

ARUS PANTAI JAWA PADA MUSON BARAT LAUT DAN TENGGARA DI BARAT DAYA SUMATRA

JAVA COASTAL CURRENT AT NORTHWEST AND SOUTHEAST MONSOON IN SOUTHWEST SUMATRA

La Ode Nurman Mbay*) dan I Wayan Nurjaya**)

*)Pusat Pengkajian dan Perekayasaan Teknologi Kelautan dan Perikanan
Jalan Pasir Putih 1 Ancol Timur Gd. BRKP Lt.4 Jakarta Utara 14430
Telp.+62-21-64711583, Fax.+62-21-64711501

**)Departemen Ilmu dan Teknologi Kelautan,
Fakultas Perikanan dan Ilmu Kelautan-Institut Pertanian Bogor
Jalan Lingkar Kampus IPB Darmaga Bogor
e-mail: nurmanmbay@yahoo.com

ABSTRAK

Arus Pantai Jawa (APJ) merupakan aliran massa air yang sangat penting karena menyuplai massa air masuk ke perairan bagian selatan Indonesia. Dari hasil analisis data suhu, salinitas, dan kedalaman yang diperoleh dari Conductivity, Temperature and Depth (CTD) yang diolah berdasarkan Neuman and Pierson (1966) dengan kedalaman referensi 600 db untuk mendapatkan topografi dinamik dan kecepatan geostropiknya. Ada divergensi kedalaman dinamik antara perairan pantai dan arah lepas pantai. Kondisi ini ditemukan pada muson barat laut dan tenggara. Hal ini dapat menjadi pemicu arus geostropik yang bergerak ke arah tenggara dengan kecepatan maksimum 18,81 cm/dtk dan volume transpor 1,53 sv.

Kata kunci: Arus pantai, Angin muson, Massa air, Sumatra

ABSTRACT

The Java Coastal Current (JCC) is valuable information since its supplies water mass to South Indonesian water. The data analysis was done using temperature, salinity and depth informations from CTD (Conductivity, Temperature, and Depth). Those informations was calculated based on Neuman and Pierson (1966) with 600 db in reference level, in order to obtain the dynamic topography and geostrophy velocity. The results showed that there was a dynamic depth divergence between shore and the off shore, both was occured in Northwest monsoon and Southeast monsoon. Hence it was acting as a trigger of the geostrophy current toward Southeast with maximum velocity was 18.81 cms⁻¹ and 1.53 sv of transport volume.

Keywords: Coastal currents, Monsoon (wind), Water masses, Sumatra

PENDAHULUAN

Arus Pantai Jawa (APJ) adalah aliran massa air pada lapisan permukaan dengan arah ke tenggara di sepanjang perairan pantai barat daya Sumatra dan arah ke timur di selatan Jawa hingga Sumbawa. Arus ini merupakan salah satu cabang Arus Khatulistiwa Samudra Hindia yang menuju perairan selatan Kepulauan Indonesia.^{1,2}

Rochford³ menamakan arus yang mengalir dekat pantai di sepanjang barat daya Sumatra hingga di perairan selatan Jawa-Sumbawa sebagai Arus Sumatra-Jawa (*Sumatra-Java Current*).

APJ di sepanjang perairan barat daya Sumatra mengalir lebih menjauhi pantai, sedangkan di selatan Jawa-Sumbawa aliran arus tersebut di dekat pantai sekitar 50 km dari pantai.¹ Di selatan

Jawa APJ berkembang dari bulan November hingga Juni dengan puncak kekuatannya pada bulan Maret. Aliran ke timur dari APJ mencapai puncaknya pada sekitar Januari–Februari, pada saat angin yang berganti arah secara periodik (muson) barat laut di selatan Jawa–Sumbawa mencapai puncaknya.⁴

Arah pergerakan APJ sangat dikendalikan oleh muson yang terjadi di Samudra Hindia dan Kepulauan Indonesia. Pada kondisi rata-rata secara umum APJ mengalir ke arah tenggara di sepanjang pantai selama muson barat laut di sekitar selatan Jawa (Desember–April).⁵ Perkembangan dari APJ sangat dipengaruhi oleh angin muson, curah hujan, sirkulasi regional massa air Samudra Hindia di selatan khatulistiwa yaitu Arus Khatulistiwa Selatan (AKS).⁴ Arus Khatulistiwa Selatan berkembang sangat intensif karena bersamaan dengan perkembangan penuh angin muson tenggara di selatan Pulau Jawa–Sumbawa sehingga APJ terdesak ke arah pantai dan menjadi tidak aktif.⁶ Selain angin muson barat laut–barat, penurunan salinitas perairan pantai karena curah hujan dan intrusi massa air salinitas rendah dari daratan juga merupakan faktor penggerak utama dari APJ.¹

