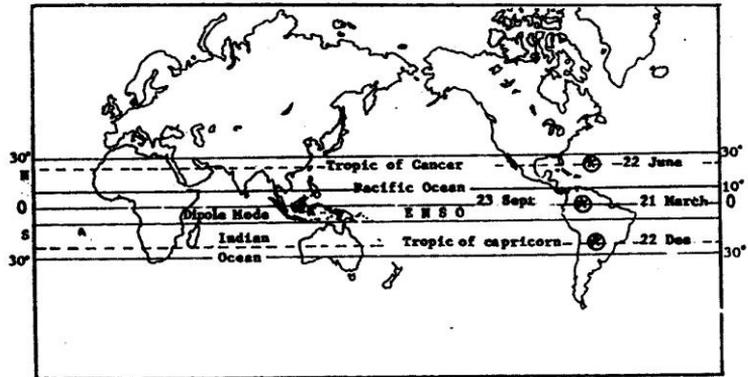


1. Posisi Geografis dan Meteorologis Benua Maritim Indonesia

Benua maritim Indonesia adalah bagian sistem bumi sebagai satu kesatuan alam antara bagian padat (litosfer), bagian cair (hidrosfer), bagian gas (atmosfer) dan bagian es (kriosfer). Bumi sebagai anggota sistem tata surya yang berevolusi mengelilingi matahari melalui orbit eliptik dengan eksentrisitas 0,017 dan periode 365,3 hari atau satu tahun. Bumi berotasi mengelilingi sumbu imajinernya dengan periode 1 hari (23 jam, 56 menit, 42 sekon), sehingga kecepatan sudut rotasinya adalah $\frac{2\pi \text{ rad}}{23 \text{ j } 56 \text{ m } 42 \text{ s}} = 7,29 \times 10^{-5} \text{ rad} \cdot \text{s}^{-1}$.

Dampak dari revolusi dan rotasi bumi adalah musim. Rotasi juga menyebabkan vortisitas bumi, $f = 2 \Omega \sin \phi$ untuk tempat-tempat pada lintang ϕ , sedangkan di ekuator, vortisitas bumi menjadi nol. Angin yang berputar akan mempunyai vortisitas relatif ξ , dengan demikian akan mempunyai vortisitas mutlak sebesar $(\xi + f)$. Vorteks siklonik berkaitan dengan konvergensi (penumpukan massa uap air) dan dapat menyebabkan curah hujan berlimpah atau banjir^[1].

Wilayah Indonesia adalah negara kepulauan terbesar di bumi yang mempunyai garis pantai 80.791 km, dan terdiri dari 17.508 pulau besar dan kecil^[2], dibatasi oleh lintang tempat sekitar 7^0 U atau vortisitas bumi $1,8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ dan 10^0 S atau vortisitas bumi $2,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, terletak antara dua benua (Asia dan Australia) dan dua osean (Pasifik dan Hindia); dilalui oleh arus lintas Indonesia (Arlindo) dari osean Pasifik ke osean Hindia, oleh ekuator geografis dan oleh daerah konvergensi intertropis; menerima insolasi maksimum dan panas laten dalam jumlah besar (70% wilayah Indonesia adalah perairan); dikuasai oleh monsun Australasia dan Arus Monsun Indonesia^[3,4,5], terjadi dua kali ekinoks yaitu pada tanggal 21 Maret dan 23 September; mempunyai tiga tipe hujan utama yaitu tipe monsun, tipe ekuatorial dan tipe lokal. Gambar 1, menunjukkan posisi geografis dan meteorologis benua maritim Indonesia.



Gambar 1. Posisi geografis dan meteorologis benua maritim Indonesia.

Daerah ekuatorial dapat didefinisikan sebagai daerah yang dibatasi oleh lintang tempat 10° U dan 10° S atau daerah yang dibatasi oleh vortisitas bumi $2,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Dari definisi ini, jelas bahwa benua maritim Indonesia termasuk dalam daerah ekuatorial. Pada daerah ekuatorial terdapat surplus energi untuk segala musim dan jumlah curah hujannya maksimum. Lintang tempat 10° merupakan batas peningkatan intensitas dari sebagian besar badai menjadi siklon tropis. Frekuensi kejadian siklon tropis sekitar 65% terjadi pada lintang antara 10° dan 20° baik di belahan bumi utara maupun selatan^[6]. Namun demikian dampak siklon tropis terhadap cuaca (curah hujan dan angin) di Indonesia cukup signifikan terutama pada tempat-tempat yang dekat dengan jalur siklon^[7].

Karakteristik utama wilayah Indonesia adalah campuran antara permukaan darat dan laut yang membentuk benua maritim. Distribusi darat-laut, variasi ukuran pulau dan karakter pegunungan menyebabkan variasi iklim lokal cukup besar, terutama bergantung pada ketinggian tempat dan eksposur terhadap monsun. Variasi curah hujan yang sangat besar di Indonesia dalam skala waktu bulanan, musiman sampai tahunan dapat menyebabkan peristiwa iklim ekstrim yang berdampak pada ekosistem dan ekonomi. Periode kering yang panjang dapat meningkatkan kerentanan hunian kota dan hutan untuk terbakar, dapat mengganggu produksi makanan dan persediaan air, keterlambatan

penanaman dan pencemaran sumber air^[8]. Musim hujan di atas normal dapat menimbulkan bencana banjir yang menyebabkan kerugian harta benda bahkan jiwa, meredam areal pemukiman dan persawahan, mengganggu lalu lintas darat, pelayaran serta penerbangan^[9].

2. Karakteristik Fisis Atmosfer di Atas Indonesia

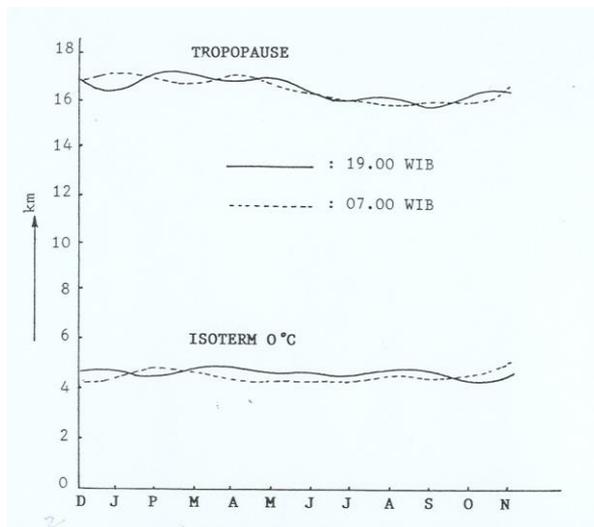
Menurut ahli geologi, pada mulanya atmosfer bumi mengandung karbon dioksida berkadar tinggi. Pada waktu itu ozonosfer belum terbentuk karena oksigen belum terbentuk, sehingga radiasi ultra violet matahari dapat menembus sampai ke permukaan bumi. Kondisi ini tidak memungkinkan adanya kehidupan di bumi kecuali pada perairan yang sangat dalam agar terhindar dari radiasi matahari berenergi tinggi.

