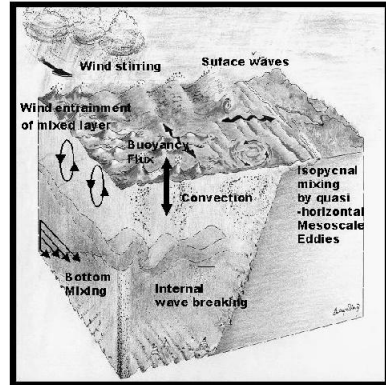


# BAB I

## Pendahuluan

**I do not believe that God plays dice with the world !**

**B. A. Einstein**



### 1.1. Turbulensi dan Proses Mixing di Laut

Tanpa adanya turbulen atau proses mixing (pencampuran) maka kita tidak akan pernah melihat laut seperti sekarang ini. Laut tetap sama sejak jaman dahulu kala, jamannya manusia purba, jaman ken arok, jaman majapahit sampai jaman kita ini, diakibatkan adanya proses mixing yang selalu terjadi setiap waktu. Turbulen akan membawa nutrien dari dasar laut ke permukaan sehingga plankton dapat tumbuh subur. Kehidupan laut akan tetap lestari karena adanya proses mixing ini. Disamping itu turbulen dekat permukaan yang bisanya digerakkan oleh angin dan proses pendinginan akan mentransmisikan panas ke dalam dan keluar lautan sehingga laut dapat berperan sebagai reservoir panas dimana reservoir ini sebagai komponen utama penggerak iklim di bumi kita tercinta. Turbulensi yang terjadi didasar laut akan mempengaruhi deposisi, resuspensi serta pergerakan dari sedimen [Caldwell, D.R & J.N Moum 1996; ]. Turbulensi menciptakan suatu lingkungan mikro yang merupakan dasar penopang kehidupan di laut.

Turbulensi (vertikal) yang merupakan gerakan acak dan tak teratur, dilaut mempunyai orde 0.01 sampai 100 meter. Suatu orde yang sangat kecil sehingga sering disebut struktur mikro dari dinamika laut. Meskipun ordenya kecil tetapi sangat penting untuk mempelajari dinamika arus secara global, perubahan iklim, dispersi polutan, produktivitas plankton dll. Disamping mempengaruhi proses diatas, ternyata turbulensi juga mempengaruhi penjalaran gelombang akustik dan gelombang optik dilaut melalui peristiwa hamburan, refraksi dan difleksi [Monin, A.S & R.V Ozmidov, 1985]. Karena gerakan yang ada dalam turbulensi sangat acak dan alirannya saling tumpang-tindih sebagai hasil dari transport horisontal dan

vertikal, maka sukar bagi kita untuk memecahkan secara analitik serta sukar membuat pengukuran secara kinematik.

Gerakan turbulensi di laut diklasifikasikan menurut sifat alamiahnya, skala spatio-temporal, arah mixing (isopiknal/diapiknal) dan intensitasnya. Berdasarkan hal diatas maka turbulensi dilaut dikategorikan dalam dua katagori:

**Turbulensi skala meso:** Pada skala ini turbulensi diciptakan terutama oleh ketidakstabilan (misalnya: ketidakstabilan baroklinik, barotropik dll) dan biasanya terjadi disepanjang permukaan dengan densitas konstan (isopiknal). Turbulensi skala meso mempunyai skala dari 10-100 km atau sering disebut skala radius Rossby. Para oceanographer sering memandang turbulensi dalam skala ini sebagai 2D quasi geostrophic turbulence.