Transpor APJ tertinggi terjadi pada saat puncak muson barat laut yaitu sekitar bulan Februari sebesar 4 Sv (unit satuan dari volume transport; Sv, 1 Sv = 1x10⁶ m³s⁻¹) dan terendah terjadi pada bulan Juni sebesar 1 Sv. Pada bulan April transpor APJ sebesar 3 Sv dan pada bulan Nopember sebesar 2 Sv.¹ Dari data *shipdrift* diketahui bahwa di sepanjang barat daya Sumatra antara 5°–9° LS dan 97°–110° BT aliran arus ke tenggara berkembang sepanjang tahun dengan kecepatan antara 10–20 cm/det. Di antara Jawa dan Sumbawa arus tersebut pola alirannya mengikuti perkembangan muson, di mana di antara Jawa dan Bali (110°–115° BT) kecepatannya meningkat (> 30 cm/det).¹

Pada penelitian Najib⁷ sebelumnya dengan menggunakan data bulan Maret melakukan perhitungan manual dengan kedalaman referensi 250 db. Penelitian tersebut hanya melakukan analisis di muson barat laut saja, sedangkan pada muson tenggara belum diketahui. Dalam penelitian lanjutan ini dilakukan analisis pada kedua muson tersebut dengan sedikit memodifikasi persamaan

dari Pond and Pickard menjadi seperti pada persamaan (2) dengan menggunakan *software* ODV mp Version 3–2005 dengan menggunakan kedalaman referensi yang lebih dalam yaitu 600 db. Tujuan penelitian ini adalah untuk melihat besarnya volume transpor dan kecepatan aliran massa air aliran APJ di barat daya Sumatra.

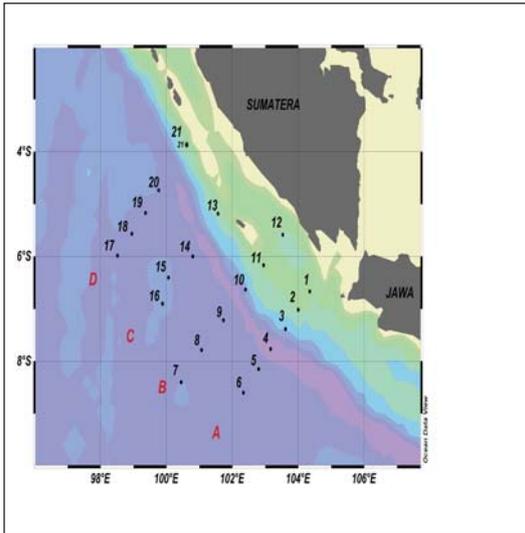
METODE PENELITIAN

Lokasi perekaman data *conductivity, temperature, depth* (CTD) di barat daya Sumatra ditampilkan pada Gambar 1, dengan waktu yang berbeda yang mewakili dua muson yaitu muson barat laut bulan Maret 1991 dan muson tenggara yang diwakili bulan Juli 1990.

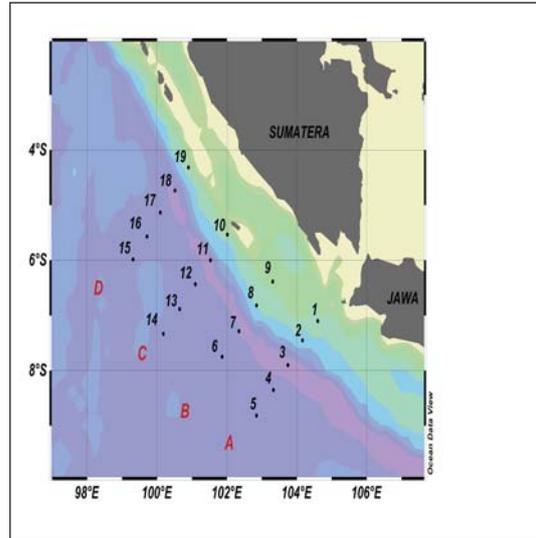
Penelitian dibatasi di wilayah barat daya Sumatra dengan menggunakan data CTD bulan Maret 1991 dan Juli 1990 yang berasal dari survei oseanografi Baruna Jaya 1 BPPT. Pengambilan data CTD dilakukan pada semua titik yang dibagi dalam empat transek, yaitu A, B, C, dan D, pada masing-masing muson. Data konduktivitas, suhu (°C), dan salinitas (PSU) diperoleh dari instrumen CTD, selain itu juga diperoleh data parameter oseanografi lainnya seperti tekanan (dBar), oksigen terlarut (ml/L), suhu potensial (°C), dan sigma-t. Semua data diolah dengan *software* ODV mp Version 3–2005 dengan menggunakan kedalaman referensi 600 db. Informasi yang diperoleh adalah anomali kedalaman dinamik, arah dan kecepatan arus geostropik, serta transpor massa airnya.