Sekitar 3,5 milyar tahun yang lalu mulai terjadi evolusi makhluk hidup berklorofil (mengandung zat hijau daun) yang memungkinkan adanya proses fotosintesa yang memerlukan karbon dioksida CO_2 , sehingga kadar CO_2 di atmosfer berkurang dan sebaliknya kadar oksigen O_2 bertambah. Tanaman hijau yang pertama tumbuh dalam bentuk primitif mempunyai kapasitas menyerap air dan karbon dioksida yang diubah menjadi karbohidrat dan oksigen melalui proses fotosintesa. Melalui energi foton matahari dalam reaksi fotokimia maka terbentuk ozonosfer (lapisan O_3). Kondisi ini menyebabkan suhu permukaan bumi turun, sehingga makhluk hidup berevolusi ke darat.

Kompleksitas atmosfer di atas Indonesia ditandai oleh pertemuan tiga sirkulasi yaitu sirkulasi meridional (atau sirkulasi Hadley), sirkulasi zonal (atau sirkulasi Walker) dan sirkulasi konveksi dalam periode normal. Wilayah Indonesia termasuk daerah ekuatorial yang selalu mempunyai surplus energi di semua musim, berbeda dengan di daerah lintang menengah yang mempunyai surplus energi pada musim panas tetapi defisit energi pada musim dingin. Karena itu daerah ekuatorial merupakan daerah pembangkit gerak atmosfer skala kecil dan besar yang berpengaruh pada sirkulasi global. Daerah ekuatorial Indonesia dikenal sebagai daerah yang konveksinya paling aktif dibandingkan daerah-daerah ekuatorial dunia.

Atmosfer di atas benua maritim Indonesia memainkan peranan penting dan unik dalam perubahan atmosfer global. Di benua maritim Indonesia dimana 70% adalah perairan, maka jumlah uap air yang dapat diendapkan sangat besar, sehingga pembentukan awannya unik dan jumlah curah hujannya berfluktuasi dari bulan ke bulan atau dari musim ke musim atau dari tahun ke tahun^[10,11]. Kerumitan dinamika atmosfer ekuator dan keunikan atmosfer benua maritim menyebabkan kesulitan prediksi cuaca dengan tingkat ketelitian yang tinggi. Untuk itu perlu dikembangkan metode prediksi cuaca secara sinoptik, statistik, numerik maupun dengan jaringan neural artifisial (JNA) dan logika samar atau kombinasi diantara metode-metode tersebut.

Ketebalan troposfer di atas daerah ekuatorial lebih besar dari pada di daerah subtropis dan daerah kutub. Di ekuator puncak troposfer (*tropopause*) terletak pada ketinggian 18 km dengan suhu $- 85^{\circ}\text{C}$, sedangkan di kutub tropopause hanya mencapai ketinggian 6 km dengan suhu berorde $- 40^{\circ}\text{C}$. Karena tropopause lebih tinggi di ekuator maka lapisan stratosfer lebih tipis di ekuator dari pada di daerah subtropis dan kutub.



Gambar 2. Distribusi bulanan tinggi isoterm 0°C dan tinggi tropopause di atas Jakarta.

Gambar 2, menunjukkan distribusi bulanan tinggi lapisan isotherm 0 °C di troposfer dan tinggi tropopause pada pukul 7.00 dan 19.00 WIB di atas Jakarta. Tinggi lapisan isotherm 0 °C terletak antara 4.500 – 5.000 m, sedangkan tinggi tropopause terletak antara 16.000 dan 17.500 m dari paras laut^[12]. Makin tinggi tropopause makin rendah suhunya. Suhu udara permukaan rata-rata sekitar 24 °C tetapi suhu puncak troposfer dapat mencapai – 85 °C, dengan susut suhu (*lapse rate*) mendekati 0,65 °C/100 m.

Untuk udara lembap, maka indeks refraksi bergantung pada jumlah uap air. Refraktivitas radio udara lembap adalah jumlah dari refraktivitas radio udara kering dan uap air, sebagai berikut :

$$N = (n - 1)10^6 = \underbrace{77,6p/T}_{N \text{ udara kering}} - \underbrace{5,6e/T + 3,75 \times 10^5 e/T^2}_{N \text{ uap air}} \quad (1)$$

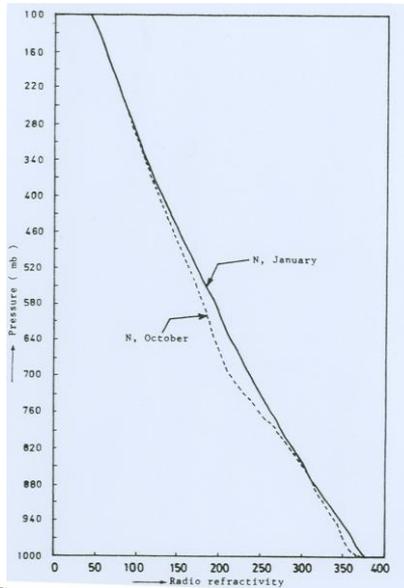
Dalam temperatur atmosfer, suku kedua persamaan (1) dapat diabaikan terhadap suku-suku lain karena sangat kecil, sehingga untuk tujuan praktis persamaan (1) dapat ditulis sebagai berikut :

$$N = 77,6/T (p + 4810e/T) \quad (2)$$

dimana :

- N : refraktivitas radio
- n : indeks refraksi
- p : tekanan udara dalam milibar
- T : suhu mutlak dalam kelvin
- e : tekanan uap air parsial dalam milibar

Indeks refraksi troposfer di atas benua maritim Indonesia ditentukan oleh persamaan (2) untuk bulan Januari dan Oktober^[13]. Di atas ketinggian 10 km, tekanan parsial uap air menjadi kecil yang dapat diabaikan, sehingga suku pertama persamaan (1) yang disebabkan oleh udara kering menjadi dominan, Karena tekanan p dan e turun secara cepat, sedangkan temperatur udara T turun secara lambat dengan ketinggian, maka indeks refraksi turun dengan ketinggian, lihat gambar 3. Tabel 1, menunjukkan refraktivitas radio N dalam troposfer bawah selama musim hujan (Januari) dan periode transisi (Oktober)



Gambar 3. Distribusi vertikal refraktivitas radio N dalam bulan Januari (-) dan Oktober (...) di atas Jakarta.

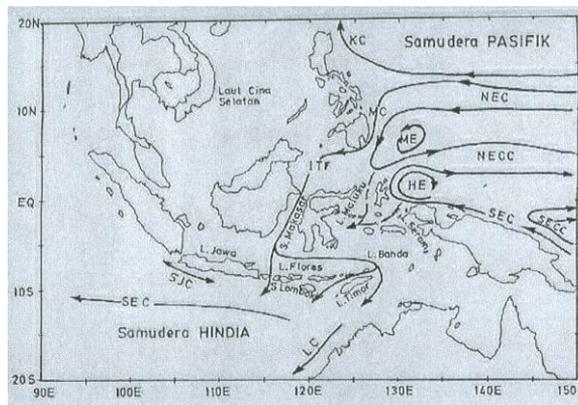
Tabel 1. Refraktivitas radio N dalam lapisan troposfer bawah.

Tekanan (mb)	Tinggi (m)	Januari	Oktober	Beda Jan. - Okt.
1000	95	378,0	368,2	9,8
900	1020	326,0	320,5	5,5
800	2025	279,9	275,1	4,8

Dalam troposfer bawah beda uap air sangat penting dalam memperhitungkan indeks refraksi n , tetapi pada lapisan troposfer atas dimana kadar uap air rendah maka variasi indeks refraksi terutama disebabkan oleh perubahan temperatur udara. Refraktivitas troposfer menyebabkan kesalahan pengukuran sudut elevasi yang kecil. Untuk sudut elevasi lebih besar 4^0 maka kesalahan data radar dapat diabaikan.

