

SEBARAN ARUS GEOSTROPIK DAN TRANSPOR MASSA AIR DI PERAIRAN PULAU SUMBA, NUSA TENGGARA TIMUR

GEOSTROPHIC CURRENT AND WATER MASS TRANSPORT OF SUMBA ISLAND WATERS, NUSA TENGGARA TIMUR

Try Al Tanto^{*1,2} dan Tri Hartanto²

¹ Loka Riset Sumber Daya dan Kerentanan Pesisir, BRSDM KKP

² Program Studi Ilmu Kelautan, ITK, FPIK, Institut Pertanian Bogor

*Email: try.altanto@gmail.com / try_altanto@apps.ipb.ac.id

DOI : 10.32693/jgk.19.2.2021.691

Diterima : 27-11-2020, Disetujui : 07-12-2021

ABSTRAK

Arus geostropik terjadi akibat gradien tekanan, serta dipengaruhi oleh gaya *Coriolis* sehingga menyebabkan pembelokkan arah aliran yang terjadi. Tujuan kajian adalah untuk mengetahui sebaran arus geostropik dan transpor massa air di perairan barat daya Pulau (P.) Sumba - NTT pada musim berbeda (musim timur dan peralihan I). Data yang digunakan adalah data sekunder, data hasil *reanalysis* karakteristik massa air. Pengolahan data menggunakan perangkat lunak *Ocean Data View* (ODV), dan perhitungan grafik arus geostropik memakai pengolah data *Excel*. Kisaran nilai densitas potensial (σ_t) adalah 1022,18 – 1027,61 kg/m³ (musim timur) dan 1021,33 – 1027,60 kg/m³ (musim peralihan I), nilai densitas pada musim timur lebih tinggi. Sebaran kedalaman dinamik menunjukkan aliran air terjadi dari Stasiun (ST) 5 (terjauh dari Pulau (P) Sumba) menuju ST 1 (paling dekat P. Sumba). Arus geostropik terjadi terutama menuju ke arah barat, akibat pengaruh gaya *Coriolis*. Kecepatan arus geostropik pada musim timur antara ST 1 dan ST 2 adalah 0,09 – 10,45 cm/s, ST 2-3 adalah pada kisaran 0,07 – 14,52 cm/s, ST 3-4 pada kisaran 0,03 – 7,14 cm/s, dan ST 4-5 pada kisaran 0,02 – 2,49 cm/s. Kecepatan aliran arus pada musim peralihan I antara ST 1 dan ST 2 yaitu pada kisaran 0,03 – 8,55 cm/s, ST 2-3 pada kisaran 0,06 – 9,71 cm/s, ST 3-4 pada kisaran 0,0037 – 3,32 cm/s, dan ST 4-5 pada kisaran 0,0004 – 0,99 cm/s. Nilai transpor massa air pada perairan barat daya P. Sumba saat musim timur mencapai 1,35 - 4,46 Sv, sedangkan untuk musim peralihan I pada kisaran 0,32 – 3,43 Sv.

Kata kunci: densitas, arus geostropik, transpor massa air, Pulau Sumba

ABSTRACT

Geostrophic current is sea current caused by pressure gradient and Coriolis force ballance. Aim the study was to known geostrophic current and water mass transport in Sumba Island at different season (east and transition season I). The secondary data, reanalysis from characteristic of water mass. Processing data used Ocean Data View (ODV) software, also graphic of geostrophic current using Excel software. Potential density values (σ_t) was 1022.18 – 1027.61 kg/m³ (during the east season) dan 1021.33 – 1027.60 kg/m³ (transition season I), density values on east season was highest. The distribution of dynamic depth indicates that water flow occurs from ST 5 from Sumba Island to ST 1 close to the coast, in line with the southeast monsoon winds.. Geotropic currents occur mainly to the west, due to the influence of the Coriolis force. Geostrophic current velocity (east season) between ST 1 and ST 2 is 0.09 – 10.45 cm/s, ST 2-3 is 0.07 – 14.52 cm/s, ST 3-4 0.03 – 7.14 cm/s, and ST 4-5 0.02 – 2.49 cm/s. Geostrophic current velocity between ST 1 and ST 2 during the transition season I is in the range 0.03 – 8.55 cm/s, ST 2-3 is in the range 0.06 – 9.71 cm/s, ST 3-4 is in

the range 0.0037 – 3.32 cm/s, and ST 4-5 is in the range 0.0004 – 0.99 cm/s. Transport of water mass values in Sumba Island during the east season and transition season I reached 1.35 – 4.46 Sv and 0.32 – 3.43 Sv, respectively.

Keyword: *density, geostrophic current, transport of water mass, Sumba Island*

Kontribusi:

Try Al Tanto adalah kontributor utama pada makalah ini, sedangkan Tri Hartanto adalah kontributor anggota.

PENDAHULUAN

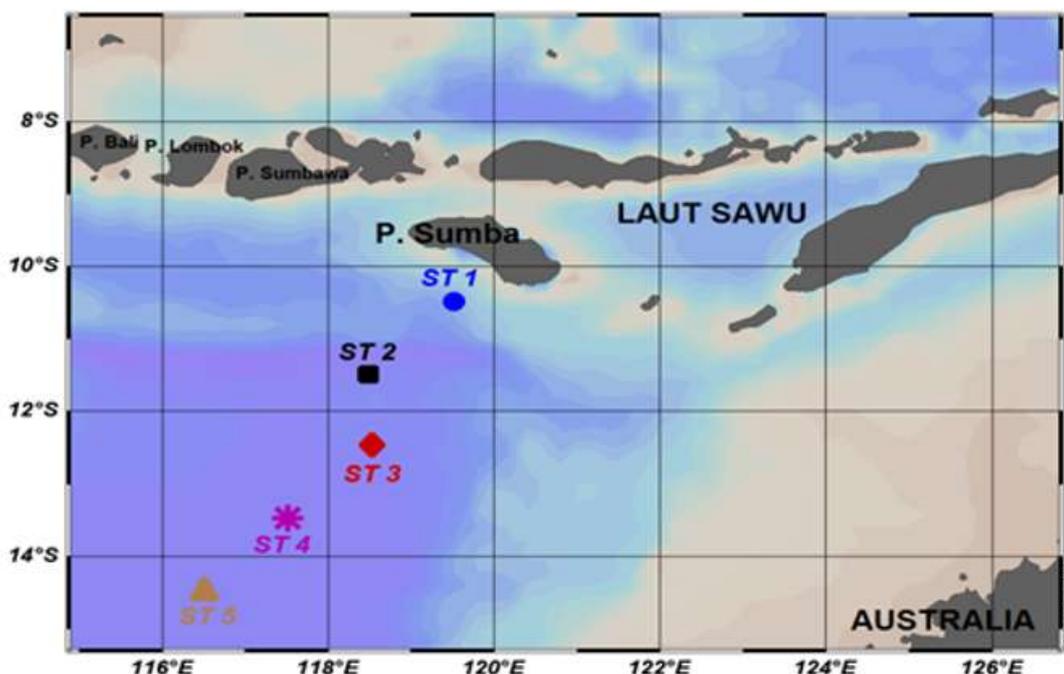
Arus laut merupakan gerakan mengalir suatu massa air yang disebabkan oleh pengaruh gaya internal dan gaya eksternal (Gross, 1990). Gaya internal yang dapat mempengaruhi arus laut diantaranya adalah perbedaan densitas air laut dan gradien tekanan horizontal (Pariwono, 1999 dalam Tanto dkk., 2017). Gaya eksternal yang dapat mempengaruhi arus laut adalah angin, gaya tarik bumi, gaya tarik matahari dan bulan terhadap bumi, gaya tektonik, dan gaya *Coriolis*. Arus laut di perairan dangkal (sekitar kawasan pantai), dapat dibangkitkan oleh gelombang laut, pasang surut laut, dan juga angin (Dahuri, 2013 dalam Tanto dkk., 2016). Angin pasat (*trade wind*) di wilayah dekat khatulistiwa menggerakkan air permukaan ke arah barat. Massa air laut pada musim barat bergerak dari Samudra Pasifik melalui Laut Mindanao, Laut Sulawesi, Selat Makasar, Laut Jawa, dan Laut Flores, Laut Banda kemudian menuju Laut Timor dan Laut Arafura (Wyrтки, 1961 dalam Sudjono, 2004). Secara umum di Perairan Indonesia, arus laut yang terjadi dipengaruhi atau dibangkitkan oleh angin dan pasang surut (Sugianto dan Agus, 2007).