Analisis pergerakan APJ pada data CTD dilakukan berdasarkan sirkulasi massa air yang ditimbulkan oleh arus geostropik.⁸ Dengan mengetahui nilai tekanan (p) pada dua permukaan isobar yang berbeda masing-masing p1 dan p2, ρ adalah rata-rata densitas pada kolom vertikal di antara dua permukaan isobar, dan g adalah gravitasi, maka jarak vertikal (z) dari dua permukaan isobar diketahui. Kedalaman dinamik adalah kerja (*work*) yang dibutuhkan untuk menggerakkan satu satuan massa air dari suatu permukaan isobar ke permukaan isobar lain. Kerja tersebut dinyatakan dalam satuan *dynamic meter* dengan persamaan:

$$D(P_1, P_2) = \int_{P_1}^{P_2} \delta(T, S, p) dp \quad (1)$$

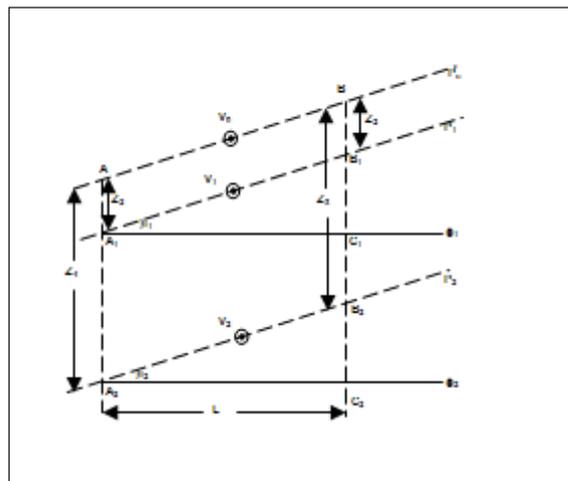


(a)



(b)

Gambar 1. Peta Lokasi Penelitian, a. Muson Barat laut dan b. Muson Tenggara.



Sumber: Pond and Pickard, 1983

Gambar 2. Metode Menghitung Kecepatan Arus Geostropik Relatif

Untuk menentukan arah arus geostropik dan kecepatan relatif antara dua stasiun dapat dijelaskan seperti pada Gambar 2.⁹ Dengan menganggap A dan B adalah stasiun pengukuran CTD (suhu dan salinitas), untuk menentukan sebaran densitas (ρ). Pengukuran yang dilakukan secara vertikal ke bawah dengan kedalaman tertentu, seperti pada garis AA1A2 dan BB1B2. Garis AB permukaan laut yang kita asumsikan tidak sejajar, tetapi membentuk sudut tertentu terhadap permukaan datar. Garis ϕ_1 dan ϕ_2 merupakan dua permukaan

datar yang menggambarkan dua lapisan pada kedalaman A1 dan A2 di stasiun A dan C1 dan C2 di stasiun B dan keduanya mempunyai permukaan isobar i_1 dan i_2 yang relatif terhadap permukaan datar (*level surface*).

Dengan menetapkan komponen kecepatan air relatif terhadap bumi pada permukaan p_1 adalah V_1 dan pada permukaan p_2 adalah V_2 maka kecepatan relatif arus geostropik antara dua stasiun A dan B untuk kedua level ini adalah

$$(V_1 - V_2) = \frac{10}{L \cdot 2\Omega \sin(\phi_1 - \phi_2)} [\Delta D_B - \Delta D_A] \quad (2)$$

dengan :

(V1 – V2) = Kecepatan relative arus geostropik antara stasiun A dan B (cm/dtk)

L = Jarak antara stasiun A dan B (meter)

p = Tekanan atau kedalaman (dbar atau meter)

Ω = Sudut perputaran bumi ($7,29 \cdot 10^{-5}$ / dtk)

ϕ = Titik lintang di stasiun A dan B

ΔD = Kedalaman dinamik (m^2/dtk^2) permukaan isobarik p1 dan p2

Untuk menghitung volume transpor relatif terhadap *reference level* (p_r) dapat dihitung dengan menggunakan rumus:

$$T_y = \int_A^B \int_{Z_n}^{Z_0} (V_1 - V_2) dz dx = L \int_{Z_n}^{Z_0} (V_1 - V_2) dz \quad (3)$$

di mana

A, B = batas atau limit horisontal dan

Z_n, Z_0 = batas vertikal dari integrasi, dan

$V_1 - V_2$ = kecepatan arus geostropik (dengan satuan m/detik) pada garis yang menghubungkan dua stasiun relatif terhadap paparan acuan.

Transpor volume (T_y) tidak dipengaruhi oleh jarak L antarstasiun.

HASIL DAN PEMBAHASAN

Orientasi dari penampang melintang anomali kedalaman dinamik di barat daya Sumatra ini adalah barat daya–timur laut (atau dari stasiun arah laut ke stasiun dekat pantai). Dengan asumsi massa air yang berada pada kedalaman dinamik yang lebih tinggi akan bergerak ke tempat yang memiliki kedalaman dinamik yang lebih rendah. Pada wilayah bumi bagian selatan (BBS) dengan pengaruh Gaya Coriolis, massa air yang bergerak dari stasiun yang memiliki kedalaman dinamik lebih tinggi ke yang lebih rendah tersebut akan dibelokkan ke sebelah kiri sehingga dengan orientasi tersebut maka arah arus geostropik di barat daya Sumatra pada transek barat daya–timur

laut antara dua stasiun menjadi arah barat laut–arah tenggara.