3. Arus Laut dan Sistem Iklim di Indonesia

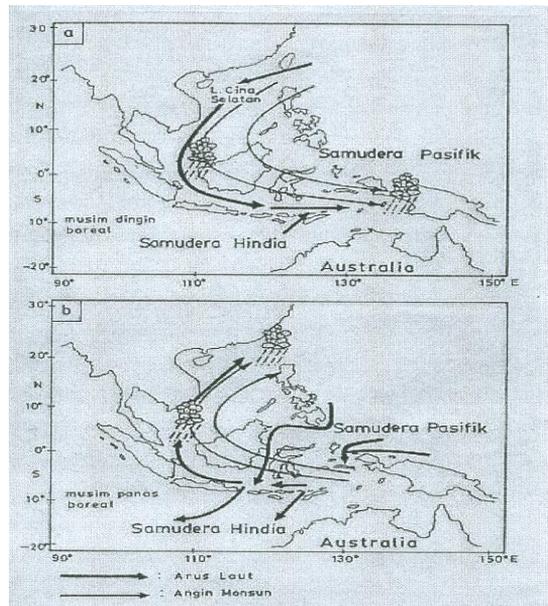
Sistem arus laut dunia di daerah ekuatorial antara Samudera Pasifik dan Samudera Hindia sedemikian rupa sehingga paras laut disepanjang jajaran Talaud, Halmahera dan Irian pada umumnya lebih tinggi dari pada paras laut di sepanjang jajaran pantai Jawa, Bali, Lombok dan Sumbawa, dengan demikian arus mengalir dari Samudera Pasifik bagian barat ke Samudera Hindia bagian timur akibat gaya gradien tekanan horizontal, disebut ARLINDO (Arus Laut Lintas Indonesia). Beda paras laut antara Samudera Pasifik (Davao, Filipina) dan Samudera Hindia (Darwin, Australia) mencapai maksimum 33 cm selama monsun tenggara dan mencapai minimum sekitar nol selama monsun barat laut dengan anggapan tidak ada arus pada kedalaman 500 meter^[14]. Gambar 4, menunjukkan pola ARLINDO yang menghubungkan Samudera Pasifik bagian barat dan Samudera Hindia bagian timur^[15].



Gambar 4. Pola Arus Lintas Indonesia, (ARLINDO = ITF) dan Pasifik Tropis bagian barat, KC : Arus Kuroshio, MC : Arus Mindanau, NEC : Arus Ekuatorial Utara, NECC : Arus Balik Ekuatorial Utara, LC : Arus Leeuwin, SEC : Arus Ekuatorial Selatan, SECC : Arus Balik Ekuatorial Selatan, SJC : Arus Jawa Selatan, ME : Pusaran Arus Mindanau dan HE : Pusaran Arus Halmahera, Garis strip-strip dengan anak panah menunjukkan kemungkinan ARLINDO rute timur.

Arus monsun (*monsoon current*) adalah arus laut akibat dorongan angin musim (monsun). Arus monsun yang melintasi laut-laut Indonesia kemudian disebut Arus Monsun Indonesia dan disingkat menjadi ARMONDO^[16]. Arus Monsun Indonesia adalah periodik dengan periode musiman seperti halnya monsun. Arah ARMONDO dipengaruhi oleh monsun Australasia.

Gambar 5, menunjukkan arus laut yang disebabkan monsun^[17]. Dalam musim dingin boreal, angin berhembus dari benua Asia sebagai angin timur laut di belahan bumi utara (BBU), dan melewati ekuator sebagai angin barat laut di belahan bumi selatan (BBS). Dalam musim panas boreal angin berhembus dalam arah hampir berlawanan dengan angin musim dingin boreal. Dalam musim dingin boreal, arus pada batas (tepi) barat laut Cina Selatan bergerak ke selatan kemudian ke timur, lihat gambar 5a. Arus laut ini sebagian bergerak terus ke timur, dan sebagian mengendapkan air di laut Banda dan Arafuru. Dalam musim panas boreal, situasi arus kebalikannya, lihat gambar 5b.



Gambar 5. Arus Monsun Indonesia selama musim dingin (a) dan musim panas boreal (b).

Dalam musim dingin boreal (gambar 5a) arus ke arah timur membawa air salinitas rendah di Laut Jawa dan Flores, dan arus arah ke utara sekitar Pulau Timor membawa air salinitas tinggi Samudera Hindia. Air salinitas tinggi dan rendah saling meniadakan satu sama lain di Laut Banda. Karena itu efek arus pada salinitas Laut Banda dalam musim ini tidak tampak jelas, meskipun ada arus. Ada sedikit pertukaran air antara Laut Arafuru dan daerah lain. Selama musim ini salinitas lapisan campuran (*mixed layer*) di Laut Banda dan Arafuru berkurang akibat jumlah curah hujan melampaui penguapan. Pada Laut Flores, baik arus arah ke timur dengan air salinitas rendah dan fluks air tawar arah ke bawah udara – laut sangat penting dalam penurunan salinitas. Pada Laut Cina Selatan arus arah ke selatan sepanjang tepi barat membawa air salinitas tinggi dari Pasifik Utara ke bagian selatan Laut Cina Selatan yang menyebabkan kenaikan salinitas di daerah ini. Di bagian utara Laut Cina Selatan, salinitas meningkat karena gerakan air dan evaporasi jauh melebihi jumlah curah hujan.

Dalam musim panas boreal (gambar 5b) arus lintas Indonesia (ARLINDO) arah keselatan sepanjang rute timur^[17] memainkan peranan penting dalam variasi salinitas di Laut Banda, terutama air dari Samudera Pasifik Selatan yang mempunyai salinitas tinggi. Akibatnya salinitas di Laut Banda meningkat dalam musim ini. Karena dalam musim panas boreal, air salinitas tinggi tidak hanya disebarkan secara horisontal, tetapi juga secara vertikal oleh arus naik (*upwelling*), maka air pada lapisan campuran di Laut Banda menjadi lebih salin (asin). Dalam musim ini perbedaan antara jumlah evaporasi dan curah hujan di Laut Banda adalah kecil sehingga fluks air tawar udara–laut neto sedikit memainkan peranan dalam meningkatkan salinitas. Di Laut Arafuru fluks air tawar udara–laut neto dan arus naik (*upwelling*) keduanya menyebabkan peningkatan salinitas. Di Laut Flores, dengan gerakan air salinitas tinggi ke arah barat di Laut Banda, maka ARLINDO arah ke selatan sepanjang rute barat^[17] berperan penting dalam meningkatkan salinitas. Di Laut Cina Selatan arus pada tepi barat mendorong kembali air salinitas tinggi ke arah utara, sehingga salinitas di bagian selatan Laut Cina Selatan berkurang.

