

Pengantar

AGUS SUPANGAT

SUSANNA

Os ea no gr afi



DAFTAR ISI

DAFTAR ISI	i
PENDAHULUAN	1
BAB 1 AIR, UDARA DAN ES	9
1.1 Properti Air	9
1.1.1 Pengaruh Garam Terlarut	11
1.2 Siklus Hidrologi	15
1.2.1 Air di Atmosfer	16
1.2.2 Es di Lautan	18
1.3 Ringkasan	23
BAB 2 TEMPERATUR LAUTAN	25
2.1 Radiasi Matahari	25
2.2 Distribusi Temperatur Permukaan	28
2.2.1 Transfer Panas dan Air di Sepanjang Batas Udara-Laut	31
2.3 Distribusi Temperatur Terhadap Kedalaman	33
2.4 Energi dari Termoklin-Suatu Digresi Singkat	41
2.5 Distribusi Temperatur dan Pergerakan Air	43
2.6 Ringkasan	46
BAB 3 SALINITAS LAUTAN	49
3.1 Kekonstanan Komposisi	51

3.1.1	Perubahan Akibat Kondisi Lokal	52
3.1.2	Garam dari Air Laut	54
3.2	Variasi Salinitas	56
3.2.1	Distribusi Salinitas Terhadap Kedalaman	56
3.2.2	Distribusi Salinitas Permukaan	58
3.3	Pengukuran Salinitas	59
3.3.1	Metode Kimia dalam Pengukuran Salinitas	60
3.3.2	Metode Fisik dalam Pengukuran Salinitas	61
3.3.3	Definisi Resmi Salinitas	62
3.4	Ringkasan	63

BAB 4 DENSITAS DAN TEKANAN DI LAUTAN	66
4.1 Massa Air	66
4.2 Kedalaman (tekanan), Densitas dan Temperatur	69
4.2.1 Perubahan Temperatur Adiabatik	70
4.3 Diagram T-S	71
4.3.1 Menggunakan σ_t	72
4.3.2 σ_θ dan Stabilitas Vertikal	76
4.3.3 Penggunaan Diagram T-S	78
4.3.4 Properti konservatif dan Non-konservatif	81
4.4 Proses Pencampuran di Lautan	82
4.4.1 Difusi Molekul dan Turbulen	83
4.4.2 Stratifikasi dan Mikrostruktur	84
4.4.3 Front	89
4.4.4 Olakan	95
4.5 Ringkasan	96

BAB 5 CAHAYA DAN BUNYI DALAM AIR LAUT	101
5.1 Cahaya Bawah Air	101
5.1.1 Iluminasi dan Penglihatan	105
5.1.2 Visibilitas Bawah Air: Melihat dan Dilihat	108
5.1.3 Pengukuran	111
5.1.4 Warna di Laut	116
5.1.5 Radiasi Elektromagnetik dan Remotr Sensing Lautan	120
5.2 Bunyi Bawah Air	121
5.2.1 Karakteristik Utama Gelombang Bunyi di Lautan	123
5.2.2 Laju Bunyi: Refraksi dan Jalur Bunyi	125
5.2.3 Penggunaan Energi Akustik dalam Lautan	129
5.3 Ringkasan	138
BAB 6 GELOMBANG	
6.1 Pengertian Gelombang	144
6.1.1 Jenis-jenis Gelombang	145
6.1.2 Gelombang yang Dibangkitkan oleh Angin	149
6.1.3 Fully Developed Sea	152
6.1.4 Tinggi Gelombang dan Kecuraman Gelombang	153

6.2	Bentuk Gelombang	156
6.2.1	Gerakan Partikel Air	158
6.2.2	Teori Gelombang Permukaan	161
6.2.3	Kecepatan Gelombang di Laut Dalam dan Perairan Dangkal	162
6.2.4	Asumsi yang Dibuat dalam Teori Gelombang Permukaan	164
6.3	Dispersi Gelombang dan Kecepatan kelompok	165
6.4	Energi Gelombang	168
6.4.1	Penjalaran Energi Gelombang	169
6.4.2	Swell	171
6.4.3	Atenuasi Energi Gelombang	173
6.4.4	Refraksi Gelombang	175
6.4.5	Gelombang Mendekati Pantai	179
6.4.6	Gelombang Pecah	182
6.5	Gelombang dengan Karakter yang Tidak Biasa	185
6.5.1	Gelombang dan Arus	185
6.5.2	Gelombang Raksasa	187
6.5.3	Tsunami	189
6.5.4	Seiche	190
6.6	Pengukuran Gelombang	193
6.6.1	Pengamatan Satelit Gelombang	193
6.7	Ringkasan	198

BAB 7 PASANG SURUT		204
7.1	Gaya Pembangkit Pasang Surut – Sistem Bumi-Bulan	204
7.1.1	Variasi Pasang Surut yang diakibatkan oleh Bulan	213
7.2	Gaya Pembangkit Pasang Surut – Sistem Bumi-Matahari	215
7.2.1	Interaksi Pasang Surut Bulan dan Matahari	216
7.3	Teori Dinamika Pasang Surut	219
7.3.1	Prediksi Pasang Surut dengan Metoda Harmonik	227
7.4	Jenis-Jenis Pasang Surut	229
7.4.1	Pasang Surut dan Arus Pasang Surut di Perairan Dangkal	232
7.4.2	Strom Surge	234
7.4.3	Pasang Surut di Sungai dan Estuari	237
7.4.4	Daya Pasang Surut	238
7.5	Ringkasan	240
BAB 8 ARUS LAUT		245
8.1	Pengaruh Angin pada Permukaan Laut	246
8.1.1	Beberapa Gaya Gesekan di Laut	247
8.1.2	Gerakan Ekman	250
8.2	Arus Inersia	253

8.3	Arus Geostropik	255
8.3.1	Gradien Tekanan di Laut	256
8.3.2	Kondisi Barotropik dan Baroklinik	258
8.3.3	Penentuan Kecepatan Arus Geostropik	264
8.4	Divergen dan Konvergen	267
8.5	Ringkasan	270

DAFTAR TABEL

	Hal.
Tabel 1.1 Properti fisik anomali air.	13
Tabel 1.2 Densitas air tawar pada temperatur yang berbeda.	14
Tabel 1.3 Air di darat ($\times 10^{15}$).	16
Tabel 2.1 Albedo.	26
Tabel 3.1 Konsentrasi rata-rata ion-ion utama dalam air laut dalam bagian per seribu (g kg^{-1} atau g l^{-1}).	49
Tabel 3.2 Persentase rerata terhadap berat sepuluh elemen terbanyak (selain oksigen) dalam kerak Bumi	50
Tabel 4.1 Perbandingan temperatur in situ dan potensial di Palung Mindanao di luar Pulau Filipina.	77
Tabel 4.2 Temperatur dan salinitas rerata samudra-samudra utama dunia	99
Tabel 5.1 Properti akustik beberapa material biasa	133

PRAKATA

Buku ini disusun dengan maksud mempermudah mendapatkan buku pegangan tentang Oseanografi berbahasa Indonesia untuk peneliti dan praktisi di bidang kelautan serta para mahasiswa yang mengambil mata kuliah Oseanografi Fisika. Buku Pengantar Oseanografi edisi pertama ini rencana akan di-*update* setiap dua tahun sekali untuk mengakomodasi perkembangan ilmu-ilmu yang bersangkutan dengan bidang kelautan. Materi buku ini ditekankan pada masalah sifat fisis air laut, arus, gelombang dan pasang surut laut. Oleh sebab itu untuk edisi pertama dari buku ini materinya sebagian besar diambil langsung dari “ *Sea Water : Its Composition, Properties and Behaviour* ”, *The Open University, England, 1995 (Editor: G. Bearman)* untuk Bab 1 - Bab 5, “ *Waves, Tides and Shallow-Water Processes* ”, *The Open University, England, 1994 (Editor: G. Bearman)* untuk Bab 6 - Bab 7, dan “ *Ocean Circulation* ”, *The Open University, England, 1993 (Editor: G. Bearman)* untuk Bab 8.

Kritik membangun dan saran dari para pembaca dan para ahli lainnya, demi untuk perbaikan isi buku ajar ini sangat diharapkan. Dan tak lupa ucapan terima kasih kepada Pusat Riset Wilayah Laut dan Sumberdaya Nonhayati, Badan Riset Kelautan dan Perikanan - DKP, dan rekan sekerja atas segala bantuannya sehingga buku ini dapat terselesaikan.

Penulis

PENDAHULUAN

Pendahuluan

Kata oseanografi adalah kombinasi dari dua kata Yunani: *oceanus* (samudera) dan *graphos* (uraian/deskripsi) sehingga oseanografi mempunyai arti deskripsi tentang samudera. Tetapi lingkup oseanografi pada kenyataannya lebih dari sekedar deskripsi tentang samudera, karena samudera sendiri akan melibatkan berbagai disiplin ilmu jika ingin diungkapkan. Dalam buku ini bahasannya lebih difokuskan pada oseanografi fisika.

Planet Bumi merupakan anggota tata surya yang unik di mana samudera melingkupi ± 140 juta mil persegi dari total ± 200 juta mil persegi luas permukaannya. Ini berarti samudera meliputi sekitar 70 persen permukaan bumi dengan volume air yang dikandungnya ± 350 juta mil kubik. Di dalamnya juga terkandung 3,5 persen garam terlarut disamping zat-zat terlarut lainnya yang sebanding dengan 160 juta ton garam per mil kubik (Bhatt, 1978). Interaksinya dengan atmosfer akan mempengaruhi pola iklim global. Potensi sumber daya alamnya yang kaya akan dapat mempengaruhi baik buruknya hubungan antar negara. Fenomena dinamikanya seperti pasang surut, arus, transport massa, dan sebagainya, termasuk fenomena-fenomena yang belum terungkap secara lugas, contohnya fenomena *el nino* dan *la nina*, dibutuhkan informasinya oleh banyak negara. Semua fakta di atas mengukuhkan pentingnya samudera bagi kehidupan nasional, regional, dan internasional. Dan ini juga

Pendahuluan

mengukuhkan pentingnya disiplin ilmu oseanografi untuk lebih dilirik, dipahami, bahkan didalami oleh para intelektual yang meminatinya.

Orang yang mempelajari samudera secara mendalam disebut oseanografer. Dan oseanografi sendiri seringkali diungkapkan berdasarkan empat kategori keilmuan yaitu fisika, biologi, kimia, dan geologi (Stowe,1983). Oseanografi fisis khusus mempelajari segala sifat dan karakter fisik yang membangun sistem fluidanya. Oseanografi biologi mempelajari sisi hayati samudera guna mengungkap berbagai siklus kehidupan organisme yang hidup di atau dari samudera. Oseanografi kimia melihat berbagai proses aksi dan reaksi antar unsur, molekul, atau campuran dalam sistem samudera yang menyebabkan perubahan zat secara reversibel atau ireversibel. Dan oseanografi geologi memfokuskan pada bangunan dasar samudera yang berkaitan dengan struktur dan evolusi cekungan samudera.

Beberapa aspek penting disiplin ilmu oseanografi agak sulit dikategorikan ke dalam salah satu dari empat keilmuan di atas, seperti aspek-aspek geofisika, biofisika, nutrisi, petrologi, antropologi, meteorologi, dan farmakologi. Disamping itu, oseanografi juga dipengaruhi oleh keilmuan yang tidak termasuk sains murni, seperti sejarah, hukum, atau sosiologi. Lebih lanjut sekarang juga telah berkembang cabang baru oseanografi yang disebut oseanografi terapan. Karena deskripsi tentang seorang oseanografer akan melingkupi keilmuan yang kompleks.

Sejarah Oseanografi Fisis

J.J. Bhatt, dari *Rhode Island Junior College* (1978), membagi sejarah Oseanografi menjadi beberapa era, yaitu era klasik, era sebelum *Challenger*, era *Challenger*, era setelah *Challenger*, dan era *Glomar Challenger*.

Awal dari oseanografi tidak diketahui pasti, karena memang manusia kuno tidak meninggalkan rekaman secara sistematis, baik berupa

jurnal ataupun buku harian perorangan. Para arkeolog mencatat orang-orang Polinesia dan India pra sejarah melakukan perjalanan laut yang sulit dalam jarak yang panjang. Para pedagang dari India Timur telah memiliki pengetahuan yang cukup baik tentang arus-arus monsun, karena perjalanan laut sudah umum dikawasan Samudera Hindia pada sekitar 3000 MS. Menyusul kemudian bangsa Punisia dan Yunani yang kerap melayari perairan Laut Tengah dalam rentang waktu 1500 - 1600 SM. Sekitar tahun 150 M, Claudius Ptolemy telah membuat peta Samudera Atlantik dan Hindia berupa dua lautan yang tertutup. Bersamaan dengan masanya beberapa instrumen navigasi telah ditemukan, seperti kompas dan *astrolabe* (alat pengukur tinggi bintang) di Cina. Tahun 800 - 1000 M bangsa Viking telah berlayar hingga Atlantik Utara, menemukan Iceland dan Greenland. Dan tahun 1000 M ahli sejarah mencata Leif putra Eric Si Merah telah mencapai bagian paling utara dari Benua Amerika.

Era sebelum Challenger ditandai oleh dua orang pionir pelayaran jarak jauh yaitu Christopher Columbus (Italia) yang berhasil mencapai Benua Amerika tahun 1492 dan Vasco da Gama (Portugis) berhasil menemukan rute ke India melalui Tanjung Harapan tahun 1498. Tahun 1520, pelaut Spanyol Ferdinand Magellan berlayar hingga samudera Pasifik, dan mengukur kedalaman laut di beberapa tempat menggunakan teknik gelombang bunyi tetapi belum dapat mencapai dasar lautnya William Dampier telah mendeskripsikan aspek meteorologi laut dalam oseanografi secara detail dalam publikasinya *A discourse of the Wind* tahun 1700. Tahun 1768-1779 Captain James Cook melayari kawasan Pasifik memetakan New Zealand, Laut Selatan, dan pantai barat laut Amerika Utara. Dan pada tahun 1770 Benjamin Franklin untuk yang pertama kalinya membuat peta Arus Teluk (Gulf Stream).

Alexander Von Humboldt (1769-1859) dari Jerman atas inspirasi ekspedisi Cook melakukan lima tahun perjalanan laut melalui Kuba, Meksiko, dan banyak tempat lagi sepanjang pantai Amerika Latin. Ia mempublikasikan perjalanan ilmiahnya dalam 17 volume tulisan *The Travels of Humboldt and Bonpland in the Interior of America*. Tahun 1818

John Ross dan keponakannya James Ross sukses mengukur kedalaman Teluk Baffin, Canada, serta mempelajari kondisi dan distribusi alamiah organisme serta sedimen laut. Charles Darwin dengan kapal *Beagle*-nya tahun 1830 melakukan ekspedisi ke kepulauan Galapagos, menghasilkan konsep-konsep evolusi yang hingga kini masih tertulis dalam buku-buku tentang evolusi makhluk hidup. Edward Forbes mengamati binatang dan tumbuhan dasar laut. Ia membagi populasi laut menjadi delapan zona menurut skala pertumbuhan habitatnya terhadap kedalaman.

Oseanografi fisika menemukan awal kebangkitannya melalui buku teks pertama dalam oseanografi, *The Physical Geography of the Sea*, yang ditulis oleh letnan Matthew Fontaine Maury dari angkatan laut Amerika tahun 1855. Oleh bangsa Amerika ia dikenal sebagai bapak oseanografi fisis modern.

Langkah besar dalam oseanografi terjadi setelah dipublikasikannya Ekspedisi Challenger oleh William Dittmar (1884) berdasarkan ekspedisi kelautan menggunakan kapal angkatan laut Inggris *HMS Challenger* yang dipimpin C Wyville Thomson tahun 1872-1876. Ini adalah ekspedisi laut-dalam secara global yang pertama kali dilakukan. Darinya berhasil dikoleksi sampel-sampel biologi laut, 77 sampel air samudera, informasi kedalaman dan temperatur laut, serta landasan oseanografi geologi terbentuk karenanya. Ekspedisi ini menjadi inspirasi ekspedisi-ekspedisi selanjutnya dan berdirinya lembaga-lembaga riset samudera. Seiring dengan waktu berbagai deskripsi tentang samudera dan segala sesuatu di bawah permukaan air yang melingkupi bumi kita mulai terungkap.

Di akhir abad 19, oseanografi dari Norwegia Fridjof Nansen berdasarkan ekspedisi *Fram*-nya di samudera Artik mencoba mengungkap berbagai fenomena di samudera tersebut dan mengamati fenomena angin yang membangkitkan arus permukaan laut. Sumbangan dari Nansen yang hingga kini masih digunakan yaitu tabung khusus untuk sampel air laut dari berbagai kedalaman, kini dikenal dengan nama botol Nansen.

Di awal abad 20 kapal riset Meteor melakukan lebih dari 70.000

sounding dasar samudera, ia melengkapi hasil *sounding* dari *challenger*. Tahun 1920-1922 kapal riset Dana mengamati samudera Hindia dan menemukan punggung tengah samudera *Carlsberg* di dasarnya. Tahun 1950-an kapal riset Swedia *Galatha Triste* selain berhasil mengukur kedalaman palung Mindanao juga menemukan kehidupan di laut dalam.

Kapal riset *Glomar Challenger* yang diluncurkan oleh Institut Oseanografi Scripps di La Jolla California tahun 1968 adalah kapal riset modern yang dilengkapi berbagai sensor untuk mengukur seluruh parameter oseanografi. Kapal ini juga memiliki kemampuan untuk melakukan pengeboran di dasar laut. Antara tahun 1968-1973 *Glomar Challenger* telah mengebor 450 sumur bor, melego jangkar di 300 lokasi, dan mengurangi lebih dari 275.000 km. Oseanografi kini telah melingkupi multidisiplin keilmuan dan telah menggunakan teknologi tingkat tinggi dalam observasi samudera termasuk menggunakan perangkat penginderaan jauh seperti satelit.

Indonesia sebagai negara kepulauan yang terletak diantara samudera Pasifik dan Hindia jelas memerlukan riset kelautan untuk mengungkap berbagai fenomena dan mengidentifikasi sumber daya laut yang dimiliki secara akurat. Indonesia telah melengkapi perangkat teknologi dengan kapal-kapal riset. Lembaga-lembaga negara yang berhubungan dengan mata laut seperti Dinas Hidro Oseanografi-Angkatan Laut, LIPI, dan BPPT memang telah memiliki kapal-kapal riset. Tetapi, kapal riset yang ada belum sebanding dengan luasnya kawasan lautan Indonesia.

Ruang Lingkup Oseanografi Fisis

Oseanografi fisis melingkupi dua kegiatan utama (1) studi observasi langsung pada samudera dan penyiapan peta sinoptik elemen-elemen yang membangun karakter samudera, serta (2) studi teoretis proses fisis yang diharapkan dapat memberi arah dalam observasi samudera

(William, 1962). Keduanya tidak dapat berdiri sendiri tanpa informasi dari sisi kimiawi, biologi, dan geologi sebagai bagian dari deskripsi samudera dan untuk validitas kondisi fisisnya.

Ilmuwan menyatakan bahwa gerakan pada fluida samudera dan atmosfer merupakan konsekuensi dari pemanasan matahari yang tidak merata di permukaan bumi. Pemanasan yang tidak merata menghasilkan perbedaan temperatur antara zona-zona di kawasan kutub dengan zona-zona di kawasan ekuator. Ini adalah faktor fisis yang fundamental yang memunculkan gaya pada atmosfer dan samudera sehingga membentuk gerakan. Gerakan-gerakan fluida bumi adalah reaksi dari gaya tersebut, yakni gerakan-gerakan yang berusaha membuat keseimbangan sebagai respon dari distribusi pemanasan yang tidak merata pada transport panas dari kawasan ekuator yang kelebihan panas ke kawasan kutub yang kekurangan panas. Deskripsi angin-angin atmosfer dan arus-arus samudera adalah infut mendasar pada studi-studi neraca panas bumi. Atmosfer dan samudera berperan dalam menciptakan keseimbangan pada proses redistribusi panas secara global di bumi (Neshyba, 1987).

Dalam oseanografi fisis akan dipelajari dari mulai karakter fisik fluida samudera itu sendiri sampai dengan uraian gaya-gaya yang bekerja dalam fluida, termasuk faktor-faktor penyebab munculnya gaya dan efek langsung maupun tidak langsung dari gaya-gaya tersebut.

Karakter fisik fluida samudera mencakup dari mulai sifat-sifat unsur-unsur yang membangun molekul air, sifat molekul air itu sendiri sebagai fluida pelarut serta keterkaitannya dengan unsur pembangunan material yang terlarut di dalam air, perubahan berbagai parameter fisik dalam air, serta karakter fluida saat dijalar energi seperti panas, bunyi, listrik, dan sebagainya.

Dalam menguraikan gaya-gaya yang terjadi pada samudera maka fluida samudera akan berurusan dengan berbagai fenomena seperti arus dan gelombang. Arus-arus di samudera dapat dikategorikan dari mulai skala global hingga lokal. Arus skala global meliputi arus-arus utama samudera

yang membentuk *gyre-gyre* di permukaan samudera, sistem arus di ekuator, sistem arus thermohaline, arus pasut, dan sebagainya, yang timbul karena gaya-gaya berskala global akibat rotasi bumi, perbedaan tekanan antara ekuator dengan kutub, gelombang pasut, serta interaksi antara samudera dengan atmosfer. Arus skala yang lebih kecil sampai dengan skala lokal timbul karena pengaruh angin, perbedaan dipantai, dan lain-lain. Demikian pula dengan gelombang, gelombang skala besar seperti gelombang pasut timbul karena interaksi antara gaya gravitasi bumi dengan gaya gravitasi benda langit, gelombang tsunami terjadi karena aktivitas sesar pada lempeng tektonik. Gelombang skala yang lebih kecil timbul karena pengaruh angin, atau sekedar karena usikan organisme air.

Ruang lingkup oseanografi fisis masih dapat terus berkembang seiring dengan semakin terungkapnya berbagai fenomena oseanografi yang dahulu masih merupakan misteri. Pengembangan oseanografi fisis ini secara teoretis maupun terapan bergerak simultan. Kedua sisi ini saling memberikan kontribusi yang timbal balik. Sisi teoretis akan memberikan arah pada penerapan oseanografi, sebaliknya pengungkapan-pengungkapan fenomena hasil observasi akan semakin memperkaya sisi teoretis oseanografi.

Bahan bacaan

Arx, William S. Von. An Introduction To Physical Ocenography. Addison-Wesley Publishing Company, Inc. Massachusetts: 1962

Bhatt, JJ. Ocenography. D. Van Nostrand Company. New York 1978.

Gross< M. Grant. Oceanography a View of The Earth. Fourth edition. Prentice-Hall International, Inc. New Jersey: 1987.

Groves, Don. The Oceans. John Willey and Sons, Inc. New York 1989.

Neshyba, Steve. Oceanography Perspective on a Fluoid. John Willey & Sons, Inc. New York: 1987.

Stowe, Keith. Ocean Science. John Willey & Sons New York: 1983.

Bab 1

AIR, UDARA DAN ES

Lautan dan atmosfer merupakan bagian dari bumi. Air menguap dan gas-gas lain dilepaskan dari bumi melalui proses de-gassing (pelepasan gas) yang telah terjadi sejak bumi terbentuk kira-kira 4,6 milyar tahun yang lalu. Proses de-gassing berkurang terhadap waktu karena peluruhan eksponensial elemen radioaktif mempengaruhi panas dalam bumi dan sekarang elemen tersebut tinggal sedikit dibandingkan pada saat bumi terbentuk. Dengan kata lain, interior bumi awalnya lebih panas dari pada sekarang; konveksi pada mantel bumi lebih aktif; dan proses de-gassing lebih cepat. Kebanyakan air dan gas atmosfer yang berasal dari dalam bumi telah mengalami proses de-gassing sejak 2,5 milyar tahun yang lalu dan terus berlanjut dengan laju yang berkurang. Air dan gas atmosfer secara kontinu keluar dari interior bumi hingga sekarang jumlahnya menjadi sedikit.

Lautan dan atmosfer memberikan ciri fluida pada lingkungan bumi. Sifat alami lingkungan ini diatur oleh zat-zat yang ada, yaitu air.

1.1 PROPERTI AIR

Pengetahuan mengenai properti air memberikan gambaran tentang karakteristik dari lingkungan lautan.

Soal 1.1 Kebanyakan orang mengetahui bahwa laut asin, dingin, gelap dan penuh dengan kehidupan yang ramai dan tidak pernah diam. Jelaskan karakteristik laut tersebut berdasarkan hal-hal tertentu di bawah :

Air adalah cairan yang mempunyai mobilitas tinggi

Air adalah pelarut yang baik

Air adalah konduktor panas yang lemah

Air mempunyai panas spesifik yang tinggi

Air mempunyai panas laten fusi dan penguapan

Air tawar membeku pada 0°C

Air tawar mendidih pada 100°C

Densitas maksimum air tawar adalah pada 4°C ; sedang air laut pada titik beku ($-1,9^{\circ}\text{C}$)

Es lebih ringan dibandingkan air

Cahaya hanya dapat menembus air beberapa ratus meter

Bunyi dapat menjalar melalui air sejauh ribuan kilometer

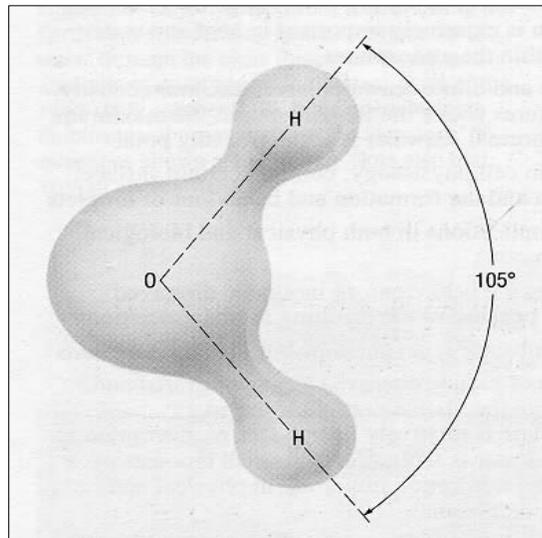
Air sangat penting bagi kehidupan

Massa molekul air adalah 18. Perbandingan air dengan komponen hidrogen yang lain menunjukkan bahwa air seharusnya beku pada temperatur -100°C dan mendidih pada temperatur -80°C , tetapi kenyataannya adalah pada temperatur 0°C dan 100°C (contoh, metana dengan massa molekul 16 beku pada temperatur 183°C dan mendidih pada temperatur -162°C). Densitas padatan lebih besar dari cairan dan densitas cairan biasanya berkurang cepat bila dipanaskan dari titik leleh, tetapi es lebih kecil dari air dan densitas maksimum air tawar pada temperatur 4°C . Tabel 1.1 dan 1.2 memberikan informasi untuk Soal 1.1.

Alasan untuk anomali air ini adalah karena struktur molekulnya. Molekul air mengandung satu atom oksigen yang terikat pada dua atom hidrogen. Sudut antara ikatan atom tersebut adalah 105° . Perbedaan elektrik antara atom oksigen dan hidrogen adalah atom hidrogen membawa muatan positif sementara atom oksigen membawa muatan negatif (Gambar 1.1). Oleh

karena struktur kutub, molekul air mempunyai ketertarikan satu sama lain dan cenderung membentuk kelompok-kelompok yang diikat oleh ikatan intermolekul lemah yang disebut ikatan hidrogen.

Dengan bertambahnya temperatur air tawar diatas 0°C , energi molekul juga akan bertambah dan berlawanan dengan kecenderungan membentuk kelompok-kelompok parsial. Molekul secara individu dapat bersama lebih



Gambar 1.1 Skema molekul air. Terpolarisasi secara listrik. Bagian oksigennya membawa muatan negatif; hidrogen membawa muatan positif (*The Open University, 1995*).

dekat mengisi ruang-ruang yang ada dan menambah densitas air. Walaupun demikian dengan bertambah tersebut, temperatur akan memberikan lebih banyak energi kepada molekul dan rerata jarak antaranya bertambah sehingga

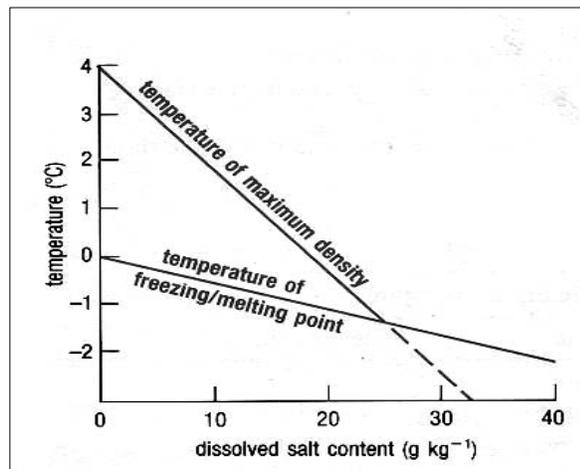
menyebabkan pengurangan densitas. Pada temperatur antara 0°C dan 4°C , pengaruh orde yang dominan adalah pada peningkatan temperatur termal. Kombinasi dua pengaruh berarti densitas air tawar adalah maksimal pada 4°C (Tabel 1.2).

1.1.1 Pengaruh Garam Terlarut

Unsur terlarut dalam cairan mempunyai pengaruh menambah densitas cairan tersebut. Semakin banyak jumlah yang terlarut akan semakin besar

pengaruhnya. Begitu juga dengan air. Densitas air tawar mendekati $1,00 \times 10^3 \text{ kgm}^{-3}$ (Tabel 1.2). Sementara rerata densitas air laut adalah $1,03 \times 10^3 \text{ kgm}^{-3}$.

Pengaruh lain yang penting dari unsur-unsur terlarut adalah menurunkan titik beku cairan. Contohnya penambahan garam biasa (sodium klorida, NaCl) akan merendahkan titik beku air dan juga menurunkan temperatur dimana air mencapai densitas maksimumnya. Hal ini karena garam terlarut mempunyai kecenderungan dimana molekul air membentuk kelompok-kelompok orde sehingga densitas hanya diatur oleh pengaruh pengembangan termal. Gambar 1.2 menunjukkan bahwa titik beku dan temperatur densitas maksimum adalah sama ketika konsentrasi garam terlarut dalam air (salinitas) mencapai 25 gkg^{-1} . Lautan mempunyai salinitas yang lebih tinggi yaitu kira-kira 35 gkg^{-1} (dimana 30 gkg^{-1} adalah dari ion-ion sodium terlarut (Na^+ , $\sim 11\text{g}$) dan ion-ion klorida (Cl , $\sim 19\text{g}$)). Jadi densitas air laut bertambah dengan turunnya temperatur hingga ke titik beku. Perbedaan antara air tawar dan air laut ini penting dan mempengaruhi pembentukan es laut dan proses sirkulasi lautan.



Gambar 1.2 Temperatur titik beku, titik leleh dan densitas maksimum larutan berfungsi sebagai konsentrasi garam terlarut.

(The Open University, 1995).

Tabel 1.1 Properti fisik anomali air

Properti	Perbandingan dengan zat lain	Hal yang penting dalam lingkungan fisik/biologi
Panas spesifik ($=4,18 \times 10^3 \text{Jkg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$)	Yang tertinggi dari semua padatan dan larutan kecuali larutan NH_3	Mencegah kisaran ekstrem; transfer panas oleh gerakan air sangat besar; cenderung mempertahankan temperatur tubuh yang seragam
Panas laten fusi ($=3,33 \times 10^5 \text{Jkg}^{-1}$)	Yang tertinggi kecuali NH_3	Penyerapan dan pengeluaran panas laten menghasilkan pengaruh termostatik besar pada titik beku
Panas laten penguapan ($=2,25 \times 10^6 \text{Jkg}^{-1}$)	Yang tertinggi dari semua zat	Penyerapan dan pengeluaran panas laten menghasilkan pengaruh termostatik besar pada titik didih; panas laten penguapan yang besar sangat penting dalam transfer panas dan air di atmosfer
Pengembangan termal	Temperatur densitas maksimum berkurang dengan bertambahnya salinitas; untuk air tawar adalah $4 \text{ } ^\circ\text{C}$	Air tawar dan air laut yang dicairkan mempunyai densitas maksimum pada temperatur di atas titik beku; densitas maksimum normal air laut adalah pada titik beku
Tegangan permukaan ($=7,2 \times 10^9 \text{Nm}^{-1}$)*	Yang tertinggi dari semua larutan	Penting dalam sel fisiologi; mengatur fenomena permukaan tertentu dan formasi dan sifat tetesan
kemampuan melarutkann	Umumnya, melarutkan lebih banyak zat dan dalam jumlah yang lebih banyak dari larutan lain	Terdapat implikasi yang jelas dalam fenomena fisik dan biologi
Dielektrik konstan** ($=87$ pada $0 \text{ } ^\circ\text{C}$, 80 pada $20 \text{ } ^\circ\text{C}$)	Air tawar adalah yang tertinggi kecuali H_2O_2 dan HCN	Penting dalam sifat zat inorganik terlarut karena menghasilkan disosiasi tinggi
Disosiasi elektrolitik	Sangat kecil	Zat netral tetapi mengandung ion-ion H^+ dan OH^-

Transparansi	Relatif besar	Penyerapan energi radian besar dalam infra merah dan ultraviolet; untuk porsi yang terlihat energi spektrum terdapat relatif sedikit penyerapan selektif sehingga air tawar menjadi 'tidak berwarna' dalam jumlah sedikit; karakteristik penyerapan dalam fenomena fisik dan biologi
Konduksi panas	Tertinggi dari semua larutan	Penting dalam skala kecil seperti dalam sel hidup tetapi dikalahkan oleh difusi turbulen dalam proses molekuler
Viskositas molekuler ($=10^{-3} \text{ N s m}^{-2}$)*	Kurang dari kebanyakan larutan pada temperatur tertentu	Mengalir untuk menyamakan perbedaan tekanan

*N= newton=unit energi dalam kg m s^{-2} .

**pengukuran kemampuan untuk memisahkan muatan ion-ion dalam larutan

catatan Tabel 1.1

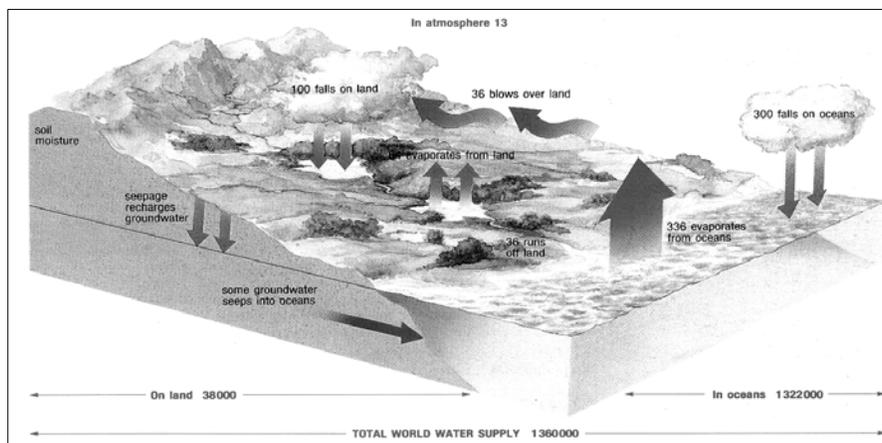
1. Panas laten adalah jumlah panas yang diperlukan untuk melelehkan suatu unit massa unsur pada titik leleh atau untuk menguapkan suatu unit massa unsur pada titik didih.
2. Panas spesifik adalah jumlah panas yang diperlukan untuk menambah temperatur suatu unit massa unsur sebesar 1° .
3. Tegangan permukaan adalah pengukuran 'kekuatan' permukaan larutan dan menyebabkan 'durabilitas' jatuh dan menggelembung (Bagian 2.2.1).
4. Viskositas adalah pengukuran resistansi terhadap distorsi (aliran) fluida. Semakin besar viskositas akan semakin perlahan fluida mengalir (contoh, minyak motor lebih kental dari air).

Tabel 1.2 Densitas air tawar pada temperatur yang berbeda

Temperatur ($^\circ\text{C}$)	Kondisi	Densitas (kg m^{-3})
-2	Padat	917,2
0	Padat	917,0
0	Larutan	999,8
4	Larutan	1000,0
10	Larutan	999,7

Soal 1.2 Pada Gambar 1.2 apakah kata 'densitas maksimum' menunjukkan harga densitas tunggal atau apakah dengan penurunan temperatur dan peningkatan garam terlarut, densitas maksimum tersebut bertambah atau berkurang di sepanjang garis?

1.2 SIKLUS HIDROLOGI



Gambar 1.3 Siklus hidrologi menunjukkan cadangan air Bumi, gerakan tahunan air melalui siklus (angka berwarna hitam) dan jumlah air yang tersimpan di berbagai tempat siklus (angka berwarna biru). Air lautan mendominasi jumlah cadangan air. Semua kuantitas yang ditunjukkan adalah $\times 10^{15}$ kg. 10^{15} kg $\approx 10^3$ km³. (*The Open University*, 1995).

Lautan mendominasi **siklus hidrologi** (gambar 1.3) karena mengandung 97% penyimpanan air global. Perubahan terbesar penyimpanan air bagian darat (Tabel 1.3) harus mempunyai pengaruh yang signifikan terhadap

jumlah air di laut. Contohnya, diperkirakan bahwa pada saat zaman es dua juta tahun yang lalu, kira-kira $50\,000 \times 10^{15}$ kg air ditambahkan ke glasier dan selubung es dunia sehingga menambah volume menjadi kira-kira 2,5 kali dari yang ada sekarang.

Tabel 1.3 Air di darat ($\times 10^{15}$)

Sungai dan aliran arus	1
Danau air tawar	125
Danau asin dan laut	<u>104</u>
Total air permukaan	230
Glasier dan selubung air	29 300
Kelembaban tanah dan seepage	70
Air tanah	<u>8400</u>
Total	38 000

Hal tersebut menurunkan paras laut bumi lebih dari 100 m dan cukup membuat paparan benua-benua laut dangkal menjadi daratan kering, tetapi hanya mengurangi volume air total di laut sebesar 3,5%.

Konsep **waktu tinggal** dapat di definisikan dengan rujukan Gambar 1.3 yaitu rerata lamanya waktu molekul air hidup atau berada dalam sebarang tahap siklus hidrologi. Diperkirakan dengan membagi jumlah air dalam siklus dengan jumlah air yang masuk (dari yang keluar) dalam unit waktu.

Soal 1.3 (a) Lihat Gambar 1.3, berapakah laju penguapan tahunan laut? Apakah diseimbangkan oleh presipitasi dan limpasan daratan? (b) Berapakah waktu tinggal air di laut? (c) Berapakah kuantitas air yang bergerak melalui atmosfer tiap tahun?

1.2.1 Air di Atmosfer

Manifestasi air di atmosfer yang paling jelas adalah awan dan kabut. Keduanya mengandung tetesan air atau kristal-kristal es yang terkondensasi (atau nuklisasi) di sekitar partikel-partikel kecil di udara. Air di atmosfer kebanyakan dalam bentuk gas yaitu sebagai air yang menguap. Udara menjadi jenuh dengan uap air bila terjadi keseimbangan antara penguapan dan kondensasi. Semakin tinggi temperatur semakin besar jumlah energi yang tersedia untuk penguapan sehingga udara panas dapat menahan kelembaban pada tingkat jenuh (mempunyai kelembaban yang tinggi) dibandingkan udara dingin.

Terdapat dua cara dimana udara yang tidak jenuh didinginkan sehingga menjadi jenuh dan terkondensasi:

1. Pendinginan terjadi bila udara naik dan mengembang secara adiabatik dengan turunnya tekanan terhadap ketinggian. **Perubahan adiabatik** temperatur terjadi tanpa pengaruh transfer panas atau dari sekelilingnya (Bagian 4.2.1). Jadi udara naik mengembang dan melepaskan energi internalnya sehingga temperatur akan turun supaya air menguap untuk terkondensasi sebagai tetesan air dan membentuk awan atau kabut.
2. Pendinginan juga terjadi bila udara bersentuhan dengan permukaan dingin (mengapa terjadi kondensasi pada jendela di musim dingin). Kabut terbentuk bila terdapat lapisan yang cukup tebal dari kelembaban udara didinginkan menuju titik kondensasi membentuk pengaruh awan di tanah (atau air). Dikenali dua tipe kabut.

Kabut radiasi terbentuk bila permukaan tanah didinginkan akibat panas yang hilang pada malam hari ke langit. Jika udara yang bersentuhan dengan daratan mendekati kondisi jenuh dan temperatur cukup rendah maka kabut dapat terbentuk. Kabut radiasi tidak terbentuk di danau atau laut karena air mempunyai panas spesifik yang tinggi (tabel 1.1) sehingga permukaan air mendingin lebih lambat dibanding permukaan daratan. Tetapi kabut radiasi selalu bergerak dari daratan melalui sungai, estuari dan pantai.

Kabut adveksi terbentuk bila kelembaban udara bergerak (diadveksi) di atas tanah atau air yang dingin dan didinginkan. Kabut ini biasanya terbentuk di atas Grand Banks di luar Newfoundland dimana udara yang terdapat di atas Arus Teluk yang hangat diadveksi ke atas Arus Labrador yang dingin (Gambar 2.11).

1.2.2 Es di Lautan

Selubung es kutub adalah gambaran yang signifikan tentang bumi sekarang. Lapisan es dengan tutupan saljunya akan mengembalikan lebih banyak radiasi matahari yang datang dibandingkan dengan daratan atau laut terbuka (Bagian 2.1). Hanya sejumlah kecil energi matahari dapat menembus permukaan air atau daratan di bawah es. Jadi bila es terbentuk, ia cenderung tetap tersimpan.

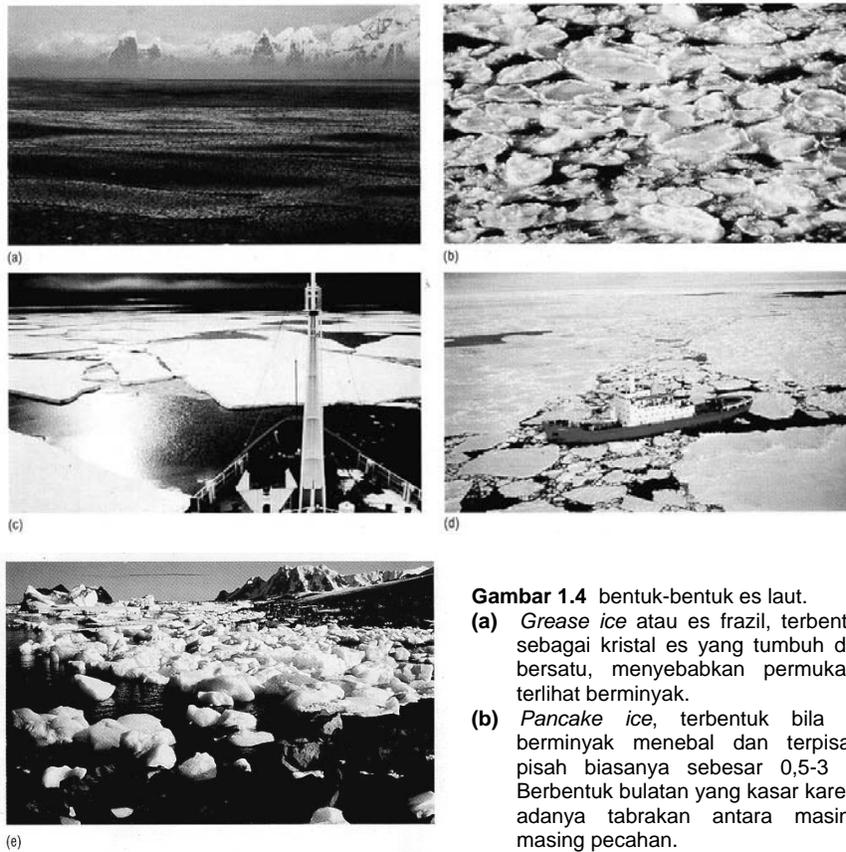
Es laut terbentuk oleh pembekuan air laut. Lihat Gambar 1.4. Bila air laut mulai membeku maka es tawar akan terbentuk dan kandungan garam di sekitarnya akan bertambah sehingga akan meningkatkan densitas dan menurunkan titik beku (Gambar 1.2). Kebanyakan garam dalam es laut adalah dalam bentuk tetesan *konsentrat brine* yang terperangkap dalam es. Brine tersebut lebih asin dari es. Titik bekunya lebih rendah relatif terhadap es (Gambar 1.2); Jadi tetesan brine akan tetap dalam bentuk larutan pada temperatur di bawah temperatur bentukan es.

Soal 1.4 (a) berikan dua alasan mengapa tetesan brine lebih ringan daripada es di sekitarnya.

(b) Es laut yang tua kurang salin dari es laut muda yang terbentuk dalam kondisi yang hampir sama yaitu mengandung lebih sedikit tetesan brine. Jelaskan?

Di sekitar Kutub Selatan, pusat akumulasi es adalah benua es Antartika yang dikelilingi oleh paparan daratan es terapung yang merupakan bagian luar selubung es benua. Sebaliknya, Kutub Utara dikelilingi oleh cekungan Samudra Artik yang sebagian besar ditutupi oleh apungan es laut. Di kedua daerah tersebut, lapangan es tersebut disebut *pack-ice* (Gambar 1.4).

Perubahan musiman dan tahunan tutupan es di lintang tinggi diamati oleh satelit (Gambar 1.5 dan 1.6). Pengetahuan tentang perkembangan tutupan es dan perubahannya terhadap waktu sangat penting untuk memahami dan meramalkan pola cuaca dan untuk memperkirakan keseimbangan radiasi permukaan bumi sebagai suatu kesatuan.



Gambar 1.4 bentuk-bentuk es laut.

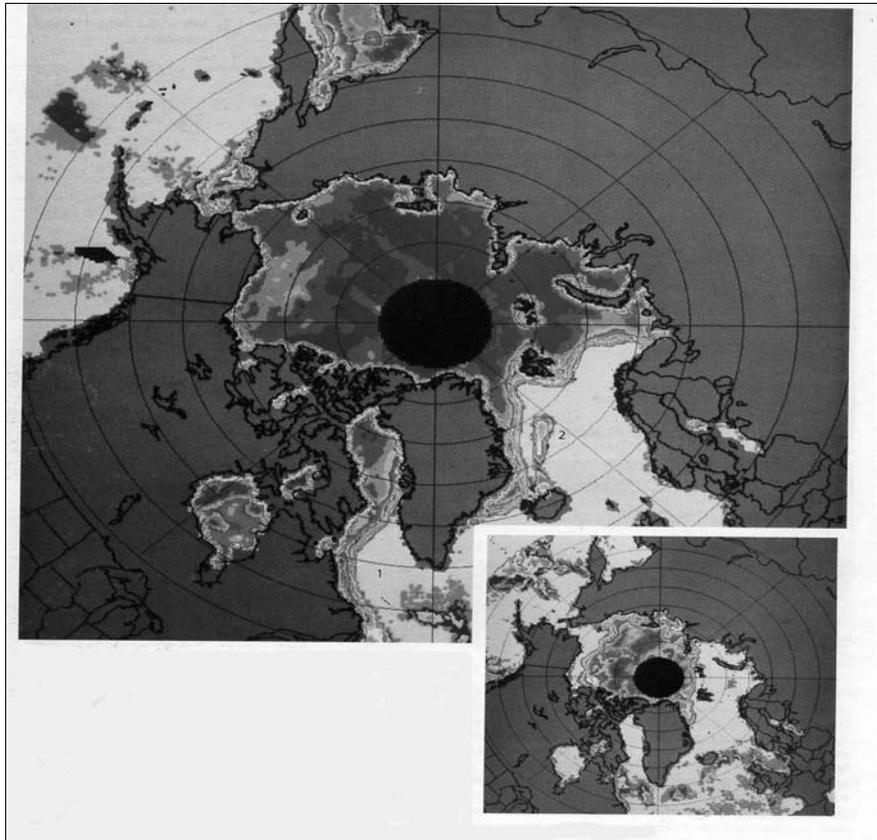
- (a) *Grease ice* atau es frazil, terbentuk sebagai kristal es yang tumbuh dan bersatu, menyebabkan permukaan terlihat berminyak.
- (b) *Pancake ice*, terbentuk bila es berminyak menebal dan terpisah-pisah biasanya sebesar 0,5-3 m. Berbentuk bulatan yang kasar karena adanya tabrakan antara masing-masing pecahan.

- (c) *Pack-ice terbuka*, terbentuk dari apungan-apungan es dengan banyak ruang antaranya.
- (d) *Pack-ice tertutup*, terbentuk dari apungan-apungan yang saling bersentuhan dan sedikit ruang antaranya.
- (e) *Brash ice*, adalah pecahan-pecahan yang tidak lebih dari 2 m panjang, merupakan 'runtuhan' dari bentukan es lain. Pada gambar adalah yang terdampar di pantai.

(*The Open University*, 1995).

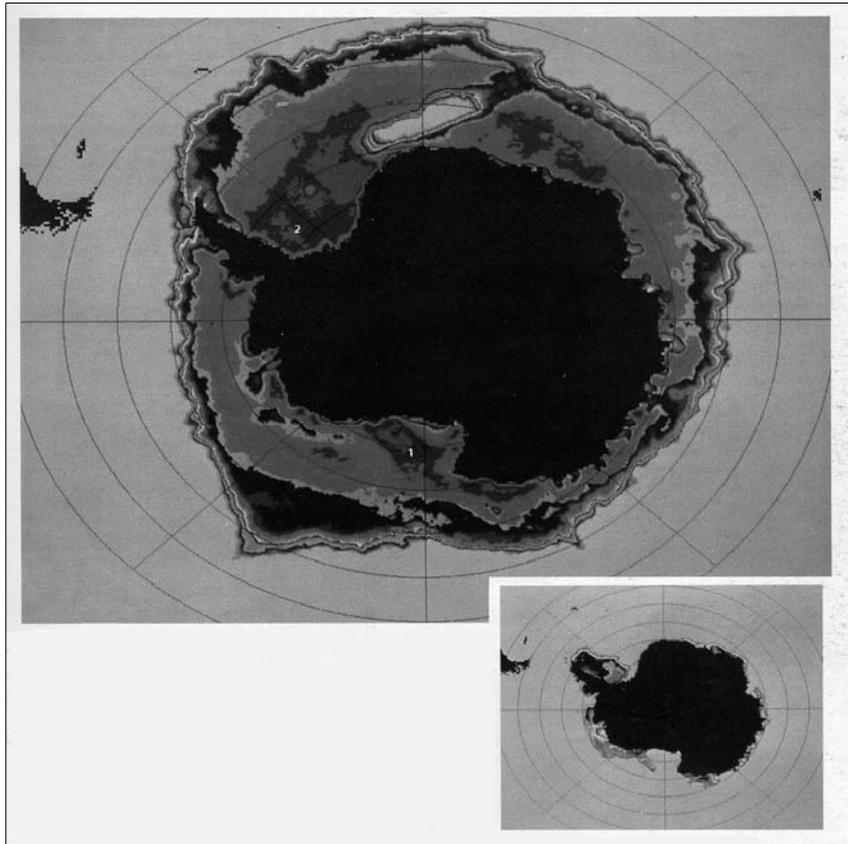
Gunung es terbentuk dengan berbagai cara. Di Artik, gunung es biasanya dibawa ke laut oleh lembah glasier yang berasal dari massa daratan seperti Greenland dan Spitsbergen dan bentuknya tidak seragam. Bagian ujung lapisan es Samudra Artik yang tebal dan daerah-daerahnya yang luas terpisah untuk membentuk pulau-pulau es. Di Samudra Selatan, deretan gunung es lebih spesifik dan dibentuk oleh 'calving' dari paparan-paparan es Laut Ross dan Weddell.

Gunung es Artik mengandung lebih banyak lumpur dan sisa-sisa erosi dari daratan akibat glasier dan biasanya lebih tebal dan gelap dari yang terdapat di Antartika. Bentuknya juga lebih kecil, panjangnya jarang lebih dari 1 km tetapi dapat mencapai ketinggian hingga 60 m di atas permukaan laut. Gunung es Antartika mempunyai daerah permukaan beberapa kilometer persegi tetapi tingginya jarang melebihi 35 m. Gunung es yang meleleh akan mengencerkan permukaan air laut dengan air tawar sehingga salinitasnya turun dari bebas es: kira-kira 30-33 gkg⁻¹ yang biasanya 35 gkg⁻¹.



Gambar 1.5 Gambar satelit menunjukkan perubahan musiman pada tutupan es laut di Artik. Pada bulan April, mengikuti bulan-bulan musim dingin yang gelap, es memenuhi hampir semua Samudra Artik, Hudson Bay dan Laut Okhotsk. Ada juga yang masuk ke Laut Bering dan di sepanjang pantai Greenland. Es tersebut terbatas hanya pada jalur sempit Arus Labrador (1) karena bersentuhan dengan air hangat Arus Gulf dari selatan dan (2) karena bagian timur Greenland merupakan pita besar es yang terpisah dari kelompok es yang besar.

(gambar kecil): Pada bulan September, karena pengaruh bulan-bulan panas dan hampir semua benua dalam kondisi siang hari sehingga kelompok es meleleh dan kembali ke Samudra Artik. (*The Open University*, 1995).



Gambar 1.6 Gambar satelit menunjukkan perubahan musim tutupan es laut di Antartika. Pada bulan Agustus (musim panas di selatan), es menutupi Antartika dengan bentangan lebih dari 1000 km dari benua hingga ke Laut-laut Ross(1) dan Weddell(2). Es bebas yang besar terlihat di bagian timur Laut Weddell pada waktu-waktu tertentu, yaitu tidak

terbentuk tiap tahun tetapi bila terbentuk akan ditemukan pada posisi yang sama. Kenapa es tersebut terbentuk belum diketahui tetapi kemungkinan disebabkan naiknya air hangat dari bawah atau tidak tahan melewati musim dingin.

(gambar kecil): Pada bulan Februari, pemanasan siang hari yang kontinu pada musim panas melelehkan lebih dari 80% tutupan es laut musim dingin sehingga jumlah es minimum pada musim panas. (*The Open University*, 1995).

1.3 RINGKASAN

1. Sifat air yang istimewa adalah anomali titik leleh dan didih yang tinggi, panas spesifik dan panas laten, pelarut yang baik dan densitas maksimum pada temperatur 4 °C akibat struktur kutub molekul air. Garam terlarut meningkatkan densitas air dan menurunkan temperatur densitas maksimum dan titik beku.
2. Lautan mengandung 97% air yang bersirkulasi dalam siklus hidrologi. Waktu tinggal air di laut diukur dalam ribuan tahun; di atmosfer diukur dalam harian.
3. Udara akan jenuh dengan uap air bila penguapan diseimbangkan oleh kondensasi. Awan dan kabut adalah uap air yang terkondensasi. Kabut terbentuk bila udara didinginkan mencapai temperatur kondensasinya oleh radiasi dari daratan atau adveksi kelembaban udara yang hangat yang melalui daerah dingin atau permukaan air.
4. Es laut kurang asin dibandingkan air laut dimana ia membeku sehingga pembentukannya akan menambah kandungan garam untuk air laut yang tersisa. Selanjutnya terjadi penurunan titik beku dan penambahan densitas. Gunung es belahan bumi utara terbentuk bila lembah glasier daratan yang mengelilingi Samudra Artik mencapai laut; Gunung es di belahan bumi selatan terpisah dari paparan es tebal yang mengelilingi benua Antartika.

Soal 1.5 (a) Dengan cara apakah sifat termal air menjadi faktor terpenting dalam menghindari temperatur ekstrem yang mencapai permukaan Bumi?

(b) Kebanyakan larutan mencapai densitas maksimum pada titik beku tetapi air tawar tidak. Pada temperatur berapakah air tawar mencapai densitas maksimum? Apakah temperatur tersebut sama dengan temperatur air laut?

Soal 1.6 Berapakah rerata perkiraan waktu tinggal air di darat dan mengapa rerata tersebut memperlihatkan variasi-variasi tertentu?

Soal 1.7 (a) Apakah perbedaan utama antara lapisan es yang menutupi daerah kutub Artik dan Antartika?

(b) Sampel air mengandung 20 g kg^{-1} garam terlarut. Pada temperatur berapakah air tersebut (i) mencapai densitas maksimum, (ii) membeku?

(c) Es akan meleleh dan bercampur dengan air laut yang salinitasnya 35 g kg^{-1} . Apakah akan mempengaruhi titik beku air laut? Apakah hal ini akan membantu dalam pembentukan lebih banyak es laut bila temperatur turun lagi?

Bab 2

TEMPERATUR LAUTAN

Dua properti air laut yang terpenting adalah temperatur dan salinitas (konsentrasi garam terlarut), karena keduanya mempengaruhi densitas yang merupakan faktor utama yang membangkitkan pergerakan vertikal air laut.

Densitas air laut normal akan bertambah terhadap kedalaman. Jika densitas permukaan air lebih tinggi daripada densitas air di bawahnya maka terjadi kondisi gravitasi tidak stabil dan air permukaan akan turun/tenggelam. Di daerah kutub, densitas permukaan air dapat bertambah dengan dua cara: pertama dengan pendinginan langsung baik jika es bersentuhan dengan air atau jika angin dingin melewati es; kedua dengan pembentukan es laut yang mengekstrak air dan melepaskan air laut dengan salinitas tinggi dan densitas yang bertambah (Bagian 1.2.2). Arus dingin yang berat pada sirkulasi dalam (Bagian 4.1) terjadi akibat turunnya air yang berat di daerah kutub. Di lintang rendah, air asin yang berat dihasilkan oleh penguapan yang berlebihan yang mendapat bantuan dari angin yang kuat seperti pada musim dingin di Mediterranean.

2.1 RADIASI MATAHARI

Radiasi matahari didominasi oleh ultraviolet, panjang gelombang visible dan panjang gelombang yang mendekati infra merah (Bagian 2.3). Rerata radiasi hanya sekitar 70% yang mencapai bumi yang menembus atmosfer. Sekitar 30% (rerata) *dikembalikan* ke angkasa oleh awan dan partikel debu. 70% tersebut adalah:

17% *diserap* atmosfer;

23% sampai ke permukaan sebagai *difusi* cahaya siang hari;

30% sampai ke permukaan sebagai sinar matahari *langsung*.

Sebagian besar radiasi ultraviolet diserap dalam lapisan ozon (langit yang tidak berawan terlihat biru karena sebaran panjang gelombang pendek oleh molekul-molekul gas atmosfer.)

Tabel 2.1 Albedo

Permukaan	Albedo (%)
Salju	-90
Pasir padang pasir	35
Vegetasi	10-25
Tanah atau batu yang terbuka	10-20
Areal built-up	12-18
Air tenang	2

Radiasi yang benar-benar sampai ke permukaan bumi, yang disebut **insolasi**, tidak semuanya diserap. Persentasi insolasi yang dikembalikan oleh permukaan disebut **albedo** permukaan tersebut. Lihat Tabel 2.1 dimana menunjukkan bahwa selubung es kutub hanya menyerap sedikit insolasi. Gelombang dan ripple dapat meningkatkan albedo air, tetapi umumnya lebih sedikit dari pada permukaan daratan. Waktu dalam hari juga mempengaruhi albedo (terutama air, es atau salju) karena semakin pendek sudut datang radiasi maka semakin besar jumlah yang akan dikembalikan.

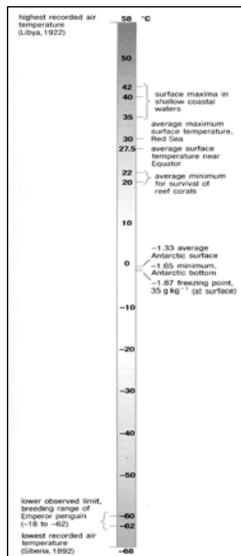
Beberapa radiasi yang dikembalikan dari permukaan bumi diserap atmosfer dan kemudian memanaskannya. Permukaan juga dipanaskan oleh radiasi

yang diserap dan sebaliknya membalikkan kembali radiasi infra merah dan gelombang panjang (mikrowave).

Variasi diurnal (harian) temperatur di darat biasanya diukur dalam derajat tetapi di lautan jumlahnya tidak lebih dari beberapa derajat kecuali di perairan yang sangat dangkal (Gambar 2.1).

Soal 2.2 Dengan bantuan Tabel 1.1(hal.6), sebutkan tiga alasan untuk hal di atas?

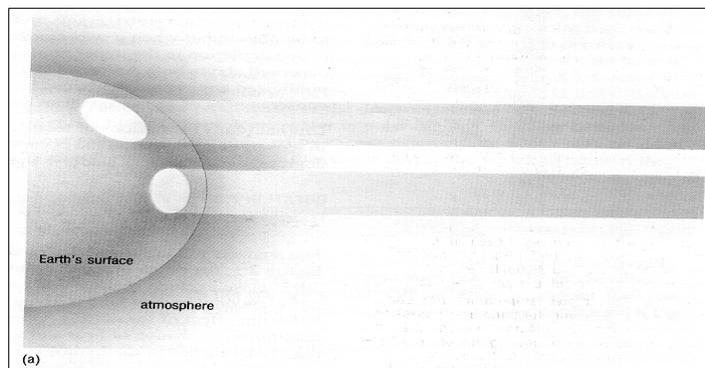
Jawaban untuk soal 2.2 juga termasuk dalam Gambar 2.1: kisaran temperatur di lautan kira-kira 40 °C (sekitar 30 °C jika tidak termasuk laut dangkal dan sempit); sementara kisaran temperatur di darat adalah tiga kali lebih besar. Pengaruh temperatur penyangga lautan (soal 1.5 dan 2.2) tergantung pada perubahan panas yang kontinu dan air antara laut dan atmosfer terutama oleh siklus hidrologi (Gambar 1.3).



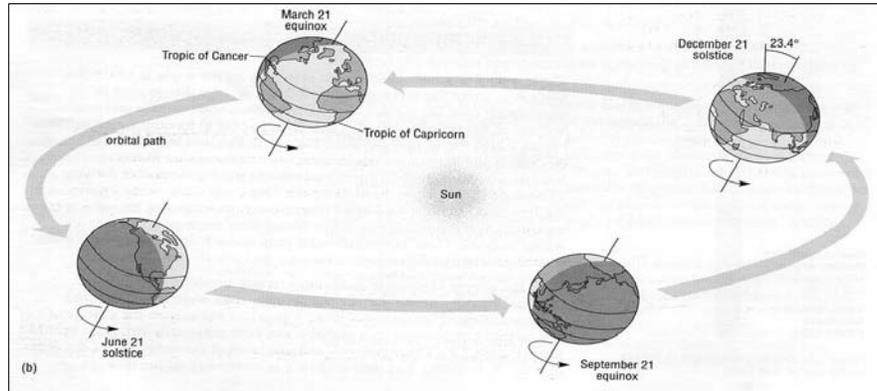
Gambar 2.1 Kisaran temperatur di laut (kanan) dan di darat (kiri).
(The Open University, 1995).

2.2 DISTRIBUSI TEMPERATUR PERMUKAAN

Intensitas insolasi tergantung terutama pada sudut dimana sinar matahari mengenai permukaan (Gambar 2.2(a)), dan distribusi temperatur di permukaan bumi yang bervariasi terhadap lintang dan musim karena sumbu bumi mengikuti orbitnya mengitari Matahari. Gambar 2.2(b) menunjukkan bahwa di sepanjang Ekuator terjadi insolasi maksimum yaitu pada **ekuinoks** Maret dan September, ketika matahari berada tepat di atas kepala yaitu pada tengah hari. Insolasi tetap tinggi di daerah ekuator untuk bulan-bulan yang lain pada tahun tersebut. Pada tengah hari matahari berada tepat di atas kepala di sepanjang Tropis Cancer dan Capricorn pada **soltice** Juni dan Desember, sehingga lintang menengah menerima insolasi maksimum pada musim panas dan insolasi minimum pada musim dingin. Di kutub terdapat insolasi hanya selama setengah tahun, dimana cerah seharian penuh pada musim panas dan gelap seharian penuh pada musim dingin.



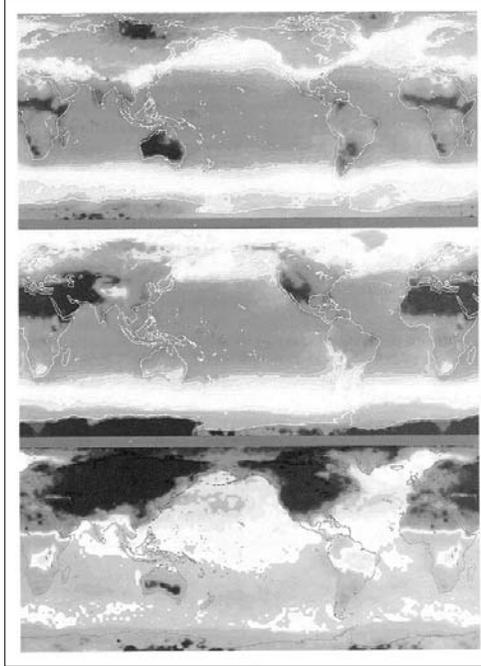
Gambar 2.2 (a) Sudut Matahari terhadap permukaan Bumi menentukan jarak yang harus dilalui sinar melalui atmosfer dimana energi disebarkan. (*The Open University*, 1995).



(b) Empat musim (untuk Hemisfer Utara) yang berkaitan dengan orbit Bumi mengelilingi Matahari. Sumbu Bumi condong $23,4^{\circ}$ ke bidang ellips orbit yang mengitari Matahari sehingga pada musim panas, utara dan solstice musim dingin Matahari tengah hari berada di atas kepala di Tropic of Cancer ($\sim 23^{\circ}$ N) dan Capricorn ($\sim 23^{\circ}$ S), sementara matahari berada di atas kepala di Ekuator pada ekuinoks musim semi dan gugur. (*The Open University*, 1995).

Sebelum perkembangan teknologi satelit, sulit untuk mengamati perubahan temperatur permukaan laut suatu daerah yang luas secara musiman. Dengan adanya satelit dengan sensor infra merah, memungkinkan pengukuran perubahan temperatur permukaan laut musiman dan tahunan dalam skala global (Gambar 2.3). Sensitivitas dan ketepatan pada sensor adalah dalam orde $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$ atau lebih baik dan ketepatannya bertambah tiap waktu dengan adanya koreksi untuk faktor-faktor seperti kondisi permukaan laut (halus atau kasar) dan jumlah air yang menguap ke atmosfer (uap air diserap radiasi infra merah). Informasi seperti Gambar 2.3 dapat diperoleh dengan berbagai cara dan untuk bermacam tujuan oseanografi yang penting seperti variasi temperatur permukaan laut dan bukannya harga absolutnya.

Hal yang perlu diingat adalah bahwa informasi ini hanya untuk permukaan laut. Peralatan yang berbasis satelit tidak atau belum dapat menemukan hubungan struktur temperatur dengan kedalaman lautan (Bab 5).



Gambar 2.3 Temperatur permukaan laut pada siang hari diukur dengan sensor satelit-borne untuk dua gambar teratas, temperatur di bawah 0 °C adalah hijau dan biru; temperatur yang lebih tinggi adalah merah dan coklat.

(Atas): Pada bulan Januari, Hemisfer Utara mengalami kondisi yang sangat dingin di Siberia dan sebagian besar Kanada, temperatur mendekati -30 °C, sementara di Eropa Timur dan Utara USA, temperaturnya di bawah 0 °C. Di Hemisfer Selatan adalah musim panas dengan temperatur lintang tengah antara 20 °C-30 °C. Pada timur dan barat lautan utama, kontur dengan temperatur yang sama menunjukkan deviasi pola lintang (atau zonal). Umumnya, di bagian sub tropis kedua hemisfer (10°-30°), bagian barat lautan lebih hangat dari bagian timurnya, terutama karena arus lautan. Arus Gulf terlihat di sepanjang pantai timur Amerika Utara, kemudian berbalik ke

arah timur dan memindahkan air hangat di sepanjang Atlantik untuk mendinginkan iklim di barat laut Eropa.

(Tengah): Pada bulan Juli daerah Hemisfer Utara dipanaskan hingga 10-20 °C. Daerah Ekuator Afrika dan India adalah yang paling panas. Di daerah Artik, Greenland tetap beku, sementara Hudson Bay panas. Di Hemisfer Selatan, es yang terbentuk di Laut Weddell dan Antartika lebih dingin dari Artik.

(Bawah): Gambar menunjukkan perbedaan temperatur antara bulan Januari dan Juli dan menegaskan Gambar 2.1 dan Soal 2.2. bahwa pemanasan dan pendinginan yang maksimum terjadi di daratan kedua hemisfer. Perubahan temperatur lautan jarang yang mencapai 8-10 °C. Deviasi maksimum adalah di lintang tengah, sementara daerah tropis dan ekuator cukup stabil. Di Hemisfer Utara, perubahan temperatur lintang tengah sangat dipengaruhi oleh posisi benua. Benua membalikkan arus lautan dan mempengaruhi pola angin. Di Hemisfer Selatan

dengan setengah daerah daratan Hemisfer Utara, berubah karena variasi musiman terhadap radiasi solar yang datang. (*The Open University*, 1995).

2.2.1 Transfer Panas dan Air di sepanjang Batas Udara-Laut

Temperatur permukaan laut tergantung pada insolasi, dan penentuan jumlah panas yang kembali diradiasikan ke atmosfer: Semakin panas permukaan maka semakin banyak radiasi baliknya. Panas juga ditransfer di sepanjang permukaan laut melalui konduksi dan konveksi serta pengaruh penguapan.

Konduksi dan konveksi

Jika permukaan laut lebih panas dari udara di atasnya maka panas dapat ditransfer dari laut ke udara. Biasanya permukaan laut lebih panas dari udara di atasnya sehingga terdapat sejumlah panas yang hilang dari laut melalui konduksi. Kehilangan tersebut relatif tidak penting untuk total panas lautan dan pengaruhnya dapat diabaikan kecuali untuk pencampuran konvektif oleh angin yang memindahkan udara hangat dari permukaan laut.

Penguapan

Penguapan (transfer air ke atmosfer sebagai uap air) adalah mekanisme utama dimana laut kehilangan panasnya yaitu sekitar beberapa magnitud dibandingkan yang hilang melalui konduksi dan pencampuran konvektif.

Persamaan pengaturannya adalah:

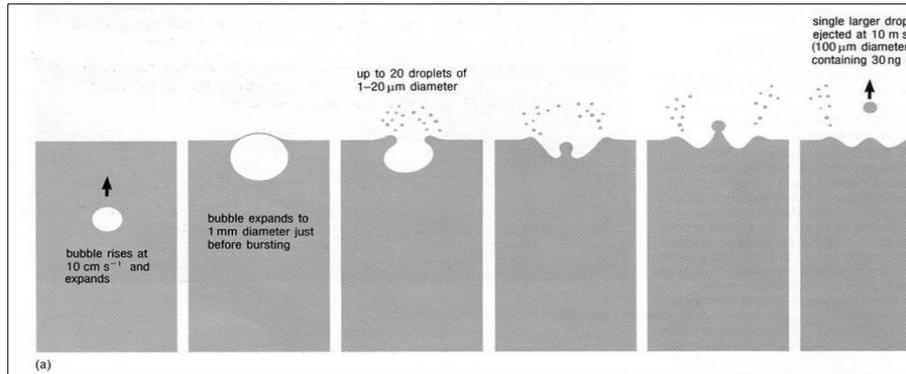
$$(\text{laju kehilangan panas}) = (\text{panas laten penguapan}) \times (\text{laju penguapan}) \quad (2.1)$$

Soal 2.3

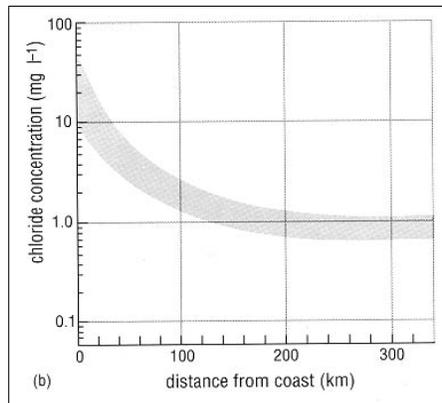
- (a) Gunakan Gambar 1.3 untuk menghitung panas yang hilang dari lautan melalui penguapan yang terjadi tiap hari dengan menggunakan harga panas laten penguapan dari Tabel 1.1. Unit yang dipakai dalam persamaan 2.1 adalah: $(\text{J hari}^{-1}) = (\text{J kg}^{-1}) \times (\text{kg hari}^{-1})$
- (b) Diketahui jumlah sinar Matahari yang diterima permukaan bumi dan atmosfer sebesar 9×10^{21} J dari matahari tiap hari (70% dari radiasi matahari yang datang, Bagian 2.1), dapatkah dikatakan bahwa

penguapan laut adalah komponen yang signifikan dalam jumlah panas di bumi?