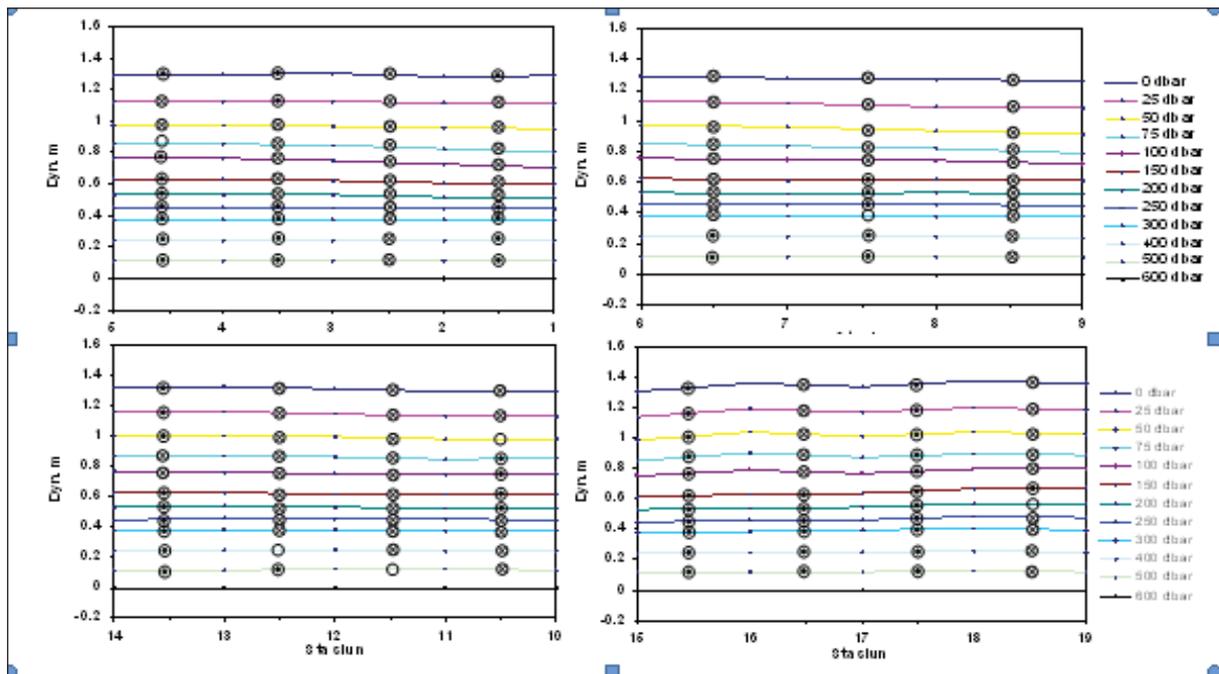
Pada Gambar 3 ditunjukkan sebaran melintang anomali kedalaman dinamik pada bulan Maret yang telah dihitung dengan persamaan (1). Terlihat permukaan (0 dbar) hingga 600 dbar yang relatif terhadap paparan acuan kedalaman 600 dbar berturut-turut pada transek A adalah 0–1,290 dyn.m, transek B adalah 0–1,273 dyn.m, transek C adalah 0–1,31 dyn.m, dan transek D adalah 0–1.345 dyn.m.

Secara umum anomali kedalaman dinamik pada transek C dan D lebih tinggi dibandingkan dengan transek A dan B. Kondisi ini kemungkinan disebabkan oleh intrusi massa air salinitas tinggi pada transek D (stasiun 16, 17, 18, dan 19) dari arah barat laut yang terbawah bersama aliran dari ASH yang menuju pantai barat Sumatra.

Kondisi ini menyebabkan gerak air eddy antisiklon (*anticyclonic eddy*) yaitu pusaran air yang berlawanan dengan arah jarum jam. Kondisi sebaliknya terjadi di transek B, di mana lebih rendahnya anomali kedalaman dinamik di sekitar transek tersebut kemungkinan disebabkan oleh adanya intrusi massa air dari Selat Sunda dengan salinitas rendah sehingga membentuk pusaran air yang searah dengan arah jarum jam atau eddy siklon (*cyclonic eddy*).

Pada Gambar 3 juga terlihat bahwa pada transek A, B, dan C mempunyai lereng permukaan dinamik yang relatif datar dari laut ke arah pantai. Massa air dominan bergerak ke barat laut, dengan kecepatan antara 17–28 cm/dtk yang terjadi pada transek A (Stasiun 1–2), B (Stasiun 8–9), dan C (Stasiun 12–13). Kondisi ini disebabkan oleh adanya intrusi massa air dari Persian Gulf Water (PGW) yang masuk ke wilayah studi dari arah barat laut. Adapun massa air yang bergerak ke arah tenggara pada transek A terlihat pada Stasiun 4–5 dengan kecepatan 6 cm/dtk dipermukaan. Pada transek B tidak ditemukan massa air di permukaan yang bergerak ke tenggara. Pada transek C yang bergerak ke arah tenggara ditemukan pada Stasiun 13–14, di permukaan sampai dengan kedalaman 60 m (< 5 cm/dtk).