Dalam kondisi BBU mengalami musim dingin, maka ARMONDO bergerak dari Laut Cina Selatan melalui Laut Natuna,

Selat Karimata dan Laut Jawa, kemudian bergabung dengan bagian ARLINDO yang datang dari Laut Sulawesi dan Selat Makassar di Laut Flores untuk bersama-sama menuju Laut Banda Selatan. Sebagian dari arus gabungan ARLIMONDO (ARLINDO dan ARMONDO) menuju ke Laut Seram dan kembali ke Samudera Pasifik melalui Laut Maluku dan Laut Halmahera. Sebagian lagi ARLIMONDO menyebar ke Laut Timor dan Laut Arafuru, kemudian dari Laut Timor arus gabungan ARLIMONDO keluar ke Samudera Hindia. Pada monson barat laut terjadi penenggelaman massa air pada tempat-tempat yang lebih dalam di Laut Banda melalui proses penurunan air (*downwelling*)^[18].

Dalam kondisi BBS mengalami musim dingin atau BBU musim panas, maka ARMONDO berbalik arah, sehingga massa air mengalir dari Laut Banda masuk ke Laut Flores dan menuju ke Laut Jawa, Selat Karimata, Laut Natuna dan berakhir ke Laut Cina Selatan. Dalam monsun tenggara banyak massa air laut yang diangkut dari Laut Banda Selatan ke barat melalui Laut Flores oleh ARMONDO dan ke Samudera Hindia melalui Laut Sawu, Laut Timor oleh ARLINDO. Pengganti massa air laut yang mengalir terutama disumbangkan dari lapisan bawah (kedalaman 150–200 m) melalui proses kenaikan air (*upwelling*) ke permukaan^[18]. Kenaikan air laut ini membawa zat hara (*plankton*) dari lapisan bawah ke permukaan, sehingga kesuburan dan produktivitas di Laut Banda dan Arafuru keduanya meningkat.

ARLINDO adalah satu-satunya arus yang mengalir antara kolam Samudera Pasifik dan Samudera Hindia pada lintang-lintang rendah, karenanya memainkan peranan penting dalam transport panas meridional dan dalam sistem iklim^[19]. Selama fasa La Niña ketika angin timuran sepanjang Samudera Pasifik ekuatorial menjadi kuat, maka paras laut di Samudera Pasifik bagian barat menjadi tinggi. Menurut teori, volume transport ARLINDO diperkirakan akan bervariasi menurut daur ENSO yaitu lebih besar dari pada transport normal selama fasa La Niña^[20].

Pertukaran massa, panas dan air antara Samudera Pasifik ekuatorial dan Samudera Hindia terjadi akibat ARLINDO. Transport antar kolam Samudera ini memungkinkan terjadinya proses pengaturan kolam air panas di Pasifik ekuatorial bagian barat^[21]. Perairan Indonesia ditandai oleh variabilitas sirkulasi musiman pada lapisan atas yang

kompleks akibat monsun Australia yang berbalik arah. Variabilitas transport musiman melalui Selat Lombok sangat dipengaruhi oleh angin monsun lokal.

ARLINDO secara tidak langsung mempengaruhi sistem awan di Indonesia. Seperti dibahas sebelumnya ARLINDO membawa transport salinitas. Partikel garam laut adalah aerosol higroskopis yang bertindak sebagai inti-inti kondensasi awan. Di atas Samudera aerosol raksasa (*giant aerosol*) terdiri dari garam yang berasal dari tetes-tetes air laut yang terpercik keudara akibat gelombang pecah di permukaan laut. Beberapa tetes ini menguap dan meninggalkan partikel garam sebagai inti besar dan inti raksasa (jari-jari 0,1 μm sampai lebih dari 1 μm). Kecepatan produksi partikel garam di atas Samudera secara rata-rata diperkirakan berorde 100 per cm^2 per sekon^[22].

Tabel 2, dan 3, menunjukkan anomali curah hujan dan temperatur pada tahun El Niño (1997) dibandingkan dengan pra El Niño (1996) dan pasca El Niño (1998), pada lintang 7,5 $^{\circ}\text{U}$ – 10 $^{\circ}\text{S}$, 90 $^{\circ}\text{T}$ – 140 $^{\circ}\text{T}$. Beberapa tempat yang terletak di sebelah timur ARLINDO lebih merespon fenomena El Niño dari pada tempat di Indonesia yang terletak di sebelah barat ARLINDO. Benua maritim Indonesia yang terdiri dari pulau-pulau yang kompleks dan tidak teratur merupakan batas barat Samudera Pasifik yang dapat menghubungkan dengan Samudera Hindia melalui ARLINDO.

Tabel 2. Anomali curah hujan dalam tahun El Niño 1997, pada lintang 7,5 $^{\circ}\text{U}$ – 10 $^{\circ}\text{S}$.

Bujur Timur	El Niño – pra El Niño	El Niño – pasca El Niño
95 ⁰ – 100 ⁰	+ 219 mm	– 1558 mm
100 ⁰ – 105 ⁰	– 295 mm	– 1112 mm
105 ⁰ – 110 ⁰	+ 69 mm	– 925 mm
110 ⁰ – 115 ⁰	– 189 mm	– 683 mm
115 ⁰ – 120 ⁰	– 208 mm	– 482 mm
120 ⁰ – 125 ⁰	– 310 mm	– 681 mm
125 ⁰ – 130 ⁰	– 535 mm	– 557 mm
130 ⁰ – 135 ⁰	– 448 mm	– 1159 mm
135 ⁰ – 140 ⁰	– 120 mm	– 815 mm
Rata-rata	– 201,9 mm	– 885,8 mm

Tabel 3. Anomali temperatur dalam tahun El Niño 1997, pada lintang $7,5^{\circ}\text{U} - 10^{\circ}\text{S}$.

Bujur Timur	El Niño – pra El Niño	El Niño – pasca El Niño
$95^{\circ} - 100^{\circ}$	- 0,50 K	- 1,00 K
$100^{\circ} - 105^{\circ}$	- 0,07 K	- 0,78 K
$105^{\circ} - 110^{\circ}$	+ 0,07 K	- 0,86 K
$110^{\circ} - 115^{\circ}$	- 0,28 K	- 0,64 K
$115^{\circ} - 120^{\circ}$	- 0,28 K	- 0,78 K
$120^{\circ} - 125^{\circ}$	- 0,50 K	- 0,57 K
$125^{\circ} - 130^{\circ}$	- 0,58 K	- 0,58 K
$130^{\circ} - 135^{\circ}$	- 0,57 K	- 0,57 K
$135^{\circ} - 140^{\circ}$	- 0,50 K	- 0,50 K
Rata-rata	- 0,36 K	- 0,70 K

4. Indonesia Sebagai Wilayah Monsun

Monsun dapat digambarkan sebagai fenomena angin laut raksasa akibat beda panas belahan bumi utara (BBU) dan belahan bumi selatan (BBS) yang dikaitkan dengan gerak semu matahari tahunan. Beda panas Utara – Selatan yang sangat penting diperkirakan antara benua Asia dan osean Hindia. Monsun adalah sistem angin yang periodik.

Daerah monsun adalah daerah dimana sirkulasi atmosfer permukaan dalam bulan Januari dan Juli memenuhi persyaratan berikut^[23] :

- Arah angin utama pada bulan Januari dan Juli berbeda paling sedikit 120° .
- Frekuensi angin utama rata-rata dalam bulan Januari dan Juli lebih dari 40%.
- Kecepatan angin paduan rata-rata sekurang-kurangnya satu bulan melebihi 3 ms^{-1} .
- Indeks monsun $\geq 40\%$, daerah monsun dan indeks monsun $< 40\%$, daerah non monsunal.