(c) Dalam kondisi apakah air laut memperoleh panas melalui kondensasi?



Gambar 2.4 (a) Diagram menyatakan tahap suksesi pecahnya gelembung untuk diameter gelembung 1 mm (μm =mikrometer(mikron)= 10^{-6} m dan ng=nanogram= 10^{-9} g.)



(b) Penurunan kandungan klorida air hujan dengan pertambahan jarak daratan dari pantai. (*The Open University, 1995*).

Penguapan, kondensasi dan presipitasi bukanlah satu-satunya mekanisme transfer air di sepanjang lapisan udara-laut. Seperti cairan, permukaan luar laut dicirikan oleh kekuatan intermolekul yang menyebabkan *tegangan permukaan*. Tegangan permukaan air laut lebih lemah dibanding tegangan permukaan air tawar sehingga air laut lebih mudah pecah menjadi busa bila diganggu oleh gelombang permukaan. Angin yang kuat dapat menyebabkan busa dan merusak permukaan lapisan dan juga menyimpan gelembung-gelembung udara.

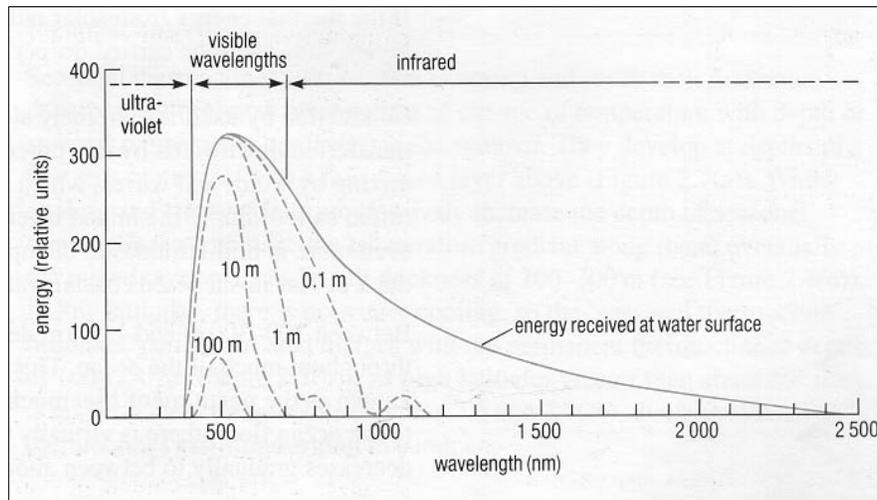
Gambar 2.4(a) menunjukkan apa yang terjadi bila udara dimasukkan ke dalam air di bawah permukaan dengan kondisi dimana gelombang pecah dan ada buih putih. Gelembung-gelembung udara naik ke permukaan dan pecah memasukkan tetesan-tetesan dengan variasi ukuran ke atmosfer bersama dengan garam terlarut, gas dan partikulat dimana didalamnya terdapat air. Sebagian unsur-unsur tersebut kemudian dikembalikan ke permukaan bumi oleh presipitasi seperti yang ditunjukkan oleh pengurangan kandungan klorida dalam air hujan dengan bertambah jauhnya dari pantai (Gambar 2.4(b)). Tetesan terkecil yang masuk ke atmosfer disebut **aerosol**. Aerosol tersebut membawa air, garam terlarut dan bahan organik dari permukaan laut. Aerosol dapat dibawa ke atas dan terdispersi di atmosfer. Bila air menguap, partikel garam dan zat lainnya yang terpresipitasi akan bertindak sebagai inti kondensasi untuk pembentukan awan dan hujan.

2.3 DISTRIBUSI TEMPERATUR TERHADAP KEDALAMAN

Pengukuran temperatur di permukaan laut dan di bawahnya tidak dapat dilakukan sebelum adanya termometer di awal abad ke-17. Pertama kali pengukuran temperatur, dilakukan pada sampel air yang diambil dalam wadah besi atau kanvas dari air permukaan. Diketahui bahwa temperatur berkurang terhadap kedalaman tetapi pengukuran yang tepat untuk temperatur bawah permukaan hanya dapat dilakukan bila termometer

dilindungi dari tekanan permukaan dan mampu merekam temperatur *in situ* yang diciptakan pada pertengahan abad ke-19, tidak lama sebelum pelayaran **HMS Challenger**. Sekarang, temperatur air laut diukur dengan termistor dan rekaman yang kontinu secara vertikal dan lateral sudah menjadi prosedur rutin dalam oseanografi.

Gambar 2.5 menunjukkan bahwa sebagian energi matahari yang diserap, berada beberapa meter dalam permukaan laut dan langsung memanaskan air permukaan dan memberikan energi untuk fotosintesis tumbuhan laut dan alga.



Gambar 2.5 Spektrum sederhana energi-panjang gelombang radiasi solar di permukaan lautan dan di beberapa kedalaman. (nm=nanometer= 10^{-9} m). (*The Open University*, 1995).

Mengapa warna cahaya di bawah permukaan laut didominasi warna biru-hijau? Panjang gelombang manakah yang pertama kali diserap? Berapa jumlah total energi datang yang mencapai kedalaman 100 m?

Panjang gelombang yang lebih pendek/rendah yang dekat warna biru dalam spektrum visibel, menembus lebih dalam dibandingkan panjang gelombang yang lebih tinggi/jauh. Radiasi infra merah adalah yang pertama diserap diikuti merah dst. Energi total yang diterima pada kedalaman yang tertentu diwakili oleh daerah di bawah kurva pada Gambar 2.5. Perbandingan daerah di bawah kurva untuk 100 m dan air permukaan menunjukkan bahwa hanya 1/50 dari energi datang yang mencapai 100 m. Semua radiasi infra merah diserap dalam daerah satu meter dari permukaan dan hampir setengah total energi matahari tersebut diserap dalam 10 cm daerah permukaan. Penetrasi juga tergantung pada transparansi air yang tergantung pada jumlah materi yang tersuspensi (Bab 5).

Jika energi termal radiasi matahari banyak diserap oleh lapisan permukaan, bagaimana caranya membawa lebih dalam lagi?

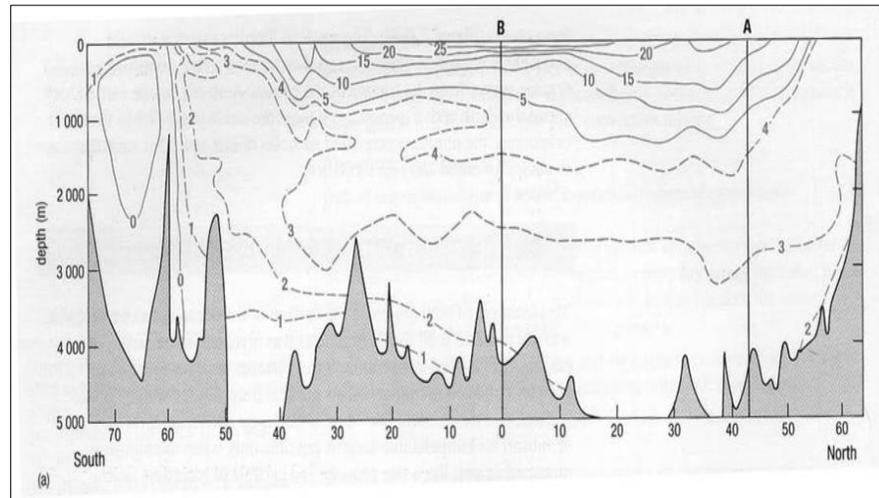
Konduksi terjadi sangat lambat sehingga hanya sebagian kecil panas yang dipindahkan ke bawah melalui proses ini. Mekanisme utama adalah pencampuran olakan (turbulen) oleh angin dan gelombang yang menghasilkan **lapisan permukaan tercampur** (atau disebut juga lapisan campur) dengan ketebalan 200-300 m atau lebih di lintang tengah, di laut terbuka pada musim dingin dan minimum setebal 10 m atau kurang di daerah perairan pantai yang terlindung di musim panas.

Pada kedalamannya antara 200-300 m dan 1000 m, temperatur akan turun dengan cepat. Daerah ini dikenal sebagai **termoklin permanen**, dibawah 1000 m menuju lantai (dasar) laut tidak mengalami variasi musiman dan temperatur turun perlahan antara 0°C dan 3°C (Gambar 2.7(a-c)).

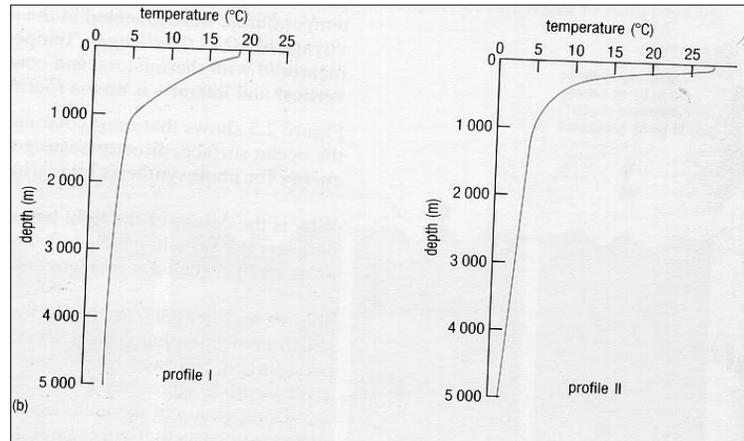
Kisaran yang kecil tersebut tidak berubah di laut dalam baik terhadap geografi dan musiman karena dipengaruhi oleh temperatur dingin, air berat yang tenggelam dari kutub dan mengalir ke Ekuator (Bagian 4.1).

Soal 2.4 Gambar 2.6(a) adalah gambaran vertikal kisaran temperatur laut yang diukur di laut dan gambar 2.6(b) menunjukkan profil temperatur di sepanjang garis A dan B pada gambar 2.6(a).

- (a) Samakan profil I dan II pada gambar 2.6(b) dengan garis vertikal A dan B pada gambar 2.6(a)
- (b) Jelaskan tentang distribusi temperatur vertikal di lintang tinggi (di atas 60 °N dan 60 °S)?



Gambar 2.6 (a) Bagian vertikal menunjukkan distribusi rata-rata temperatur di barat Samudra Atlantik untuk menggambarkan bahwa kisaran temperatur di lapisan permukaan lebih besar dari di badan utama air lautan di bawah 1000 m. Pola umum ini adalah ciri khas cekungan-cekungan lautan (walaupun penjelasannya bervariasi untuk tiap lautan). Kontur yang mempunyai temperatur yang sama disebut isotherm. Garis putus-putus isotherm pada interval 1 °C; garis tebal adalah isotherm pada interval 5 °C. Garis vertikal A dan B berkaitan dengan Gambar 2.6(b) dan digunakan untuk Soal 2.4 (*The Open University*, 1995).



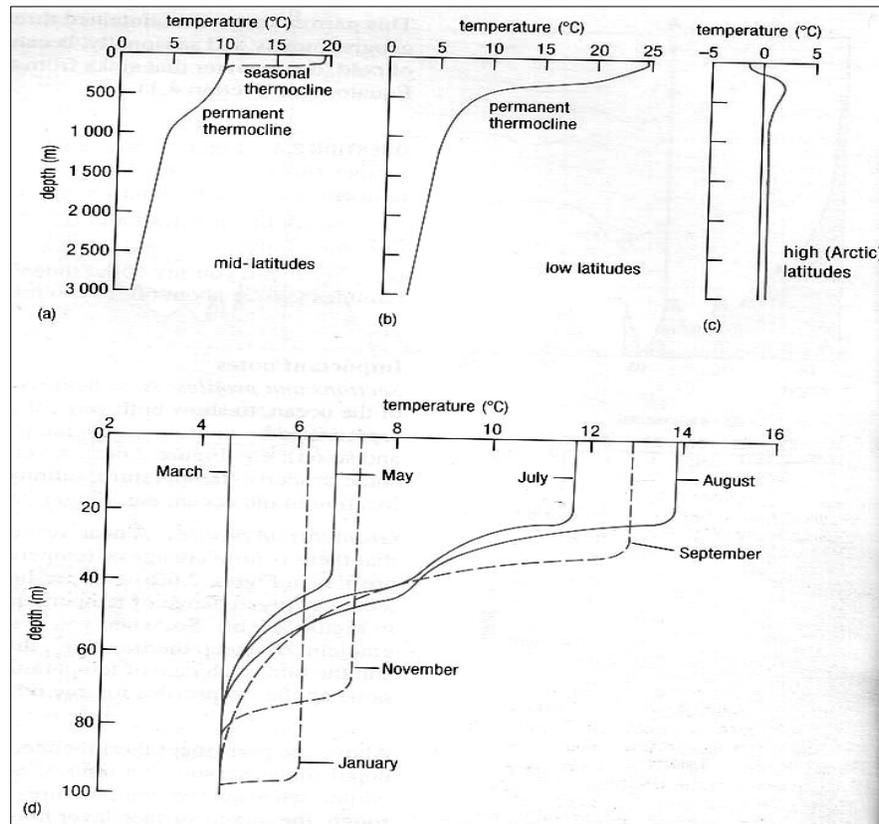
(b) Profil temperatur di sepanjang A dan B pada (a), untuk digunakan dalam Soal 2.4.

Catatan penting

Bagian dan profil: Bagian vertikal adalah bagian khayalan di laut untuk menunjukkan distribusi vertikal dan horisontal (biasanya dengan kontur) beberapa properti air laut (temperatur, salinitas, densitas, dst); contohnya Gambar 2.6(a). Profil vertikal adalah grafik yang menunjukkan bagaimana properti (temperatur, salinitas, dst) bervariasi terhadap kedalaman di suatu tempat di laut; contoh, Gambar 2.6(b).

Gradien pada profil: Bagian yang hampir vertikal pada profil temperatur berarti terdapat sedikit perubahan temperatur terhadap kedalaman (contoh, bagian terbawah profil Gambar 2.6(b)). Bagian yang hampir horisontal pada profil temperatur berarti perubahan besar dalam temperatur terhadap kedalaman (contoh, bagian teratas profil pada Gambar 2.6(b)). Jadi gradien 'steep temperatur' atau 'steep termoklin' berarti profil hampir horisontal dan laju perubahan temperatur dengan kedalaman adalah maksimum.

Di atas termoklin permanen, distribusi temperatur terhadap kedalaman menunjukkan variasi musiman terutama di lintang tengah. Pada musim



dingin, ketika temperatur permukaan rendah dan kondisi di permukaan kasar sehingga lapisan permukaan tercampur akan melebar ke termoklin

Gambar 2.7 (a)-(c) adalah profil rata-rata temperatur untuk bentangan lintang yang berbeda di lautan. Lihat bahwa profil vertikal (c) untuk lintang tinggi (Artik) menunjukkan lapisan air yang lebih dingin di permukaan berada di atas air yang lebih hangat pada kedalaman 200 m. (d) adalah profil suksesi temperatur yang menunjukkan pertumbuhan

(garis tebal) dan peluruhan (garis putus-putus) termoklin musiman di Hemisfer Utara. Skala (a)-(c) berbeda. (*The Open University*, 1995).

permanen; yaitu profil temperatur secara efektif, vertikal sedalam 200-300 m atau lebih. Pada musim panas, temperatur permukaan naik, kondisinya kurang kasar dan **termoklin musiman** sering terbentuk di atas termoklin permanen seperti profil pada Gambar 2.7(a).

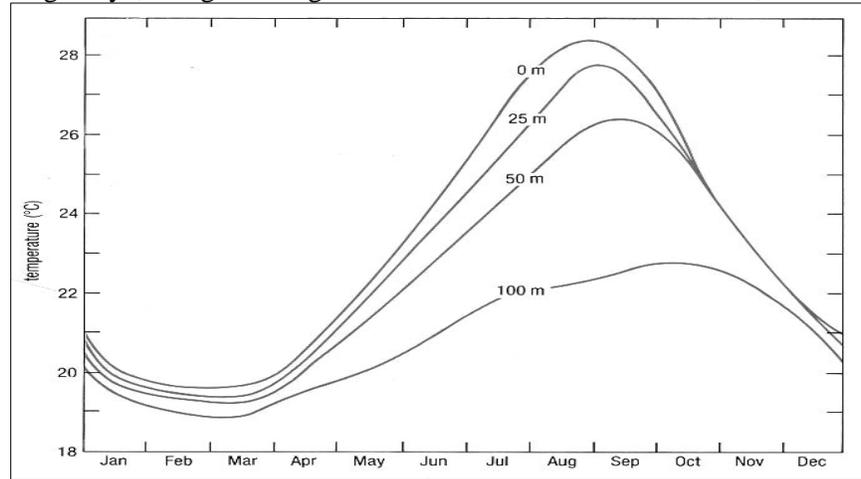
Termoklin musiman terbentuk pada musim semi dan maksimum (dengan laju perubahan temperatur terbesar terhadap kedalaman atau gradien temperatur paling tajam) pada musim panas. Termoklin tersebut terbentuk di kedalaman beberapa meter dengan lapisan campuran yang tipis di atasnya (Gambar 2.7(a)). Angin musim dingin yang dingin dan kuat meningkatkan kedalaman termoklin musiman dengan cepat dan menurunkan gradien temperatur; selanjutnya lapisan campuran akan mencapai ketebalan penuh sebesar 200-300 m (Gambar 2.7(d)). Di lintang rendah (ekuator) tidak terdapat musim dingin sehingga 'termoklin musiman' menjadi 'permanen' dan bergabung dengan termoklin permanen di kedalaman 100-150 m (Gambar 2.7(b)), sementara di lintang tinggi yang lebih besar 60° , tidak ada termoklin permanen (Gambar 2.6 dan 2.7(c)), walaupun termoklin musiman masih terbentuk di musim panas.

Gambar 2.8 memberikan gambaran untuk pola perubahan temperatur terhadap kedalaman dan musim di lintang tengah. Kisaran tahunan temperatur mendekati 10°C , di permukaan hanya berkurang menjadi 3-4 $^\circ\text{C}$ di kedalaman 100 m.

Soal 2.5 Oleh karena perubahan temperatur yang terjadi, langsung akibat variasi musiman dari radiasi datang tidak terdeteksi di bawah 200 m, maka dimanakah posisi kurva untuk 200 m pada gambar 2.8 dan bentuk apakah yang diharapkan?

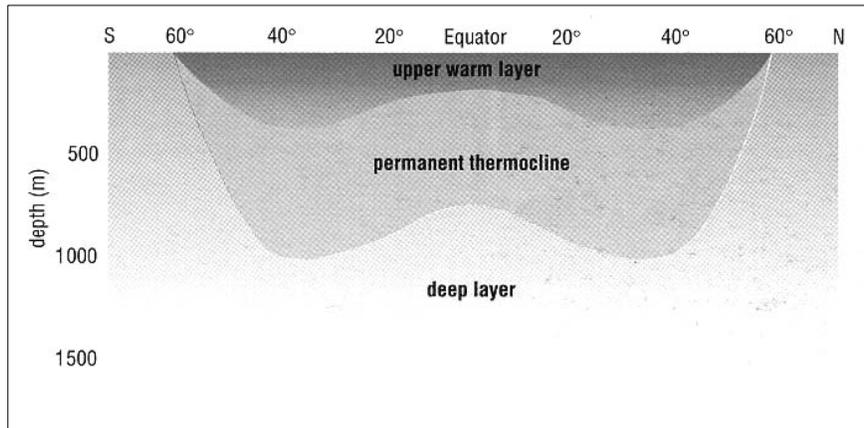
Termoklin diurnal dapat terbentuk dimanapun asal terdapat cukup pemanasan di siang hari walaupun kedalaman hanya mencapai 10-15 m; dan perbedaan temperatur biasanya tidak mencapai 1-2 $^\circ\text{C}$.

Singkatnya, dengan mengabaikan musim dan variasi diurnal, termoklin



permanen membuat laut sebagai suatu kesatuan yang dibagi menjadi tiga

Gambar 2.8 Variasi temperatur air tahunan di kedalaman yang berbeda di lautan luar pantai selatan Jepang (25 °N). (*The Open University*, 1995).



Gambar 2.9 Skema *cross-section* menunjukkan lapisan termal utama lautan. Dasar lapisan air hangat atas terletak kira-kira pada isoterm 10°C . Variasi musiman terbatas pada lapisan ini (termasuk pembentukan termoklin musiman dan diurnal pada musim panas di lintang tengah). (*The Open University*, 1995).

lapisan utama, lihat gambar 2.9. Ketebalan lapisan atas yang hangat dan termoklin permanen lebih tipis di lintang rendah dibandingkan di lintang tinggi karena angin di lintang rendah biasanya lebih lemah dan temperatur musiman lebih kecil.

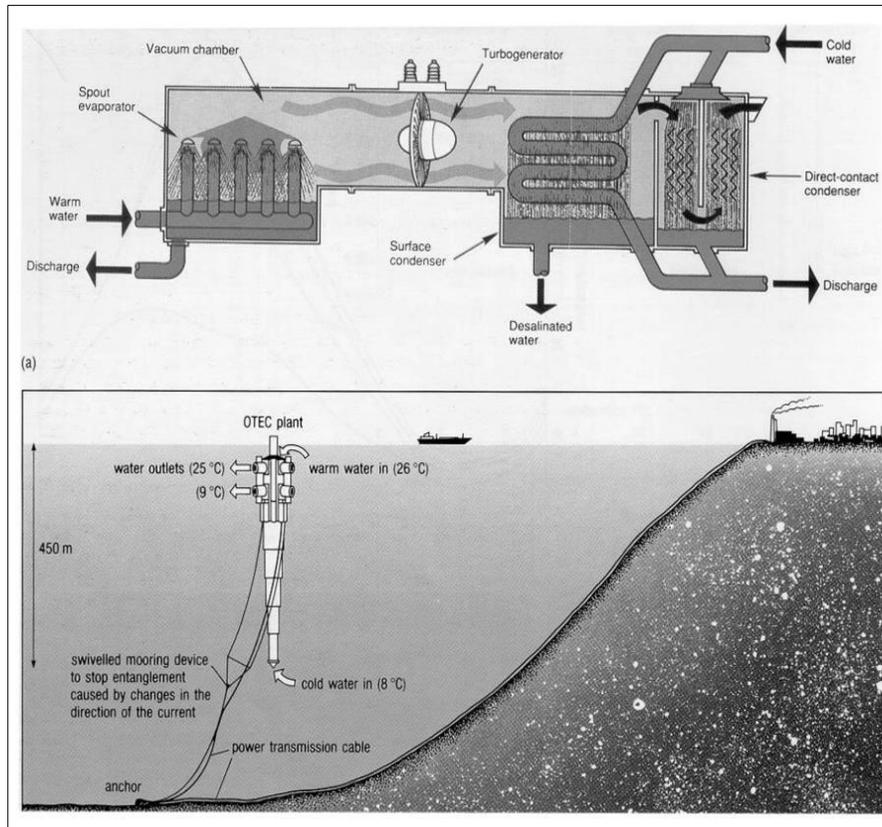
2.4 ENERGI DARI TERMOKLIN - SUATU DIGRESI SINGKAT

Termoklin permanen ditemukan hampir di semua lautan (gambar 2.9) dan di lintang rendah terdapat perbedaan temperatur sebesar 20°C dan kadang-kadang lebih (gambar 2.6 dan 2.7). Masalah tapping energi dari gradien temperatur di air laut adalah skala. Prinsip *Ocean Thermal Energy Conversion (OTEC)* sama dengan yang digunakan dalam alat pendingin, air conditioner dan pompa panas.

Konsep awalnya adalah dengan memompa air permukaan yang hangat pada temperatur 25°C ke dalam peubah panas untuk menguapkan cairan volatil (seperti amonia) yang akan mengembang dan menggerakkan turbin dan menghasilkan listrik. Dalam waktu yang sama air dingin dengan temperatur 4°C dari bawah termoklin akan dipompa ke atas supaya uap terkondensasi dalam peubah panas yang terpisah dan memulai siklus lagi. Di beberapa pusat tenaga (Gambar 2.10(a)), air laut yang hangat akan menguap sendiri dalam kondisi hampa dan uapnya digunakan untuk menggerakkan turbin.

Pusat tenaga paling baik dibangun di daerah lintang rendah dimana terdapat kontras termal antara permukaan dan air-dalam besar dan sedikit perubahan musiman. Orang Jepang dan Amerika telah memajukan teknologi ini dan membangun pusat tenaga kecil yang menggerakkan 50-100 kW. Dengan skala ini, daerah yang sesuai adalah pulau-pulau kecil di Pasifik Selatan.

Untuk pusat tenaga yang lebih besar (ratusan megawatt dan lebih), diperlukan instalasi yang sangat besar, ukuran yang memadai dengan



Gambar 2.10 (a) Diagram skema pusat tenaga OTEC di Hawaii. Air laut yang hangat dipam ke dalam ruang vakum dan dibiarkan mendidih, kemudian menguap setelah melewati evaporator yang menghasilkan uap. Uap digunakan untuk menggerakkan turbo-generator untuk membangkitkan tenaga listrik. Uap dilewatkan pada ruang kondenser dimana air laut dingin digunakan untuk mengkondensasi uap kembali menjadi air. Air laut yang dingin (kaya nutrisi) digunakan untuk marikultur, sementara air *desalinated* (uap yang terkondensasi) digunakan sebagai air tawar dan/atau irigasi.

(b) Lukisan sebuah pusat tenaga OTEC yang menggunakan perbedaan temperatur antara permukaan lautan dan air-dalam untuk memperoleh energi listrik. Listrik yang dapat dibangkitkan adalah sebanyak 160 000 kW. (*The Open University*, 1995).

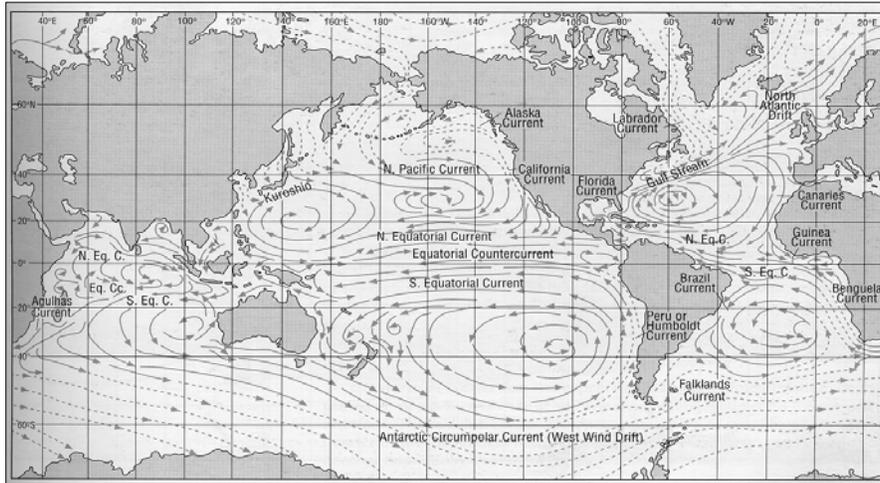
platform produksi minyak di paparan-paparan benua (Gambar 2.10(b)). Hal ini karena perbedaan temperatur antara air permukaan dan kedalaman hanya sekitar 25-30 °C, sehingga ‘densitas energi’ uap yang menggerakkan turbin rendah dibandingkan dengan yang ada dalam turbin uap konvensional dimana perbedaan temperatur adalah ratusan derajat. Sekitar 2/3 dari output tenaga diperlukan untuk menggerakkan pompa sehingga efisiensi pusat tenaga OTEC lebih baik dari 5-10%.

2.5 DISTRIBUSI TEMPERATUR DAN PERGERAKAN AIR

Gambar 2.6 dan 2.9 menunjukkan rerata temperatur untuk periode bulanan atau tahunan. Diketahui bahwa perubahan temperatur musiman yang besar terjadi di lapisan permukaan (Gambar 2.8), dan fluktuasinya terhadap waktu kecil walaupun di laut-dalam.

Walaupun demikian, adalah penting untuk tidak menganggap bahwa air di lautan statis. Perlu diingat bahwa walaupun lokasi rerata isoterm tidak berubah secara signifikan bahkan dalam skala waktu dekade, namun strukturnya tetap dinamis. Sebarang kelompok air dapat bergerak sejauh jarak yang sama dengan circum-navigasi global dalam beberapa tahun; tetapi rerata struktur temperatur di tempat tertentu tetap sama. Dengan kata lain, temperatur (juga salinitas) di sebarang tempat dan kedalaman misalnya di bawah lapisan permukaan campuran mengalami sedikit perubahan tiap tahun, walaupun *air* sebenarnya berubah sepanjang waktu.

Telah dilihat bahwa distribusi temperatur permukaan lautan adalah hasil langsung insolasi dan variasi musiman (Gambar 2.3 dan penjelasannya). Proses penting lainnya adalah **adveksi** horisontal (gerakan horisontal) yang memindahkan air hangat ke daerah dingin dan sebaliknya. Gambar 2.11

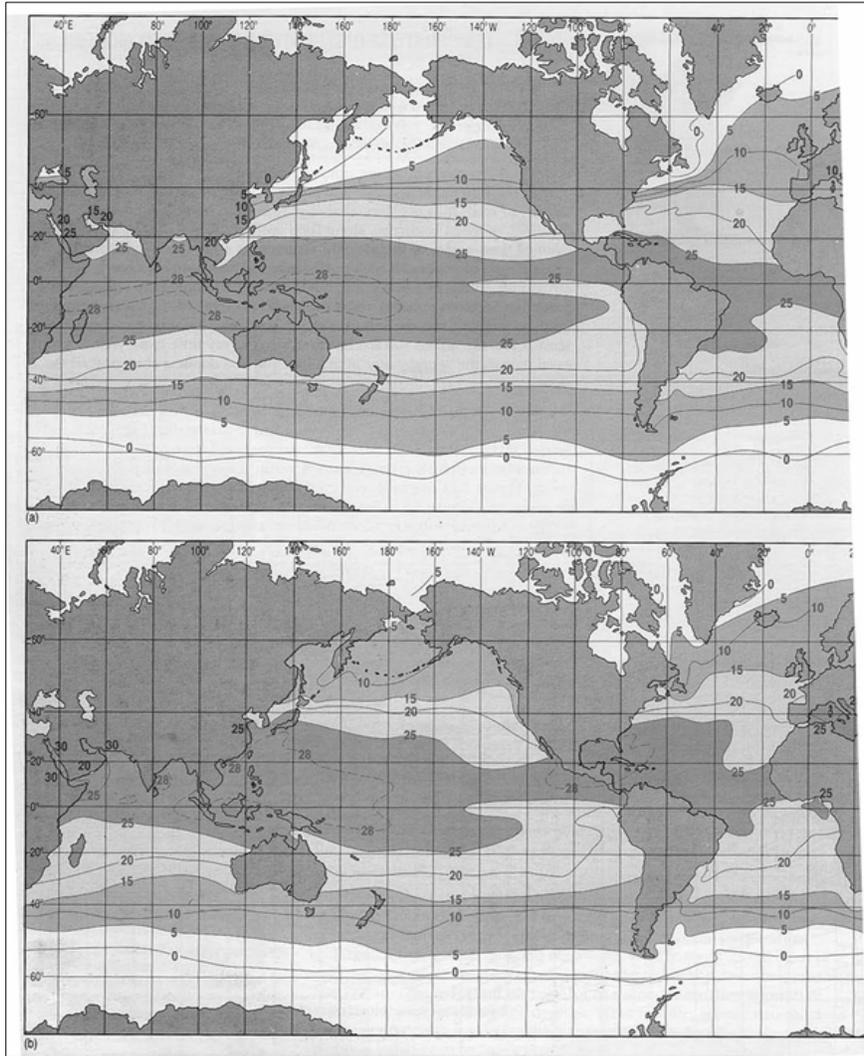


Gambar 2.11 Pola rata-rata arus permukaan laut dunia untuk bulan November hingga April. Arus dingin ditunjukkan oleh panah putus-putus dan arus yang hangat oleh panah tebal. Terdapat perbedaan yang signifikan untuk bulan Mei hingga Oktober di Samudra Hindia dan barat Samudra Pasifik akibat pembalikan angin dan arus pada saat monsun. (*The Open University*, 1995).

adalah peta sistem arus permukaan utama dan Gambar 2.12 menunjukkan distribusi rerata global isoterm permukaan untuk (a) musim dingin utara/musim panas selatan dan (b) musim panas utara/musim dingin selatan.

Bandingkan gambar 2.11 dan 2.12. Cari pengaruh arus permukaan terhadap distribusi isoterm untuk tiap bagian Samudra Atlantik dan Pasifik.

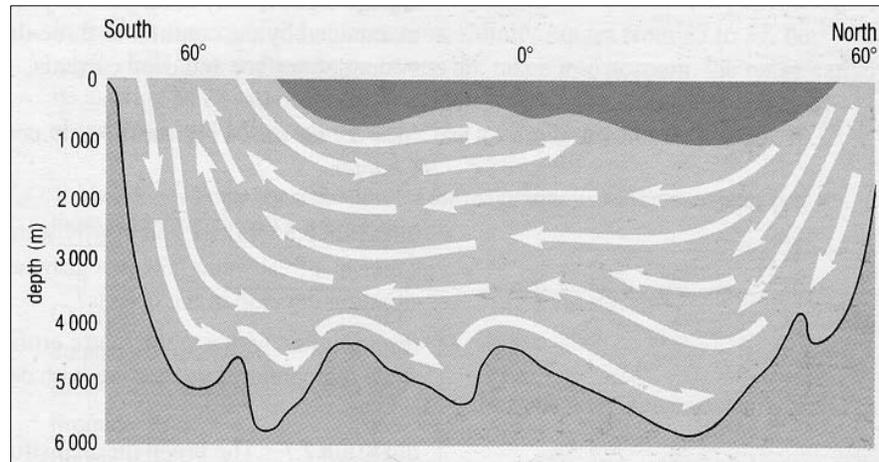
Terdapat perpindahan isoterm ke arah kutub di bagian barat cekungan samudra dan ke arah ekuator di bagian timur (Gambar 2.3). Arus yang mengalir ke kutub membawa air hangat dari lintang rendah ke lintang tinggi sementara pengaruh Arus Teluk yang membawa air hangat melewati Atlantik terlihat jelas. Arus yang mengalir ke Ekuator (contoh, Arus Canary, Arus Benguela) membawa air dingin dari lintang tinggi ke rendah



Gambar 2.12 Distribusi rerata global isotherm permukaan untuk (a) musim dingin utara/musim panas selatan dan (b) musim panas utara/musim dingin selatan.

dan menyebabkan temperatur permukaan turun di pinggiran timur cekungan samudra. (*The Open University, 1995*).

Distribusi vertikal temperatur di samudra (contoh, Gambar 2.6) diatur oleh pembangkit densitas pergerakan air vertikal (Bagian 4.1). Gambar 2.13 menggambarkan bagaimana konvektif air dingin secara umum di daerah kutub menggerakkan sirkulasi laut-dalam.



Gambar 2.13 Diagram menggambarkan bentuk umum sirkulasi dalam Samudra Atlantik yang digerakkan oleh air dingin berat yang tenggelam di lintang tinggi (dasar daerah atas adalah isotherm 10 °C, dan 'lapisan hangat atas' pada Gambar 2.9). Arus-dalam bersirkulasi melalui cekungan-cekungan lautan utama. (*The Open University, 1995*).

2.6 RINGKASAN

1. Temperatur permukaan bumi ditentukan terutama oleh jumlah radiasi matahari yang diterima. Sekitar 70% radiasi yang datang sampai ke permukaan secara langsung atau tidak langsung. Jumlahnya bervariasi terhadap lintang, musim dan waktu dan jumlah yang terserap tergantung pada albedo di permukaan. Lautan

mempunyai kapasitas termal yang besar karena panas spesifik dan laten air yang tinggi dan bertindak sebagai penyangga temperatur untuk permukaan bumi sebagai suatu kesatuan. Insolasi tahunan di lintang rendah lebih besar dari di bagian kutub karena sudut datang dimana matahari mengenai permukaan bumi: semakin tinggi lintang maka semakin kecil sudutnya.

2. Konduksi, konveksi dan penguapan/presipitasi adalah prinsip rerata dimana panas dan air bertukar melewati batas udara-laut. Siklus penguapan/presipitasi laut menyumbang sekitar $\frac{1}{4}$ jumlah panas global. Produksi aerosol di permukaan laut adalah mekanisme penting lainnya untuk transfer air (dan garam) ke atmosfer.
3. Radiasi matahari menembus laut hingga ratusan meter dan lebih banyak diserap di kedalaman 10 m. Transfer panas ke bawah terjadi terutama akibat pencampuran karena konduksi yang sangat lambat (air adalah konduktor panas yang lemah). Pencampuran oleh angin, gelombang dan arus membentuk lapisan permukaan tercampur dengan ketebalan mencapai 200-300 m atau lebih di musim dingin di lintang tengah. Di bawahnya terdapat termoklin permanen dengan temperatur menurun sekitar 5°C dan di bawahnya lagi, temperatur berkurang secara lambat ke dasar (biasanya antara 0°C - 3°C). Di lintang tengah, termoklin musiman dapat terbentuk di atas termoklin permanen di musim panas. Terdapat juga termoklin diurnal di kedalaman 10-15 m.
4. Perbedaan temperatur di termoklin permanen dapat diatur untuk membangkitkan listrik dengan menggunakan prinsip yang sama dengan alat pendingin. Masalahnya adalah skala.
5. Stabilitas distribusi temperatur jangka panjang dalam lautan berarti bagan dan profil rerata temperatur tidak berubah secara signifikan tiap tahunnya. Kestabilan struktur termal dipertahankan oleh gerakan kontinu tiga dimensi sistem global arus permukaan dan arus-dalam.

Soal 2.6

- (a) Di danau air tawar, jelaskan mengapa air pada 4 °C dapat ditutupi air dingin untuk kondisi gravitasi yang stabil. Dapatkah hal tersebut terjadi di laut?
- (b) Jelaskan mengapa profil temperatur di danau air tawar tidak menunjukkan penurunan temperatur terhadap kedalaman dengan nilai kurang dari 4 °C.

Soal 2.7 Struktur termal lautan, jelas memperlihatkan tiga lapisan utama. Namakan lapisan tersebut dan sebutkan karakteristiknya.

Bab 3

SALINITAS LAUTAN

Konsentrasi rata-rata garam terlarut di lautan (S) adalah 3,5% terhadap berat atau dengan bagian per seribu menjadi 35 ‰. Sekarang salinitas diekspresikan dalam rasio (Bagian 3.3.3) sehingga dalam bab ini, hanya akan dibahas dengan menggunakan angka. Tabel 3.1 adalah daftar 11 ion utama yang membentuk 99,9% unsur terlarut air laut. (Dalam banyak hal konsentrasi dinyatakan sebagai bagian per seribu atau gram per kg (g kg^{-1}) atau gram per liter (g l^{-1}) diasumsikan sebagai satu liter air laut seberat satu kg).

Dalam air permukaan lautan, kisaran salinitas adalah 33-37 tetapi bila paparan-paparan laut dan kondisi lokal kisaran melebar menjadi 28-40 atau lebih. **Air Payau** mempunyai salinitas kurang dari 25 sementara air **hipersalin** lebih besar dari 40.

Tabel 3.1 Konsentrasi rata-rata ion-ion utama dalam air laut dalam bagian per seribu (g kg^{-1} atau g l^{-1}) (*The Open University*, 1995).

Ion	‰ terhadap berat	
Klorida, Cl^-	18,980	
Sulfat, SO_4^{2-}	2,649	
Bikarbonat, $^*\text{HCO}_3^-$	0,140	Total ion-ion negatif(anion)
Bromida, Br^-	0,065	= 21,861 ‰
Borat, H_2BO_3^-	0,026	
Florida, F^-	0,001	
Sodium, Na^+	10,556	

Magnesium, Mg ²⁺	1,272	total ion-ion positif(kation) = 12,621 ‰
Kalsium, Ca ²⁺	0,400	
Potasium, K ⁺	0,380	
Strontium, Sr ²⁺	0,013	
Total salinitas	34,482 ‰	

*termasuk karbonat, CO₃²⁻

Tabel 3.2 Persentase rerata terhadap berat sepuluh elemen terbanyak (selain oksigen) dalam kerak Bumi (*The Open University*, 1995).

Elemen	% terhadap berat
Silikon, Si	28,2
Aluminium, Al	8,2
Besi, Fe	5,6
Kalsium, Ca	4,2
Sodium, Na	2,4
Potasium, K	2,4
Magnesium, Mg	2,0
Titanium, Ti	0,6
Mangan, Mn	0,1
Fosforus, P	0,1

Soal 3.1 Pada Tabel 3.1, proporsi terhadap berat ion-ion negatif (anion) lebih besar dari ion positif (kation). Jadi mengapa air laut tidak membawa muatan negatif?

Bandungkan Tabel 3.1 dan 3.2 yang menunjukkan komposisi elemen batuan kerak: terdapat kontras. Disadari bahwa operasi siklus hidrologi menghasilkan sebagian besar unsur terlarut dalam air larut. Walaupun

demikian, sejak akhir 1970-an, oseanografi mengetahui bahwa terdapat kontribusi lain terhadap komposisi air laut adalah: **sirkulasi hidrotermal** di puncak punggung samudra.

Soal 3.2 Berapa banyak elemen dalam batuan kerak (Tabel 3.2) yang ditemukan pada Tabel 3.1 dan sebutkan elemennya?

Tiga elemen yang paling banyak terdapat dalam Tabel 3.2 tidak terdapat dalam Tabel 3.1. Ini adalah karena derajat kelarutan dan sifat kimiawi elemen-elemen yang berbeda bila batu tererosi dan hasilnya dibawa oleh sungai ke laut. Elemen-elemen yang biasa ditemukan seperti silikon, aluminium dan besi kurang larut sehingga dipindahkan dan diendapkan terutama dalam bentuk partikel padat pasir dan lempung. Elemen lainnya yaitu sodium, kalsium dan potassium relatif larut dan dalam bentuk larutan. Larutan hidrotermal yang berkaitan dengan pemekaran lantai laut menghasilkan beberapa elemen ke dalam larutan air laut (contoh : kalsium, silikon, mangan) dan menghilangkan yang lain (contoh, magnesium, sulfur). Jumlah relatif unsur terlarut laut diatur oleh reaksi-reaksi kimia dan biologi yang kompleks dalam air laut.

3.1 KEKONSTANAN KOMPOSISI

Komposisi air laut yang konstan adalah konsep penting dalam oseanografi. Untuk Tabel 3.1 berlaku:

Konsentrasi ion-ion terlarut utama bervariasi menurut tempat di lautan tetapi *proporsi relatifnya* tetap konstan.

Dengan kata lain, salinitas total dapat berubah tetapi rasio konsentrasi ion utama tertentu tetap konstan dan begitu juga rasio konsentrasi individu ion-ion utama.

Soal 3.3

- (a) Berapa rasio konsentrasi potasium terhadap salinitas total di Tabel 3.1?
- (b) Berapa konsentrasi potasium jika salinitas di Tabel 3.1 (i) naik menjadi 36, (ii) turun ke 33?
- (c) Berapa rasio konsentrasi $K^+ - Cl^-$ di Tabel 3.1? Apa yang terjadi untuk kasus-kasus (i) dan (ii) pada soal (b)?
- (d) Bagaimana hal di atas mengubah salinitas?

Salinitas bervariasi tergantung keseimbangan antara penguapan dan presipitasi, serta besarnya pencampuran antara air permukaan dan air di kedalaman. Secara umum, perubahan salinitas tidak mempengaruhi proporsi relatif ion-ion utama. Konsentrasi ion-ion berubah dalam proporsi yang sama yaitu rasio ioniknya tetap konstan.

Dengan pengecualian terhadap generalisasi di atas, terdapat variasi rasio kalsium dan bikarbonat yang relatif kecil karena keterlibatan unsur tersebut dalam proses biologi (Bagian 6.1.2): rasio Ca^{2+} dan HCO_3^- pada salinitas adalah 0,5% dan 10-20% lebih besar di kedalaman dari pada dalam air permukaan.

3.1.1 Perubahan Akibat Kondisi Lokal

Untuk beberapa lingkungan laut, terdapat kondisi dimana rasio-rasio ion menyimpang jauh dari normal. Daerah tersebut termasuk:

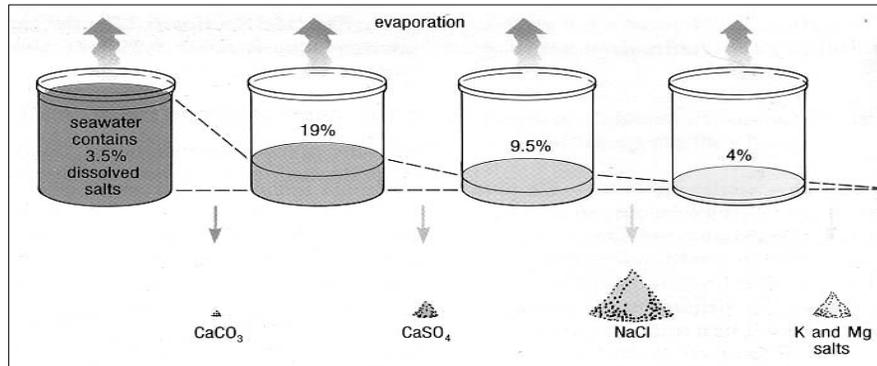
1. Laut-laut tertutup, estuari dan daerah lain dimana terdapat aliran sungai yang besar yang mengandung lebih sedikit total garam terlarut dari air laut dan serta mempunyai rasio ion yang berbeda (Bagian 6.2.1).
2. Cekungan, fjord dan daerah lain dimana sirkulasi dasar sangat terbatas, misalnya dengan keberadaan sill (batas sub-permukaan) di mulut cekungan akan menghadang komunikasi bebas antara air

dasar dan air laut beroksigen di luarnya. Dalam kasus-kasus tersebut, hancuran bakteri (oksidasi) dari bahan organik di dasar air sehingga menyebabkan kekurangan oksigen terlarut yang cukup parah hingga terjadi kekurangan total yang disebut **anoksik** atau **anaerobik**. Anion sulfat digunakan sebagai sumber alternatif oksigen oleh organisme mikro.

3. Daerah yang luas, hangat dan dangkal seperti Bahama Banks yang dicirikan oleh presipitasi biologi kalsium karbonat yang sangat aktif secara kimiawi dan/atau biologi menyebabkan perubahan yang signifikan pada rasio Ca^{2+} terhadap salinitas total.
4. Daerah-daerah yang terjadi pemekaran dasar laut dan aktivitas vulkanik aktif bawah laut dimana air laut panas bersirkulasi di kerak samudra. Rasio ion dalam larutan hidrotermal sangat berbeda dari air laut yang normal, yang menghasilkan percampuran dengan air laut mempunyai ciri elemen utama: rasio-rasio salinitas.
5. Di dalam sedimen dasar laut dimana air pori yang turut dalam berbagai reaksi di dalam partikel sedimen pada saat kompaksi setelah sedimen diendapkan. Reaksi tersebut muncul sebagai **diagenesis** dan menyebabkan perubahan rasio ion yang cukup berarti.

Soal 3.4 Tabel 3.1 menunjukkan sulfur terdapat dalam air laut terutama sebagai SO_4^{2-} dan diukur dalam bentuk di atas. Apakah rasio SO_4^{2-} terhadap salinitas total lebih besar atau lebih kecil dalam cekungan anoxic (no.2) dari pada di dalam air laut terbuka?

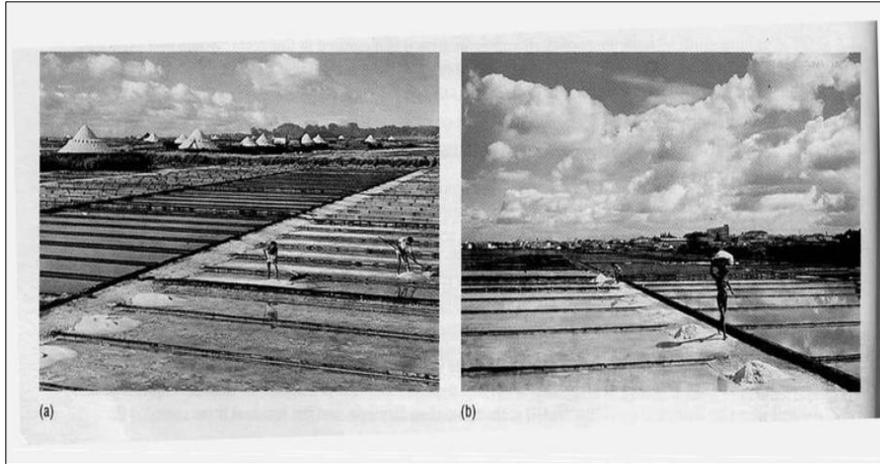
3.1.2 Garam dari Air Laut



Gambar 3.1 Suksesi garam hasil presipitasi air laut. Pada penguapan, CaCO_3 akan terpresipitasi pertama. Bila penguapan telah mengurangi volume hingga 19% volume awal maka CaSO_4 akan mulai terpresipitasi; pada 9,5% volume awal, NaCl mulai terpresipitasi, dst. Volume endapan mewakili jumlah relatif garam yang terpresipitasi. (*The Open University*, 1995).

Dengan penguapan air laut, garam yang daya larut paling sedikit akan mencapai titik jenuh pertama kali, sehingga urutan presipitasi berdasarkan peningkatan solubilitas dan bukan terhadap banyaknya. Tahapan tersebut ditunjukkan dalam Gambar 3.1 berkaitan dengan proporsi relatif garam yang mengalami presipitasi. Unsur pertama yang mengalami presipitasi adalah kalsium karbonat (CaCO_3) yang membentuk sedikit garam karena kurangnya endapan ion-ion bikarbonat (karbonat). Lihat Tabel 3.1.

Kalsium sulfat dipresipitasi sebagai anhidrit (CaSO_4) atau sebagai gipsum ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), tergantung kondisi. Sodium klorida (halit, NaCl) adalah garam terbanyak dan residu air garamnya mengandung klorida potasium dan magnesium yang merupakan unsur yang paling larut sehingga menjadi yang terakhir dipresipitasi.



Gambar 3.2 (a) Menggali garam laut dari residu brine dalam tempat penguapan solar dekat Aveiro di Portugal.
(b) Membawa garam dari timbunan ke truk atau kapal untuk dibawa ke pusat purifikasi dan diproses. (*The Open University*, 1995).

Secara umum tiap negara pantai dapat memproduksi garam laut secara komersil dan setidaknya ada 60 negara yang masih melakukannya, baik melalui proses industri maupun dengan penguapan tradisional (Gambar 3.2). Terdapat 40 juta ton sodium klorida diekstrak dari air laut tiap tahun secara intensif, antara lain untuk konsumsi manusia tetapi kebanyakan adalah untuk manufaktur kimia. Magnesium hidroksida adalah hasil presipitasi kimia dari air laut dan digunakan untuk menghasilkan 600.000 ton magnesium dan senyawanya tiap tahun. Produksi Bromin sebesar 30.000 ton yang dihasilkan secara elektrolisis sebagai suatu gas dan kemudian dikondensasi menjadi cair. Metode ekstraksi litium (Li) dari air laut dikembangkan di akhir tahun 1980-an.

Kebanyakan elemen terlarut dalam air laut mempunyai konsentrasi yang kecil (Bagian 6.1.1) tetapi total volume air laut sangat besar sehingga

jumlahnya sangat besar dan usaha mengekstrakkan elemen-elemen berharga seperti emas dan uranium telah dilakukan berkali-kali; tetapi belum ada teknik yang ekonomis.

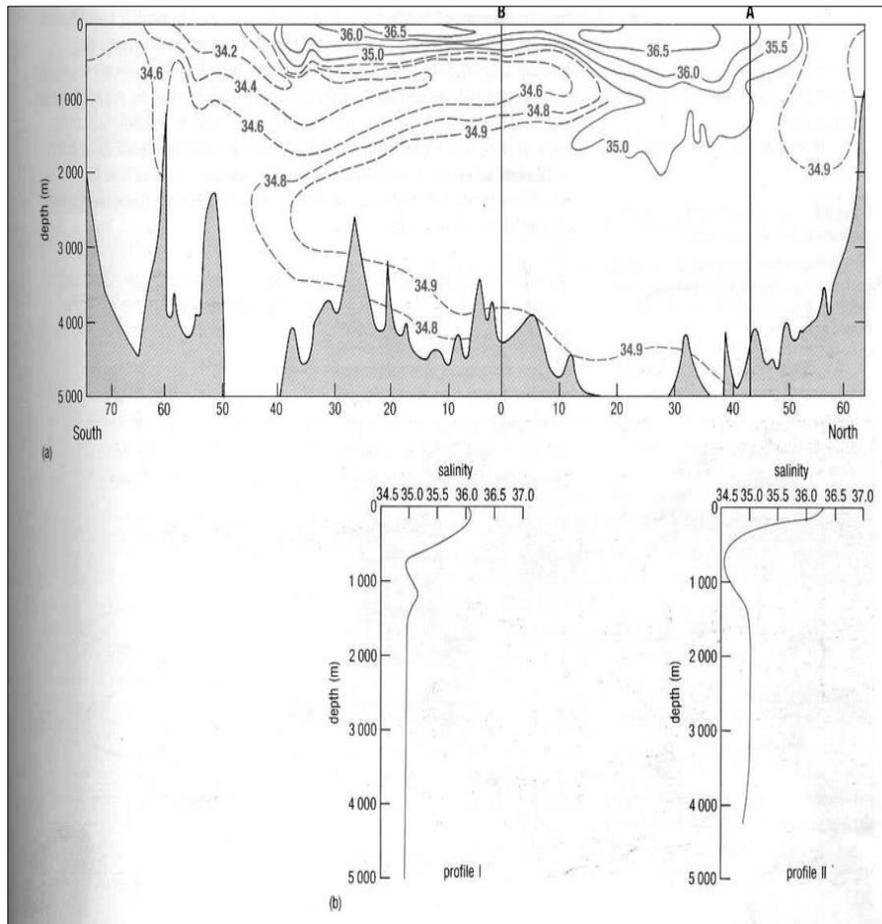
3.2 VARIASI SALINITAS

Distribusi temperatur dan salinitas memberikan informasi yang memudahkan oseanografer melacak pola tiga dimensi sirkulasi lautan. Bagian ini akan menjelaskan bagaimana salinitas bervariasi secara vertikal dan horisontal. Sebagaimana distribusi temperatur, peta dan profil salinitas merupakan gambaran yang stabil dalam jangka waktu panjang yang dihasilkan secara dinamik. Ingat bahwa salinitas sulit berubah tiap tahunnya tetapi air berganti tiap waktu (Bagian 2.5).

3.2.1 Distribusi Salinitas Terhadap Kedalaman

Gambar 3.3 menunjukkan profil vertikal yang relatif terbatas kisaran salinitasnya di dalam lautan. Salinitas ditentukan oleh keseimbangan antara presipitasi dan penguapan di permukaan (Soal 3.3(d)). Pengaruh fluktuasi permukaan umumnya kecil untuk di bawah 1000 m dimana salinitas air antara 34,5 dan 35 di semua lintang.

Zona dimana salinitas berkurang terhadap kedalaman ditemukan di lintang rendah dan menengah yaitu antara lapisan permukaan campuran dan bagian atas lapisan dalam dimana salinitas konstan. Zona ini dikenal sebagai **haloklin** (Istilah ini juga dipakai untuk zona yang mempunyai salinitas *bertambah* terhadap kedalaman, sedangkan dalam termoklin, temperatur berkurang terhadap kedalaman).

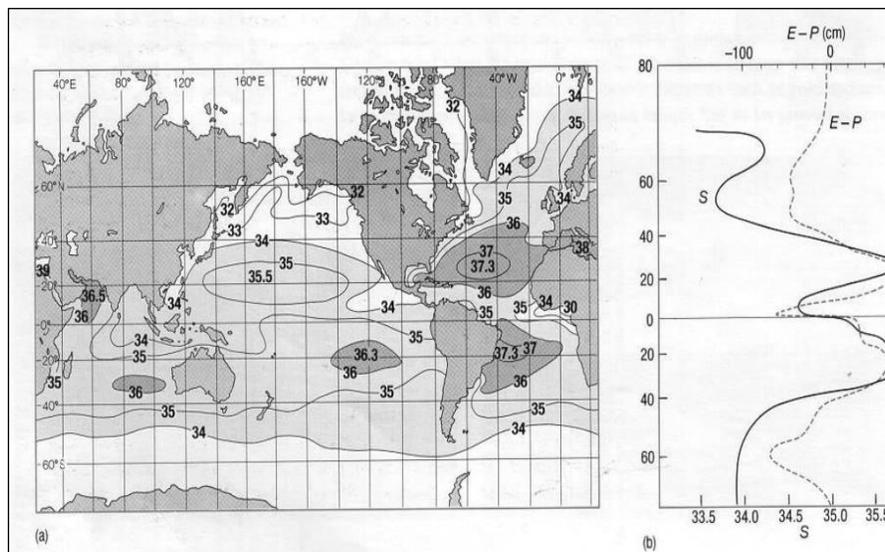


Gambar 3.3 (a) Bagian vertikal menunjukkan distribusi rata-rata temperatur di barat Samudra Atlantik untuk menggambarkan bahwa kisaran salinitas di lapisan permukaan lebih besar dari di badan utama air lautan di bawah 1000 m. Pola umum ini adalah ciri khas cekungan-cekungan lautan. Garis-garis yang mempunyai salinitas yang sama disebut **isohalin**. Interval garis putus-putus adalah 0,1 dan 0,2; interval garis tebal adalah 0,5. Garis vertikal A dan B berkaitan dengan Gambar (b) dan digunakan untuk Soal 3.5. (b) Profil salinitas di sepanjang A dan B pada (a), untuk digunakan dalam Soal 3.5.

Soal 3.5

- (a) Profil salinitas manakah dalam Gambar 3.3(b) yang berkaitan dengan garis vertikal Gambar 3.3(a)? Bagaimana kisaran kedalaman haloklin dibandingkan dengan kisaran termoklin pada Gambar 2.6?
- (b) Haloklin yang manakah pada Gambar 3.3(b) menunjukkan laju penurunan salinitas terhadap kedalaman yang paling tinggi?
- (c) Apakah profil salinitas di lintang tinggi mirip dengan yang terdapat pada Gambar 3.3(b)?

3.2.2 Distribusi Salinitas Permukaan



Gambar 3.4 (a) Posisi rata-rata permukaan isohalin tahunan. (b) Plot nilai rata-rata salinitas permukaan, S (garis tebal), dan perbedaan antara rata-rata penguapan dan presipitasi tahunan (E-P) (garis putus-putus) terhadap lintang. (*The Open University*, 1995).

Salinitas air permukaan laut maksimum di tropis dan lintang subtropis dimana penguapan melampaui presipitasi. Daerah ini berhubungan dengan adanya padang pasir yang panas di lintang yang sama. Salinitas berkurang ke arah lintang tinggi maupun ke arah Ekuator (Gambar 3.4). Modifikasi lokal mengalahkan pola regional terutama yang dekat dengan darat. Salinitas permukaan berkurang akibat air tawar di mulut sungai-sungai besar dan akibat lelehan es dan salju di lintang tinggi. Sebaliknya, salinitas permukaan cenderung tinggi di laguna dan cekungan laut dangkal tertutup lainnya di lintang rendah dimana terjadi penguapan tinggi dan terbatasnya aliran air yang masuk dari daratan.

Soal 3.6 Lihat peta (a) dan kurva (b) pada Gambar 3.4 dan jelaskan maksima dan minima pada kurva; kemudian salinitas minimum di lintang ekuatorial.

3.3 PENGUKURAN SALINITAS

Upaya awal untuk menentukan komposisi kimia air laut terhambat oleh rendahnya sensitivitas teknik analitik. Baru pada awal abad ke-19 segala sesuatunya menjadi tampak jelas pada data dan kekonstanaan komposisi air laut dapat dikenali dari beberapa analisis yang tersedia. Pada pelayaran **HMS Challenger** (1872-1876), sebanyak 77 sampel air dikumpulkan terhadap kedalaman. Analisis dilakukan terhadap kedalaman untuk elemen-elemen klorin, sodium, magnesium, sulfur, kalsium, potasium dan bromin. Metode yang digunakan diuji keandalannya dengan sampel sintetis.

Sejak abad ke-19, beberapa penyelidikan dilakukan. Pada pertengahan 1960-an, ilmuan dari British National Institute of Oceanography (sekarang Institute of Oceanography Sciences) dan University of Liverpool menganalisa lebih dari 100 sampel untuk semua unsur utama. Pada tahun 1970-an, program GEOSECS (Geochemical Ocean SECTIONS) yang berpusat di USA, mengumpulkan data kimia yang sistematis untuk semua lautan, dengan menggunakan teknik analitik yang akurat dan prosedur sampling yang meminimalkan kontaminasi. Pada saat ini, pengukuran

GEOSECS ditambah, diperbarui dan secara bertahap diganti karena makin banyaknya sampel yang dikumpulkan untuk program riset baru dan metode analitik juga diperbarui.

3.3.1 Metode Kimia dalam Pengukuran Salinitas

Cara termudah dalam mengukur salinitas adalah dengan mengambil sejumlah sampel air laut yang diketahui, lalu diuapkan hingga kering dan garam yang tersisa ditimbang (penentuan gravimetri). Walaupun secara teori sederhana, metode ini memberikan hasil yang tidak akurat. Residu yang tersisa adalah campuran kompleks garam dan air kimia yang terikat pada padatan, ditambah sejumlah kecil bahan organik. Jumlah air sisa dapat dihilangkan dengan pengeringan garam residu dengan temperatur yang bertahap, tetapi cara ini mendatangkan masalah lain seperti: (i) dekomposisi beberapa jenis garam (misalnya kehilangan air dan gas-gas HCl dari kristal $MgCl_2$ hidros); (ii) penguapan dan dekomposisi bahan organik; dan (iii) pembebasan gas CO_2 dari garam karbonat. Jadi, berat materi padat yang tersisa setelah penguapan (yang berarti nilai salinitas yang diukur) tergantung kondisi bagaimana menghilangkan air. Ahli kimia laut di abad ke-19 menyadari hal tersebut dalam percobaan mengukur salinitas secara gravimetri.

Penentuan gravimetri salinitas adalah sulit dan lama sehingga dicari metode lain. Oleh karena konsentrasi beberapa unsur utama terlarut dalam air laut mengandung rasio total konsentrasi garam terlarut maka konsentrasi satu atau lebih unsur utama dapat digunakan untuk mendeduksi salinitas total, S . Unsur termudah untuk mengukur adalah halida (klorida + bromida +iodida) dengan hubungan empiris berikut:

$$S = 1,80655Cl \quad (3.1)$$

Dimana Cl adalah **klorinitas** sampel yang didefinisikan sebagai konsentrasi klorida dalam air laut (dalam bagin per seribu) dengan asumsi bahwa bromida dan iodida telah diganti dengan klorida.

Klorinitas diukur dengan titrasi, sementara salinitas dihitung dengan persamaan 3.1. Metode ini digunakan untuk menentukan semua salinitas hingga pertengahan 1960-an. Metode tersebut jarang digunakan saat ini karena hampir semuanya dikalahkan oleh pengukuran konduktivitas listrik.

3.3.2 Metode Fisik dalam Pengukuran Salinitas

Air tawar adalah konduktor listrik yang lemah, tetapi kehadiran ion-ion dalam air menyebabkannya mampu membawa arus listrik. Pada tahun 1930-an dikatakan bahwa **konduktivitas** listrik air laut proporsional dengan salinitasnya. Konduktivitas adalah kebalikan dari resistivitas dan selama berabad-abad, konduktivitas salinometer digunakan dengan dasar oleh sirkuit listrik yang sederhana dengan menggunakan 'standar air laut' dan salinitas diketahui (mendekati 35) sebagai kalibrasi.

Konduktivitas dipengaruhi juga oleh temperatur yang dapat menyebabkan kesalahan. Idealnya, oseanografer fisika membutuhkan ketepatan pengukuran salinitas hingga $\pm 0,001$, dan konduktivitas terukur hingga 1 bagian dalam 40.000. Suatu perubahan magnitudo S dapat diinduksi dengan perubahan temperatur sebesar $0,001\text{ }^{\circ}\text{C}$, sehingga pengontrolan temperatur merupakan hal yang penting.

Pada waktu dulu, ketepatan termostatik digunakan untuk mengukur baik pada sampel maupun pada air laut standar pada temperatur konstan, tetapi peralatannya besar dan pengukuran memakan waktu yang lama karena sampel harus dipanaskan atau didinginkan sebelum pengukuran. Saat ini, masalah tersebut telah diatasi dan salinometer yang modern beroperasi dengan cepat dan mengukur salinitas hingga $\pm 0,003$ atau lebih baik. Sensor konduktivitas telah digabungkan dengan peralatan temperatur-

salinitas *in situ* untuk penggunaan di laut dangkal, dan juga ke dalam probe konduktivitas-temperatur-kedalaman (CTD) yang dipakai di laut-dalam.

3.3.3 Definisi Resmi Salinitas

Sejak pertengahan 1960-an, definisi salinitas lebih berdasarkan (perjanjian internasional) pada penentuan empiris dari pada formulasi yang sulit melibatkan standar konduktivitas.

Salinitas sampel air laut sekarang diukur dalam rasio konduktivitas, R ;

$$R = \frac{\text{konduktivitas sampel air laut}}{\text{konduktivitas s tan dar lau tan KCl}} \quad (3.2)$$

konsentrasi standar larutan KCl adalah $32,4356 \text{ g kg}^{-1}$

Salinitas berkaitan dengan rasio konduktivitas pada $15 \text{ }^\circ\text{C}$ dan tekanan atmosfer 1 (R_{15}) dengan persamaan berikut:

$$S = 0,0080 - 0,1692 R_{15}^{1/2} + 25,3851 R_{15} + 14,0941 R_{15}^{3/2} - 7,0261 R_{15}^2 + 2,7081 R_{15}^{2/5} \quad (3.2)$$

1. Anda tidak perlu mengingat persamaan 3.3, Soal 3.7 bertujuan menunjukkan bagaimana cara kerjanya.
2. Karena definisinya adalah rasio, maka salinitas hanya dinyatakan oleh angka; tetapi salinitas dinyatakan dalam *practical salinity units* (*p.s.u.*). Adalah penting mengingat bahwa angka tersebut mendekati gram per kilogram (atau gram per liter) yaitu bagian per seribu terhadap berat.

3. Secara praktisnya algoritma komputer dipakai untuk konversi rasio konduktivitas pada temperatur dan tekanan selain 15 °C dan 1 atmosfer ke R_{15} dan untuk konversi langsung R_{15} ke S.

Soal 3.7 Gunakan persamaan 3.3 untuk menjawab soal dengan melengkapi pernyataan berikut. Secara definisi, bila $R_{15}=1$, salinitas praktikal adalah sama dengan

Salinitas ditentukan oleh konduktivitas tergantung temperatur dan tekanan dimana konduktivitas diukur dan anggapan bahwa salinitas adalah total garam terlarut dalam sampel air laut sedikit diubah. Kenyataannya, untuk air laut di lautan terbuka, keduanya berkait erat: konsentrasi total garam terlarut dalam gram per kilogram air laut adalah $1,005 \times 10^3 S$, dimana S didefinisikan oleh persamaan 3.3.

3.4 RINGKASAN

1. Salinitas rata-rata laut mendekati 35 ‰ terhadap berat. Sebelas ion-ion utama membentuk 99,9% unsur terlarut: Cl^- , Na^+ , SO_4^{2-} , Mg^{2+} , Ca^{2+} , K^+ , HCO_3^- , Br^- , $H_2BO_3^-$, Sr^{2+} dan F^- . Jumlah relatif elemen dalam larutan air laut sangat berbeda dengan jumlahnya dalam batuan kerak, karena perbedaan ke larutan dalam larutan yang terbentuk pada masa pelapukan di darat dan aktivitas hidrotermal lantai laut.
2. Salinitas bervariasi di tiap tempat di lautan, tetapi jumlah relatifnya kebanyakan unsur terlarut (rasio ionik) tetap konstan. Penguapan dan presipitasi dapat mengubah total salinitas tetapi tidak mempengaruhi komposisi konstan.
3. Sedikit perbedaan dari komposisi konstan tersebut disebabkan intervensi proses-proses biologi yang mempengaruhi Ca^{2+} dan HCO_3^- . Perbedaan yang besar disebabkan kondisi lokal terutama di perairan dangkal dekat pantai dan dibawah kondisi anoxic, serta

dimana terjadi aktivitas hidrotermal. Beberapa unsur terlarut diekstraksi dari air laut secara komersil.

4. Sebagaimana kasus temperatur, distribusi salinitas secara vertikal dan lateral di laut tidak berubah tiap tahunnya, tetapi massa airnya secara kontinu bergerak dalam sistem tiga dimensi permukaan dan arus-dalam. Salinitas permukaan di lautan adalah yang terbesar (hingga 38) terjadi di tropis dan subtropis dimana penguapan mengalahkan presipitasi. Salinitas berkurang dekat Ekuator (sekitar 35) dan di lintang tinggi (sekitar 33-34), karena curah hujan yang tinggi dan adanya lelehan es dan salju. Di lintang tengah dan rendah, terdapat haloklin dari dasar lapisan permukaan tercampur hingga kedalaman 1000 m, dimana salinitas berkisar antara 34,5 dan 35
5. Pengukuran salinitas dengan gravimetri adalah sulit karena adanya dekomposisi garam pada saat pemanasan ke penguapan. Pengukuran kimiawi berdasarkan titrasi untuk menentukan klorinitas menjadi standar hingga 1960-an namun digantikan oleh metode konduktivitas listrik. Suatu formulasi empiris digunakan untuk konversi konduktivitas yang diukur mengikut standar ke nilai salinitas.

Soal 3.8 Tentukan pernyataan yang benar dan yang salah?

- (a) Jumlah relatif elemen terlarut dalam air laut sangat mirip dengan yang ada dalam batuan kerak.
- (b) Salinitas bervariasi di lautan, tetapi rasio salinitas terhadap klorinitas hampir konstan.
- (c) Rasio Ca^{2+} terhadap salinitas akan berkurang bila ada presipitasi kalsium karbonat.
- (d) Haloklin adalah daerah dimana salinitas bertambah terhadap kedalaman.

- (e) Adalah tidak mungkin untuk mengukur salinitas dan temperatur mencapai ketelitian $\pm 0,01$ dan $\pm 0,01$ °C.

Soal 3.9 Lautan bukanlah sistem tertutup dan sejumlah garam terlarut secara kontinu masuk ke dalam sistem dari sungai-sungai. Terdapat juga masukan signifikan dari larutan hidrotermal. Jadi secara umum, bagaimana kekonstanan komposisi air laut dapat dipertahankan?

Bab 4

DENSITAS DAN TEKANAN DI LAUTAN

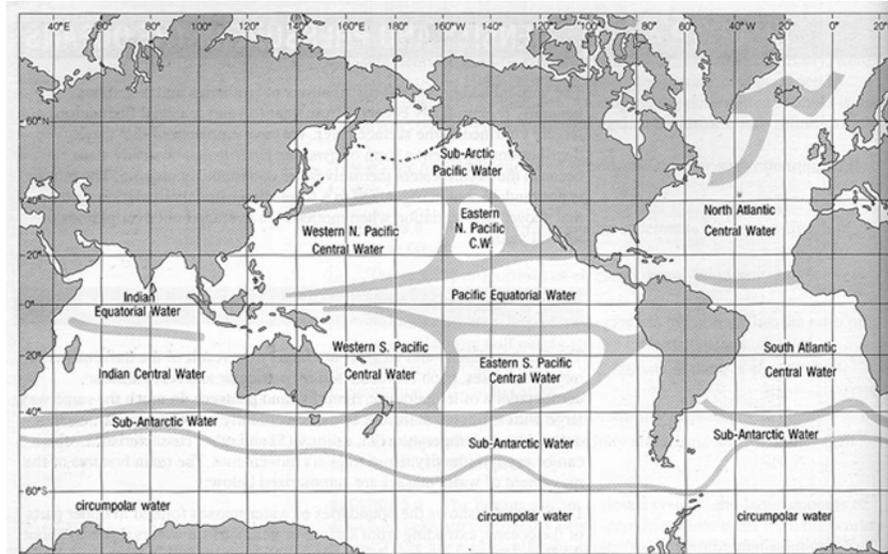
Distribusi vertikal dan horisontal isoterm umumnya tetap konstan tiap tahun; fluktuasi musiman dibatasi pada lapisan permukaan. Diketahui bahwa distribusi ini mewakili suatu bentuk *keseimbangan dinamik* atau keadaan tunak, karena air laut itu sendiri bergerak secara kontinu. Pergerakannya tidak acak tetapi teratur dalam sistem sirkulasi tiga dimensi yang menunjukkan sedikit variasi bila dirata-ratakan untuk periode beberapa tahun.