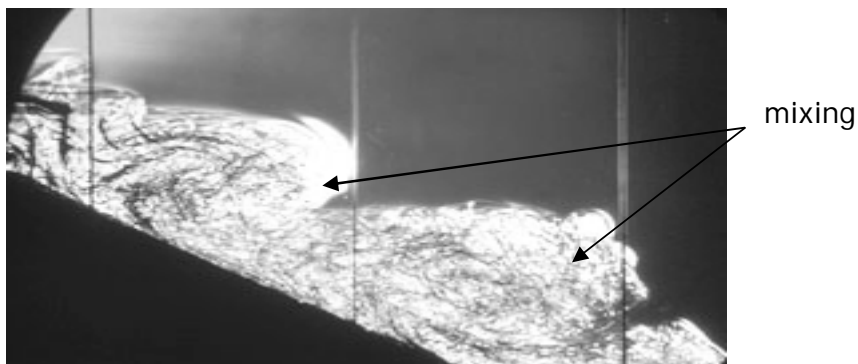
**Turbulensi skala mikro:** Pada skala ini turbulensi terutama diciptakan oleh shear dan pecahnya gelombang internal dan mempunyai orde 1mm – 1m. Umumnya terjadi dalam arah vertikal. Meskipun skala mikro tetapi sifatnya yang vertikal, turbulensi ini mengontrol dinamika arus skala global serta pertukaran vertikal dalam sirkulasi di estuari dan pesisir. Disamping hal diatas, turbulensi skala mikro juga berperan sebagai pengontrol interaksi udara-laut.

Biasanya oceanographer hanya tertarik pada hasil akhir dari suatu proses mixing atau turbulensi yaitu the rate of dissipation ( $\epsilon$ ). Ini adalah salah satu kuantitas fundamental dalam pengukuran turbulensi di laut. The rate of dissipation ini menyatakan kuantitas fraksi energi yang dikonversi menjadi panas oleh gesekan internal. Berarti kita berurusan dengan energi kinetik, atau gerakan partikel fluida. Kuantitas ini berperan dalam transfer momentum di laut. Kuantitas lain yang tak kalah penting adalah the rate of destruction of temperature variance ( $\chi$ ) yaitu rata-rata banyaknya gradien temperatur yang disebarkan oleh proses difusi termal. Kuantitas lain adalah  $N$  (braunt-vaissalla frequency) atau frekuensi gaya apung. Kuantitas ini adalah manifestasi dari hukum archimides yang dapat digunakan sebagai skala waktu untuk suatu aliran fluida yang berlapis. Fisikawan oseanografi, disamping mengukur kuantitas diatas juga mengukur fluks turbulensi diapiknal yang terdiri dari fluks diapiknal momentum, temperatur dan salinitas. Dalam riset laut, studi turbulensi dapat dilakukan dalam berbagai pendekatan yaitu:

- **Persamaan Keseimbangan.** Dengan mengasumsikan bahwa keadaan turbulensi dan medan utama (rata-rata) dapat dipisahkan maka persamaan keseimbangan momentum, massa dan energi harus dipenuhi oleh kedua sistem diatas. Studi dilakukan dengan mencari solusi persamaan yang terkopling tersebut. Salah satu cara yang banyak digunakan adalah momen closure.

- **Analisis Dimensional & Similaritas.** Dengan mengasumsikan beberapa proses yang dominan dari persamaan keseimbangan dilakukan penskalaan dan akan mereduksi menjadi persamaan yang sederhana sehingga mudah diselesaikan.
- **Analisis Spektral.** Analisis ini dilakukan karena transfer energi ke spatial yang kecil dan frekuensi yang besar bersifat inherent.
- **Pengukuran Langsung.** Mengukur flukstuasi dengan instrument, yang diukur adalah the rate of dissipation.
- **Visualisasi dan Simulasi Numerik.** Mencoba mensimulasi dan menyelesaikan persamaan gerak untuk mendapatkan kelakuan turbulensi dengan teknologi komputer.