Untuk menghitung indeks monsun, pertama ditinjau angin utama yang mempunyai penyimpangan sekurang-kurangnya 120° antara

bulan Januari dan Juli, kemudian dianalisa frekuensi rata-rata arah angin utama (*prevailing winds*) masing-masing dalam bulan Januari dan Juli sebagai berikut^[24] :

$$I = \frac{F_{Jan} + F'_{Jul}}{2} \quad (4)$$

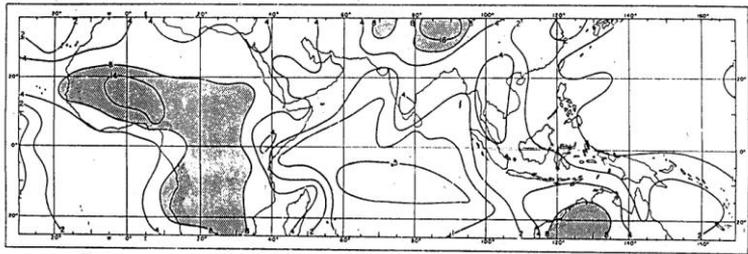
dimana :

F_{Jan} : frekuensi arah angin utama rata-rata dalam bulan Januari (%)

F'_{Jul} : frekuensi arah angin utama rata-rata dalam bulan Juli (%)

Di daerah monsun kebanyakan hujan terjadi dalam musim panas (*summer*) sampai musim gugur (*autumn*), kecuali di daerah ekuatorial yang mempunyai distribusi maksima ganda, seperti Pontianak, Padang, dan lain-lain. Curah hujan maksimum dalam musim panas berkaitan dengan intensifikasi tekanan rendah panas (*heat low*). Curah hujan di daerah monsun disebabkan : a) oleh cumulus bermenara atau cumulonimbus jika geser angin (*wind shear*) vertikal dan konvergensi troposferik bawah keduanya kecil, hujannya disebut “hujan deras” (*shower*), atau b) oleh nimbostratus kuat (*deep Ns*) dengan dibarengi cumulonimbus jika geser angin vertikal dan konvergensi troposferik bawah keduanya besar^[23]. Meskipun intensitas hujan cukup besar tetapi pada umumnya langit mendung dan hujannya disebut “hujan biasa” (*rain*).

Hujan lebat biasanya berasal dari badai guruh, sehingga secara rata-rata rasio jumlah hari badai guruh dengan curah hujan menjadi kecil. Rasio areal ini berkisar dari 16 di atas Afrika Barat dan Tibet bagian tenggara sampai kurang dari 2 di atas Cina, India bagian barat laut dan osean. Rezime hujan monsun ada dua tipe yaitu Afrika Barat dimana frekuensi hari badai guruh dan curah hujan meningkat sampai maksima dalam tengah musim panas (*midsummer*), dan India bagian barat dimana frekuensi hari badai guruh berkurang ketika curah hujan meningkat, lihat gambar 6.



Gambar 6. Rasio jumlah hari badai guruh dengan curah hujan (dalam desimeter) tahunan rata-rata^[25].

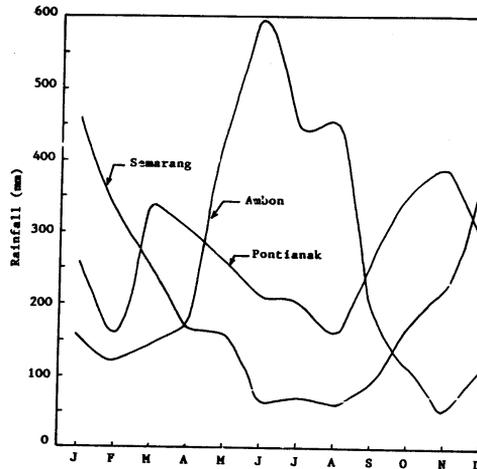
Sebagai akibat variasi iklim, kekeringan dan banjir merupakan peristiwa alam yang secara bergantian melanda beberapa tempat di benua maritim Indonesia. Variabilitas unsur iklim curah hujan lebih besar dari pada unsur iklim lainnya, sehingga bencana alam kekeringan dan banjir lebih ditentukan oleh curah hujan^[26]. Fenomena Monsun – El Niño – La Niña – Osilasi Selatan (MELANOS) dapat menyebabkan bencana alam kekeringan dan banjir yang lebih parah, sehingga mempengaruhi kehidupan penduduk melalui efeknya terhadap sumber air, pertanian, perikanan, kehutanan dan kesehatan publik.

5. Indonesia Sebagai Daerah Ekuatorial

Benua maritim Indonesia dilalui oleh garis lintang 0^0 yang tetap dan oleh Zona Konvergensi Intertropis (*Intertropical Convergence Zone*) yang bergerak ke utara dan ke selatan garis lintang 0^0 sesuai dengan gerakan semu matahari bolak-balik ke garis tropis Cancer dan ke garis tropis Capricorn. Ekinoks terjadi pada tanggal 21 Maret dan 23 September. Dampak ekinoks terlihat pada distribusi curah hujan bulanan yang menunjukkan maksima ganda seperti di Pontianak, lihat gambar 7.

Di daerah ekuatorial menerima energi matahari maksimum. Energi panas ini dipakai untuk menggerakkan atmosfer secara global ke daerah lintang menengah dan tinggi (kutub). Gerak atmosfer global tidak hanya membawa panas tetapi juga membawa kelembapan (uap air) dan zat-zat lain yang mengendalikan cuaca dan iklim harian, karena

itu sangat mempengaruhi kehidupan dalam planet bumi. Masukan energi panas untuk menggerakkan atmosfer terjadi melalui awan-awan terutama awan kumulus tinggi (Cb) yang terbentuk di daerah ekuatorial.



Gambar 7. Distribusi curah hujan bulanan untuk stasiun a. Pontianak (tipe ekuatorial), b. Semarang (tipe monsun), dan c. Ambon (tipe lokal).

Ada tiga daerah ekuatorial dimana konveksi troposfer dan formasi awan kumulusnya menjadi penting, yaitu Indonesia, Afrika Ekuatorial (Afrika Tengah), dan Amerika Ekuatorial (Amerika Selatan). Diantara ketiga daerah ekuatorial maka Indonesia merupakan daerah yang sangat aktif, pembentukannya berfluktuasi secara musiman ataupun tahunan. Daerah Indonesia dikenal sebagai benua maritim (*maritime continent*) dalam meteorologi troposfer. Pada tahun tertentu, awan konvektif kuat (*deep convection*) bergeser ke arah Pasifik Tengah Ekuatorial, sehingga iklim global menjadi tidak normal, gejala ini dikenal sebagai ENSO (*El Niño – Southern Oscillation*). Periode 30 – 60 hari juga terdeteksi dan disebut variasi antar musiman (*inter seasonal*) atau osilasi Madden – Julian (*Madden – Julian Oscillation*).

Hasil-hasil analisis data atmosfer permukaan dan atas pada kolam (*basin*) Pasifik ekuatorial menunjukkan bahwa ada variasi frekuensi rendah mengenai kekuatan angin atmosfer atas, temperatur

pada berbagai paras dan tekanan permukaan. Periodisitas variasi ini ditemukan pada sebuah maksimum antara 41 dan 53 hari dengan kejadian sangat sering sekitar 45 hari, meskipun osilasi mencakup jangka periode lebar antara 30 dan 60 hari.