Arus geostropik merupakan gerakan massa air yang terjadi akibat keseimbangan gaya gradien tekanan dan gaya *Coriolis*, sehingga pada belahan bumi selatan di dekat katulistiwa, arah arus dibelokkan ke kiri. Salah satu contoh arus geostropik adalah massa air yang mengalir dari Samudra Pasifik menuju Samudra Hindia melalui Perairan Indonesia. Aliran massa air ini disebut Arus Lintas Indonesia (ARLINDO) (Gordon dkk., 1999; Hasanudin, 1998). Perbedaan tinggi paras laut antar samudra, yaitu paras muka laut Pasifik lebih tinggi dari pada Hindia merupakan salah satu penyebab terjadinya aliran ARLINDO (Atmadipoera dan Hasanah, 2017). ARLINDO di wilayah perairan Indonesia bagian timur,

mempengaruhi sebaran vertikal massa air utama (Siregar dkk., 2017; Wijaya dkk., 2011). Transpor massa air ARLINDO yang dipengaruhi hembusan angin pasat, menimbulkan arus khatulistiwa utara dan selatan, yang membawa massa air dari bagian timur khatulistiwa Pasifik ke bagian baratnya (Sverdrup dkk., 1942).

Terdapat perbedaan arus geostropik permukaan yang terjadi di perairan Laut Jawa hingga Laut Arafuru setiap musimnya. Arus geostropik permukaan paling tinggi terjadi pada musim barat dengan kecepatan rata-rata sebesar 0,49 m/s dan arus geostropik paling lemah terjadi pada peralihan musim barat ke musim timur (musim peralihan I) dengan kecepatan sebesar 0,35 m/s (Ramadhan dkk., 2017). Hasil kajian lain menunjukkan bahwa kondisi ARLINDO pada saat bulan April dan Mei (Musim Peralihan I) memiliki kecepatan arus semakin tinggi menuju selatan Laut Flores dan sebagian menuju Samudra Hindia (Atmadipoera dan Hasanah, 2017). Kecepatan ARLINDO semakin kuat pada musim peralihan ini, sedangkan massa air dari Laut Jawa mengalami pelemahan (Atmadipoera dan Hasanah, 2017). Perairan Selat Lombok merupakan salah satu aliran keluar ARLINDO dari Samudra Pasifik menuju Samudra Hindia. Selain itu, ARLINDO juga melewati Laut Sawu hingga menuju perairan P. Sumba dan selanjutnya mengalir ke arah Samudra Hindia (Gordon dkk., 1999). Kondisi ini akan memiliki dampak besar pada pencampuran dari massa air di sekitarnya. Lokasi kajian di sekitar perairan P. Sumba diasumsikan dipengaruhi ARLINDO.

Pulau Sumba berada pada wilayah administrasi Provinsi Nusa Tenggara Timur (Lazuardi dkk., 2014). Data arus pada perairan bagian selatan P. Sumba belum tersedia secara lengkap, sehingga kajian arus pada perairan ini menarik dilakukan. Hal ini dapat menjadi data



Gambar 1. Peta lokasi kajian / titik stasiun CTD, perairan P. Sumba – NTT

dasar pola/ sebaran arus laut secara umum di perairan ini, sebagai salah satu data untuk perencanaan pengembangan lokasi ini (**Gambar 1**). Pulau Sumba berbatasan dengan P. Sumbawa di sebelah barat laut, P. Flores di timur laut, sebelah timur bersebelahan dengan P. Timor, dan Australia di selatan dan tenggara. Laut Sawu terletak pada bagian timur dari pulau ini, serta Samudra Hindia pada sebelah selatan dan baratnya (**Gambar 1**).

Tujuan dilakukan kajian adalah untuk mengetahui sebaran arus geostropik di perairan bagian barat daya P. Sumba NTT pada musim berbeda, yaitu musim peralihan I (bulan April 2013) dan musim timur (bulan Agustus 2013).

METODOLOGI

Data yang digunakan dalam kajian adalah data sekunder, diperoleh dari *Ocean Data View* (ODV, 2013). Data yang diperoleh merupakan hasil *reanalysis* / model (analisis kembali) dari data pengukuran alat *Conductivity Temperature Depth* (CTD) selama rentang waktu tahun 1955 – 2012. Data yang dipakai adalah karakteristik massa air yang terdiri dari data suhu, salinitas, dan tekanan (kedalaman). Pengolahan data dilakukan untuk memperoleh nilai densitas berdasarkan parameter suhu dan salinitas, kedalaman dinamik, dan arus geostropik di perairan tersebut.

Densitas (ρ) didefinisikan sebagai perbandingan dari massa dengan volume suatu benda / zat (g/cm^3 atau kg/m^3). Densitas bergantung pada 3 parameter yaitu suhu (t), salinitas (s), dan tekanan (p), densitas meningkat seiring dengan bertambahnya salinitas dan berkurangnya suhu, kecuali pada suhu di bawah densitas maksimum. Densitas memiliki simbol $\rho_{s,t,p}$ disebut sebagai densitas *in-situ*, pada air laut rata-rata nilai densitas adalah sebesar $1,025 \text{ gr/cm}^3$. Secara umum, nilai densitas air laut dapat ditulis dalam symbol $\sigma_{s,t,p}$ dengan persamaan berikut:

$$\sigma_{s,t,p} = (\rho_{s,t,p} - 1) \times 10^3 \quad (1)$$

Ketika penentuan nilai salinitas perairan laut pada tekanan udara, $p = 0$, sehingga #ymbol densitas disingkat menjadi $\sigma_t = (\rho_{s,t,0} - 1) \times 10^3$ (σ_t sering disebut nilai *sigma-t*). Nilai σ_t tergantung pada densitas, suhu, dan salinitas yang dipertimbangkan, dan tidak memiliki satuan. Nilai σ_t pada air laut dengan suhu sebesar 20°C dan salinitas $35^\circ/00$ ($\rho = 1,02478$), sehingga ditulis $\sigma_t = 24,78$.

Secara tidak langsung, nilai densitas air laut dapat ditentukan dengan diperolehnya nilai suhu, salinitas, dan tekanan. Hubungan antara nilai densitas pada suhu 0°C dan salinitas S , (Sverdrup dkk., 1942) dapat diperoleh dengan persamaan (2) penentuan nilai salinitas dari titrasi *chlorinitas* adalah:

$$\Sigma_0 = -0,093 + 0,8148 Cl - 0,001570 Cl^2$$

$$+ 0,0000398 Cl^3 \quad (2)$$

Nilai σ_0 , Cl *chlorinitas*, dan salinitas dapat dilihat pada tabel *Hydrographical Knudsen's* untuk masing-masing $0,01^\circ/00 Cl$. Hubungan nilai densitas pada suhu 0°C dan salinitas (S) disampaikan oleh Knudsen pada tahun 1901 (Neumann dan Pierson, 1966) adalah:

$$\sigma_0 = -0,069 + 1,4708 S - 0,000482 S^2 + 0,0000068 S^3 \quad (3)$$

Pengaruh suhu terhadap densitas sebagai akibat adanya pemuainan dari air laut, dapat ditulis dengan persamaan:

$$\sigma_t = \sigma_0 - D \quad (4)$$

D merupakan suatu fungsi dari pengaruh suhu pada σ_0 yang berbeda. Untuk pengaruh tekanan terhadap densitas oleh Ekman (Neumann dan Pierson, 1966) $\rho_{s,t,p}$, terdapat hubungan empiris untuk rata-rata kompresibilitas air laut pada tekanan berbeda. Nilai σ_t diperoleh dari densitas *in-situ* $\sigma_{s,t,p}$ dari suatu contoh air laut.