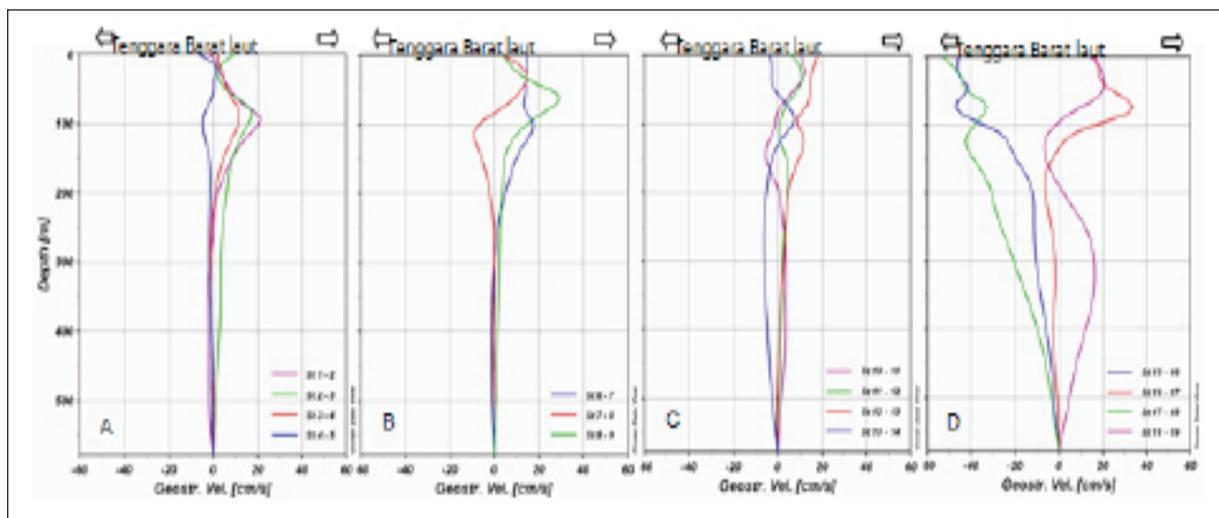
Pada transek D terlihat adanya kemiringan muka air dari arah laut ke pantai yang cukup tajam pada Stasiun 15–16 dan 17–18, menyebabkan aliran massa air permukaan ke



Keterangan:

- ⊙ adalah arus geostropik yang bergerak ke arah tenggara
- ⊗ adalah arus yang bergerak ke arah barat laut
- adalah tidak ada aliran yang bergerak

Gambar 3. Sebaran Melintang Anomali Kedalaman Dinamik (Dyn.m) pada Muson Barat laut



Gambar 4. Kecepatan Arus Geostropik pada Muson Barat Laut.

tenggara terlihat cukup jelas dengan kecepatan maksimum. Kemiringan muka air ini masih ditemui hingga kedalaman 600 m. Di permukaan massa air ini bergerak sampai dengan kecepatan 55 cm/dtk (Gambar 4). Kondisi ini kemungkinan berhubungan dengan adanya intrusi massa air

Subropical Lower Water (STLW) dengan salinitas maksimum yang terbawa bersama ASH di barat daya Sumatra.

Pada Gambar 5 ditampilkan sebaran melintang anomali kedalaman dinamik pada bulan Juli di permukaan (0 dbar) hingga 600 dbar yang

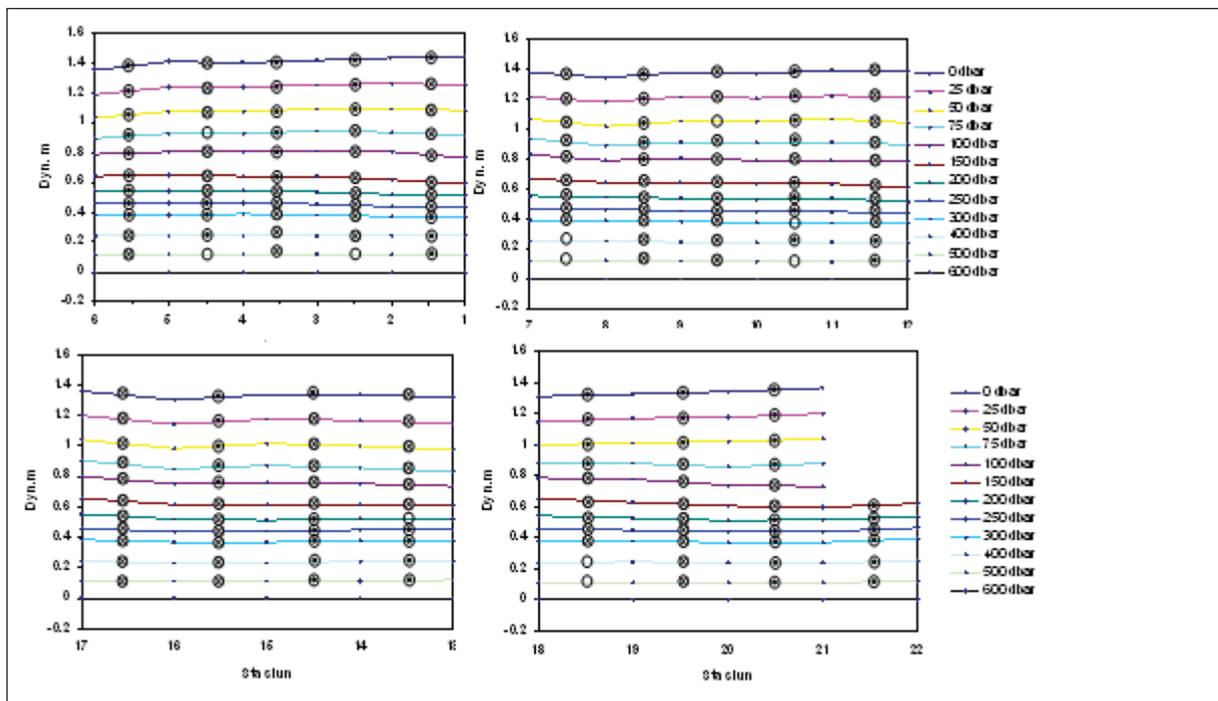
relatif terhadap paparan kedalaman 600 dbar berturut-turut pada transek A adalah 0-1,411 dyn.m, transek B adalah 0-1,378 dyn.m, transek C adalah 0-1.337 dyn.m, dan transek D adalah 0-1.345 dyn.m. Secara umum anomali kedalaman dinamik pada transek C dan D lebih tinggi dibandingkan dengan transek A dan B. Kondisi ini kemungkinan disebabkan oleh intrusi massa air salinitas tinggi pada transek D (stasiun 16, 17, 18, dan 19) dari arah barat laut yang terbawah bersama aliran dari ASH yang menuju pantai barat Sumatra.