Osilasi 40 – 50 hari memiliki sejumlah karakteristik waktu (temporal) dan ruang (spatial) yang membantu menjelaskan beberapa aspek variabilitas frekuensi rendah sirkulasi tropis, atau variabilitas iklim. Dari karakteristik ini, maka gerakan kearah timur (*the eastward movement*) osilasi 40 – 50 hari adalah yang sangat menarik. Gerakan ini dalam bentuk gelombang atmosferis yang dikaitkan dengan sel konveksi besar yang bergerak dengan kecepatan antara 10 dan 39 ms⁻¹ dari osean Hindia ke Pasifik bagian barat dan melintas Pasifik ke Amerika Selatan. Efek permukaan sel konveksi yang menjalar kearah timur terlihat jelas pada lokasi ekuatorial seperti Kepulauan Canton (2,8 °S, 171,7 °B), dimana pada periode 40 – 50 hari, kekuatan angin zonal naik dan turun bersama-sama dengan temperatur dan tekanan permukaan.

Pada skala waktu musiman, osilasi menunjukkan perubahan tidak besar dalam periode rata-ratanya, tetapi menunjukkan beberapa perubahan kekuatan. Osilasi terbesar selama Desember sampai Februari dan terkecil selama Juni sampai Agustus. Osilasi terkecil di atas stasiun Pasifik bagian barat dan terbesar pada stasiun di lautan Hindia (*the Indian Ocean*). Variasi musiman ini akibat migrasi musiman aktivitas konvektif yang dikaitkan dengan gerakan Zona Konvergensi Intertropis.

Sirkulasi Walker adalah sirkulasi zonal dari timur ke barat sepanjang lintang ekuatorial yang ditandai dengan kenaikan udara di Pasifik bagian barat di kawasan Indonesia dan penurunan udara di Pasifik bagian timur lepas pantai Amerika Selatan. Sirkulasi ini dinamakan sirkulasi Walker sebagai penghormatan kepada Sir Gilbert Walker yang pada tahun 1920-an telah mengetahui variasi tekanan atmosfer dari timur ke barat sepanjang Pasifik. Jungkat-jungkit (*seesaw*) tekanan Walker ini disebut osilasi selatan OS (*the southern oscillation SO*) untuk membedakannya dari osilasi tekanan serupa seperti osilasi Atlantik Utara dan Pasifik Utara.

Osilasi selatan (SO) ditandai oleh variasi tekanan timur – barat sepanjang Pasifik ekuatorial. Beda tekanan standarisasi antara Tahiti

(17,5 °S; 149,6 °B) dan Darwin (12,4 °S; 130,9 °T) yaitu (Tahiti – Darwin) = (rata-rata Tahiti – Darwin) / (deviasi baku Tahiti – Darwin) disebut indeks osilasi selatan IOS (*The Southern Oscillation Index SOD*). Darwin dan Tahiti dipakai dalam konstruksi IOS karena lokasi ini dekat dengan area geografis pada salah satu sisi (ujung) Kolam Pasifik yang mengalami variasi tekanan terbesar pada skala waktu antar-tahunan. IOS negatif/positif yang kuat berkaitan dengan El Niño/La Niña.

Perubahan yang sangat nyata pada pola cuaca daerah ekuatorial selama peristiwa El Niño adalah pergeseran aktivitas badai guruh dari benua maritim Indonesia ke arah timur sampai Pasifik ekuatorial tengah. Akibatnya kepulauan Pasifik ekuatorial tengah mengalami kondisi basah, sedangkan benua maritim Indonesia, New Guinea, Australia tropis, dan Filipina akan mengalami kondisi kering di bawah normal. Dampak klimatik El Niño terlihat jelas misalnya unsur curah hujan dan temperatur di benua maritim Indonesia^[27], lihat tabel 2 dan 3.

6. Indonesia Sebagai Wilayah Kepulauan dan Pegunungan

Sebagai wilayah kepulauan yang berpegunungan, cuaca dan iklim Indonesia dipengaruhi oleh sistem angin lokal seperti angin darat–laut dan angin lembah–gunung. Sistem angin harian (*diurnal*) sangat penting dalam klimatologi karena terjadi secara reguler dan sering. Kasus ini terjadi di beberapa tempat di benua maritim Indonesia. Perubahan panas antara siang dan malam merupakan gaya penggerak utama sistem angin harian, karena ada beda panas yang kuat antara udara di atas darat dan di atas laut atau antara udara di atas tanah tinggi (pegunungan) dan tanah rendah. Karena durasinya terbatas, maka sistem angin harian biasanya hanya efektif pada area-area relatif kecil, dan jarang meluas atau menembus ke daerah yang jauh, karena itu sistem angin ini kebanyakan menyebabkan variasi lokal. Ada dua tipe utama lokasi angin harian yaitu : daerah pantai, sepanjang laut dan dekat danau besar dimana sistem angin darat dan laut (atau danau) sering terjadi, dan daerah pegunungan dimana beda tipe lembah dan gunung menyebabkan terjadinya angin lembah dan gunung.

a. Angin Laut – Darat

Karena kapasitas panas laut lebih besar dan permukaan laut lebih halus dari pada darat maka laut lebih lambat panas dari pada darat pada waktu ada insolasi dan terjadi sebaliknya jika tidak ada insolasi. Pada siang hari gaya gradien tekanan berarah dari laut ke darat, sehingga terjadi angin laut, sedangkan pada malam hari gaya gradien tekanan berarah dari darat ke laut sehingga terjadi angin darat. Karena jarak tempuh angin lokal ini tidak jauh maka gaya akibat rotasi bumi (gaya Coriolis) dapat diabaikan. Angin laut biasanya lebih kencang dari pada angin darat. Kecepatan angin laut mencapai $4-8 \text{ ms}^{-1}$ dan ketebalan lapisan udara mencakup ketinggian sekitar 1000 m (lapisan batas atmosfer). Di daerah ekuatorial angin laut dapat masuk ke daratan sejauh 100 km.

Angin laut biasanya muncul dekat pantai beberapa jam setelah matahari terbit dan mencapai maksimum ketika beda temperatur darat – laut mencapai maksimum. Secara musiman, angin laut paling kuat jika insolasi (*insolation*) kuat, karena itu pertumbuhan angin laut paling baik selama musim kering. Kekuatan dan arah angin laut dikendalikan oleh faktor-faktor lokal; temperatur air permukaan dingin yang disebabkan oleh arus laut dingin atau kenaikan (*upwelling*) air dari bawah akan meningkatkan kekuatan angin laut. Faktor-faktor yang meningkatkan temperatur di atas darat pada siang hari, misalnya kurangnya tanaman, jalan aspal, dan lain-lain. Tutupan tanaman lebat, rawa atau sawah yang banjir (*flooded ricefield*) biasanya menurunkan kekuatan angin laut karena kondisi ini akan menurunkan beda temperatur darat–laut. Adanya gunung dekat pantai sering menimbulkan sistem angin gabungan angin laut–lembah, misalnya daerah Bogor.