Hubungan berbanding terbalik dari nilai densitas disebut dengan volume spesifik *in-situ*, dapat ditulis $\alpha_{s,t,p} = 1 / \rho_{s,t,p}$, secara lengkap dapat ditulis seperti persamaan berikut:

$$\overline{A_{s,t,p}} = \overline{\alpha_{35,0,p}} + \overline{\delta} \quad (5)$$

$\overline{\alpha_{35,0,p}}$ adalah volume spesifik pada lautan standar pada nilai salinitas $35^\circ/00$, suhu 0°C , dan dengan tekanan yang berbeda. Nilai $\overline{\delta}$ adalah penyimpangan dari nilai volume spesifik antara lautan standar dan kondisi di lapangan (*real ocean*). Nilai dari $\overline{\alpha_{s,t,p}}$ dapat ditulis sebagai $\overline{\alpha_{s,t,p}} = \overline{\alpha_{35+\Delta s,0+\Delta t,0+\Delta p}}$, dengan $\overline{A\Delta s}$, $\overline{A\Delta t}$, dan $\overline{A\Delta p}$ merupakan deviasi nilai salinitas, suhu, dan tekanan pada kondisi riil di laut dari nilai konstanta $S = 35^\circ/00$, $t = 0^\circ\text{C}$, dan $p = 0$. Pengembangan dari $\overline{\alpha_{s,t,p}}$ dalam *Taylor series* adalah:

$$\begin{aligned} \overline{\alpha_{35+\Delta s,0+\Delta t,0+\Delta p}} = & \overline{\alpha_{35,0,0}} + \frac{\partial \alpha}{\partial s} ds + \frac{\partial \alpha}{\partial t} dt + \\ & \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{\partial \alpha}{\partial t} dt \right) ds + \frac{\partial \alpha}{\partial p} dp + \\ & \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial \alpha}{\partial s} ds \right) dp + \\ & \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial \alpha}{\partial t} dt \right) dp + \dots \quad (6) \end{aligned}$$

Komponen pertama pada persamaan (6) adalah konstan, $\overline{\alpha_{35,0,0}} = 0,97264$, dan 3 komponen setelah $\overline{\alpha_{35,0,0}}$ ($\frac{\partial \alpha}{\partial s} ds$; $\frac{\partial \alpha}{\partial t} dt$; $\frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{\partial \alpha}{\partial t} dt \right) ds$) menyatakan ketergantungan α terhadap nilai suhu dan salinitas, dapat diperoleh dari hubungan terbalik dari nilai σ_t .

Komponen ke 5, 6, dan 7 $\left[\frac{\partial \alpha}{\partial p} dp; \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial \alpha}{\partial s} ds\right) dp; \text{ dan } \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial \alpha}{\partial t} dt\right) dp\right]$ adalah pengaruh dari tekanan terhadap volume spesifik saat suhu dan salinitas berbeda.

Anomali volume spesifik $\bar{\delta}$ dapat ditulis seperti berikut:

$$\begin{aligned} \alpha_{s,t,p} &= \alpha_{35,0,p} + \Delta_{s,t} + \delta_{s,p} + \delta_{t,p} \\ &= \alpha_{35,0,p} + \bar{\delta} \end{aligned}$$

$\Delta_{s,t} = \alpha_{s,t,0} - \alpha_{35,0,0}$ menunjukkan anomali volume spesifik dari laut standar di bawah tekanan atmosfer, juga dapat ditulis dengan $\alpha_{s,t,0} = \alpha_{35,0,0} + \Delta_{s,t}$. Selanjutnya, dari persamaan densitas, $\rho_{s,t} = (1 + \sigma_t) \times 10^3$, sehingga diperoleh:

$$\Delta_{s,t} = \frac{1}{(1 + \sigma_t) \times 10^3} - 0,97264$$

$$\Delta_{s,t} = 0,02736 - \frac{\sigma_t \times 10^{-3}}{(1 + \sigma_t) \times 10^{-3}}$$

Nilai dari $\Delta_{s,t}$, $\delta_{s,p}$ dan $\delta_{t,p}$ ini dapat dilihat juga dari tabel Sverdrup Appendix A-1 (Neumann dan Pierson, 1966), sehingga nilai anomali volume spesifik $\bar{\delta}$ dapat ditentukan sebagai berikut:

$\bar{\delta} = \Delta_{s,t} + \delta_{s,p} + \delta_{t,p}$ Nilai anomali volume spesifik dapat juga ditentukan langsung dari nilai densitas *in-situ* (Tomczak dan Godfrey, 1994; Tomczak dan Godfrey, 2001):

$$\bar{\delta}(S, T, p) = \rho(S, T, p)^{-1} - \rho(0, 35, p)^{-1}$$

$$\bar{\delta}(S, T, p) = \frac{\rho_0 - \rho(S, T, p)}{\rho_0^2}$$

Nilai anomali volume spesifik antar kedalaman dirata-ratakan untuk mendapatkan anomali geopotensial pada masing-masing titik stasiun, $\Delta\Phi$.

$$\Delta\Phi = \int_{p1}^{p2} \bar{\delta} dp \approx \sum (\bar{\delta} \times \Delta p)$$

Anomali geopotensial untuk masing masing stasiun dapat ditulis sebagai berikut (contoh untuk ST 1 dan ST 2):

$$\Delta\Phi_1 = \int_{p1}^{p2} \delta_1 dp \approx \sum (\bar{\delta} \times \Delta p)$$

$$\Delta\Phi_2 = \int_{p1}^{p2} \delta_2 dp \approx \sum (\bar{\delta} \times \Delta p)$$

Anomali geopotensial atau kedalaman dinamik juga dapat ditentukan dengan rumus berikut (Tomczak dan Godfrey, 1994; Tomczak dan Godfrey, 2001):

$$D(p1, p2) = \int_{p1}^{p2} \delta(S, T, p) dp$$

Selanjutnya untuk mendapatkan nilai kecepatan arus geostropik antara 2 stasiun pengamatan dapat ditentukan dengan menggunakan persamaan berikut (Neumann dan Pierson, 1966; Pond dan Pickard, 1983):

$$C_2 - C_1 = v = \frac{10}{f\Delta x} \int_{p1}^{p2} \delta(S, T, p) dp$$

$$C_2 - C_1 = v = \frac{10}{f\Delta x} \left(\int_{p1}^{p2} \delta_2 dp - \int_{p1}^{p2} \delta_1 dp \right)$$

$$= \frac{10}{f\Delta x} (\Delta\Phi_2 - \Delta\Phi_1)$$

Variabel v merupakan kecepatan arus geostropik yang terjadi antara ST 1 dan ST 2. Variabel f adalah faktor Coriolis

($f = 2 \Omega \sin \theta$), θ menyatakan koordinat lintang titik stasiun CTD. Variabel Δx merupakan jarak antara ST 1 dan ST 2, p_1 dan p_2 tekanan di ST 1 dan ST 2.

HASIL DAN PEMBAHASAN

Sebaran Densitas (*Sigma-t*)

Kisaran nilai densitas (σ_t) tiap-tiap stasiun pada musim timur bulan Agustus 2013 (**Gambar 2**), adalah ST 1 (22,18 – 27,61), ST 2 (22,21 – 27,60), ST 3 (22,23 – 27,60), ST 4 (22,28 – 27,60), dan ST 5 (22,38 – 27,60), dan dalam hal ini rentang nilai densitas (σ_t) pada musim ini lebih tinggi dari musim peralihan I. Terlihat hingga pada kedalaman 1500 m (**Gambar 2**), nilai densitas tiap stasiun memiliki nilai yang sama, yaitu sebesar 27,60. Bahkan pada kedalaman tertentu (> 500 m) nilai densitas tidak mengalami perubahan lagi (konstan).