4.1 MASSA AIR

Iklim dan cuaca di bumi adalah hasil gerakan massa udara yang dikarakterisasi oleh kombinasi temperatur, kelembaban dan tekanan tertentu. Dengan cara yang sama, **massa air** di lautan bergerak secara vertikal dan horisontal dan dicirikan oleh temperatur(T), salinitas(S) dan karakter lain yang digunakan untuk mengenali air dan melacak gerakannya. Gambaran utama gerakan massa air adalah:

1. Gambar 4.1 menunjukkan batas massa air yang terbentuk di bagian teratas dari laut, mulai dari air permukaan atau dekat permukaan hingga ke dasar termoklin permanen. Diidentifikasi dari temperatur, salinitas dan properti lain, termasuk komunitas organisme yang hidup di dalamnya. Perbandingan Gambar 4.1 dan 2.11 memperlihatkan bahwa batas antara massa air teratas bertemu dengan sistem arus permukaan utama. Juga dapat mengidentifikasi

batas antara pergerakan massa air dalam arah yang berbeda di beberapa kedalaman laut.



Gambar 4.1 Batas massa air atas lautan-lautan (Gambar 2.11). (*The Open University, 1995*).

Soal 4.1

- (a) Lihat Gambar 2.13 dan buat skema di batas antara tiga massa air di bawah 10°C isoterm.
 - (b) Massa air dapat dikenali dari temperatur dan salinitas, (S). Dengan cara apakah sifat ini berubah (i) dalam massa air, (ii) di batas massa air?
2. Air bergerak lebih lambat dari udara sehingga massa air kurang bervariasi dari massa udara dan batasnya tidak banyak berubah walaupun dalam skala waktu dekade atau abad.

3. Sistem arus permukaan dibangkitkan oleh angin tetapi gerakan massa air intermediate dan dalam diatur oleh densitas. Bila densitas air laut di lapisan permukaan bertambah maka kolom air secara gravitasi akan menjadi tidak stabil dan air yang lebih berat akan turun.

Soal 4.2

- (a) Bagaimana densitas air permukaan di laut bertambah di daerah (i) kutub dan (ii) tropis?
- (b) Apakah mungkin menganggap bahwa sirkulasi yang disebabkan oleh densitas di kedalaman laut sebagai akibat interaksi antara atmosfer dan lautan?

Sirkulasi vertikal laut diatur oleh variasi temperatur dan salinitas dan dikenali sebagai **sirkulasi termohalin**. Prinsip utamanya adalah bahwa massa air yang dingin dan berat dari lintang tinggi turun dan menyebar di bawah termoklin permanen, Gambar 2.13. Tiap massa air mempunyai karakteristik T dan S yang diperoleh dari kondisi permukaan daerah asal. Air-dalam Antartika (Antarctic Bottom Water, AABW, lihat Gambar A1 dan jawaban Soal 4.1) melewati Ekuator menuju Kutub Utara. Di Atlantik Utara terdapat arus dalam, mengalir ke selatan dan berasal dari Artik tetapi di Pasifik Utara, arus ini tidak ada karena batas yang dibentuk oleh barisan pulau Aleutian ke utara.

Temperatur dan salinitas dalam air permukaan mengatur densitas air laut tetapi di laut-dalam faktor tekanan menjadi penting.

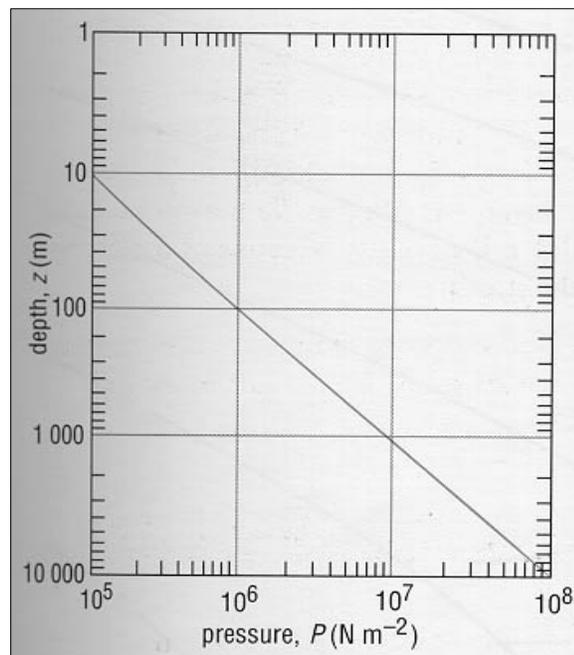
4.2 KEDALAMAN (TEKANAN), DENSITAS DAN TEMPERATUR

Pengaruh tekanan terhadap densitas sebenarnya tidak seperti di atas tetapi perlu disadari. Konsep gaya apung netral yang secara implisit diaplikasikan dalam teknologi modern (Bagian 5.2.3).

Persamaan hidrostatis yang menggambarkan bagaimana tekanan P berkaitan dengan kedalaman (atau ketinggian)(z) dalam kolom fluida:

$$P = \rho g z \quad (4.1)$$

Dimana g adalah percepatan gravitasi dan ρ (rho) adalah densitas.



Gambar 4.2 Grafik tekanan (P) terhadap kedalaman (z) di lautan. Skala yang digunakan adalah algoritma untuk memudahkan kisaran angkanya. Hubungan antara tekanan dan kedalaman adalah garis lurus. (Tekanan diukur dalam newton meter persegi; $10^5 \text{ Nm}^{-2} = 1 \text{ bar} = 1 \text{ atmosfer}$). (*The Open University*, 1995).

Dengan densitas tetap konstan, persamaan hidrostatik menunjukkan hubungan proporsional antara tekanan dan kedalaman (ketinggian). Hal ini berlaku umum karena air sedikit mampat dan densitas 99% air laut adalah $\pm 2\%$ dengan rata-rata $1,03 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$. Dengan skala pada Gambar 4.2, hasilnya adalah garis lurus.

Soal 4.3

- (a) Nilai g adalah $9,8 \text{ ms}^{-2}$. Gunakan persamaan hidrostatik untuk menentukan tekanan pada 10 m kolom air laut. Jawaban dalam Nm^{-2} (newton per meter persegi). Bagaimana jawaban anda dibandingkan dengan nilai normal tekanan atmosfer?
- (b) Apakah yang dikarakteristik oleh tekanan di (i) kebanyakan lantai laut-dalam, (ii) palung-palung laut?

4.2.1 Perubahan Temperatur Adiabatik

Perubahan adiabatik dalam temperatur terjadi secara bebas dari transfer panas atau dari lingkungannya. Proses ini merupakan akibat kompresi fluida. Bila fluida mengembang maka akan terjadi kehilangan energi internal dan temperatur turun. Bila dimampatkan, fluida akan memperoleh energi internal dan temperatur naik, ini merupakan alasan utama mengapa pampatan menjadi panas. Prinsip perolehan dan kehilangan adiabatik panas pada kompresi dan ekspansi gas memberikan basis dalam teknologi alat pendingin dan air conditioner. Bila udara naik ke daerah bertekanan rendah maka udara akan mengembang dan laju temperatur turun. Laju turunya temperatur untuk udara adalah $8-10 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ tergantung kelembaban. Larutan kurang mampat dibandingkan gas, sementara laju perubahan temperatur terhadap kedalaman di laut diakibatkan perubahan adiabatik kurang dari $0,2 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$

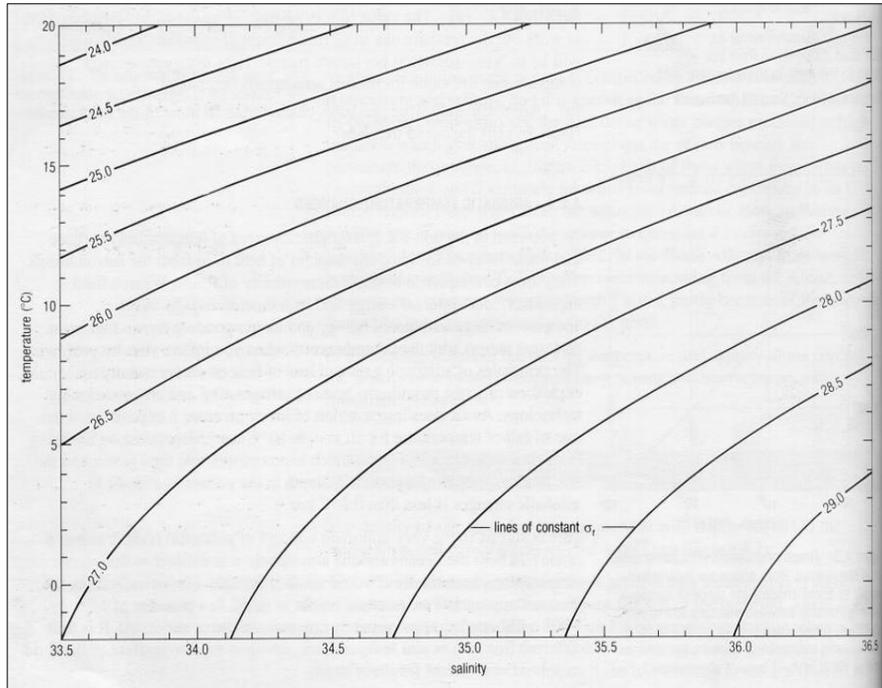
Konsep penting **temperatur potensial**, θ (theta), pada lautan dan atmosfer didefinisikan sebagai temperatur dimana fluida akan tetap jika dibawa secara adiabatik dari tekanan yang diambil pada ketinggian atau kedalaman terhadap tekanan 1000 milibar (yaitu mendekati satu atmosfer pada sea level). Jadi berbeda dari **temperatur *in situ*** dimana temperatur fluida diukur pada ketinggian atau kedalaman yang sebenarnya.

Oleh karena perbedaan yang besar dalam kompresibilitas, perbedaan antara temperatur *in situ* dan potensial sangat kecil di atmosfer tetapi tidak lebih dari 1,5 °C di lautan. Temperatur potensial adalah konsep penting bila memperhitungkan distribusi temperatur vertikal dan stabilitas gravitasi di lautan.

Soal 4.4 Jelaskan apakah temperatur potensial di (a) udara di ketinggian 5 km dan (b) air laut di kedalaman 5 km, lebih besar atau kurang dari temperatur *in situ*-nya?

4.3 DIAGRAM T-S

Diagram T-S digunakan untuk membuat plot temperatur *in situ* dan data salinitas untuk sampel air dan selanjutnya untuk mengenali massa air. Gambar 4.3 adalah diagram T-S. Kontur-kontur tersebut adalah garis yang mempunyai densitas yang sama. Angkanya adalah harga σ_t (sigma-t) yang digunakan dalam oseanografi fisika.



Gambar 4.3 Diagram T-S dengan kontur σ_t dengan satuan densitas, kg m^{-3} . (*The Open University*, 1995).

4.3.1 Menggunakan σ_t

σ_t adalah lambang yang mengekspresikan densitas sampel air laut pada tekanan atmosfer seperti yang ditentukan dari pengukuran temperatur *in situ* dan salinitasnya. Contoh, pada Gambar 4.13, σ_t air laut pada 5 °C (temperatur *in situ*) dan salinitas 33,5 kg m^{-3} . Densitas air tersebut adalah $1,0265 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$.

Bentuk umum:

$$\sigma_t = (\rho - 1000) \text{ kg m}^{-3} \quad (4.2)$$

dan σ_t juga dikenali sebagai densitas anomali.

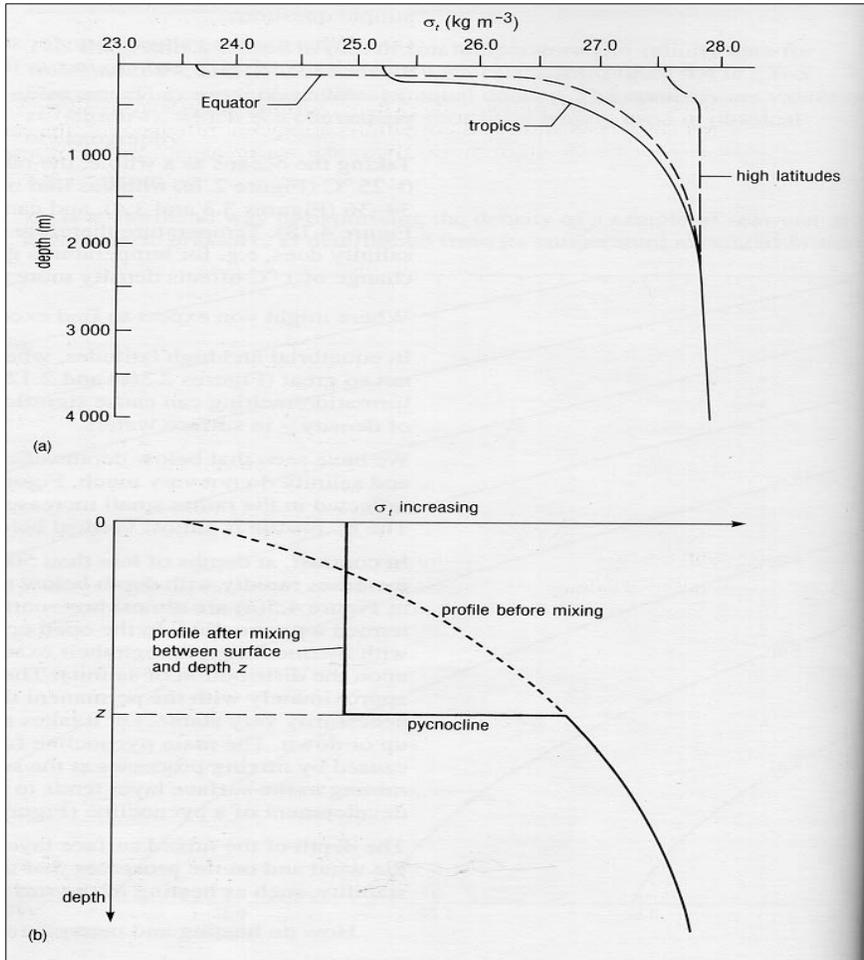
Definisi dalam persamaan 4.2 adalah baru, nilai σ_t biasanya tanpa satuan karena lebih praktis hingga akhir tahun 1980-an.

Soal 4.5

- (a) Berapa nilai σ_t air laut pada (i) temperatur *in situ* 2 °C dan salinitas 34,5, dan (ii) temperatur *in situ* 15 °C dan salinitas 35,6?
- (b) Apa arti nilai σ_t untuk densitas pada tekanan atmosfer?

Dengan lautan sebagai suatu kesatuan, kisaran temperatur adalah 0-25 °C (Gambar 2.1) sementara salinitas adalah 34-36 (Gambar 3.3 dan 3.4) dan lebih kecil di cekungan laut (Gambar 4.17). Temperatur lebih mempengaruhi densitas dibandingkan salinitas, contoh, untuk temperatur yang besar dari 5 °C, perubahan temperatur 1 °C akan mempengaruhi densitas, tetapi perubahan salinitas berpengaruh hanyalah 0,1.

Hal di atas tidak akan ditemukan di daerah ekuator dan lintang tinggi dimana perubahan temperatur musimannya tidak begitu besar (Gambar 2.3(c) dan 2.12), sementara penguapan/presipitasi dan pembentukan/pelelehan es dapat menyebabkan variasi salinitas dan selanjutnya menyebabkan variasi densitas di permukaan air.



Gambar 4.4 (a) Profil σ_t untuk lintang yang berbeda. Daerah dimana densitas cepat berubah dikenal sebagai piktoklin. Pertemuan ketiga kurva di bawah 2000 m adalah akibat variasi regional temperatur dan salinitas di laut-dalam yang relatif kecil.

(b) Formasi lapisan permukaan tercampur meubah profil densitas, dengan pembentukan piknoklin (lihat (a)) di dasar lapisan tercampur. (*The Open University*, 1995).

Diketahui bahwa temperatur dan salinitas di kedalaman laut di bawah 500-1000 m tidak banyak bervariasi. Gambar 4.4(a) (overleaf) menunjukkan bagaimana hal ini menyebabkan sedikit peningkatan σ_t terhadap kedalaman di bawah 1000 m. Profil σ_t di bawah 2000 m hampir vertikal.

Pada kedalaman kurang dari 500 m di lintang tengah dan rendah, σ_t bertambah dengan cepat terhadap kedalaman di bawah lapisan permukaan tercampur, dan kurva pada Gambar 4.4(a) hampir horisontal. Suatu tahapan langkah dalam profil densitas disebut **piknoklin**. Di laut terbuka, piknoklin biasanya bergabung dengan termoklin, walaupun posisi dan kemiringan tergantung pada distribusi salinitas. Piknoklin utama bertemu dengan termoklin permanen. Air dalam piknoklin haruslah sangat stabil yaitu diperlukan jumlah energi yang banyak untuk bergerak ke atas atau ke bawah. Piknoklin utama membentuk batas terendah atau 'lantai' terhadap turbulensi yang disebabkan oleh proses-proses pencampuran di permukaan. Proses-proses pencampuran di lapisan permukaan cenderung meningkatkan kestabilan di dasarnya dengan adanya pengembangan piknoklin (Gambar 4.4(b)).

Kedalaman lapisan permukaan tercampur (Bagian 2.3) tergantung kekuatan angin dan proses-proses yang cenderung menyebabkan stabilitas gravitasi vertikal seperti pemanasan permukaan dan presipitasi. Pemanasan dan presipitasi menyebabkan pengurangan densitas permukaan air : air hangat lebih ringan dari air dingin dan air tawar lebih ringan dari air laut.

Kolom air yang stabil disebut *terstratifikasi*/berlapis, yang terdiri dari lapisan-lapisan (strata) air dimana densitasnya bertambah terhadap kedalaman, yaitu adanya batas antara lapisan (Bagian 4.4.2). Terdapat tahap **stratifikasi** stabilitas: kolom air yang terlapis kuat (peningkatan densitas yang cepat terhadap kedalaman) lebih stabil dari yang terlapis lemah (peningkatan densitas yang lambat terhadap kedalaman). Kolom air

yang tercampur dengan baik (contoh, lapisan permukaan tercampur) secara definisi tidak terlapis dan dengan sedikit perturbasi (contoh, turbulensi, adveksi ke dalam air dengan T atau S yang berbeda) dengan mudah membuatnya tidak stabil dan menyebabkan pencampuran vertikal.

4.3.2 σ_θ dan Stabilitas Vertikal

Diagram T-S sangat berguna untuk mengenali dan melacak massa-massa air di laut. Densitas harus bertambah terhadap kedalaman untuk memastikan stabilitas gravitasi di laut. Kompresi adiabatik menaikkan temperatur air-dalam sehingga temperatur *in situ* bertambah dengan cepat dibandingkan temperatur potensial dengan bertambahnya kedalaman. Tetapi σ_t ditentukan dengan menggunakan temperatur *in situ* tanpa koreksi perubahan adiabatik sehingga mewakili densitas yang lebih kecil dari yang dimiliki sebenarnya oleh air di sebarang kedalaman. Dalam kasus tertentu, perbedaannya cukup kecil untuk diabaikan tetapi terjadi sehingga plot salinitas dan temperatur *in situ* menunjukkan pengurangan σ_t terhadap kedalaman terutama untuk sampel air-dalam. Ketidakstabilan ini akan hilang bila temperatur potensial, θ (Bagian 4.2.1) digunakan dengan salinitas pada diagram θ -S untuk menentukan nilai σ_θ (**sigma-theta**) dan densitas potensial (yaitu anomali **densitas potensial** $\sigma_\theta = (\text{densitas potensial} - 1000) \text{ kg m}^{-3}$). Oleh karena air di permukaan dipengaruhi tekanan atmosfer, maka koreksi adiabatik tidak perlu dilakukan sehingga σ_t dan σ_θ untuk sampel air permukaan harus sama.

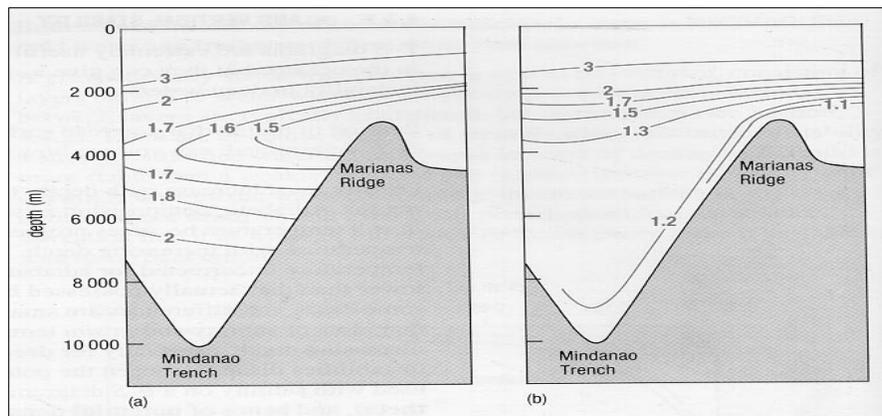
Tabel 4.1 menunjukkan bagaimana σ_t (dihitung dari salinitas dan temperatur *in situ* yang diukur) di Palung Mindanao di luar Filipina bertambah sampai pada 4450 m dan kemudian berkurang lagi. Hal ini menyatakan bahwa kolom air secara gravitasi tidak stabil. Tetapi bila temperatur *in situ* dikonversi ke temperatur potensial, σ_t digantikan oleh σ_θ maka kondisi menjadi stabil.

Tabel 4.1 Perbandingan temperatur *in situ* dan potensial di Palung Mindanao di luar Pulau Filipina, lihat juga Gambar 4.5 (*The Open University*, 1995).

Kedalaman (m)	Salinitas	Temperatur		Densitas	
		<i>In situ</i> (°C)	Potensial (°C)	σ_t (kg m ⁻³)	σ_θ (kg m ⁻³)
1 455	34,58	3,20	3,09	27,55	27,56
2 470	34,64	1,82	1,65	27,72	27,73
3 470	34,67	1,59	1,31	27,76	27,78
4 450	34,67	1,65	1,25	27,76	27,78
6 450	34,67	1,93	1,25	27,74	27,79
8 450	34,69	2,23	1,22	27,72	27,79
10 035	34,67	2,48	1,16	27,69	27,79

Soal 4.6 'Air dingin mengalir melalui sill yang dibentuk oleh Punggungan Mariana (Gambar 4.5) dan terus melewati lereng ke dasar Palung Mondanao.' Berdasarkan pernyataan ini, diagram yang manakah pada Gambar 4.5 yang menunjukkan kontur temperatur potensial?

Tabel 4.1 menunjukkan perbedaan antara temperatur *in situ* dan potensial mencapai 1 °C di bawah 8 km sementara perbedaan di kedalaman 1 km hampir 1/10 derajat. Perbedaan menjadi kecil dengan berkurangnya kedalaman tetapi perlu diketahui bahwa terdapat gradien temperatur adiabatik yang kecil walaupun di lapisan permukaan tercampur atau isothermal. Perbedaannya kecil tetapi sensitivitas peralatan modern berarti bahwa dalam beberapa kasus, koreksi pengaruh adiabatik mendatangkan keuntungan walaupun untuk atas 200 m laut. Teknologi modern menyebabkan temperatur potensial, θ otomatis diperoleh dari pengukuran temperatur *in situ* dan σ_θ digunakan sebagai referensi σ_t .



Gambar 4.5 Dua pola distribusi temperatur di Palung Mindanao (digunakan dalam Soal 4.6). Konturnya dalam °C dan mewakili temperatur *in situ* atau potensial, θ . Lihat juga Tabel 4.1. (*The Open University*, 1995).

4.3.3 Penggunaan Diagram T-S

Diketahui bahwa massa air dapat dikenali dari ciri T-S. Contohnya, daerah dekat sumber tersebut, ketiga massa air utama di Samudra Atlantik (batasnya dijelaskan pada Gambar A1 dan jawaban Soal 4.1) dikarakteristik oleh kisaran temperatur dan salinitas berikut:

Antarctic Bottom Water (AABW) $-0,5^{\circ} - 0^{\circ}\text{C}$ dan $34,6 - 34,7$

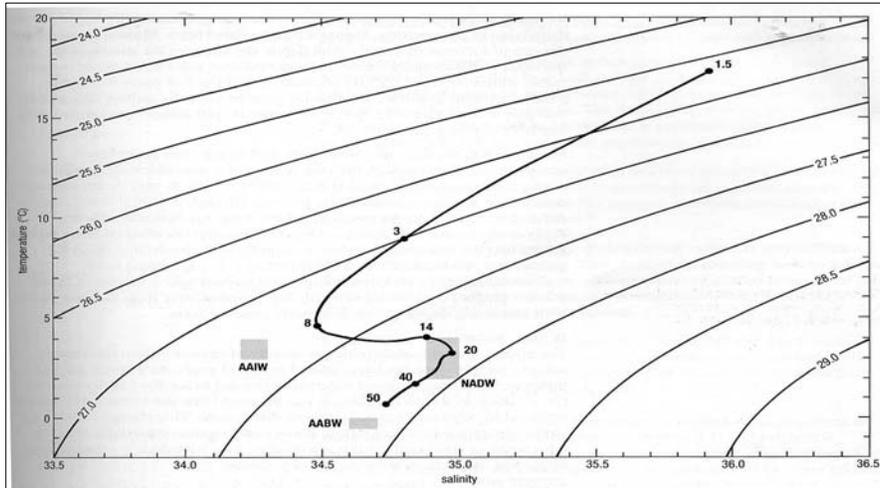
North Atlantic Deep Water (NADW) $2^{\circ} - 4^{\circ}\text{C}$ dan $34,9 - 35,0$

Antarctic Intermediate Water (AAIW) $3^{\circ} - 4^{\circ}\text{C}$ dan $34,2 - 34,3$

Diagram T-S dapat digunakan untuk mengenali massa air dan menentukan pencampuran massa air, contoh, Gambar 4.6 adalah diagram T-S dimana data T dan S diplot untuk stasiun di selatan ekuator Atlantik. 'Tanda' T dan S dari tiga massa air di atas juga ditunjukkan.

Kedalaman air antara 1400 m dan 3800 m adalah NADW yang kurang tercampur walaupun pada lintang rendah stasiun (9 °C). NADW dianggap sebagai massa air tunggal tetapi pada kenyataannya terdapat lebih dari satu, dengan daerah sumber utamanya di Laut-laut Norwegia dan Greenland.

Pengaruh AABW dikenali di dasar kurva T-S pada Gambar 4.6 walaupun air dasar ini telah melalui ribuan kilometer dari asalnya di Antartika. Sebaliknya, air di kedalaman 800 m masih menunjukkan gambaran AAIW,



Gambar 4.6 Suatu contoh diagram T-S untuk pengamatan dari kedalaman 150 m hingga 5000 m pada 9 °S di Samudra Atlantik. Konturnya adalah σ_t (kg m^{-3}). Titik adalah sampel individu air laut; angka adalah kedalaman dalam meter. Warna biru adalah kubus yang mewakili massa-massa air utama sub permukaan Atlantik.

AAIW= Antarctic Intermediate Water;

NADW= Antarctic Bottom Water;

AAIW=Antarctic Intermediate Water. (*The Open University*, 1995).

tetapi massa air ini dianggap ‘hilang’ oleh pencampuran dengan air permukaan di atas dan air yang lebih dalam di bawahnya.

Soal 4.7

- (a) Jika membuat plot σ_t pada Gambar 4.6 terhadap kedalaman, apakah hasilnya menunjukkan kolom air secara gravitasi stabil?
- (b) Mengapa hasil tersebut hanya merupakan indikasi kasar stabilitas? Apakah plot σ_θ terhadap kedalaman memberikan indikasi yang lebih dapat dipercaya?
- (c) Bagaimana kurva pada Gambar 4.6 jika temperatur potensial digunakan untuk membuat plot dan bukannya temperatur *in situ*? (asumsikan kontur adalah untuk nilai σ_θ).

Berdasarkan pada pertanyaan 4.7, perlu diingat bahwa peningkatan densitas dari kurva T-S berhubungan dengan penambahan kedalaman. Untuk diagram seperti Gambar 4.6, dimana kurva T-S memotong kontur sedemikian rupa sehingga densitas bertambah terhadap kedalaman, kolom air secara gravitasi haruslah stabil. Semakin cepat laju peningkatan densitas terhadap kedalaman maka akan semakin jelas stratifikasi, dan kolom air akan semakin stabil secara gravitasi: yaitu air paling stabil dalam piknoklin. Sebaliknya, dimana kurva T-S paralel dengan kontur maka densitas di kolom air seragam, yaitu air tercampur dengan baik (tidak berlapis-lapis) dan tidak stabil.

Perlu diketahui bahwa air laut sedikit mampat dan densitas asli air laut haruslah lebih besar dari densitas potensialnya karena σ_t dan σ_θ biasanya ditentukan dengan asumsi tekanan atmosfer (walaupun densitas potensial dapat diketahui dengan referensi pada tekanan tertentu, misalnya 200 atmosfer sama dengan kedalaman 200 m). Kompresibilitas air laut juga berarti bahwa densitas asli meningkat terhadap kedalaman (4% lebih besar pada kedalaman 10 000 m dari permukaan). Jadi, berdasarkan persamaan hidrostatis (4.1), dengan versi Gambar 4.2 yang lebih besar dan detail, grafik akan sedikit berbeda tetapi progresif dari garis lurus terhadap kedalaman karena bentuknya yang turun/jatuh.

σ , σ_θ dan γ

Persamaan yang digunakan untuk menentukan densitas air laut dari temperatur, salinitas dan tekanan telah diperbaiki selama beberapa tahun terakhir. Hasilnya sedikit berbeda untuk densitas (ρ) dan juga anomali densitas ($\rho - 1000$). Awal tahun 1980-an, dikatakan bahwa simbol σ (sigma) digantikan oleh γ (gamma) untuk menggambarkan perbedaan tersebut. Pergantian ini terjadi sangat lambat sehingga σ masih digunakan dibandingkan γ , disamping karena perbedaan numerik antara keduanya yang sangat kecil.

4.3.4 Properti Konservatif dan Non-konservatif

Ada dua alasan mengapa diagram T-S merupakan alat yang penting untuk mengenali dan melacak massa-massa air. Pertama, temperatur dan salinitas mudah diukur. Kedua, pada saat air tidak lagi menyentuh atmosfer, yaitu meninggalkan lapisan permukaan tercampur dan berada di bagian utama badan laut, *properti ini dapat diubah oleh pencampuran dengan air yang mempunyai karakteristik T dan S yang berbeda*. Oleh karena itu, T dan S dikenali sebagai **properti konservatif**.

Temperatur *in situ* dapat diubah oleh proses-proses selain pencampuran misalnya kompresi adiabatik atau ekspansi. Temperatur potensial dikoreksi sehingga merupakan properti konservatif. Diagram T-S digantikan oleh diagram θ -S yang digunakan dengan cara yang sama seperti yang dijelaskan Bagian 4.3.3 untuk Gambar 4.6.

Massa air juga dapat dikenali oleh karakteristik kimia dan biologinya, contohnya, dengan kandungan oksigen terlarut atau nutrien. Untuk kasus massa air bagian atas (Gambar 4.1) dikenali dengan adanya komunitas organisme tertentu. Properti-properti ini dapat berubah oleh proses-proses

selain pencampuran terutama proses biologi sehingga disebut **properti non-konservatif**.

Definisi di atas hanya berlaku di daerah yang jauh dari batas dengan atmosfer dan dasar laut. Pada batas ini, terdapat perolehan atau kehilangan panas, garam atau air tawar oleh radiasi solar, hujan, aliran sungai, fluks panas kerak dst. Perbedaan antara properti konservatif dan non-konservatif dan sifatnya sangatlah penting dalam oseanografi.

Air yang keluar dari outlet hidrotermal berbeda dengan nilai temperatur dan salinitas yang mengelilingi air dasar. Temperatur dan salinitas adalah properti konservatif sehingga dapat digunakan untuk melacak gerakan air hidrotermal dengan cara yang sama dilakukan pada massa-massa air utama.

Soal 4.8

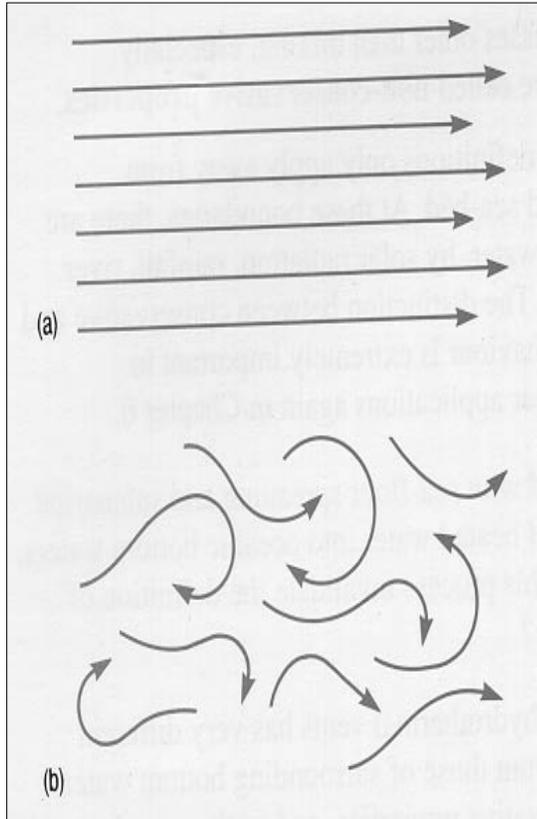
- (a) Lihat Bagian 3.1 mengenai pembahasan komposisi konstan unsur-unsur utama. Apakah unsur-unsur tersebut bersifat konservatif atau non-konservatif dalam air laut?
- (b) Apakah klorinitas merupakan properti konservatif?

Sebenarnya, jumlah Ca^{2+} yang dipindahkan dari larutan oleh proses-proses biologi adalah sedikit dibandingkan hubungannya dengan konsentrasi total (Bagian 3.1) dan kalsium dianggap sebagai konservatif oleh kebanyakan oseanografer (bagian 6.1.1 dan 6.1.2). Perubahan konsentrasi bikarbonat (HCO_3^-) adalah besar sehingga unsur ini dimasukkan dalam kelompok non-konservatif.

4.4 PROSES PENCAMPURAN DI LAUTAN

Inhomogenitas laut terjadi dalam bermacam skala, skala terbesarnya adalah massa air yang dibahas pada awal bab. Proses pencampuran bertindak menyamakan inhomogenitas tersebut: di dalamnya termasuk proses-proses yang sangat lambat seperti difusi molekuler dan proses-proses pencampuran turbulen yang sangat cepat.

4.4.1 Difusi Molekul dan Turbulen



Gambar 4.7 Ilustrasi diagramatik perbedaan antara (a) aliran laminar dan (b) aliran turbulen (*The Open University*, 1995).

Walaupun dalam fluida yang diam, jika substansi terlarut menyebar tidak seragam maka substansi akan menurunkan gradien konsentrasi untuk menyamaratakan distribusi. Proses ini disebut **difusi molekul** yang merupakan hasil gerakan molekul-molekul individu. Distribusi panas yang seragam tercapai dengan cara yang sama: di daerah dengan temperatur tinggi, molekul-molekulnya mempunyai energi kinetik yang lebih besar. Difusi molekul panas terjadi bila energi

molekul menggerakkan (difusi) gradien temperatur ke daerah-daerah dengan temperatur rendah dimana molekul-molekul bergerak perlahan dan memindahkan sedikit dari kelebihan energinya ke molekul-molekul tersebut. Proses konduksi terjadi seperti di atas *dalam fluida*.

Air di laut biasanya bergerak dalam aliran turbulen dan jarang dalam aliran laminar. Perbedaan kedua aliran ditunjukkan oleh Gambar 4.7. Bila fluida bergerak dalam aliran laminar maka pencampuran terjadi terutama oleh difusi molekul. Turbulensi (Gambar 4.7(b)) dapat mendekati air dengan karakteristik yang berbeda. Hal ini melibatkan pencampuran yang besar. Di lautan, pencampuran banyak terjadi disebabkan oleh **difusi turbulen** yang lebih cepat dari pada difusi molekul. Difusi harus menempati 'ke arah gradien' temperatur atau konsentrasi yaitu dari temperatur, garam terlarut, nutrien, gas terlarut dsb yang *tinggi ke rendah*. Laju difusi turbulen jauh lebih besar dari laju difusi molekul.

Turbulensi di laut berkaitan dengan proses-proses berskala besar: gerakan gelombang oleh angin; pembalikan konvektif akibat perbedaan densitas; **arus geser** vertikal atau lateral (yaitu variasi kecepatan terhadap kedalaman atau melewati aliran); gerakan air melalui lantai laut yang tidak rata atau di sepanjang pantai yang tidak rata; arus pasut yang bervariasi terhadap waktu dan tempat; dan perjalanan olakan yang bergabung dengan arus (Bagian 4.4.4).

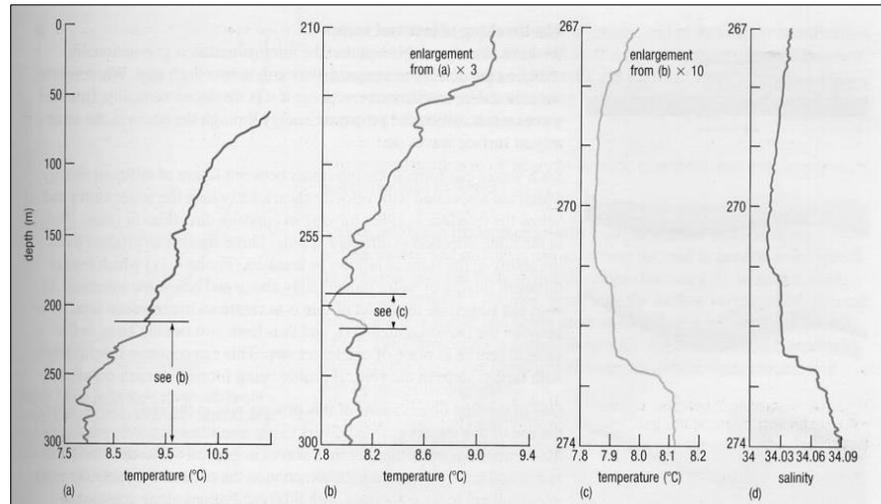
Laut lebih luas dibandingkan kedalamannya, yaitu mencapai 10.000 km dibandingkan kedalaman yang 5 km, sementara gradien horisontal temperatur kurang dari gradien vertikalnya. Temperatur dapat berubah sebesar 10 °C atau lebih di kedalaman 1 km, dan normal bergerak ribuan kilometer secara horisontal dan mengalami perubahan temperatur sebesar 10 °C. Skala pencampuran turbulen horisontal lebih besar dari pada pencampuran turbulen vertikal yang cenderung berlawanan dengan kestabilan gravitasi vertikal hasil peningkatan densitas terhadap kedalaman. Pendeknya, pengaruh stratifikasi densitas menghambat pencampuran vertikal.

4.4.2 Stratifikasi dan Mikrostruktur

Alat yang dapat memberikan profil temperatur dan salinitas kontinu laut menggambarkan bentuk stratifikasi berskala yang dikenali sebagai **mikrostruktur laut**. Profil bertahap dimana lapisan-lapisan homogen air

dipisahkan oleh batas-batas tipis dengan gradien temperatur dan salinitas yang curam (Gambar 4.8) ditemukan di beberapa daerah. Skala bentuk-bentuk tersebut bervariasi, yaitu ada lapisan yang tebal sebesar 20-30 m

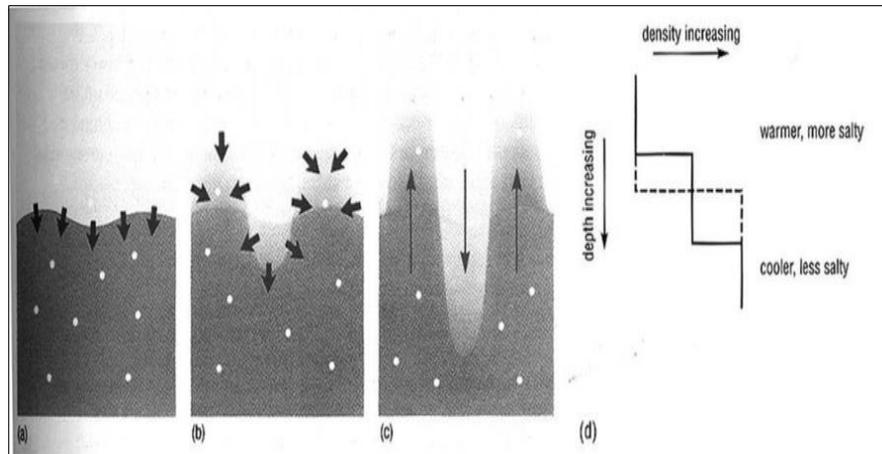
Gambar 4.8 Profil temperatur bentuk tangga-(a), (b), (c)- dan salinitas (d), dari lokasi



luar pantai Kalifornia. Profil (a)-(c) adalah pengembangan dari suksesi untuk menunjukkan skala stratifikasi yang dapat dideteksi. Mikrostruktur dapat muncul di sebarang kedalaman tetapi umum terdapat di dalam dan di atas termoklin utama. (*The Open University*, 1995).

(Gambar 4.8(a)), sementara yang lain mungkin lebih kecil hanya setebal 0,2-0,3 m (Gambar 4.8(c) dan (d)). Lebar lateralnya hanya beberapa kilometer untuk lapisan yang paling tebal dan hanya ratusan meter untuk lapisan yang paling tipis. Temperatur dapat berkurang atau bertambah terhadap kedalaman dalam profil bertahap tetapi bila temperatur bertambah terhadap kedalaman (inversi temperatur) maka salinitas juga akan bertambah terhadap kedalaman, jika tidak batas antara lapisan menjadi tidak stabil. Tetapi bila temperatur berkurang terhadap kedalaman, salinitas dapat bertambah atau berkurang terhadap kedalaman.

Oleh karena densitas bertambah untuk tiap tahap, mikrostruktur secara vertikal stabil dan cenderung menghambat pencampuran vertikal. Difusi molekul akan menghilangkan perbedaan antara lapisan air, dalam waktu tertentu. Walaupun demikian, batas yang tahan antara lapisan dalam mikrostruktur laut menunjukkan bahwa terdapat proses-proses yang



Gambar 4.9 Kondisi gravitasi yang stabil menjadi tidak stabil bila air salin yang hangat (biru cerah) berada di atas air kurang salin yang dingin (biru gelap) sehingga menyebabkan penambahan tangga pada profil densitas. (a) difusi panas yang cepat (panah pendek) dari garam akan mengarah pada (b) dan (c) yaitu pembentukan salt finger (panah panjang) bila profil densitas menjadi tidak stabil. Skema (d) menunjukkan tambahan tangga dalam 'tangga termohalin' setelah 'kejadian' salt fingering. Garis yang putus-putus adalah yang sebelum kejadian; garis tebal adalah sesudah kejadian.

bertindak mempertahankan perbedaan yang ada, dan mengatasi pengaruh difusi molekul. Berbagai hipotesa disarankan untuk menghitung mikrostruktur laut dan untuk proses-proses yang bertindak mempertahankan hal tersebut. Proses-proses yang berbeda mendominasi dalam skala yang berbeda di bagian laut yang berbeda. Di sini dijelaskan dua mekanisme yang mungkin mempertahankan mikrostruktur laut.

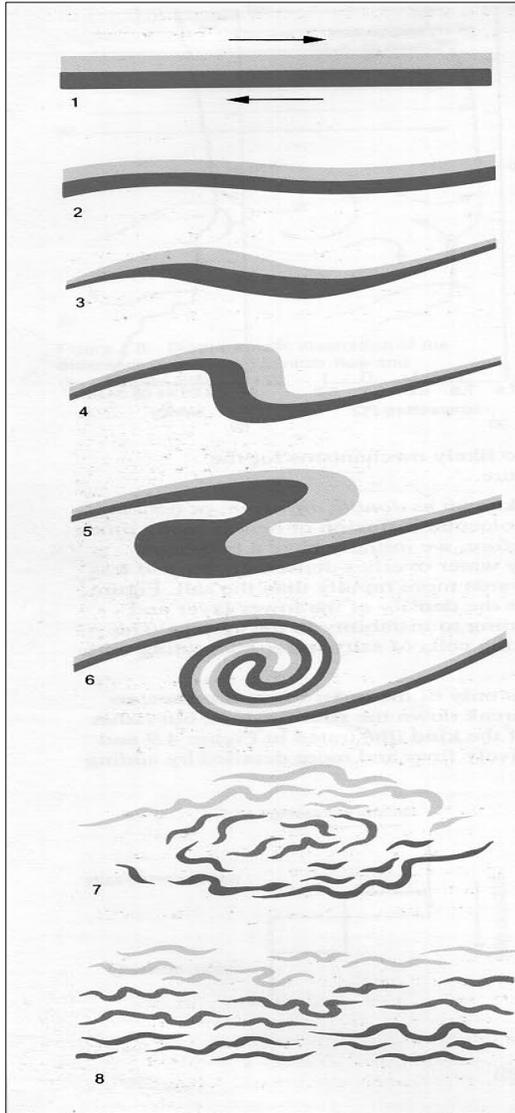
Salt fingering adalah hasil difusi ganda atau pencampuran *difusi ganda* panas dan garam. Difusi molekul panas lebih cepat dari garam. Jadi jika pada awalnya terdapat sistem dua lapisan, dimana air garam yang hangat dan ringan di atas air yang lebih berat, dingin dan kurang garam. Gambar 4.9 menunjukkan bahwa proses ini menurunkan densitas lapisan bawah dan meningkatkan densitas lapisan atas dan menyebabkan kondisi sistem tidak stabil. Hasil yang diperoleh adalah suatu pola konveksi sel-sel air garam yang turun dan bergabung dengan sel-sel yang kurang garam yang naik.

Skala konveksi sel hanya beberapa sentimeter sehingga pengaruh salt fingering tidak akan memecahkan stratifikasi tetapi menciptakan 'tangga termohalin' seperti ilustrasi Gambar 4.8 dan menyebabkan mikrostruktur lebih jelas dan detail dengan menambah tahap intermediate (Gambar 4.9(d)).

Pecahnya Gelombang Internal

Diketahui bahwa mikrostruktur secara gravitasi stabil bila densitas bertambah terhadap kedalaman. Bila air stabil maka osilasi akan terjadi jika diubah secara vertikal. Hasilnya adalah **gelombang-gelombang internal** yang memberikan energi pada laut dengan cara yang sama seperti gelombang permukaan.

Gelombang tersebut terbentuk di batas antara lapisan yang berbeda densitas yang berkaitan dengan kecepatan geser yaitu dimana air atas dan bawah batas bergerak berlawanan arah atau dalam arah yang sama dengan laju yang berbeda. Pergeseran tersebut dapat menyebabkan kondisi tidak stabil lokal dalam bentuk gelombang atau pemecah (Gambar 4.10) yang



Gambar 4.10 pencampuran dan mikroperlapisan disebabkan oleh gerakan gelombang internal. Tahap 1 menunjukkan lapisan densitas rendah berada di atas dan bergerak lebih cepat dari yang densitasnya tinggi sehingga laju relatifnya berlawanan (panah). Pada tahap selanjutnya (2-8), kedua lapisan kehilangan kekompakannya sebagai bentuk gelombang internal dan pecah menjadi pecahan-pecahan turbulen. Pecahan tersebut cepat merata oleh stratifikasi yang menyebabkan penambahan perlapisan mikrostruktur (Gambar 4.8) sebagai gerakan balik. (*The Open University*, 1995).

mengarah pada pencampuran turbulen air langsung di atas dan bawah batas. Sementara untuk salt fingering, pengaruh ini untuk menciptakan lapisan intermediate antara dua lapisan awal, dan selanjutnya membentuk dua tahapan kecil pada profil vertikal menggantikan satu tahapan yang besar. Hal ini berlanjut dengan tahap berikutnya dalam profil vertikal yang terbentuk pada tiap kondisi.

Satu dari pengamatan awal proses tersebut terdapat pada awal 1970-an yaitu ketika

penggunaan warna pelacak membantu penyelam mengamati gelombang internal pecah di termoklin, luar Pulau Malta. Gelombang internal biasanya muncul dalam bermacam skala dan merupakan fenomena umum di laut. Merupakan hal yang sangat penting berkaitan dengan osilasi pasut di sepanjang pinggiran benua. Gelombang ini cukup besar untuk dideteksi pada fotografi aerial dan citra satelit dengan syarat berada tidak terlalu dalam.

4.4.3 Front

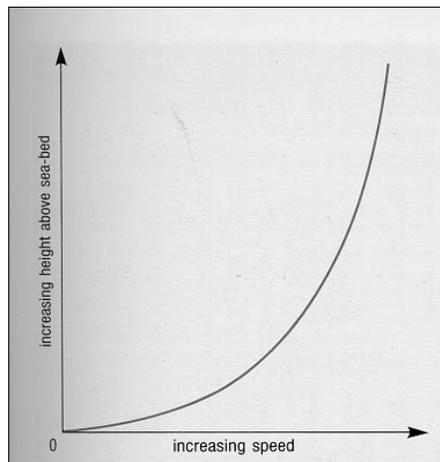
Front laut adalah batas kemiringan antara badan air yang berbeda karakteristik. Front juga analog dengan front atmosfer antara massa udara yang berbeda dan muncul dalam skala yang berbeda. Keduanya terbentuk dalam estuari (antara air sungai dan air estuari yang tinggi salinitasnya), dan di luar mulut-mulut estuari (antara air estuari dan air laut). Umumnya terdapat di laut-laut dangkal dan memisahkan air terlapisi dari air yang tercampur vertikal; dan di sepanjang pinggiran paparan benua, memisahkan pantai atau air paparan dari air laut terbuka. Dengan skala yang lebih besar, terdapat front di laut-dalam antara massa air dengan properti yang berbeda yang selalu bertemu dengan daerah-daerah yang mempunyai arus geser kuat seperti perbandingan Gambar 2.11 dan 4.1.

Di laut-laut paparan, arus pasut mempunyai kecepatan yang cukup untuk mendekati lantai laut dan merupakan faktor penting dalam pencampuran vertikal. Jika terdapat arus geser vertikal akibat gesekan di dasar laut (Gambar 4.11), hasil turbulensinya membentuk lapisan tercampur bawah. Jika bagian atas lapisan bawah bercampur dengan dasar lapisan tercampur atas maka air akan menjadi homogen vertikal, yang merupakan kondisi biasa terjadi di laut-laut sekitar Britain dan adalah subjek arus pasut yang kuat ($> 0,5 \text{ m s}^{-1}$). Di beberapa daerah, arus pasutnya lemah atau total kedalaman air lebih besar dan stratifikasi terbentuk pada musim panas. Front di paparan laut adalah daerah-daerah batas antara air homogen (tercampur sempurna) dan berlapis-lapis (Gambar 4.12), dimana

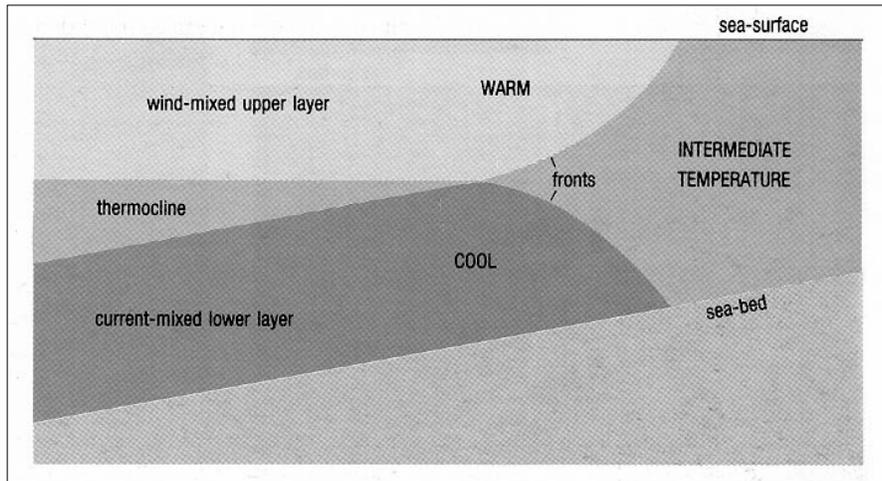
keseimbangan antara lapisan dan pencampuran tergantung kekuatan arus pasut.

Insolasi pada musim panas menyebabkan air permukaan menjadi hangat dan ringan sehingga proses pencampuran tidak sempurna karena rendahnya kecepatan angin. Termoklin musiman terbentuk (Bagian 2.3). Pada musim dingin, cuaca yang dingin dan angin mendinginkan lapisan permukaan sehingga menjadi lebih berat dan tidak stabil dan lebih mudah dipengaruhi proses pencampuran oleh angin dan gelombang. Termoklin terdorong ke daerah lebih dalam (Gambar 2.7(d)) dan kemudian memotong bagian atas lapisan tercampur bawah; seluruh kolom air akan tercampur.

Gambaran front yang jelas adalah pada perbedaan densitas antara air masing-masing bagian front. Front itu sendiri biasanya ditandai oleh garis busa atau sisa-sisa yang mengapung (Gambar 4.13(a)) karena front adalah daerah-daerah dimana air permukaan saling bertemu pada bagian-bagian batas. Konvergensi tersebut disebabkan oleh angin di permukaan tetapi juga merupakan hasil perbedaan densitas di sepanjang front.



Gambar 4.11 Variasi laju dengan ketinggian di atas dasar laut untuk menggambarkan prinsip geseran arus vertikal; tiap 'lapisan' bergerak lebih cepat dari yang di bawahnya. (The Open University, 1995).

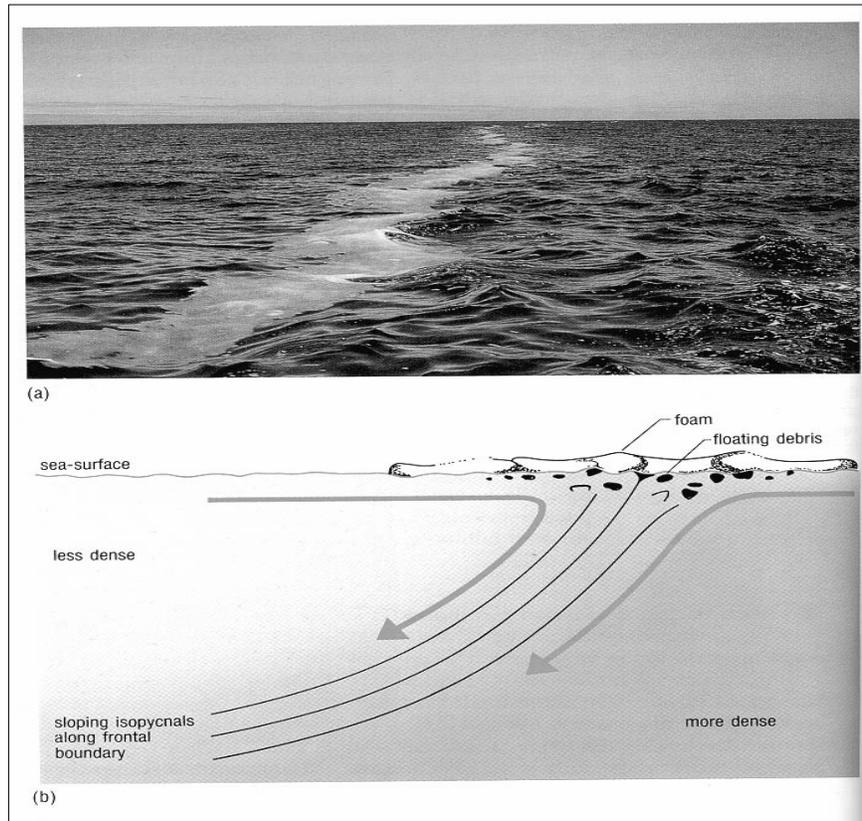


Gambar 4.12 Ilustrasi tentang bagaimana front terbentuk antara air homogen (kanan) dan air terlapis (kiri) di paparan laut. Lapisan tercampur bawah disebabkan oleh arus pasut sementara lapisan tercampur atas disebabkan oleh pencampuran oleh angin dan batas bawahnya adalah termoklin musiman (kemungkinan bertemu dengan piknoklin). Kedua lapisan tercampur akan bersatu dan bercampur dimana airnya lebih dangkal. (*The Open University*, 1995).

Gambar 4.13(b) menggambarkan bagaimana densitas berkaitan dengan konvergensi dan turunya air permukaan. Secara definisi, front memisahkan air yang berbeda densitas di sepanjang batas-batas

kemiringan. Terdapat gradien densitas yang jelas pada batas tersebut sehingga front dikenali oleh dekatnya ruang-ruang (khayalan) permukaan yang mempunyai densitas yang sama atau **permukaan isopiknal** (juga dikenali sebagai permukaan isopiknik; *kontur* dengan densitas yang sama disebut **isopiknal**). Oleh karena permukaan isopiknal mempunyai kemiringan maka air 'meluncur' ke bawah. Air yang turun membawa air lebih banyak dari atas untuk mempertahankan suplai air. Turunnya air biasanya disebut untuk bagian front 'lebih berat' (Gambar 4.13(b)), dan air

berat kadang-kadang disebut *tersubduksi* di bawah air yang ringan di bagian lain front.



Gambar 4.13 (a) Garis khas busa, yang merupakan ekspresi permukaan front (lihat (b)) pada $42^{\circ}20' \text{ N}$, $8^{\circ}54' \text{ W}$. (*The Open University*, 1995).

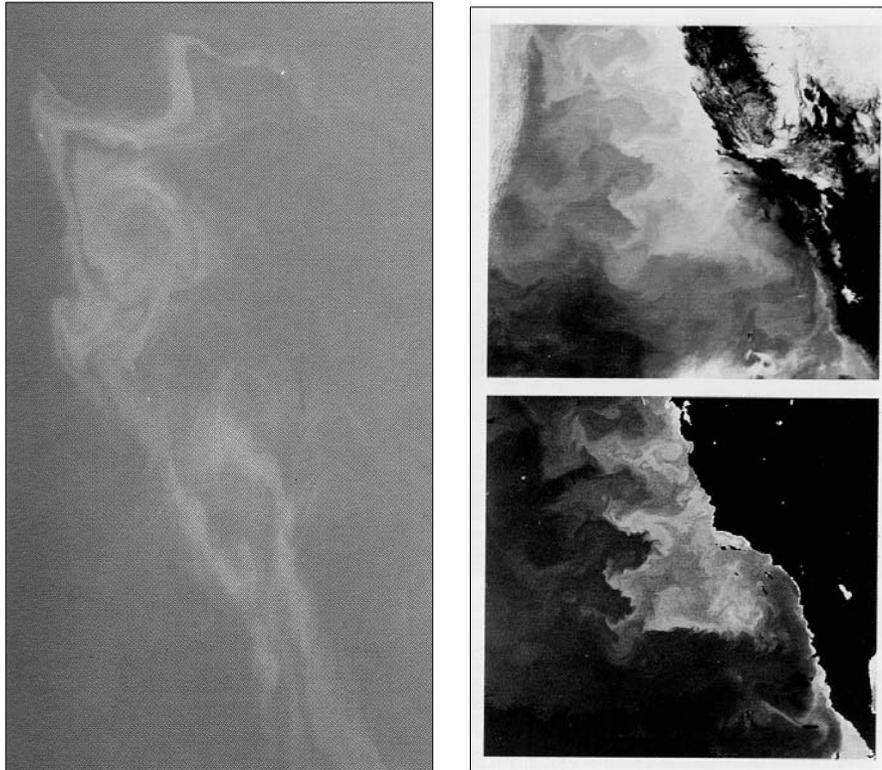
(b) Ilustrasi skematik konvergensi dan penenggelaman air permukaan di sepanjang batas frontal. Gradien densitas yang tinggi di sepanjang front diwakili oleh kemiringan permukaan isopiknal. Skala vertikal diperbesar.

Oleh karena properti air di kedua bagian front berbeda maka front mudah dikenali dari fotografi aerial (foto udara) dan citra satelit terutama bila terdapat perubahan kekasaran permukaan dan refleksi optiknya. Temperatur air biasanya signifikan berbeda untuk tiap bagiannya dan air dingin yang kurang berlapis (tercampur baik) di suatu bagian memiliki banyak nutrien dibandingkan air hangat yang berlapis di bagian lainnya. Hasilnya, front biasa dikenali berdasarkan perbedaan produksi biologi dan temperturnya dimana keduanya berhubungan (Gambar 4.14).

Diketahui bahwa front juga terbentuk akibat kecepatan geser lateral sistem arus dimana badan air bergerak dalam arah yang sama tetapi dengan laju yang berbeda. Batas Arus Teluk biasanya tidak seperti gambaran di atas: 'dinding dingin' memisahkan air hangat Arus Teluk dari air dingin di bagian daratannya. Ini merupakan satu dari ciri khas *zona* frontal dengan lebar 30-50 km dimana temperatur berubah sebesar 10 °C.

Gradien temperatur front-front utama biasanya berkurang: sebesar 2 °C untuk 20 km. Front yang lebih kecil di air estuari dan pantai lebih tajam (Gambar 4.13). Penjelasan tentang skala vertikal pada Gambar 4.12 dan 4.14 yang diperbesar perlu diketahui karena kemiringan front pada sudut rendah dari horisontal adalah sebesar 1 dalam 100.

Pencampuran terjadi di sepanjang front yang merupakan pertimbangan penting misalnya untuk pertukaran air pantai dan laut terbuka karena pencampuran mengatur pergerakan polutan ke laut-dalam. Mekanisme pencampuran termasuk pengeluaran dua massa air tiap bagian front dan menghasilkan 'mikrostruktur frontal' dimana proses-proses pencampuran berskala kecil seperti yang dibahas pada Bagian 4.4.2 terjadi; dan pembentukan olakan dengan adanya kecepatan geser.



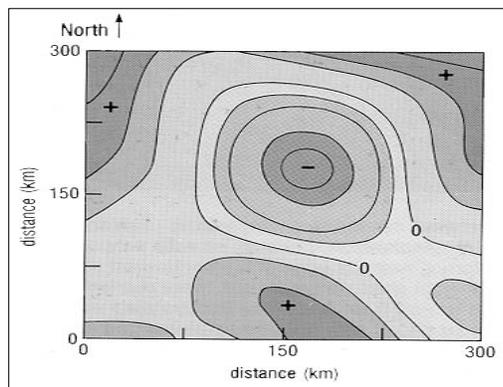
Gambar 4.14 (a) Front dalam Arus Falkland terlihat kontras dengan produksi plankton. Di sebelah kanan front, warnanya lebih pudat karena tingginya populasi plankton (ledakan fitoplankton) sementara di sebelah kiri, lautnya relatif kosong. Front menunjukkan karakteristik swirl dan eddy yang ditemukan hampir di semua daerah front terutama di bagian yang berkaitan dengan perubahan kecepatan arus (geseran kecepatan lateral) di sepanjang front (bagian 4.4.4). jarak dari atas ke bawah gambar adalah kira-kira 100 km. (b) Terdapat korelasi antara temperatur permukaan laut (atas) dan produktivitas biologi (fitoplankton, bawah), pada tiap bagian front di luar selatan kalifornia, berdekatan dengan ujung paparan benua. Air paparan benua tersebut lebih dingin dan kaya nutrisi (karena pencampuran dan runoff dari daratan) dari air terlapis di lepas pantai. Gambar juga menunjukkan bagaimana pola yang berbentuk gelombang dan eddy terbentuk di sepanjang front (Bagian 4.4.4). Jarak dari atas ke dasar pada gambar adalah 700 km. (*The Open University*, 1995).

4.4.4 Olakan

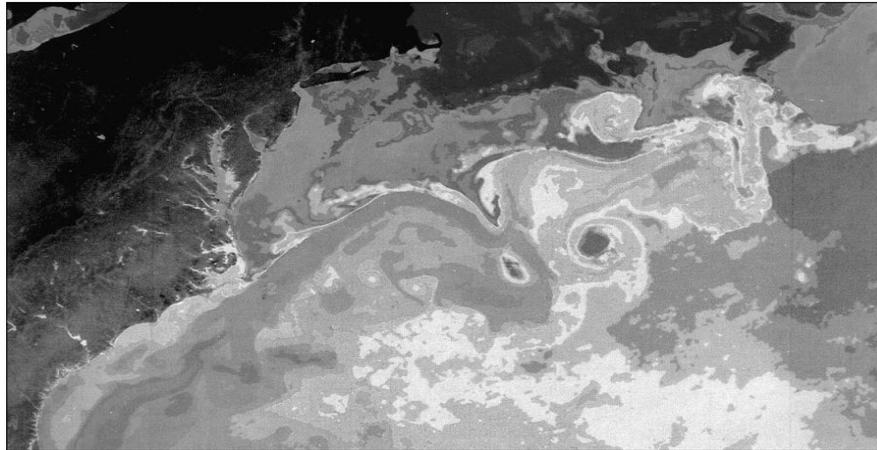
Swirl dan olakan berkaitan dengan front dan arus (Gambar 4.14) terjadi untuk sebarang skala dan dihasilkan dari arus geser pada aliran. Pembentukan olakan kecil dapat diamati pada aliran arus sungai yang cepat atau arus pantai (pasut).

Olakan skala meso terbentuk bersama sistem arus utama seperti Arus Teluk, dan mempunyai hubungan yang sama dengan massa-massa air laut yaitu hubungan seperti depresi atmosfer dan antisiklon terhadap massa udara, tetapi sepuluh kali lebih kecil (Gambar 4.15). Mempunyai skala panjang 100 km dan kedalaman ratusan hingga ribuan meter, sementara skala waktu ('waktu hidup') mencapai dua tahun. Keberadaannya tidak diketahui hingga tahun 1960-an dan tidak dipastikan hingga tahun 1970-an karena sulit dikenali dan dilacak dengan tehnik kapal konvensional. Pada saat ini pengamatan dilakukan dengan satelit (Gambar 4.16).

Olakan skala meso memainkan peran penting dalam proses pencampuran laut berskala besar karena adanya transfer volume air dengan nilai T dan S yang jelas dan juga properti lain dari satu bagian sistem arus ke yang lain (Gambar 4.16).



Gambar 4.15 'Peta' mesoskala eddy dengan kontur perbedaan temperatur pada kedalaman 700 m di barat laut Atlantik. Kontur nol mewakili temperatur, dan warna biru dan merah mewakili air yang dingin dan hangat. Tipe eddy biasa disebut *cold-core eddy*. (*The Open University*, 1995).



Gambar 4.16 Citra satelit infra merah mesoskala eddy 'berada jauh' dari Arus Gulf di timur Cape Hatteras. Warna coklat adalah daratan, merah dan ungu adalah air permukaan yang hangat dan dingin; warna kuning, hijau dan biru menunjukkan temperatur menengah. Dua cold-core eddy membentuk selatan Arus Gulf (warna hijau yang dikelilingi warna kuning) dan dua warm-core eddy dalam proses membentuk bagian utaranya (warna kuning yang dikelilingi warna hijau). Eddy ini memindahkan air dingin dari utara ke selatan Arus Gulf dan air hangat dari selatan ke utara. (*The Open University*, 1995).

Hingga saat ini, kita tertarik dengan apa yang disebut intrinsik properti air laut. Bab selanjutnya akan membahas bagaimana properti tersebut mempengaruhi penjarangan sinar dan bunyi di laut.

4.5 RINGKASAN

1. Massa-massa air analog dengan massa-massa udara. Dapat dikenali dari kombinasi karakteristik temperatur dan salinitas dan properti lain. Batas massa-massa air berkaitan terhadap sistem arus permukaan oleh angin. Massa air bawah permukaan mempunyai kisaran temperatur dan salinitas yang kecil yang diperoleh dari kondisi permukaan daerah sumber dimana massa air tersebut

terbentuk dan turun akibat peningkatan densitas. Gerakan massa air bawah permukaan dibangkitkan oleh densitas dan disebut sirkulasi termohalin.

2. Temperatur dan salinitas mengontrol densitas, tetapi tekanan juga merupakan faktor penting. Tekanan bertambah secara linear terhadap kedalaman di laut karena sifat kemampatan air. Tekanan 1 atmosfer (10^5 Nm^{-2} atau 1000 mbar) digunakan oleh 10 m kolom air. Udara dingin naik secara adiabatik akibat ekspansi dengan turunnya tekanan. Air dipanaskan secara adiabatik akibat peningkatan tekanan dan sedikit penambahan kemampatan terhadap kedalaman. Temperatur potensial (θ) air adalah pengukuran temperatur *insitu* setelah dikoreksi pemanasan adiabatik.
3. Sigma-t (σ_t) mewakili densitas air laut pada tekanan atmosfer berdasarkan salinitas dan temperatur *insitu*. Sigma- θ (σ_θ) mewakili densitas air laut pada tekanan atmosfer berdasarkan salinitas dan temperatur potensial θ . Diagram T-S adalah kontur nilai σ_t dan digunakan untuk mengenali massa air dan menentukan tingkat pencampurannya. Diagram θ -S adalah kontur nilai σ_θ dan digunakan dengan cara yang sama. Piknoklin adalah daerah dimana densitas bertambah dengan cepat terhadap kedalaman dan piknoklin utamanya bertemu dengan termoklin permanen.
4. Properti konservatif air laut adalah yang berubah akibat pencampuran yaitu pada saat air tidak berhubungan lagi dengan atmosfer dan dengan pengaruh luar lainnya. Properti non-konservatif adalah yang berubah oleh proses-proses selain pencampuran. Temperatur (temperatur potensial) dan salinitas adalah properti konservatif; konsentrasi oksigen terlarut dan nutrisi adalah properti non-konservatif.
5. Pencampuran terjadi akibat difusi molekuler dan turbulen. Difusi turbulen lebih cepat dari difusi molekuler. Skala pencampuran

horizontal lebih besar dari pencampuran vertikal di laut karena lebar laut yang sangat luas: rasio kedalaman. Stratifikasi densitas menghambat pencampuran vertikal.

6. Di banyak bagian laut terdapat mikrostruktur yang jelas dan secara gravitasi stabil dan terdiri dari lapisan air dengan T dan S yang seragam, dipisahkan oleh gradien temperatur dan salinitas yang tajam. Proses-proses skala kecil yang beroperasi membentuk dan mempertahankan stratifikasi adalah salt fingering yang dihasilkan oleh difusi ganda dari panas dan garam; dan pecahnya gelombang internal akibat kecepatan geser di sepanjang batas densitas.
7. Front cenderung membuat batas-batas yang memisahkan air dengan karakteristik yang jelas yaitu yang berlapis di satu bagian dan yang tercampur di bagian yang lain. Hal ini biasa muncul di air paparan benua yang dangkal, pada paparan benua dan di sepanjang pinggiran benua; dan berkaitan dengan sistem arus lautan. Dikenali dengan kemiringan permukaan isopiknal (permukaan dengan densitas konstan). Air yang dekat dengan permukaan turun di sepanjang kemiringan isopiknal. Lebar front-front utama biasanya beberapa kilometer dan miring ke bawah di bawah air hangat dan berlapis pada sudut yang sangat kecil.
8. Olakan terbentuk bila terdapat kecepatan geser dan berkaitan dengan front dan arus. Olakan skala meso yang terbentuk di sepanjang sistem arus utama (contoh, Arus Teluk) adalah faktor penting dalam pencampuran skala besar di laut.

Soal 4.9 Bagaimana proses-proses yang terlibat dalam pembentukan es laut membantu menyebabkan sirkulasi termohalin laut?

Soal 4.10 Temperatur laut biasanya berkurang terhadap kedalaman. Di troposfer (lebih rendah dari 10-15 km atmosfer) yang mengandung $\frac{3}{4}$ massa

atmosfer, temperatur berkurang terhadap ketinggian. Apakah penyebab penurunan temperatur keduanya sama?

Soal 4.11 Berdasarkan Gambar 4.3 untuk air pada 16 °C dan salinitas 34:

- (a) Apakah perubahan temperatur akan menyebabkan perubahan densitas dari $1,025 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ ke $1,026 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ pada salinitas konstan?
- (b) Apakah perubahan salinitas akan menyebabkan perubahan yang sama pada temperatur konstan?
- (c) Jika sampel air laut dengan T-S adalah 2 °C dan 35,5 diambil dari kedalaman 40.000 m, apakah nilai σ_t korespon terhadap densitas yang lebih besar atau kecil dibandingkan densitas potensialnya?

