

Distribusi Percampuran Turbulen di Perairan Selat Alor

Adi Purwandana^{1*}, Mulia Purba², dan Agus S. Atmadipoera²

¹Pusat Penelitian Oseanografi-LIPI,

Jl. Pasir Putih I, Ancol Timur, Jakarta Utara, Indonesia 14430

²Fakultas Perikanan dan Ilmu Kelautan, Intitut Pertanian Bogor

Kampus IPB Darmaga, Bogor 16680

Email: adi.purwandana@lipi.go.id

Abstrak

Selat Alor merupakan kanal terdalam setelah Selat Ombai di kepulauan Alor. Kontribusinya sebagai salah satu celah keluar Arus Lintas Indonesia (Arlindo) belum banyak dikaji hingga saat ini. Selat Alor memisahkan Laut Flores dan Laut Sawu, dan memiliki sill yang tinggi di dalamnya, diduga turbulensi akibat interaksi antara aliran selat dengan topografi dasar dapat memicu percampuran dan memodifikasi properti massa air yang melaluinya. Tujuan dari penelitian ini adalah untuk mengkuantifikasi transformasi massa air yang melalui Selat Alor dan mengkaji kemungkinan percampuran di dalam selat berdasarkan estimasi sesaat properti percampuran, yakni percampuran turbulen menggunakan metode skala Thorpe. Penurunan CTD dilakukan di 15 stasiun di perairan Selat Alor. Diperoleh hasil bahwa kontur kedalaman yang menghubungkan Laut Flores dengan Laut Sawu adalah ~300 m pada kanal utama. Salinitas maksimum massa air Subtropis Pasifik Utara (NPSW) dari Laut Flores di Selat Alor banyak mengalami reduksi akibat intensifnya percampuran yang diduga dipicu oleh topografi dasar dan aliran selat yang menghasilkan turbulensi. Lapisan salinitas maksimum Massa Air Subtropis Samudera Hindia Utara (NISW) pada $\sigma_\theta = 23,5-24,5$ terdeteksi di bagian selatan selat (Laut sawu). Jejak massa air NISW menurun dan banyak tereduksi mendekati pintu selatan selat. Intrusi Massa Air Lapisan Menengah Samudera Hindia Utara (NIIW) juga dijumpai di lapisan bawah Laut Sawu, konsisten dengan profil arus pada lapisan bawah. Rata-rata nilai difusivitas vertikal eddy (K_p) di Selat Alor bagian utara memiliki orde of $10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, dan di bagian selatan memiliki orde bervariasi, $10^{-6}-10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Penyempitan celah Selat Alor diduga merupakan pemicu turbulensi tinggi aliran yang berkontribusi pada tingginya nilai difusivitas vertikal.

Kata kunci: Arlindo, percampuran turbulen, difusivitas vertikal, Selat Alor

Abstract

Distribution of Turbulence Mixing in Alor Strait

Alor Strait is the deepest channel in Alor islands after Ombai Strait. Contribution of the strait as one of the secondary exit passages of Indonesian Throughflow (ITF) has not been studied yet. The strait separates Flores Sea and Sawu Sea, and is featured by the existence of high sill within the strait, suggested that turbulence due to interaction between strait flow and bottom topography could drive mixing and then modify the water mass properties. The purpose of this study is to investigate transformation of ITF water mass and turbulent mixing process with Thorpe scale method. A hydrographic survey has been carried out in July 2011, in which 15 CTD casts were lowered in the strait. The results show that Alor sill depth is about 300 ms in the main gate. Maximum salinity of NPSW from Flores Sea within Alor Strait is significantly reduced due to strong mixing, perhaps driven by bottom topography and strait flow which creates turbulence. NISW (Northern Indian Subtropical Water) with maximum salinity layer at $\sigma_\theta = 23,5-24,5$ is dominant in the southern part of Alor Strait (i.e. Sawu Sea). The existence of NIIW (North Indian Intermediate Water) is also found in the deeper layer of Sawu Sea. The average value of vertical eddy diffusivity (K_p) estimate in the thermocline layer and deep layer in northern part and central part of strait channel is within the order of $10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Lower order of K_p in the thermocline layer and deep layer were found in southern part of the Strait (Sawu Sea), ranging from 10^{-6} to $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. These indicate that the existence of sills in the northern part and central part of Alor Strait could drive mixing significantly. Narrowing passage of Alor Strait probably contribute to the high value of vertical eddy diffusivity due to highly turbulence flow.