Secara umum penampang melintang anomali kedalaman dinamik bulan Juli antara stasiun pantai dan arah lepas pantai tidak terlalu signifikan. Aliran massa air permukaan ke tenggara ditemukan pada Stasiun 2-3, 3-4, dan 5-6 (transek A) dengan kecepatan yang lemah (<30 cm/dtk) dan menurun dengan bertambahnya kedalaman sampai pada 150 m, sedangkan aliran ke barat laut terjadi pada Stasiun 1-2 dan 4-5 dengan kecepatan kurang dari 45 cm/dtk. Kondisi ini berkaitan dengan adanya intrusi massa air dari

Subtropical Lower Water (STLW) yang masuk ke wilayah studi dari arah barat menuju pantai. Pada transek B didominasi oleh aliran ke barat laut dengan kecepatan kurang dari 35 cm/dtk, aliran permukaan ke tenggara terlihat pada Stasiun 8-9 dan 10-11 dengan kecepatan yang lemah (<23 cm/dtk) sampai dengan kedalaman 130 m, aliran massa air ini berhubungan dengan adanya intrusi massa air yang berasal dari Equatorial Indian Ocean Water (EIOW), massa air ini menyebar di Samudra Hindia antara 10°LU hingga 10°LS di permukaan sampai dengan kedalaman 110 m.³

Pada transek C di bulan Juli (Stasiun 16-17) terlihat kemiringan permukaan kedalaman dinamik ke arah pantai yang cukup tinggi, massa air permukaan bergerak ke barat laut dengan kecepatan maksimal 60 cm/dtk. Kondisi ini kemungkinan dipengaruhi oleh adanya aliran massa air ke barat (AKS) yang mulai berkembang pada bulan Juli dan biasanya mencapai puncaknya pada bulan Agustus.

Pada Gambar 5 yang diperoleh dari persamaan (2) terlihat massa air permukaan yang



Gambar 5. Sebaran Melintang Anomali Kedalaman Dinamik (Dyn.m) pada Muson Tenggara.

Keterangan:

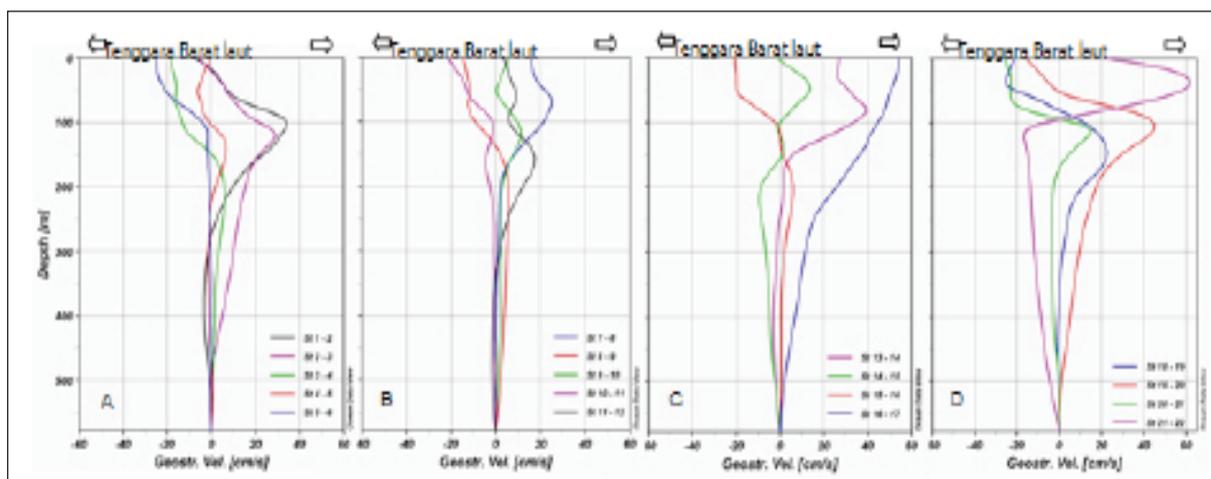
- ⊙ adalah arus geostropik yang bergerak ke arah tenggara
- ⊗ adalah arus yang bergerak ke arah barat laut
- adalah tidak ada aliran yang bergerak