Soal 4.12 Lihat Gambar 4.17. Daerah yang luas mewakili nilai T dan S untuk tiga samudra utama (Pasifik di kiri, Atlantik di kanan, Hindia di tengah) yang bertemu dekat dasar diagram

- (a) Apakah sebaran nilai T dan S tiap samudra mewakili sebagian besar massa air atas atau massa air bawah?
- (b) Tabel 4.2 menunjukkan perkiraan rata-rata temperatur dan salinitas tiap cekungan samudra dan rata-rata samudra dunia. Buat plot di Gambar 4.17 untuk nilai tiap samudra. Jelaskan mengapa tiga titik tersebut bertemu?

Tabel 4.2 Temperatur dan salinitas rerata samudra-samudra utama dunia.

Samudra	Temperatur (°C)	Salinitas
Pasifik	3,36	34,62
Atlantik	3,73	34,90
Hindia	3,72	34,76
Semua samudra	3,52	34,72

Soal 4.13 Tentukan pernyataan yang benar atau salah?

- (a) Berdasarkan definisi, temperatur *in situ* bukanlah properti konservatif tetapi temperatur potensial yang merupakan properti konservatif.
- (b) Bila temperatur *in situ* tidak mungkin dapat diukur maka temperatur potensial yang dapat diukur sebagai ganti.
- (c) Pemanasan dan presipitasi permukaan laut menyebabkan stabilitas lapisan permukaan.
- (d) Kolom air yang berlapis-lapis lemah ditandai oleh termoklin yang curam dan/atau haloklin yang curam.
- (e) Jika kolom air diwakili oleh profil temperatur pada Gambar 2.7(c) secara gravitasi stabil, maka air permukaan harus mempunyai salinitas yang rendah dari air pada kedalaman 250 m

Soal 4.14 Soal ini berhubungan dengan pembentukan es laut dan materi dari Bab 1 dan 4. Air permukaan laut mendingin sehingga densitasnya naik dan air turun (Gambar 1.2). Dalam air laut dengan salinitas normal, es laut dapat terbentuk bila seluruh kolom air mendingin sekitar $-1,9$ °C. Hal ini tidak akan terjadi di cekungan laut yang dalamnya beberapa kilometer. Es laut kemudian terlihat hanya dapat terbentuk di air dangkal; tetapi di samudra Artik dan Antartika, es laut terbentuk di luar pantai dimana airnya bersalinitas rendah berada di atas air dengan salinitas tinggi.

- (a) Dengan ekstrapolasi Gambar 4.3, perkirakan densitas air pada temperatur -1 °C dan salinitas (i) 33 dan (ii) 35.
- (b) Dapatkah air dengan salinitas 33 mendingin hingga ke titik beku tanpa tenggelam, dimana air yang salinitasnya lebih tinggi berada di bawahnya?

Bab 5

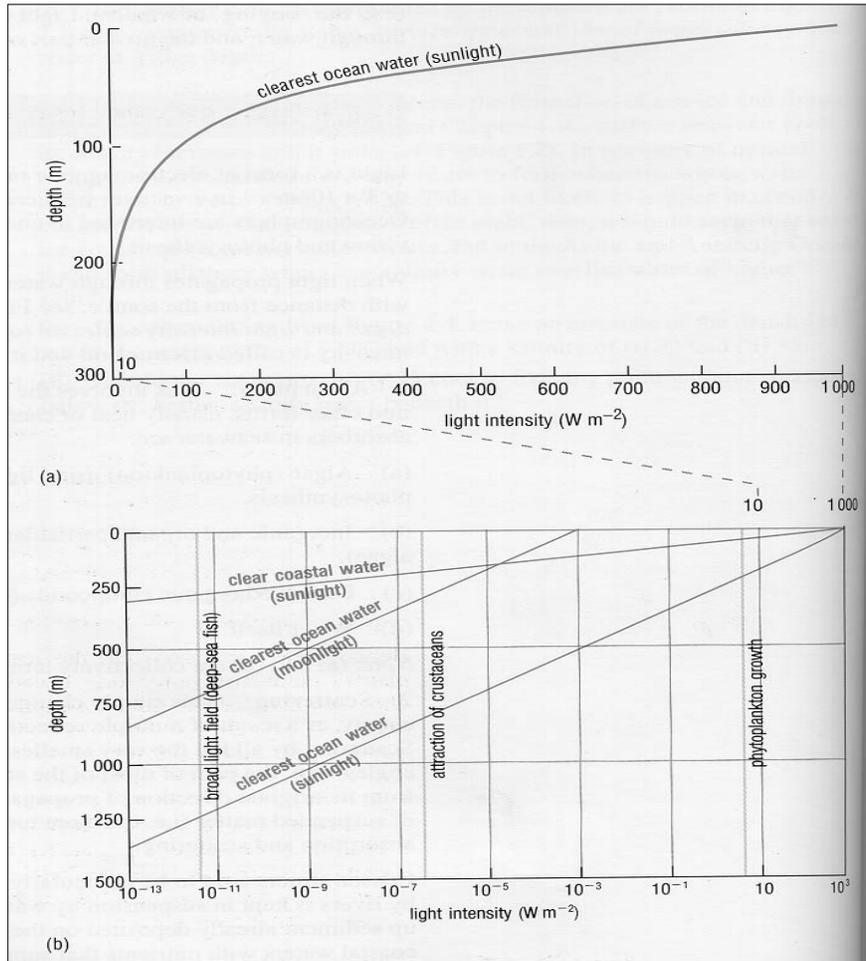
CAHAYA DAN BUNYI DALAM AIR LAUT

Manusia umumnya biasa menganggap penglihatan lebih penting dari pada pendengaran. Cahaya bergerak lebih cepat dan menembus atmosfer lebih jauh dari bunyi sehingga kita dapat menggunakan penglihatan kita lebih baik dan umumnya radiasi elektromagnetik dalam pengamatan ilmiah. Untuk hewan di laut, pendengaran adalah indera terpenting. Bunyi melewati air dengan baik sehingga memungkinkan pelacakan objek-objek (contoh, echo-sounding) dan transmisi informasi (contoh, 'nyanyian' ikan paus). Cahaya menembus air relatif pendek sehingga sebagian besar lautan gelap.

5.1 CAHAYA BAWAH AIR

Cahaya adalah bentuk radiasi elektromagnetik yang bergerak dengan kecepatan yang mendekati $3 \times 10^8 \text{ ms}^{-1}$ dalam ruang hampa (berkurang menjadi $2,2 \times 10^8 \text{ ms}^{-1}$ dalam air laut). Oseanografer tertarik pada cahaya bawah air dalam konteks penglihatan dan fotosintesis.

Ketika cahaya menjalar dalam air, intensitasnya berkurang secara eksponensial terhadap jarak dari titik sumber; Lihat Gb. 5.1, dan *catat bahwa skala kedalaman dan intensitas cahaya pada (a) dan (b) yang berbeda*. Kehilangan intensitas secara eksponensial disebut **atenuasi**. Hal ini disebabkan oleh dua hal:



Gambar 5.1 Hubungan antara iluminasi dan kedalaman laut. (a) plot intensitas cahaya pada skala linear, hingga kedalaman 300 m. (b) plot intensitas cahaya pada skala logaritma hingga kedalaman 1500 m. Kurva pada (a) korespon ke ujung kanan garis diagonal terbawah pada (b), lihat penjelasan teks. (*The Open University*, 1995).

1. **Penyerapan:** Melibatkan konversi energi elektromagnetik ke bentuk lain yang biasanya energi panas atau kimia (contoh, fotosintesis). Penyerap dalam air laut adalah:
 - (a) Alga (fitoplankton) menggunakan cahaya sebagai sumber energi untuk fotosintesis.
 - (b) Bahan organik dan anorganik dalam suspensi (selain alga)
 - (c) Senyawa-senyawa organik terlarut (Bagian 5.1.4).
 - (d) Air

Catatan: (a) dan (b) secara kolektif disebut **seston** (Bagian 6.1)

2. **Penyebaran:** merubah arah energi elektromagnetik hasil multi refleksi dari partikel-partikel tersuspensi. Penyebaran biasanya kedepan pada sudut yang kecil kecuali oleh partikel yang sangat kecil, yaitu jalur penyebaran cahaya hingga sedikit terdefleksi dari arah awal penyebaran. Jadi, semakin banyak yang tersuspensi (air semakin keruh) akan semakin besar tingkat penyerapan dan penyebaran.

Perairan pantai cenderung keruh. Beban suspensi yang dibawa oleh sungai tetap dalam kondisi tersuspensi, ini disebabkan oleh gelombang dan arus pasut yang juga mengaduk sedimen yang terendap di dasar. Sungai mensuplai ke perairan pantai dengan nutrien yang mendukung pertumbuhan fitoplankton dan dengan senyawa-senyawa organik terlarut. Sebaliknya, air cenderung jernih di daerah pertengahan laut terutama dimana konsentrasi nutrien rendah dan produksi biologi kecil.

Gb.5.1 adalah gambaran yang menunjukkan dua cara bagaimana pengurangan eksponensial iluminasi terhadap kedalaman. Pada (a), gambar atas, skala horisontal untuk intensitas cahaya adalah *linear*. Kurva menunjukkan bagaimana pengurangan eksponensial intensitas cahaya matahari terhadap kedalaman, walaupun pada air laut yang jernih, sekitar 250 m intensitas cahaya berkurang sebesar tiga magnitud dari 1000 (10^3) W

m^{-2} menjadi 1 W m . Pada (b), gambar bawah, intensitas cahaya diplot dalam skala *logaritma*. Grafik menjadi linear sehingga dapat dilihat hubungan antara iluminasi dan kedalaman untuk intensitas cahaya yang kurang dari 1 W m^{-2} , karena informasi antara 10 dan 0 pada skala horisontal pada (a) ditambah menjadi antara 10 dan 10^{-13} pada skala horisontal pada gambar (b). Perlu disadari bahwa garis kurva (a) menjadi ujung kanan garis diagonal *terendah* di (b) dan juga bahwa skala kedalaman pada (a) dan (b) berbeda.

Pada diagram bawah (Gb.5.1(b)), garis vertikal yang berwarna biru pucat menunjukkan perlunya intensitas cahaya untuk bermacam fungsi. 'Bentangan cahaya terang' untuk ikan laut-dalam menunjukkan jumlah minimum disiang hari dimana ikan dapat melihat. Interseksi dengan garis 'air laut yang jernih (cahaya matahari)' pada titik sekitar 1250 m menunjukkan bahwa di bawah kedalaman tersebut, ikan tidak dapat melihat cahaya. Lebih banyak cahaya diperlukan untuk menarik crustacea dan lebih banyak lagi untuk pertumbuhan fitoplankton. (sebagai perbandingan, intensitas terendah yang dapat diterima oleh manusia adalah $10^{-12} \text{ W m}^{-2}$ untuk sumber cahaya kecil dan $10^{-8} - 10^{-9} \text{ W m}^{-2}$ untuk sumber cahaya yang lebih terang.)

- Soal 5.1**
- (a) Berdasarkan Gb.5.1(b), apakah intensitas cahaya cukup untuk pertumbuhan fitoplankton pada (i) cahaya bulan malam; (ii) kedalaman lebih dari 100 m perairan pantai yang terang; (iii) kedalaman kurang 200 m dengan air laut yang jernih?
 - (b) Berdasarkan Gb.5.1(b), apakah ikan dapat hidup di kedalaman laut 1000 m : (i) cahaya bulan; (ii) cahaya matahari?

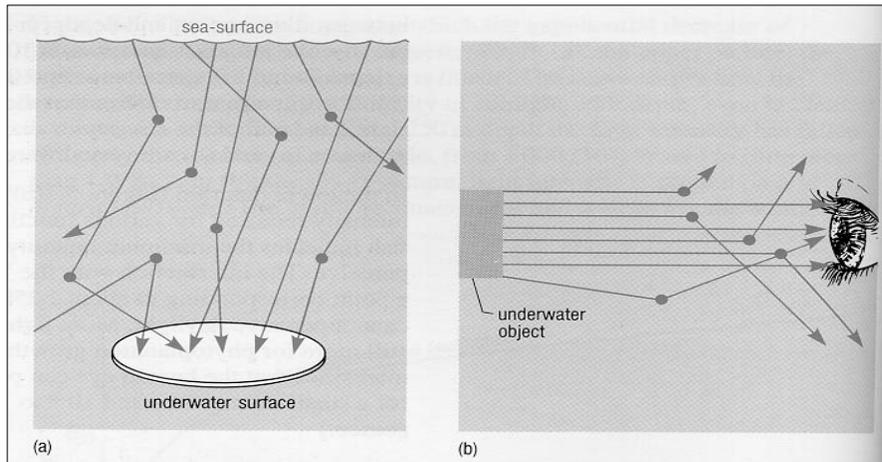
Zona yang teriluminasi dimana intensitas cahaya cukup untuk produksi fotosintesis menyebabkan sejumlah pertumbuhan fitoplankton disebut **zona fotik** (atau zona eufotik). Semakin besar jernih air dan semakin tinggi matahari di langit, dan semakin dalam cahaya menembus air maka semakin dalam fotosintesis dapat terjadi. Zona fotik dapat mencapai kedalaman 200 m di air jernih laut lepas dan berkurang hingga 40 m di paparan benua, dan

minimum 15 m di beberapa perairan pantai. Hanya pada dasar laut cukup dangkal yang termasuk dalam zona fotik yaitu bottom-dwelling atau tumbuhan **bentik** (contoh rumput laut) dapat tumbuh atau semua tumbuhan hidup lautan yang terapung disebut **planktonik**. Panjang gelombang cahaya juga penting dalam proses fotositesis (Bagian 5.1.4).

Antara zona fotik dan lantai laut terdapat **zona afotik** dimana tumbuhan tidak dapat hidup lama karena intensitas cahaya yang tidak cukup untuk produksi fotosintesis dan memenuhi kebutuhan respirasi (Bagian 6.1.3). Cahaya tidak dapat menembus kedalaman di bawah 1000 m (Gb.5.1, soal 5.1(b)). Ini berarti bahwa di seluruh lautan tidak terdapat cahaya luar. Cahaya yang tersedia hanyalah dari ikan-ikan dan organisme yang memiliki organ bioluminescent (menghasilkan cahaya) dan oleh penjelajahan manusia yang menggunakan penyelaman dan peralatan lain. Istilah *zona afotik* kadang-kadang terbatas untuk kedalaman di bawah 1000 m dimana tidak terdapat cahaya dan daerah antara kedalaman tersebut dan zona fotik disebut *zona disfotik (atau dysfotik)*.

5.1.1 Iluminasi dan Penglihatan

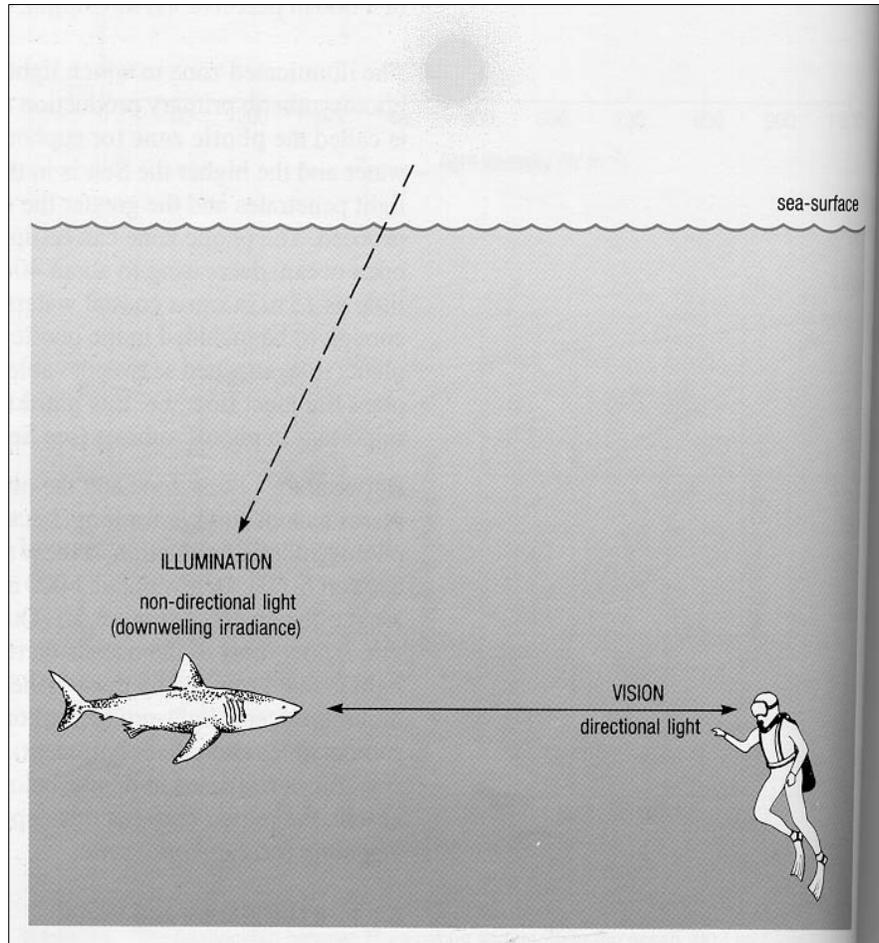
Di zona fotik dan bagian atas zona afotik, benda-benda di dalam laut diterangi oleh sinar matahari (atau cahaya bulan) yang intensitasnya berkurang secara eksponensial terhadap kedalaman karena diatenuasi oleh penyerapan dan penyebaran (Gb.5.1). **Downwelling irradiance** terdifusi yaitu tanpa arah karena penyinaran cahaya pada suatu objek di bawah air tidak mengambil jalur terpendek dari permukaan laut; dan cahaya tersebar jauh dari objek dan ke arahnya (Gb.5.2(a)). Supaya objek terlihat, sinar yang keluar dari objek harus secara langsung karena bayangan yang coherent hanya terbentuk jika cahaya langsung dari objek ke mata atau kamera (Gb.5.2(b)).



Gambar 5.2 Diagram menunjukkan perbedaan antara (a) iluminasi tidak langsung permukaan bawah air oleh downwelling irradiance dan (b) kebutuhan langsung penglihatan bawah air, dimana cahaya yang tersebar ke arah mata tidak dapat difokus untuk membuat sebagian imej yang koheren. (*The Open University, 1995*).

Perbedaan antara penyinaran dan penglihatan digambarkan pada Gb.5.3. Ikan disinari oleh cahaya tak berarah tetapi bayangan ditransmisikan ke mata penyelam oleh cahaya langsung sehingga ikan terlihat. Contoh lain adalah pada hari berkabut: pandangan sekitar tidak terlihat tetapi tidak gelap atau anda mengalami penyinaran bukan penglihatan.

Cahaya menyebar jauh dari objek yang disinari oleh downwelling irradiance akibat sebaran cahaya ke arah objek. Cahaya tersebar keluar dari jalur langsung dari objek ke mata tidak semua 'dikompensasi' karena sebaran cahaya ke mata tidak membentuk bayangan koheren, walaupun berasal dari objek. Jadi cahaya langsung bersama dengan penglihatan merupakan subjek yang dapat memperbesar atenuasi.



Gambar 5.3 Iluminasi dan penglihatan bawah air. Semakin keruh air maka semakin besar atenuasi cahaya akibat penyerapan dan sebaran dan semakin kurang iluminasi pada kedalaman tertentu, semakin pendek jarak objek yang dapat dilihat. (*The Open University*, 1995).

5.1.2 Visibilitas Bawah Air: Melihat dan Dilihat

Visibilitas adalah mengenai kontras. Suatu objek dapat terlihat karena mempunyai warna yang berbeda dengan latar belakangnya atau berbeda kecerahan (atau keduanya). Kontras kecerahan lebih penting dari perbedaan warna dalam lingkungan laut, kecuali di beberapa meter zona fotik (contoh, dalam air jernih lingkungan karang tropis dimana perbedaan warna sangat penting untuk pengenalan inter- dan intra-spesifik, kamuflase, menghindari predator dst.). Pada kedalaman lebih beberapa meter, *downwelling irradiance* tidak hanya teratenuasi oleh penyerapan dan penyebaran tetapi juga menjadi monokromatik karena penyerapan selektif panjang gelombang yang berbeda. Di tingkat sinar yang lebih rendah beberapa dunia bawah air, mata hewan yang dapat membedakan warna dalam keadaan normal harus menggunakan sel penglihatan malam yang lebih sensitif karena semuanya terlihat abu-abu.

Kontras akan berkurang terhadap jarak, ini disebabkan karena: pertama, sinar dari objek yang diamati teratenuasi oleh penyerapan dan penyebaran; kedua, ada sinar matahari yang datang (atau sinar bulan) tersebar ke arah pengamat di sepanjang jalur penglihatan. Ini menghasilkan 'penutup sinar', di belakang objek sehingga tidak bisa dibedakan, hal ini berlangsung sampai "penutup sinar" tadi hilang dari latar belakang objek tersebut.

Soal 5.2 Mengapa ikan yang hidup di bagian atas zona fotik mempunyai permukaan yang gelap dan bagian bawah yang keperak-perakan?

Medan yang cerah menjadi simetri pada kedalaman 250 m yang berarti bahwa intensitas iluminasi mirip baik dilihat ke atas maupun ke bawah. Pada kedalaman 250-750 m, banyak ikan yang mempunyai bagian yang dihasilkan oleh 'cermin-cermin' yang terbentuk dari kristal guanine

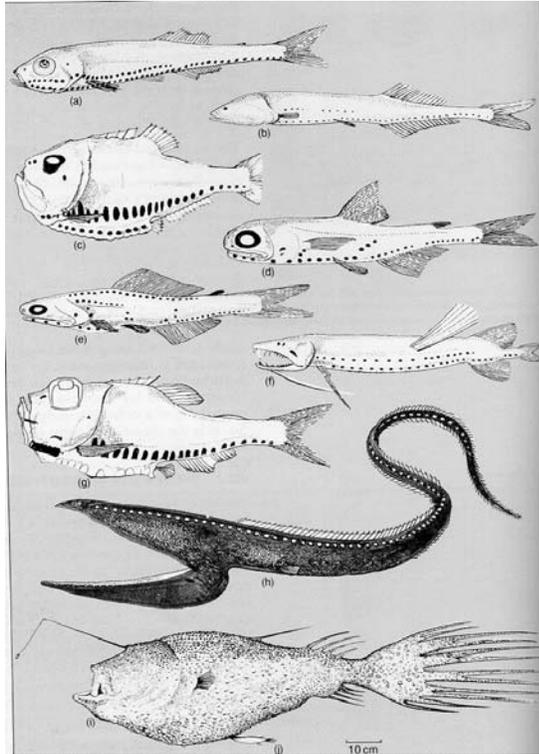
(senyawa nitrogen), berfungsi secara vertikal bila ikan dalam posisi normal. Sinar akan direfleksi oleh 'cermin-cermin' tersebut dengan intensitas yang

sama dengan latarnya sehingga tidak terjadi perbedaan/kontras. Ikan tersebut juga mempunyai ventral photophone (organ bersinar) yang memecahkan siluetnya bila dilihat secara vertikal dari bawah; sementara bagian dorsal berwarna hitam untuk meminimalkan kontras bila dilihat vertikal dari atas, sebagai contoh adalah ikan hatchet (*Argyropelecus*, Gb5.4).

Di bagian atas zona afotik hingga kedalaman 1000 m yang juga disebut zona disfotik, Bagian 5.1 dimana masih terlihat (Gb.5.1) banyak ikan yang mempunyai mata besar untuk memenuhi intensitas cahaya yang kecil. Pada kedalaman yang lebih jauh lagi, organ yang bersinar mempunyai pola yang berbeda pada ikan yang tergantung penglihatan dan menjadi berwarna hitam non reflektif yang seragam sehingga tidak disinari oleh sinar yang lain.

Dalam lingkungan ini, cahaya digunakan sama seperti padapenggunaan warna dalam lingkungan daratan, misalnya:

- Untuk menghindari predator terlihat besar, contoh dengan bantuan sinar di ujung sisi yang panjang;
- Untuk mengenali spesies dan/atau pasangannya;
- Untuk memberikan sinyal supaya suatu kelompok ikan dapat tetap bersama;
- Untuk memecahkan siluet bila dilihat dari bawah (lihat ikan hatchet, Gb.5.4, squid dan beberapa crustacea);
- Menarik perhatian mangsa (Gb.5.4).



Gambar 5.4 Contoh ikan-ikan dengan organ yang bersinar. Tujuh ikan di atas mewakili jumlah ikan terbesar (beberapa mengandung sejumlah individu) yang menempati bagian teratas zona afotik (terutama zona disfotik). Ikan tersebut kecil (ukurannya beberapa sentimeter). Banyak spesies melakukan migrasi vertikal diurnal dari kedalaman dalam orfe 600-2000 m disiang hari dan 100-500 m dimalam hari. Kedalaman yang sesuai untuk perluasan migrasi berbeda untuk tiap spesies. Contoh, kedua ikan hatchet yang ditunjukkan (c dan g) hidup di kedalaman 400-600 m dan sedikit migrasi vertikal (semua spesies ikan hatchet melakukannya), sementara ikan-lantern (e) ditemukan di kedalaman 650 - 1700 m disiang hari dan naik ke kedalaman 50 -300 m dimalam hari (dan di air yang lebih dingin ke permukaan). Dua spesies terbawah hidup di kedalaman 1500 – 3000 m dan lebih besar: panjang kira-kira 1,5 m. keduanya menggunakan organ

sinar sebagai daya tarik untuk memangsa. Belut Gulper (h) mempunyai organ sinar pada ujung ekornya yang dapat dibenkokkan ke mulutnya. Ikan angler mempunyai organ sinar ('fishing lute') yang dihidupkan oleh bakteri dengan emisi sinar. (i) menunjukkan betina dewasa, dengan jantan parasit, (j) terdapat di bawahnya, dan merupakan suatu adaptasi kehidupan di kedalaman dimana pencarian pasangan paada waktunya dalam lingkungan populasi yang kecil adalah sulit.

- (a) ikan-lantern, *Vinciguerria attenuata*; (b) bristle-mouth, *Cyclothone microdon*;
- (c) ikan-hatchet, *Argyropele cus gigas*; (d) ikan-lantern, *Myctophum*;
- (e) ikan-lantern, *Lampanyctus elongatus*; (f) ikan naga, *Bathophilus longipinnis*;
- (g) ikan-hatchet, *Argyropelecus affinis* (gambar), (h) belut gulper, *Enrypharynx pelecanoides*;

(i) dan (j) ikan agler laut-dalam, *Ceratias holboelli*. Ikan-hachet, *Argyropelecus affinis*, dilihat dari bawah menunjukkan garis fotophore. Tiapnya mengandung filter warna magenta yang memodifikasi emisi bioluminiscent untuk menyesuaikan dengan distribusi spektra cahaya siang hari dalam laut. Bioluminiscent *A. affinis* dari bawah. (*The Open University*, 1995).

5.1.3 Pengukuran

Alat yang digunakan untuk pengukuran cahaya bawah air terbagi dalam 3 kategori:

1. *Beam transmissometer*, mengukur atenuasi cahaya paralel (collimated) dari sumber intensitas yang diketahui dalam jarak tetap. Rasio intensitas cahaya di sumber dan penerima (dipisahkan oleh jarak yang diketahui) memberikan pengukuran langsung koefisien atenuasi untuk cahaya langsung yaitu persentase kehilangan intensitas cahaya (dalam desimal) per meter jarak.
2. *Irradiance meter* menerima cahaya datang dari semua arah. Cahaya tersebut biasanya diterima oleh bulatan teflon atau hemisfer yang mengukur cahaya *ambient downwelling* dari permukaan yaitu *downwelling irradiance*. Dengan mengukur intensitas cahaya pada kedalaman yang berbeda, koefisien atenuasi (dalam kasus ini adalah koefisien atenuasi difusi) untuk *downwelling irradiance* tanpa arah dapat ditentukan. Ini merupakan koefisien tepat untuk studi produksi utama fotosintetik karena berhubungan dengan pengurangan eksponensial intensitas *downwelling irradiance* dan selanjutnya terhadap kedalaman zona fotik.

Soal 5.3 Lihat pembahasan Gb.5.2 dan 5.3:

- (a) Apakah koefisien atenuasi cahaya langsung lebih besar atau lebih kecil dari koefisien atenuasi difusi untuk cahaya tanpa arah?

- (b) Pada kedua tipe air yang ditunjukkan pada Gb.5.1(b), kondisi bagaimana dapat menyebabkan koefisien-koefisien tersebut menjadi lebih besar dan menjadi lebih kecil?

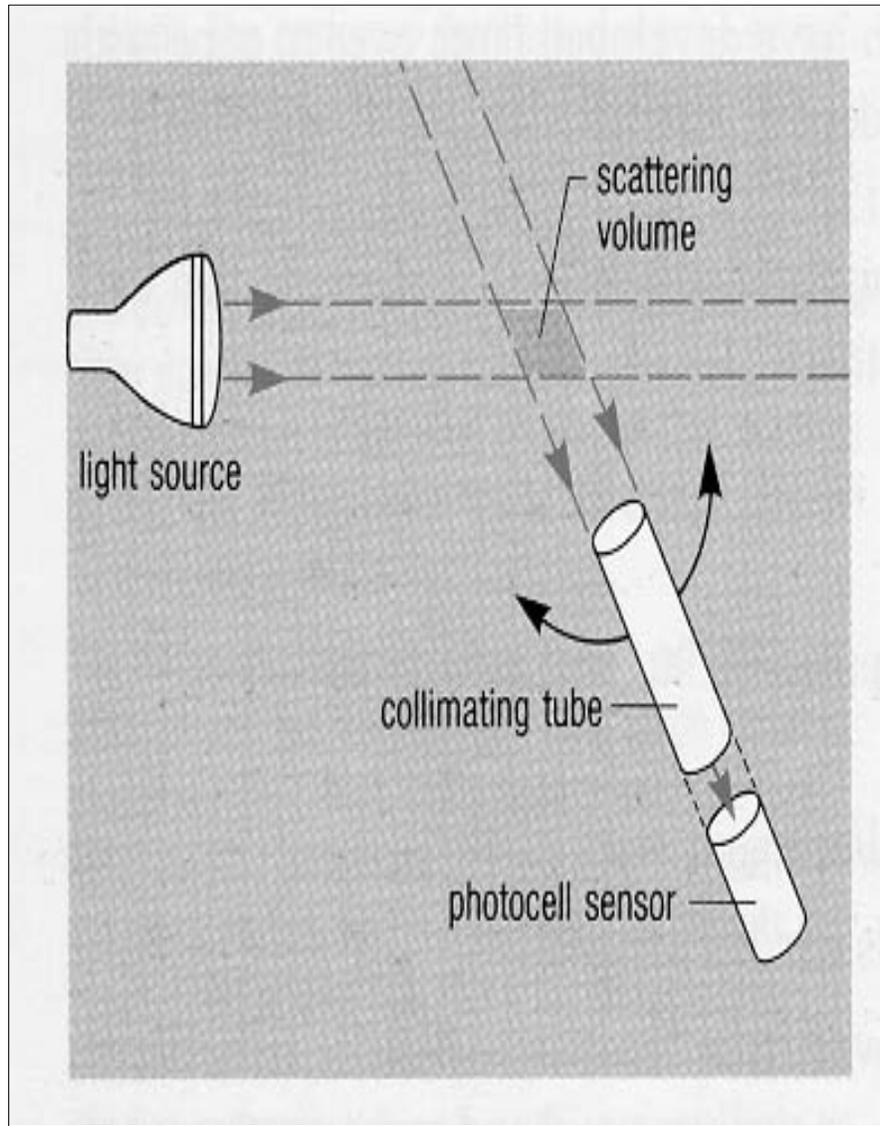
Peningkatan kekeruhan sebanding dengan besarnya pengaruh cahaya langsung dari pada dengan cahaya yang tak langsung. Rasionya:

$$\frac{\text{koefisien atenuasi}(\text{sin ar langsung})}{\text{koefisien atenuasi difusi}(\text{sin ar tidak langsung})}$$

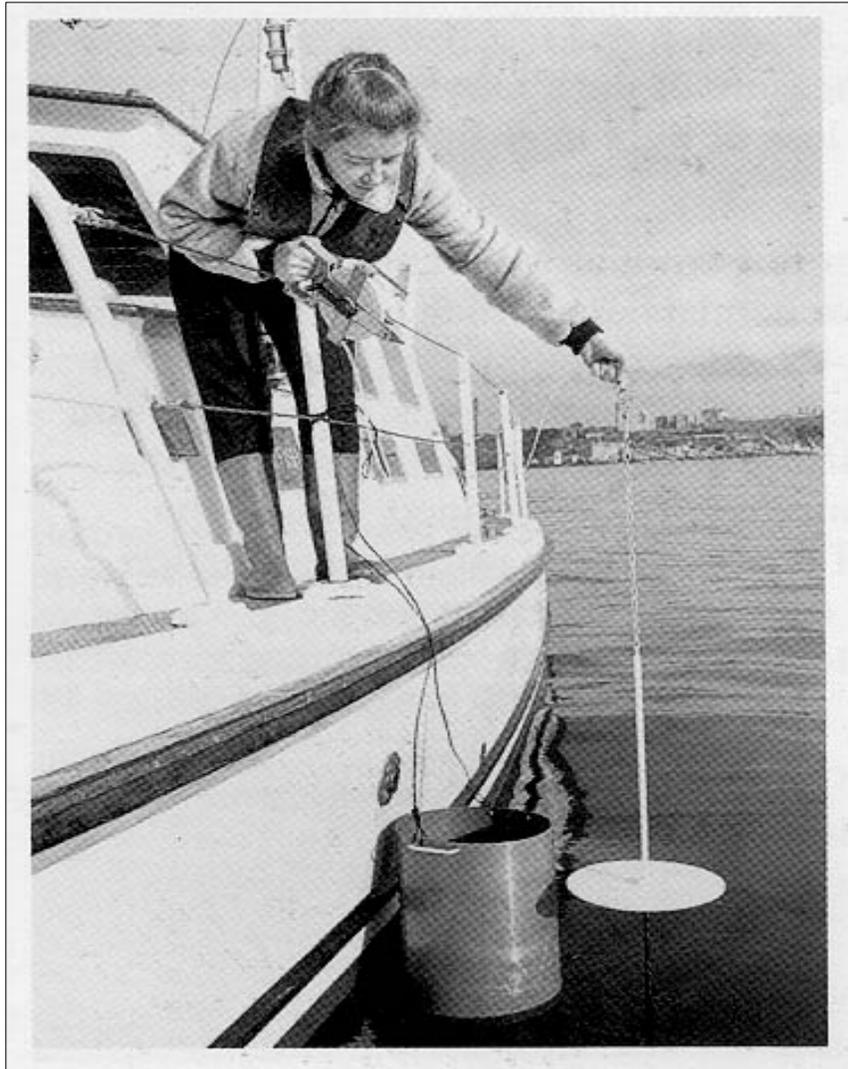
dapat kurang dari 3 di laut lepas tetapi sebesar 10 atau lebih di estuari yang keruh.

3. Turbiditas meter atau *nephelometer* mengukur langsung penyebaran dalam air. Collimated beam menyinari volume air tertentu yang menyebarkan cahaya ke segala arah. Penerima ditunjukkan di tengah volume sebaran dan dapat dirotasi ke sekitarnya sehingga variasi dalam kehilangan sebaran dengan arah relatif terhadap cahaya dapat ditentukan (Gb.5.5). Bila tingkat sebaran berhubungan dengan jumlah materi tersuspensi dalam air, nephelometer memberikan pengukuran jumlah turbiditas, yaitu konsentrasi materi tersuspensi. Nephelometer digunakan untuk mengukur konsentrasi sedimen tersuspensi di laut-dalam dan memberikan informasi mengenai distribusi dan laju arus dasar.

Secchi disc adalah piring bulat yang rata dengan diameter 20-30 cm yang semuanya putih (Gb.5.6) atau dua kuadran dicat hitam dan dua kuadran lagi putih. Dimasukkan ke dalam air dalam posisi horisontal sehingga tidak kelihatan. Kedalaman bila hal ini terjadi disebut **kedalaman Secchi** dan tergantung pada kekeruhan air. Secchi disc murah dan mudah dibuat dan telah lama digunakan oleh oseanografer sebagai alat pengukur kecerahan yang cepat.



Gambar 5.5 Prinsip nephelometer. Tube kolimasi di depan sensor fotosel dapat diarahkan pada sebaran volume dari arah yang berbeda. (*The Open University*, 1995).



Gambar 5.6 Secchi disk. (*The Open University*, 1995).

Rumus empiris sederhana memberikan informasi yang diambil dari kedalaman Secchi. Dasar pengamatan vertikal piringan Secchi adalah:

$$Z_s = \frac{F}{C + K} \quad (5.1)$$

dimana,

Z_s adalah kedalaman Secchi;

C adalah koefisien atenuasi untuk cahaya langsung

K adalah koefisien atenuasi difusi untuk cahaya tidak langsung (biasa juga disebut koefisien extinction)

F adalah faktor yang tergantung pada reflektivitas piringan dan latarnya, dan pengamat mempunyai persepsi kontras sendiri. Dapat sebesar 8,7 dalam air laut yang jernih tetapi dapat juga sebesar 6 dalam air estuari yang keruh.

- Soal 5.4
- (a) Jika kedalaman Secchi adalah 10 m, berapa jumlah koefisien atenuasi dan extinction (C+K), dan asumsi faktor F=8?
 - (c) Diantara kedua koefisien, yang manakah menyumbangkan paling banyak dalam jumlah (C+K) dan apakah sumbangan tersebut lebih besar atau lebih kecil dalam air jernih atau dalam air keruh?

Alasan mengapa kedalaman Secchi memberikan pengukuran jumlah dari dua koefisien adalah karena piringan harus disinari (oleh downwelling irradiance dimana koefisien extinction yang berhubungan), dan diamati (oleh sinar langsung dimana koefisien atenuasi yang berhubungan). Hubungan empiris yang menyebabkan Secchi disc digunakan untuk menghitung dua parameter yang berguna di bagian atas kolom air:

$$\text{Kedalaman zona fotik} = 3Z_s \quad (5.2)$$

$$\text{Visibilitas horisontal bawah air} = 0,7Z_s \quad (5.3)$$

dimana visibilitas diartikan sebagai jarak dimana kontras dari benda hitam menjadi nol dan hilang. Visibilitas berhubungan dengan koefisien atenuasi, C , untuk cahaya langsung (persamaan 5.1) yang lebih berpengaruh dari pada K yang disebabkan oleh kekeruhan air (ingat analogi dengan hari berkabut pada Bagian 5.1.1). Kontras bawah air dan juga visibilitas tergantung juga pada sudut pandangan: visibilitas horisontal tidak harus sama dengan visibilitas penglihatan ke atas atau ke bawah.

Faktor numerik dalam persamaan 5.2 dan 5.3 berbeda (15-20%) di bagian lautan yang berbeda. Akhirnya, perlu dicatat bahwa tidak ada temperatur ataupun salinitas air laut yang mempunyai pengaruh terhadap fenomena ini: koefisien C dan K untuk air laut yang jernih adalah sama seperti air murni.

Soal 5.5 Apakah Z_s lebih besar atau kurang, (a) bila produksi fitoplankton tinggi atau rendah; (b) di perairan pantai sebelum atau sesudah badai?

5.1.4 Warna di Laut

Hewan merah terlihat merah karena merefleksikan sinar merah dan satu-satunya sinar yang ada dari downwelling irradiance di zona 'twilight' adalah biru-hijau (Gb.2.5 menunjukkan bahwa panjang gelombang yang lebih panjang dari spektrum yang terlihat telah diserap di kedalaman 100 m). Jadi hewan merah akan terlihat hitam (sama dengan hewan-hewan yang benar-benar hitam) dan menjadi inconspicuous yaitu suatu keuntungan untuk predator dan juga mangsa.

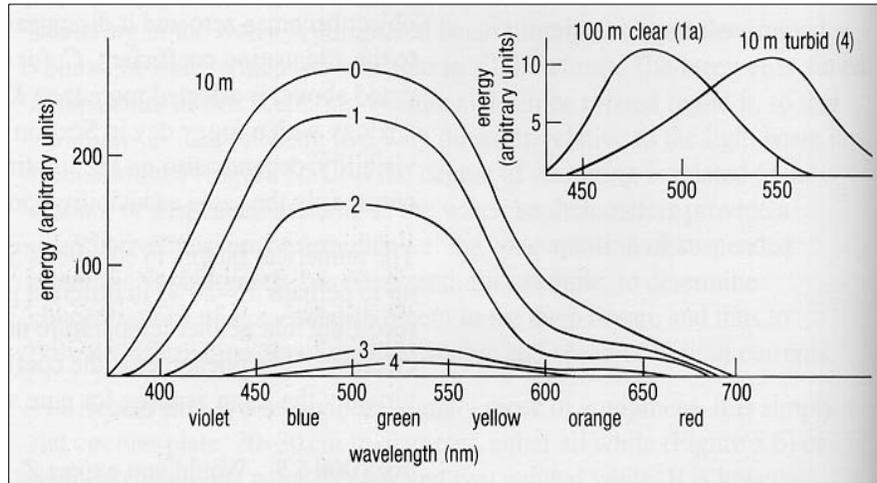
Pigmen karotenoid yang memberikan warna merah mempunyai penyerapan maksimum dalam panjang gelombang yang diemisikan oleh kebanyakan organ-organ bioluminescent (fotofors). Ini berarti bahwa ikan merah tidak akan terlihat dalam 'headlamp' yang menggunakan organ sinar untuk mengiluminasikan mangsa seperti *Diaphus* (ikan lampu, Gb.5.4(d) dan (e)).

Beberapa ikan mempunyai organ sinar yang menghasilkan sinar merah (contoh, *Pachystomasi*, ikan naga, Gb.5.4(f)) dengan matanya mengandung pigmen visual untuk mendeteksi. Ikan tersebut dapat melihat tanpa terlihat karena warna merah bukanlah kamuflase bila sinar merah bersinar terhadapnya dan mata kebanyakan ikan beradaptasi untuk menerima hanya panjang gelombang biru-hijau.

Diketahui bahwa atenuasi sinar bawah air adalah hasil kombinasi penyerapan dan penyebaran. Penyebaran sinar oleh partikel-partikel tergantung pada panjang gelombang dan tidak untuk penyerapan. Prinsip penyerap dalam laut seperti terdaftar di Bagian 5.1, menyerap panjang gelombang sinar yang berbeda dengan jumlah yang berbeda.

- (a) *Alga*: Klorofil ‘terlihat’ hijau karena merefleksikan dengan baik pada pertengahan spektrum visibel; dan terserap banyak di kedua ujungnya. Gb.5.7 mengandung informasi yang mirip dengan Gb.2.5 tetapi dengan daerah panjang gelombang yang lebih sempit dan membandingkan energi spektra radiasi solar yang mencapai kedalaman yang berbeda dalam tipe air yang bervariasi. Singkatnya, cahaya biru-hijau (450-500 nm) menembus jauh dalam laut lepas dan sekitar 35% dari cahaya pada panjang gelombang ini menuju ke permukaan mencapai kedalaman 10 m. Dalam perairan pantai yang keruh, cahaya kuning-hijau (500-550 nm) menembus lebih jauh tetapi hanya 2% yang mencapai kedalaman 10 m.

Kebanyakan alga mengandung pigmen yang menyerap energi cahaya pada panjang gelombang yang lebih panjang dan memindahkannya ke sistem klorofil. Jadi, cahaya dalam daerah panjang gelombang dari 400 nm (ungu gelap) hingga 700 nm (merah tua) dijelaskan sebagai *photosynthetically active radiation* (PAR). Tetapi kebanyakan organisme yang berfotosintesis menggunakan panjang gelombang biru-hijau (450-500 nm) dan ditransmisi oleh air laut yang jernih. Korelasi tersebut adalah hasil seleksi evolusi.



Gambar 5.7.Spektra energi pada kedalaman 10 m untuk: air murni (0), air laut yang bening(1), rata-rata air lautan(2), rata-rata air pantai(3), air pantai yang keruh(4).

Gambar kecil: spektrum energi pada kedalaman 100 m di air laut yang bening(0), dibandingkan dengan yang 10 m dalam air pantai yang keruh(4). Bandingkan gambar ini dengan Gb.2.5 dan 5.1 dan mewakili hanya sebagian kecil spektrum pada Gb.2.5.

Soal 5.6 Jika cahaya biru-hijau dipilih oleh banyak organisme yang berfotosintesis dan cahaya kuning ditransmisi dalam perairan pantai yang keruh (Gb.5.7), apakah implikasi untuk kedalaman zona fotik dan untuk tingkat produksi utama fotosintesisnya?

- (b) *Materi partikulat:* Pada konsentrasi normal, partikel inorganik dan organik selain alga menyerap dengan lemah tetapi tersebar dengan baik. Penyerapan yang sedikit terutama dalam kisaran biru sehingga pengaruhnya cenderung tertutup oleh senyawa organik terlarut.
- (c) *Senyawa organik terlarut:* Dikenali sebagai **substansi kuning**. Gelbstoff, atau gilvin. Pada saat dekomposisi jaringan tumbuhan, bahan organik terpecah menjadi CO₂, senyawa inorganik nitrogen, sulfur dan fosfor (nutrien) dan zat humic kompleks. Produk

metabolik ini menyebabkan air di daratan berwarna kuning-coklat. Kemudian dibawa ke laut oleh sungai, tetapi juga dihasilkan di laut oleh metabolisme plankton. Zat kuning banyak menyerap pada panjang gelombang pendek (biru) yaitu akhir spektrum dan merefleksikan dengan baik (penyerapan rendah) warna kuning-merah dan menjadi warna karakternya.

- (d) *Air:* Air terlihat biru karena penyerapan panjang gelombang pendek (biru) di ujung spektrum relatif rendah sementara pada panjang gelombang yang panjang (merah) adalah tinggi (Gb.2.5). Walaupun air terlihat tanpa warna dalam jumlah sedikit, namun warna biru terlihat jelas dalam air tropis yang jernih atau pada kolam renang yang bersih. Penyerapan warna merah baik dimana tebal lapisan air tawar adalah 1 m dan akan menyerap 35% cahaya dengan panjang gelombang 680 nm.

Soal 5.7 Berapa persentase cahaya merah datang yang diserap oleh air tawar setebal 3m?

Air laut yang tidak produktif membawa sedikit atau tidak ada alga atau substansi kuning. Karena itu 'air tawar berwarna biru'. Warna biru kadang-kadang disebut 'warna padang pasir' lautan dan merupakan ciri khas kebanyakan air tropis. Untuk tahun-tahun belakangan ini, sejumlah danau di Skandinavia, Kanada dan tempat lain yang 'mati' (karena hujan asam) dan menjadi 'biru tropis yang indah'. Pada air yang produktif, warna merah diserap oleh air dan warna biru diserap oleh substansi kuning. Akibatnya 'laut-hijau', yaitu warna khas air produktif lintang tengah.

Umumnya terdapat perubahan warna dalam air di sepanjang batas-batas (Bagian 4.4.3), terutama dimana paparan air terpisah dari air laut lepas. Paparan air biasanya membawa substansi kuning dan partikel tersuspensi dengan konsentrasi tinggi dibandingkan air laut lepas. Jadi, diharapkan perpindahan dari hijau ke biru bila melewati air paparan ke air dalam.

5.1.5 Radiasi Elektromagnetik dan Remote Sensing Lautan

Remote sensing *pasif* menggunakan panjang gelombang visibel dan dekat infra merah yang direfleksikan dan juga radiasi panjang gelombang infra merah yang lebih panjang dan radiasi gelombang micro untuk memperoleh informasi tentang warna (dan produksi biologi dan kekeruhan), temperatur dan tutupan es di permukaan lautan (contoh, Gb.1.5, 1.6, 2.3 dan 4.15). Disamping itu juga memberikan informasi mengenai kekasaran permukaan akibat angin, gelombang, pasut dan arus dan tipe awan dan jumlahnya serta jumlah uap air di atmosfer.

Remote sensing *aktif* melibatkan transmisi pulsa microwave (radar) dari pesawat terbang atau satelit pada panjang gelombang beberapa cm, yang kemudian diikuti dengan pengukuran dan analisis sinyal yang direfleksikan oleh permukaan. Teknik radar imaging memberikan informasi mengenai kekasaran permukaan laut (pola gelombang dan distribusi gelombang) dan tutupan es. Radar mempunyai kelebihan yaitu dapat menembus awan dan mampu memberikan resolusi tinggi.

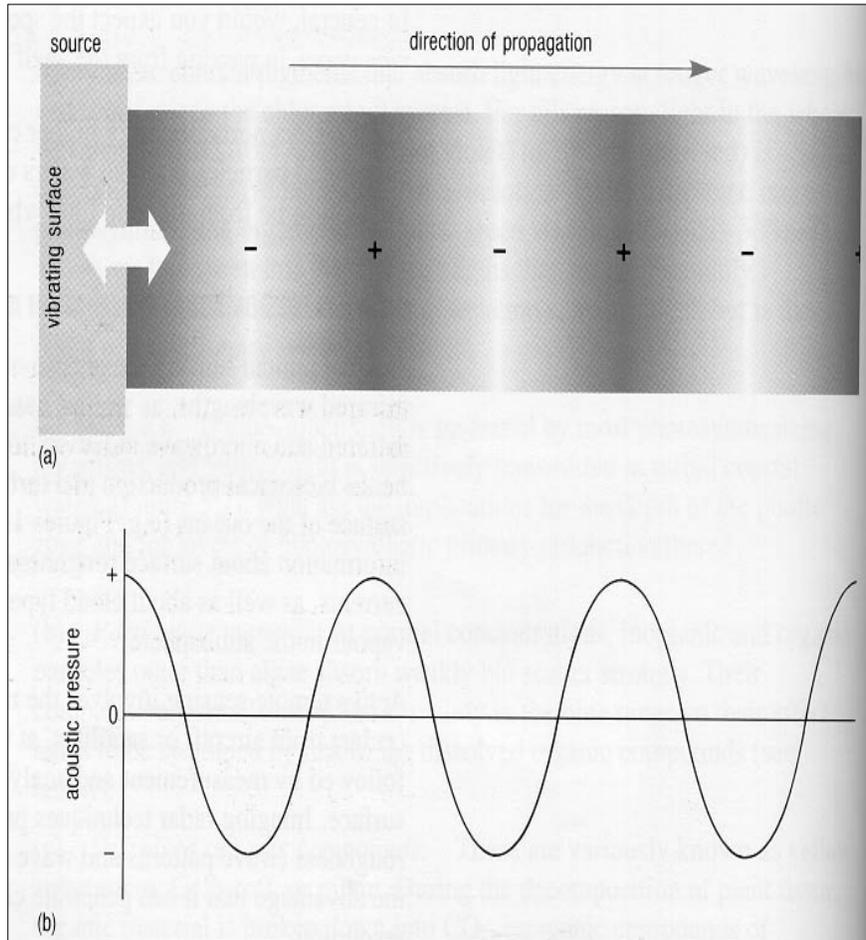
Seperti diketahui bahwa radiasi elektromagnetik hanya mampu melewati air dalam jarak yang pendek sehingga remote sensing dan fotografi aerial memberikan informasi langsung hanya mengenai air di permukaan dan dekat permukaan tergantung panjang gelombang; ditambah lagi gelombang dan pola ripple dapat bervariasi berdasarkan batimetri yang kadang-kadang diperoleh dari citra radar. Seperti halnya diatas, komunikasi radio tidak dapat dilakukan di bawah air walaupun koefisien atenuasi untuk gelombang radio yang lebih panjang kurang dari untuk cahaya. Komunikasi di bawah laut dapat dilakukan pada kedalaman beberapa tens meter dengan menggunakan gelombang radio yang sangat panjang (frekuensi yang sangat rendah, VLF) atau sinar laser dari satelit. Cahaya laser sangat kuat dan dalam daerah panjang gelombang 450-500 nm (biru-hijau) yang dapat menembus cukup jauh di bawah permukaan sebelum energinya hilang oleh atenuasi. Tetapi ada batas penggunaan radiasi elektromagnetik di laut. Jadi, untuk kedua jenis remote sensing dan komunikasi dalam laut adalah perlu menggunakan radiasi akustik yang bergerak perlahan.

5.2 BUNYI BAWAH AIR

Walaupun Cahaya dan bunyi bergerak seperti gelombang, namun secara fundamental keduanya berbeda. Seperti yang dinyatakan Pada Bagian 5.1, bahwa cahaya adalah bentuk energi elektromagnetik dan terbentuk dengan efektif melalui ruang hampa dan secara umum kurang baik dengan bertambahnya densitas materi. Bunyi atau energi akustik melibatkan vibrasi materi sebenarnya yang terbentuk baik melalui padatan dan larutan dan kurang baik dalam gas dan tidak terbentuk dalam ruang hampa.

Singkatnya, bunyi adalah bentuk tekanan gelombang dan terbentuk oleh vibrasi yang menghasilkan zona-zona alternatif kompresi (molekul-molekul saling merapat) dan rarefaksi (molekul-molekul saling menjauh) (Gb.5.8(a)). Semua bunyi hasil vibrasi (contohnya : vibrasi membran pembesar suara atau vibrasi bunyi hewan laut-dalam). Gelombang-gelombang bunyi tidak sinusoidal seperti yang kita ketahui sebagai gelombang normal, tetapi *tekanan akustik* naik dan turun secara sinusoidal (Gb.5.8(b)). Jadi, gelombang bunyi dapat dikarakteristik berdasarkan amplitudonya (pengukuran intensitas atau besarnya bunyi) dan frekuensi (f) atau panjang gelombang (λ , lambda), yang berhubungan dengan laju (c) seperti yang terlihat dari persamaan dibawah ini:

$$c = f\lambda \quad (5.4)$$



Gambar 5.8 Karakteristik gelombang akustik. (a) Propagasi zona kompresi dan ruang hampa alternatif. (b) Naik dan turunnya sinusoidal tekanan akustik pada saat gelombang bunyi melaluinya. (*The Open University*, 1995).

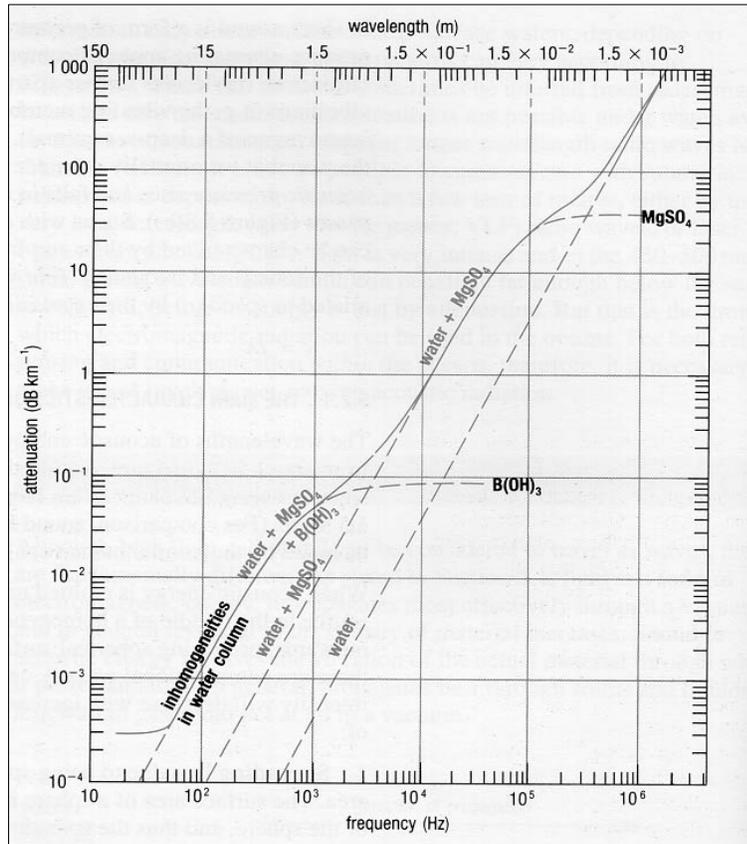
5.2.1 Karakteristik Utama Gelombang Bunyi di Lautan

Panjang gelombang energi akustik di laut berkisar antara 50 m dan 1 mm. Ambil kecepatan bunyi dalam air laut sebesar 1500 ms^{-1} , ini berhubungan terhadap frekuensi dari 30 Hz hingga 1,5 MHz. (sebagai perbandingan, frekuensi bunyi di atas 20kHz tidak dapat didengar oleh telinga manusia normal.)

Bila energi akustik diemisikan seragam ke segala arah oleh satu titik sumber di pertengahan suatu massa air laut yang homogen, maka akan tersebar ke luar menghasilkan suatu permukaan bulat dengan tekanan tetap, terpusat pada titik sumber. Intensitas akustik akan berkurang dengan bertambahnya jarak dari titik sumber, hal ini sebagai hasil dari:

1. **Spreading loss** akibat penyebaran pada daerah permukaan yang luas. Permukaan yang bulat proporsional dengan radius bulatan sehingga spreading loss proporsional dengan jarak yang ditempuh. Spreading loss tidak tergantung pada frekuensi (lihat Bagian 5.2.2). (Spreading loss yang bulat juga terjadi pada cahaya yang tetapi atenuasi dalam air sangat berpengaruh terhadap jarak yang pendek sehingga spreading loss kurang penting.)
2. **Atenuasi** akibat **penyerapan**, yaitu konversi energi akustik menjadi energi panas dan energi kimia; dan **penyebaran** akibat refleksi oleh partikel tersuspensi dan gelembung udara. Penyebaran tidak tergantung frekuensi; tetapi tidak untuk penyerapan. Pada frekuensi tinggi, penyerapan viskositas mendominasi (yaitu penyerapan akibat viskositas air itu sendiri) dan dalam air tawar hal ini penyebab dominan dari atenuasi oleh penyerapan dalam kisaran frekuensi (Gb.5.9). Tetapi dalam air laut, frekuensi intermediate dan rendah, mekanisme secara prinsip dari penyerapan disosiasi dari pasangan ion MgSO_4 dan kompleks dari $\text{B}(\text{OH})_3$ (lihat Bagian 6.3.1). Pasangan ion tersebut akan terpisah ke dalam unsur ion-ion pada jalur gelombang bunyi. Proses ini juga mengekstrak energi dari gelombang bunyi yang disebut 'relaksasi' oleh para akustik.

Pada frekuensi rendah (beberapa ratus Hz atau kurang), terlihat bahwa penyebab utama atenuasi oleh penyerapan adalah sifat tidak homogenya dalam kolom air



Gambar 5.9 Atenuasi energi akustik sebagai fungsi frekuensi dalam air laut, menunjukkan penyebab dominan atenuasi dan bagaimana ia berubah berdasarkan frekuensi. Kurva pada diagram adalah untuk temperatur dan tekanan yang spesifik; atenuasi bervariasi

menurut perubahan kondisi. (dB=desibel, unit ukuran untuk intensitas bunyi) (*The Open University*, 1995).

5.2.2 Laju Bunyi: Refraksi dan Jalur Bunyi

Laju, c , gelombang kompresional diberikan oleh:

$$c = \sqrt{\frac{\text{axial modulus}}{\text{densitas}}} \quad (5.5)$$

Axial modulus materi adalah pengukuran elastisitas dalam konteks kemampuan untuk memperoleh bentuk asli mengikuti kompresi dan resistan terhadap kompresi tersebut; jadi, axial modulus air lebih besar dari udara.

Soal 5.8 Dari persamaan 5.5, c bervariasi terbalik dengan densitas, memberikan implikasi bahwa materi yang lebih tebal mempunyai kecepatan akustik yang lebih rendah. Kasus ini jarang terjadi pada materi alam. Contohnya, bagaimana laju bunyi dalam air dibandingkan dengan yang ada dalam udara dan batu? Hitung anomali dengan bantuan persamaan 5.5?

Axial modulus dan densitas air laut tergantung pada temperatur, salinitas dan tekanan sehingga c menjadi fungsi yang agak kompleks dari tiga variabel dalam lautan.

Menaikkan temperatur air laut akan menurunkan densitasnya sehingga dengan persamaan 5.5, kita dapat memperkirakan laju bunyi, untuk menaikkan laju bunyi dengan menaikkan temperatur air. Pada lapisan permukaan laut kenaikan temperatur sebesar 1°C menyebabkan kenaikan c sekitar 3 m s^{-1} . Seperti kita ketahui kenaikan densitas menyebabkan densitas menjadi lebih tinggi, sehingga dari persamaan 5.5, laju bunyi harusnya menurun dengan kenaikan salinitas. Tetapi penambahan salinitas turut meningkatkan axial modulus (larutan menjadi kurang kompres), sehingga lebih berpengaruh dari peningkatan densitas. Sebagai contoh, pada lapisan permukaan lautan, tiap kenaikan 1 bagian per seribu salinitas

akan menghasilkan kenaikan c sebesar $1,1 \text{ ms}^{-1}$ (laju bunyi dalam air laut lebih besar dibandingkan dalam air tawar, lihat Tabel 5.1).

Pada saat laju gelombang bunyi (seismik) meningkat terhadap kedalaman Bumi, begitu juga laju gelombang akustik meningkat terhadap kedalaman lautan (kecuali pada jalur bunyi). Kenaikan pada axial modulus terhadap tekanan lebih besar dibandingkan peningkatan densitas dan c menjadi lebih besar (persamaan 5.5). Penambahan pada kedalaman 100 m akan menghasilkan penambahan tekanan sebesar 10^6 N m^{-2} , Gb.4.3), dan pengaruhnya adalah penambahan c sebesar $1,8 \text{ ms}^{-1}$.

Pada bagian teratas beberapa ratusan meter di bawah lapisan permukaan tercampur, yaitu dimana perubahan temperatur sangat tajam (Gb.2.6-2.8), c diatur terutama oleh temperatur dan sedikit oleh salinitas dan kedalaman. Di bawah termoklin permanen. T dan S tidak banyak bervariasi sehingga tekanan menjadi pengatur dominan c .

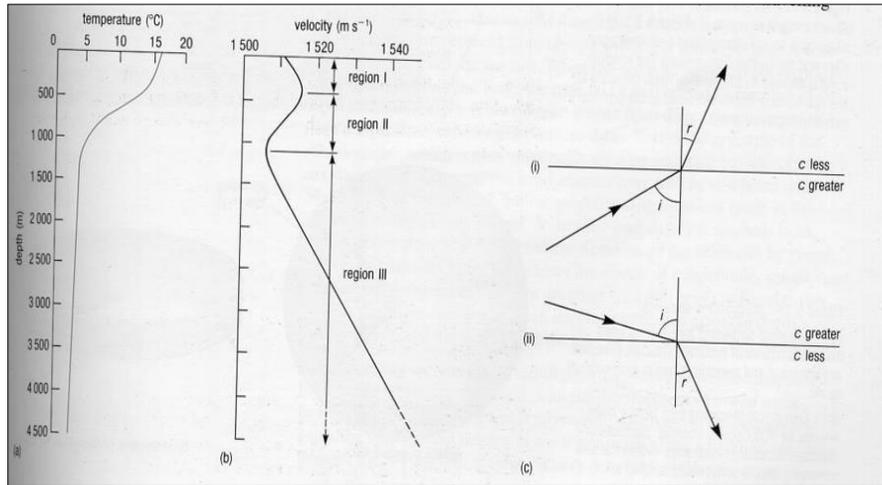
Rumus empiris untuk laju bunyi dalam air laut dengan kisaran temperatur 6°C - 17°C adalah:

$$c = 1410 + 4,21T - 0,037T^2 + 1,14S + 0,018d \quad (5.6)$$

dimana T dan S adalah temperatur dan salinitas dan d adalah kedalaman (meter) dengan tekanan yang sesuai.

Soal 5.9 Hitung laju bunyi dalam air laut dengan temperatur 10°C dan salinitas 35 pada kedalaman 100 m.

Gelombang akustik yang bergerak secara vertikal dalam laut tidak banyak dipengaruhi oleh refraksi karena Gelombang akustik bergerak pada sudut yang benar terhadap bidang batas antara lapisan densitas yang berbeda. Walau bagaimanapun gelombang bergerak secara horisontal dapat menjadi subjek terhadap refraksi karena gelombang akan bertemu dengan bidang batas tersebut pada sudut yang rendah. Di daerah I dan III dari Gb.5.10(b), gelombang bunyi akan direfraksi ke atas, karena laju bunyi berkurang ke

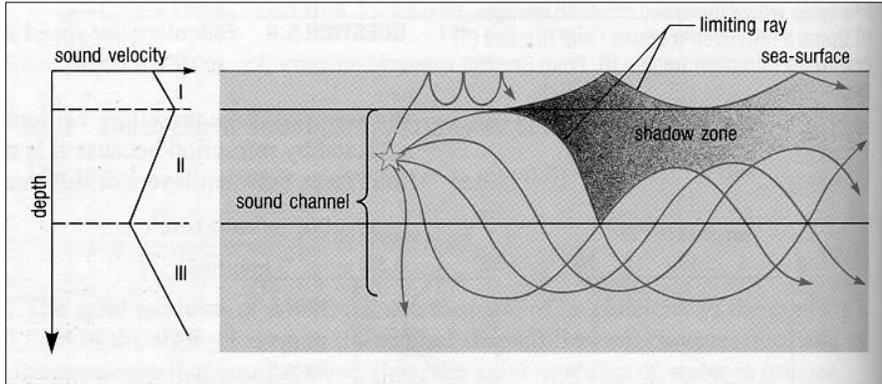


Gambar 5.10 (a) profil temperatur di laut. (b) profil laju bunyi di laut. Laju bunyi ditunjukkan naik terhadap kedalaman dalam lapisan tercampur, daerah I (Gb.5.11) karena T dan S konstan dan c diatur terutama oleh tekanan. Daerah II bertemu dengan termoklin permanen (dan haloklin utama), dimana c diatur oleh perubahan T dan S. Di bawah termoklin permanen, daerah III dengan laju bunyi yang diatur oleh tekanan. (c) sketsa ideal ilustrasi refraksi di bidang batas dimana laju bunyi berubah. (i) refraksi ke atas (daerah I dan III); dan (ii) refraksi ke bawah (daerah II). Hukum snell adalah:

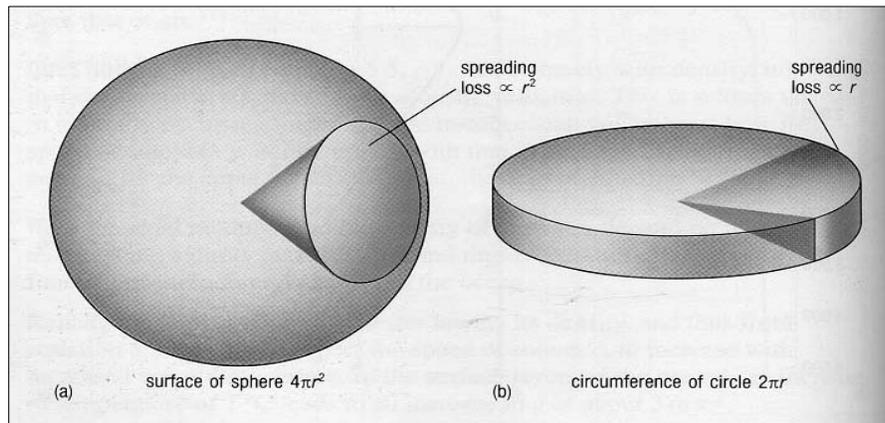
$$\frac{C_{\text{besar}}}{C_{\text{kecil}}} = \frac{\sin i}{\sin r}$$

atas (Gb.5.10(c)), sementara di daerah II gelombang bunyi akan direfraksi ke bawah karena laju bunyi berkurang ke bawah (Gb.5.10(c)).

Jalur yang dilalui oleh gelombang akustik ditentukan dari pengetahuan tentang nilai c di lautan dan diagram sinar dapat dibuat seperti dalam Gb.5.11. Sinar-sinar adalah garis-garis sederhana yang dibuat vertikal terhadap bentuk gelombang dan mewakili arah bentukan. Perlu dicatat bahwa kebanyakan sinar terfokus pada batas antara daerah II dan III, sementara terdapat zona bayangan pada lingkungan batas antara daerah I



Gambar 5.11 Contoh diagram sinar untuk emisi bunyi dalam daerah II pada Gb.5.10(b), menunjukkan jalur bunyi dan zona bayangan. Zona bayangan ditunjukkan oleh sinar yang terbatas, direfleksikan pada permukaan laut dan/atau direfraksi di batas antara daerah I dan II.



Gambar 5.12 Ilustrasi menunjukkan:
 (a) Spherical spreading loss dari titik sumber seperti dalam jalur bunyi. Permukaan-permukaan dengan tekanan akustik konstan adalah spherical dan spreading loss proporsional hanya pada r^2 .
 (b) Cylindrical spreading loss dari titik sumber seperti dalam jalur bunyi. Permukaan-permukaan dengan tekanan akustik konstan adalah cylindrical dan spreading loss proporsional hanya pada r . (*The Open University*, 1995).

dan II yang hanya ditembus oleh gelombang yang direfleksikan pada permukaan lautan. Jalur dimana sinar terperangkap oleh refraksi di batas antara daerah II dan III dikenali sebagai **jalur bunyi** yang merupakan 'guide gelombang' untuk bunyi di lautan.

Spreading loss untuk energi yang diemisi dalam jalur bunyi proporsional hanya terhadap jarak yang dilalui. Hal ini disebabkan oleh karena energi terikat oleh jalur bunyi untuk menyebar keluar terutama di dua dimensi horisontal. Jadi permukaan dengan tekanan akustik yang konstan adalah berbentuk silinder bukan bulatan (Bagian 5.2.1, item 1), dan daerah permukaan yang melengkung pada silinder proporsional terhadap jaringannya (Gb.5.12). Informasi yang didapat pada Gb.5.11 dan 5.12 penting dalam penggunaan energi akustik di laut.

5.2.3 Penggunaan Energi Akustik dalam Lautan

Kerugian utama dalam menggunakan gelombang bunyi dibandingkan gelombang cahaya adalah gelombangnya lebih besar (frekuensi rendah) yang berarti resolusinya kurang; yaitu objek yang kecil yang dapat dibedakan (kira-kira tiga panjang gelombang) terlihat sangat besar. Frekuensi dan panjang gelombang secara terbalik saling proporsional (persamaan 5.4 dan Gb.5.9): semakin tinggi frekuensi, semakin pendek gelombang dan sebaliknya. Untuk resolusi maksimum dengan sistem akustik bawah air, frekuensi tertinggi yang memungkinkan digunakan. Tetapi walaupun bagaimanapun Gb.5.9 menunjukkan bahwa atenuasi tergantung pada frekuensi.

Atenuasi paling tinggi pada frekuensi tinggi (gelombang pendek) dan rendah pada frekuensi rendah (gelombang panjang). Contoh, kehilangan dari atenuasi adalah sebesar 5% per nautical mile (3% per km) pada 5 kHz, meningkat hingga 90% per nautical mile (70% per km) pada 30 kHz. Jadi, mempertahankan atenuasi menjadi minimum, frekuensi yang digunakan harus serendah mungkin. Walaupun demikian, diketahui bahwa untuk resolusi maksimum diperlukan frekuensi tinggi yang mungkin digunakan.

Para desainer sistem akustik yang digunakan dalam lautan harus berkompromi tergantung kisaran atau resolusi yang lebih penting.

Aplikasi Energi Akustik di Lautan

Terdapat empat kategori utama:

1. *Sistem akustik pasif*: Melibatkan penggunaan alat-alat penerimaan, hidropon, untuk mendengar bunyi yang ada seperti yang diemisikan oleh ikan-ikan paus, ikan, atau kapal selam. Analisis spektra frekuensi 'bunyi' biasanya membantu identifikasi sumbernya.

Tiga kategori berikut adalah dalam sistem akustik aktif.

2. ***Sonar (Sound Navigation And Ranging)***: Berupa sinyal akustik yang diemisikan dan refleksi yang diterima dari objek dalam air (seperti ikan atau kapal selam) atau dari dasar laut. Bila gelombang akustik bergerak vertikal ke dasar laut dan kembali, waktu yang diperlukan digunakan untuk mengukur kedalaman air, jika c juga diketahui (dari pengukuran langsung atau dari data temperatur, salinitas dan tekanan). Ini adalah prinsip echo-sounder yang sekarang umum digunakan oleh kapal-kapal sebagai bantuan navigasi. Echo-sounder komersil mempunyai lebar sinar $30-45^\circ$ vertikal tetapi untuk aplikasi khusus (seperti pelacakan ikan atau kapal selam atau studi lanjut dasar laut) lebar sinar yang digunakan kurang 5° dan arahnya dapat divariasikan. Catat bahwa walaupun Gb.5.10 menunjukkan pengaruh temperatur, salinitas dan tekanan pada laju bunyi dalam air laut (1500 ms^{-1}) relatif kecil dan sedikit perubahan pada c dapat menyebabkan kesalahan pengukuran kedalaman dan kesalahan sudut akan menambah keburukan resolusi.