Karena temperatur, densitas maupun salinitas merupakan fungsi dari kedalaman maka kita katakan bahwa laut adalah fluida berlapis. Tidak realistis kalau kita menganggap laut hanya terdiri dari satu lapis saja. Pertanyaan menarik adalah bagaimana proses mixing terjadi dilaut?. Turbulensi dalam fluida berlapis tersebut sangat acak dan sedikit sekali dimengerti mekanismenya. Salah satunya adalah adanya pecahnya gelombang internal. Adanya fluida berlapis memungkinkan timbulnya shear yaitu adanya perbedaan sifat dinamik (diwakili oleh kecepatan misalnya) antar lapisan. Adanya shear menyebabkan sistem fluida tersebut menjadi tak stabil. Jika ketidakstabilan dibiarkan terus maka akan terjadi turbulensi. Jika variabelnya kecepatan maka ketidakstabilan tersebut sering dinamakan ketidakstabilan Kelvin-Helmholtz. Suatu gangguan yang menjalar dalam sistem tersebut dinamakan gelombang internal. Semakin besar shear yang terjadi semakin kuat gelombang internal yang ditimbulkannya. Pada suatu saat shear akan mengalami kondisi kritis dan akhirnya setelah melewati kondisi kritis ini yang ditandai dengan pecahnya gelombang internal, terjadilah turbulensi atau proses mixing telah terjadi. Pecahnya gelombang internal dapat diungkapkan dalam gambar berikut ini:



Gambar-1: Gelombang internal pecah dalam fluida berlapis  
(sumber: <http://www.cwr.uwa.edu.au/~ivey/indexgeofd.html>)

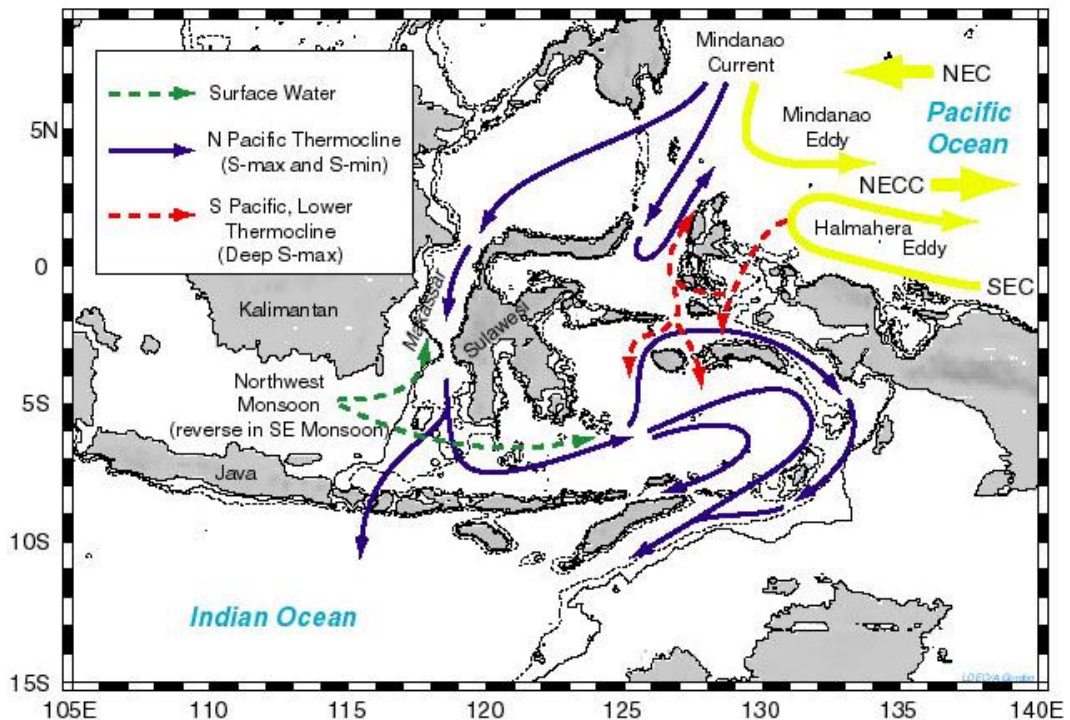
Dalam kita mempelajari model dinamika laut, kita akan berhadapan dengan apa yang dinamakan koefisien transport. Dalam studi numerik biasanya koefisien ini ditentukan dengan cara trial and error atau kita mengecilkan gridnya tetapi hal ini akan dibayar oleh lamanya proses komputasi. Koefisien transport ini menyatakan kelakuan skala mikro dari suatu perairan dan ini jelas proses turbulensi atau mixing. Pengukuran turbulen yang dilakukan di laut pada dasarnya adalah mencoba untuk menentukan koefisien transport ( $\kappa$ ) ini. Koefisien transport ini merupakan karakteristik dinamik dari suatu perairan sehingga ilmuwan mencoba memetakan koefisien ini untuk seluruh laut yang ada di bumi.