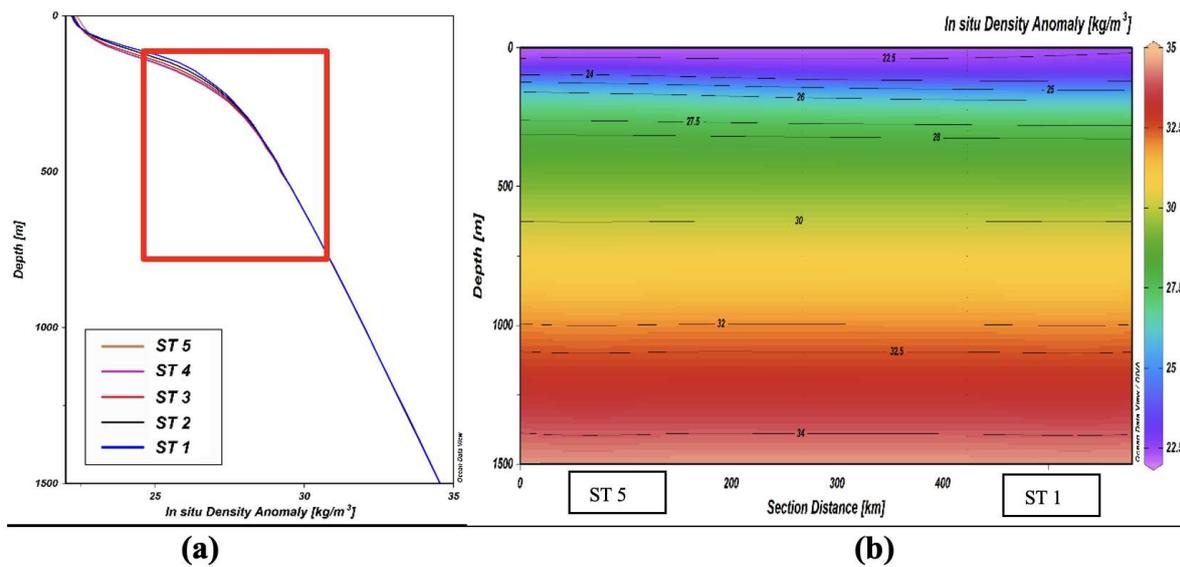
Hasil sebaran vertikal densitas air laut (**Gambar 2.a**) menunjukkan bahwa densitas air laut meningkat terhadap peningkatan kedalaman. Hal ini terjadi, karena selain akibat perubahan kedalaman (tekanan), densitas juga merupakan fungsi dari nilai suhu dan salinitas, densitas bertambah seiring dengan bertambahnya salinitas dan berkurangnya suhu. Sebaran densitas di perairan selatan Jawa (menghadap laut Hindia di selatannya sama dengan kondisi P. Sumba) pada tiap lapisan kedalaman semakin meningkat atau semakin tinggi nilai densitasnya seiring dengan bertambahnya kedalaman (Suhana dkk., 2018). Menurut Pond dan Pickard (1983), hubungan antara densitas terhadap salinitas dan temperatur adalah tidak linear, densitas lebih besar dipengaruhi oleh suhu bila dibandingkan pengaruh salinitas. Perbedaan nilai densitas secara umum antar titik stasiun pada perairan P. Sumba juga berbanding lurus dengan kondisi tersebut, terutama pada lapisan tercampur (permukaan), nilai rentang densitas secara umum adalah ST 1 < ST 2 < ST 3 < ST 4 < ST 5. Kondisi nilai suhu di ST 1 pada lapisan tercampur tersebut, yang dekat dengan perairan pesisir lebih besar dibandingkan dengan perairan laut lepas (ST 5) (**Gambar**

2a). Hal ini sesuai dengan hasil studi sebelumnya (Pond dan Pickard, 1983) bahwa nilai suhu perairan pada kondisi ini lebih berpengaruh terhadap densitas perairan. Hanya saja kondisi berbeda terjadi pada lapisan termoklin, dimana nilai densitas pada $ST\ 1 > ST\ 2 > ST\ 3 > ST\ 4$. Variabilitas nilai densitas terbesar juga terjadi hingga pada kedalaman termoklin, kemudian pada lapisan dalam (kedalaman $> 500\ m$) perubahan densitas terlihat sangat kecil dan antar stasiun memiliki nilai densitas yang relatif sama (**Gambar 2**).

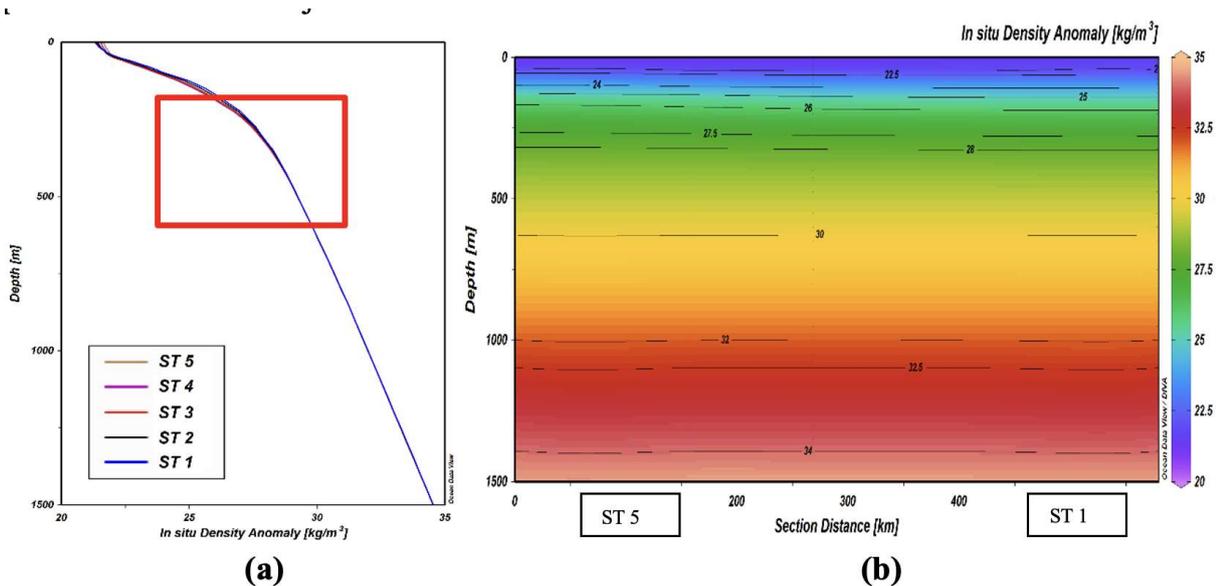
Berdasarkan profil melintang nilai densitas air laut perairan P. Sumba (**Gambar 2.b**), terlihat nilai densitas perairan di dekat pesisir (bagian kiri gambar) sedikit lebih besar dibandingkan dengan perairan laut lepas (bagian

kanan gambar). Hal ini dapat terjadi karena massa air yang dibawa oleh angin muson tenggara menyebabkan terjadinya penumpukkan massa air lebih banyak di ST 1 jika dibandingkan dengan ST 5. Penumpukan massa air mengakibatkan tekanan bertambah dan menyebabkan densitas juga bertambah. Hasil dari sebaran melintang densitas juga memperlihatkan gambaran lapisan tercampur yang cukup tipis, lapisan *pycnocline* (sekitar kedalaman $25 - 300\ m$), serta lapisan dalam $>300\ m$.

Musim peralihan I bulan April 2013 (**Gambar 3b**), memperlihatkan kisaran nilai densitas (σ_t) di ST 1 adalah $(21,33 - 27,60)$, ST 2 adalah $(21,39 - 27,60)$, ST 3 adalah $(21,45 - 27,60)$, ST 4 adalah $(21,55 - 27,60)$, dan ST 5



Gambar 2. (a) Sebaran vertikal dan (b) Profil melintang densitas (σ_t) perairan P. Sumba, pada musim timur (Agustus 2013).



Gambar 3. (a) Profil densitas terhadap kedalaman dan (b) Sebaran melintang densitas (σ_t) perairan Pulau Sumba, musim peralihan I (April 2013).

adalah (21,66 – 27,60). Rentang nilai densitas (σ_t) pada musim ini lebih rendah dibandingkan saat musim timur. Pola sebaran densitas perairan yang terbentuk pada musim peralihan I menunjukkan kesamaan dengan kondisi saat musim timur, yaitu kisaran densitas semakin tinggi dengan bertambahnya kedalaman perairan. Selain itu, di perairan laut lepas nilai kisaran densitas permukaan (lapisan tercampur) perairan lebih tinggi dibandingkan dekat dengan pesisir pantai. Perbedaan juga terjadi pada lapisan termoklin, dimana pola kisaran densitas perairan terjadi kebalikannya, densitas perairan pada ST 1 > ST 2

> ST 3 > ST 4 > ST 5. Kemudian pada lapisan dalam (kedalaman > 500 m) perubahan densitas terlihat sangat kecil, bahkan nilai densitas relatif sama antar titik stasiun pengamatan (**Gambar 3.a**).

Berdasarkan sebaran melintang densitas perairan pada musim peralihan I lebih terlihat jelas bahwa secara umum densitas perairan di dekat pesisir (bagian kiri gambar) sedikit lebih tinggi dibandingkan dengan perairan laut lepas (bagian kanan gambar) (**Gambar 3.b**).