Angin darat lebih lemah dari pada angin laut dalam kebanyakan iklim tropis. Ini disebabkan beda temperatur darat – laut di tropis jauh lebih besar akibat pemanasan siang hari dari pada akibat pendinginan waktu malam hari. Penyebab utamanya adalah pendinginan cepat permukaan darat sepanjang malam hari. Karena itu angin darat jarang mempunyai kecepatan melebihi 3 ms^{-1} , tetapi kecepatannya dapat meningkat oleh arus katabatik (*katabatic flow*). Ketebalan lapisan udara dalam angin darat biasanya hanya beberapa

meter. Angin darat secara normal tidak mencapai lebih dari 15 – 20 km ke laut. Angin darat biasanya mulai sekitar 3 jam setelah matahari terbenam dan meningkat kecepatannya sampai matahari terbit dan masih terus berhembus setelah matahari terbit.

Semua sirkulasi lokal dipengaruhi oleh angin sirkulasi general tanpa kecuali angin laut dan darat. Jika angin skala sinoptik kuat maka angin laut dan darat tidak terjadi, karena turbulensi mencegah beda temperatur dan tekanan lokal antara permukaan air dan darat. Di daerah angin melemah (*doldrum*) dan dekat ekuator dimana angin skala sinoptik sangat lemah maka sirkulasi lokal mendominasi.

Variasi lain angin laut dan darat dikaitkan dengan bentuk umum garis pantai yang dapat menyebabkan konvergensi atau divergensi. Konvergensi dan pembentukan awan didukung di atas tanjung (*headlands*) sedangkan divergensi lebih didukung di atas teluk (*bays*). Sistem angin laut – darat terjadi di atas pulau yang tidak sangat kecil (diameter minimum sekitar 15 km). Di atas laut, seperti Selat Malaka, konvergensi angin darat yang berlawanan dapat terjadi pada malam hari yang menimbulkan hujan.

b. Angin Lembah – Gunung

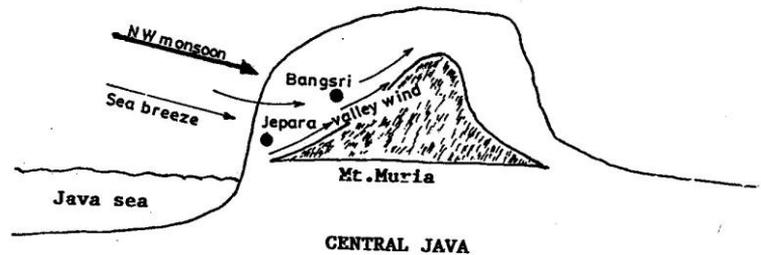
Di daerah pegunungan ekuatorial sering terjadi sistem angin harian yang kuat dan reguler, yang disebabkan oleh pemanasan dan pendinginan udara pada lereng. Pada siang yang bermatahari, lereng gunung mendapat panas secara cepat akibat radiasi yang diterima besar. Atmosfer bebas di atas tanah rendah kurang dipengaruhi oleh masukan insolasi ini, sehingga udara sedikit lebih dingin dibandingkan udara di atas lereng gunung. Karena itu udara lereng gunung menjadi labil dan cenderung menaiki lereng disebut angin lembah (*valley wind*) atau arus anabatik. Angin lembah dengan mudah dapat dikenali karena sering dibarengi dengan formasi awan cumulus dekat puncak gunung atau di atas lereng gunung (*escarpments*). Pada malam hari, terjadi perbedaan temperatur kebalikannya, ketika tanah tinggi menjadi dingin secara cepat akibat kehilangan radiasi gelombang panjang. Udara yang lebih dingin (densitas lebih besar)

kemudian bergerak menuruni lereng di bawah pengaruh gravitas dan disebut angin gunung (*mountain wind*) atau arus katabatik.

Arus anabatik biasanya lebih kuat dan lebih persisten dari pada arus katabatik. Arus anabatik cenderung kuat di luar daerah tropis pada waktu musim panas, ketika insolasi sangat kuat dan malamnya pendek. Dalam keadaan demikian angin anabatik dapat kontinu sepanjang malam jika terjadi pada skala luas. Ini terjadi misalnya pada kaki bukit gunung Himalaya. Untuk daerah Tanah tinggi Papua New Guinea dimana gunung besar mengelilingi cekungan terbuka, arus anabatik mantap pada sore hari mempunyai kecepatan 12 – 13 m/s^[28].

Angin katabatik biasanya lebih lemah dari pada angin anabatik karena beda termal biasanya lebih kecil dan gesekan mengurangi kecepatan angin dekat permukaan bumi. Tetapi angin katabatik dapat menjadi kuat. Keadaan ini terjadi untuk gunung tropis yang tinggi, karena efek elevasi maka pendinginan malam hari dapat sangat cepat di bawah keadaan langit cerah. Dalam keadaan ini, arus katabatik dapat sangat kuat, kecepatannya melebihi 15 m/s pada Gunung Wihelm di Papua New Guinea. Efek utama yang tampak dari angin katabatik adalah pembuyaran cepat awan-awan dekat puncak gunung atau di atas lereng seperti Gunung Kenya^[28]. Udara dingin yang turun mengakibatkan formasi kabut lembah dan cekungan karena arus katabatik mendinginkan udara lembah sampai temperatur titik embunnya.

Di benua maritim Indonesia angin anabatik dapat diperkuat oleh angin laut dan monsun terutama pada lereng gunung di atas angin (*windward side*). Angin ini dapat memberi kontribusi pada hujan orografik, dan sering memperlihatkan curah hujan maksimum. Daerah pantai merupakan diskontinuitas kapasitas panas dan parameter kekasaran permukaan. Contoh kasus ini misalnya di daerah Jepara (Jawa Tengah) pada lereng gunung Muria selama monsun barat bulan Desember. Karena terjadi penguatan angin monsun, angin laut dan angin anabatik maka jumlah curah hujan bulan Desember pada stasiun Jepara (3 m, dpl.) dan Bangsri (80 m, dpl.) yang terletak pada lereng di atas angin mencapai maksimum^[29], masing-masing 1919 mm dan 2367 mm, lihat gambar 8.



Gambar 8. Penguatan monsun barat oleh angin laut dan angin lembah pada lereng gunung Muria, Jepara.

Kesimpulan

Indonesia adalah negara kepulauan terbesar di bumi. Laut dan atmosfer bergandengan sangat erat (*strongly coupled*), sehingga perubahan salah satu komponen akan merubah komponen sistem iklim lain. Karakteristik iklim wilayah Indonesia adalah campuran antara darat dan laut yang membentuk benua maritim. Perlu diselidiki variasi harian curah hujan pada pulau-pulau besar dan kecil. Indonesia juga disebut daerah maritim ekuatorial yang menerima panas sensibel dan panas laten dalam jumlah besar.

Kompleksitas atmosfernya ditandai oleh pertemuan sirkulasi Hadley, Walker dan konveksi aktif. Kerumitan dinamika atmosfer ekuatorial (gaya Coriolis menuju nol) dan keunikan pembentukan awan benua maritim menyebabkan kesulitan membuat model prediksi cuaca dengan tingkat ketelitian yang tinggi. Di daerah ekuatorial radiasi tampak matahari sangat besar, sehingga alih panas kearah atas oleh konveksi adalah sangat aktif di ekuator dan sirkulasi global dibangkitkan untuk mengalihkan panas dari daerah ekuatorial ke lintang-lintang yang lebih tinggi melalui awan-awan konvektif jenis kumulonimbus.