Teknik echo-sounding untuk menentukan kedalaman dan pemetaan dasar laut bertambah maju dengan berkembangnya peralatan sonar seperti *Sea*

Beam dan Hydrosweep yang merupakan sistem echo-sounding multi-beam yang menentukan kedalaman air di sepanjang *swath* lantai laut di bawah kapal penarik, menghasilkan peta-peta batimetri yang sangat detail.

Sidescan imaging system, seperti GLORIA (Geological Long Range Inclined Asdic), SeaMARC, dan TOBI (Towed Ocean Bottom Instrument) menghasilkan fotografi aerial yang sama atau citra-citra radar, menggunakan bunyi atau microwave. Echo-sounding banyak juga digunakan oleh nelayan karena ikan menghasilkan echo, dan kawanan ikan atau hewan lain dapat dikenali sebagai **lapisan-lapisan sebaran** dalam kolom air (Gb.5.13).

Sonar banyak digunakan dalam aplikasi militer terutama dalam perang bawah laut; dan banyak hewan laut yang mempunyai mekanisme tipe sonar untuk lokasi echo mangsanya atau individu lain dalam suatu grup seperti juga identifikasi dan komunikasi. Ikan paus dan lumba-lumba terkenal dengan kemampuan saling berkomunikasi di laut menggunakan jalur bunyi. Dikatakan bahwa lumba-lumba juga mampu membunuh mangsanya dengan energi akustik yang kuat dan tiba-tiba; sementara squid dan octopus berevolusi, menjadi tuli sebagai perlindungan terhadap penyerangan bunyi.

Akustik impedance adalah pengukuran sifat akustik materi dan menentukan baik tidaknya 'sasaran' untuk sistem sonar:

$$\text{impedance, } Z = \rho c \quad (5.7)$$

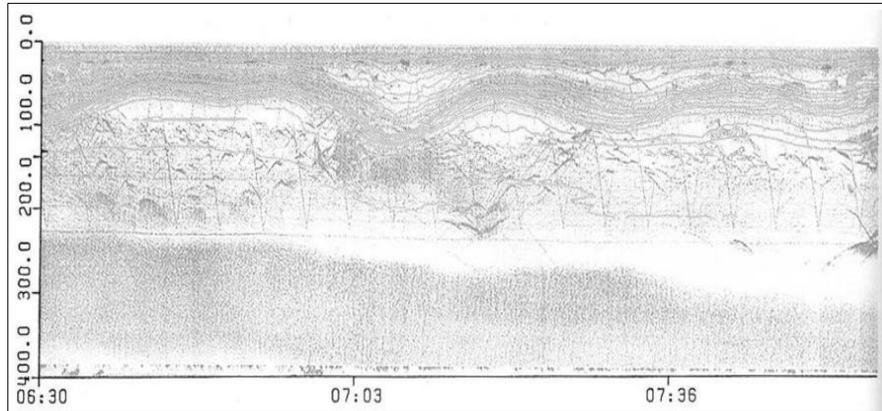
jadi akustik impedance air laut adalah sekitar:

$$1,03 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3} \times 1500 \text{ m s}^{-1} = 1,55 \times 10^6 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$$

refleksi energi akustik hanya terjadi pada bidang batas antara dua media yang berbeda akustik impedance. Untuk refleksi normal ke bidang batas, reflektivitas, R adalah

$$R = \frac{Z_1 - Z_2}{Z_1 + Z_2} \times 100\% \quad (5.8)$$

dimana Z_1 dan Z_2 adalah akustik impedance dua materi di tiap bagian bidang batas.



Gambar 5.13 Sonogram (50 kHz) menunjukkan dua lapisan sebaran. Skala kedalaman dalam meter dan skala horisontal adalah waktu harian. Band teratas dimana termoklin dengan struktur temperatur (independen tetapi ditentukan secara simultan) tumpang tindih pada kontur $0,1^{\circ}\text{C}$. (kontur terbesar $10,9^{\circ}\text{C}$). Penyebaran pada termoklin akibat *backscatter* yang disebabkan oleh perubahan akustik impedance yang berasosiasi dengan perubahan temperatur dan densitas. Penyebaran yang kurang koheren di bawah termoklin adalah akibat ikan dan zooplankton. Semakin rendah dan biasa lapisan penyebaran (250-300 m) dipercaya karena zooplankton *Meganactyphanes norvegica* yaitu jenis yang memperhitungkan migrasi vertikal diurnal. Garis zig-zag adalah jejak probe konduktivitas-temperatur-densitas (CTD) yang digunakan dengan mode 'yo-yo'. (*The Open University*, 1995).

Soal 5.10 Berapakah reflektivitas jika $Z_1 = Z_2$?

Reflektivitas maksimum bila $Z_1 - Z_2$ besar. Tabel 5.1 memberikan harga c , Z dan R tertentu untuk beberapa materi umum.

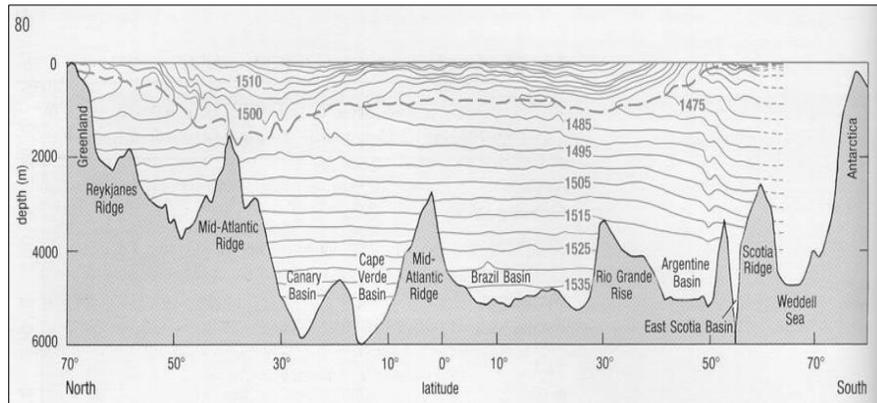
Tabel 5.1 Properti akustik beberapa material biasa. (*The Open University*, 1995).

Material	Kecepatan material c (ms⁻¹)	Akustik impedance Z=pc (x10⁶)	Reflektivitas dalam air laut R(%)
Udara (20 °C)	343	0,000415	100
Air tawar (15 °C)	1481	1,48	-
Air laut(35%o,15°C)	1500	1,54	-
Daging ikan basah	~1450	1,6	1,9
Tulang ikan basah	~1700	2,5	24
Besi	6100	47	94
Tembaga	4700	40	92
Aluminium	6300	17	83
Perspex	2570	3,06	33
Karet	1990	1,81	8
Beton	3100	8	68
Dinamit	5925	16,0	82
Kuarsa	5750	15,3	82
Lempung	~3000	7,7	67
Sandstone	~3300	~7,6	67
Basalt	~6000	~16,8	84

3. *Telemetry dan Tracking*: Lokasi dapat dikenali dan objek dilacak di laut jika dilengkapi dengan peralatan transmisi akustik. Ini adalah dasar teknologi **Sofar** (SOund Fixing And Ranging), digunakan secara meluas untuk tujuan militer seperti mencari lokasi kapal selam, pesawat terbang yang rusak dan kapal laut yang tenggelam. Penggunaan ilmiah melibatkan statistik arus bawah permukaan dengan alat apungan dengan sumber akustik. Densitas *sofar floats* dapat disesuaikan sehingga terdapat gaya apung netral di kedalaman tertentu (yaitu turun hingga kedalaman tersebut dan tetap berada disitu karena densitasnya sama seperti air disekitarnya) dan bergerak pasif dalam arus di kedalaman tersebut. Jika mengemisi sinyal dalam jalur bunyi maka dapat diamati dengan hidropen sejauh ribuan kilometer.

Dalam tracking, transmisi dari sofar float dapat digunakan untuk memberikan informasi lain. Contohnya, jika alat pendeteksi temperatur dibuat untuk mengatur frekuensi sinyal yang ditransmisi atau interval antara suksepsi sinyal, data temperatur dapat diberikan.

Ketepatan sofar tergantung pada pengetahuan tentang laju bunyi di laut terutama dalam jalur bunyi. Gb.5.10 dan 5.11 dianggap mewakili situasi ideal secara teori. Kenyataannya, faktor-faktor termasuk didalamnya musiman dan fluktuasi temperatur dan salinitas dalam waktu dan ruang berpengaruh variasi kedalaman jalur bunyi. Tetapi adalah penting mengingat bahwa gelombang bunyi (sinar) yang 'bocor' dari jalur bunyi cenderung direfleksi atau direfraksi kembali kedalamnya (Gb.5.11): bunyi di laut bergerak dengan sedikit kehilangan dalam jalur bunyi dan alat sofar bekerja baik dalam atau dekat jalur tersebut. Dengan alasan inilah, struktur laju bunyi pada jalur bunyi dipetakan dengan jelas untuk beberapa bagian lautan dari pengukuran langsung dan dari komputasi yang menggunakan persamaan seperti persamaan 5.6 dengan ribuan pengukuran T dan S selama bertahun-tahun. Gb.5.14 adalah hasil satu kompilasi data tersebut.



Gambar 5.14 Bagian Utara-Selatan struktur jalur bunyi di Atlantik dengan $30,5^\circ$ W meridian. Laju bunyi dalam ms^{-1} dan sumbu jalur bunyi ditunjukkan oleh garis biru tebal yang putus-putus. Kontur laju yang sama berdasarkan data rata-rata tahunan (struktur dekat permukaan di atas sumbu lintang tengah adalah subjek variasi musiman). Lihat kenaikan laju bunyi di atas dan di bawah sumbu jalur bunyi, Gb.5.11. (*The Open University*, 1995).

Soal 5.11 (a) Apakah laju bunyi dalam jalur bunyi sama di semua bagian pada Gb.5.14?

(b) Apakah yang dapat dikatakan mengenai variasi jalur bunyi terhadap kedalaman dan sumbu mendatar dengan lintang?

(c) Mengapa laju bunyi bertambah di atas jalur bunyi dimana temperatur dan salinitas bertambah; dan juga di bawahnya dimana temperatur dan salinitas berkurang?

4. *Pengukuran arus*: Bunyi dapat digunakan untuk mengukur kecepatan arus dengan mengeksploitasi Doppler effect dimana frekuensi bunyi yang diukur dipengaruhi oleh gerakan relatif antara sumber akustik dan titik pengukuran. Narrow-beam echo-sounder ditargetkan pada volume air tertentu dan perpindahan frekuensi antara gelombang bunyi yang diemisikan oleh hidropon dan yang

disebarkan kembali oleh partikel-partikel air diukur. Perpindahan frekuensi Doppler ini sesuai terhadap laju arus yang dapat ditentukan. Sejak akhir 1980-an, profil akustik arus Doppler (ADCPs) digunakan untuk pengukuran kecepatan arus terhadap kedalaman yang kontinu dimana kapal dalam keadaan bergerak.

Akustik Noise

Bila sinyal khusus akustik diemisikan dan didengar seperti aplikasi 2 dan 4 di atas, energi akustik di laut dianggap sebagai **noise** yang perlu didengar (analog dengan cara 'atmosfer' dapat menutupi sinyal lemah dari sumber radio yang jauh) membesarkan sinyal yang lemah supaya dapat didengar di atas noise hanya akan meningkatkan sinyal dan noise background; ditambah lagi **reverberation** (multi refleksi oleh partikel-partikel dalam air dan di batas-batas lautan) dapat menjadi masalah yang besar. Beberapa noise pada sistem akustik dapat disebabkan oleh sirkuit listriknya atau oleh sistem listrik kapal; kapal dapat menjadi sumber noise mekanik dari mesin dan peralatan lainnya.

Noise ambang dihasilkan dalam laut itu sendiri terbagi dalam dua kategori: fisika dan biologi. Noise fisika disebabkan oleh angin dan mempunyai kisaran audibel frekuensi ($10-10^4$ Hz): yang termasuk di dalamnya bunyi gelombang dan ledakan gelembung-gelembung air, hujan, gerakan es dan pergerakan sedimen di dasar laut. Noise biologi dihasilkan oleh komunikasi ikan paus dan lumba-lumba, aktivitas beberapa krustacea (contoh, udang menjepit) dan ikan-ikan tertentu.

Kebanyakan biologi noise dihasilkan dan dideteksi oleh hewan laut pada frekuensi rendah, yaitu kurang 50 Hz; sistem garis lateral seperti beberapa ikan sangat peka pada frekuensi rendah. Hanya hewan-hewan yang mempunyai reseptor auditori khusus yang dapat menggunakan bunyi untuk komunikasi, dan pada beberapa ikan laut-dalam reseptornya adalah sirip untuk berenang yang biasanya digunakan untuk mengapung.

Akustik Oseanografi

Sejak awal 1970-an terdapat keuntungan dalam aplikasi teknik akustik terhadap penyelidikan perubahan massa air yang pendek dan skala yang bervariasi dari struktur mikro ke front dan eddy dan juga ke fenomena skala cekungan.

Akustik Tomografi telah digunakan untuk menyelidiki front dan mengenali dan melacak eddy mesoskala (Bagian 4.4.4). Metode tersebut tergantung kenyataan bahwa eddy individu mempunyai temperatur yang berbeda dari air sekitarnya dimana terdapat eddy panas dan eddy dingin. Laju bunyi antara sumber akustik dan penerimanya akan berubah bila suatu eddy lewat.

Turunnya temperatur menyebabkan penurunan laju bunyi (Bagian 5.2.2), sehingga waktu jelajah akan bertambah. Percobaan melibatkan seluruh sumber akustik yang terikat dan penerima untuk mengamati suatu 'volume' lautan yang seluas 300-1000 km. Waktu jelajah pulsa akustik dari tiap sumber harus diukur di tiap penerima sehingga set data banyak dan analisis membutuhkan kemampuan komputer.

Kapal laut konvensional yang berdasarkan pengukuran temperatur dan kecepatan arus harus dilakukan pada daerah-daerah yang diinginkan. Waktu jelajah akustik dipengaruhi oleh properti air dimana dilalui oleh bunyi dan arus yang membawa air tersebut. Jadi jelas bahwa arus yang bergerak dengan bunyi akan mengurangi waktu jelajah dan yang bergerak berlawanan akan mempunyai waktu jelajah yang bertambah.

Soal 5.12 (a) Perubahan temperatur 1° – 2° dan perubahan salinitas 0,1 biasa ditemukan di sepanjang batas-batas eddy. Sepenting apakas salinitas dalam konteks tomografi akustik?

(b) Frekuensi rendah relatif yang digunakan adalah sekitar 250 Hz. Berdasarkan Gb.5.9 (i) mengapa lebih baik menggunakan frekuensi tinggi dan (ii) bagaimana pulsa akustik digunakan untuk membedakan tubuh air yang tercampur dengan sempurna atau tidak?

Pada awal 1990-an, oseanografer di USA dan Eropa mengeluarkan proposal yang kontroversial untuk percobaan akustik berskala sangat besar (cekungan lautan) untuk melacak dan mengamati pengaruh pemanasan global (Bagian 2.1) di lautan. Idenya adalah kesederhanaan untuk mengukur waktu jelajah pulsa akustik yang ditransmisi melalui jalur bunyi dari satu atau lebih berada ribuan kilometer di Atlantik Utara dan Samudra Pasifik.

Laju bunyi dalam air tergantung pada temperatur (Bagian 5.2.2). Pemanasan yang progresif yang regional atau global terdeteksi dengan berkurangnya waktu jelajah antara sumber-sumber dan penerima secara kumulatif. Pulsa akustik harus berada dalam frekuensi rendah untuk meminimalkan atenuasi (Bagian 5.12) dan terletak alasan utama kontroversi. Beberapa para biologi laut menyatakan bahwa volume tinggi (190 desibel) frekuensi rendah (60-90 Hz) pulsa akustik dapat membahayakan ikan paus dan mamalia laut lainnya yang tergantung pada bunyi untuk komunikasi jarak jauh. Isu ini belum terpecahkan tetapi beberapa percobaan dan peralatan memerlukan biaya yang banyak.

5.3 RINGKASAN

1. Cahaya dan semua bentuk radiasi elektromagnetik bergerak pada laju $3 \times 10^8 \text{ ms}^{-1}$ dalam ruang hampa ($2,2 \times 10^8 \text{ ms}^{-1}$ dalam air laut). Cahaya yang melalui air menjadi subjek penyerapan dan penyebaran, dan intensitasnya berkurang secara eksponensial terhadap jaraknya dari sumber. Cahaya matahari yang cukup untuk fotosintesis tidak dapat menembus lebih dari kedalaman 200 m dan memberikan batas untuk zona fotik (atau eufotik) dimana di dalamnya terbentuk hasil utama fotosintesis. Batas zona afotik adalah dari dasar zona fotik hingga ke dasar laut. Cahaya matahari menembus kedalaman 1000 m bagian atas zona afotik; di

bawahnya adalah laut yang gelap. Downwelling yang terkena cahaya matahari atau cahaya bulan yang menyediakan cahaya langsung (difusi) yang dibutuhkan cahaya langsung : cahaya harus bergerak langsung dari objek ke mata untuk terbentuknya bayangan yang koheren. Cahaya langsung mempunyai atenuasi yang besar dari pada cahaya tidak langsung.

2. Visibilitas bawah air tergantung pada kontras yang merupakan fungsi dari kecerahan objek atau reflektivitas dan atenuasi terhadap jarak. Di bawah kedalaman beberapa meter, cahaya bawah air menjadi monokromatik sehingga kontras adalah hal perbedaan intensitas cahaya dan bukannya warna. Di bagian yang lebih rendah pada zona afotik dimana banyak ikan mempunyai organ bioluminescent (fosfor), cahaya digunakan dengan cara yang sama seperti penggunaan warna di darat untuk pengenalan inter- dan intraspesifik, kamuflase, menghindari predator dst.
3. Beam transmissometer digunakan untuk menentukan koefisien atenuasi (C) cahaya langsung sementara meter irradiance menentukan koefisien atenuasi terdifusi (K) downwelling irradiance tidak langsung. Nephelometer mengukur penyebaran dan dapat digunakan untuk menentukan konsentrasi partikulat dalam air. Secchi disk adalah alat sederhana untuk mengukur kecerahan air. Dengan menggunakan persamaan empiris yang sederhana, pengukuran dapat digunakan untuk memperhitungkan visibilitas koefisien atenuasi dan kedalaman zona fotik.
4. Air menyerap gelombang panjang spektrum elektromagnetik sehingga air terlihat biru. 'Substan kuning' dan partikel-partikel tersuspensi menyerap gelombang pendek sehingga air keruh cenderung terlihat kuning sementara air laut yang produktif berwarna hijau klorofil. Pada air jernih, 35% cahaya biru-hijau menembus kedalaman 10 m. pada air keruh, 2% cahaya kuning-hijau menembus kedalaman 10 m. Fotosintesis tidak terjadi dalam air keruh.

5. Remote Sensing pasif laut menggunakan visibel yang direfleksikan dan diradiasi, infra merah dan radiasi microwave untuk menentukan properti seperti temperatur permukaan dan warna air. Remote sensing aktif menggunakan teknik microwave imaging radar untuk memperoleh informasi kondisi permukaan laut. Radiasi elektromagnetik tidak dapat menembus jauh ke dalam air sehingga remote sensing dengan spektrum elektromagnetik dapat memberikan informasi langsung hanya mengenai air permukaan dan dekat permukaan tergantung panjang gelombang; dan komunikasi radio tidak dapat dilakukan di bawah permukaan laut.
6. Bunyi yang melalui air bergerak lebih lambat dari cahaya, tetapi dapat bergerak lebih jauh sehingga digunakan untuk remote sensing dan komunikasi di laut. Frekuensi di laut adalah 30 Hz – 1,5 MHz. Intensitas bunyi berkurang terhadap jarak dari sumber karena dua proses : (a) spreading loss akibat tersebar di (i) permukaan yang bulat (proporsional kehilangan terhadap jarak-jarak), atau (ii) permukaan silinder (proporsional kehilangan terhadap jarak), seperti dalam jalur bunyi; dan (b) atenuasi akibat (i) penyerapan oleh air dan reaksi yang melibatkan unsur-unsur terlarut seperti disosiasi $B(OH)_3$ dan $MgSO_4$ (peningkatan atenuasi dengan meningkatnya frekuensi dan frekuensi tinggi teratenuasi dengan cepat), dan (ii) penyebaran yaitu terefleksi oleh partikel-partikel tersuspensi.
7. Laju bunyi dalam air laut, c , bertambah dengan bertambahnya axial modulus air laut dan berkurang bila densitas bertambah; sekitar 1500 ms^{-1} . Temperatur naik sebesar 1°C akan menyebabkan penambahan kecepatan sebesar 3 ms^{-1} . Peningkatan salinitas sebesar 1 menyebabkan penambahan kecepatan sebesar $1,1 \text{ ms}^{-1}$. Peningkatan tekanan sama dengan peningkatan kedalaman 100 m dan menyebabkan penambahan sekitar $1,8 \text{ ms}^{-1}$. Laju bunyi mencapai minimum di permukaan dan dalam jalur bunyi.

8. Sonar digunakan untuk penentuan kedalaman, pemetaan dasar laut, dan lokasi objek terutama ikan dan kapal selam; banyak hewan laut menggunakan teknik yang sama. Kemampuan echo-sounding tergantung pada impedance akustik: semakin baik kontras impedance antara air dan material objek yang dicari, maka akan semakin baik 'target' yang ada.
9. Sofar digunakan untuk lokasi jarak jauh dan juga untuk tracking terutama akustik buoyant netral yang mengapung di dalam dan dekat jalur bunyi. Untuk menetapkan posisi alat Sofar perlu diperhitungkan variasi laju bunyi dalam laut dengan akurat. Sumbu jalur bunyi terletak antara kedalaman 0,5 dan 1,5 km, lintang 60° N dan S. Keatas lagi ke arah kutub dari lintang tersebut tidak terdapat jalur bunyi lagi.
10. Di sebarang sistem penerima akustik terdapat noise latar akibat bunyi ambient yang keluar dari alat, sumber-sumber fisik dan biologi; dan reverberasi akibat multi refleksi, penyebaran oleh partikel dan pada batas-batas lautan.
11. Persamaan akustik oseanografi menggunakan pengaruh temperatur dan properti lain pada laju dan atenuasi bunyi dalam air laut untuk melacak dan mengamati perubahan jangka pendek di dalam dan antara massa air pada skala ranging dari mikrostruktur hingga cekungan laut.

Soal 5.13 Mengapa panjang gelombang yang lebih tinggi dari spektrum elektromagnetik hilang pada Gb.5.7?

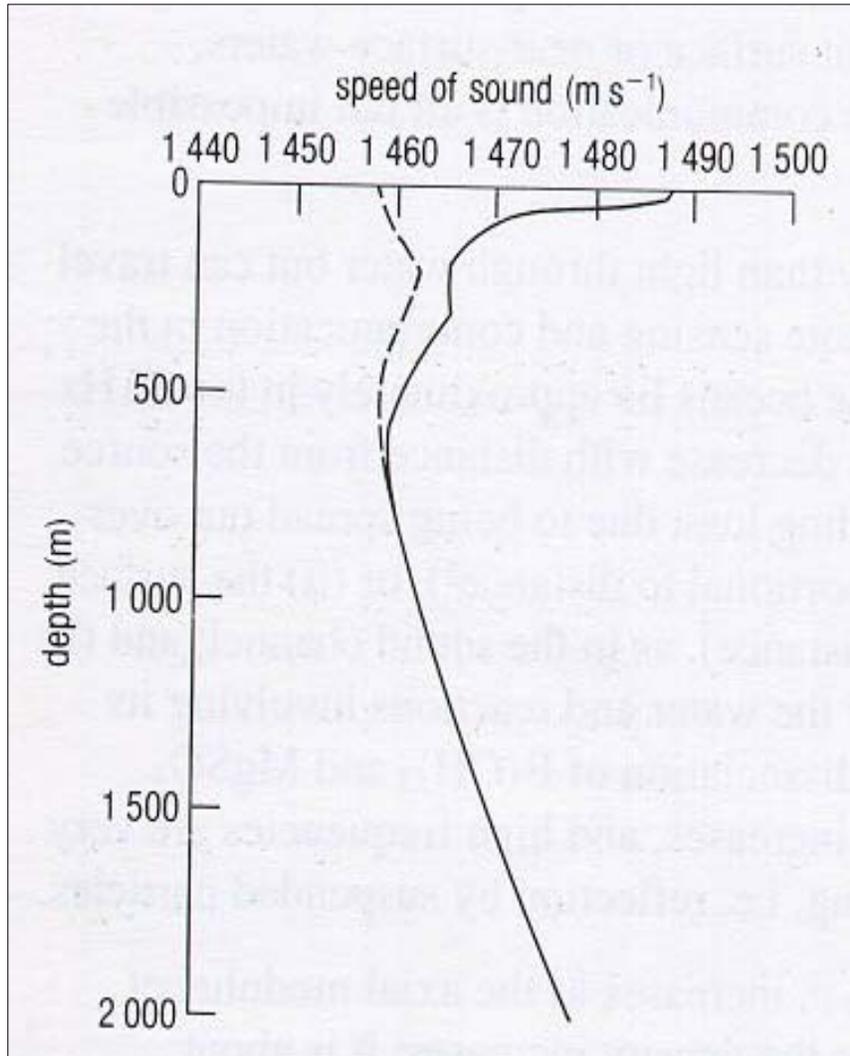
Soal 5.14 Beberapa ikan merupakan target akustik yang baik dari yang disarankan oleh reflektivitas ikan basah pada Tabel 5.1. Jelaskan mengapa ini terjadi?

Soal 5.15 Pilihlah frekuensi tinggi atau rendah dalam sistem sonar untuk (a) menangkap ikan, (b) mendeteksi kapal selam?

Soal 5.16 Pilih pernyataan yang benar?

- (a) Kedalaman zona fotik biasanya lebih dalam di daerah dekat pantai dari pada di laut lepas.
- (b) Air dari Arus Teluk (Gulf Stream) yang berasal dari Selat Florida adalah sangat produktif (lihat Bagian 4.4.3).
- (c) Persamaan 5.6 tidak dapat digunakan secara umum untuk air di bawah termoklin permanen.
- (d) Reflektivitas bidang batas udara-laut pada Tabel 5.1 seharusnya lebih akurat dari 99,946%.

Soal 5.17 Lihat Gb.5.15. Jelaskan kurva manakah untuk musim dingin dan untuk musim panas. Berapa kedalaman sumbu jalur bunyi dan mengapa perubahan musim minimal pada dan di bawah kedalaman tersebut?



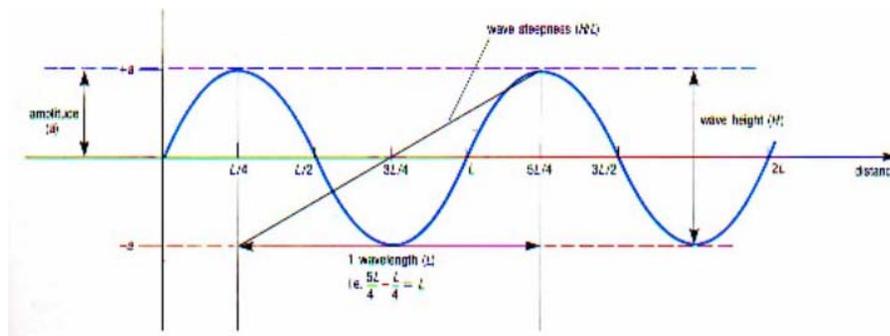
Gambar 5.15. Variasi laju bunyi terhadap kedalaman pada dua musim. Digunakan dalam soal 5.17. (*The Open University, 1995*).

Bab 6

GELOMBANG

Gelombang laut telah menjadi perhatian utama dalam catatan sejarah. Aristoteles (384-322 SM) mengamati hubungan antara angin dan gelombang. Namun, sampai sekarang, pengetahuan tentang mekanisme pembentukan gelombang dan bagaimana gelombang berjalan di lautan masih belum sempurna. Ini sebagian karena pengamatan karakteristik gelombang di laut sulit dilakukan dan sebagian karena model matematika tentang perilaku gelombang didasarkan pada dinamika fluida ideal, dan perairan laut tidak sepenuhnya ideal. Tujuan dari bab ini adalah gambaran secara garis besar aspek kualitas dari gelombang laut dan menyelidiki beberapa hubungan sederhana dari dimensi gelombang dan karakteristiknya.

Dimulai dari penentuan dimensi gelombang laut yang ideal dan gambarannya dalam terminologi berikut (Gambar 6.1).



Gambar 6.1 Profil vertikal dari dua gelombang laut ideal, menunjukkan dimensi linier dan bentuk sinusoidalnya. (The Open University, 1994).

Tinggi gelombang (H) adalah perubahan tinggi secara vertikal antara puncak gelombang dan lembahnya. Tinggi gelombang adalah dua kalinya **amplitudo** gelombang (a). **Panjang gelombang (L)** adalah jarak antara dua rangkaian puncak gelombang (atau melalui 2 puncak berturut-turut). **Kecuraman** didefinisikan sebagai pembagian tinggi gelombang dengan panjang gelombang (H/L) seperti terlihat dalam Gambar 6.1, kecuraman tidak sama dengan kemiringan/ slope antara puncak gelombang dan lembahnya.

Interval waktu antara dua puncak yang berurutan yang melalui suatu titik tetap disebut sebagai **periode (T)**, dan diukur dalam detik. Jumlah puncak (atau jumlah lembah) yang melewati suatu titik tetap tiap detik disebut **frekuensi (f)**.

Soal 6.1 Jika gelombang mempunyai frekuensi $0,2 \text{ s}^{-1}$. Berapakah periodanya?

Sebagai jawaban dari soal 6.1, periode berbanding terbalik dengan frekuensi.

6.1 PENGERTIAN GELOMBANG

Gelombang merupakan kejadian yang biasa terjadi dalam kehidupan sehari-hari. Contohnya suara, gerakan tali gitar, riak-riak di kolam dan ombak di laut. Karakteristik gerakan gelombang :

1. Gelombang mentransfer gangguan dari satu bagian material ke bagian lainnya
2. Gangguan tersebut dirambatkan melalui material tanpa gerakan dari material tersebut (gabus hanya naik dan turun diatas riak, tetapi

mengalami sangat sedikit perubahan bentuk dalam perjalanannya dalam kolam)

3. Gangguan tersebut dirambatkan tanpa ada perubahan dari bentuk gelombang (riak menunjukkan sangat sedikit perubahan dalam perjalanannya dalam kolam)
4. Gangguan-gangguan tersebut dirambatkan dengan kecepatan yang tetap.

Jika material sendiri tidak dipindahkan /ditranspor oleh perambatan gelombang kemudian apa yang akan dipindahkan?

Jawabannya “energi”, merupakan definisi yang tepat dari gerakan gelombang – sebuah proses dimana energi ditransporkan/ disebarakan melalui material tanpa perpindahan yang signifikan dari material itu sendiri. Jadi jika energi, bukan material yang dipindahkan, bagaimana kejadian alami dari pengamatan pergerakan ketika riak menjalar dalam kolam?

Ada dua aspek yang harus diperhatikan : Pertama perkembangan gelombang (yang telah dicatat), dan kedua, pergerakan partikel air. Pengamatan efek riak pada gabus menunjukkan bahwa partikel air bergerak keatas dan kebawah, tetapi pengamatan yang lebih dekat lagi mengungkapkan bahwa kedalaman air lebih besar daripada tinggi riak. Gabus digambarkan hampir bulat dalam bidang vertikal, sejajar dengan arah pergerakan gelombang.. Dalam pengertian lebih umum lagi, partikel dipindahkan dari posisi seimbang dan kemudian kembali ke posisi tersebut. Selanjutnya partikel-partikel tersebut mengalami perubahan gaya dan pemulihan kembali. Gaya gaya ini biasanya digunakan untuk menggambarkan jenis-jenis gelombang.

6.1.1 Jenis-jenis Gelombang

Semua gelombang dapat dianggap sebagai **gelombang berjalan**, dimana energi bergerak melalui atau permukaan material.

Terdapat juga **gelombang berdiri** contohnya senar gitar, yaitu jumlah gelombang berjalan dengan dimensi yang sama, tetapi berjalan dalam arah yang berlawanan. Penjelasan yang lebih detail dalam bagian 6.5.4.

Gelombang yang berjalan melalui material disebut Gelombang Badan, contoh gelombang badan adalah gelombang seismik P & S dan gelombang suara. Tetapi perhatian kita dalam bab ini adalah **gelombang permukaan**. Gelombang permukaan yang paling familiar adalah yang terjadi dibatas antara dua badan fluida, contohnya gelombang dapat terjadi pada batas antara dua lapisan diperairan laut yang berbeda densitasnya. Karena batas tersebut adalah suatu permukaan sehingga disebut gelombang permukaan, tetapi para ahli oseanografi biasanya menyebutnya **gelombang internal/dalam**. Osilasi lebih mudah terbentuk pada batas dalam dari pada permukaan laut, karena perbedaan densitas antara dua lapis air lebih kecil daripada batas air dan udara. Karena itu hanya diperlukan sedikit energi untuk membangkitkan gelombang internal daripada gelombang permukaan dengan amplitudo yang sama. Gelombang internal berjalan lebih lambat daripada gelombang permukaan. Dan gelombang internal ini penting dalam proses pencampuran vertikal dalam laut. Gelombang permukaan disebabkan oleh gaya-gaya dari gerakan relatif antara dua lapisan, sebagai contoh tiupan angin di laut, atau oleh gaya eksternal yang mengganggu fluida. Contoh dari gaya-gaya internal adalah tetesan hujan di kolam, gempa bumi, gaya gravitasional dari matahari dan bulan.

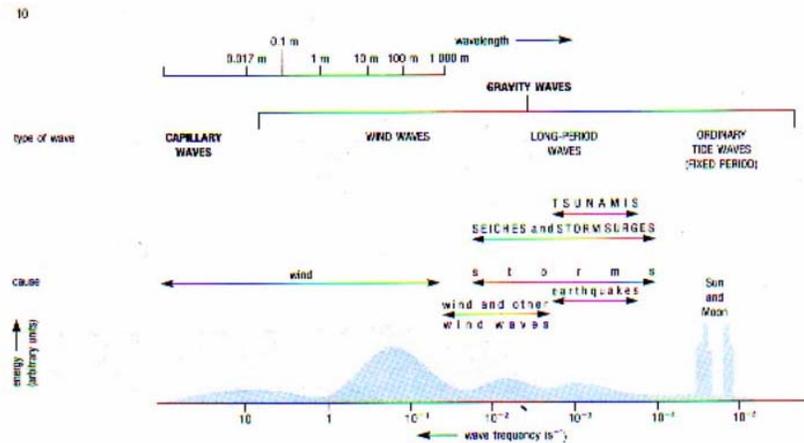
Gelombang yang disebabkan oleh gaya periodik , seperti efek matahari dan bulan menyebabkan pasang surut, yang mempunyai perioda sama dengan gaya-gaya penyebabnya. Aspek ini akan dijelaskan lebih detail lagi pada Bab 7. Kebanyakan gelombang yang lain, merupakan hasil dari gangguan tak periodik. Partikel air dipindahkan dari posisi seimbang dan untuk mempertahankan ke posisi tersebut memerlukan gaya pemulih. Dalam kasus gelombang air, gerakan partikel hasil dari gaya pemulih bekerja pada

suatu siklus gelombang memberikan gaya perpindahan bekerja untuk siklus berikutnya.

Perpindahan dan pemulihan kembali memberikan karakteristik gerakan gelombang osilatori, dengan bentuk sederhana karakteristik sinusoidal (Gambar 6.1 dan 6.6), dan biasanya mengacu pada gerakan harmonik sederhana. Pada kasus gelombang permukaan ada dua gaya pemulih yang mempertahankan gelombang berjalan.

1. Gaya gravitasional bumi
2. Tegangan permukaan, dimana kecenderungan dari molekul air untuk menempel bersama dan menghadirkan permukaan paling terkecil ke udara. Dalam kasus pada gelombang air, jika kulit elastik yang lembut direntangkan/ditarik melalui permukaan air.

Gelombang air yang diakibatkan oleh gaya-gaya ini dalam kasus gelombang dengan panjang gelombang kurang dari 1,7 cm, gaya yang utama adalah tegangan permukaan, yang dikenal sebagai **gelombang kapiler**. Gaya kapiler adalah penting dalam konteks remote sensing dilaut. Namun perhatian utama para ahli oseanografi adalah gelombang permukaan dengan panjang gelombang lebih besar dari 1,7 cm, dan gaya utamanya adalah gravitasi, karena itu disebut **gelombang gravitasi**. Gambar 6.2. menggambarkan beberapa jenis gelombang dan penyebabnya.



Gambar 1.2 Jenis-jenis gelombang permukaan, menunjukkan hubungan antara panjang gelombang, frekuensi, gaya perpindahan dan jumlah relatif energi dari masing-masing gelombang. (The Open University, 1994).

Tidak semua gelombang dipindahkan dalam bidang vertikal, karena atmosfer dan laut berada dalam rotasi bumi, variasi vortisitas planetari terhadap lintang menyebabkan defleksi atmosferik dan arus laut, dan memberikan gaya pemulih yang memberikan osilasi dalam bidang horizontal, sehingga arus barat /timur cenderung berbelok kembali dan terus pada lintang seimbang. Gelombang skala besar ini disebut sebagai **gelombang Rossby** atau planetary, dan mungkin terjadi sebagai gelombang permukaan atau gelombang internal.

6.1.2 Gelombang Laut yang dibangkitkan oleh Angin

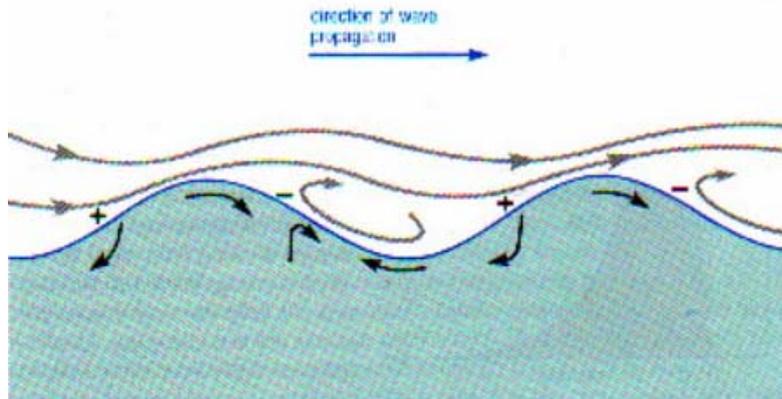
Pada tahun 1779, Benyamin franklin megatakan, “Udara yang bergerak yaitu angin, melewati permukaan yang halus, akan mengganggu permukaan, dan menjadikan permukaan tersebut bergelombang, jika angin bertiup terus, maka menjadi elemen gelombang”.

Dengan kata lain, jika dua lapisan fluida yang mempunyai perbedaan kecepatan bertemu, maka akan ada tegangan friksi diantara keduanya, maka akan ada transfer energi. Di permukaan laut, kebanyakan energi yang ditransfer merupakan hasil dari gelombang, namun dengan proporsi yang kecil merupakan hasil dari arus yang dibangkitkan oleh angin. Pada tahun 1925 Harold Jeffrey S. menganggap gelombang memperoleh energi dari angin karena perbedaan tekanan yang disebabkan efek dari puncak gelombang. (Gambar 6.3)

Walaupun hipotesa dari Jeffrey gagal menjelaskan bentuk gelombang yang sangat kecil, tapi berlaku jika :

1. Kecepatan angin lebih besar dari kecepatan gelombang.
2. Kecepatan angin melebihi 1 m/s
3. Gelombang cukup curam untuk memberikan efek berlindung /naungan.

Secara empiris, dapat ditunjukkan bahwa efek naungan akan maksimum jika kecepatan angin diperkirakan tiga kali lebih besar dari kecepatan gelombang. Di laut yang terbuka, gelombang yang dibangkitkan oleh angin mempunyai kecuraman (H/L) sekitar 0,03 – 0,06. Secara umum, semakin besar perbedaan kecepatan dan gelombang, semakin curam gelombangnya. Namun seperti yang kita lihat kemudian, kecepatan gelombang di laut dalam tidak ada hubungannya dengan kecuraman gelombang, tetapi panjang gelombangnya, semakin besar panjang gelombang, semakin cepat gelombang berjalan.



Gambar 6.3 Model pembentukan gelombang Jeffrey. Garis kurva menunjukkan aliran udara; panah yang pendek menunjukkan pergerakan air. (The Open University, 1994).

Soal 6.2 Dua gelombang dengan tinggi yang sama, tetapi berbeda kecuramannya, gelombang manakah yang berjalan lebih cepat?

Perhatian urutan kejadian jika, setelah cuaca tenang. Angin mulai bertiup, sampai bertiup kencang untuk beberapa waktu. Petumbuhan gelombang yang tidak signifikan terjadi jika kecepatan angin melebihi 1 m/s. kemudian gelombang curam yang kecil akan terbentuk dengan meningkatnya kecepatan angin. Bahkan sampai angin mencapai kecepatan yang konstan, gelombang terus tumbuh dengan kenaikan yang cepat sampai mencapai ukuran dan panjang gelombang (dan kemudian kecepatan) yang sebanding dengan $1/3$ kecepatan angin. Dibawah posisi ini, gelombang terus meningkat ukurannya, panjang gelombang dan kecepatannya, tetapi dengan laju yang berkurang. Selanjutnya mungkin diharapkan gelombang tumbuh terus sampai kecepatan yang sama dengan kecepatan angin, namun dalam prakteknya pertumbuhan gelombang berhenti pada saat kecepatan gelombang masih dibawah kecepatan angin, hal ini karena :

1. Beberapa energi angin ditransferkan ke permukaan laut melalui gaya tangensial, yang kemudian menghasilkan arus permukaan

2. Beberapa energi angin didisipasikan/dikurangi oleh gesekan.
3. Energi hilang dari gelombang lebih besar sebagai hasil dari White Chapping yaitu pecahnya puncak gelombang karena dibawa kedepan oleh angin yang lebih cepat dari perjalanan gelombang itu sendiri.

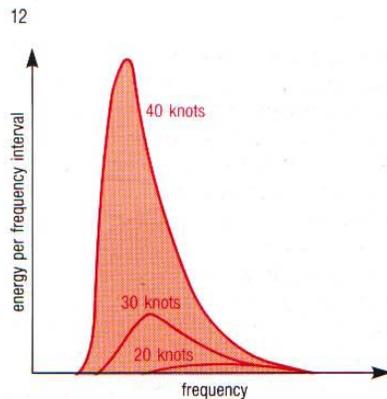
Banyak pengurangan/disipasi energi selama white Chapping dikonversikan menjadi momentum air, memperkuat arus permukaan yang diawali oleh proses 1 diatas.

6.1.3 Fully Developed Sea

Kita telah melihat bahwa ukuran gelombang di laut dalam dibentuk tidak hanya oleh kecepatan angin aktual, tetapi juga lamanya angin bertiup. Ukuran gelombang juga bergantung pada jarak dimana tidak terdapat halangan di laut yang disebut **Fetch** dimana angin bertiup melaluinya.

Jika fetch cukup luas dan angin bertiup dengan kecepatan tetap yang cukup lama, maka akan tercapai keseimbangan gelombang dimana energi didisipasi oleh gelombang dengan laju yang sama pada saat gelombang menerima energi dari angin. Pada saat keseimbangan tercapai, kondisi ini **disebut Fully Developed Sea**, dimana ukuran dan karakteristik gelombang tidak berubah namun, kecepatan angin biasanya bervariasi, sehingga fully developed sea yang ideal, dengan ukuran gelombang yang seragam jarang terjadi.

Variasi kecepatan angin menghasilkan variasi dalam ukuran gelombang yang disebut dengan **medan gelombang**. Perlu dicatat bahwa kisaran ukuran gelombang juga dihasilkan dari gelombang yang datang suat ke daerah dari daerah lain, dan dari interaksi gelombang-gelombang. Konsepnya akan dijelaskan pada bagian 6.4.3. Para ahli oseanografi lebih tepat mengatakan medan gelombang sebagai spektrum energi dari gelombang (Gambar 6.4) Energi tersebut berada dalam gelombang yang sebanding dengan kuadrat tinggi gelombang (lihat bagian 6.4)

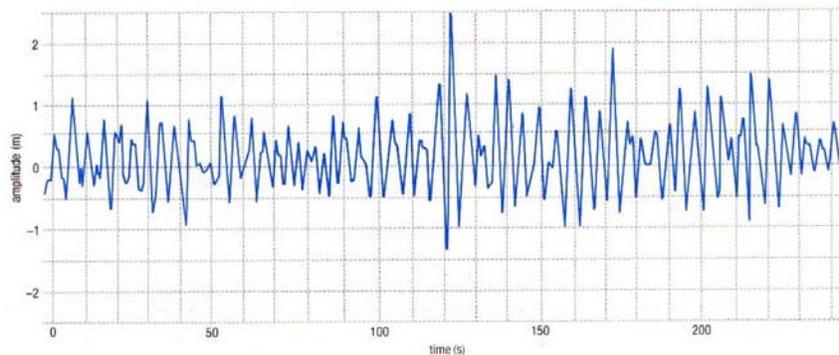


Gambar 6.4 Spektrum energi gelombang untuk tiga gelombang jenuh, berhubungan dengan kecepatan angin 20, 30 dan 40 knot (10.3, 15.45 dan 20.6 m/s) Luas dibawah kurva adalah total energi dalam medan gelombang. (The Open University, 1994).

Soal 6.3 Berdasarkan Gambar 6.4, tentukan apakah energi dalam medan gelombang bertambah atau berkurang jika frekuensi rerata dari gelombang bertambah.

6.1.4 Tinggi Gelombang dan Kecuraman Gelombang

Seperti ditunjukkan dalam Bagian 6.1.3, tinggi gelombang dipengaruhi oleh komponen-komponen gelombang, yaitu perbedaan frekuensi dan amplitudo. Dalam teori, jika tinggi dan frekuensi gelombang diketahui, adalah sangat memungkinkan untuk memprediksi secara akurat tinggi dan frekuensi gelombang terbesar. Dalam prakteknya hal ini tidak mungkin. Gambar 6.5 menggambarkan kisaran tinggi gelombang yang terjadi dalam waktu yang pendek pada suatu lokasi – tidak ada pola yang jelas untuk variasi tinggi gelombang.



Gambar 6.5 Catatan gelombang yaitu catatan dari variasi level air terhadap waktu pada satu titik. (The Open University, 1994).

Untuk aplikasi penelitian gelombang, diharuskan memilih sebuah tinggi gelombang yang merupakan karakteristik dari kondisi laut. Yang digunakan oleh para ahli oseanografi adalah **tinggi gelombang signifikan** atau $H_{1/3}$, yaitu tinggi gelombang rata-rata dari $1/3$ tinggi gelombang yang tertinggi dari semua gelombang yang terjadi dalam periode waktu tertentu. Dalam pencatatan gelombang, terdapat juga tinggi gelombang maksimum, H_{max} . Prediksi H_{max} untuk periode waktu tertentu merupakan harga yang penting dalam desain bangunan seperti halangan banjir, instalasi pelabuhan, dan flatform pengeboran. Untuk membangun bangunan ini tingkat keselamatan yang tinggi seharusnya tidak mahal, tetapi dengan perkiraan H_{max} yang salah dapat menyebabkan konsekuensi yang tragis. Namun perlu diperhatikan kejadian yang acak dari H_{max} . Gelombang dengan H_{max} (25 th) akan terjadi 1 kali setiap 25 tahun. Ini tidak berarti gelombang tersebut otomatis terjadi dalam 25 tahun sekali mungkin dengan periode waktu yang lebih lama tidak terjadi gelombang tersebut.

Jika kecepatan angin meningkat, maka $H_{1/3}$ dalam fully developed sea meningkat. Hubungan antara kondisi laut, $H_{1/3}$ dan kecepatan angin dinyatakan oleh **skala Beaufort** (tabel 6.1). Skala Beaufort dapat dipergunakan untuk memperkirakan kecepatan angin laut, tetapi hal ini

hanya valid untuk gelombang yang dibangkitkan oleh sistem cuaca lokal, dan dengan asumsi ada cukup waktu untuk keberadaan fully developed sea.

Tinggi gelombang absolut kurang penting untuk para pelaut dibandingkan kecuramannya (H/L). Seperti disebutkan dalam bagian 6.1.2 kebanyakan gelombang yang dibangkitkan oleh angin mempunyai kecuraman dalam orde 0,03 – 0,06. Gelombang yang lebih curam dari kisaran tersebut dapat menyebabkan masalah untuk kapal, tetapi untungnya kecuraman gelombang jarang melebihi 0,1. Secara umum kecuraman gelombang berkurang dengan meningkatnya panjang gelombang. Gelombang yang berombak pendek yang dibangkitkan dengan cepat oleh angin lokal yang keras biasanya tidak menyenangkan untuk kapal-kapal kecil karena gelombangnya curam walaupun tidak tinggi. Di laut terbuka gelombang yang sangat tinggi biasanya berjalan dengan sedikit gangguan karena panjang gelombang yang relatif panjang.

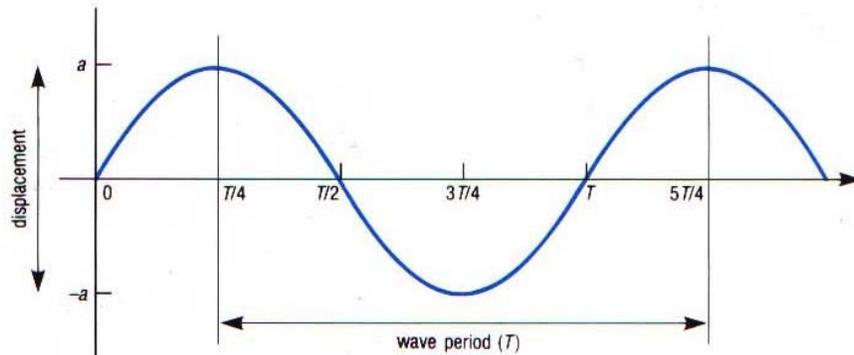
Tabel 6.1 Seleksi informasi dari Skala Angin Beaufort (The Open University, 1994).

No. Beaufort	Nama	Kecepatan angin		Permukaan laut	Tinggi gelombang (m)
		knot	ms ⁻¹		
0	Calm	<1	0.0-0.2	Laut seperti sebuah cermin	0
1	Light Air	1-3	0.3-1.5	Riak tidak ada buih di puncak	0.1 – 0.2
2	Light breeze	4-6	1.6-3.3	Wavelet kecil; puncak terlihat tetapi tidak pecah	0.3-0.5
3	Gentle breeze	7-10	3.4-5.4	Wavelet besar; puncak mulai pecah	0.6-1.0
4	Moderate breeze	11-16	5.5-7.9	Gelombang kecil, menjadi lebih lama	1.5
5	Fresh breeze	17-21	8.0-10.7	Gelombang pertengahan dengan bentuk yang lebih lama; banyak semburan iar	2.0
6	Strong breeze	22-27	10.8-13.8	Pembentukan gelombang besar; puncak dengan buih putih dimana-mana dan kemungkinan semburan air	3.5
7	Moderate gale	28-33	13.9-17.1	Buih putih dari gelombang pecah mulai bertiup dalam garis; kabut mulai terlihat	5.0
8	Fresh gale	34-40	17.2-20.7	Gelombang tinggi setengah dari panjang	7.5

				terbesar; sisi puncak pecah menjadi kabut; buih ditiupkan dalam garis yang jelas	
9	Strong gale	41-47	20.8-24.4	Gelombang tinggi; garis berat dari buih; laut mulai menggulung; semburan berpengaruh pada penglihatan	9.5
10	Whole gale	48-55	24.5-28.4	Gelombang sangat tinggi dengan puncak diatasnya; permukaan laut terlihat putih seperti buih yang ditiupkan dala garis yang sangat berat; gulungan laut besar dan penglihatan berkurang	12.0
11	Storm	56-64	28.5-32.7	Gelombang tinggi pengecualian; laut tertutup dengan buih putih yang panjang; perahu kecil dan sedang mungkin hilang dipandangan dibelakang gelombang dalam waktu yang lama; penglihatan berkurang lebih jauh lagi	15.0
12	Hurricane	> 64	> 32.7	Udara berisi buih dan semburan air; laut terlihat putih dengan semburan air; penglihatan berkurang dengan cepat.	> 15

6.2 BENTUK GELOMBANG

Untuk menyederhanakan teori gelombang permukaan, diasumsikan bentuk gelombang adalah sinusoidal yang dinyatakan oleh kurva pada Gambar 6.1 dan 6.6. asumsi ini menyatakan perpindahan gelombang (η) sebagai gerakan harmonik sederhana yaitu variasi putaran dalam level air yang disebabkan oleh lintasan gelombang. Gambar 6.1. menunjukkan bagaimana variasi perpindahan (diplacement) terhadap jarak pada waktu yang tetap, sebuah potret dari gelombang yang lewat, dimana Gambar 6.6. menunjukkan bagaimana variasi perpindahan gelombang terhadap waktu pada titik tertentu.



Gambar 6.6 Perpindahan gelombang ideal pada titik tetap, diplot terhadap waktu. (The Open University, 1994).

Sebelum penentuan perpindahan, terlebih dahulu kita mengingat kembali hubungan antara perioda dan frekuensi.

Soal 6.4. Jika 16 gelombang berurutan melalui titik tertentu selama interval 1 menit 4 detik. Berapakah frekuensi gelombang tersebut.

Perpindahan gelombang (η) pada waktu tertentu, atau titik tertentu bervariasi antara $+a$ (di puncak) dan $-a$ (di lembah). Perpindahan menjadi 0 jika $L = 0$ pada gambar 1.1. (dan pada interval $L/2$ dari $L=0$ sepanjang sumbu jarak). Perpindahan juga 0 pada $T = 0$ pada gambar 1.6. (dan interval $T/2$ dari $T=0$ sepanjang sumbu waktu)

Soal 6.5. Puncak gelombang mempunyai panjang gelombang 624 m, frekuensi $0,05 \text{ s}^{-1}$ dan berjalan di laut dalam, melewati titik tertentu P. berapakah perpindahan (dalam "a") di P:

- a. 30 detik setelah puncak dilewati
- b. 80 detik setelah puncak dilewati

c. 85 detik setelah puncak dilewati.

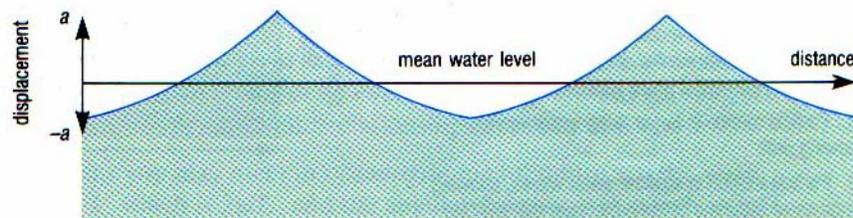
Berapakah perpindahan pada titik kedua, Q yang jauhnya 312 m dari P dalam arah penjalaran gelombang :

d. Ketika perpindahan di P = nol?

e. Ketika perpindahan di P adalah -a?

f. 5 detik setelah lembah melewati P?

Kurva yang ditunjukkan dalam Gambar 6.1 dan 6.6 adalah sinusoidal. Namun kebanyakan gelombang yang dibangkitkan oleh angin bukanlah bentuk sinusoidal sederhana. Semakin curam gelombang semakin jauh dari kurva sinus-nya. Gelombang yang sangat curam menyerupai kurva trochoidal yang digambarkan dalam Gambar 6.7.



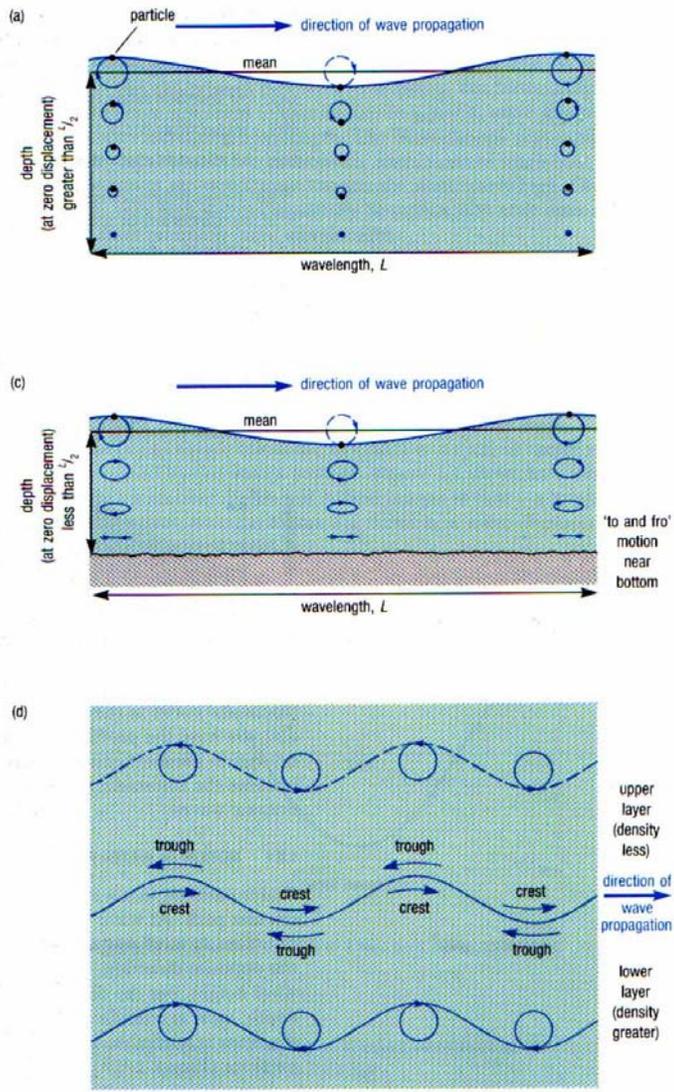
Gambar 6.7 Profile vertikal dari dua gelombang trochoidal berurutan. (The Open University, 1994).

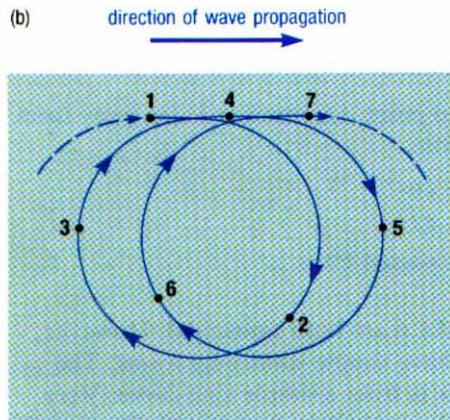
6.2.1 Gerakan Partikel Air

Partikel air di laut dalam bergerak dalam bentuk hampir lingkaran. Di puncak gelombang, partikel bergerak dalam arah yang sama dengan penjalaran gelombang, dan di lembah bergerak dalam arah yang berlawanan. Di permukaan, diameter orbital berkaitan dengan tinggi

gelombang, tetapi diameter tersebut mengecil secara eksponensial dengan bertambahnya kedalaman hingga kedalaman air sama dengan $\frac{1}{2}$ panjang gelombang dan diameter orbital diabaikan dan tidak ada perpindahan partikel air (Gambar 6.8 (a))

Perlu disadari bahwa orbit tersebut hanya diperkirakan berbentuk lingkaran. Ada sedikit komponen dari gerakan kedepan, biasanya pada gelombang dengan amplitudo yang besar, sehingga orbit tidak begitu berdekatan dengan air saat di puncak. Bergerak lebih kedepan daripada bergerak ke belakang saat dilembah. Perpindahan ke depan yang kecil ini dalam arah perjalanan gelombang disebut aliran gelombang (wave drift) (lihat Gambar 6.8(b)). Di perairan dangkal, dimana kedalaman air lebih kecil dari $\frac{1}{2}$ panjang gelombang orbit menjadi lebih diatas dengan kedalaman (Gambar 6.8 (c)).





Gambar 6.8(a) Gerakan partikel dalam gelombang perairan dalam yang kecil, menunjukkan penurunan secara eksponensial dari diameter orbital terhadap kedalaman.

(b) Gerakan partikel dalam gelombang perairan dalam yang besar, menunjukkan penjarangan/ drift.

(c) Gerakan partikel dalam gelombang perairan dangkal

(d) Gerakan partikel dalam gelombang internal. Orbit hanya berbentuk lingkaran jika lapisan tersebut cukup tipis (yaitu lebih besar dari setengah panjang gelombang). Diameter orbital berkurang terhadap jarak dari interfase seperti dalam kasus gelombang permukaan (The Open University, 1994).

Gerakan partikel air alami di dalam gelombang merupakan aplikasi praktis yang penting. Misalnya, air bawah laut hanya mempunyai kedalaman 150 m untuk menghindari efek dari badai laut dan pengetahuan dari penurunan secara eksponensial gelombang terhadap kedalaman merupakan implikasi untuk desain pemboran minyak terapung.

Gerakan orbital berhubungan dengan gelombang internal yang ditunjukkan dalam Gambar 6.8 (d). Dari sisi batas dapat dilihat bahwa partikel air bergerak dalam arah berlawanan, dan dalam kondisi tertentu mempengaruhi pergerakan kapal.

6.2.2 Teori Gelombang Permukaan

Terdapat hubungan matematik antara karakteristik panjang gelombang (L), peroda (T) dan tinggi gelombang (H) terhadap kecepatan gelombang dan energi gelombang dilaut dalam.

Pertama, **kecepatan gelombang** (c)

Kecepatan gelombang ditentukan dari waktu yang diberikan untuk panjang gelombang yang melewati titik tertentu, yaitu :

$$C = L/T \quad (6.1)$$

Dua istilah yang ditemukan dalam literatur oseanografi adalah bilangan gelombang, k, dimana $k = 2\pi/T$.

Soal 6.6. Bagaimana menyatakan c dalam k dan σ ?

Catatan: satuan k adalah jumlah gelombang/meter dan satuan σ adalah jumlah siklus gelombang/ detik.

Dari informasi ini jawaban soal 1.6. dapat diperiksa dengan satuan dasar , yaitu frekuensi sudut/bilangan Gelombang.

$$= \text{jumlah gelombang } m^{-1} / \text{jumlah gelombang } m^{-1}$$

$$= \text{Kecepatan gelombang } (ms^{-1}), \text{ yaitu:}$$

$$c = \sigma/k \quad (6.2)$$

6.2.3 Kecepatan Gelombang di Laut Dalam dan Perairan Dangkal

Perlu diperhatikan, bahwa kecepatan gelombang yang telah disebutkan diatas adalah untuk gelombang yang berjalan di laut dalam. Di perairan dangkal, kedalaman air berpengaruh pada kecepatan gelombang, kecepatan gelombang dapat dinyatakan dalam persamaan :

$$C = \sqrt{\frac{gL}{2\pi} \tanh \frac{2\pi d}{L}} \quad (6.3)$$

dimana percepatan gravitasi bumi, $g = 9,8 \text{ ms}^{-2}$, L = Panjang gelombang (m) dan d = Kedalaman air (m), tanh adalah fungsi matematik yang disebut

tangen hiperbolik. Jika x kecil, misalnya kurang dari 0,05 maka $\tanh x \approx x$.
Jika x lebih besar dari π , maka $\tanh x \approx 1$

Soal 6.7. Perhatikan persamaan 6.3 dan informasi tentang fungsi \tanh , untuk menjawab pertanyaan berikut ini :

- a. Bagaimana bentuk persamaan 6.3 jika kedalaman air melebihi dari $\frac{1}{2}$ panjang gelombang
- b. Bagaimana bentuk persamaan 6.3 jika kedalaman air sangat kecil dari L

Sebagai implikasi dari jawaban dari soal 6.7. perhatikan faktor-faktor yang mempengaruhi kecepatan gelombang :

1. Pada saat kedalaman air lebih besar dari $\frac{1}{2}$ panjang gelombang. Kecepatan gelombang hanya dipengaruhi oleh variasi panjang gelombang, dan persamaan 1.3 menjadi :

$$C = \sqrt{\frac{gL}{2\pi}} \quad (6.4)$$

2. Pada saat laut lebih dangkal dari panjang gelombang (dalam praktisnya $d < L/20$), kecepatan gelombang hanya dipengaruhi oleh variasi kedalaman air, dan persamaan 6.3 menjadi :

$$C = \sqrt{gd} \quad (6.5)$$

3. jika d berada diantara $L/20$ dan $L/2$, bentuk penuh dari persamaan 6.3 yang diperlukan, sehingga untuk menghitung kecepatan gelombang harus tahu panjang gelombang dan kedalaman air, dan punya tabel tangen hiperbolik atau kalkulator saku dengan fungsi tangen hiperbolik.

Dalam bagian 6.2.2 disebutkan hubungan antara C , T dan L . Untuk menjawab soal 6.7. (a) (yaitu persamaan 6.4). kita dapat menggunakan hubungan ini . Dalam persamaan 6.1 dimana $C = L/T$, sehingga dapat dikombinasikan persamaan 6.1 dan 6.4.

Soal 6.8. Dapatkan persamaan untuk panjang gelombang (L) dalam perioda (T), gunakan persamaan 6.1 dan 6.4

Jawaban dari soal 6.8. memberikan persamaan L dan T yaitu :

$$L = \frac{gT^2}{2\pi} \quad (6.6)$$

Substitusikan persamaan 6.6 kedalam persamaan 6.1 akan didapat C dalam T

Soal 6.9. Sederhanakan persamaan 6.6 untuk memberikan hubungan numerik antara L dan T^2

Soal 6.10. (a) Perioda gelombang 20 detik. Pada kecepatan gelombang berapakah yang melalui laut dalam.

(b) Pada kecepatan berapakah jika panjang gelombang 312 m melalui laut dalam

(c) pada kecepatan berapakah pada gelombang masing-masing gelombang pada (a) dan (b) yang berjalan pada kedalaman air 12 m

Untuk menjawab soal 6.10 (c), perlu melihat tentang kecepatan gelombang di perairan dangkal. Dalam air dengan kedalaman tertentu, dimana kedalaman air lebih kecil dari $1/20$ panjang gelombang, semua gelombang berjalan dengan kecepatan yang sama.

6.2.4 Asumsi-Asumsi Dalam Teori Gelombang Permukaan.

Teori gelombang sederhana dalam bagian 6.2.2. dan 6.2.3. dengan asumsi sebagai berikut :

1. Bentuk gelombang adalah sinusoidal.

2. Amplitudo gelombang sangat kecil dibanding dengan panjang gelombang dan kedalaman air.
3. Viskositas dan tegangan permukaan diabaikan.
4. Gaya koriolis dan vortisitas, yang keduanya bergantung pada rotasi bumi dapat diabaikan.
5. Kedalaman air seragam dan dasar air tidak ada benjolan-benjolan.
6. Gelombang tidak didefleksi oleh daratan atau penghalang yang lain.
7. Gelombang tiga dimensi analog dengan model dua dimensi.

Tidak ada asumsi diatas yang valid, tetapi dalam prakteknya, prediksi dengan menggunakan model gelombang permukaan yang sederhana cukup mendekati perilaku gelombang yang dibangkitkan oleh angin.

1.3. DISPERSI GELOMBANG dan KECEPATAN KELOMPOK (Group)

Gelombang perairan dalam yang mempunyai gelombang terpanjang dan perioda terbesar berjalan paling cepat dan yang pertama tiba di daerah dari badai yang membangkitkannya. Penyebaran gelombang ini dengan laju yang berbeda disebut dispersi dan persamaan 6.4 dikenal sebagai persamaan dispersi.

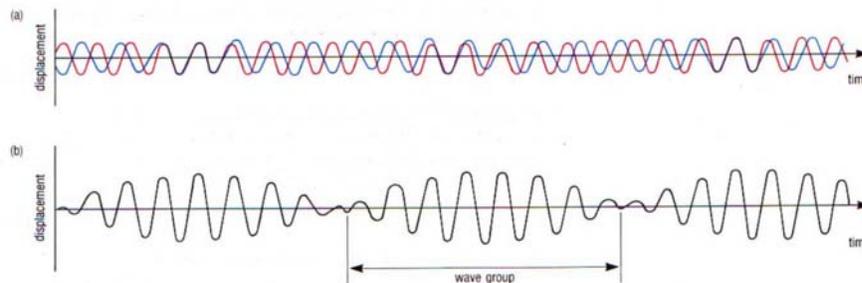
Percobaan sederhana dari pelemparan batu ke kolam menunjukkan pita riak yang bertambah lebar dengan bertambahnya jarak dari asal gangguan. Riak-riak dengan panjang gelombang yang lebih besar merambat dengan jarak yang lebih kecil, sebagai contoh dispersi.

Masing-masing riak berjalan lebih cepat dari pada pita riaknya, riak terlihat di belakang pita, berjalan terus dan menghilang di depan. Kecepatan pita

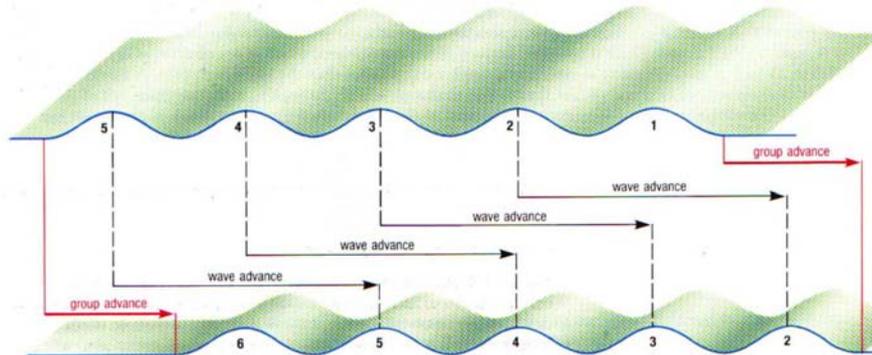
tersebut disebut kecepatan kelompok (group speed), yang berkisar $\frac{1}{2}$ kecepatan gelombang dari masing-masing riak yang berjalan melalui pita.

Untuk memahami hubungan antara kecepatan gelombang dengan kecepatan kelompok (group speed), efek tambahan dari dua set gelombang perlu ditentukan. Jika perbedaan antara panjang gelombang dari dua set gelombang relatif kecil, kedua set tersebut akan “tercampur” dan menghasilkan sebuah set tunggal dari gelombang resultan.

Gambar 6.9 menunjukkan contoh percampuran sederhana dan ideal, dimana puncak dua rentetan gelombang yang bertepatan, amplitudo gelombang ditambahkan dan gelombang resultan dua kali dari amplitudo dua gelombang asal, dimana 2 rentetan gelombang keluar dari fasa yaitu dimana puncak dari 1 rentetan gelombang bertepatan dengan lembah gelombang yang lain, permukaan air mempunyai perpindahan yang minimal.



Gambar 6.9 (a) Gabungan dan dua gelombang (ditunjukkan dengan merah dan biru) dengan panjang gelombang yang sedikit berbeda (tetapi dengan amplitudo yang sama), untuk membentuk kelompok gelombang / wave group (b). (The Open University, 1994).



Gambar 6.10 Hubungan antara kecepatan gelombang dan kecepatan kelompok (The Open University, 1994).

Dua komponen rentetan gelombang kemudian berinteraksi, masing-masing kehilangan identitasnya dan membentuk kombinasi menjadi kelompok (group), dipisahkan oleh daerah-daerah yang hampir bebas dari gelombang. Group gelombang berkembang lebih lambat dari gelombang individu dalam kelompok, dalam hal kejadian dan perambatannya, kecepatan kelompok (group) lebih signifikan dari kecepatan gelombang individual. Gelombang individual tidak bertahan lama di laut terbuka, hanya selama melewati lembah kelompok. Gambar 6.10 menunjukkan hubungan antara kecepatan gelombang (biasanya disebut kecepatan fase) dan kecepatan kelompok di laut terbuka. Jika dua set gelombang tercampur untuk menghasilkan rentetan kelompok gelombang, kecepatan kelompok (group speed) (c_g) adalah perbedaan antara dua frekuensi sudut (σ_1 dan σ_2) dibagi dengan perbedaan antara dua bilangan gelombang (k_1 dan k_2) yaitu :

$$c_g = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{k_1 - k_2} \quad (6.7)$$

Pada bagian 6.2.3. ditunjukkan bahwa T dan L (dan kemudian σ dan k) dapat dinyatakan dalam istilah c, kecepatan gelombang. (pers 6.7). c_g dapat

dinyatakan dalam kecepatan c_1 dan c_2 dari dua rentetan gelombang. Persamaannya menjadi :

$$cg = \frac{c_1 \times c_2}{c_1 + c_2} \quad (6.8)$$

jika c_1 hampir sama dengan c_2 , persamaan 6.8 menjadi :

$$cg = \frac{c^2}{2c} \quad \text{atau} \quad cg = \frac{c}{2} \quad (6.9)$$

dimana c adalah kecepatan rata-rata dari dua rentetan gelombang

Apa yang terjadi pada kecepatan kelompok (group speed) jika gelombang memasuki perairan dangkal?