Sebaran melintang kedalaman dinamik dapat dilihat pada **Gambar 4** dan sebaran vertikal anomali kedalaman

Tabel 1. Anomali volume spesifik δ dan anomali geopotensial Φ di ST 1

Kedalaman	St 1 (119,5°BT & 10,5°LS)			10 ⁻⁸ m ³ kg ⁻¹					m ³ kg ⁻¹	$Pa = m^2 s^{-2}$
	T (°C)	S	σ_t	$\Delta s, t$	$\frac{\delta s, p}{p}$	$\delta t, p$	δ	$\bar{\delta}$	$\bar{\delta} \times \Delta p$	$\Sigma (\bar{\delta} \times \Delta p) = \Delta \Phi 1$
0	26,49	34,06	22,18	566,5	0,00	0,00	566,488			-2,7490
25	26,30	34,06	22,34	550,6	0,00	0,99	551,632	559	0,1398	-2,8887
50	25,61	34,09	22,69	517,5	0,00	1,97	519,473	536	0,1339	-3,0226
75	24,35	34,19	23,26	463,3	0,00	2,89	466,200	493	0,1232	-3,1458
100	22,25	34,32	24,07	385,3	0,00	3,68	388,980	428	0,1069	-3,2527
150	16,97	34,49	25,80	221,0	0,00	4,70	225,694	307	0,1537	-3,4064
200	14,28	34,54	26,67	138,0	0,00	5,58	143,584	185	0,0923	-3,4987
300	10,70	34,57	27,86	25,6	0,00	6,82	32,408	88	0,0880	-3,5867
400	8,93	34,58	28,63	-47,1	0,00	7,85	-39,201	-3	-0,0034	-3,5833
600	7,19	34,60	29,84	-161,6	0,00	9,90	-151,676	-95	-0,1909	-3,3925
800	5,68	34,60	30,97	-268,3	0,00	10,71	-257,570	-205	-0,4092	-2,9832
1000	4,77	34,61	32,03	-367,3	0,00	11,41	-355,877	-307	-0,6134	-2,3698
1500	3,40	34,67	34,56	-604,6	0,00	12,53	-592,027	-474	-2,3698	0

Sumber: Hasil pengolahan data (2019)

Tabel 2. Anomali volume spesifik δ dan anomali geopotensial Φ pada ST 2

Kedalaman	St 1 (119,5°BT & 10,5°LS)			10 ⁻⁸ m ³ kg ⁻¹					m ³ kg ⁻¹	$Pa = m^2 s^{-2}$
	T (°C)	S	σ_t	$\Delta s, t$	$\frac{\delta s, p}{p}$	$\delta t, p$	δ	$\bar{\delta}$	$\bar{\delta} \times \Delta p$	$\Sigma (\bar{\delta} \times \Delta p) = \Delta \Phi 1$
0	26,49	34,06	22,18	566,5	0,00	0,00	566,488			-2,7490
25	26,30	34,06	22,34	550,6	0,00	0,99	551,632	559	0,1398	-2,8887
50	25,61	34,09	22,69	517,5	0,00	1,97	519,473	536	0,1339	-3,0226
75	24,35	34,19	23,26	463,3	0,00	2,89	466,200	493	0,1232	-3,1458
100	22,25	34,32	24,07	385,3	0,00	3,68	388,980	428	0,1069	-3,2527
150	16,97	34,49	25,80	221,0	0,00	4,70	225,694	307	0,1537	-3,4064
200	14,28	34,54	26,67	138,0	0,00	5,58	143,584	185	0,0923	-3,4987
300	10,70	34,57	27,86	25,6	0,00	6,82	32,408	88	0,0880	-3,5867
400	8,93	34,58	28,63	-47,1	0,00	7,85	-39,201	-3	-0,0034	-3,5833
600	7,19	34,60	29,84	-161,6	0,00	9,90	-151,676	-95	-0,1909	-3,3925
800	5,68	34,60	30,97	-268,3	0,00	10,71	-257,570	-205	-0,4092	-2,9832
1000	4,77	34,61	32,03	-367,3	0,00	11,41	-355,877	-307	-0,6134	-2,3698
1500	3,40	34,67	34,56	-604,6	0,00	12,53	-592,027	-474	-2,3698	0

Sumber: Hasil pengolahan data (2019)

Tabel 3. Anomali volume spesifik perairan P. Sumba

Depth [m]	Anomali volume spesifik ($10^{-6} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$) perairan P. Sumba									
	Musim peralihan I (April 2013)					Musim timur (Agustus 2013)				
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
0	6,4545	6,3977	6,3405	6,2413	6,1396	5,6435	5,6081	5,5881	5,5481	5,4514
25	6,2933	6,2805	6,2720	6,2032	6,1058	5,5983	5,5667	5,5661	5,5265	5,4153
50	5,7922	5,9048	5,9959	6,0042	5,9119	5,3801	5,4034	5,4602	5,4477	5,3327
100	4,3366	4,4592	4,5783	4,6246	4,5708	4,2841	4,4842	4,7546	4,8895	4,8735
150	3,0266	3,1845	3,3468	3,4390	3,4572	2,8668	3,1498	3,4211	3,6300	3,6917
200	2,3688	2,4796	2,5980	2,6655	2,6740	2,2624	2,3845	2,5343	2,6763	2,7466
300	1,6243	1,6573	1,6969	1,7216	1,7265	1,5883	1,6292	1,6739	1,7161	1,7319
400	1,3067	1,3253	1,3370	1,3493	1,3558	1,3107	1,3167	1,3292	1,3435	1,3518
500	1,1731	1,1829	1,1837	1,1857	1,1917	1,1671	1,1836	1,1892	1,2037	1,2110
750	0,9439	0,9474	0,9398	0,9349	0,9317	0,9352	0,9366	0,9347	0,9343	0,9342
1000	0,8010	0,8055	0,8064	0,8057	0,8035	0,7760	0,7840	0,7866	0,7900	0,7925
1500	0,6020	0,6028	0,6047	0,6037	0,6029	0,5933	0,5976	0,5997	0,6008	0,6016

Sumber: Hasil pengolahan data (2019 dan 2020)

dinamik pada **Gambar 5**. Kedalaman dinamik dapat diperoleh sebelumnya dengan menetapkan kedalaman acuan yang disebut sebagai *level of no motion* pada perairan P. Sumba. Istilah *level of no motion* dapat diartikan sebagai suatu kedalaman yang tidak terjadi lagi pergerakan massa air antar dua titik stasiun yang berdekatan (Neumann dan Pierson, 1966). Hal ini ditandai juga dari nilai densitas potensial pada suatu kedalaman sudah tidak mengalami perubahan lagi. Terlihat dari sebaran vertikal densitas (**Gambar 2.a**), densitas mulai mengalami perubahan yang sangat kecil dari kedalaman >1000-1500 m. Kemungkinan nilai dari level acuan dapat terjadi pada kedalaman >1500 m, namun karena kedalaman maksimal dari data yang dimiliki hanya sebesar 1500 m, sehingga kedalaman paling dalam ini dapat dianggap sebagai *level of no motion* pada perairan ini.

Melihat dari sebaran horizontal (**Gambar 4 dan 5**), terlihat bahwa nilai kisaran kedalaman dinamik lebih tinggi terjadi pada ST 4 pada perairan laut lepas dan berlanjut hingga ST 1 yang dekat dengan perairan pesisir, baik dari permukaan maupun hingga kedalaman paling bawah. Hal ini dapat terlihat jelas pada topografi kedalaman dinamik (**Gambar 6**), dengan kisaran kedalaman dinamik saat musim timur pada ST 1 adalah 0 – 2,0991 dyn m, ST 2 pada kisaran 0 – 2,1435 dyn m, ST 3 pada kisaran 0 – 2,1924 dyn m, ST 4 pada kisaran 0 – 2,2272 dyn m, dan ST 5 0 – 2,2310 dyn m. Nilai kisaran kedalaman dinamik saat musim peralihan I adalah ST 1 (0 – 2,1710 dyn m), ST 2 (0 – 2,2072 dyn m), ST 3 (0 – 2,2393 dyn m), ST 4 (0 – 2,2534 dyn m), dan ST 5 (0 – 2,2475 dyn m). Nilai kedalaman dinamik sebesar 0 pada kedala-

man paling bawah (1500 m), karena pengaturan level referensi (*level of no motion*) pada tiap-tiap stasiun diberikan pada kedalaman 1500 m. Hal ini menunjukkan aliran air berasal dari perairan laut lepas menuju ke perairan dekat pesisir pantai P. Sumba. Perbedaan nilai kedalaman dinamik antar stasiun (Nilai anomali kedalaman dinamik) (**Gambar 6**) menunjukkan bahwa nilai anomali kedalaman dinamik terbesar terjadi antara ST 2 dan 3, diikuti selanjutnya dengan ST 1 dan 2, dan kisaran paling rendah antara ST 3 dan 4. Hal ini dapat menunjukkan bahwa aliran air cukup besar terjadi antara ST 3 dan ST 2. Indikasi kuat aliran ARLINDO dapat berada di antara ST 2 dan 3, terutama pada lapisan permukaan hingga lapisan termoklin.