Keywords: Indonesian Throughflow (ITF), turbulent mixing, vertical diffusivity, Alor Strait

Pendahuluan

Arlindo membawa massa air Samudera Pasifik memasuki perairan Indonesia melalui dua jalur, yaitu melalui jalur barat, masuk melalui Laut Sulawesi diteruskan ke Selat Makassar, Laut Flores, dan Laut Banda. Jalur ini dikenal merupakan jalur transpor utama Arlindo (Susanto *et al.*, 2010). Jalur kedua adalah jalur timur, melalui Laut Maluku dan Laut Halmahera diteruskan ke Laut Banda. Dari perairan dalam lautan Indonesia, massa air akan keluar menuju Samudera Hindia melalui selat-selat utama, seperti Selat Lombok dan selat antara Alor dan Timor. Jalur barat merupakan jalur utama yang membawa sekitar $11,6 + 3,3$ Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) massa air lapisan termoklin Subtropis Samudera Pasifik Utara (*North Pacific Subtropical Water*, NPSW) dan lapisan Pertengahan Samudera Pasifik Utara (*North Pacific Intermediate Water*, NPIW) (Gordon, 2005; Gordon *et al.*, 2008). Sebagian kecil massa air dari jalur barat selanjutnya keluar ke Samudera Hindia melalui Selat Lombok sekitar 2,6 Sv (Sprintall *et al.*, 2009); sedangkan sebagian besar berbelok ke arah timur menuju Laut Flores kemudian ke Laut Banda dan keluar menuju Samudera Hindia melalui Selat Ombai dan Celah Timor. Adapun pada jalur timur, hasil pengukuran yang dilakukan van Aken *et al.* (2009) di Lifamatola menyebutkan bahwa jalur ini membawa sekitar 2,5 Sv massa air yang berasal dari Samudera Pasifik selatan dari lapisan yang lebih dalam (*South Pacific Subtropical Lower Thermocline Water*, SPSLTW) melalui Laut Maluku menuju Laut Banda. Meskipun demikian, belum dapat diestimasi dengan baik jumlah massa air yang dibawa melalui jalur timur ini karena adanya masukan massa air lain pada jalur timur, yakni melalui Laut Halmahera (Gordon, 2005). Massa air dari jalur barat dan jalur timur selanjutnya bergabung di Laut Banda dan keluar menuju Samudera Hindia melalui Selat Ombai sebanyak 4,9 Sv dan Celah Timor sebanyak 7,5 Sv (Sprintall *et al.*, 2009).

Massa air yang mengalir dari Samudera Pasifik ke Samudera Hindia melalui Arlindo mengalami perubahan karakter di sepanjang perjalanannya di perairan dalam (*interior seas*) Indonesia. Hasil pengukuran salinitas massa air Arlindo menunjukkan perubahan pada aliran masuk dan keluar, yakni salinitas massa air NPSW dari 34,90 PSU menjadi 34,54 PSU; dan massa air NPIW dari 34,35 PSU menjadi 34,47 PSU. Perubahan salinitas ini mengindikasikan adanya proses pencampuran vertikal yang sangat kuat di perairan Indonesia (Hatayama, 2004; Robertson dan Field, 2005; Koch-Larrouy *et al.*, 2007; Atmadipoera *et al.*, 2009). Proses pencampuran vertikal dapat disebabkan oleh topografi yang kasar seperti *sill* (ambang), selat, dan aktivitas gelombang internal.

Menghubungkan dua lautan, yakni Laut Flores yang membawa massa air dari Samudera Pasifik yang telah melalui Selat Makassar, dan Laut Sawu yang membawa massa air dari Samudera Hindia; Selat Alor dimungkinkan menjadi area transisi atau transformasi dari kedua massa air tersebut. Dengan konfigurasi topografi lokal dan ambang pada bagian tengah selat, fenomena turbulensi aliran diduga dapat memicu terjadinya pencampuran massa air yang mengakibatkan transformasi massa air. Hingga saat ini, masih belum terdapat data dan kajian observasi yang mengkonfirmasi terjadinya transformasi dan kuantifikasi pencampuran massa air di perairan Selat Alor.