bergerak ke tenggara pada bulan Juli ditemukan pada Stasiun 15–16 dengan kecepatan 22 cm/dtk yang berkembang sampai dengan kedalaman 100 m. Pada transek D terlihat kemiringan anomali kedalaman dinamik di permukaan pantai ke arah laut sampai kedalaman di atas 100 meter. Hal ini terlihat jelas dengan adanya aliran massa air permukaan yang didominasi ke arah tenggara dengan kecepatan maksimum 27 cm/dtk, aliran ini berkembang hingga kedalaman 90 m. Massa air permukaan yang bergerak ke tenggara pada transek C dan D berhubungan dengan adanya intrusi massa air salinitas maksimum yang terbawah oleh massa air Subtropical Lower Water.³

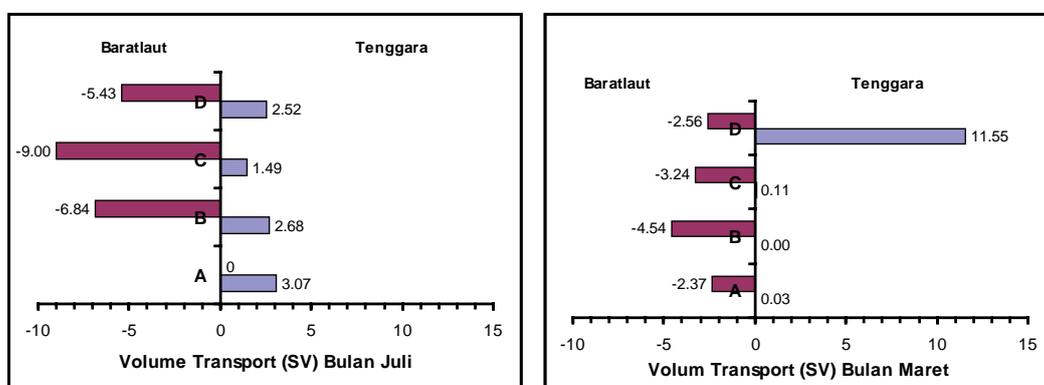
Pada Gambar 7 yang diperoleh dari persamaan (3) terlihat bahwa hasil perhitungan arus geostropik sampai dengan kedalaman 290 m besarnya volume transpor untuk muson barat laut (Maret) dengan arah transpor ke tenggara pada

transek A = 0,034 Sv, transek B = 0 Sv, transek C = 0,109 Sv, dan transek D = 11,55 Sv. Adapun pada muson tenggara (Juli) dengan arah transpor ke tenggara di transek A adalah 3,066 Sv, transek B adalah 2,678 Sv, transek C adalah 1,491 Sv, dan transek D adalah 2,520 Sv.

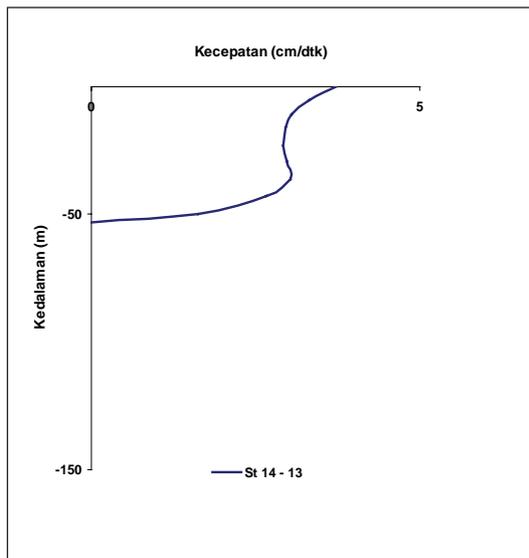
Pada Gambar 8 dan 9 menunjukkan salah satu lokasi yang diidentifikasi sebagai APJ pada muson barat laut dan muson tenggara dengan karakteristik suhu lebih besar dari 28°C dan salinitas kurang dari 34 hanya ditemukan di beberapa stasiun saja, seperti pada muson barat laut ditemukan antara Stasiun 5–4 dan 14–13 dengan kecepatan maksimal 6,5 cm/dtk dengan total volume transpor adalah 0,14 sv. Adapun pada muson tenggara ditemukan antara Stasiun 4–3 dan 4–5 dengan kecepatan maksimum 18,81 cm/dtk dan total volume transpornya adalah 1,53 sv.