Kondisi berbeda terjadi pada lapisan di bawah lapisan termoklin (> 300 m), dimana nilai kedalaman dinamik antara ST 1 dan 2 lebih besar, sedangkan antara ST 2-3 dan antara ST 3-4 memiliki anomali kedalaman dinamik yang relatif sama. Perhitungan nilai kedalaman dinamik (geopotensial) dan anomali volume spesifik pada ST 1 dan ST 2 dapat dilihat pada **Tabel 1 dan 2**. Profil kedalaman dinamik hanya digambarkan pada beberapa kedalaman tertentu saja, yaitu di permukaan (0 m), kedalaman 100 m, 200 m, 500 m, 1000 m, dan 1500 m. Profil kedalaman dinamik (**Gambar 6**), memperlihatkan bahwa aliran terjadi dari ST 5 yang berada di laut lepas dari P. Sumba menuju ST 1 berdekatan dengan pesisir P. Sumba. Nilai terbesar terjadi pada lapisan permukaan hingga kedalaman termoklin sekitar 100 m, namun aliran tersebut dibelokkan ke arah kiri karena berada pada BBS, sehingga digambarkan oleh tanda titik yang berarti menuju pengamat. Artinya aliran yang terjadi dari perairan lepas pantai menuju perairan pesisir bagian utara,

kemudian dibelokkan sehingga terjadi aliran ke arah barat.

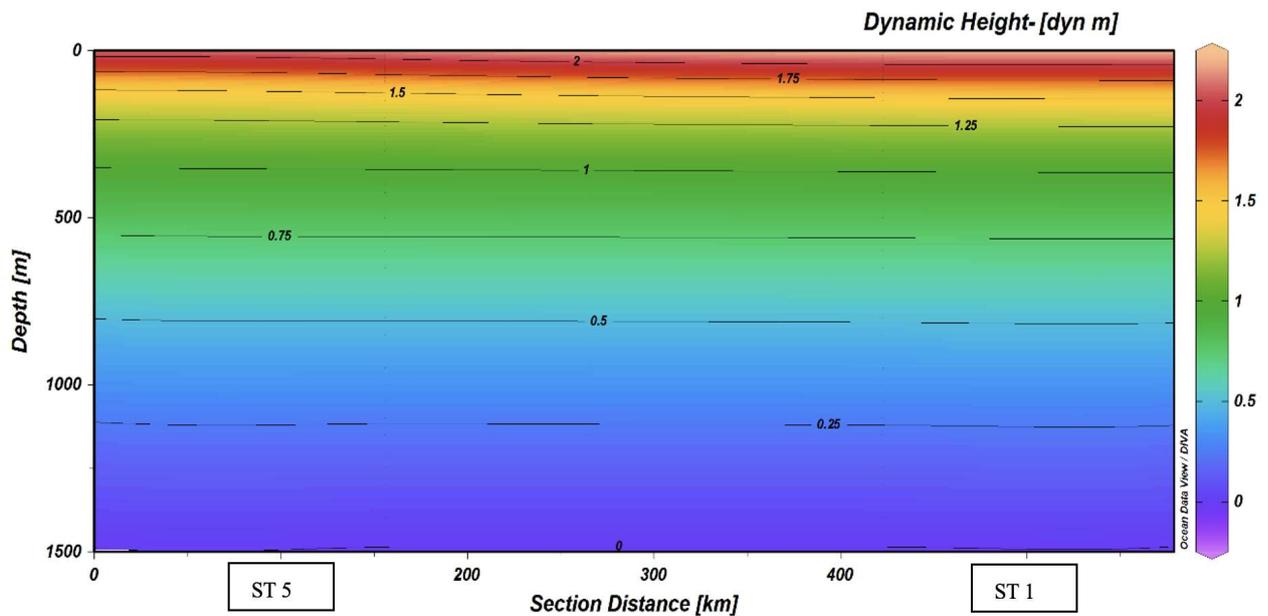
Sebaran Anomali Volume Spesifik, Kedalaman Dinamik, dan Anomali Kedalaman Dinamik

Hasil perhitungan secara manual rumus anomali volume spesifik dan kedalaman dinamik (geopotensial), untuk ST 1 dan ST 2 musim timur pada perairan P. Sumba diperlihatkan pada **Tabel 1** dan **2**, sedangkan nilai anomali volume spesifik secara lengkap untuk setiap stasiun terdapat pada **Tabel 3**.

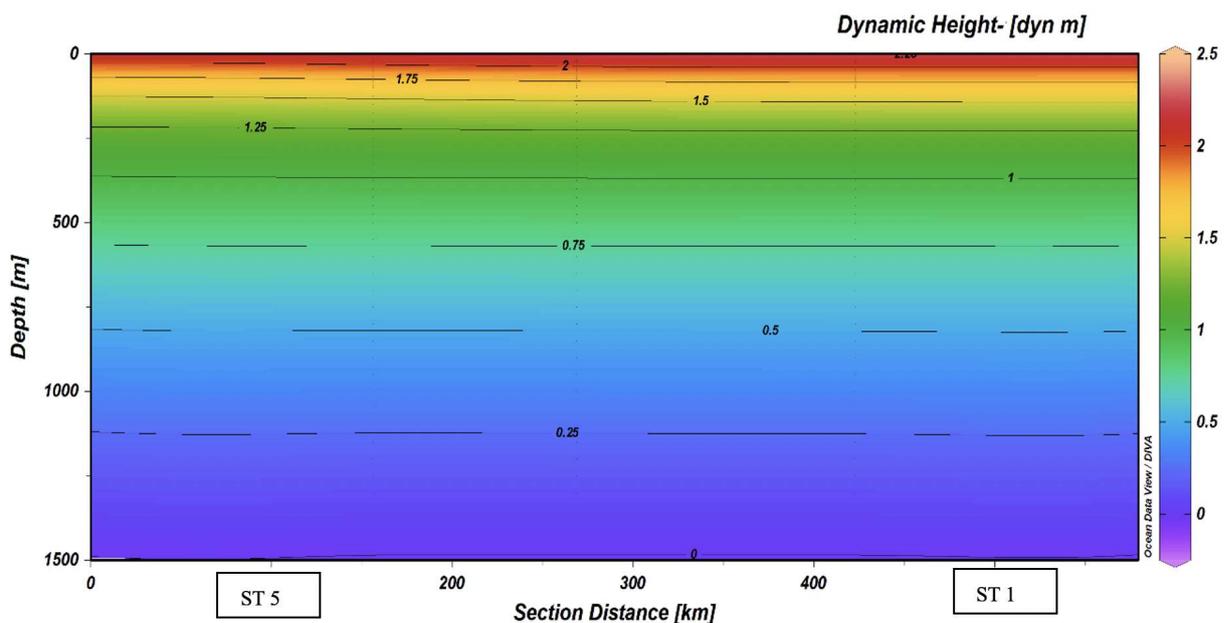
Nilai kisaran anomali volume spesifik saat musim timur (Agustus 2013) di ST 1 adalah $((0,59 - 5,64) \times 10^{-6})$

m^3/kg (**Tabel 1**), ST 2 $((0,6 - 5,6) \times 10^{-6} m^3/kg)$ (**Tabel 2**), ST 3 $((0,60 - 5,59) \times 10^{-6} m^3/kg)$, ST 4 $((0,60 - 5,55) \times 10^{-6} m^3/kg)$, dan ST 5 $((0,60 - 5,45) \times 10^{-6} m^3/kg)$. Nilai kisaran anomali volume spesifik pada musim peralihan I adalah ST 1 $((0,60 - 6,45) \times 10^{-6} m^3/kg)$, ST 2 $((0,60 - 6,40) \times 10^{-6} m^3/kg)$, ST 3 $((0,60 - 6,34) \times 10^{-6} m^3/kg)$, ST 4 $((0,60 - 6,24) \times 10^{-6} m^3/kg)$, dan ST 5 $((0,60 - 6,14) \times 10^{-6} m^3/kg)$ (**Tabel 3**).