Kajian pencampuran massa air merupakan topik penting dalam berbagai isu, mulai dari iklim regional yang berkaitan dengan transfer bahang dan massa air tawar ke lapisan termoklin, serta penting untuk mendapatkan nilai fluks nutrien dari lapisan termoklin yang bersesuaian dengan lapisan nutriklin.

Materi dan Metode

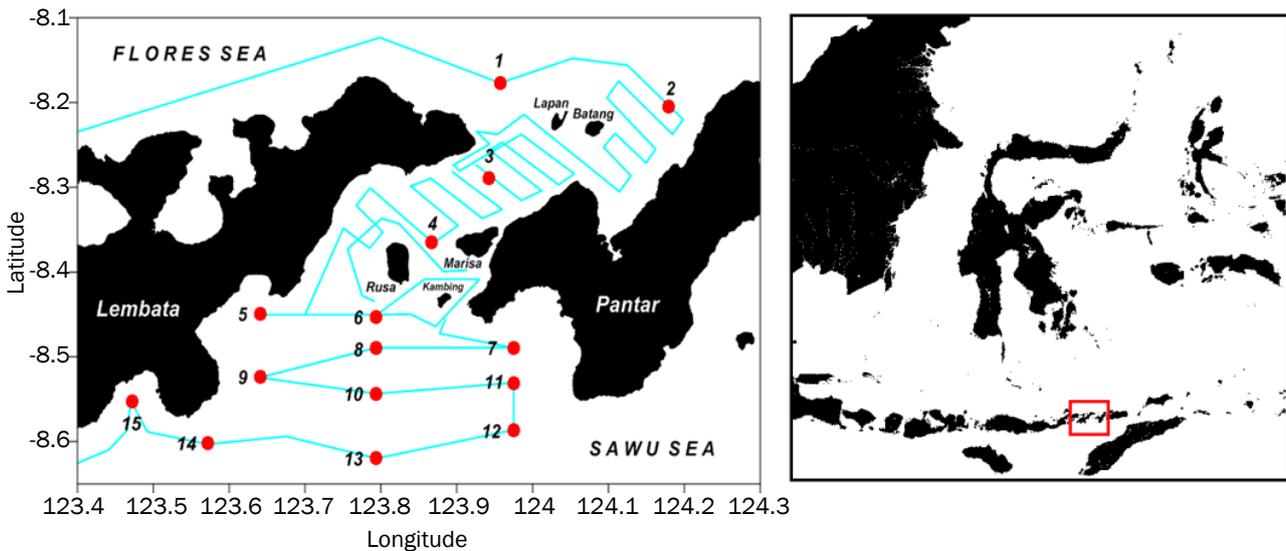
Akuisisi data

Penelitian ini dilakukan di perairan Selat Alor, Nusa Tenggara Timur (Gambar 1) dengan menggunakan Kapal Riset Baruna Jaya VIII, Pusat Penelitian Oseanografi LIPI. Kedalaman laut diukur menggunakan *echosounder Simrad EA500* berfrekuensi 12 kHz, dengan transek *zig zag*. Data suhu, salinitas, dan densitas diperoleh dengan menggunakan CTD (*Conductivity-Temperature-Depth*) SBE (*Sea Bird Electronics*) 911 Plus yang diturunkan ke dalam kolom air. Data setiap parameter selanjutnya dirata-ratakan ke dalam 0,5 dbar ($\sim 0,5 \text{ m}$) *bin* (interval vertikal) dengan menggunakan perangkat lunak *SBE Data Processing Version 5.37e*. Akurasi dan resolusi sensor suhu adalah $0,001^\circ\text{C}$ dan $\pm 0,0002^\circ\text{C}$, sedangkan akurasi dan resolusi sensor konduktivitas (parameter elektrik yang selanjutnya dikonversi ke dalam salinitas) berturut-turut adalah $\pm 0,0003 \text{ S m}^{-1}$ dan $\pm 0,00004 \text{ S m}^{-1}$.