## **1.2. Turbulensi dan proses mixing di laut Banda**

Pengukuran turbulensi di laut Banda pertama kali dilakukan dalam Suatu pelayaran yang bernama Arlindo Mixing pada tanggal 13 Oktober sampai 14 November 1998 dengan kapal riset Baruna Jaya IV. Program ini merupakan kerjasama antara Badan Pengkajian dan Penerapan Teknologi (BPPT) dengan Applied Physics laboratory University of Washington, Seattle. Program ini masih bagian dari program besar Arlindo (kerjasama riset kelautan antara Indonesia dan USA) yang bertujuan antara lain:

1. Untuk mengetahui sirkulasi, stratifikasi dan produktivitas massa air di Indonesia sehingga bisa dideskripsikan secara detail tentang sumber, arah dan jalur penyebaran serta proses pencampuran massa air di lautan Indonesia dan pengaruhnya terhadap produktivitas populasi plankton.
2. Mengembangkan model sirkulasi lautan, prediksi iklim dan hubungannya dengan ENSO.
3. Mengetahui lingkungan laut Indonesia.

Arus laut yang mengalir dari pasifik utara masuk ke perairan Indonesia menuju samudra India akan mempengaruhi sirkulasi arus laut dan sirkulasi atmosfer dunia. Disamping fluks panas yang dibawa oleh arus lintas Indonesia, Arlindo juga akan mereduksi volume dari Warm Pool (kutub panas) di Pasifik barat sehingga akan mempengaruhi sirkulasi ENSO (El Nino –Southern Oscillation). Pemahaman yang baik tentang sirkulasi arus ini akan sangat berguna dalam prediksi dinamika laut global. Prediksi yang baik tentang dinamika laut akan menyebabkan kita mendapatkan prediksi yang lebih baik pula tentang dinamika iklim dunia. Antara laut dan atmosfer, mereka saling berinteraksi dan saling membutuhkan, seperti suami-istri, yang kadang-kadang juga ada pertengkaran. Dari hasil yang dicapai dapat dibuat skematik arus lintas Indonesia sebagai berikut:



Gambar-2: Diagram skematik dari arus lintas Indonesia  
(sumber: <http://www.ldeo.columbia.edu>)

Survei arlindo yang telah dilakukan mulai tahun 1993 sampai tahun 1997 telah mencapai suatu kesimpulan penting antara lain:

- Gordon & Fine 1997: *"In order to realistically models the throughflow pathway and source, it is becoming increasingly clear that it is critical to model the vigorous vertical mixing and geometry of the Indonesian region very accurately"*.
- Godvey 1996: *"Observed water mass transformation in Indonesian water demand a vertical eddy diffusivity of about  $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , large enough to generate turbulent heat fluxes of order  $40 \text{ Wm}^{-2}$  at the base mixed layer."*

Pada dasarnya kesimpulan diatas menyatakan bahwa untuk studi yang akurat tentang sirkulasi arus lintas Indonesia diperlukan studi yang mendalam tentang proses mixing secara vertikal di perairan Indonesia. Baru-baru ini ditemukan bahwa SST (sea surface temperatur/temperatur muka laut) bervariasi secara empat belas harian dan bulanan di perairan Indonesia dan ini mengindikasikan adanya proses mixing yang digenerasi oleh pasang surut (Ffield & Gordon 1996). Periode 14 harian secara kuat muncul di laut Seram-maluku dan laut Banda. Lebih lanjut Ffield dan Gordon

menghipotesakan bahwa proses mixing atau turbulen yang kuat digenerasi di termoklin selama pasut kuat. Mereka menghitung bahwa dengan pendinginan permukaan  $0,2^{\circ}\text{C}$  dalam periode 14 hari mensyaratkan difusivitas diapiknal di termoklin adalah:

$$K_{\rho} = D \frac{\partial T / \partial t}{\partial T / \partial z} = 5.5 \times 10^{-5} \quad m^2 s^{-1}$$