Disamping kompleksitas atmosfer dan keunikan pembentukan awan, benua maritim Indonesia mempunyai keunikan lain yaitu Arlindo (*the Indonesian throughflow*) dan Armondo (*the Indonesian monsoon*)

current). Arlindo adalah sebuah sistem arus laut yang menghubungkan Samudera Pasifik dan Hindia melalui perairan Indonesia dan memainkan peranan pada transport panas dan salinitas dalam iklim. Armondo adalah arus laut yang arah dan kecepatannya berkaitan dengan monsun. Arlindo mempengaruhi iklim dunia jika dikaitkan dengan MELANOS (Monsun – El Niño – La Niña – Osilasi Selatan). Beberapa tempat yang terletak di sebelah timur Arlindo lebih merespon fenomena El Niño dari pada tempat di sebelah barat Arlindo.

Sebagai daerah monsun, curah hujan di benua maritim Indonesia disebabkan oleh awan Cumulus bermenara, Comulonimbus atau Nimbostratus kuat yang dibarengi dengan Cumulonimbus. Panas laten yang dilepaskan oleh awan Cumulonimbus merupakan salah satu gaya penggerak utama sirkulasi global atau berkaitan dengan sirkulasi monsun. Rasio jumlah hari badai guruh dengan curah hujan (dm) tahunan rata-rata biasanya kecil antara 1 dan 4, karena hujan lebat biasanya berasal dari badai guruh. Sebagai daerah ekuatorial, benua maritim Indonesia menerima surplus energi panas disegala musim. Di ekuator terjadi dua kali ekinoks, sehingga distribusi curah hujan bulanan di stasiun sekitar ekuator mempunyai maksima ganda. Sebagai daerah kepulauan dan pegunungan, terjadi angin-angin lokal seperti angin laut–darat dan angin anabatik–katabatik. Jika terjadi penguatan antara angin monsun, angin laut dan angin anabatik maka tempat-tempat pada lereng gunung di atas angin (*windward side*) akan menerima curah hujan berlimpah.

Referensi

1. Bayong Tj. HK., 2004. Cuaca dan Iklim Ekstrim di Indonesia, Prosiding Seminar Nasional LAPAN, Bandung.
2. Dewan Hankamnas, 1996. Benua Maritim Indonesia, BPPT, ISBN 979–95038–1, Jakarta.
3. Bayong Tj. HK., 2004. State of The Art Study on Meteorology in Indonesia, International Summer School, Kerjasama Univ. Kyoto – ITB, Bandung.

4. Godfrey, J. S., 1996. The effect of the Indonesian throughflow on ocean circulation and heat exchange with the atmosphere, A review, *J. Geophysical Research*, Vol. 101, No. C5, p. 12217 – 12237.
5. Bayong Tj. HK., 2002. Apakah ARLINDO berperan dalam system iklim di Indonesia, *Pros. Temu Ilmiah Prediksi Cuaca dan Iklim Nasional*, LAPAN, Bandung.
6. Anthes, R. A., 1982. Tropical cyclones, *Meteorological Monographs*, Amer. Meteor. Soc., Vol. 19, No. 41.
7. Bayong Tj. HK., 1985. Tropical storm effect with respect to weather over the Indonesian region, *Proc. ITB*, Vol. 18, 61 – 71.
8. BMG, 1999. Prakiraan musim kemarau di Indonesia, *Badan Meteorologi dan Geofisika*, Jakarta.
9. Bayong Tj. HK., 2002. Sistem cuaca penyebab bencana banjir, *Forum Sains dan Kebijakan : Penanganan Bencana Banjir*, ITB, Bandung.
10. Kato S., 1994. Atmosphere in motion over Indonesia and global climate, *PIT – HAGI XIX*, Bandung.
11. Bayong Tj. HK., 1994. Riset dan pengembangan Meteorologi di Indonesia, *Forum Komunikasi Bidang MIPA – DPPM – DIKTI*, Dep. Pendidikan dan Kebudayaan, Cisarua – Bogor.
12. Bayong Tj. HK., Atika L., and T. W. Hadi, 1993. The structure of convection clouds based on the analysis of upper air sounding, the *International Symposium on Equatorial Atmosphere Observation over Indonesia*, Jakarta.
13. Bayong Tj. HK., dan Djakawinata, 1999. The Influence of Meteorological Factors on Tropospheric Refractive Index over Indonesia, *J. Mat. dan Sains* Vol. 4, No. 1, ITB, Bandung.

14. Wyrтки, K., 1987. Indonesian throughflow and the associated pressure gradient, *J. Geophys. Res.*, Vol. 92, p. 12941 – 12946.
15. Lukas, R., T. Yamagata, and J. P. Mc. Creary, 1996. Pacific low latitude western boundary currents and the Indonesian throughflow, *J. Geophys. Res.*, Vol. 101, No. C5, p. 12209 – 12216.
16. Illahude, A. G., 1996. Kaji Arlindo di Indonesia, Orasi Ilmiah Pengukuhan APU, LIPI, Jakarta.
17. Miyama, T., T. Awiji, K. Akitomo, and N. Imasoto, 1996. A lagrangian approach to the seasonal variation of salinity in the mixed layer of the Indonesian Seas., *J. Geophys. Res.*, Vol. 101, No. C5, p. 12265 – 12285.
18. Wyrтки, K., 1961. Physical oceanography of the Southeast Asian Waters, Naga. Rep. No. 2, p. 1 – 195 Scripps Inst. of Oceanogr., La Jolla, California.
19. Gary Mayers, 1996. Variation of Indonesian throughflow and the ENSO, *J. Geophys. Res.*, Vol. 101, No. C5, p. 1255 – 1263.
20. Clarke, A. J., and X. Liu, 1994. Interannual sea level in the northern and eastern Indian ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 24, p. 1224 – 1235.
21. Masumoto, Y., and T. Yamagata, 1996. Seasonal variation of the Indonesian throughflow in a general ocean circulation model, *J. Geophys. Res.*, Vol. 101, No. C5, p. 12287 – 12293.
22. Iribarne, J. V., and H. R. Cho, 1980. Atmospheric Physics, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland.
23. Ramage, C. S., 1971. Monsoon Meteorology, Academic Press, New York.
24. Khromov, S. P., 1957. Die geographische Verbreitung der Monsune, In “Monsoon Meteorology” by Ramage 1971.

25. Portig, W. H., 1963. Thunderstorm frequency and amount of precipitation in the tropics, especially in the African and Indian monsoon region, In “Monsoon Meteorology” by Ramage 1971.
26. Bayong Tj. HK., dan Bannu, 2003. Dampak ENSO pada faktor hujan di Indonesia, J. Mat. dan Sains, Vol. 8, No. 1, ITB, Bandung.
27. Bayong Tj. HK., The Houw Liong, P. A. Winarso, Zadrach L. D., Plato M. S., dan R. K. Lestari, 2002. Mekanisme Bencana Alam Kekeringan di Benua Maritim Indonesia, Laporan Riset Unggulan Terpadu VIII, Kementerian Riset dan Teknologi RI, dan LIPI, Jakarta.
28. McGregor, G. R., and S. Nieuwolt, 1998. The Climates of the Low Latitudes, John Wiley & Sons, New York.
29. Bayong Tj. HK., 2005. Curah hujan daerah monsoon ekuatorial, Lokakarya Pelatihan Pemakaian Matlab dalam Meteorologi untuk Peneliti BMG, Jakarta.