Persamaan 6.3 menunjukkan bahwa jika perairan menjadi dangkal psnjng gelombang menjadi kurang penting dan kedalaman air menjadi penting, dalam penentuan kecepatan gelombang, karenanya kecepatan gelombang diperairan dangkal mendekari kecepatan kelompok (group speed), bahkan pada kedalaman kurang dari $L/20$, semua gelombang berjalan dengan kecepatan yang sama pada kedalaman yang ditentukan, tidak akan ada percampuran gelombang, karena itu masing-masing gelombang mewakili kelompoknya sendiri, sehingga di perairan dangkal kecepatan gelombang mewakili kecepatan “kelompok”nya masing-masing, sehingga di perairan dangkal kecepatan kelompok menjadi sama dengan kecepatan gelombang.

6.1.4. Energi Gelombang

Energi gelombang terbagi dalam dua bentuk :

1. Energi kinetik, dimana energi yang terdapat dalam gerakan orbital partikel air.

2. Energi potensial, ialah energi yang dipunyai partikel ketika dipindahkan dari posisi rata-ratanya.

Energi total persatuan luas :

$$E = \frac{1}{8}(\rho g H^2) \quad (6.10)$$

dimana : ρ adalah densitas air ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), $g = 9,8 \text{ ms}^{-1}$ dan H adalah tinggi gelombang (m). Energi (E) dalam satuan joule per meter kuadrat (Jm^{-2})

Soal 6.11 Apakah energi total gelombang akan menjadi dua kali lipat jika amplitudonya digandakan ?

Persamaan 6.10. menunjukkan energi gelombang sebanding dengan kuadrat tinggi gelombang

6.4.1 Perambatan Energi Gelombang

Gambar 6.9 dan 6.10 menunjukkan bahwa di laut dalam gelombang berjalan dalam kelompok, dengan luas gangguan yang minimal diantara kelompok-kelompok. Gelombang individu terletak di depan masing-masing kelompok. Jelas bahwa tidak ada energi yang ditransmisikan ke kawasan dimana tidak ada gelombang yaitu diantara kelompok-kelompok. Transmisikan energi akan menjadi maksimum jika gelombang dalam kelompok mencapai ukuran maksimum. Energi berada dalam kelompok gelombang, dan dirambatkan pada kecepatan kelompok. Laju dimana energi dirambatkan persatuan panjang dari puncak gelombang disebut daya gelombang. Dan merupakan hasil dari kecepatan kelompok (c_g) dan energi gelombang per satuan luas (E).

Soal 1.12

- (a) Pada kasus gelombang diperairan dalam, berapakah energi per meter kuadrat dari medan gelombang dengan amplitudo rata-rata 1,3 m? (gunakan $\rho = 1.03 \times 10^3 \text{ kgm}^3$)

- (b) Berapakah daya gelombang dalam KW per meter jika kecuramannya 0,04?
(1 watt = 1 Js^{-1} dan 1 KW = 10^3 W)

Daya gelombang dapat menjadi sumber energi alternatif dan telah digunakan dalam skala kecil untuk mengisi baterai pada cahaya pelayaran buoy.

Pemanfaatan energi gelombang pada skala besar menghasilkan banyak masalah, seperti :

1. Kondisi laut harus dipastikan menyediakan gelombang dengan amplitudo yang cukup untuk membuat konversi yang berguna.
2. Instalasi dapat membahayakan pelayaran atau ekosistem laut. Energi gelombang alami dimana baris konversi yang panjangnya beberapa kilometer diperlukan untuk membangkitkan listrik yang sebanding dengan stasiun listrik konvensional. Hal ini dapat membentuk keramaian di perairan lepas pantai, yang mungkin bercampur dengan rute kapal, walaupun kondisi laut lebih tenang pada sisi pantai. Kondisi yang lebih tenang, mengurangi sirkulasi air, sedikit transpor sedimen dan meningkatnya pertumbuhan binatang dan tumbuhan laut. Polutan kurang terbilas/dicucikan dari lingkungan.
3. Biaya kapital dari stasiun listrik terapung dan hubungan transmisi energi dan sistem penyimpanan sangat besar. Instalasi memerlukan kekuatan yang cukup untuk mengatasi kondisi badai, serta cukup sensitif untuk dapat membangkitkan daya dari kisaran ukuran gelombang yang lebar. Untuk skala yang besar memerlukan biaya yang sangat mahal daripada sumber energi konvensional. Daya gelombang dengan skala yang relatif kecil lebih memungkinkan seperti yang ditunjukkan oleh Norwegia, pada tahun 1985 dengan daya 850 KW. Mesin ini terletak dipantai barat Norwegia, dimana gelombang memasuki teluk sempit dan terjadi peningkatan tinggi gelombang dan energi.

6.4.2 Swell

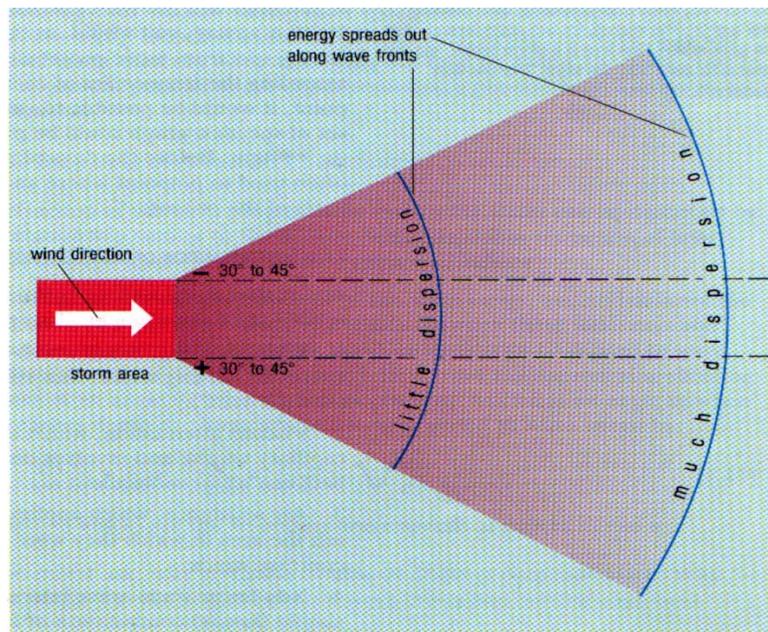
Permukaan laut jarang sekali diam, bahkan jika tidak ada angin permukaan laut seperti “cermin” pengamat yang baik akan melihat gelombang dengan panjang gelombang yang sangat besar (katakanlah 300-600 m) dan hanya beberapa cm amplitudonya. Pada waktu lain, laut dengan pembangkitan gelombang secara lokal dan panjang gelombang yang kecil dan berjalan dengan gelombang kecil, mungkin pada sudut angin yang besar, gelombang yang lain dengan panjang gelombang yang besar. Gelombang yang lama tersebut disebut Swell, dimana secara sederhana didefinisikan sebagai gelombang yang dibangkitkan disuatu tempat dan berjalan jauh dari tempat asalnya.

Pengamatan yang sistematis menunjukkan bahwa angin lokal dan gelombang memberikan efek yang sangat kecil pada ukuran dan penjalaran gelombang swell. Swell dapat melewati laut yang dibangkitkan secara lokal tanpa halangan atau interaksi. Hal ini karena jika gelombang-gelombang Swell meninggalkan daerah badai, tetapi tinggi gelombangnya secara perlahan berkurang, disebabkan atenuasi (Bagian 6.4.3). Jika tinggi gelombang berkurang menjadi beberapa cm gelombang swell menjadi tidak cukup curam untuk dipengaruhi secara signifikan oleh angin.

Di lautan kita menemukan gelombang berjalan dalam beberapa arah. Untuk mendapatkan deskripsi yang sempurna dari permukaan laut, amplitudo, frekuensi dan arah penjalaran masing-masing komponen diperlukan. Distribusi energi dari permukaan dapat dihitung, tetapi seperti yang dibayangkan, proses yang kompleks di laut memerlukan peralatan yang mahal untuk mengukur karakteristik gelombang dan fasilitas komputer untuk perhitungannya.

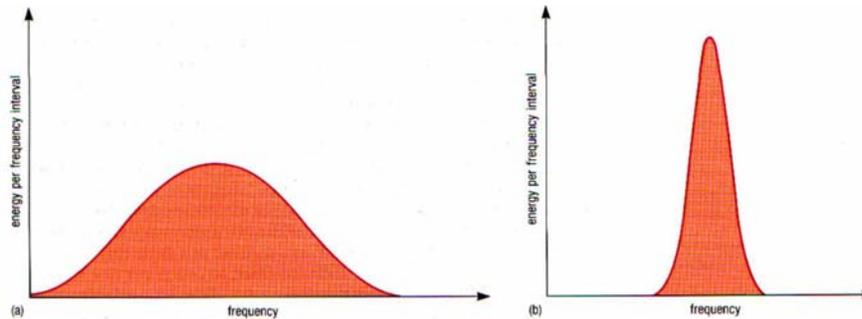
Satu atau lebih dari komponen laut mungkin saja gelombang panjang atau swell hasil dari suatu badai yang jauh. Dalam prakteknya sekitar 90% energi dari permukaan laut menjalar dengan sudut 45° dari arah angin. Konsekuensinya, gelombang yang dibangkitkan oleh badai di daerah lokal

di laut yang besar menyebar keluar sebagai segmen sebuah lingkaran. (Gambar 6.11). jika keliling lingkaran bertambah, maka energi persatuan panjang akan mengecil, sehingga energi total dari segmen tetap sama. Gelombang dengan perioda terlama berjalan paling cepat dan gelombang mendahului berjalan dari frekuensi yang lebih tinggi (periode pendek). Dekat badai , dispersi tidak mungkin didefinisikan, tetapi lebih jauh bergerak dari lokasi badai, lebih jelas penyebaran gelombang dengan perbedaan frekuensi.



Gambar 6.11 Penyebaran swell dari pusat badai, menunjukkan luas daerah dimana swell diharapkan keberadaannya. Jika jarak dari badai bertambah, panjang dari puncak gelombang bertambah juga, dengan hubungan pengurangan energi per satuan panjang dari gelombang (arah yang diukur adalah searah dari utara, sehingga posisi akan bertanda positif atau minus. (The Open University, 1994).

Soal 1.13 Gambar 1.12 menunjukkan dua spektrum energi gelombang (a) dan (b). yang satu menggambarkan energi medan gelombang, yang lainnya menggambarkan energi medan gelombang yang jauh dari badai, tetapi menerima swell, yang manakah dari dua profil tersebut mewakili masing-masing situasi diatas?



Gambar 6.12 Spektrum energi gelombang, yang masing-masing diukur dengan interval waktu yang pendek, untuk dua daerah (a) dan (b) di laut yang sama. Daerah yang satu adalah pusat badai, dan yang lain jauh dari badai. (The Open University, 1994).

Jika dicatat gelombang yang datang berasal dari badai yang jauh jaraknya (lebih dari 1000 km), akan terlihat puncak spektrum energi gelombang yang bergerak dengan frekuensi yang lebih tinggi. Dengan pencatatan frekuensi dari setiap seri gelombang swell yang melalui suatu titik, maka dapat dihitung kecepatannya. Dari suatu set kecepatan, sebuah grafik dapat diplot untuk memperkirakan waktu dan tempat asal gelombang swell tersebut. Sebelum adanya satelit meteorologi, metode ini sering digunakan untuk menentukan dimana dan kapan terjadinya badai.

6.4.3. Atenuasi Energi Gelombang

Atenuasi termasuk kehilangan atau disipasi energi gelombang, yang menghasilkan pengurangan tinggi gelombang. Energi didisipasi dalam empat cara :

1. White-capping, dimana transfer energi gelombang menjadi energi kinetik dari pergerakan air, kemudian memperkuat arus permukaan yang digerakkan oleh angin (Bagian 6.1.2)
2. Atenuasi viskositas, yang menjadi penting hanya untuk gelombang kapiler yang berfrekuensi sangat tinggi termasuk disipasi energi menjadi panas oleh gesekan antara molekul air.
3. Hambatan udara, yang berlaku pada gelombang dengan kecuraman yang besar yang meninggalkan daerah pembentukannya dan memasuki daerah tenang atau angin arahnya berlawanan
4. Interaksi gelombang non-linier, yang lebih kompleks dari kombinasi yang sederhana dari frekuensi untuk menghasilkan kelompok gelombang yang diterangkan pada Bagian 6.3

Interaksi non-linier menjadi berarti dalam kisaran frekuensi $0.2 - 0.3 \text{ s}^{-1}$. Kelompok dari 3 atau 4 frekuensi dapat berinteraksi dalam cara non-linier kompleks, untuk mentransfer energi gelombang dari frekuensi yang lebih tinggi atau yang lebih rendah. Analog yang kasar adalah pada tumbukan 2 tetesan air. Kombinasi linier terjadi pada penggabungan 2 tetesan air menjadi 1 tetesan air yang lebih besar, dimana kombinasi non-linier sama dengan tumbukan diantara tetesan-tetesan sehingga tetesan itu terbelah menjadi tetesan-tetesan dengan ukuran yang berbeda. Jumlah air dalam tetesan tersebut (analog dengan jumlah energi gelombang) adalah sama sebelum dan sesudah tumbukan. Kemudian interaksi gelombang non-linier tidak ada kehilangan energi, karena energi secara sederhana di"tukar" antara frekuensi yang berbeda, namun energi total yang tersedia untuk "tukar-menukar" akan menurun secara perlahan, karena gelombang dengan frekuensi yang lebih tinggi biasanya mendisipasi energi dalam metoda yang digambarkan dalam 1 dan 2 diatas. Contohnya, gelombang dengan frekuensi yang lebih tinggi biasanya curam dan cenderung untuk white-capping. Seperti yang kita lihat pada Bagian 6.4.2. dalam kasus pembentukan gelombang swell terdapat sangat sedikit kehilangan energi gelombang yang disebabkan oleh penyebaran melalui front yang lebih lebar

(Gambar 6.11). Atenuasi gelombang paling besar dalam daerah pembentukan badai, dimana gelombang dengan banyak frekuensi, dan lebih banyak kesempatan untuk energi bertukar antara gelombang dengan frekuensi dalam kisaran $0.2 - 0.3 \text{ s}^{-1}$.

6.4.4 Refraksi Gelombang

Gambar 6.13 menunjukkan puncak gelombang linier yang ideal (panjang S_1 antara A dan B) yang mendekati garis pantai dengan suatu sudut, karena gelombang berjalan melalui perairan dangkal, kecepatannya bergantung pada kedalaman air (persamaan 6.5, $c = \sqrt{gd}$). Kedalaman air di A lebih dalam dari di B, sehingga gelombang di A akan berjalan lebih cepat dari di B, hal ini akan cenderung akan membelokkan puncak gelombang sejajar dengan kontur kedalaman, fenomena ini disebut refraksi.

Dapatkah luas refraksi diukur ?

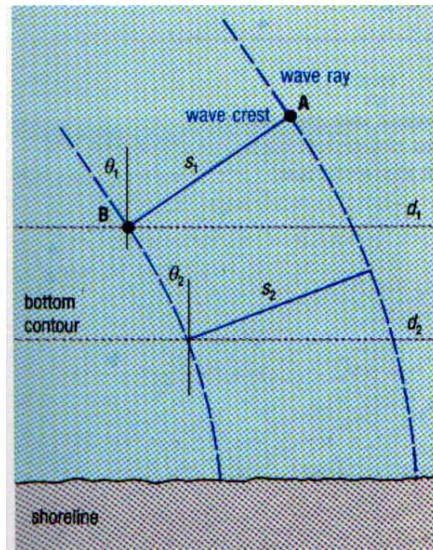
Refraksi gelombang digambarkan tegak lurus dengan puncak gelombang, dan mengindikasikan arah pergerakan gelombang. Sudut antara sinar gelombang ini dan garis yang tegak lurus terhadap kontur kedalaman dapat dihubungkan dengan kecepatan sudut pada kedalaman yang bervariasi pada gambar 1.13, sinar gelombang mendekati perairan dangkal dengan sudut θ_1 , dimana kedalaman air d_1 , akan berada dengan sudut θ_2 jika mencapai kedalaman d_2 , sudut θ_1 dan θ_2 dihubungkan dengan kecepatan sudut oleh :

$$\frac{\sin \theta_1}{\sin \theta_2} = \frac{c_1}{c_2} = \frac{\sqrt{gd_1}}{\sqrt{gd_2}} = \frac{\sqrt{d_1}}{\sqrt{d_2}} = \sqrt{\frac{d_1}{d_2}} \quad (6.11)$$

dimana c_1 dan c_2 mewakili kecepatan gelombang pada kedalaman d_1 dan d_2 .

Perhatikan panjang S_1 dari puncak gelombang ideal, dengan energi per satuan panjang (E), yang dibatasi oleh sinar gelombang seperti pada Gambar 6.13. Untuk perkiraan pertama, diasumsikan bahwa energi total

dari puncak gelombang antara sinar gelombang ini dipertahankan konstan sebagai perambatan gelombang, karena itu 2 sinar gelombang tersebut bertemu, jumlah energi yang sama berada dalam puncak gelombang dengan panjang yang lebih pendek, sehingga untuk memperatahkan total energi gelombang konstan, gelombang harus menjadi lebih tinggi (pers. 1.10), jika sinar gelombang menyebar maka gelombang menjadi lebih rendah.



Gambar 6.13 Hubungan antara sudut gelombang datang (θ), kedalaman air (d) dan panjang puncak gelombang (s). Sinar gelombang (garis biru putus-putus) adalah normal terhadap puncak gelombang. (The Open University, 1994).

Jika 2 sinar gelombang mencapai pantai dengan panjang S_2 seperti pada Gambar 6.13 dan jika terdapat konservasi energi, maka energi gelombang yang terakhir harus sama dengan energi gelombang awal, yaitu $E_1S_1 = E_2S_2$ atau dalam tinggi gelombang :

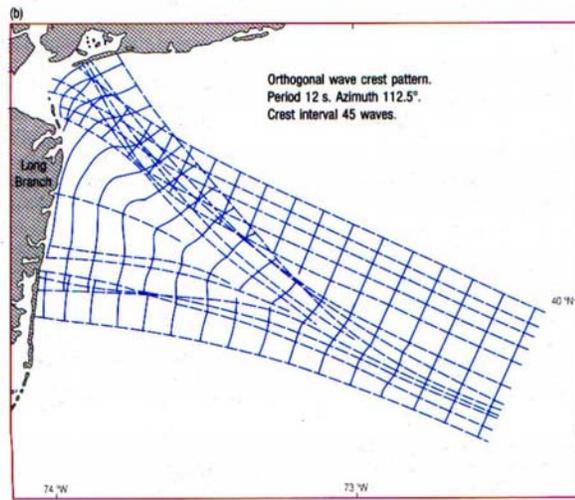
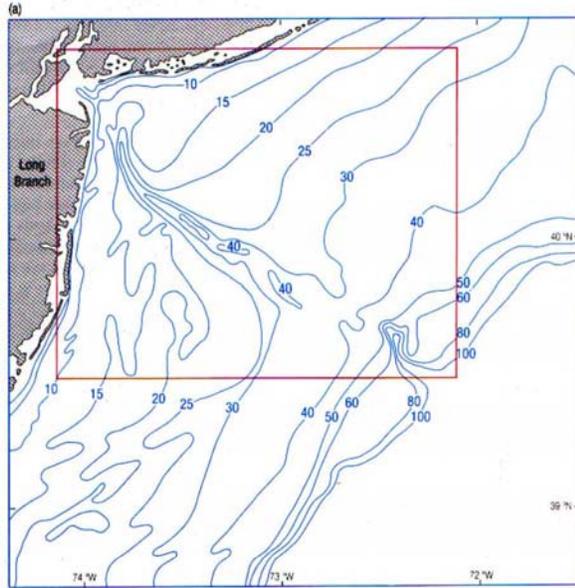
$$H_1^2S_1 = H_2^2S_2 \quad (6.12)$$

(ingat $E = 1/8 (\rho g H^2)$, persamaan 6.10)

Catatan untuk penyederhanaan, S_2 dalam Gambar 6.13 sama dengan S_1 , namun biasanya sinar gelombang konvergen atau divergen. Diagram refraksi gelombang dapat diplot untuk suatu daerah dan luas daerah dimana wave ray difokuskan atau tidak dapat diketahui.

Soal 6.14 Gambar 6.14 adalah peta batimetri dan diagram refraksi gelombang badai untuk Hudson River, di pantai Atlantik, USA; daerah yang mana ditutupi oleh diagram refraksi sehingga dapat disarankan kepada nelayan untuk menghindari kapalnya dari kerusakan dan mengapa ?

Kita dapat memperkirakan meningkatnya atau berkurangnya ukuran gelombang dengan mengukur jarak diantara sinar gelombang, dan dengan aplikasi persamaan 6.12. Metode ini berguna agar sinar gelombang tidak terlalu dekat atau berseberangan, dalam kasus ini gelombang menjadi tinggi, curam dan tidak stabil, dan teori gelombang sederhana tidak terpenuhi.



6.4.5 Gelombang Mendekati Pantai

Seperti terlihat dalam bagian sebelumnya, refraksi dapat merubah tinggi gelombang, juga terlihat bahwa gelombang yang datang ke pantai akan bertambah tinggi dan kecuraman gelombangnya sampai gelombang tersebut pecah. Gambar 6.15 (a) menunjukkan panjang dari puncak gelombang, S_1 yang mendekati pantai. Jika perairan dangkal, puncak gelombang melewati titik pertama, d_1 , dimana lebih dalam dari pada titik kedua, d_2 , yang lebih dekat ke pantai. Asumsi jumlah energi konstan, gelombang belum pecah dan kedalaman air kurang dari $1/20$ panjang gelombang (yaitu persamaan 6.5. menggunakan $c = \sqrt{gd}$), karena kecepatan gelombang di perairan dangkal berhubungan dengan kedalaman, kecepatan c_1 pada kedalaman d_1 lebih besar dari kecepatan c_2 pada kedalaman d_2 . Jika energi konstan persatuan panjang puncak gelombang, maka :

$$E_1 c_1 S = E_2 c_2 S \quad \text{atau}$$

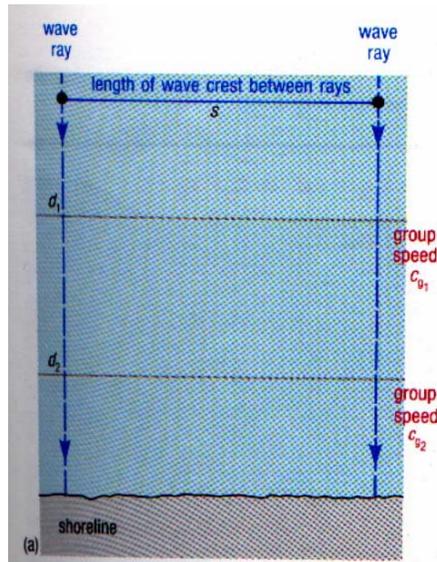
$$\frac{E_2}{E_1} = \frac{c_1}{c_2} \quad (6.13)$$

dan karena energi sebanding dengan kuadrat tinggi gelombang (persamaan 6.10)

maka dapat ditulis :

$$\frac{E_2}{E_1} = \frac{c_1}{c_2} = \frac{H_2^2}{H_1^2} \quad (6.14)$$

sehingga energi gelombang dan kuadrat tinggi gelombang, berbanding terbalik dengan kecepatan gelombang di perairan dangkal.

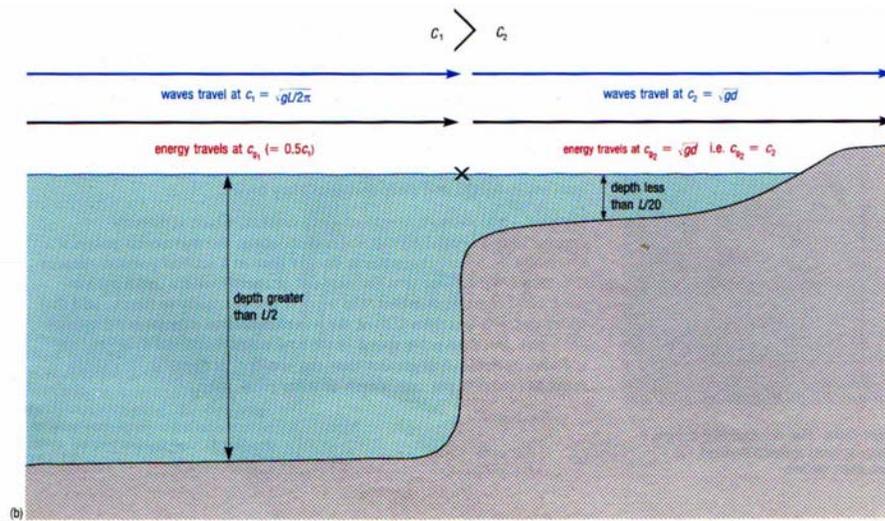


Gambar 6.15 (a) Gambaran tentang perubahan energi karena gelombang mendekati pantai. (The Open University, 1994).

Hubungan ini berlaku jika gelombang memasuki perairan dangkal tetapi apa yang terjadi pada energi dalam perjalanan gelombang pada kecepatan kelompok (group speed) melalui perairan dalam kemudian memasuki perairan dangkal dimana kecepatan gelombang bergantung kedalaman ?

Jawabannya diilustrasikan dalam Gambar 6.15(b). Bayangkan gelombang berjalan di laut dalam (kedalaman air lebih besar dari $\frac{1}{2}$ panjang gelombang), kecepatan gelombang bergantung pada panjang gelombang (persamaan 6.14, $c = \sqrt{gL/2\pi}$), energi dirambatkan dengan kecepatan kelompok (c_g) yang diperkirakan $\frac{1}{2}$ kecepatan gelombang (c). Kemudian gelombang memasuki perairan dangkal, kecepatan gelombang bergantung pada kedalaman air dan kecepatan menjadi berkurang. Ingat dari Bagian 6.3, bahwa kecepatan kelompok sama dengan kecepatan gelombang di perairan dangkal. Laju dimana energi tiba di offshore (lepas pantai) di titik

X pada Gambar 6.15(b) sama dengan laju dimana energi bergerak ke inshore dari titik X, sehingga jika kecepatan kelompok di perairan dangkal kurang dari $\frac{1}{2}$ kecepatan gelombang asal (dan kurang dari kecepatan kelompok asal) diperairan dalam, gelombang akan menunjukkan peningkatan tinggi dan energi gelombang. Tentu saja, garis pantai yang sebenarnya menunjukkan sedikit perubahan tiba-tiba dari perairan dalam ke perairan dangkal dari pada Gambar 6.15(b) dan perhitungan di perairan menengah dengan harga-harga kecepatan kelompok, kecepatan gelombang, tinggi dan energi gelombang menjadi kompleks, karena kedalaman antara $\frac{1}{2}$ dan $\frac{1}{20}$ panjang gelombang harus menggunakan persamaan 6.13.



Gambar 6.15 (b) Profil vertikal dari pantai yang sederhana. Energi yang dibawa dari offshore pada laju yang sama dengan perpindahannya sebagai gelombang pecah. Jika c_{g1} lebih besar dari c_{g2} maka energi per satuan panjang gelombang lebih banyak, dan tinggi gelombang yang lebih besar dalam gelombang yang berjalan di c_{g2} . (The Open University, 1994).

Jika gelombang memasuki perairan dangkal, orbital partikel air menjadi lebih datar (Gambar 6.8(c)) dan energi yang digunakan dalam pergerakan sedimen dari dasar laut, semakin dangkal kemiringan daerah offshore menengah, semakin banyak energi yang hilang sebelum gelombang pecah.

6.4.6 Gelombang Pecah

Gelombang pecah adalah suatu sistem yang sangat kompleks. Bahkan dalam beberapa jarak sebelum gelombang pecah, bentuknya tidak sinusoidal lagi. Kemudian model matematika untuk gelombang seperti ini lebih kompleks dari pada yang diasumsikan dalam bab ini. Jika terjadi gelombang pecah, energi yang diterima dari angin, berkurang. Beberapa energi dibalikkan kembali ke laut, jumlahnya bergantung kepada kemiringan pantai, semakin kecil sudut kemiringan pantai, semakin kecil energi yang dibalikkan.

Kebanyakan energi berkurang sebagai panas dalam percampuran skala kecil dari buih air dan pasir. Beberapa energi digunakan untuk memecahkan batu besar atau partikel mineral menjadi kecil, dan masih digunakan untuk meningkatkan tinggi gelombang dan selanjutnya meningkatkan energi potensial dari bentuk pantai. Aspek terakhir ini tergantung pada jenis gelombang yang lembut dan swell cenderung membangun pantai, tetapi gelombang badai mengikis pantai.

Empat jenis utama gelombang pecah :

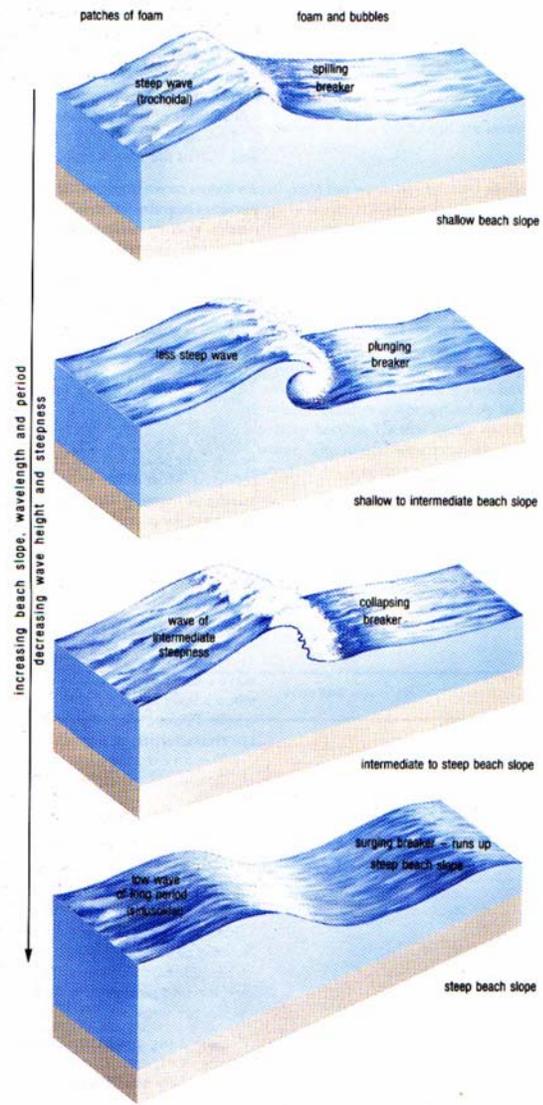
1. Spilling, dicirikan oleh buih dan turbulensi di puncak gelombang. Spilling biasanya dimulai beberapa jarak dari pantai dan disebabkan jika lapisan air di puncak bergerak lebih cepat dari pada gelombang seluruhnya. Gelombang seperti ini dicirikan dengan kemiringan pantai yang landai. Gelombang pecah terlihat di pantai selama badai, jika gelombang curam dan pendek.
2. Plunging, adalah jenis gelombang yang paling menakjubkan. Bentuknya yang klasik, banyak disukai oleh peselancar. Puncaknya menggulung keatas dan terjun ke bawah, pengurangan energinya pada

jarak yang pendek. Plunging terjadi pada pantai yang relatif landai dan berkaitan dengan swell yang panjang yang dibangkitkan oleh badai. Gelombang badai yang dibangkitkan secara lokal jarang membentuk plunging pada pantai yang landai, tetapi pada pantai yang curam hal itu terjadi.

3. Collapsing, sama dengan plunging, kecuali pada puncak yang menggulung, muka gelombang jatuh. Gelombang ini terjadi pada pantai dengan kemiringan yang agak curam dan dibawah kondisi angin yang sedang.
4. Surging, terjadi pada pantai yang sangat curam, dibentuk dari gelombang yang rendah dengan perioda panjang, dan muka gelombang dan puncaknya relatif tidak pecah seperti gelombang yang meluncur ke pantai.

Soal 6.15 Jika diamati gelombang pecah plunging di pantai, dan berjalan disepanjang daerah dimana pantai menjadi tampak curam, jenis gelombang pecah apakah yang diharapkan dapat terlihat ?

Dari deskripsinya, Gambar 6.16 dan jawaban dari soal 6.15, dapat dilihat empat jenis gelombang pecah yang berurutan, dimulai dengan spilling yang dicirikan dengan pantai yang landai dan gelombang yang curam (yaitu dengan perioda pendek dan amplitudo besar). Di akhir urutan adalah surging dengan pantai yang curam dan gelombang dengan perioda panjang dan amplitudo kecil. Untuk pantai yang diberikan dalam soal, gelombang yang datang lebih curam cenderung pada jenis gelombang pecah yang lebih mendekati jenis “spilling” diujung urutan, dimana cuaca yang lebih tengah cenderung pada jenis surging.



Gambar 6.16 menggambarkan hubungan antara kecuraman gelombang, kemiringan pantai dan jenis gelombang pecah. (The Open University, 1994).

6.5 GELOMBANG DENGAN KARAKTER YANG TIDAK BIASA

Gelombang dengan karakter yang tak biasa merupakan hasil dari beberapa kondisi seperti kombinasi frekuensi-frekuensi gelombang, efek penyempitan daratan, interaksi antara gelombang dan arus laut, atau gempa bumi bawah laut. Dampak kehancuran gelombang besar tak normal ini telah dikenal, dan prediksi dimana dan kapan gelombang-gelombang tersebut terjadi adalah sangat penting untuk kehidupan dekat dengan laut dan di laut terbuka.

6.5.1 Gelombang dan Arus

Siapapun yang biasa berlayar dengan kapal kecil yang masuk dan keluar estuari akan berhati-hati karena kondisi tertentu dari pasut, gelombang menjadi besar dan tidak menyenangkan. Gelombang yang besar biasanya bergabung dengan perambatan gelombang pada waktu air surut. Karena kekuatan pasut bervariasi terhadap waktu, perambatan gelombang masuk ke estuari selama air surut sering berkembang menjadi arus berjalan yang kuat.

Perhatikan sistem sederhana gelombang perairan dalam, bergerak dari daerah yang arusnya kecil atau tidak ada (A) menuju daerah lain (B) dimana terdapat arus yang sejajar dengan perambatan gelombang.

Bayangkan dua titik, satu di daerah A dan satu di B, yang masing-masing tetap terhadap dasar laut. Gelombang yang melewati tiap titik dalam waktu tertentu harus sama jumlahnya

Bagaimana pengaruh panjang gelombang dan tinggi gelombang jika arus mengalir :

- (a) searah dengan perambatan gelombang
- (b) berlawanan dengan perambatan gelombang

Jelas, bahwa arus yang mengalir searah dengan gelombang akan berdampak pada peningkatan kecepatan gelombang, namun periode gelombang (T) harus konstan :

$$T = \frac{L_0}{c_0} = \frac{L}{c+n} \quad (6.15)$$

- dimana :
- L_0 = panjang gelombang jika arus = nol
 - c_0 = kecepatan gelombang jika arus = nol
 - L = panjang gelombang dalam arus
 - c = kecepatan gelombang dalam arus
 - n = kecepatan arus

Karena $c + n$ lebih besar dari c_0 , kemudian T konstanta, L harus lebih besar dari L_0 , yaitu gelombang menjadi lebih panjang. Selain itu gelombang menjadi lebih rendah, karena laju transfer energi bergantung pada kecepatan kelompok ($1/2$ kecepatan gelombang) dan tinggi gelombang.

Jika laju transfer energi konstan, kemudian jika kecepatan trending kat, tinggi gelombang menjadi berkurang. Namun dalam prakteknya, tidak semua energi gelombang bertahan dalam sistem gelombang : beberapa ditransfer ke arus, menyebabkan tinggi gelombang berkurang lebih jauh lagi.

Sebaliknya jika arus berlawanan dengan arah perambatan gelombang, L akan berkurang dan gelombang menjadi lebih pendek dan tingginya bertambah. Tinggi gelombang bertambah karena hasil dari perolehan energi dari arus.

Dalam teori, suatu titik dapat dicapai dimana kecepatan gelombang berkurang nol, sehingga gelombang yang sangat besar membentuk tinggi gelombang tak berhingga (dapat ditunjukkan secara matematik yang terjadi jika arus berlawanan melebihi $\frac{1}{2}$ kecepatan kelompok dalam arus tenang). Namun, dalam prakteknya, jika perambatan gelombang berlawanan dengan arus gelombang menjadi lebih pendek periodenya, curam dan lebih tinggi sampai menjadi tidak stabil dan pecah, sehingga gelombang tidak merambat berlawanan dengan arus lebih dari $\frac{1}{2}$ kecepatan gelombang kelompoknya.

Perhatikan estuari yang lebar atau fiard yang relatif sempit melintang. Hanya gelombang laut yang mempunyai kecepatan cukup tinggi yang berdampak pada arus yang dapat mengganggu estuari ini selama air surut.

Arus dapat juga membelokkan gelombang yaitu mengubah arah perambatan. Dalam situasi ini, diagram refraksi dari sinar gelombang dapat diplot dalam cara yang sama seperti pada Bagian 6.4.4 (lihat juga Bagian 6.5.2 dan Gambar 6.17(b)).

6.5.2 Gelombang Raksasa

Soal 6.16 Seorang mantan pelaut tua, mengatakan telah melihat gelombang raksasa di laut selatan, dengan periode 30 detik, dan panjang gelombang 2 x dari kapalnya. Percayakah engkau padanya ?

Soal 6.17 Percakapan lebih jauh dengan nelayan menunjukkan bahwa kapalnya adalah kapal penjelajah HMS *Exter* (1929-42), yang pada saat terjadinya kecelakann kecepatannya mencapai 23 knot (11.8 ms^{-1}) dengan arah yang sama dengan arah gelombang. Diketahui bahwa panjangnya *Exter* adalah 575 kaki (175 m). Dapatkah anda mempercayainya sekarang ?

Metoda obyektif awal untuk memperkirakan tinggi dari gelombang besar adalah dengan mengirim nelayan untuk menaiki tali-temali sampai dia

dapat melihat horison di atas gelombang-gelombang tertinggi ketika kapal sedang berada di antara lembah-lembah gelombang. Teknik ini digunakan oleh kapal *Venus* selama perjalanannya keliling dunia dari 1836 sampai 1839. Kapal tersebut tidak menemukan gelombang-gelombang tinggi yang istimewa dalam perjalanannya –hasil tertinggi yang diukur oleh metoda ini adalah sekitar 8 m, lepas Pantai Cape Horn. Pengukuran gelombang yang lebih akurat ditemukan secara tidak sengaja oleh kapal tanker US *Ramapo*, dalam perjalanan dari Manila ke Sandiego melalui Laut Pasifik Utara, 1933. Kapal ini terbawa oleh gelombang dengan ketinggian mencapai 34 m.

Suatu daerah lautan yang tidak terkenal sebagai daerah pertemuan dengan gelombang-gelombang rakasasa adalah Arus Agulhas lepas pantai sebelah timur Afrika Selatan (Gambar 6.17(a)). Gelombang yang menjala ke arah timur laut di sebelah selatan Samudra Atlantik cenderung untuk dipusatkan oleh arus (Gambar 6.17(b)), dan selanjutnya dipertinggi dan diperpendek oleh efek arus balik seperti yang diuraikan pada Bagian 6.5.1. Periode-periode gelombang 14 detik, dengan panjang gelombang kira-kira 300 m, adalah hal yang biasa. Ketinggian gelombang di daerah ini dapat mencapai kira-kira 30 m yang akan menghasilkan gelombang yang sangat tinggi (0.1). Gelombang-gelombang yang tinggi dan curam biasanya didahului oleh lembah-lembah yang dalam yang muncul bersamaan, yang sangat berbahaya dan hanya dapat dilihat oleh kapal yang berada di ujung gelombang yang mendahuluinya.

Lihat kembali Gambar 1.5. Gelombang tinggi yang terukur 122 detik dalam pencatat gelombang didahului oleh lembah yang dalam yang lain dari lembah biasa, tapi itu bukan masalah bagi gelombang tinggi yang tercatat pada 173 detik. Seperti kita lihat pada Bagian 6.1.4, gelombang laut jarang muncul secara teratur, dan biasanya tidak mungkin untuk memperkirakan tinggi dari masing-masing gelombang, ataupun kedalaman masing-masing lembah.

6.5.3 TSUNAMI

Tsunami adalah kata dalam bahasa Jepang yang artinya gelombang laut dengan panjang gelombang yang sangat besar, disebabkan baik oleh gangguan seismik, atau oleh pergerakan massa sedimen dasar laut akibat gravitasi yang tidak stabil. Meskipun sering disebut sebagai gelombang pasang surut, Tsunami tidak disebabkan oleh pengaruh pasang. Tsunami biasanya mempunyai panjang gelombang kira-kira ratusan km.

Soal 6.18 Apa yang menjadi kecepatan Tsunami yang melalui lautan terbuka di atas dataran yang sangat dalam ? (Asumsikan kedalaman rata-rata adalah 5.5 km).

Meskipun Tsunami menjalar di lautan terbuka dengan kecepatan tinggi, tinggi gelombangnya kecil, biasanya sekitar 1 m dan seringnya tidak terdeteksi. Seperti jawaban anda untuk pertanyaan 1.18 menunjukkan, walaupun di laut terbuka perbandingan antara panjang gelombang dan kedalaman sedemikian rupa Tsunami menjalar sebagai gelombang perairan dangkal, yaitu kecepatannya selalu ditentukan oleh kedalaman laut yang dilewatinya. Jadi, dalam mencapai perairan yang lebih dangkal, kecepatannya berkurang, tetapi energi dalam gelombang tetap sama. Oleh karena itu, tinggi gelombang harus bertambah.

Kerusakan yang sangat besar dapat ditimbulkan oleh Tsunami. Hal ini tidak diketahui oleh orang-orang yang berada di atas kapal yang berlabuh di lepas pantai untuk menyadari Tsunami yang sedang lewat di bawah mereka, tapi untuk menyaksikan garis pantai terdekat yang ditumbuk oleh gelombang besar ini hanya dibutuhkan waktu beberapa detik kemudian. Tsunami sering muncul di Lautan Pasifik, karena daerah tersebut sering mengalami aktivitas seismik. Deteksi gempa bumi yang akurat dapat memberikan peringatan saat Tsunami menuju pantai dengan jarak tertentu dari pusat gempa. Di sekitar Lautan Pasifik, stasiun-stasiun sistem pengendali telah lama didirikan, di mana Honolulu sebagai pusat administratif dan geografik.

6.5.4 SEICHES

Seiche adalah gelombang berdiri, yang dapat dianggap sebagai jumlah dari dua gelombang berjalan, menjalar pada arah yang berlawanan (Bagian 6.1). Seiche dapat muncul di danau, dan pada teluk, muara dan pelabuhan yang membuka pada lautan pada satu sisinya. Sebuah seiche dapat dengan mudah dimodelkan dengan cara mengisi bak mandi biasa dengan air, dan mengatur air ke dalam gerakan bolak-balik dengan cara menggerakkan tangan maju mundur didalam air. Gambar 6.18(a) adalah profil vertikal yang ideal untuk sebuah seiche. Pada salah satu dasar dari kontainer, muka air bergantian tinggi dan rendah, sedangkan di bagian tengah muka air relatif konstan. Panjang kontainer (l) disamakan dengan setengah dari panjang gelombang (L) dari seiche.

Pada saat muka air konstan (perut/node), aliran horisontal air dari satu sisi kontainer ke sisi lain adalah yang terbesar. Di mana fluktuasi dari muka air adalah yang terbesar (simpul/antinode), ada gerakan horisontal minimal dari air.

Apabila kedalaman air dibagi oleh panjang kontainer adalah kurang dari 0.1, maka gelombang dapat dianggap menunjukkan reaksi sebagai gelombang air dangkal, dan periode osilasi, T , dihitung sebagai :

$$T = \frac{2l}{\sqrt{gd}} \quad (6.16)$$

di mana l = panjang kontainer; d = kedalaman; dan $g = 9.8 \text{ m}^{-2}$

Pada kebanyakan muara dan pelabuhan, air relatif dangkal dibandingkan dengan panjang gelombang seiche (L), dan periode seiche ditentukan oleh panjang kolam dan kedalaman air di dalamnya.

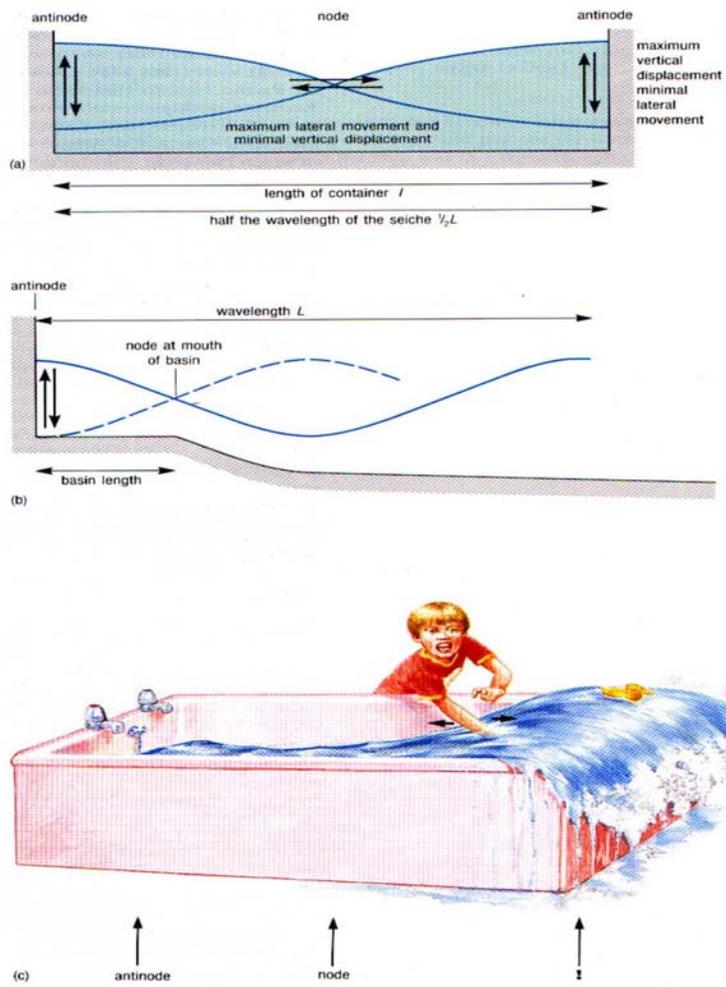
Pada beberapa kolam, yang terbuka kelaut pada satu sisinya, memungkinkan untuk sebuah node untuk muncul pada pintu masuk kolam dan sebuah antinode pada arah yang menuju ke darat (Gambar 6.18(b)). Pada kasus ini, panjang dari kolam (l) dapat disamakan dengan seperempat dari panjang gelombang seiche (L). Persamaan untuk periode adalah :

$$T = \frac{4l}{\sqrt{gd}} \quad (6.17)$$

T juga diketahui sebagai **periode resonansi**. Pada gelombang-gelombang berdiri untuk memperkuat, periode resonansi kolam harus sama dengan periode gerakan gelombang atau kelipatan kecil dari periode tersebut.

Soal 6.19 Sebuah pelabuhan kecil, terbuka ke laut pada satu sisi panjangnya adalah 90 m dan kedalaman 10 m pada air tinggi. Apa akibatnya dari gelombang besar dengan periode 18 detik yang menuju ke mulut pelabuhan?

Jawaban anda atas Soal 6.19 adalah suatu contoh dari bagaimana datangnya gelombang dengan frekuensi tertentu dapat menciptakan masalah untuk kapal-kapal yang ditambatkan di pelabuhan-pelabuhan kecil dengan menyebabkan gelombang berdiri. Pada saat seiche di bak mandi dapat dibuat 'tumpah ruah' jika dilakukan terus dalam waktu yang lama (Gambar 6.18 (c)), jadi sebuah gelombang berdiri dapat menghancurkan kapal-kapal menabrak dinding pelabuhan, atau bahkan melemparkannya ke darat. Ketika gelombang berdiri berada pada titik rendah dari antinode, masih ada bahaya bagi kapal-kapal terkena dampaknya, hingga kerusakan sampai ke lambung kapal mereka.



Gambar 6.18. (a) Gelombang berdiri sederhana (The Open University, 1994).
 (b) Seperempat panjang gelombang dari gelombang berdiri di pelabuhan yang kecil.
 (c) Bahaya yang ditimbulkan oleh seiche

6.6 PENGUKURAN GELOMBANG

Beragam-macam alat telah digunakan untuk mengukur karakteristik gelombang. Contohnya, alat ukur tekanan dapat ditempatkan di atas dasar laut dan akan mendeteksi frekuensi dan besar gelombang yang malaluinya. Alat ukur tekanan dengan sensitivitas sekitar satu dari satu juta telah tersedia. Alat-alat serupa dapat mendeteksi perubahan tinggi muka air dengan orde lebih kecil dari sentimeter dari kedalaman laut beberapa ribu meter. Metoda lain adalah dengan menempatkan alat sejenis alat pengukur kecepatan dalam pelampung yang ditambatkan yang kemudian akan mendeteksi naik dan turunnya gelombang yang merubah posisi pelampung tersebut. Pengukuran gelombang yang paling banyak dilakukan adalah dengan menggunakan satu atau lainnya dari metoda-metoda di atas.

6.6.1 Pengamatan Gelombang dengan Satelit

Pengamatan dari gelombang permukaan laut yang juga dapat dipertanggung jawabkan adalah dengan menggunakan penginderaan jauh berdasarkan pengukuran satelit. Empat teknik utama akan dibahas disini, tetapi teknik yang lebih detail tidak akan dibahas di bagian ini :

1. Radar Altimetri

Altimeter radar, yang berada di satelit, memancarkan pulsa-pulsa radar dalam kecepatan sekitar 1000 pulsa per detik langsung ke atas permukaan laut, dan setiap pulsa yang dipantulkan ditangkap oleh sensor. Pulsa radar menembus, dan tidak dipantulkan oleh uap air di atmosfer, tetapi dipantulkan oleh permukaan laut. Dua hal yang diukur adalah :

- (i) Rata-rata waktu yang diperlukan pulsa untuk menjalar ke permukaan laut dan kembali lagi, yang memungkinkan untuk mengukur jarak rata-rata permukaan laut-satelit. Keakuratan dari jarak yang diukur bergantung pada keadaan laut. Untuk $H_{1/3}$ dibawah atau sama dengan 8m, keakuratan sekitar 8cm, dan untuk

$H_{1/3}$ di atas 8m, keakuratan adalah sekitar x cm, dimana x signifikan dengan tinggi gelombang dalam meter.

- (ii) Perubahan bentuk dan amplitudo dari pulsa yang kembali, yang dapat digunakan untuk mengukur tinggi gelombang, membuat tinggi gelombang signifikan ($H_{1/3}$) menjadi dapat dihitung. Ketelitian yang dapat dicapai sekitar 10% dari $H_{1/3}$ untuk tinggi gelombang signifikan lebih besar dari 3m , dan sekitar 0.3cm untuk harga $H_{1/3}$ yang lebih kecil.

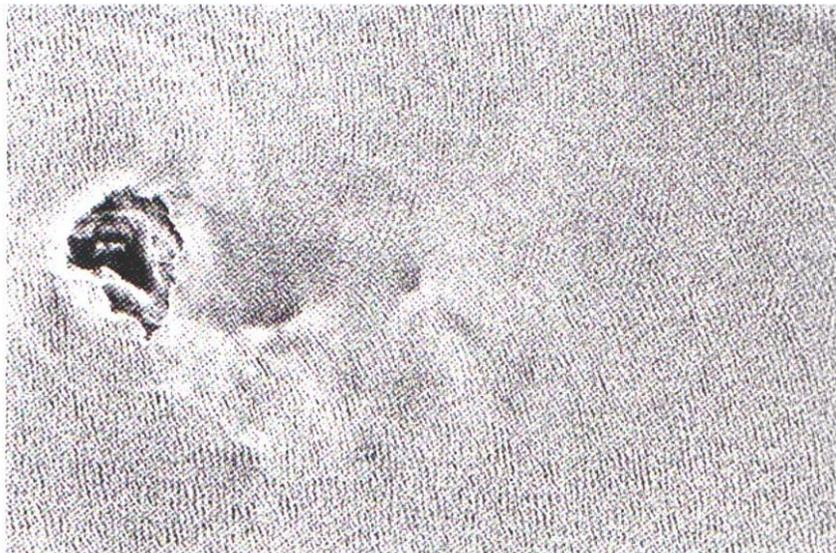
Soal 6.20 Perkirakan ketidakpastian yang dapat terjadi dalam (i) rata-rata jarak satelit-permukaan laut, dan (ii) tinggi gelombang signifikan, jika diukur oleh altimeter radar dalam kondisi sebagai berikut :

- (a) Gaya 1 membelok pada Skala Beaufort, tanpa awan;
- (b) Gaya 4 membelok pada Skala Beaufort, ditutupi awan tebal;
- (c) Gaya 10 membelok pada Skala Beaufort, ditutupi awan tipis.

Gunakan Tabel 6.1, dan asumsikan terdapat keadaan laut yang tenang pada tiap kasus.

2. Synthetic Aperture Radar (SAR)

Prosedur (SAR) memetakan perbedaan proporsi sinyal radar yang dipantulkan kembali pada antena radar oleh permukaan-laut, dan memberikan suatu ukuran atas 'kekesatannya'. Teknik ini membutuhkan transmisi pulsa radar pendek pada sudut miring di atas permukaan-laut, dan menganalisa perubahan Doppler (yaitu perubahan-perubahan yang jelas pada frekuensi sinyal disebabkan oleh pergerakan relatif di antara sasaran dan detektor) dari sinyal balik yang tersebar untuk menghasilkan gambar.



Gambar 6.19 Pola gelombang Swell di sekeliling pulau Foula (70km dari Fair Isle, NE Atlantic) diambil dari Synthetic Aperture Radar (SAR). Luas daerah sekitar 30km x 19km. (The Open University, 1994).

Gambar-gambar SAR sering memperlihatkan pola yang serupa gelombang (Gambar 6.19), tapi pola ini bukan indikasi langsung dari panjang gelombang. Variasi-variasi yang tetap dalam pemantulan cahaya dapat, bagaimanapun, dihubungkan dengan karakteristik dari gelombang-gelombang yang lebih besar dari mana gambaran perambatan panjang gelombang dan arahnya dapat ditentukan. Interpretasi yang tepat dari gambar-gambar SAR dihambat oleh kesulitan-kesulitan seperti :

- (i) SAR mengasumsikan satelit yang bergerak dan target yang tidak bergerak, di mana baik gelombang dan air mungkin bergerak. Pergerakan ini mempersulit sinyal-sinyal balik, jadi prosedur yang terperinci harus digunakan untuk mengubah gambar menjadi bentuk yang dapat diterjemahkan.

- (ii) Gambar 'kekesatan' dipengaruhi oleh seluruh spektrum gelombang yang diperlihatkan, tidak hanya oleh gelombang-gelombang besar. Walaupun gelombang-gelombang kapiler dengan panjang gelombang beberapa milimeter mempengaruhi gambar, dan karena itu menyulitkan interpretasinya.
- (iii) White-capping cenderung untuk menyebar sinyal radar secara acak, jadi mengaburkan sinyal yang kembali yang lebih tetap yang didapat dari permukaan yang lebih halus. Apabila gelombang betul-betul pecah, buihnya menyebabkan penyerapan yang signifikan dari sinyal-sinyal radar, mengurangi baik kejelasan dan perbedaan dari gambar-gambar akhir.

3. Scatterometry

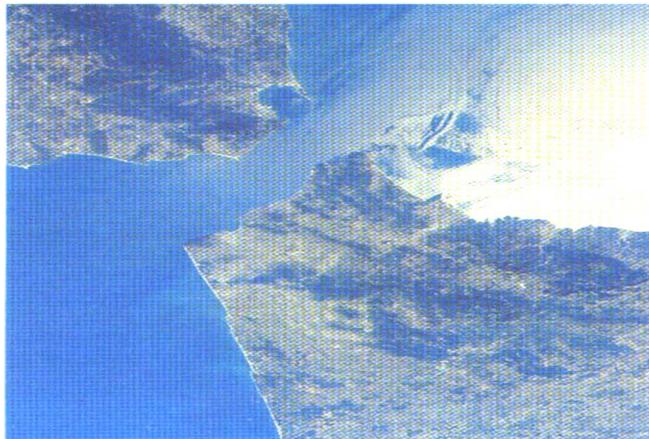
Radar scatterometer digunakan untuk menganalisa kekuatan dan polarisasi dari gema-gema radar, dari mana kekuatan dan arah angin permukaan dapat ditentukan. Metode ini cukup kompleks dan tergantung pada sifat-sifat yang berbeda dari sinyal balik gelombang-gelombang permukaan oleh tenaga-angin pada saat dilihat miring melawan arah angin, searah angin, dan menyilang arah angin.

4. Fotografi

Perubahan-perubahan jumlah sinar matahari yang terefleksi dihubungkan dengan kekesatan lokal dan ketinggian gelombang, hingga menampilkan pola-pola gelombang pada fotografi. Walaupun begitu gelombang-gelombang internal dapat dideteksi oleh fotografi karena akibatnya pada kekesatan permukaan. Gambar 6.20 diambil dari pesawat ruang angkasa berawak manusia, dengan kamera biasa, dan menunjukkan beberapa gelombang internal di Laut Cina Selatan.



Gambar 6.20(a) Gelombang internal di Laut Cina Selatan (Pulau Hainan terlihat dibawah awan di bagian kiri). Dapat dilihat empat paket gelombang. (The Open University, 1994).



Gambar 6.20(b) Gelombang internal yang dibangkitkan oleh pasang surut masuk ke Mediterrania dari Selat Gibraltar. Gelombang sebelah dalam yang mempunyai amplitudo

sekitar 15m dapat dilihat, karena ketidakmerataan permukaan laut. Luas daerah sekitar 74km x 74km.

Meskipun banyak mengalami kesulitan dan biaya yang banyak, teknik penginderaan jauh memberikan pemandangan tinggi yang unik dari samudera-samudera dengan permukaan yang luas, dan menawarkan satu-satunya metode praktis dalam menghasilkan penelitian-penelitian yang tersebar luas dan berulang-ulang yang dibutuhkan bila prediksi yang realistis dari perilaku permukaan-laut akan dibuat.

6.7 RINGKASAN

- 1 Gelombang-gelombang yang ideal dari bentuk sinusoidal memiliki panjang gelombang (panjang di antara puncak-puncak gelombang berturut-turut), tinggi (perbedaan vertikal antara lembah dan puncak), kecuraman (rasio dari tinggi dan panjang), amplitudo (setengah dari tinggi gelombang), periode (panjang waktu antara gelombang yang berturut-turut yang melewati suatu titik tertentu) dan frekuensi (perbandingan terbalik dari periode). Gelombang-gelombang mentransfer energi melalui bahan tanpa gerakan *menyeluruh* yang signifikan dari material itu sendiri, tapi partikel-partikel individu dipindahkan dari, dan kembali ke, posisi setimbang saat setiap gelombang lewat. Gelombang-gelombang permukaan muncul pada antar muka fluida-fluida, dikarenakan oleh pergerakan relatif di antaranya, atau karena zat-zat cair itu terganggu oleh gaya eksternal. Gelombang-gelombang yang muncul pada antar muka lapisan-lapisan air samudera disebut gelombang-gelombang internal. Gelombang-gelombang air, pernah disebutkan, dipengaruhi oleh tegangan permukaan dan gaya gravitasi, meskipun hanya yang terakhir yang signifikan untuk gelombang-gelombang air dengan panjang gelombang di atas 1.7cm.

- 2 Kebanyakan gelombang-gelombang permukaan laut digerakkan oleh angin. Mereka memperoleh energi dari perbedaan tekanan yang dihasilkan dari efek lintasan yang ditimbulkan oleh puncak-puncak gelombang. Makin kuat angin, makin besar gelombang, jadi kekuatan angin yang bervariasi menghasilkan jajaran gelombang dengan berbagai ukuran. Kecepatan angin yang konstan menghasilkan gelombang jenuh, dengan gelombang dari karakteristik $H_{1/3}$ (tinggi rata-rata dari yang tertinggi 33% gelombang) dari kecepatan angin. Skala Beaufort menghubungkan keadaan laut dan $H_{1/3}$ dengan kecepatan angin kausatif. Gelombang-gelombang air memperlihatkan variasi yang berputar pada derajat air (perpindahan), dari $-a$ (amplitudo) pada palung laut sampai $+a$ pada puncaknya. Perpindahan bervariasi tidak hanya di ruang (satu panjang gelombang di antara puncak-puncak yang berturut-turut) tapi juga di waktu (satu periode di antara puncak-puncak yang berturut-turut pada satu lokasi). Gelombang-gelombang yang lebih curam berangkat dari model sinusoidal yang sederhana, dan lebih dekat menyerupai bentuk-gelombang trochoidal.
- 3 Partikel-partikel air dalam gelombang pada air dalam mengikuti jalur-jalur yang hampir berputar, tapi dengan jaringan kecil terhanyut maju. Diameter-diameter jalur pada permukaan dapat disamakan dengan tinggi gelombang, tapi berkurang secara eksponen dengan kedalaman. Dalam perairan dangkal, orbit-orbit menjadi diratakan dekat dasar-laut. Kecepatan gelombang sama dengan panjang gelombang/periode (atau frekuensi angular/jumlah gelombang), dan dipengaruhi baik oleh panjang gelombang dan oleh kedalaman. Bagaimanapun, untuk gelombang-gelombang di air yang dalamnya lebih dari $\frac{1}{2}$ panjang gelombang, kecepatan gelombang sebanding dengan akar kuadrat dari panjang gelombang, dan tidak terpengaruh oleh kedalaman. Untuk gelombang-gelombang di air yang lebih dangkal dari $\frac{1}{20}$ panjang

gelombang, kecepatan gelombang sebanding dengan akar kuadrat dari kedalaman, dan tidak tergantung pada panjang gelombang. Untuk gelombang-gelombang air yang ideal, tiga karakteristiknya c , L , dan T berhubungan dengan persamaan $c = L/T$. Sebagai tambahan, masing-masing dapat dinyatakan yang berkenaan dengan dua variabel. Sebagai contoh $c = 1.56 T$ dan $L = 1.56 T^2$.

- 4 Gelombang-gelombang dengan ukuran berbeda menjadi tercerai-berai, karena yang memiliki panjang gelombang lebih besar dan periode yang lebih lama merambat lebih cepat daripada gelombang-gelombang yang lebih kecil. Apabila dua deretan gelombang dengan panjang gelombang dan amplitudo yang serupa merambat pada daerah laut yang sama, mereka berinteraksi. Di mana mereka berada dalam fase tertentu, perpindahan digandakan, sedangkan ketika mereka berada di luar fase tertentu, tidak ada perpindahan. Sebuah deretan gelombang menghasilkan, perambatan sebagai suatu rangkaian dari kelompok gelombang, masing-masing dipisahkan dari kelompok-kelompok yang berdekatan oleh daerah yang hampir tanpa gelombang. Kecepatan kelompok gelombang di air dalam adalah setengah kecepatan rata-rata dari dua komponen deretan gelombang. Pada air yang mendangkal, kecepatan gelombang mendekati kecepatan kelompok, hingga keduanya bertepatan pada kedalaman kurang dari $1/20$ panjang gelombang.
- 5 Energi gelombang sebanding dengan kuadrat tinggi gelombang, dan diperbanyak pada kecepatan kelompok. Total energi diperhemat pada panjang yang diberikan dari puncak gelombang, jadi gelombang-gelombang memasuki air yang mendangkal bertambah tingginya pada saat kecepatan kelompoknya turun. Tenaga gelombang adalah energi gelombang yang diperbanyak per detik per unit panjang dari puncak gelombang (atau kecepatan gelombang dikalikan dengan energi gelombang per unit area). Energi gelombang telah berhasil dipergunakan pada skala kecil,

- tapi penggunaan pada skala besar memerlukan beberapa masalah lingkungan dan navigasi, dan modal pembiayaan yang besar.
- 6 Menghilangnya energi gelombang (pelemahan gelombang) dihasilkan dari white-capping, pergeseran di antara molekul-molekul air, resistansi udara, dan interaksi non-linear dari gelombang ke gelombang (pertukaran energi di antara gelombang-gelombang dengan frekuensi yang berbeda). Gelombang-gelombang besar digerakkan oleh badai, merambat jauh dari tempat asal mereka, dan pada saat terjadinya sedikit dipengaruhi oleh angin atau oleh gelombang-gelombang yang lebih kecil. Kebanyakan pelemahan terjadi di daerah badai.
 - 7 Gelombang-gelombang pada air dangkal dapat dibiaskan. Variasi pada kedalaman menyebabkan variasi pada kecepatan bagian-bagian yang berbeda dari puncak gelombang, yang mana hasilnya dapat dibiaskan sehingga cenderung paralel dengan kontur bagian bawah. Energi gelombang-gelombang yang dibiaskan dihematkan, jadi gelombang-gelombang yang bertemu akan meningkat, dan gelombang-gelombang yang menyebar akan berkurang, tingginya. Gelombang besar meningkatkan energi gelombang. Pada umumnya, makin curam gelombang dan makin dangkal pantai, makin jauh dimulainya pengikisan lepas pantai. Gelombang-gelombang besar membentuk deretan yang terus-menerus dari tipe curam sampai gelombang-gelombang besar dengan periode yang lama.
 - 8 Gelombang-gelombang yang diperbanyak dengan suatu arus telah berkurang tingginya sedangkan arus-balik meningkatkan tinggi gelombang, kecuali kecepatan arus menekan setengah kecepatan kelompok gelombang. Jika demikian, gelombang-gelombang tidak lagi bertambah banyak, tapi meningkat pada ketinggiannya sampai menjadi tidak stabil dan pecah. Tsunami disebabkan oleh gempa bumi atau oleh penurunan sedimen, dan panjang gelombangnya yang besar berarti kecepatannya selalu ditentukan oleh kedalaman

laut. Ketinggian gelombang cukup kecil di lautan terbuka, tapi dapat menjadi besar dan menghancurkan di dekat pantai. Seiches (gelombang berdiri) bergerak bolak-balik, jadi pada antinode di sini perbedaan permukaan air yang sangat besar, tapi gerakan lateral air yang kecil di mana node yang terbalik adalah benar. Periode gerakan bolak-balik sebanding dengan panjang kontainer dan berbanding terbalik dengan akar kuadrat kedalaman. Sebuah seiche siap dibuat jika panjang kontainer adalah perkalian sederhana dari seperempat dari panjang gelombang seiche.

- 9 Gelombang-gelombang diukur oleh metoda yang bervariasi, misalnya ukuran tekanan pada dasar-laut, accelerometer pada pelampung di permukaan laut, dan penginderaan-remote dari satelit.

Sekarang cobalah pertanyaan-pertanyaan di bawah ini untuk menggabungkan pengertian anda akan Bab ini.

Soal 6.21 Sebuah gelombang dengan periode 10 detik mendekati pantai memiliki tinggi 1 m pada air dalam. Hitunglah :

- (a) kecepatan gelombang dan kecepatan kelompok pada air dalam;
- (b) kecuraman gelombang pada air dalam;
- (c) kekuatan gelombang per meter puncak pada air dalam;
- (d) kekuatan gelombang per meter puncak pada air dengan kedalaman 2.5 m.

Soal 6.22 Suatu sistem gelombang terdiri dari gelombang-gelombang pendek (panjang gelombang 6 m) bersama-sama dengan gelombang besar dengan periode 22s. bertambah banyak melalui celah sempit di mana suatu arus dengan kecepatan 3 knot (1.54 ms^{-1}) bergerak berlawanan dengan arah gelombang yang bertambah banyak. Jelaskan karakteristik gelombang :

- (a) pada celah sempit;
- (b) pada titik di mana gelombang-gelombang telah melewati celah sempit menuju ke daerah di mana arus dapat diabaikan.

(Asumsikan keadaan air sangat dalam pada semua lokasi yang dijelaskan).

Soal 6.23 Kapal *Ramapo* (lihat lagi pada laporan gelombang dengan tinggi 34 m, Bagian 6.5.2) adalah kapal tanker dengan panjang 146 m. Asumsikan kapal tersebut sedang berlayar pada kecepatan yang berkurang dari 10 knot (5.14 ms^{-1}), dan puncak gelombang tersebut memerlukan waktu 6s untuk melewati kapal dari buritan sampai haluan.

- (a) Berapa kecepatan kapal?
- (b) Berapa kecuraman gelombang?
- (c) Bagaimana periode gelombang, disesuaikan dengan jawaban (a) dan (b) dibandingkan dengan periode gelombang 14.8s yang dilaporkan oleh *Ramapo*?
- (d) Apa yang akan menjadi implikasi untuk kecuraman maksimum gelombang dari gelombang dengan periode 14.8s?
- (e) Komentar atas ketidakcocokan yang muncul.

Soal 6.24 Gelombang seperti apa yang anda harapkan untuk dilihat pada pantai dengan kemiringan tingkat menengah :

- (a) Setelah masa yang panjang dari cuaca yang tenang?
- (b) Pada waktu badai besar, dengan angin Gaya 9 bertiup di pantai?

BAB 7

PASANG SURUT

Gelombang-gelombang laut yang paling panjang adalah yang berhubungan dengan pasang surut, dan dikarakterisasi oleh naik dan turunnya permukaan laut yang berirama setelah periode beberapa jam. Pasang naik biasanya disebut sebagai **aliran/flow** (atau flood), sedangkan pasang turun dinamakan **surut (ebb)**. Istilah surut dan aliran pada pasang surut juga biasa digunakan untuk mengartikan arus-arus pasang itu sendiri (dan, tentu saja, pasang 'flood' lebih sering digunakan daripada 'aliran/flow'). Dari awal mulanya telah diketahui bahwa ada hubungan antara pasang surut dengan Matahari dan Bulan. Pasang surut dalam keadaan tertinggi pada saat Bulan sedang purnama atau baru, dan waktu-waktu pasang surut yang tinggi pada lokasi tertentu dapat diperkirakan (tapi tidak tepat sekali) dihubungkan dengan posisi Bulan di langit. Karena pergerakan relatif Bumi, Matahari dan Bulan cukup rumit, maka mengakibatkan pengaruh mereka akan peristiwa pasang surut menghasilkan pola-pola kompleks yang sama. Meskipun begitu, jarak gaya-gaya yang ditimbulkan oleh pasang surut dapat dirumuskan dengan tepat, walaupun respon lautan atas gaya-gaya ini dimodifikasi oleh efek-efek permanen topografi dan efek sementara dari pola-pola cuaca.

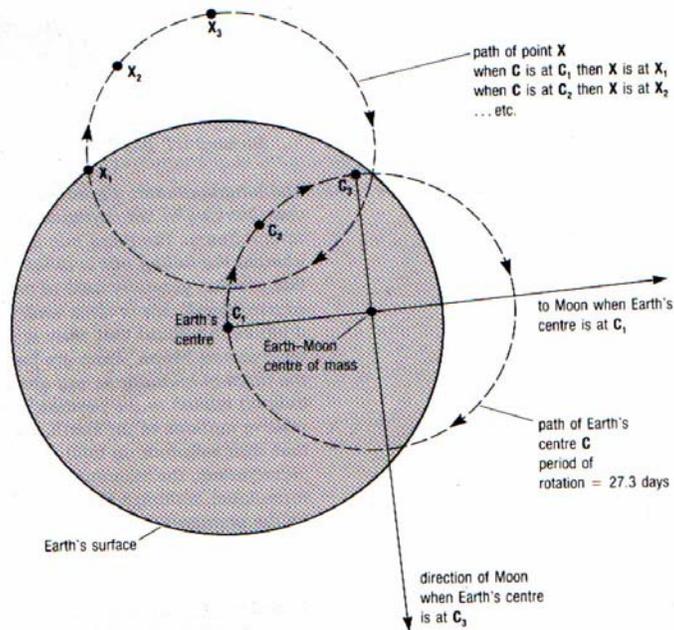
7.1 GAYA-GAYA YANG MENGHASILKAN PASANG SURUT – SISTEM BULAN – BUMI

Bumi dan Bulan membentuk suatu sistem tunggal, saling berputar mengelilingi pusat massa, dengan periode 27.3 hari. Orbit-orbitnya sebenarnya agak berbentuk elips, tapi untuk mempermudah kita akan

menganggapnya lingkaran untuk sementara waktu. Secara eksentrik Bumi berputar mengelilingi pusat massa, yang berarti bahwa semua titik dalam dan di atas Bumi mengikuti jalur-jalur yang melingkar, yang mempunyai jari-jari yang sama (dua contoh diperlihatkan pada Gambar 7.1 pada titik C dan X). Tiap titik juga akan memiliki kecepatan sudut yang sama yaitu $2\pi/27.3$ hari. Karena kecepatan sudut dan jari-jari lingkaran yang dilalui, adalah sama untuk semua titik, sehingga semua titik di atas dan dalam Bumi mengalami percepatan yang sama (hasil dari jari-jari dan kuadrat kecepatan sudut) dan karena itu gaya sentrifugal yang sama dihasilkan dari pergerakan yang eksentrik ini.