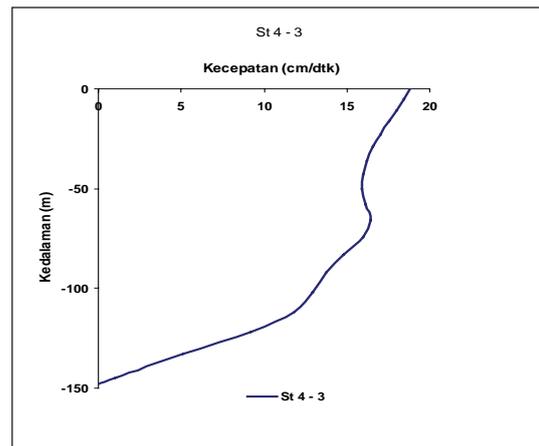
Gambar 6. Kecepatan Arus Geostropik pada Muson Tenggara



Gambar 7. Grafik Batang Volume Transpor Massa Air.



Gambar 8. Lokasi APJ pada Muson Barat laut (tanda panah menunjuk arah aliran)



Gambar 9. Lokasi APJ pada Muson Tenggara (tanda panah menunjuk arah aliran)

Perhitungan arus geostropik berasumsi bahwa arus ini hanya terjadi di bagian interior samudra yang bebas dari pengaruh angin dan mengabaikan adanya pengaruh gesekan (friksi). Perbedaan hasil perhitungan pada kecepatan arus akan mengakibatkan perbedaan pula dalam menghitung volume transpornya karena besarnya volume transpor APJ berbanding lurus dengan nilai kecepatan arusnya.

Faktor yang dapat memengaruhi hasil perhitungan volume transpor adalah bidang paparan acuan (*reference level*) yang digunakan untuk menentukan kecepatan arus relatifnya. Semakin dalam *reference level* yang digunakan akan semakin besar pula kecepatan arus geostropiknya sehingga memperbesar jumlah volume transpor massa airnya.¹⁰ Besarnya jumlah volume transpor juga sangat ditentukan oleh lebar dari APJ yang ditemukan, semakin lebar APJ-nya akan semakin besar pula jumlah volume transpor yang dibawanya.

KESIMPULAN

Dari hasil analisis ditemukan massa air yang bergerak ke tenggara sebagai APJ baik pada muson barat laut maupun muson tenggara. Kecepatan arus geostropik maksimum pada muson barat laut adalah 6,5 cm/dtk dengan total volume angkutan 0,14 sv, sedangkan pada muson tenggara

kecepatan arus geostropik maksimum adalah 18,81 cm/dtk dan total volume transpornya sebesar 1,53 sv.

UCAPAN TERIMA KASIH

Ucapan terima kasih diberikan kepada Bapak Bambang Subiyanto atas bimbingannya dalam penyusunan KTI ini, kepada kru KR. Baruna Jaya yang telah melakukan survei untuk pengumpulan data; dan kepada Balai Teknologi Survei Kelautan-BPPT atas perkenannya memberikan data CTD ini untuk diolah dan dapat memberikan informasi.

DAFTAR PUSTAKA

- ¹Quadfasel, D., and G.R. Cresswell. 1992. A Note On The Seasonal Variability of The South Java Current. *Journal of Geophysical Research*, 97 (C3): 3685–3688
- ²Fieux, M., R. Molcard, and A.G. Ilahude, Geostrophic transport of the Pacific-Indian Oceans Throughflow. *Journal of Geophisics Res*, 101: 12421–12432
- ³Rochford, D.J., 1961. Hydrology of The Indian Ocean. I. The Water Masses in Intermediate Depths of The South East Indian Ocean. *Australian Journal Marine-Freshwater. Res.* 12: 129–149.
- ⁴Wyrtki, K. 1961. *The Physical Oceanography of South East Asian Waters*. Naga Report Vol. 2. La Jolla, California: University California Press.

- ⁵Tomczak, M. 2002. Physical Oceanography of the Water South of Java. *Report from Harbour Master at Sunda Kelapa Port. Nth Jakarta re rescue position of IEVX.*
- ⁶Meyers, G. 1996. Variation of Indonesian Throughflow and El Nino-Southern Oscillation. *Journal of Geophysics Res*, 101: 12.255–12.482
- ⁷Najid, A. 1999. Arus Pantai Jawa Di Sepanjang Perairan Barat daya Sumatra Sampai Selatan Jawa-Sumbawa Pada Bulan Maret-April 1990/1991. PascaSarjana Institut Pertanian Bogor. Bogor: Institut Pertanian Bogor
- ⁸Neumann, G. and W.J. Pierson. 1966. *Principles of Physical Oceanography*. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice-Hall, Inc.
- ⁹Pond, S. and L.G. Pickard. 1983. *Introductory Dynamical Oceanography*. Vancouver : University of British Columbia.
- ¹⁰Ilahude, A.G. 1992. Note on The Surface Current System South of Java-Sumbawa, *Proceedings of Third ORI-LIPI Seminar on South East Asia Marine Science: Oceanography for Fisheries*. Tokyo: ORI University of Tokyo.