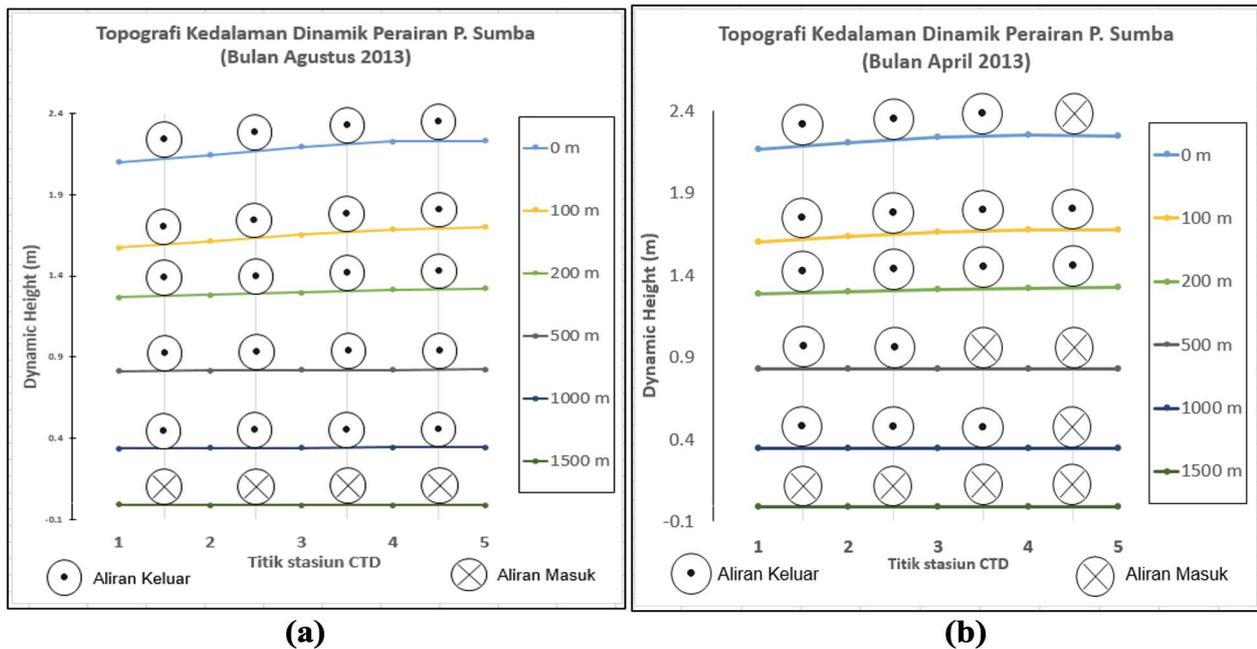
Arus Geostropik dan Transpor Massa Air



Gambar 4. Sebaran horizontal kedalaman dinamik perairan P. Sumba pada musim timur (bulan Agustus 2013)



Gambar 5. Sebaran horizontal kedalaman dinamik perairan P. Sumba pada musim peralihan I (bulan April 2013).



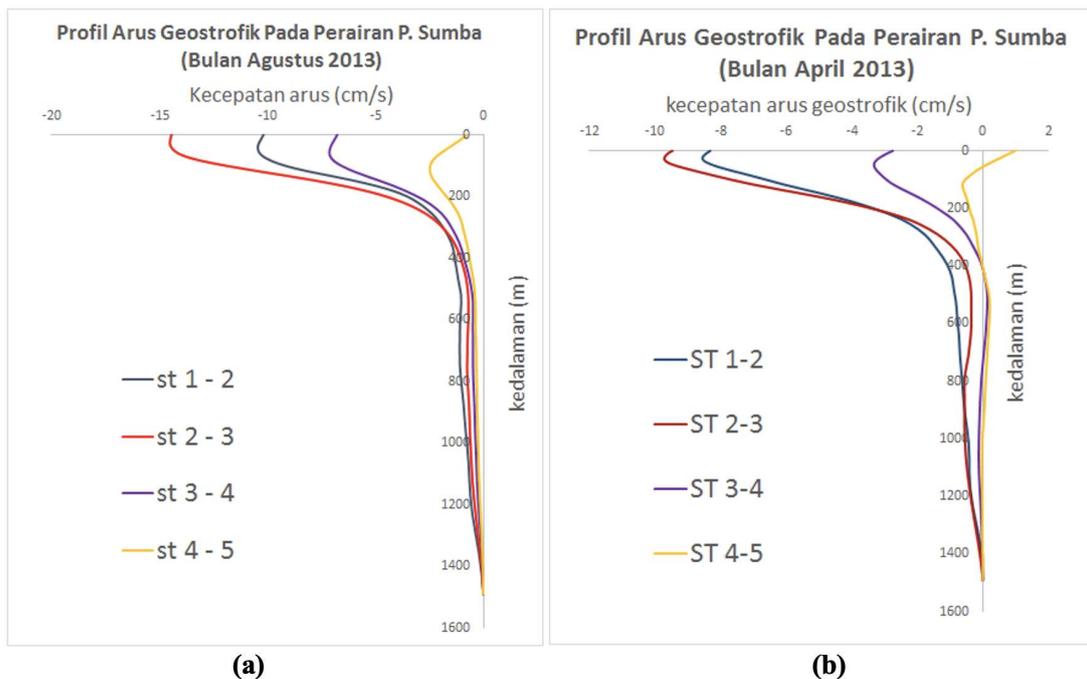
Gambar 6. Topografi kedalaman dinamik antara stasiun berdekatan pada perairan P. Sumba: a. musim timur (Agustus 2013) dan b. musim peralihan I (April 2013).

Arus geostropik terjadi akibat pengaruh gradien tekanan mendatar yang diimbangi oleh gaya *Coriolis*. Kecepatan arus geostropik saat musim timur antara ST 1 dan ST 2 adalah $-0,09$ cm/s sampai dengan $-10,45$ cm/s, antara ST 2 dan ST 3 sebesar $-0,07 - -14,52$ cm/s, antara ST 3 dan ST 4 sebesar $-0,03 - -7,14$ cm/s, dan antara ST 4 dan ST 5 sebesar $-0,02 - -2,49$ cm/s. Parameter arus laut merupakan besaran vektor yang memiliki nilai kecepatan dan arah, sehingga nilai minus (-) artinya arah arus secara horizontal (zonal, arah timur-barat) menuju ke arah barat (kiri) (**Gambar 7**). Nilai kecepatan arus geostropik antara ST 2 dan ST 3 memiliki nilai yang lebih besar dari pada antara ST 1 dan ST 2, antara ST 3 dan ST 4, dan juga antara ST 4 dan ST 5. Hal ini dapat terjadi karena lintasan dari Arus Lintas Indonesia (sekitar kedalaman < 200 m) berada pada jalur antara ST 2 dan ST 3 tersebut. Selain itu, posisi ST 2 dan ST 3 tegak lurus (**Gambar 1**) terhadap lintasan arus, berbeda dengan posisi antara stasiun lainnya yang lebih miring. Sedikit berbeda dari kejadian arus geostropik pada musim timur, pada musim peralihan I, terdapat nilai kecepatan arus lebih rendah. Kecepatan arus geostropik antara ST 1 dan ST 2 adalah $-0,03$ sampai dengan $-8,55$ cm/s, antara ST 2 dan ST 3 sebesar $-0,06 - -9,71$ cm/s, antara ST 3 dan ST 4 sebesar $-0,0037 - -3,32$ cm/s, dan antara ST 4 dan ST 5 sebesar $0,0004 - 0,99$ cm/s. Menariknya, kejadian arus geostropik pada permukaan (lapisan tercampur) antara ST 4 dan 5 terdapat perbedaan sendiri dari kejadian arus antar stasiun lainnya, dimana pada lokasi ini arah arus lebih dominan ke arah kanan (tenggara).

Arah arus geostropik yang cenderung menuju barat sangat menguatkan bahwa gerakan arus yang dari perairan laut lepas menuju perairan pantai akibat kuatnya pengaruh angin pasat, kemudian dibelokkan ke kiri pada Belahan Bumi Selatan (BBS) oleh gaya *Coriolis* sehingga

menjadi ke arah barat. Selain itu, di bagian selatan lokasi penelitian berdasarkan hasil penelitian Alawiyah dkk. (2018) dengan menggunakan satelit altimetri, diperoleh bahwa vektor dominan dari arus geostropik pada musim timur dari Benua Australia menuju Benua Asia, dengan pengaruh dari angin muson timur yang dominan. Hasil dari Ramadyan dan Radjawane (2013) memperlihatkan bahwa pergerakan angin tenggara (bulan Juni-Agustus) dari Benua Australia menuju Laut Timor dan Laut Banda, kemudian terlihat aliran arus geostropik pada musim tenggara atau timur tersebut dari Laut Banda menuju Laut Timor, hingga Samudra Hindia. Tentunya sebelum mencapai Samudra Hindia, aliran arus tersebut juga melewati perairan barat daya dari P. Sumba. Hal ini menunjukkan adanya pembelokkan aliran arus menuju barat daya melalui Laut Timor tersebut yang terjadi akibat pengaruh gaya *Coriolis*.