Pergerakan eksentrik ini sama sekali tidak berhubungan dengan rotasi (perputaran) Bumi pada porosnya, dan jangan keliru, ataupun gaya sentrifugal yang disebabkan pergerakan eksentrik disalah artikan dengan gaya sentrifugal yang disebabkan perputaran Bumi yang bertambah terhadap jarak dari sumbu axisnya, sedangkan gaya yang disebabkan oleh pergerakan eksentrik adalah sama pada semua titik di Bumi.

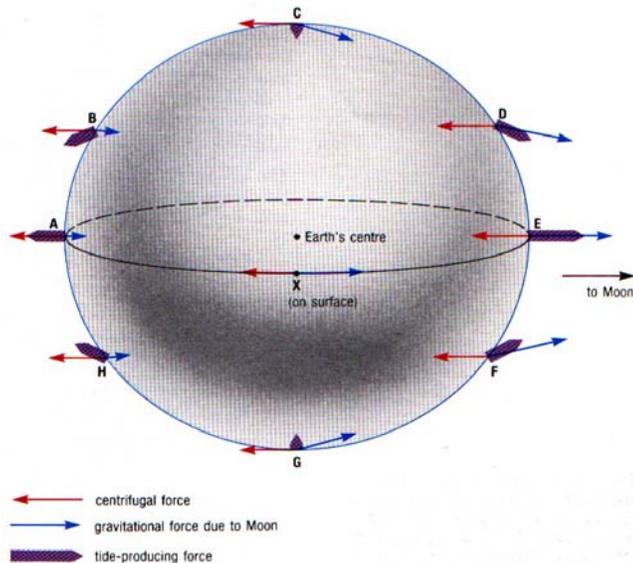
Apabila anda menganggap konsep ini sulit, analogi sederhana berikut ini mungkin dapat menolong. Bayangkan anda sedang memutar sekumpulan kecil kunci pada jarak yang pendek (kira-kira 25 cm) dari rantai. Kunci-kunci melambangkan Bulan, dan tangan anda melambangkan Bumi. Anda merotasikan tangan anda dengan eksentrik (tapi tidak seperti perputaran Bumi), dan semua titik di atas dan dalam tangan anda mengalami kecepatan sudut yang sama dan gaya sentrifugal yang sama. Asal kumpulan kunci anda tidak terlalu besar, pusat massa sistem 'tangan dan kunci' berada di tangan anda.



Gambar 7.1 Revolusi yang eksentrik dari revolusi bumi tentang pusat massa bumi-bulan, seperti yang diperlihatkan dari salah satu kutub diatas, ketika bulan tepat di atas Ekuator. Setiap titik di atas bumi mengikuti analogi jejak lingkaran yang ditandai dengan titik-titik C dan X. (The Open University, 1994).

Gaya sentrifugal total pada sistem Bumi-Bulan menyeimbangkan gaya tarik gravitasi yang bekerja diantara dua benda, jadi secara keseluruhan sistem berada dalam kesetimbangan. Gaya-gaya sentrifugal diarahkan secara paralel pada suatu garis yang menghubungkan pusat Bumi dan Bulan (lihat Gambar 7.2). Sekarang bayangkan jarak gaya gravitasi yang didesakkan Bulan atas Bumi. Ini tidak akan sama untuk semua titik pada permukaan Bumi, karena tidak semua titik ini berjarak sama dari Bulan. Jadi, titik-titik pada Bumi yang terdekat ke Bulan akan mengalami gaya tarik gravitasi yang lebih kuat dari Bulan daripada titik-titik pada sisi sebaliknya dari

Bumi. Lebih jauh lagi arah gaya tarik gravitasi Bulan pada semua titiknya akan diarahkan ke pusat Bulan, dan karena itu, kecuali pada garis yang menghubungkan pusat Bumi dan Bulan, tidak akan sepenuhnya paralel terhadap arah gaya-gaya sentrifugal. Resultannya (yaitu efek gabungan) dari dua gaya tersebut dikenal sebagai **gaya yang menghasilkan pasang surut**, dan bergantung pada posisinya di permukaan Bumi yang dihubungkan dengan Bulan, dapat diarahkan menuju, sejajar, atau menjauh dari permukaan Bumi. Kekuatan relatif dan arah (tidak terlalu tepat pada skala) dari gaya-gaya yang terlibat diperlihatkan pada Gambar 7.2.



Gambar 7.2 Derivasi dari gaya-gaya penghasil pasang surut (tidak terskala). Gaya sentrifugal dengan tepat memiliki jarak dan arah yang sama pada semua titik, di mana gaya gravitasi yang didesakkan Bulan atas Bumi berbeda-beda baik jaraknya (berbanding terbalik dengan kuadrat jarak dari Bulan) dan arahnya (mengarah tepat ke pusat Bulan, dengan sudut-sudut yang dibesarkan demi kejelasan). Gaya penghasil pasang surut pada titik manapun adalah *resultan* dari gaya gravitasi dan sentrifugal pada titik tersebut, dan berbeda-beda berbanding terbalik dengan pangkat tiga jarak dari Bulan. (The Open University, 1994).

Soal 7.1 Ke manakah arah dan kira-kira besar (menurut keadaan pada Gambar 7.2) dari gaya-gaya yang menghasilkan pasang surut pada :

- (a) suatu titik di permukaan Bumi yang dilambangkan dengan titik X pada Gambar 7.2?
- (b) pusat Bumi?

Gaya gravitasi (F_g) antara dua benda dirumuskan sebagai :

$$F_g = \frac{GM_1M_2}{R^2}$$

(7.1)

Di mana M_1 dan M_2 adalah massa dari kedua benda, R adalah jarak antara kedua pusat benda, dan G adalah konstanta universal ($6.6 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2\text{kg}^{-2}$).

Anda mungkin bingung akan bagaimana mengartikan persamaan 7.1 dengan pernyataan pada Gambar 7.2 bahwa jarak gaya penghasil pasang surut yang didesakkan oleh Bulan pada Bumi berbanding terbalik dengan pangkat tiga dari jarak. Bayangkan titik bertanda E pada Gambar 7.3. Daya tarik gravitasi Bulan pada E (F_{gE}) lebih besar daripada di pusat Bumi, karena E lebih dekat ke Bulan dengan jarak dari radius Bumi (a).

Karena gaya gravitasi yang didesakkan Bulan pada suatu titik di pusat Bumi sama dan berlawanan dengan gaya sentrifugal di sana, gaya penghasil pasang surut pada pusat Bumi adalah nol. Sekarang gaya sentrifugal adalah sama pada semua titik di Bumi, dan gaya gravitasi yang didesakkan oleh Bulan adalah sama dengan di pusat Bumi, sehingga kita dapat mengganti pernyataan pada sisi-kanan dari persamaan 7.1 (yaitu GM_1M_2/R^2) untuk gaya sentrifugal.

Gaya penghasil pasang surut pada E (TPF_E) dirumuskan oleh gaya yang disebabkan oleh daya tarik gravitasi Bulan pada E (F_{gE}) minus gaya sentrifugal pada E, yaitu :

$$\text{TPF}_E = \frac{GM_1M_2}{(R^2 - a)^2} - \frac{GM_1M_2}{R^2}$$

yang mana dapat disederhanakan menjadi :

$$\text{TPF}_E = \frac{GM_1M_2a(2R - a)}{R^2(R - a)^2}$$

a sangat kecil dibandingkan dengan R, jadi $2R - a$ dapat dihitung sebagai $2R$, dan $(R - a)^2$ menjadi R^2 , perkiraannya sebagai berikut :

$$\text{TPF}_E \approx \frac{GM_1M_2 2a}{R^3} \quad (7.2)$$

Persamaan tersebut sedikit lebih kompleks untuk titik-titik pada Bumi yang tidak berada tepat pada garis yang menghubungkan pusat Bumi dan Bulan. Sebagai contoh, pada titik P Gambar 7.3(a), daya tarik gravitasi (F_{gP}) akan menjadi, pada perkiraan pertama :

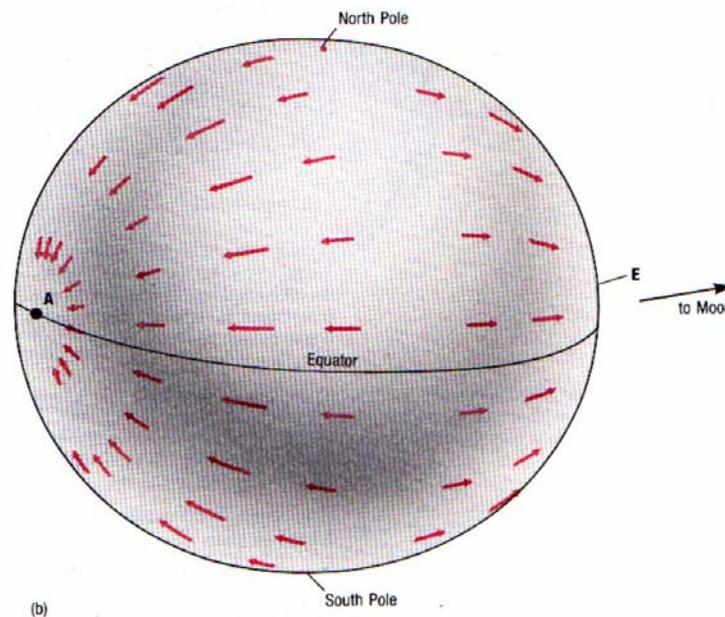
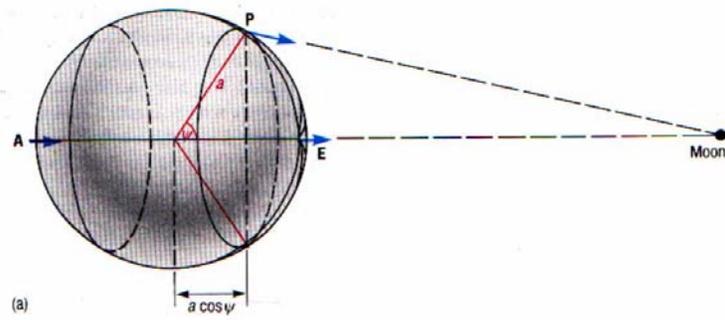
$$F_{gP} \approx \frac{GM_1M_2}{(R - a \cos \psi)^2} \quad (7.3)$$

Panjang $a \cos \Psi$ ditandai pada Gambar 7.3(a).

Sebelum dilanjutkan, lihat kembali Gambar 7.2. dan bayangkan pada titik-titik berlabel pada Gambar tersebut gaya penghasil pasang surut lokal yang akan berpengaruh paling besar pada pasang surut.

Mungkin anda telah menganggap titik E sebagai jawaban. Tentu saja, E paling dekat ke Bulan, dan karena itu adalah satu di antara dua titik di mana perbedaan antara gaya sentrifugal dan gaya gravitasi yang didesakkan Bulan paling besar. Bagaimanapun, semua resultan gaya penghasil pasang surut beraksi secara vertikal terhadap tarikan gravitasi Bumi sendiri, yang terjadi sekitar 9×10^6 kali lebih besar daripada gaya penghasil pasang surut. Karena itu efek lokal dari gaya-gaya penghasil pasang surut pada E dapat ditiadakan. Argumen yang serupa dilakukan pada titik A, kecuali bahwa F_{gA} lebih kecil dari gaya sentrifugal, dan sebagai akibatnya gaya penghasil pasang surut pada A sama jaraknya dengan E, tapi diarahkan menjauhi Bulan (lihat juga Gambar 7.3(b)).

Pada titik-titik B, D, F dan H di Gambar 7.2 (yang terletak pada lingkaran kecil yang ditegaskan pada Gambar 7.3(a)), efek-efek dari gaya-gaya penghasil pasang surut adalah yang paling besar, karena pada masing-masing ada komponen horisontal yang besar (dikenal sebagai **gaya tarik**) dari gaya penghasil pasang surut. Gaya tarikhlah yang menyebabkan air bergerak, karena, walaupun kecil dibandingkan dengan medan gravitasi Bumi, komponen horisontalnya tidak ada perlawanan dari gaya lateral lainnya (terpisah dari pergeseran dasar laut, yang mana diabaikan dalam konteks ini). Gambar 7.3(b) memperlihatkan di mana pada Bumi gaya-gaya tarik adalah maksimum ketika Bulan ada di ekuator. Pada kasus yang sederhana ini, gaya-gaya tarik akan mengakibatkan pergerakan total air menuju titik A dan E pada Gambar 7.3(b). Dengan kata lain, keadaan yang setimbang akan dicapai (sebut saja pasang surut kesetimbangan), menghasilkan suatu elips dengan dua tonjolannya yang diarahkan menuju dan menjauhi Bulan. Jadi, berlawanan asas, walaupun gaya-gaya penghasil pasang surut adalah minimal pada A dan E, titik-titik tersebut adalah arah yang dituju air.



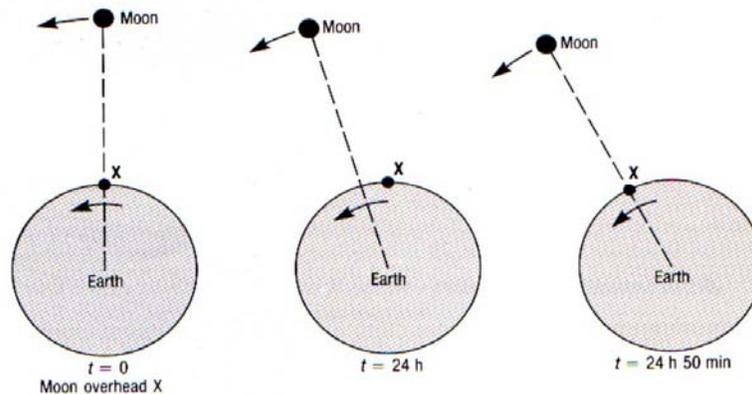
Gambar 7.3(a) Efek gaya gravitasi Bulan pada tiga posisi di Bumi. Gaya gravitasi paling besar terdapat di E (paling dekat ke Bulan) dan paling kecil di A (paling jauh dari Bulan). Pada P gaya gravitasinya lebih kecil dari E, dan dapat dihitung dengan persamaan 7.2. Gaya-gaya penghasil pasang surut terkecil pada A dan E, tetapi terbesar di P, dan semua

titik lainnya pada kedua lingkaran kecil. Nilai dari sudut ψ untuk lingkaran-lingkaran ini adalah $54^{\circ}41'$. Lingkaran-lingkaran sama sekali tidak berhubungan dengan garis lintang dan bujur. Untuk lebih jelasnya, lihat teks.

(b) Jarak relatif dari gaya-gaya tarik pada titik-titik yang berbeda di permukaan Bumi. Asumsi dibuat bahwa Bulan tepat berada di atas Ekuator, yaitu pada deklinasi nol. Titik A dan E dapat disamakan dengan yang ada pada Gambar 7.2. (The Open University, 1994).

Pendeknya, elips tersebut tidak berkembang, karena Bumi berotasi pada sumbunya. Kedua tonjolan, untuk berada pada posisi relatif yang sama terhadap Bulan, akan mengelilingi dunia pada kecepatan yang sama (tapi dengan arah yang berlawanan) selama Bumi berotasi berhubungan dengan Bulan.

Karena Bulan berevolusi terhadap pusat massa Bumi-Bulan sekali dalam 27.3 hari, pada arah yang sama seperti Bumi berotasi pada sumbunya (yang sekali dalam 24 jam), periode rotasi Bumi berkenaan dengan Bulan adalah 24 jam dan 50 menit (hari bulan). Ini alasan mengapa waktu-waktu pasang naik pada banyak tempat hampir satu jam lebih lama setiap hari berturut-turut (Gambar 7.4).



Gambar 7.4 Hubungan antara hari matahari yang 24 jam dan hari bulan yang 24 jam dan 50 menit seperti terlihat dari atas Kutub Utara Bumi. Titik X pada

permukaan Bumi ketika Bulan kembali tepat di atas posisi awalnya 24 jam kemudian. Sementara itu, Bulan sudah bergerak pada orbitnya, jadi titik X harus berotasi lebih jauh (setelah 50 menit lamanya) sebelum sekali lagi berada tepat di bawah Bulan. (The Open University, 1994).

Soal 7.2 (a) Dengan menggunakan nilai 40000 km untuk keliling Bumi, hitunglah kecepatan yang dibutuhkan oleh tonjolan-tonjolan pasang surut untuk menghasilkan pasang surut setimbang di sekitar ekuator. (Asumsikan agar lebih mudah bahwa Bulan tepat berada di atas ekuator).

(b) Berapa dalam laut yang harus dipunyai sehingga tonjolan-tonjolan pasang surut merambat seperti gelombang-gelombang perairan dangkal pada kecepatan yang telah anda hitung pada bagian (a)?

Konsep pasang surut setimbang dikembangkan oleh Newton pada abad ketujuhbelas. Jawaban anda atas Soal 7.2 menunjukkan bahwa pasang surut setimbang tidak dapat muncul pada garis-garis lintang rendah di Bumi. Bagaimanapun, secara teori pasang surut setimbang memperlihatkan periodisitas dari pasang surut pada basis semi-diurnal selama 12 jam dan 25 menit.

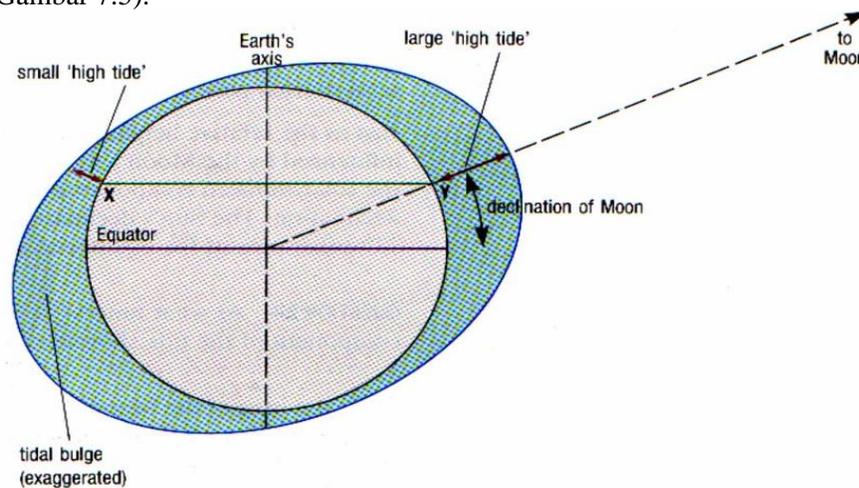
7.1.1 VARIASI DALAM PASANG SURUT YANG DISEBABKAN OLEH BULAN

Posisi-posisi relatif dan orientasi dari Bumi dan Bulan tidak konstan, tapi berbeda-beda tergantung kepada jumlah lingkaran orbit yang berinteraksi. Sejauh pengertian sederhana dari mekanisme pergerakan-pasang surut, hanya dua lingkaran orbit memiliki efek signifikan terhadap pasang surut.

1. Deklinasi Bulan

Orbit Bulan tidak terletak pada bidang Ekuator Bumi, tetapi condong dengan sudut 28° . Ini berarti garis yang menghubungkan pusat Bumi dengan Bulan berjarak sekitar 28° pada satu sisi dari bidang ekuator, di atas putaran 27.2 hari (jangan bingung dengan periode 27.3 hari sistem rotasi

Bumi-Bulan yang diberikan pada Bagian 7.1). Bagi peneliti di Bumi, jalur-jalur yang berturut-turut Bulan melalui angkasa tampak naik dan turun lamanya sekitar 27.2 hari putaran, dengan cara yang serupa dengan variasi jalur Matahari yang jelas selama satu tahun putaran. Ketika Bulan berada pada sudut deklinasi yang besar, bidang kedua tonjolan akan mengimbangi dihubungkan dengan Ekuator, dan efeknya pada garis lintang yang diberikan akan tidak sama terutama garis-garis lintang menengah. Karena itu tinggi yang dicapai oleh pasang surut semi-diurnal (yaitu dua kali sehari) akan memperlihatkan diurnal (yaitu setiap hari) yang tidak sama (Gambar 7.5).



Gambar 7.5 Pembentukan pasang surut yang tidak sama (pasang surut tropis – lihat teks) pada garis-garis lintang menengah yang disebabkan deklinasi Bulan. Seorang peneliti pada Y akan mengalami pasang surut naik yang lebih besar daripada peneliti pada X. 12 jam dan 25 menit kemudian posisi mereka akan berbalik, yaitu tiap peneliti akan menemukan ketidaksamaan diurnal. (The Open University, 1994).

Soal 7.3 Berapa besar ketidaksamaan pasang surut diurnal disebabkan oleh Bulan seperti terlihat oleh peneliti pada Tropic of Capricorn (dan dalam pandangan ke arah laut) kira-kira tujuh hari setelah situasi yang ditunjukkan pada Gambar 7.5?

Jawaban anda atas Soal 7.3 menekankan perputaran alamiah variasi ini. Pada deklinasi maksimum 28° Bulan (kira-kira) di atas salah satu 'Tropics' (garis lintang 23°), variasi diurnalnya paling besar, dan pasang surutnya dikenal sebagai **pasang surut tropis**; sedangkan pada saat minimum (nol) deklinasi (di mana Bulan berada secara vertikal di atas Ekuator), tidak terdapat variasi diurnal dan pasang surut disebut **pasang surut ekuatorial**.

2. Orbit Elips Bulan

Orbit Bulan pada pusat massa Bumi – Bulan tidak berbentuk lingkaran tetapi elips. Variasi akibatnya pada jarak dari Bumi ke Bulan menghasilkan variasi yang sesuai dalam gaya-gaya penghasil pasang surut. Ketika Bulan berada paling dekat ke Bumi, ini disebut dalam keadaan **perigee**, dan gaya penghasil pasang surut dari Bulan ini meningkat sampai 20% di atas nilai rata-rata. Ketika Bulan berada paling jauh dari Bumi, disebut keadaan **apogee**, dan gaya penghasil pasang surut berkurang sekitar 20% di bawah nilai rata-rata. Interval antara perigee yang berturut-turut adalah 27.5 hari.

7.2 GAYA-GAYA PENGHASIL PASANG SURUT – SISTEM BUMI – MATAHARI

Matahari juga berperan sebagai agen pembuat pasang surut. Seperti Bulan, Matahari menghasilkan gaya-gaya tarik dan tonjolan-tonjolan pasang surut yang setimbang. Jarak gaya penghasil pasang surut Matahari kira-kira 0.46 dari Bulan, karena, walaupun massanya jauh lebih besar dibanding Bulan, Matahari 360 kali jauhnya dari Bumi. Seperti kita lihat pada Bagian 7.1, gaya-gaya penghasil pasang surut berbeda-beda searah dengan massa benda yang tarik-menarik, tetapi berbanding terbalik dengan pangkat tiga jaraknya dari Bumi. Kedua pasang surut setimbang matahari yang dihasilkannya menjalar ke arah barat di sekeliling bola bumi selama Bumi berputar ke arah timur. Jadi pasang surut matahari memiliki periode semi-diurnal selama dua belas jam.

Jika tinggi relatif dari kedua pasang surut semi-diurnal bulan dipengaruhi oleh deklinasi Bulan, maka ada ketidaksamaan diurnal pada komponen pasang surut yang disebabkan oleh matahari karena deklinasi matahari. Deklinasi matahari berubah-ubah pada putaran tahunannya, dan berjarak 23° pada salah satu sisi dari bidang ekuatorial.

Soal 7.4 Pada waktu kapan dalam setahun komponen pasang surut yang disebabkan oleh matahari memperlihatkan ketidaksamaan diurnal maksimum?

Seperti dalam kasus orbit Bulan di sekeliling Bumi, orbit Bumi di sekeliling Matahari berbentuk elips, dengan jarak minimum Bumi – Matahari berturut-turut, ketika Bumi dikatakan dalam keadaan **perihelion**, dan jarak maksimum, ketika dikatakan pada keadaan **aphelion**. Bagaimanapun, perbedaan jarak antara perihelion dan aphelion hanya sekitar 4%, dibandingkan dengan perbedaan sekitar 13% antara perigee dan apogee.

7.2.1 Interaksi Pasang Surut Matahari dan Bulan

Untuk mengerti interaksi antara pasang surut matahari dan bulan, sangat menolong dengan menganggap kasus yang paling sederhana, di mana deklinasi Matahari dan Bulan keduanya nol. Gambar 7.6 memperlihatkan kondisi ini, melihat ke bawah dari atas Kutub Utara. Arah rotasi Bumi ditunjukkan dengan arah panah, dan pasang surut matahari dan bulan diperlihatkan secara diagramatis. Perputaran yang lengkap dari seluruh peristiwa memakan waktu 29.5 hari.

Pada Gambar 7.6(a) dan 7.6(c), gaya-gaya penggerak pasang surut matahari dan bulan beraksi pada arah yang sama, dan pasang surut setimbang matahari dan bulan bertepatan. Jarak pasang surut yang dihasilkan cukup besar, yaitu pasang naik lebih tinggi, dan pasang surut lebih rendah, dari rata-ratanya. Pasang surut-pasang surut seperti ini dikenal sebagai **pasang surut purnama/ spring tide**. Ketika pasang surut purnama terjadi,

Matahari dan Bulan dikatakan **bekerja sama** (pada Bulan baru – Gambar 7.6(a)) atau dalam keadaan **berlawanan** (pada Bulan purnama – Gambar 7.6(c)). Ada istilah yang sama untuk kedua situasi ini: Bulan dikatakan dalam keadaan syzygy/ sejajar (dibaca ‘sizzijee’).

Pada Gambar 7.6(b) dan 7.6(d), Matahari dan Bulan beraksi pada sudut kanan di masing-masing sisinya, dan pasang surut matahari dan bulan berada di luar fase. Jarak pasang surut secara bersamaan lebih kecil dari rata-rata. Pasang surut ini disebut dengan **pasang surut perbani**, dan Bulan dikatakan dalam keadaan quadrature ketika pasang surut perbani muncul. Nelayan-nelayan pantai sering merujuk pada pasang surut purnama dan pasang surut perbani dengan nama-nama yang deskriptif yaitu pasang ‘panjang’ dan ‘pendek’.

Soal 7.5(a) Berapakah selang waktu antara dua pasang surut perbani yang berurutan?

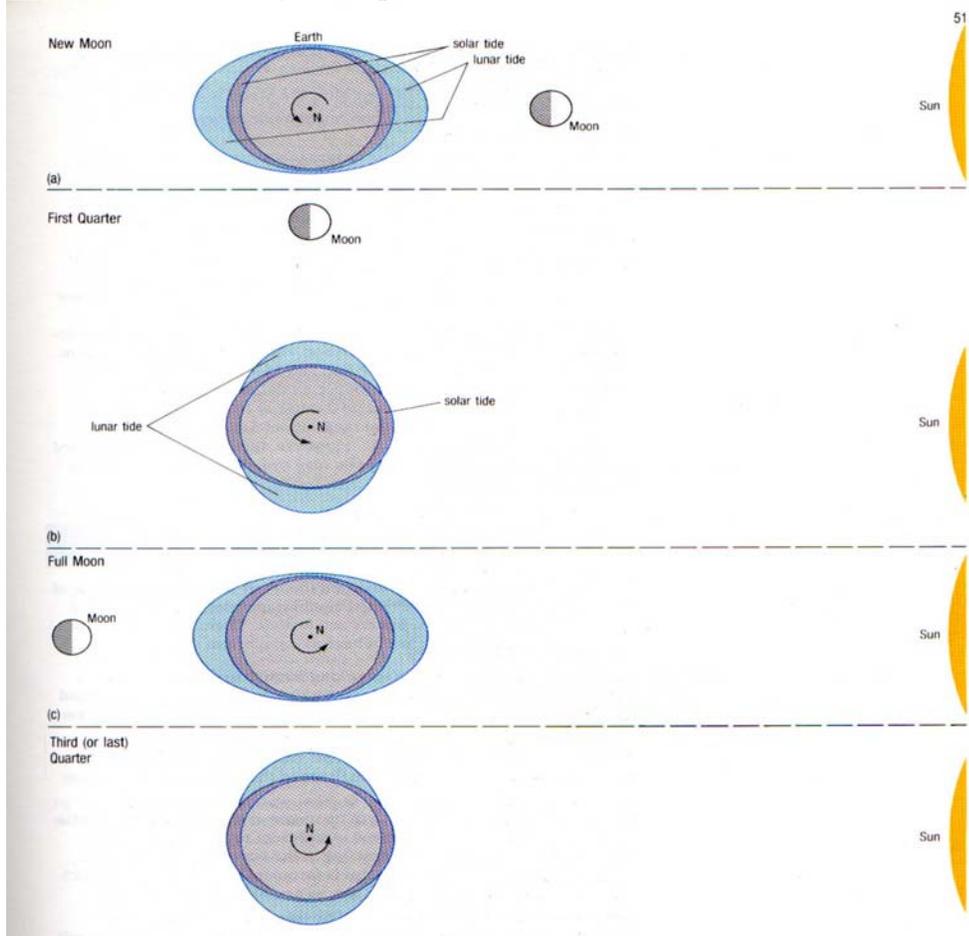
(b) Bagaimana keadaan pasang surut 22 hari setelah Bulan dalam syzygy?

(c) Seberapa cepat setelah Bulan baru menjadi pasang surut dengan jangkauan rata-rata akan terjadi?

(d) Bila penyederhanaan yang diperlihatkan dalam Gambar 7.6 (deklinasi nol untuk Matahari dan Bulan) secara literatur benar, fenomena astronomi apakah yang akan terjadi di katulistiwa Bumi bila Matahari, Bulan dan Bumi berada dalam posisi yang ditunjukkan dalam Gambar 7.6(a) dan (c) secara berturut-turut?

Perubahan deklinasi Matahari dan Bulan yang tetap, dan variasi siklis posisi terhadap Bumi, menghasilkan komponen yang sangat harmonik, yang masing-masing berkontribusi pada pasang surut di sembarang waktu dan tempat. Salah satu situasi yang menarik adalah pasang surut astronomis tertinggi, yakni yang akan menciptakan gaya penghasil pasang surut terbesar, dengan Bumi pada perihelion, Bulan pada perigee, Matahari dan Bulan saling berkonjungsi serta Matahari dan Bulan berada pada deklinasi nol. Kombinasi langka demikian akan menghasilkan jangkauan pasang surut yang lebih besar dari normal. Sebagai contoh, jangkauan pasang surut

normal di Newlyn, Cornwall, adalah sekitar 3,5 m, jangkauan rata-rata pasang surut spiral adalah sekitar 5 m, dan jangkauan pasang surut astronomis tertinggi adalah sekitar 6 m. Namun demikian, jangan terburu-buru menjual lahan di sisi pantai yang mungkin anda miliki – kejadian demikian tidak akan terjadi sampai tahun 6580.



Gambar 7.6 Representasi diagramatik dari interaksi air pasang surut matahari dan bulan, seperti yang terlihat dari atas Kutub Utara Bumi (The Open University, 1994).

- (a) Bulan Baru. Bulan dalam syzygy (Matahari dan Bulan saling berkonjungsi). Air pasang surut spiral.
- (b) Kuartal pertama. Bulan dalam quadrature. Air pasang surut perbani (?).
- (c) Bulan penuh. Bulan dalam syzygy (Matahari dan Bulan saling beroposisi). Air pasang surut spiral.
- (d) Kuartal ketiga (atau terakhir). Bulan dalam quadrature. Air pasang surut perbani (?).

7.3 TEORI DINAMIS PASANG SURUT

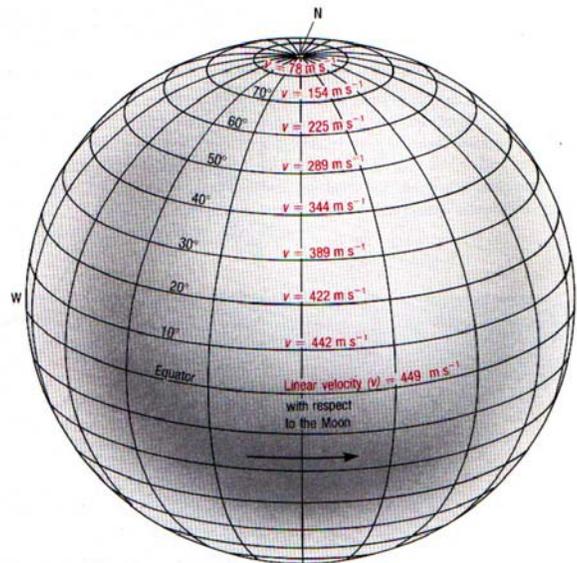
Newton, dalam memformulasikan teori kesetimbangan pasang surut, sangat menyadari inkonsistensi antara kesetimbangan pasang surut yang diprediksi dan pasang surut yang teramati, namun tidak mempelajarinya lebih lanjut. Terdapat sejumlah alasan mengapa pasang surut yang sebenarnya tidak berlaku seperti pasang surut setimbang :

1. Panjang gelombang pasang surut relatif cukup besar terhadap kedalaman lautan, sehingga bergerak sebagai gelombang pereairan dangkal dan kecepatannya adalah $c = \sqrt{gd}$ (persamaan 6.5). Kecepatan gelombang apapun yang lebih panjang dari beberapa kilometer terbatas sekitar 230 ms^{-2} di laut terbuka, lebih lambat di laut yang lebih dangkal.
2. Keberadaan massa tanah mencegah gumpalan pasang surut secara langsung mengelilingi bola dunia, dan bentuk cekungan lautan menghambat arah pergerakan pasang surut.
3. Kecepatan rotasi Bumi pada sumbunya terlalu cepat untuk dikejar oleh inersia massa air dalam waktu yang cukup untuk menghasilkan pasang surut setimbang secara langsung. Selang waktu dalam reaksi lautan terhadap gaya tarik tidak dapat dihindarkan – dan hal tersebut menguntungkan karena bila tidak demikian maka setiap pasang surut

naik akan datang dengan cara yang sama dengan Tsunami yang sangat besar.

4. Gerakan lateral air yang diinduksi oleh gaya penghasil pasang surut berkaitan dengan gaya Coriolis, yang mendorong arus air pasang surut secara cum sole (cum sole secara literal berarti dengan Matahari, yakni ke kanan atau searah jarum jam, di Belahan Bumi Utara, dan ke kiri atau berlawanan arah jarum jam, di Belahan Bumi Selatan).

Teori dinamis mengenai pasang surut dikembangkan selama abad ke-18 oleh ilmuwan dan ahli matematika seperti Bernoulli, Euler dan Laplace. Mereka mencoba untuk memahami pasang surut dengan mempertimbangkan bagaimana kedalaman dan konfigurasi cekungan laut, gaya Coriolis, gaya inersia dan gesekan akan mempengaruhi perilaku cairan oleh gaya ritmik. Sebagai akibatnya, teori dinamis pasang surut menjadi rumit, dan solusi dari persamaan akan cukup kompleks. Walaupun demikian, teori dinamis telah didefinisikan ulang, dan pasang surut teoritis dapat dihitung dengan ketepatan yang cukup dekat dengan pasang surut yang diamati. Teori dinamis pasang surut sebaiknya dipahami dengan mempertimbangkan situasi paling sederhana, di mana Matahari dan Bulan berada pada deklinasi nol, dan dalam syzygy, sehingga pasang surut matahari dan bulan bertemu. Kita hanya tinggal memikirkan satu pasang surut setimbang saja. Jawaban bagi Soal 7.2 memperlihatkan bahwa kedalaman lautan yang lebih besar 20 km akan diperlukan untuk pasang surut setimbang teoritis pada katulistiwa untuk menyamai lintasan Bulan mengelilingi Bumi. Karena lautan di semua tempat memiliki kedalaman kurang dari 20 km, pasang surut sebenarnya akan berkurang seiring dengan pasang surut setimbang, yakni akan terjadi selang.



Gambar 7.7 Kecepatan linier (v) pada berbagai lintang permukaan Bumi dengan Bulan sebagai acuan. (The Open University, 1994).

Gambar 7.7 menunjukkan berbagai lintang, kecepatan linier (v) permukaan Bumi dengan Bulan sebagai acuan. Bandingkanlah kecepatan-kecepatan tersebut dengan kecepatan di mana pasang surut setimbang teoritis akan menyebar sebagai gelombang perairan dangkal di atas dataran abyssal dengan kedalaman 5,5 km (secara kasar pada 230 m s^{-1}). Namun demikian, lautan tidak memiliki kedalaman 5,5 km pada setiap tempat – kedalaman rata-rata lebih kecil, sehingga kecepatan teoritis gelombang pasang surut akan lebih kecil.

Soal 7.6 Untuk pertanyaan ini, diasumsikan bahwa kedalaman rata-rata lautan sebesar 4.080 m (untuk menyederhanakan perhitungan).

- Berapakah selang pasang surut, dalam jam, pada lintang 26° ?
- Berapakah selang pasang surut, dalam jam, pada lintang 10° ?

Dari jawaban Soal 7.6 dapat dilihat bahwa lintang yang lebih rendah, pasang surut akan berselang 90^0 bujur di belakang pasang surut setimbang teoritis. Fenomena ini terjadi pada sepanjang kedua sisi katulistiwa ke lintang-lintang di mana permukaan Bumi (dengan acuan Bulan) mencapai kecepatan linier sama dengan dua kali kecepatan di mana pasang surut akan menyebar ke lautan. Pada lintang-lintang yang lebih rendah ini, selang terbatas pada 6 jam 12 menit, sehingga pasang naik tinggi terjadi 6 jam 12 menit dan 18 jam 36 menit setelah lintasan Bulan berlalu. Pasang surut demikian dinamakan pasang surut tidak langsung.

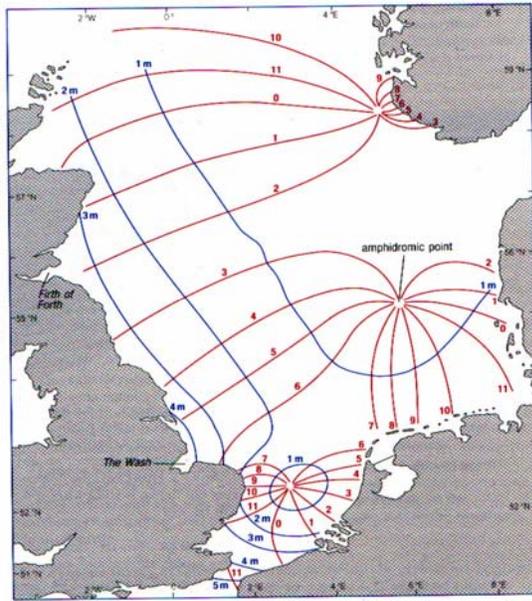
Pada lintang di atas 26^0 , selang pasang surut lebih sebentar dari 6 jam 12 menit. Selang yang tepat selalu konstan untuk suatu tempat tertentu, namun berkurang dengan meningkatkan derajat lintang, sampai selang nol pada sekitar lintang 65^0 . Perhatikan kecepatan pasang surut setimbang di sekeliling Lingkaran Antartic ($66,5^0$ S). Jarak mengelilingi lingkaran adalah sekitar 17.300 km, dan kecepatan linier adalah sekitar 190 ms⁻¹, yang lebih kecil dari kecepatan gelombang pasang surut yang diasumsikan ketika menjawab Soal 7.6(a). Sehingga tidak terjadi selang dan pasang surut yang sebenarnya tidak akan menemui kesulitan untuk menyamai pasang surut setimbang bulan teoritis, dan, dalam teori, pasang naik akan terjadi pada (dan setelah 12 jam 25 menit) lintasan Bulan. Pasang surut dengan sifat demikian dinamakan pasang surut langsung. Menurut teori dinamis, semua pasang surut pada lintang rendah (lebih kecil dari 26^0) akan menjadi pasang surut tidak langsung, dan semua pasang surut pada lintang tinggi (lebih dari 65^0) akan menjadi pasang surut langsung. Namun demikian pasang surut tidak selalu pergi dan mengalir secara paralel dengan katulistiwa, sebagaimana asumsi teori dinamis. Komponen longitudinal yang cukup penting dari arus terjadi, dan pola pasang surut yang sebenarnya akan menjadi lebih rumit daripada teori dinamis yang sederhana.

Sampai saat ini, kita telah mengabaikan konfigurasi cekungan lautan. Bahkan, hambatan geometri cekungan lautan yang digabungkan dengan pengaruh gaya Coriolis menghasilkan perkembangan sistem amphidromik,

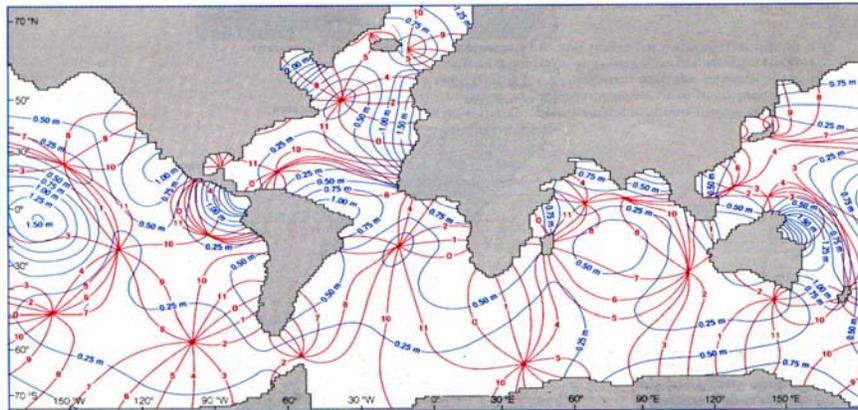
di mana setiap puncak gelombang pasang surut pada air naik mengelilingi suatu titik amphidromik sekali dalam setiap periode pasang surut (Gambar 7.8 dan 7.9). Jangkauan pasang surut adalah nol pada setiap titik amphidromik dan meningkat semakin jauh dari titik tersebut.

Dalam setiap sistem amphidromik, garis co-tidal dapat didefinisikan, yang menghubungkan semua titik-titik di mana pasang surut berada pada tahap (atau fase) yang sama dalam siklusnya. Sehingga garis co-tidal menjari ke arah luar dari titik amphidromik.

Memotong garis co-tidal, kira-kira pada sudut siku-siku terhadapnya, merupakan garis co-range, yang menghubungkan tempat-tempat dengan jangkauan pasang yang sama. Garis co-range membentuk kurung lebih lingkaran konsentrik di sekeliling titik amphidromik, merepresentasikan jangkauan pasang yang membesar semakin jauh dari titik tersebut. Gambar 7.8 menunjukkan sistem amphidromik untuk Lautan Utara dan Gambar 7.9 menunjukkan sistem amphidromik seluruh dunia hasil perhitungan untuk komponen pasang yang dominan (lihat bagian 7.3.1).



Gambar 7.8 Sistem amphidromik di Laut Selatan. Gambar pada garis co-tidal menunjukkan waktu dari air tinggi dalam 'jam bulan (yaitu 1/24 dari hari bulan dari 24.8 jam = kira-kira 1 jam 2 menit) setelah bulan melewati meridian Greenwich. Garis biru adalah garis co-range dan garis merah adalah garis co-tidal. (The Open University, 1994).



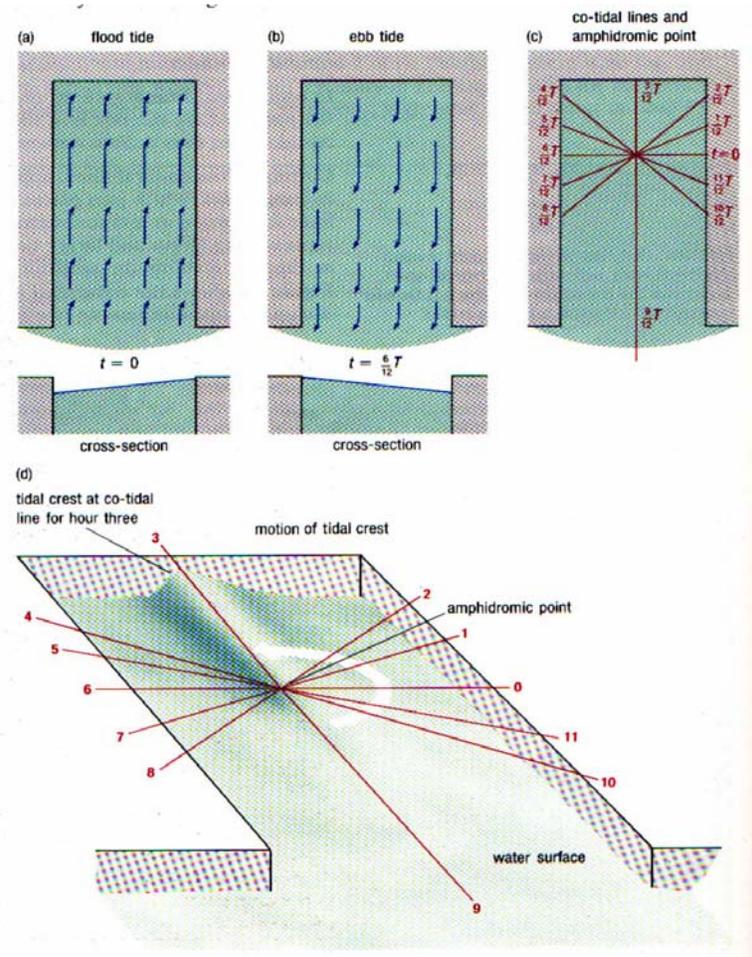
Gambar 7.9 Diagram hasil komputer dari sistem amphidromik seluruh dunia untuk komponen pasang surut semi-diurnal bulan dominan (lihat tabel 7.1). Garis co-tidal adalah merah dan garis ko-range berwarna biru. (The Open University, 1994).

Soal 7.7 Asumsikan bahwa pasang surut tinggi bertemu dengan garis co-tidal bernilai nol dalam Gambar 7.8. Pada tahap apa siklus pasang surut adalah :

- (a) The Wash?
- (b) The Firth (teluk) of Forth (arah keluar)?
- (c) Manakah (a) atau (b) yang memiliki jangkauan pasang surut lebih besar?

Pengamatan pada Gambar 7.8 dan 7.9 menunjukkan bahwa, dengan beberapa pengecualian, gelombang pasang surut sistem amphidromik cenderung untuk berputar berlawanan arah dengan jarum jam di Belahan Bumi Utara dan searah dengan jarum jam di Belahan Bumi Selatan. Sekilas pola rotasi terlihat konflik dengan prinsip bahwa gaya Coriolis mendorong gerak masa cairan secara cum sole. Namun demikian, lihatlah teluk yang diperlihatkan dalam Gambar 7.10.

Dalam Gambar 7.10 (a) banjir air pasang surut dibelokkan ke kanan oleh gaya Coriolis (teluk di belahan utara), dan perairan dikumpulkan di bagian timur teluk. Sebaliknya, bila air pasang surut berkurang, perairan terkumpul pada sisi barat (Gambar 7.10 (b)). Sehingga, karena gelombang air pasang surut dihambat oleh massa tanah, sistem amphidromik yang berlawanan arah jarum jam dibentuk (Gambar 7.10 (c) dan (d)). Perlu dicatat bahwa pengecualian utama dari pola umum rotasi yang ditunjukkan pada Gambar 7.9 adalah sistem yang tidak terhambat oleh massa tanah (yakni sistem amphidromik Atlantik Selatan, Pasifik Pertengahan dan Pasifik Utara) atau di mana sistem berotasi mengelilingi pulau (yakni Madagaskar, Srilangka dan Selandia Baru).



Gambar 7.10 Perkembangan sistem amphidromik. Teluk hipotetis yang ditunjukkan adalah di Belahan Bumi Utara. (The Open University, 1994).

- (a) Kondisi pasang . Air didorong ke kanan oleh gaya Coriolis, yakni menuju pinggir timur.
- (b) Kondisi surut . Air yang kembali didorong ke kanan oleh gaya Coriolis, yakni menuju pinggir barat.
- (c) Suatu sistem amphidromik terbentuk.
- (d) Gelombang pasang surut berjalan berlawanan dengan arah jarum jam.

Sistem amphidromik yang terbatas adalah jenis **gelombang Kelvin**, di mana gaya gravitasi diperkuat dekat pantai oleh gaya-gaya yang dihasilkan oleh kepala air yang berkaitan dengan permukaan air laut yang landai (Gambar 7.10 (a) dan (b)). Gelombang Kelvin terjadi di mana defleksi yang disebabkan oleh gaya Coriolis dihambat (seperti di pantai) atau nol (seperti di katulistiwa). Karena gaya Coriolis bertindak secara *cum sole*, gelombang Kelvin hanya dapat berjalan ke arah timur di katulistiwa.

7.3.1 Prediksi Pasang Surut dengan Metoda Harmonik

Metoda harmonik adalah metoda yang paling memuaskan dan sering digunakan untuk memprediksi ketinggian air pasang surut. Metoda tersebut memanfaatkan pengetahuan bahwa pasang surut yang diamati adalah jumlah dari beberapa komponen atau **pasang surut parsial**, masing-masing dengan periode yang berhubungan dengan periode salah satu gerakan astronomi relatif antara Bumi, Matahari dan Bulan. Setiap pasang surut parsial memiliki amplitudo dan fase yang bersifat unik pada lokasi tertentu. Dalam konteks ini, fase adalah fraksi dari siklus pasang surut yang telah selesai pada acuan waktu tertentu. Hal tersebut sangat bergantung pada periode gaya pasang surut yang bersangkutan, dan pada selang pasang surut parsial untuk suatu lokasi tertentu.

Penentuan amplitudo dan fase untuk setiap pasang surut parsial pada titik tertentu, misalnya di pelabuhan, memerlukan data ketinggian pasang surut yang diperoleh pada selang waktu yang lebih panjang bila dibandingkan dengan periode pasang surut parsial yang bersangkutan. Komponen yang berhasil diidentifikasi mencapai 390. Tabel 7.1 menunjukkan empat komponen semi-diurnal, tiga komponen diurnal dan dua komponen periode panjang.

Tabel 7.1 Beberapa komponen utama air pasang surut (The Open University, 1994).

Name of tidal component	Symbol	Period in solar hours	Coefficient ratio ($M_2=100$)
Principal lunar	M_2	12.42	100
Principal solar	S_2	12.00	46.6
Larger lunar elliptic	N_2	12.66	19.2
Luni-solar semi-diurnal	K_2	11.97	12.7
Luni-solar diurnal	K_1	23.93	58.4
Principal lunar diurnal	O_1	25.82	41.5
Principal solar diurnal	P_1	24.07	19.4
Lunar fortnightly	M_f	327.86	17.2
Lunar monthly	M_m	661.30	9.1

Walaupun menggunakan beberapa komponen utama tersebut, tabel pasang surut yang dihasilkan untuk suatu pelabuhan selama satu tahun merupakan kegiatan yang memerlukan waktu banyak. Pada tahun-tahun awal penggunaan analisis harmonik, penghitungan dilakukan secara manual. Mesin pertama yang melakukan pekerjaan tersebut diciptakan oleh Lord Kelvin pada tahun 1872.

Tingkat ketelitian yang diperoleh melalui altimeter radar (bagian 6.6.1) adalah sedemikian hingga jangkauan pasang surut di lautan dalam dapat diukur. Informasi mengenai amplitudo dan fase pasang surut diekstraksi dari data seasar (dikumpulkan pada tahun 1978) oleh ahli oseanografi yang bekerja pada Institut Ilmu Oseanografi, Bidston, dan cukup sesuai dengan nilai perkiraan.

7.4 JENIS-JENIS PASANG SURUT

Setelah meneliti teori, sekarang kita lihat bagaimana sifat pasang surut yang sebenarnya pada tempat-tempat yang berbeda dan bagaimana jenis-jenis yang berbeda diklasifikasikan. Cara pengklasifikasian pasang surut yang paling sederhana adalah dengan menggunakan periode dominan dari pasang surut yang diamati. Hal ini didasarkan pada perbandingan (F) jumlah amplitudo dua komponen diurnal utama ($K1$ dan $O1$) terhadap jumlah amplitudo dua komponen semi-diurnal utama.

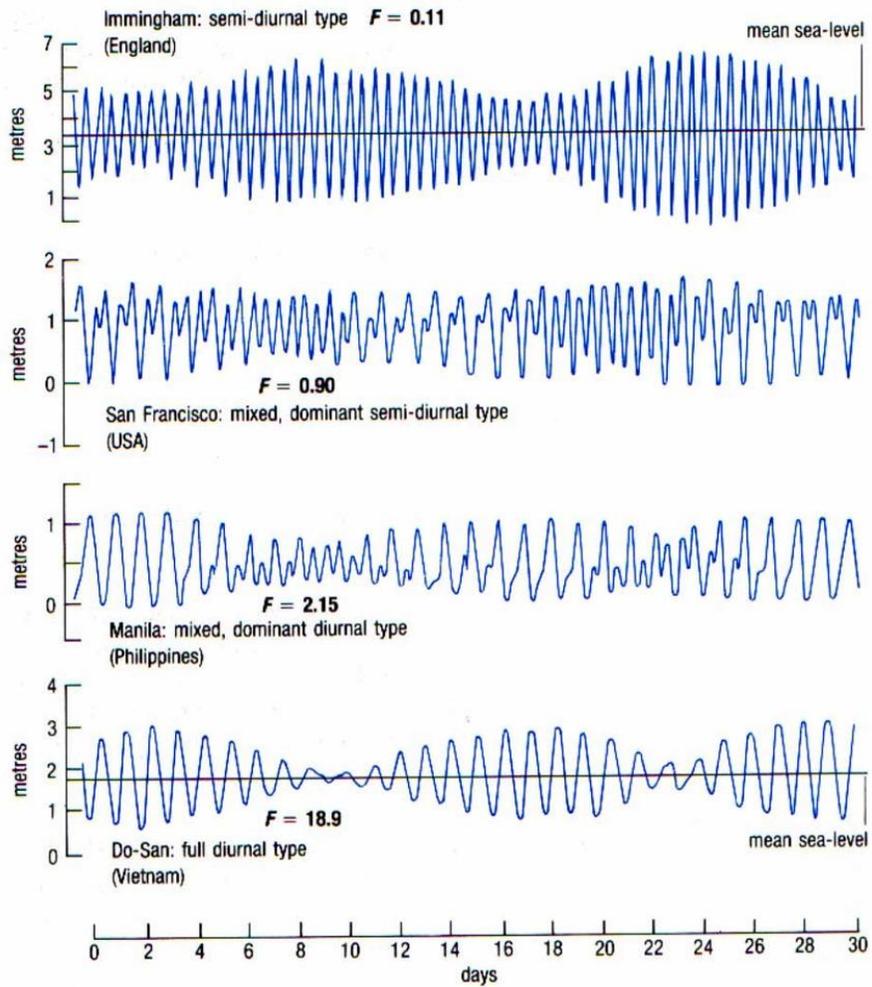
Soal 7.8 (a) Dari Gambar 7.11, apakah perbedaan utama antara siklus pasang surut yang ditandai dengan nilai tinggi dan rendah dari perbandingan F ?
(b) Apakah anda memperkirakan selang antara pasang surut naik adalah 14,75 hari pada setiap waktu, dan pada setiap lokasi, dengan mengabaikan fluktuasi jenis pasang surut lainnya?

Nilai F yang tinggi (katakan di atas 3,0) menandakan siklus pasang surut diurnal, dalam hal ini hanya satu kali pasang naik terjadi dalam sehari, dan fluktuasi jangkauan pasang surut lebih banyak disebabkan oleh perubahan deklinasi Bulan. Pasang surut sangat kecil pada waktu-waktu deklinasi bulan nol. Nilai F yang rendah (katakan lebih kecil dari 0,25) menandakan pasang surut semi-diurnal, dan fluktuasi utama dalam jangkauan pasang surut disebabkan oleh posisi relatif Matahari dan Bulan, menyebabkan variasi purnama-perbani.

Di antara dua ekstrim diatas adalah tipe pasang surut campur, di mana ketimpangan harian yang disebabkan oleh deklinasi Bulan (lihat bagian 7.1.1 (siklus 1)) sangat penting, dan variasi dalam amplitudo, dan selang waktu antara, pasang surut tinggi yang berurutan harus menjadi pertimbangan. Catatan dua pasang surut pertengahan pada Gambar 7.11 menunjukkan ketimpangan diurnal di mana pasang surut tinggi tipikal bergantian dengan pasang surut setengah. Selang waktu antara pasang surut tinggi yang berurutan tidak sama jika pasang surut setengah terjadi secara

acak, seperti di Manila. Perhatikan perubahan dari pasang surut tropis pada hari 0 – 6 menjadi pasang surut ekuatorial pada hari 7 – 12 pada kasus Manila dan San Fransisco (lihat bagian 7.1.1).

Pengaruh lokal dapat mengubah pola dasar, terutama pengaruh lokal dari harmonik (yakni kelipatan sederhana dari frekuensi) pasang surut parsial. Sebagai contoh, komponen quarter – diurnal M4 (dua kali frekuensi M2, komponen semi-diurnal atau bulan utama) dan komponen seperenam – diurnal M6 (tiga kali frekuensi M2) dihasilkan dalam pertambahan terhadap komponen semi – diurnal. Pada sebagian besar lokasi, pengaruh dua harmonik sangat penting dibandingkan dengan komponen utama, namun sepanjang pantai Dorset dan Hampshire di Selat Inggris masing-masing memiliki amplitudo yang lebih besar dari biasanya. Selain itu, dua harmonik berada dalam fase, dan amplitudo gabungan keduanya cukup signifikan bila dibandingkan dengan M2. (Tepat di sebelah barat Isle of Wight, M2 adalah kira-kira 0,5 m ; M4 sekitar 0,15 m dan M6 sekitar 0,2 m). Pengaruh tambahan dari ketiga komponen sebagian besar berkontribusi terhadap pasang surut tinggi ganda di Southampton dan pasang surut rendah ganda di Portland. Tidak benar dalam mitos bahwa pasang surut tinggi ganda di Southampton disebabkan oleh limpahan pasang surut pada waktu yang berbeda sekitar kedua ujung Isle of Wight.

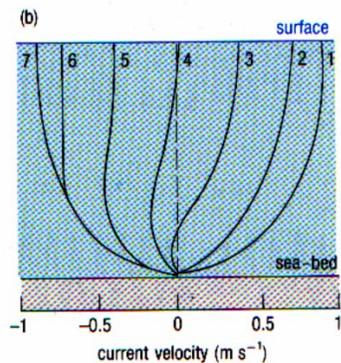
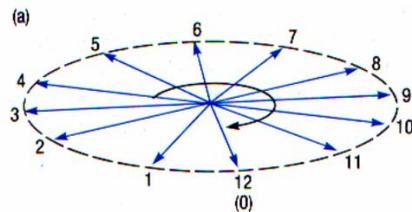


Gambar 7.11 Contoh jenis-jenis kurva air pasang surut yang berbeda, di Inggris, AS, Filipina dan Vietnam. (The Open University, 1994).

7.4.1 Pasang Surut dan Arus Pasang Surut di Laut Dangkal

Gerakan air vertikal yang berhubungan dengan naik dan turunnya pasang surut, diiringi oleh gerakan air horizontal yang disebut dengan arus pasang surut.

Arus pasang surut memiliki periodisitas yang sama dengan osilasi vertikal, namun cenderung mengikuti pola eliptik dan biasanya tidak mengandung gerakan depan – belakang yang sederhana (Gambar 7.12 (a)).



Gambar 7.12 (a) Pola eliptik yang diikuti oleh partikel perairan dalam arus pasang surut selama siklus air pasang surut yang lengkap. Arah arus yang saling berurutan ditunjukkan oleh panah. Panjang panah adalah proporsional terhadap kecepatan arus pada waktu yang bersangkutan. Angka menunjukkan jam bulan (62 menit) diukur setelah penetapan waktu awal secara acak dalam siklus.

(b) Sejumlah profil arus pasang surut vertikal, menunjukkan melemahnya arus yang dekat dengan dasar laut. Angka menunjukkan waktu dalam jam bulan setelah penetapan waktu awal secara acak, dan hanya setengah siklus air pasang surut yang diperlihatkan. (The Open University, 1994).

Arah rotasi elips dapat searah atau berlawanan arah jarum jam, namun rotasi cum sole cenderung lebih disukai bila tidak ada hambatan massa tanah. Pada perairan kecil, pengaruh rotasi Bumi tidak terlalu signifikan, namun pengaruh gesekan dasar laut dan pengaruh hambatan massa tanah terhadap arus tidak dapat diabaikan. Pada cekungan besar seperti Lautan

Utara, pengaruh rotasional lebih penting dari pengaruh gesekan . Gambar 7.12 (b) menunjukkan sejumlah profil arus selama siklus pasang surut. Melemahnya arus dekat bagian bawah profil adalah perilaku tipikal dari arus pasang surut pada lautan dangkal. Bentuk profil demikian menjadi penting bila mengingat pergerakan dan distribusi sedimen.

Pada daerah-daerah di mana arus pasang surut cukup kuat, tarikan gesekan pada dasar laut menghasilkan potongan arus vertikal, dan resultan turbulensi menyebabkan bercampurnya lapisan air bawah secara vertikal. Pada daerah lain, di mana arus pasang surut lebih lemah, pencampuran sedikit terjadi, dengan demikian stratifikasi (lapisan-lapisan air dengan kepadatan berbeda) dapat terjadi. Perbatasan antar daerah-daerah kontras dari perairan yang bercampur dan terstratifikasi seringkali secara jelas didefinisikan, sehingga terdapat perbedaan lateral yang ditandai dalam kepadatan air pada setiap sisi batas.

Bila pasang surut berlaku seperti gelombang progresif biasa, maka arus maksimum terjadi pada pasang naik dan surut. Di sisi lain, bila refleksi gelombang progresif memberikan hasil gelombang berdiri (lihat bagian 7.5.4) yang dihasilkan dalam suatu cekungan, maka salah satu ujung cekungan akan mengalami pasang naik sedangkan ujung lainnya akan berada pada pasang surut. Arus akan diarahkan dari ujung di mana level air menurun menuju ujung di mana level air naik, dan laju arus maksimum akan berada pada pertengahan pasang surut, bila kedua ujung berada pada tingkat yang sama. Dalam prakteknya, arus maksimum tidak akan bertemu baik dengan pasang surut naik/surut, maupun dengan pertengahan pasang surut, tetapi akan berada pada suatu tempat di antara keduanya. Sebagai contoh untuk kasus Lautan Utara, osilasi pasang surut sebagian ditentukan oleh dimensi cekungan Lautan Utara (yang memiliki periode alamiah sekitar 40 jam) dan sebagian oleh pasang surut semi-diurnal progresif yang masuk dari Laut Atlantik. Sehingga, gelombang berdiri dengan tiga nodal cenderung terbentuk di Lautan Utara. Perairan akan dihempas oleh gaya Coriolis dan membentuk tiga sistem amphidromik (sebagaimana

ditunjukkan dalam Gambar 7.8) oleh mekanisme yang sama seperti yang telah disebutkan secara garis besar dalam Bagian 7.3 dan Gambar 7.10.

Pada kasus Teluk Fundy, Nova Scotia, periode alamiah dari osilasi adalah sekitar 12,5 jam, yakni dekat dengan periode pasang surut semi-diurnal. Sehingga, terdapat osilasi beresonansi yang kuat, kisaran pasang surut sekitar 15 m pada kepala teluk, dan arus pasang surut yang kuat pada pertengahan pasang surut.

Soal 7.9 Teluk Fundy panjangnya sekitar 270 km, dan memiliki kedalaman rata-rata sekitar 60 m. Apakah dimensi-dimensi tersebut konsisten dengan periode resonansi yang disebutkan dalam paragraf terakhir?

Arus pasang surut yang kuat dapat juga dihasilkan oleh konstriksi lokal, seperti selat sempit antara dua lautan (misalnya Selat Dover). Arus demikian dikenal sebagai arus hidrolik dan dihasilkan dari gradien tekanan hidrolik yang disebabkan oleh perbedaan permukaan air laut pada kedua ujung selat. Gradien permukaan air yang relatif curam dapat menimbulkan gelombang pasang surut dengan kecepatan beberapa knot. Di mana pantai Prancis menjorok ke Pulau Channel di Alderney, arus pasang naik dapat secara rutin menghasilkan arus dengan kecepatan 10 knots ($5,14 \text{ ms}^{-1}$). Arus yang saling bertemu akan menghasilkan lautan yang bergejolak – bahkan white-capping – dalam cuaca yang cerah. Lautan lepas pantai Portland Bill, Dorset, merupakan contoh permasalahan yang serupa.

7.4.2 Strom Surge

Komplikasi tambahan dalam memprediksi ketinggian pasang surut adalah bahwa kondisi meteorologis dapat mengubah ketinggian pasang surut tertentu, dan waktu pada saat terjadi. Angin dapat menahan pasang surut atau mendorongnya.

Soal 7.10 Bila kepala air dengan ketinggian 10 m menghasilkan tekanan 1 atm (1 bar), maka bagaimana pengaruh pada tinggi permukaan air laut lokal, penurunan tekanan atmosferik sebesar 50 milibar, seperti yang terjadi bila badai parah lewat?

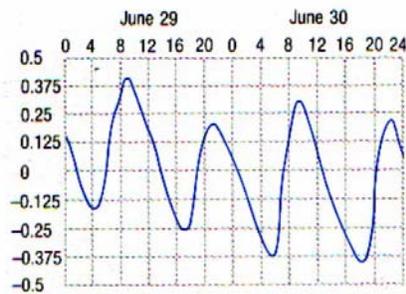
Sehingga, tidak hanya perubahan angin namun juga perubahan tekanan atmosferik dapat menyebabkan tinggi pasang surut sebenarnya jauh berbeda dengan nilai yang diharapkan, terutama selama badai. Pengaruh angin dan tekanan atmosferik rendah yang digabungkan dapat menimbulkan pasang surut yang sangat tinggi, disebut sebagai **strom surge positif**, yang akan mengancam daerah pantai yang landai dengan kemungkinan banjir. Pada sisi lain, beberapa daerah akan mengalami pasang surut yang abnormal, disebut sebagai **strom surge negatif**, yang akan menimbulkan masalah pada lautan dangkal bagi kapal besar seperti supertanker yang memiliki bobot cukup dalam.

Storm surge positif yang paling merusak adalah yang disebabkan oleh siklon tropis (typhoons dan hurricanes) atau oleh depresi tajam di daerah panas. Kejadian paling buruk dalam sejarah adalah di pantai utara Teluk Bengal pada tahun 1970, menyebabkan kematian 250.000 jiwa; dan juga pada tahun 1985 yang menyebabkan kematian 20.000 jiwa. Strom surge di Lautan Utara pada tahun 1953 menyebabkan kenaikan permukaan air laut lokal setinggi 3 m di atas normal dan menyebabkan kematian 1.800 jiwa di Belanda dan 300 di Inggris. Dalam kasus ini (seperti halnya dalam kasus strom surge positif), pasang naik yang tinggi, angin pantai yang kuat dan tekanan barometrik yang sangat rendah dikombinasi untuk menghasilkan peningkatan permukaan air laut yang abnormal. Pada tahun 1986, 30 tahun lebih setelah bencana sebelumnya, penghalang sepanjang 8 km dibangun sepanjang timur Scheldt, melengkapi tahap akhir proyek Delta yang ditujukan untuk melindungi Belanda dari bencana banjir lagi. Penyelesaian Thamas Barrage juga telah menyediakan perlindungan serupa untuk daerah-daerah landai di dalam dan sekitar London. Peringatan awal terhadap strom surge dapat diberikan bila data meteorologikal dan pasang surut yang akurat tersedia. Peramalan dapat dilakukan dengan bantuan

penelusuran satelit terhadap badai, dan dengan pemodelan aliran sebelumnya dengan komputer.

Strom surge di Lautan Utara secara teori dapat menambah sampai 4 m terhadap ketinggian pasang surut normal, namun untungnya sebagian besar strom surge (rata-rata 5 per tahun) berada dalam rentang 0,5 sampai 1 m. Sebagian besar dikaitkan dengan depresi yang bergerak ke arah timur dan mengikuti pola tiga fase :

1. Tanda pertama sangat jelas seperti strom surge positif yang relatif kecil di Atlantik Utara, di mana air digantikan oleh angin barat daya menjadi angin timur laut Atlantik.
2. Pada waktu yang sama dengan kejadian pada (1), surge negatif dialami di pantai timur Inggris ketika angin barat daya menggantikan air ke sudut timur laut Lautan Utara. Surge negatif ini menjalar ke arah selatan sepanjang pantai timur dan mengayun ke arah timur menyeberang bagian selatan Lautan Utara, mengikuti sistem amphidromik yang ditunjukkan pada Gambar 7.8.
3. Ketika depresi bergerak menyeberang Inggris dan keluar di atas Lautan Utara, angin berhembus searah jarum jam untuk kemudian bertiup dari barat laut. Air pasang naik berikutnya, yang telah bergerak ke arah selatan bawah ke Lautan Utara, kemudian diperkuat tidak hanya oleh angin tapi juga oleh surge Atlantik yang disebutkan pada (1) di atas, di mana pada saat yang bersamaan menggantikan air ke bagian utara Lautan Utara. Surge positif yang besar ini menjalar ke bawah pantai Inggris dan mencapai maksimum di sudut barat daya Lautan Utara. Masalah ini ditambah, tidak hanya oleh efek kerucut karena bentuk cekungan, tapi juga oleh kenyataan bahwa kehadiran surge dapat bersamaan dengan kedatangan daerah bertekanan rendah di tengah depresi, sehingga semakin meningkatkan permukaan air laut.



Gambar 7.13 Kurva air pasang surut untuk estuari Sungai Hudson dekat Albany, New York, menunjukkan pasang surut sungai dengan puncak yang cenderung mengikuti lembah sebelumnya. Angka pada sumbu horizontal adalah waktu dalam jam. (The Open University, 1994).

7.4.3 Pasang Surut di Sungai dan Estuari

Sebagian besar sungai-sungai di dunia mengalami pasang surut sebagian, karena permukaan air laut telah mengalami kenaikan sejak periode glasial terakhir. Untuk kasus demikian, lembah sungai yang lebih rendah menjadi banjir oleh air laut, membentuk estuari atau ria. Pasang surut kemudian menyebar ke estuari, dan pada keadaan tertentu ke bagian sungai yang lebih dalam. Perbedaan antara estuari dan pasang surut yang mencapai suatu sungai tidak terlalu jelas, dan untuk tujuan penjelasan pada bagian ini keduanya dianggap sama. Kecepatan penjalaran pasang surut ke dalam estuari tergantung pada kedalaman air. Dengan demikian puncak gelombang (air tinggi) akan bergerak lebih cepat dari lembah gelombang (air surut). Sehingga siklus pasang surut bersifat asimetris, dengan interval waktu yang relatif lama antara pasang surut naik dan pasang surut rendah berikutnya, dan interval yang lebih pendek antara pasang surut rendah dengan pasang naik berikutnya (Gambar 7.13).

Kecepatan maksimum arus pasang surut dihubungkan dengan pasang surut estuari tidak selalu dalam fase dengan puncak dan lembah pasang surut. Sehingga pada mulut estuari, kecepatan maksimum dari kondisi saat pasang akan bersamaan dengan air naik, sedangkan air pasang naik pada bagian

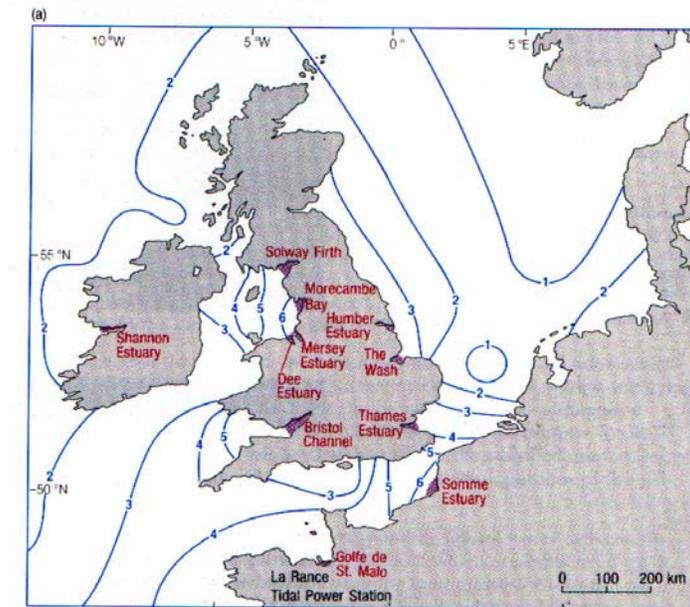
hulu sungai akan terjadi bersamaan dengan air tenang (yakni arus nol). Namun demikian, arus surut akan bertahan lebih lama secara tetap daripada pasang, sebagian sebagai hasil dari siklus pasang surut yang asimetris yang telah disebutkan sebelumnya, dan sebagian karena pengeluaran air tawar ke sungai yang menghasilkan pengeluaran air ke laut dalam jumlah yang sama. Banyak desa dan kota yang berlokasi dekat dengan estuari mengandalkan arus ke laut untuk membawa endapan.