Dimana kedalaman lapisan permukaan  $D = 20\text{ m}$  dan temperatur dibawah lapisan permukaan menurun secara linier pada  $\partial T / \partial z = 0.06^{\circ}\text{C/m}$ . Difusivitas ini berharga sepuluh kali lebih besar dibandingkan laut terbuka. Jika periodisitas dari flukstuasi SST merupakan signature dari variasi mixing maka mixing dapat dipandang dimodulasi atau digenerasi pasut dengan latar belakangnya adalah gelombang internal solibore.

Dari survei Arlindo fase pertama 1993-1994 telah mengidentifikasi sumber dan jalur arus lintas dan menentukan dimana arus yang dipengaruhi oleh mixing. Beberapa hasilnya telah dipublikasikan di Journal of Geophysical Research. Arlindo fase ke dua 1996-1998 melihat kembali transport yang melalui jalur utama dan pengukuran struktur mikro sebagai hasil dari survei Arlindo fase pertama. Dari Arlindo fase pertama Ffield & Gordon mengkuantisasi proses mixing dengan menghitung persamaan difusi sepanjang streamline sebagai berikut:

$$\frac{dS}{dt} = -K_{\rho} \frac{\partial^2 S}{\partial z^2}$$

Hasil perhitungan menunjukkan harga difusivitas diapiknal  $\kappa_{\rho} \geq 10^{-4}\text{ m}^2\text{ s}^{-1}$ . Hautala dkk juga telah menghitung konduktivitas diapiknal dilaut Banda sebesar  $\kappa_{\rho} = (1-3.3) \times 10^{-4}\text{ m}^2\text{ s}^{-1}$ . (kita akan membahas bagaimana cara mereka menghitung di bab selanjutnya). Telah diketahui dari pengukuran CTD dari survei yang terdahulu bahwa dilaut Banda mempunyai tingkat mixing yang kuat. Pada umumnya turbulensi di perairan tertutup akan digenerasi oleh gelombang internal (Gregg et al 1997). Dengan menggunakan model spektrum Garrett dan Munk 1975 yang telah dimodifikasi oleh Heney et al 1986 menunjukkan bahwa disipasi energi turbulen akibat gelombang internal adalah:

$$\epsilon = 7 \times 10^{-10} \frac{N^2}{N_o^2} \cdot \frac{E^2}{E_o^2} \quad [Wkg^{-1}]$$

Ekspresi standar untuk difusivitas diapiknal dari pengukuran disipasi energi gelombang adalah:

$$K_{\rho} \leq 5 \times 10^{-6} \frac{E^2}{E_o^2} \quad [m^2 s^{-1}]$$

Dari hasil pengamatan Ffield dan Gordon dari flukstuasi SST maka Gregg,M menghitung bahwa dilaut banda mempunyai energi  $E \sim 9E_o$  sehingga dengan hasil ini maka difusivitas diapiknal dilaut banda adalah:  $\kappa_p = 4 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ . Hasil ini sesuai dengan prakiraan Arlindo fase pertama.

Survei microstucture yang pertama kali dilaut Banda ini (yang merupakan subyek utama dalam tulisan ini) akan mencoba menjawab beberapa pertanyaan yang mendasar yaitu:

1. Apa gaya pembangkit mixing yang ada dilaut Banda, sebagai contoh:
  - Apakah difusivitas diapiknal dibangkitkan oleh gelombang internal?
  - Apakah disipasi turbulen dihasilkan oleh gelombang internal solibore?
  - Apakah turbulensi dibangkitkan oleh pasang surut?
2. Apakah hasil pengukuran sesuai dengan hasil estimasi berdasarkan parameter skala besar seperti yang dilakukan survei Arlindo fase pertama?

Peralatan survei, metodologi survei, pengolahan data serta analisis hasil akan dibahas dalam bab-bab selanjutnya. Dasar matematika berupa analisis vektor, analisis Fourier dan persamaan diferensial parsial diberikan di apendiks.