Tanspor massa air yang terjadi saat musim timur, antara ST 1 dan ST 2 sekitar $4,46$ Sv (barat), antara ST 2 dan ST 3 sebesar $3,57$ Sv (barat), antara ST 3 dan ST 4 sebesar $2,94$ Sv (barat), dan antara ST 4 dan ST 5 sebesar $1,35$ Sv (barat). Kondisi saat musim peralihan I, nilai tanspor massa air sedikit lebih rendah, yaitu antara ST 1 dan ST 2 sekitar $3,43$ Sv (barat), antara ST 2 dan ST 3 sebesar $2,42$ Sv (barat), antara ST 3 dan ST 4 sebesar $1,11$ Sv (dominan barat), dan antara ST 4 dan ST 5 sebesar $0,32$ Sv (barat dan tenggara). Karena cukup besarnya aliran arus kuat pada lapisan bawah antara ST 1 dan ST 2 menyebabkan tanspor massa air juga lebih besar diantara titik tersebut. Hal ini cukup mendekati, dari estimasi volume tanspor Arlindo dari berbagai studi menunjukkan variasi yang sangat besar yakni antara $1,7 - 18,6 \pm 7$ Sv (1 Sv = 10^6 m³/s) (Godfrey, 1996; Gordon dkk., 1999; Purba dan Atmadipoera, 2005).



Gambar 7. Profil arus geostropik perairan P. Sumba: (a) pada musim timur (bulan Agustus 2013) dan (b) musim peralihan I (April 2013)

KESIMPULAN

Hasil sebaran kedalaman dinamik pada musim timur menunjukkan gradien tekanan dari selatan (ST 5) ke utara (ST 1), akibat pengaruh gaya Coriolis dibelokkan sehingga arah Arus geostropik menuju ke arah barat. Kecepatan aliran antara ST 1 dan ST 2 pada kisaran 0,09 – 10,45 cm/s, antara ST 2 dan ST 3 pada kisaran 0,07 – 14,52 cm/s, antara ST 3 dan ST 4 pada kisaran 0,03 – 7,14 cm/s, dan antara ST 4 dan ST 5 pada kisaran 0,02 – 2,49 cm/s. Nilai transpor massa air di perairan barat daya P. Sumba pada musim tenggara mencapai 1,35 – 4,46 Sv, sedangkan pada musim peralihan I (lebih rendah) pada kisaran 0,32 – 3,43 Sv.

DAFTAR ACUAN

- Ocean Data View [ODV]. (2013). *World Ocean Atlas 2013*. Ocean Data View. <http://odv.awi.de/data/ocean/world-ocean-atlas-2013/>
- Alawiyah, E. A., Sasmito, B., & Bashit, N. 2018. Analisis Pola Arus Geostropik Perairan Samudera Hindia Untuk Identifikasi Upwelling Menggunakan Data Satelit ALTIMETRI. *Jurnal Geodesi UNDIP*, 7(1), 68–78.
- Atmadipoera, A. S., & Hasanah, P. 2017. Karakteristik dan Variabilitas Arlindo Flores dan Koherensinya Dengan Arus Pantai Selatan Jawa. *Jurnal Ilmu Dan Teknologi Kelautan Tropis*, 9(2), 537–556. <https://doi.org/10.29244/jitkt.v9i2.19289>
- Godfrey, J. 1996. The Effect of The Indonesian Res., Throughflow on Ocean Circulation and Heat Exchange with The Atmosphere: A Review. *Jurnal Geophysic Res.*
- Gordon, A. L., Susanto, R. D., & Field, A. L. 1999. Throughflow Within Makassar Strait. *Jurnal Geophys. Res. Letters*, 26, 3325–3328.
- Gross, M. G. 1990. *Oceanography: A View of Earth*. Prentice Hall, Inc. Englewood Cliff.
- Hasanudin, M. 1998. Arus Lintas Indonesia (ARLINDO). *Jurnal Oseana*, XXIII(2), 1–9.
- Lazuardi, M. E., Sanjaya, W., Hutasoit, P., Welly, M., & Subijanto, J. 2014. *Survei Biofisik dan Sosial Ekonomi di Selatan Pulau Sumba – Provinsi Nusa Tenggara Timur*.
- Neumann, G., & Pierson, W. J. 1966. *Principles of Physical Oceanography*. Prentice-Hall.
- Pond, S., & Pickard, G. L. 1983. *Introductory Dynamical Oceanography*. (Two Editio). Department of Oceanography - University of British Columbia.
- Purba, M., & Atmadipoera, A. S. 2005. Variabilitas Anomali Tinggi Paras Laut (TPL) dan Arus Geostropik Permukaan Antara L. Sulawesi, S. Makassar dan S. Lombok dari Data Altimeter TOPEX/ERS2. *Jurnal Ilmu-Ilmu Perairan Dan Perikanan Indonesia*, 12(2), 139–152.
- Ramadhan, M., Jumarang, M. I., & Apriansyah. 2017. Kondisi musiman Arus Geostropik

- Permukaan di Perairan Laut Jawa Hingga Laut Arafuru. *Prisma Fisika - UNTAN*, 5(3). <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.26418/pf.v5i3.22003>
- Ramadyan, F., dan Radjawane, I. M. 2013. Arus Geostropik Permukaan Musiman di Perairan Arafura-Timor. *Jurnal Ilmu Dan Teknologi Kelautan Tropis*, 5(2), 261–272.
- Siregar, S. N., Sari, L. P., Purba, N. P., Pranowo, W. S., Syamsuddin, M. L. 2017. Pertukaran Massa Air di Laut Jawa Terhadap Periodisitas Monsun dan Arlindo pada Tahun 2015. *Jurnal Depik Unsyiah*, 6(1), 44–59. <https://doi.org/10.13170/depik.6.1.5523>
- Sudjono, E. H. 2004. Studi Variabilitas Arus Lintas Indonesia di Indonesia bagian timur. Tesis Magister Institut Teknologi Bandung.
- Sugianto, D. N., & ADS, A. 2007. Studi Pola Sirkulasi Arus Laut di Perairan Pantai Provinsi Sumatera Barat. *Jurnal Ilmu Kelautan UNDIP*, 12(2), 79–92.
- Suhana, M. P., Utama, F. G., Putra, A. P., Zibar, Z., Papatungan, M. S., Erawan, M. T. F., & Kolibongso, D. 2018. Pola dan Karakteristik Sebaran Medan Massa, Medan Tekanan dan Arus Geostropik Perairan Selatan Jawa. *Jurnal Dinamika Maritim*, 6(2), 20–25.
- Sverdrup, H. U., Johnson, M. W., & Fleming, R. H. 1942. *The Oceans, Their Physics, Chemistry, and General Biology*.
- Tanto, T. Al, Husrin, S., Wisna, U. J., Putra, A., Putri, R. K., & Ilham. 2016. Karakteristik Oseanografi Fisik (Batimetri, Pasang Surut, Gelombang Signifikan dan Arus Laut) Perairan Teluk Bungus. *Jurnal Kelautan Trunojoyo*, 9(2), 107–121.
- Tanto, T. Al, Wisna, U. J., Kusumah, G., Pranowo, W. S., Husrin, S., Ilham, & Putra, A. 2017. Karakteristik Arus Laut Perairan Teluk Benoa – Bali. *Jurnal Ilmiah Geomatika*, 23(1), 37–48.
- Tomczak, M., & Godfrey, J. S. 1994. *Regional Oceanography: An Introduction*. Copyright © 1994 M. Tomczak, M. dan J. S. Godfrey.
- Tomczak, M., & Godfrey, J. S. 2001. *Regional Oceanography: An Introduction* (Published). Printed and bound by Butler & Tanner Ltd, London.
- Wijaya, R., Setiawan, F., & Fitriani, S. D. 2011. Kajian Fenomena Arlindo di Laut Seram dan Kaitannya dengan Perubahan Iklim Global. *Seminar Internasional Kelautan*.