Pada beberapa sungai pasang surut, di mana saluran sungai terlihat menyempit, atau gradien dasar sungai sangat curam, **pasang surut jenuh** akan terjadi. Pembentukan pasang surut jenuh memiliki gejala-gejala yang sama dengan penyebaran gelombang terhadap arus yang berlawanan (lihat bagian 6.5.1). Air pasang naik akan mendorong gelombang pasang surut muka untuk bergerak lebih cepat daripada gelombang perairan dangkal menyebar ke dalam air dengan kedalaman tersebut (persamaan 6.5). Bila hal ini terjadi, gelombang kejutan akan terbentuk, yang bergerak ke arah hulu sebagai dinding air yang menggelinging atau air pasang surut jenuh. Hal tersebut dapat dianalogikan dengan ledakan sonik yang terjadi ketika gangguan tekanan dipaksa untuk bergerak lebih cepat daripada kecepatan suara. Sebagian besar air pasang surut jenuh relatif kecil, dengan ketinggian 0,5 m namun ada pula yang mencapai ketinggian sampai sepuluh kali lipat. Pasang surut jenuh Sungai Severn di Inggris memiliki ketinggian 1 – 2 m, sedangkan pasang surut jenuh Amazon (disebut pororooca) mencapai 5 m dan bergerak ke arah hulu dengan kecepatan sekitar 12 knots. Sungai-sungai lainnya di mana air pasang surut jenuh terbentuk antara lain Colorado, Trent, Elbe, Yangtze dan Petitcodiac, yang mengalir ke Teluk Fundy, yang memiliki catatan kisaran air pasang surut besar (Bagian 7.4.2).

7.4.4 Daya Pasang Surut

Daya dapat dihasilkan dengan menahan pasang surut yang masuk dan keluar dibalik sebuah bendungan, menggunakan kepala air yang dihasilkan untuk menggerakkan turbin agar menghasilkan listrik. Kisaran pasang surut

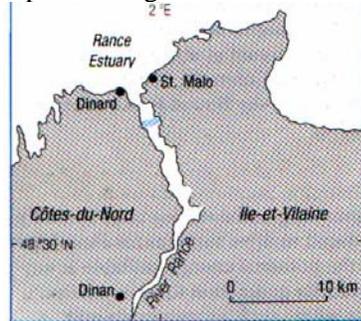
mengendalikan energi potensial yang tersedia pada tempat manapun, dan harus melewati 5 m agar listrik yang dihasilkan bernilai ekonomis. Lokasi yang sesuai terbatas pada kisaran yang sesuai dan bendungan dapat dibangun secara praktis (Gambar 7.14).



Gambar 7.14 Kisaran pasang surut M2 (dalam metres) dan lokasi bendungan listrik pasang surut yang aktual dan potensial. (The Open University, 1994).

Salah satu lokasi yang demikian adalah estuari Rance di Inggris (Gambar 7.15 (a) dan (b)), yang telah digunakan sejak 1966. Skema yang lebih besar untuk estuari Severn di Inggris telah seringkali diajukan dan didiskusikan. Walaupun skema demikian akan memenuhi kebutuhan daya listrik Inggris yang cukup besar (mencapai 6%), konstruksi bendungan akan mempengaruhi pola arus dan pergerakan sedimen, sementara gangguan

ekologis tidak dapat dihindarkan – semua faktor yang harus dipertimbangkan bila skema demikian direncanakan.



Gambar 7.15 (a) Lokasi stasiun tenaga pasang surut La Rance. Stasiun ini telah memproduksi sekitar 550×10^6 kWh sejak tahun 1966. (b) Pemandangan lokasi La Rance. (The Open University, 1994).



7.5 RINGKASAN

1. Pasang surut merupakan gelombang perairan dangkal, yang dihasilkan oleh gaya gravitasi Bulan dan Matahari terhadap lautan.
2. Gaya sentrifugal, yang menjauhi Bulan, dihasilkan dari rotasi eksentrik Bumi mengelilingi pusat massa Bumi-Bulan. Gaya sentrifugal ini secara tepat seimbang secara total oleh gaya gravitasi Bulan terhadap Bumi. Namun demikian, gaya gravitasi lebih besar

dari gaya sentrifugal pada sisi Bumi yang menghadap Bulan, sehingga menimbulkan gaya penghasil pasang surut yang diarahkan pada Bulan, di mana pada sisi lain Bumi gaya sentrifugal lebih besar daripada gaya gravitasi, menghasilkan gaya penghasil pasang surut yang menjauh dari Bulan.

3. Gaya-gaya tarik (komponen horizontal gaya pembangkit pasang surut) maksimal pada kedua lingkaran kecil pada tiap sisi Bumi, dan menghasilkan dua (secara teori) tarikan pasang surut setimbang – satu diarahkan menuju Bulan dan yang lain diarahkan menjauhi Bulan. Ketika Bumi berotasi dengan acuan Bulan (periode 24 jam 50 menit), tarikan pasang surut setimbang harus berjalan dengan arah yang berlawanan untuk mempertahankan posisi relatifnya terhadap Bulan. Pada kasus yang paling sederhana, bila Bulan ada di katulistiwa, tarikan pasang surut berjalan pada bidang yang sama dengan katulistiwa, dan pada semua titik kedua tarikan menimbulkan dua kali pasang naik yang sama dalam sehari (pasang surut ekuatorial). Bulan tidak selalu berada pada katulistiwa, tapi memiliki deklinasi sampai 28° pada kedua sisinya, sehingga bidang perjalanan tarikan pasang surut, bila seimbang dengan acuan katulistiwa, menimbulkan dua kali pasang surut harian yang tidak sama atau tropis. Deklinasi bervariasi sekitar 27,2 hari siklus. Orbit eliptik Bulan mengelilingi Bumi menyebabkan variasi gaya penghasil pasang surut (mencapai 20% dari nilai rata-rata).
4. Dengan analogi terhadap Bulan, Matahari menghasilkan pasang surut setimbang yang menunjukkan ketidaksamaan yang berkaitan dengan deklinasi Matahari (mencapai 23° pada kedua sisi katulistiwa), dan besarnya bervariasi karena orbit eliptik Bumi mengelilingi Matahari. Gaya pembangkit air pasang surut oleh Matahari memiliki sekitar 46% dari gaya yang dihasilkan oleh Bulan. Pasang surut matahari berinteraksi dengan air pasang surut bulan. Bila Matahari dan Bulan sejajar, pengaruhnya bertambah, memberikan pasang purnama dengan

kisaran besar; tetapi ketika Matahari dan Bulan berada dalam kuadran , kisaran pasang surut kecil (pasang surut perbani). Siklus lengkap, yang meliputi dua perbani dan dua purnama, memakan waktu 29,5 hari.

5. Kecepatan pasang surut terbatas sekitar 230 ms^{-1} pada laut terbuka (lebih lambat pada laut yang lebih dangkal), dan massa tanah menghambat aliran pasang surut. Massa air memiliki inersia, dan tidak bereaksi secara langsung terhadap gaya tarik. Pasang surut tak langsung, yang ditemukan pada lintang rendah, selang 90^0 bujur dari pasang surut setimbang teoritis, di mana pasang surut langsung terjadi pada lintang tinggi dan bersamaan dengan pasang surut setimbang teoritis. Pasang surut dengan karakteristik pertengahan terjadi pada lintang pertengahan.
6. Gaya Coriolis dan pengaruh hambatan massa tanah, bergabung untuk membentuk sistem amphidromik pada pasang surut. Puncak pasang yang tinggi mengelilingi titik-titik amphidromik yang menunjukkan tidak ada perubahan pada level pasang surut. Kisaran pasang surut membesar seiring dengan jarak dari titik amphidromik. Sistem amphidromik yang terhambat, seperti pada teluk yang besar, cenderung untuk berotasi dengan arah yang berlawanan terhadap defleksi yang ditimbulkan oleh gaya Coriolis.
7. Pasang surut yang sebenarnya terdiri atas banyak komponen (pasang surut parsial), masing-masing berkaitan dengan periode gerakan astronomis tertentu yang melibatkan Bumi, Matahari atau Bulan. Pasang surut parsial dapat diukur untuk suatu periode waktu yang panjang pada lokasi individual, dan hasilnya digunakan untuk menghitung pasang surut yang akan datang. Pasang surut yang sebenarnya diklasifikasikan dengan rasio jumlah amplitudo dua komponen diurnal utama terhadap jumlah amplitudo dua komponen semi-diurnal utama.

8. Kenaikan dan penurunan pasang surut menghasilkan pergerakan lateral air (arus pasang surut), kecepatan dan arahnya dipengaruhi oleh geometri cekungan dan massa tanah penghambatnya. Daerah-daerah dengan tekanan atmosferik yang rendah menyebabkan naiknya permukaan air laut, di mana tekanan tinggi menurunkan permukaan air laut. Angin yang kuat dapat menahan pasang naik atau menguatkannya. Strom surge disebabkan oleh perubahan besar dalam tekanan atmosferik dan angin kuat yang terkait. Strom surge positif seringkali menimbulkan bencana banjir.
9. Di estuari, puncak gelombang pasang surut menjalar lebih cepat daripada lembahnya karena kecepatan penjalarannya bergantung pada kedalaman air; sehingga interval air rendah ke air tinggi lebih pendek daripada interval air tinggi ke air rendah. Pasang surut jenuh terbentuk di mana pasang surut terhambat oleh estuari yang menyempit dan muka gelombang didorong oleh pasang naik untuk menjalar lebih cepat daripada kecepatan yang ditentukan oleh kedalaman dari gelombang perairan dangkal. Jika kisaran pasang surut besar dan air dapat ditampung dalam bendungan, resultan kepala air dapat digunakan untuk menghasilkan tenaga listrik air.

Soal 7.11 Tuliskan istilah untuk gaya penghasil pasang surut pada titik P di Gambar 7.3, menggunakan istilah yang telah didefinisikan untuk persamaan 7.1, 7.2 dan 7.3. Tidak perlu mencoba untuk menyederhanakan atau harus tepat istilahnya.

Soal 7.12 Manakah pernyataan-pernyataan berikut yang benar?

- (a) Dalam syzygy memiliki arti yang sama dengan dalam posisi berlawanan.
- (b) Pasang surut perbani akan dialami selama gerhana Matahari.
- (c) Pasang purnama tidak terjadi pada musim semi.
- (d) Permukaan air laut paling rendah pada siklus purnama-perbani terjadi pada pasang surut rendah pada saat Bulan berada dalam quadrature.

Soal 7.13 Ringkaskan faktor-faktor yang menentukan perbedaan antara pasang surut setimbang dan pasang surut yang diamati.

Soal 7.14 Bagaimana pengaruh kejadian yang berikut ini terhadap kisaran pasang surut di Immingham (Gambar 7.11) :

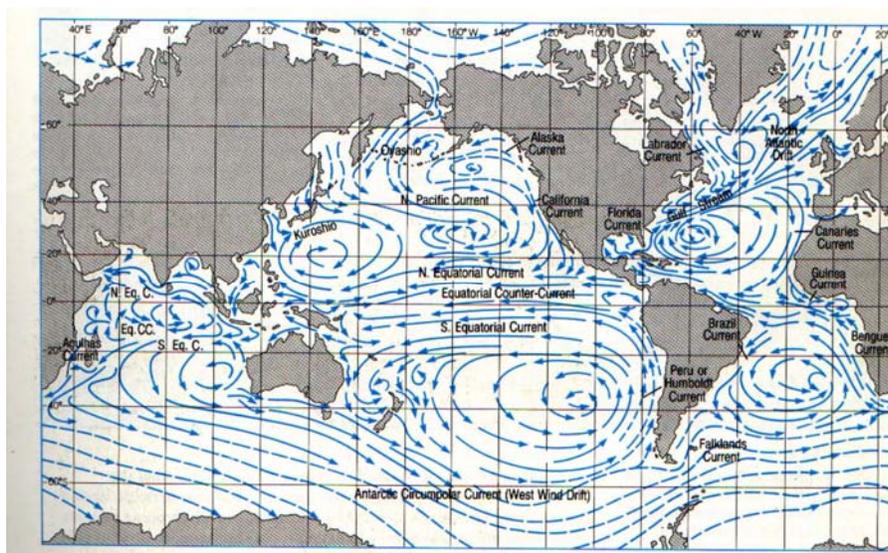
- (a) Kemajuan Bumi dari perihelion ke aphelion?
- (b) Kejadian pasang surut tropis?
- (c) Peningkatan tekanan atmosferik sebesar 30 milibar?
- (d) Pasang surut purnama?

Soal 7.15 Tuliskan pada Gambar 7.1 menyatakan bahwa gambar yang dilihat dari atas salah satu kutub. Kutub manakah yang terlihat?

Bab 8

ARUS LAUT

Gambar 8.1. menunjukkan bagaimana sirkulasi perpindahan panas di laut. Arus permukaan yang panas di lintang rendah membawa panas ke kutub, dan arus dingin di lintang tinggi mengalir ke equator.



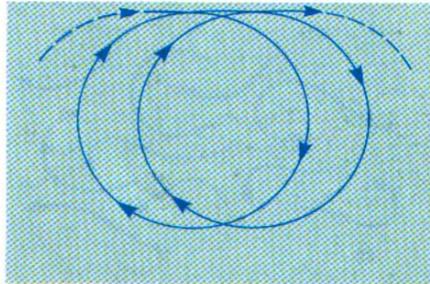
Gambar 8.1 Sistem arus permukaan global. Arus dingin ditunjukkan dengan panah putus-putus; arus panas ditunjukkan dengan panah tidak putus-putus. Peta tersebut menunjukkan kondisi rata-rata untuk bulan-bulan dingin di kutub utara; terdapat perbedaan lokal di musim panas, khususnya di daerah yang dipengaruhi oleh sirkulasi monsoon. (The Open University, 1993).

Soal 8.1.

- (a). Arus manakah yang merupakan arus permukaan dingin yang utama di
(i). Utara dan Selatan Pasifik
(ii). Utara dan Selatan Atlantik
(b). Bagaimana arus-arus ini biasanya?

8.1 PENGARUH ANGIN PADA PERMUKAAN LAUT

Ketika angin berhembus di laut, energi yang ditransfer dari angin ke batas permukaan, sebagian energi ini digunakan dalam pembentukan gelombang gravitasi permukaan, yang memberikan pergerakan air dari yang kecil ke arah perambatan gelombang (Gambar 8.2) dan sebagian untuk membawa arus.



Gambar 8.2 Dalam gelombang permukaan, partikel air yang puncak bergerak lebih ke depan dari pada di lembah, sehingga dihasilkan gerakan ke depan (disebut wave drift). Di laut dalam, gerakan ini mungkin dalam orde beberapa milimeter hingga beberapa sentimeter per detik. (The Open University, 1993).

Semakin cepat kecepatan angin, semakin besar gaya gesekan yang bekerja pada permukaan laut, dan semakin besar arus permukaan. Gaya gesekan yang bekerja pada permukaan merupakan hasil dari hembusan angin disebut Tegangan Angin (Wind Stress). Wind Stress yang biasanya disimbolkan dengan τ , sebanding dengan kuadrat kecepatan angin, W , sehingga :

$$\tau = cW^2 \quad (8.1)$$

dimana c bergantung pada kondisi atmosfer, semakin banyak konveksi turbulen yang terdapat di atmosfer yang melalui permukaan laut semakin besar harga c .

Bagaimana diharapkan diharapkan harga c yang dipengaruhi oleh kecepatan angin ? Harga c akan bertambah dengan bertambahnya kecepatan angin, yang tidak hanya bertambahnya konveksi turbulen tetapi juga dengan bertambahnya kekasaran permukaan laut.

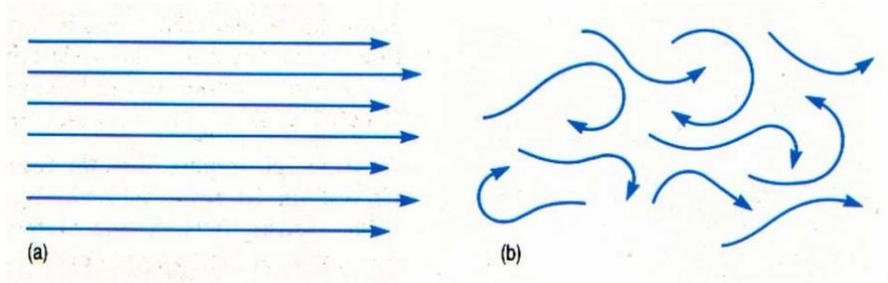
Karena gesekan dengan permukaan laut, kecepatan angin bertambah, dan juga c bergantung pada tinggi dimana kecepatan angin tersebut diukur, yang biasanya 10 m, tinggi dek kapal. Dengan perhitungan kasar, angin dengan kecepatan 10 ms^{-1} (mendekati 20 knot), pada ketinggian 5-10 m, akan membentuk tegangan angin (wind stress) dipermukaan laut sekitar 0.2 Nm^{-2} ($1 \text{ Newton} = 1 \text{ kg ms}^{-2}$)

Soal 8.2. Berapakah harga c dan apakah satuannya ?

Harga c tidak konstan. Harga c dengan tegangan angin sekitar 2.10^{-3} memberikan faktor yang akurat adalah 2.

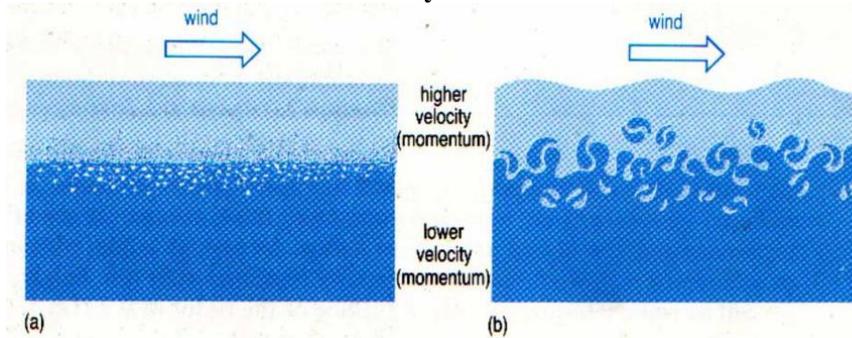
8.1.1 Beberapa Gaya Gesekan di Laut

Pengaruh wind stress pada permukaan laut adalah transmisi dari gesekan internal di laut atas. Gesekan internal ini hasil dari turbulen dan bukan dari viskositas fluida sederhana yang mengalir dalam aliran laminair (Gambar 8.3).



Gambar 8.3 Perbedaan antara (a) aliran laminar dan (b) aliran turbulen.

Gesekan dalam pergerakan fluida hasil dari transfer momentum (massa x kecepatan) diantara bagian-bagian yang berbeda dari fluida. Dalam pergerakan fluida dalam aliran laminar, transfer momentum terjadi hasil transfer antara batas yang berdekatan, yang ditunjukkan secara skematik dalam Gambar 8.4(a), sehingga disebut **viskositas molekular**. Di permukaan laut, gerakan air tidak pernah laminar, tetapi turbulen sehingga kelompok-kelompok air, bukan molekul individu, ditukar antara satu bagian fluida ke yang lain (Gambar 8.4 (b)). Gesekan internal yang dihasilkan lebih besar daripada disebabkan oleh pertukaran molekul individu dan disebut **viskositas eddy**.



Gambar 8.4 Diagram skematik yang menggambarkan perbedaan antara (a) viskositas molekular dan (b) viskositas eddy. Di (a) momentum ditransfer antara lapisan-lapisan yang berhubungan dengan molekul individu, sedangkan di (b) berhubungan dengan kelompok fluida. (Untuk penyederhanaan, hanya ditunjukkan

dua lapisan dengan kecepatan berbeda, pada kenyataannya banyak terdapat lapisan-lapisan. (The Open University, 1993).

Turbulen eddy di lapisan atas bekerja mentransmisikan gerakan di permukaan ke tingkat yang lebih dalam lagi. Selanjutnya akan ada pencampuran turbulen dan kemudian besarnya viskositas eddy bergantung pada stratifikasi kolom air. Jika kolom air tercampur sempurna, dan homogen, densitas tidak bervariasi terhadap kedalaman dan kolom air akan mudah membentuk pencampuran turbulen, jika kolom air terstratifikasi dengan baik sehingga densitas meningkat secara tajam terhadap kedalaman, situasi menjadi stabil dan pencampuran turbulen menjadi sukar.

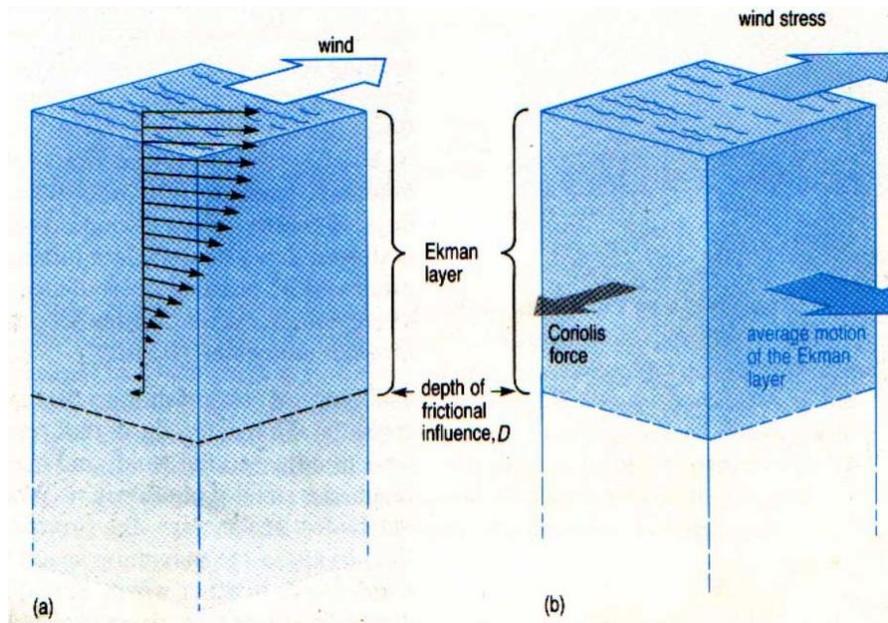
Soal 8.3 Antara lapisan permukaan panas yang tercampur sempurna dengan air dingin di badan air laut terdapat termoklin, daerah dimana temperatur menurun terhadap kedalaman. Jelaskan apakah viskositas eddy lebih besar di termoklin atau di lapisan permukaan tercampur.

Viskositas eddy (koefisien viskositas eddy, A) terbagi dalam, A_z yaitu viskositas eddy hasil dari pencampuran bervertikal dan A_h adalah viskositas eddy hasil dari pencampuran horizontal, contohnya yang disebabkan oleh turbulen antara dua arus yang berdekatan atau antara arus dan batas pantai. Harga A_z berkisar antara 10^{-2} - $10^2 \text{ kgm}^{-1}\text{s}^{-1}$, sedangkan A_h umumnya lebih besar, berkisar antara 10^4 - $10^8 \text{ kgm}^{-1}\text{s}^{-1}$.

Harga A_h lebih besar dari harga A_z karena terdapat perbedaan pencampuran dalam arah vertikal dan horizontal. Dihampir setiap tempat di laut terstratifikasi stabil, sehingga sulit terjadi pencampuran vertikal, sedangkan gerakan di laut selalu dalam arah horizontal, dan juga laut mempunyai lebar yang ratusan kali dari dalamnya, sehingga gerakan eddy horizontal bertambah.

8.1.2. Gerakan Ekman.

Teori pertama untuk arus yang diakibatkan oleh angin dikembangkan oleh V. W. Ekman pada tahun 1890-an. Ekman mengungkapkan hembusan angin steady melalui laut dengan kedalaman dan lebar tak terbatas, dan tidak ada variasi densitas. Diasumsikan juga permukaan laut tetap horizontal, sehingga tekanan pada kedalaman tertentu adalah konstan. Laut hipotetik ini dianggap terdapat lapisan-lapisan horizontal yang tak terbatas, dan lapisan atas terjadi gesekan oleh angin, dan memberi gesekan (viskositas eddy) pada lapisan berikutnya yang dibawah permukaan, dan lapisan ketiga terjadi gesekan akibat lapisan kedua dan begitu seterusnya. Sebagai tambahan, karena gerakannya, setiap lapisan bekerja gaya Coriolis. Dengan anggapan keseimbangan antara gaya-gaya gesekan dan gaya Coriolis. Ekman menarik kesimpulan bahwa kecepatan dari arus yang disebabkan oleh angin berkurang secara eksponensial terhadap kedalaman. Arah arus menyimpang 45^0 dari arah angin dan sudut penyimpangan bertambah dengan bertambahnya kedalaman. Vektor arus membentuk spiral (Ganbar. 8.5. (a)) dan pola arus ini disebut dengan **Spiral Ekman**.



Gambar 8.5 (a) Pola arus spiral Ekman akibat dari angin yang bekerja di permukaan air. Panjang dan arah dari panah hitam menggambarkan kecepatan dan arah arus yang disebabkan oleh angin. (b) Untuk lapisan Ekman secara keseluruhan, gaya akibat angin diseimbangkan dengan gaya Coriolis, dimana di kutub Utara 90° ke kanan dan gerakan rata-rata lapisan. (The Open University, 1993).

Gaya Coriolis sebanding dengan sinus lintangnya, dan untuk partikel massa m yang bergerak dengan kecepatan u , diberikan oleh :

$$\text{Gaya Coriolis} = m \times 2\Omega \sin \Phi \times u \quad (8.2a)$$

dimana Ω adalah kecepatan sudut bumi dan Φ adalah lintang. Suku $2\Omega \sin \Phi$ disebut parameter Coriolis dan sering disingkat f , sehingga menjadi :

$$\text{Gaya Coriolis} = m f u \quad (8.2b)$$

Ekman menyimpulkan bahwa dalam laut tak tertutup dan homogen, kecepatan arus permukaan u_0 adalah :

$$u_0 = \frac{\tau}{D\rho f} \quad (8.3)$$

dimana τ adalah tegangan angin permukaan, A_z adalah koefisien viskositas eddy, ρ adalah densitas air laut dan f adalah parameter Coriolis.

Soal 8.4

- (a) Berapakah harga f (parameter Coriolis) pada 40° S. Diketahui $\Omega = 7.29 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$
- (b) (i) Angin Barat dengan kecepatan 5 ms^{-1} berhembus pada permukaan laut di 40° S. Asumsi tegangan angin (wind stress) adalah 0.1 Nm^2 , dan $A_z = 10^2 \text{ kgm}^{-1}\text{s}^{-1}$ dan $\rho = 10^3 \text{ kgm}^{-3}$. Berapakah kecepatan arus yang dibangkitkan oleh angin di permukaan?
- (ii) Dalam arah manakah arus tersebut mengalir ?

Prediksi yang signifikan dari teori Ekman terbukti bahwa gerakan rata-rata dari lapisan yang diakibatkan oleh angin adalah sebelah kanan dari arah angin, ke kanan di kutub Utara dan ke kiri ke kutub Selatan. Keseimbangan yang diperoleh dari gerakan rata-rata atau **arus rata-rata kedalaman** akan ke kanan dari arah angin. (Gambar 8.5(b)) menggambarkan untuk kutub Utara.

Besarnya arus rata-rata kedalaman, \bar{u} , adalah :

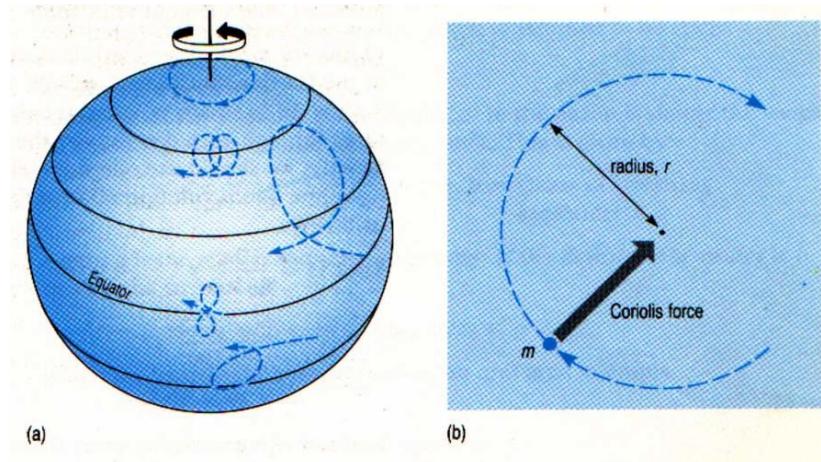
$$\bar{u} = \frac{\tau}{D\rho f} \quad (8.4)$$

dimana D adalah kedalaman dimana arah dari arus yang dibawa oleh angin berlawanan dengan arahnya di permukaan.(Gambar 8.5(a)). Pada kedalaman ini arus berkurang $1/23$ dari arus dipermukaan, dan pengaruh angin dapat diabaikan. D bergantung pada viskositas eddy dan lintang, sehingga sering disebut dengan **kedalaman yang dipengaruhi oleh gesekan** angin. Jika diasumsikan viskositas eddy $A_z=10 \text{ kgm}^{-1}\text{s}^{-1}$, D kira-kira 40 m di kutub dan 50 m di lintang tengah. Mendekati daerah equator, harganya mendekati tak terhingga. Di laut yang sebenarnya ketebalan lapisan yang dipengaruhi oleh angin adalah 100-200 m.

Volume total dari air yang dipindahkan ke kanan dari arah angin per detik dapat dihitung dengan mengalikan \bar{u} dengan ketebalan yang dipengaruhi oleh angin. Transpor volume ini (m^3s^{-1}) dikenal sebagai **transpor Ekman** dan lapisan yang dipengaruhi angin (kedalaman D) disebut **Lapisan Ekman**.

3.2. ARUS INERSIA

Apa yang terjadi ketika angin yang membawa arus tiba-tiba berhenti berhembus. Karena momentumnya air tidak berhenti tiba-tiba, dan masih dalam gerakannya, gaya gesekan dan gaya Coriolis tetap bekerja. Di laut yang dalam, gaya gesekan sangat kecil, tetapi gaya Coriolis tetap berlangsung. Gerakan dibawah pengaruh gaya Coriolis disebut **dengan Arus Inersia** (Gambar 8.6(a)). Jika hanya gaya Coriolis yang bekerja dalam arah horizontal, dan gerakan hanya terjadi dengan perbedaan lintang yang kecil, pola arus inersia akan berbentuk lingkaran (Gambar 8.6(b)). Dalam arus inersia, gaya coriolis bekerja sebagai gaya sentripetal terhadap pusat lingkaran (Gambar 8.6(b)).



Gambar 8.6 (a) Berbagai pola yang mungkin untuk arus inersia (b) Gerakan inersia di kutub Utara dalam bidang datar.

Jika sebuah massa m bergerak mengitari lingkaran dengan jari-jari r dan kecepatan u maka gaya sentripetal adalah :

$$\text{Gaya sentripetal} = \frac{mu^2}{r} \quad (8.5)$$

Gaya sentripugal = gaya Coriolis

$$\text{Maka, } \frac{mu^2}{r} = mfu$$

$$\frac{u}{r} = f \quad (8.6)$$

Jika gerakan dalam skala kecil, tidak ada perubahan lintang, f menjadi konstan sehingga pola air menjadi lingkaran dengan jari-jari r dan

kecepatan tetap u , waktu T yang diperlukan untuk lingkaran yaitu perioda arus inersia adalah keliling lingkaran dibagi kecepatan :

$$T = \frac{2\pi r}{u}$$

sehingga $T = \frac{2\pi}{f}$ (8.7)

persamaan ini menunjukkan bahwa dalam situasi ideal, T hanya bergantung pada lintang. Contohnya pada lintang 45° , T diperkirakan 17 jam tetapi di equator menjadi tak terhingga.

Soal 8.5. Tunjukkan bahwa perioda arus inersia di kutub Utara sekitar 12 jam, jika di lintang 30° menjadi 24 jam.

8.3 ARUS GEOSTROPIK

Dalam teori Ekman, laut diasumsikan dengan lebar tak terbatas, jika pengaruh batas pantai dimasukkan, maka akan menjadi kompleks, karena batas tersebut menghalangi pergerakan arus dan terdapat kemiringan permukaan laut. Jika permukaan laut mempunyai kemiringan, tekanan hidrostatik yang bekerja pada permukaan horizontal akan bervariasi atau akan terdapat gradien tekanan horizontal. Dengan cara yang sama jika angin berhembus dari tekanan yang tinggi ke tekanan yang rendah, air cenderung mengalir karena perbedaan tekanan. Gaya yang meningkatkan gerakan ini disebut **Gaya gradien tekanan horizontal**.

Jika gaya Coriolis bekerja pada air yang bergerak diseimbangkan oleh gaya gradien tekanan horizontal, arus tersebut disebut dalam keseimbangan geostropik dan disebut sebagai **arus geostropik**.

8.3.1. Gradien Tekanan Laut.

Tekanan Hidrostatik

Karena arus laut relatif lambat, terutama dalam arah vertikal, sehingga tekanan pada keadaan tertentu adalah tekanan hidrostatik yaitu hasil dari air diam yang diasumsikan statik. Tekanan hidrostatik pada kedalaman z , adalah berat air yang bekerja pada satuan luas (1 m^2) :

Tekanan hidrostatik pada kedalaman $z = p = \text{massa} \times g$

dimana g adalah percepatan gravitasi bumi, jika densitas air ρ , maka :

$$p = \text{volume air} \times \rho \times g$$

Untuk tekanan hidrostatik yang bekerja pada satuan luas.

$$p = \rho g z \quad (8.8a)$$

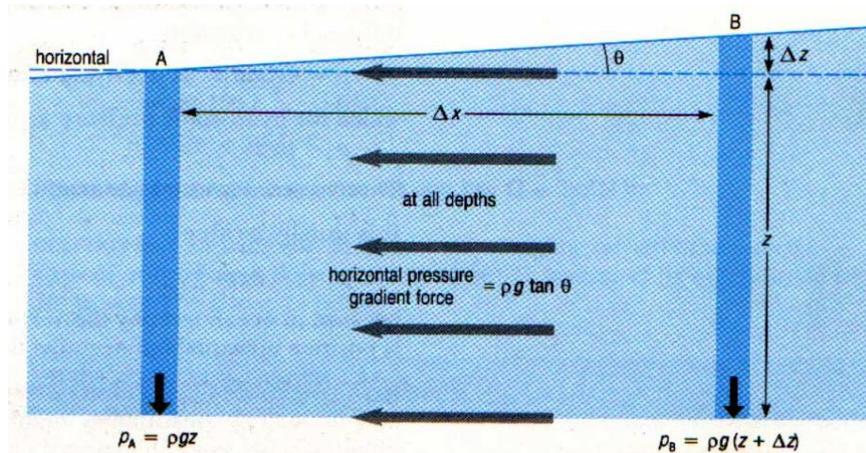
Persamaan ini dikenal sebagai **persamaan hidrostatik**. Biasanya ditulis :

$$p = -\rho g z \quad (8.8b)$$

Karena dalam oseanografi sumbu z vertikal mempunyai titik nol pada level laut, positif keatas dan negatif ke bawah.

Gradien Tekanan Horizontal

Dengan anggapan air laut dengan densitas konstan dan kemiringan permukaan laut dipertahankan tanpa meningkatkan gerakan arus yang lain (Gambar 8.7).



Gambar 8.7 Diagram skematik untuk menggambarkan bagaimana kemiringan permukaan laut menghasilkan gradien tekanan horizontal. Jika densitas air laut konstan, gaya gradien tekanan horizontal (panah abu-abu) adalah $\rho g \tan \theta$ (dimana $\tan \theta = \Delta z / \Delta x$) di setiap kedalaman.

Tekanan hidrostatik yang bekerja di A adalah :

$$p_A = \rho g z$$

Dimana z adalah tinggi kolom air. Di titik B, level air lebih tinggi Δz , sehingga :

$$p_B = \rho g (z + \Delta z)$$

Tekanan di B lebih besar dari di A, Δp menjadi:

$$\Delta p = p_B - p_A = \rho g (z + \Delta z) - \rho g z = \rho g \Delta z$$

jika jarak A dan B adalah Δx , maka gradien tekanan horizontal diantara A dan B adalah :

$$\frac{\Delta p}{\Delta x} = \rho g \frac{\Delta z}{\Delta x}$$

dan karena $\frac{\Delta z}{\Delta x} = \tan \theta$, maka

$$\frac{\Delta p}{\Delta x} = \rho g \tan \theta \quad (8.9)$$

jika diasumsikan Δp dan Δx sangat kecil, maka persamaan 8.9 menjadi :

$$\frac{dp}{dx} = \rho g \tan \theta \quad (8.10)$$

Persamaan diatas adalah laju perubahan tekanan atau gaya gradien tekanan horizontal dalam arah x, gaya gradien tekanan horizontal persatuan massa :

$$\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dx} = g \tan \theta \quad (8.10a)$$

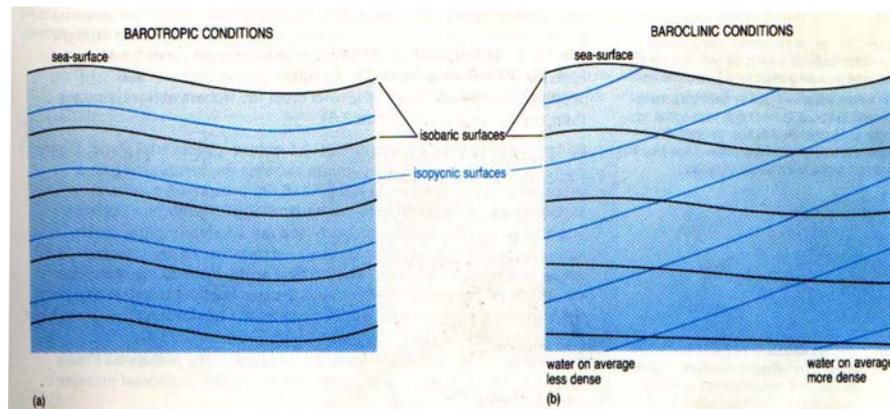
jika densitas laut homogen, gaya gradien tekanan horizontal dari B ke A adalah sama untuk kedalaman berapapun. Jika tidak ada gaya horizontal yang bekerja, maka akan terjadi percepatan yang seragam dari tekanan tinggi ke tekanan yang lebih rendah

8.3.2. Kondisi Barotropik dan Baroklinik

Situasi dimana permukaan dengan tekanan yang sama **disebut permukaan isobarik** – sejajar dengan permukaan laut.

Dalam situasi yang sebenarnya dimana perairan laut tercampur sempurna dan homogen, densitas tidak bertambah terhadap kedalaman sehingga permukaan isobarik tidak hanya sejajar pada permukaan laut tetapi juga pada permukaan dengan densitas konstan atau **permukaan isopiknik**.

Kondisi seperti ini disebut **Barotropik** (Gambar 8.8(a)). Dalam kondisi barotropik, variasi temperatur terhadap permukaan horizontal ditentukan hanya oleh kemiringan permukaan laut, sehingga permukaan isobarik sejajar pada permukaan laut. Namun, variasi densitas tergantung pada berat air dan kemudian tekanan bekerja pada permukaan horizontal. Karena itu, dalam situasi terdapat variasi lateral densitas, permukaan isobarik tidak sejajar dengan permukaan laut. Permukaan isobarik berpotongan dengan isopiknik dan dua kemiringan tersebut berlawanan arah (Gambar 8.8(b)). Kondisi ini disebut **Baroklinik**.

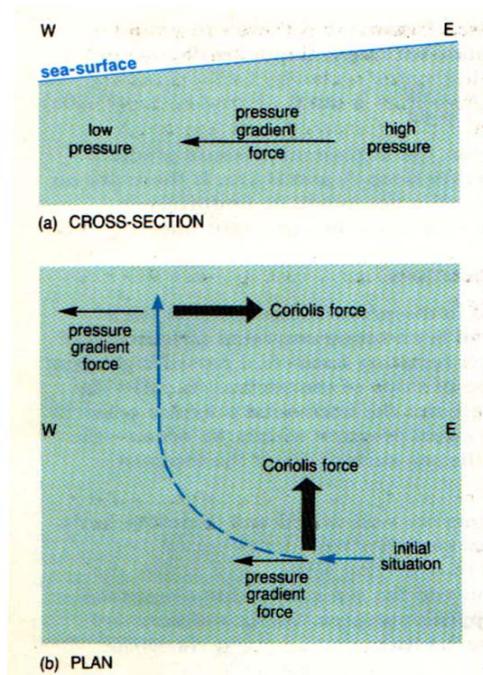


Gambar 8.8 Hubungan antara permukaan isobarik dan isopiknik di (a) kondisi barotropik dan (b) kondisi baroklinik. Pada kondisi barotropik, distribusi densitas tidak mempengaruhi permukaan isobarik. Sebaliknya pada kondisi baroklinik, variasi lateral densitas mempengaruhi permukaan isobarik.

Arus Geostropik – arus dimana gaya gradien tekanan horizontal diseimbangkan oleh gaya Coriolis – dapat terjadi pada kondisi barotropik (homogen) atau baroklinik (variasi lateral densitas).

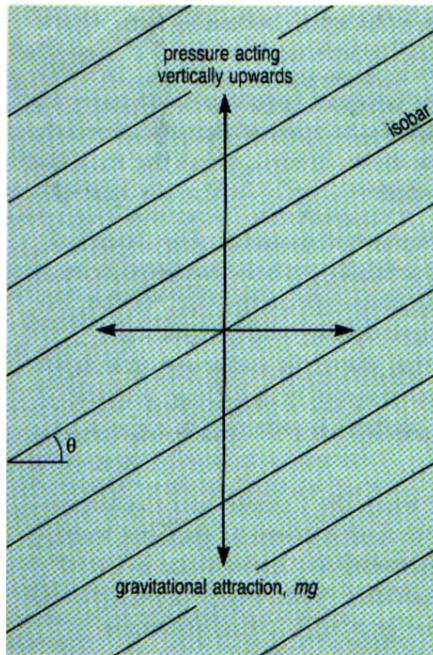
Misalnya di daerah kutub Utara, dimana kemiringan permukaan laut dari timur ke Barat, sehingga terdapat gaya gradien tekanan horizontal yang bekerja dari Timur ke Barat (Gambar 8.9(a)). Gerakan air ke Barat akan

dibelokkan ke Utara oleh gaya Coriolis hingga situasi seimbang tercapai, dimana air mengalir ke Utara dan gaya Coriolis bekerja ke arah Timur, menyeimbangkan gaya gradien tekanan horizontal yang ke Barat (Gambar 8.9(b)). Sehingga dalam arus geostropik, selain bergerak ke arah gradien tekanan horizontal juga bergerak ke sebelah kanan.



Gambar 8.9 (a) Di kutub Utara, kemiringan permukaan laut naik ke timur menghasilkan gaya gradien tekanan horizontal ke barat. (b) Awalnya, hal ini menyebabkan gerakan “gradien tekanan”, tetapi karena gaya Coriolis bekerja ke kanan dari arah gerakan, situasi seimbang adalah dimana arah aliran ke kanan dari garisien tekanan (garis biru) (The Open University, 1993).

Gambar 8.10 menunjukkan gaya-gaya yang bekerja pada air dengan massa m , dalam daerah dimana permukaan isobarik membentuk sudut θ dengan horizontal. Jika keseimbangan tercapai sehingga arus menjadi steady dan arus tidak ada percepatan, gaya yang bekerja dalam arah horizontal saling menyeimbangkan, seperti dalam arah vertikal. Panah vertikal berlabel mg menyatakan berat air, dan panah horizontal mewakili gaya gradien tekanan horizontal dan gaya Coriolis.



Gambar 8.10 Penampang melintang menunjukkan gaya yang bekerja pada parcel air dengan massa m dan berat mg , dalam daerah dimana isobar membentuk sudut θ dengan horizontal. (The Open University, 1993).

Soal 8.6

- Diberikan arah kemiringan isobar pada gambar 8.10. Panah horizontal yang manakah yang mewakili gaya gradien tekanan horizontal, dan yang mana untuk gaya Coriolis.
- Jika arus bergerak "masuk ke kertas" apakah situasi yang digambarkan dalam gambar 8.10 terjadi di kutub Utara atau kutub Selatan?

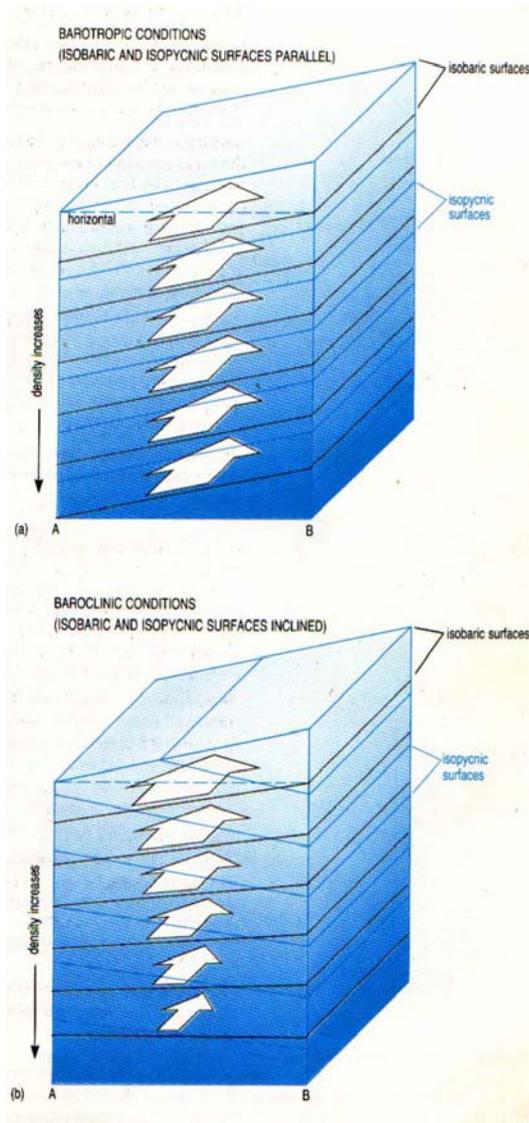
Dalam kondisi keseimbangan geostropik gaya gradien tekanan horizontal dan gaya coriolis seimbang, dapat ditulis :

$$\begin{aligned} & mg \tan \theta = mfu \\ \text{atau} \quad \tan \theta &= \frac{fu}{g} \end{aligned} \quad (8.11)$$

Persamaan diatas disebut **persamaan gradien** dan dalam aliran geostropik persamaan tersebut benar untuk setiap permukaan isobarik.

Karena kecepatan geostropik sebanding dengan $\tan \theta$, semakin besar kemiringan isobar, semakin besar kecepatan geostropik. Namun pada kondisi barotropik, kecepatan geostropik konstan terhadap kedalaman dan dalam kondisi baroklinik kecepatan bervariasi terhadap kedalaman, dan menjadi nol jika permukaan isobar menjadi horizontal.

Gambar 8.11 menggambarkan perbedaan antara kondisi barotropik dan baroklinik, dan bagaimana distribusi densitas berpengaruh pada kemiringan permukaan isobarik, dan berpengaruh pada variasi kecepatan arus geostropik terhadap kedalaman.



Gambar 8.11 Diagram yang menggambarkan perbedaan antara kondisi (a) barotropik dan (b) baroklinik.

- (a) Pada aliran barotropik, permukaan isopiknik (permukaan dengan densitas konstan) dan permukaan isobarik sejajar dan kemiringannya konstan terhadap kedalaman. Karena kemiringan permukaan isobarik konstan terhadap kedalaman, gradien tekanan horizontal dari B ke A dan juga arus geostropik adalah konstan terhadap kedalaman.
- (b) Pada aliran baroklinik, permukaan isopiknik berpotongan dengan permukaan isobarik. Di kedalaman yang dangkal, permukaan isobarik sejajar dengan permukaan laut, tetapi dengan penambahan kedalaman kemiringannya menjadi kecil, karena densitas rata-rata dari kolom A lebih besar dari kolom air di B (dalam kondisi barotropik, densitas rata-rata dari kedua kolom tersebut sama). Karena permukaan isobarik mendekati horizontal, sehingga gradien tekanan horizontal menurun dan begitu juga arus geostropik, hingga pada kedalaman dimana permukaan isobarik menjadi horizontal dan arus geostropik sama dengan nol.

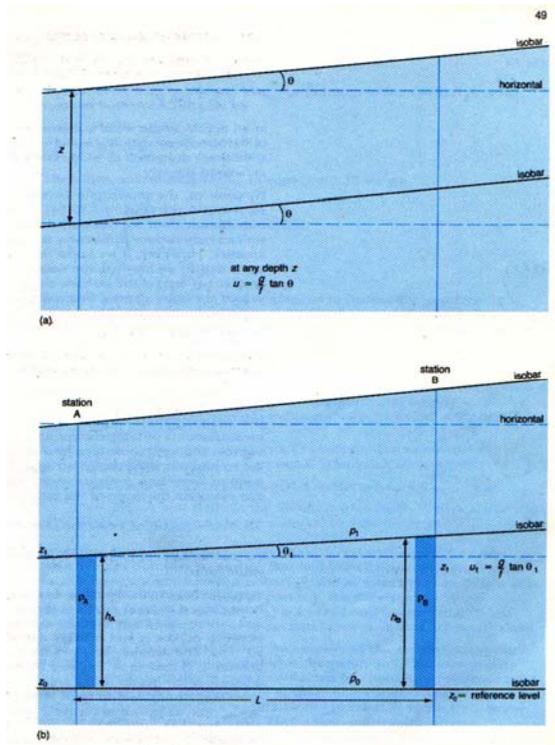
Kondisi barotropik dapat ditemukan pada lapisan-lapisan permukaan yang tercampur sempurna, dan dilaut dangkal, khususnya tercampur sempurna oleh arus pasut. Juga terdapat di laut dalam di bawah termoklin permanen, dimana densitas dan tekanan hanya merupakan fungsi dari kedalaman sehingga isopiknik dan isobarik sejajar.

Kondisi yang paling baroklinik (yaitu sudut antara isobarik dan baroklinik paling besar) adalah daerah-daerah yang mengalir arus permukaan yang cepat.

8.3.3 Penentuan Kecepatan Arus Geostropik.

Dalam teori jika kemiringan permukaan laut dapat diukur, kecepatan arus dapat ditentukan dengan menggunakan persamaan gradien. Dalam prakteknya, pengukuran kemiringan dapat dilakukan pada aliran yang melalui selat, dimana level rata-rata air dapat dihitung dengan menggunakan data pasang-surut, tetapi di laut terbuka sangat sulit. Tidak mungkin dengan metode oseanografi tradisional.

Dalam praktek, distribusi densitas yang direfleksikan oleh kemiringan isopiknal, digunakan untuk menentukan arus geostropik di laut terbuka. Karena densitas merupakan fungsi dari temperatur dan salinitas yang keduanya secara rutin dapat diukur.



Gambar 8.12 (a) Dalam kondisi barotropik, kemiringan isobar adalah $\tan \theta$ pada setiap kedalaman; kecepatan arus geostropik u adalah $(g/f) \tan \theta$ pada setiap kedalaman.

(b) Dalam kondisi baroklinik, kemiringan isobar bervariasi terhadap kedalaman. Pada kedalaman z_1 , isobar berkaitan dengan tekanan p_1 mempunyai kemiringan θ_1 . Pada kedalaman z_0 (level acuan), isobar berkaitan dengan tekanan p_0 dan diasumsikan horizontal. (The Open University, 1993).

Gambar 8.12 (a) dan (b) adalah versi 2 dimensi dari Gambar 8.12 (a) dan (b). Dalam situasi (a), kondisi barotropik dan kecepatan arus, u , tetap terhadap kedalaman. Kecepatan u dapat dihitung dengan persamaan gradien :

$$\tan \theta = \frac{fu}{g} \quad (\text{persamaan 8.11})$$

Karena kondisi baroklinik, kecepatan arus bervariasi terhadap kedalaman. Diasumsikan pada kedalaman tertentu (level acuan) kemiringan isobar adalah horizontal (yaitu gaya gradien tekanan horizontal sama dengan nol)

dan kecepatan geostropik menjadi nol, kecepatan arus relatif dihitung berdasarkan level acuan ini yang diasumsikan sebagai kecepatan absolut.

Asumsi bahwa dalam daerah teoritis, level acuan diambil pada kedalaman z_0 . Dari pengukuran temperatur dan salinitas dapat diketahui densitas rata-rata, ρ , dari kolom air antara kedalaman z_1 dan z_0 yang lebih besar di stasiun A daripada di B, yaitu $\rho_A > \rho_B$. Jarak antara isobar p_1 dan p_0 harus lebih besar di B daripada di A karena tekanan hidrostatik diberikan (ρgh). Isobar p_1 miring dari A ke B, membuat sudut θ_1 dengan horizontal, (Gambar 8.12 (b)).

$$\tan \theta_1 = \frac{h_B - h_A}{L}$$

substitusikan $\tan \theta_1$ kepersamaan gradien, maka didapat :

$$u = \frac{g}{f} \left(\frac{h_B - h_A}{L} \right) \quad (8.12)$$

perbedaan tekanan hidrostatik antara isobar p_1 dan p_0 adalah sama di A dan di B, sehingga

$$\rho_A g h_A = \rho_B g h_B$$

$$h_A = h_B \frac{\rho_B}{\rho_A}$$

substitusikan h_A pada persamaan (8.12), didapat :

$$u = \frac{g}{f} \left(\frac{h_B - h_B \frac{\rho_B}{\rho_A}}{L} \right)$$

$$u = \frac{gh_B}{fL} \left(1 - \frac{\rho_B}{\rho_A} \right) \quad (8.13)$$

Soal 8.7

- a). Stasiun A dan B berjarak 100 km pada 30° lintang hitunglah kecepatan geostropik u pada kedalaman $z_1 = 1000$ m, level acuan diambil (z_0) = 2000 m, $\rho_A = 1.0265 \cdot 10^3 \text{ kg m}^3$ dan $\rho_B = 1.0262 \cdot 10^3 \text{ kg m}^3$

Catatan : untuk menggunakan persamaan 8.13. dibuat asumsi bahwa h_B dan $z_0 - z_1$ adalah sama. Harga g adalah 9.8 ms^{-2}

- b). Gunakanlah persamaan 8.12. untuk menghitung perbedaan $h_B - h_A$.
- c). jika stasiun A dan B di kutub Selatan. Dengan B di Timur A, kemanakah arah arus geostropik mengalir ?

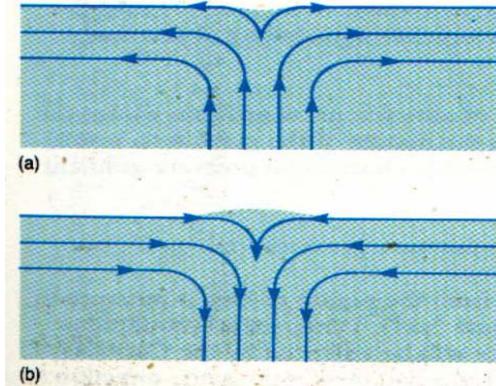
8.4 DIVERGEN DAN KONVERGEN

Tegangan angin di permukaan laut tidak hanya menyebabkan pergerakan horizontal tetapi juga gerakan vertikal. Ketika tegangan angin membentuk divergensi air permukaan, air yang lebih dalam naik keatas (Gambar 8.13 (a)). Jika terjadi konvergensi air permukaan, maka terjadi penurunan / penenggelaman (Gambar 8.13(b))

Gambar 8.14(a) menunjukkan pengaruh angin siklon pada permukaan air di kutub Utara. Transpor Ekman – pergerakan rata-rata lapisan yang dibawa oleh angin berbelok ke kanan dari angin, menyebabkan divergensi air permukaan dan upwelling.

Gambar 8.14(b) menunjukkan bagaimana dalam kondisi ini permukaan laut menjadi rendah dan termoklin meningkat. Pergerakan yang diakibatkan oleh tegangan angin sering disebut **Pompa Ekman**. Gambar 8.14(c) dan

(d) menunjukkan hasil dari tegangan angin antisiklon di kutub Utara, dimana terjadi konvergensi dan penurunan/downwelling.

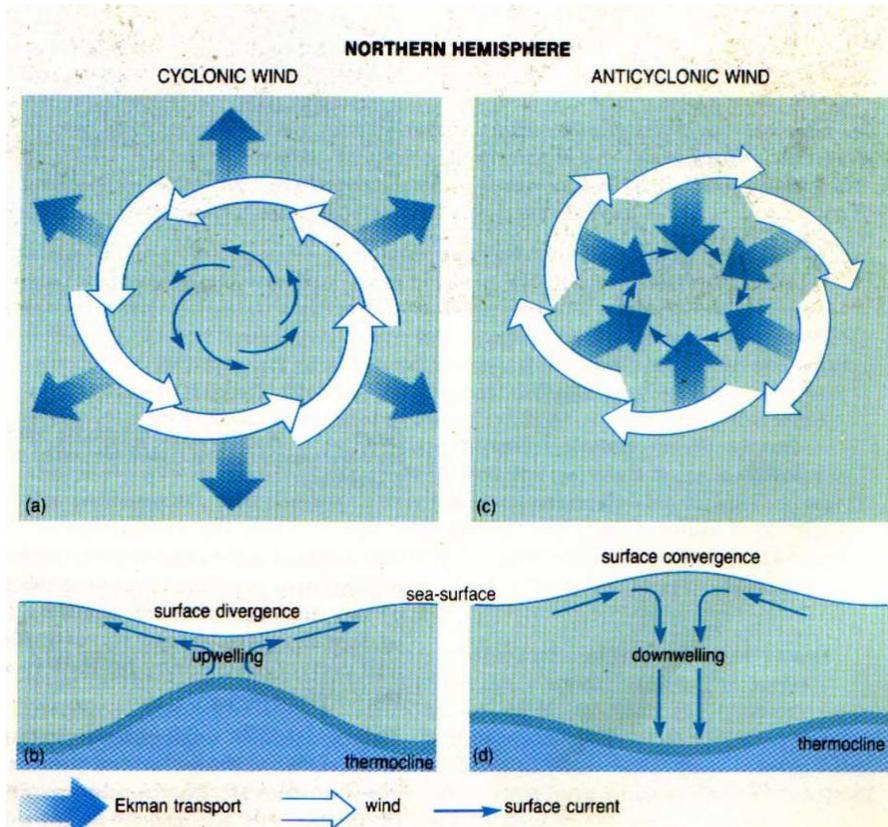


Gambar 8.13 (a) Divergensi air permukaan menyebabkan upwelling sedangkan (b) konvergensi air permukaan menyebabkan penurunan/sinking.

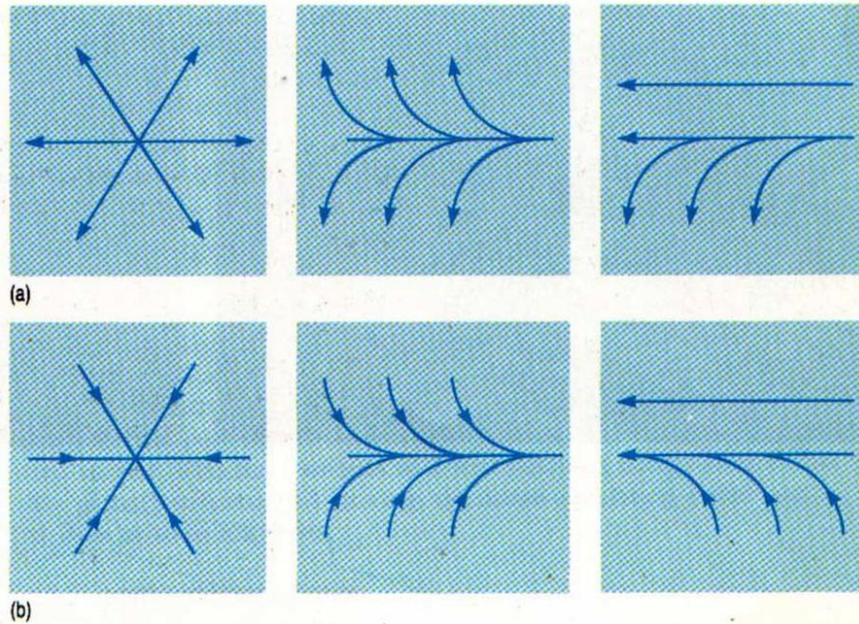
Soal 8.8 Sketsalah diagram yang analog dengan gambar 8.14 untuk menunjukkan kondisi konvergensi dan penurunan air permukaan di kutub Selatan.

Gambar 8.15 menggambarkan secara skematik beberapa jenis aliran dan arah vertikal. Divergensi dan konvergensi dapat terlihat di sungai, danau, dan laut paparan seperti di laut terbuka.

Posisi divergensi skala besar dapat diduga dari warna permukaan air. Perairan upwelling lebih hijau dari perairan sekitarnya karena mengandung nutrisi sehingga membantu populasi phytoplankton. Divergensi kadang-kadang ditandai dengan kabut. Konvergensi linear sering disebut front terutama ketika properti air (temperatur dan produktivitasnya) terdapat perbedaan.



Gambar 8.14 Pengaruh angin siklon di kutub Utara (a) di permukaan air (b) di daerah antara permukaan laut dan termoklin. Diagram (c) dan (d) menunjukkan pengaruh angin antisiklon di kutub Utara. (The Open University, 1993).



Gambar 8.15 Skema yang mewakili (a) pola aliran permukaan yang divergen yang menyebabkan upwelling dari air bawah permukaan (b) pola aliran yang konvergen yang menyebabkan penurunan air permukaan. (The Open University, 1993).

8.5 RINGKASAN

1. Sistem arus permukaan global merupakan refleksi dari permukaan, tetapi arus laut didesak oleh batas benua dan arus sistem sering dicirikan oleh sirkulasi giral.
2. Peta angin dan arus mewakili hanya kondisi rata-rata. Pada waktu tertentu aliran sebenarnya pada titik tertentu mungkin berbeda dari yang ditunjukkan.

3. Gaya gesekan yang disebabkan oleh angin dipermukaan laut disebut tegangan geser. Besarnya sebanding dengan kuadrat kecepatan angin, juga tergantung pada kekasaran permukaan laut dan kondisi atmosfer.
4. Tegangan angin bekerja pada permukaan laut menyebabkan gerakan dalam bentuk gelombang dan arus. Arus permukaan merupakan 3% dari kecepatan angin. Gerakan ini ditransmisikan melalui gesekan yang disebabkan oleh turbulen, hasilnya koefisien gesekan yang penting untuk kajian dilaut yaitu koefisien viskositas eddy yang bervariasi dari 10^{-2} - $10^2 \text{ kgm}^{-1}\text{s}^{-1}$ dalam arah vertikal dan 10^4 - $10^8 \text{ kgm}^{-1}\text{s}^{-1}$ dalam arah horizontal.
5. Pergerakan air cenderung untuk membentuk situasi seimbang. Gaya-gaya utama yang perlu diperhatikan dalam pergerakan air adalah tegangan angin pada permukaan laut, gesekan internal, gaya Coriolis dan gaya gradien tekanan horizontal, dalam situasi tertentu gesekan dasar laut atau batas pantai diperhitungkan juga.
6. Secara teoritis Ekman menunjukkan bahwa dibawah kondisi ideal, arus permukaan hasil dari tegangan angin akan dibelokkan 45^0 dari arah angin dan arah arus induksi angin akan berrotasi terhadap kedalaman, membentuk pola arus spiral Ekman. Arus rata-rata pada lapisan yang disebabkan oleh angin (Ekman) ini adalah 90^0 ke kanan dari angin di kutub Utara dan 90^0 ke kiri dari arah angin di kutub Selatan.
7. Ketika gaya tak bekerja lagi pada gerakan air, air akan terus bergerak sampai ketersediaan energi berkurang, terutama oleh gesekan internal. Selama itu gaya Coriolis masih bekerja, dan aliran rotasi yang dihasilkan disebut arus inersia. Periode arus inersia bervariasi terhadap parameter coriolis $f = 2\Omega \sin\phi$ dan juga terhadap lintang, ϕ .
8. Arus yang dihasilkan ketika tekanan gradien tekanan horizontal diseimbangkan oleh gaya Coriolis disebut gaya geostropik. Gaya gradien tekanan horizontal hanya dihasilkan dari kemiringan permukaan laut, dan dalam kondisi ini permukaan isobarik dan isopiknik sejajar dan kondisi ini menggambarkan barotropik. Ketika

perairan tak homogen yaitu terdapat variasi temperatur dan salinitas, variasi tekanan pada level kedalaman tertentu disebabkan distribusi distribusi densitas. Dalam kondisi ini kemiringan permukaan isopiknik berlawanan arah dengan permukaan isobarik, kondisi ini disebut baroklinik.

9. Dalam aliran geostropik sudut kemiringan, θ dari masing-masing permukaan isobarik berhubungan dengan u , kecepatan arus geostropik dengan persamaan gradien, $\tan \theta = fu/g$. Dalam aliran barotropik, kemiringan permukaan isobarik konstan terhadap kedalaman dan juga kecepatan arus geostropik, dalam kondisi baroklinik, kemiringan permukaan isobarik dan kecepatan arus geostropik bervariasi terhadap kedalaman. Jenis arus geostropik yang terjadi dalam kondisi tersebut sering disebut berturut-turut “arus kemiringan/slope current” dan “arus relatif/ relative current”. Di lautan sering terjadi kombinasi dari 2 jenis aliran tersebut.
10. Tegangan angin permukaan meningkatkan gerakan vertikal air seperti halnya aliran horizontal. Terutama pada sistem angin siklon yang membawa permukaan laut yang rendah, menaikkan termoklin dan divergensi dan upwelling, sedangkan antisisiklon membawa permukaan laut yang tinggi, merendahkan termoklin dan konvergensi dan downwelling.

Soal 8.9

- (a) Gaya-gaya yang bekerja pada air atau pada fluida yang lain dibagi dalam tiga kategori :
 - (i) gaya-gaya eksternal, berasal dari luar fluida
 - (ii) gaya-gaya internal (atau badan) , yang bekerja dalam fluida
 - (iii) gaya-gaya kedua, yang hanya datang karena fluida dalam gerakan yang relatif dengan permukaan bumi.

Beberapa gaya utama yang bekerja pada perairan laut adalah :

1. tegangan angin
2. gaya viskositas
3. gaya Coriolis
4. gaya gradien tekanan horizontal
5. gaya yang menghasilkan pasang surut

Bagaimana mengklasifikasikan masing-masing gaya 1-5 kedalam kategori (i)-(iii).

(b) Gerakan di lautan dalam keadaan seimbang jika air punya waktu sehingga gaya-gaya yang bekerja seimbang. Dari jenis-jenis aliran dibawah, yang manakan dari gaya-gaya 1-5 (diatas) yang menyeimbangkan satu sama lain ?

- (i) aliran geostropik
- (ii) aliran rata-rata dari lapisan Ekman di arah kanan dari angin

Soal 8.10 Gunakan informasi dari akhir Bagian 3.1.2 untuk menunjukkan bahwa untuk tegangan angin yang diberikan, volume total transpor dalam lapisan yang dibawa oleh angin tidak tergantung pada harga A_z , koefisien viskositas eddy.

Soal 8.11 Di Selat Dover, perairan tercampur sempurna oleh arus pasut dan angin. Arus geostropik rata-rata ke arah timur.

- (a) Apakah kondisi di Selat Dover tersebut barotropik atau baroklinik ?
- (b) Jika arus geostropik rata-rata yang melalui selat tersebut 0.2 m/s, barapakah kemiringan permukaan laut yaitu $\tan \theta$? Apakah level laut rata-rata lebih tinggi di sisi Francis atau di sisi Inggris, dan berapa tingginya ? (gunakan $\Omega = 7.29 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$; Selat Dover berada pada lintang 51° N dan lebar 35 km)

DAFTAR PUSTAKA

- AMODE-MST Group.** Moving ship tomography in the North Atlantic. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 75:,21,23, 1994.
- Arnone, R. A. , D. E. Wisenburg, and K. D. Saunders.** The origin and characteristics of the Algerian Current. *J. Geophys. Res.*, 95:-1598, 1990.
- Astraldi, M., G. P. Gasparini, G. M. R. Manzella, and T. S. Hopkins.** Temporal variability of currents in the Eastern Ligurian Sea. *J. Geophys. Res.*, 95:-1522, 1990.
- Beal, R. C. editor.** *Directional Ocean Wave Spectra*. Johns Hopkins Univ. Press, 1991.
- Bearman, G. Editor.** *Sea Water : Its Composition, Properties and Behaviour* The Open University, England, 1995
- Bearman, G . Editor.** *Waves, Tides and Shallow-Water Processes* , The Open University, England, 1994.
- Bearman, G. Editor.** *Ocean Circulation* , The Open University, England, 1993.
- Bender, M. ,T. Sowers, and L. Labeyrie.** The Dole effect and its variations during the last 130,000 years as measured in the Vostok ice core. *Global Biogeochemical Cycles*, 8:-376, 1994.
- Bhatt, JJ.** *Ocenography*. D. Van Nostrand Company. New York 1978.
- Boyd, John P.** Eight definitions of the slow manifold: Seiches, pseudoseiches and exponential smallness. *Dyn. Atmos. Oceans*, 22:-75, 1995.
- Broecker, W. S.** The great ocean conveyor. *Oceanography*, 4:-89, 1991.
- Broecker, W. S.** Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. *Nature*, 372:-424, 1994.
- Bye, J. A. T.** Coupling ocean-atmosphere models. *Earth-Science Reviews*, 40:-162, 1996.
- Camfield, Fred E.** Tsunami. In John B. Herbich, editor, *Handbook of Coastal and Ocean Engineering. Volume I: Wave Phenomena and Coastal Structures*,

- pages 591-634. Gulf Publishing Co., 1990. **Cresswell, George, Andrea Frische, Jan Peterson, and Detlef Quadfasel.** Circulation in the Timor Sea. *J. Geophys. Res.*, 98:-14389, 1993.
- Cromwell, T. , R. B. Montgomery, and E. D. Stroup.** Equatorial undercurrent in Pacific Ocean revealed by new methods. *Science*, 119:-649, 1954.
- Dickson, R. R. and J. Brown.** The production of North Atlantic Deep Water: sources, rates and pathways. *J. Geophys. Res.*, 99:,319-12,341, 1994.
- Eville Gorham.** The biogeochemistry of northern peatlands and its possible responses to global warming. In George M. Woodwell and Fred T. Mackenzie, editors, *Biotic Feedbacks in the Global Climatic System*, pages 169-187. Oxford Univ. Press, 1995.
- Gross. M. Grant.** *Oceanography a View of The Earth*. Fourth edition. Prentice-Hall International, Inc. New Jersey: 1987.
- Groves, Don.** *The Oceans*. John Willey and Sons, Inc. New York 1989.
- Ilahude, A. Gani and Arnold L. Gordon.** Thermocline stratification within the Indonesian Seas. *J. Geophys. Res.*, 101:-12409, 1996.
- Lewis, Edward L.** The Practical Salinity Scale 1978 and its antecedents. *IEEE J. Oceanic Engin.*, OE-5:-8, 1980.
- Lewis, Edward L. and R. G. Perkin.** Salinity: Its definition and calculation. *J. Geophys. Res.*, 83:-478, 1978.
- McWilliams, James C.** Modeling the oceanic general circulation. *Ann. Rev. Fluid Mech.*, 28:-248, 1996.
- Meehl, Gerald A.** Global coupled models: atmosphere, ocean, sea ice. In Kevin E. Trenberth, editor, *Climate System Modeling*, pages 555-581. Cambridge Univ. Press, 1992.
- Munk, Walter , Peter Worcester, and Carl Wunsch.** *Ocean Acoustic Tomography*. Cambridge Univ. Press, 1995.
- Najjar, Raymond G.** Marine biogeochemistry. In K. E. Trenberth, editor, *Climate System Modeling*, pages 241-280. Cambridge Univ. Press, 1991.
- Neelin, J. David, Mojib Latif, and Fei-Fei Jin.** Dynamics of coupled ocean-atmosphere models: The tropical problem. *Ann. Rev. Fluid Mech.*, 26:-659, 1994.
- Neshyba, Steve.** *Oceanography Perspective on a Fluid*. John Willey & Sons, Inc. New York: 1987.

Stowe, Keith. *Ocean Science*. John Wiley & Sons New York: 1983.