Analisis data

Karakteristik stratifikasi massa air perairan diidentifikasi dari nilai frekuensi Brunt Väisälä (N). Nilai N yang menyatakan ukuran stabilitas statik massa air dihitung menggunakan persamaan:

$$N^2 = -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z}$$



Gambar 1. Lokasi penelitian di Selat Alor dengan titik-titik lokasi penurunan CTD (lingkaran merah) dan lintasan pengukuran kedalaman dengan EA500

Nilai densitas yang dipakai untuk menghitung Frekuensi Brunt Väisälä berasal dari data densitas yang sudah disusun dalam kondisi stabilitas statis, sehingga nilai yang didapat akan selalu bernilai positif.

Estimasi nilai difusivitas vertikal eddy, K_p dilakukan dengan analisis skala Thorpe, L_T . Skala Thorpe menyatakan skala panjang *overturn* vertikal turbulen dalam suatu aliran terstratifikasi. Dalam aliran terstratifikasi, *overturn* akan terlihat dari ‘inversi’ nilai densitas, yakni kondisi yang secara gravitasi memiliki gradien densitas tidak stabil (Galbraith dan Kelley, 1996). Secara teknis, inversi densitas yang tidak stabil tersebut selanjutnya diurutkan-kembali (*reorder*) untuk mendapatkan profil densitas potensial (σ_θ) yang stabil. Pada penelitian ini belum dilakukan *reorder* secara berulang untuk mengatasi kemungkinan adanya *overlap* dari densitas yang sudah diurutkan. Fluktuasi Thorpe dari data densitas, didefinisikan sebagai selisih antara nilai densitas terukur dengan nilai densitas yang telah di-*reorder* atau disusun ulang yang stabil secara gravitasi. Perpindahan Thorpe kemudian dihitung sebagai $d'_n = z_m - z_n$, yakni jarak yang harus ditempuh sampel pada kedalaman z_n menuju kedalaman z_m untuk mencapai nilai densitas yang stabil, yakni kedalaman di mana memiliki nilai fluktuasi densitas Skala Thorpe sama dengan 0 (nol). Nilai positif (negatif) menunjukkan bahwa massa air akan bergerak ke atas (bawah) untuk mencari kestabilan statis, kondisi ini terjadi bila massa air berdensitas rendah (tinggi) berada di bawah massa air berdensitas tinggi (rendah). Mengingat nilai d'_n ini tidak merepresentasikan nilai pasti dari jarak aktual yang harus ditempuh (*eddy* tidak terjadi dalam satu dimensi), maka skala

Thorpe lebih merepresentasikan ukuran *eddy*, selama gradien horizontal densitas jauh lebih kecil dibandingkan gradien vertikalnya.

Seringkali sulit menentukan apakah inversi densitas merupakan *overturn* dari densitas parcel air yang tidak stabil. Terdapat dua tantangan, pertama *noise* acak pada sensor temperatur dan konduktivitas dapat menghasilkan *error* dan menghasilkan inversi nonfisis. Kondisi ini dapat terjadi pada area dengan gradien temperatur rendah, di mana fluktuasi skala kecil yang masuk ke dalam sensor serupa dengan sensitivitas sensor. Kedua, *spike* salinitas dapat memunculkan inversi *spurious* (tidak terkendali) pada nilai densitas. *Spike* dapat dideteksi dengan menguji karakteristik massa air pada area inversi kaitannya dengan ke-eratan (*tightness*) hubungan *TS* (Galbraith dan Kelley, 1996); atau dengan mensyaratkan perpindahan Thorpe yang *nonzero* pada data temperatur dan densitas. GK menyatakan bahwa pencampuran turbulen pada area yang memiliki gradien *TS* linier tidak akan mengubah karakteristik *TS*. Sehingga parcel massa air pada suatu area yang mengalami *overturn* meskipun berubah posisi dalam arah vertikal baik mengalami pencampuran maupun tidak akan terletak di sepanjang hubungan lokal *TS*. Fenomena *loop* yang keluar dari hubungan linier *TS* merupakan indikasi ketidaktepatan pengukuran sensor temperatur-konduktivitas yang menghasilkan *error* pada data salinitas.

Penelitian ini menggunakan kriteria *nonzero* pada data temperatur dan densitas untuk menentukan inversi densitas yang dikategorikan sebagai *overturn*. Metode ini lebih umum digunakan, di samping karena masih berkembangnya isu

relativitas visual, serta kesulitan memantau pencampuran berdasarkan ke-eratan TS pada pola hubungan yang tidak linier (Gargett dan Garner, 2008).

Setelah perhitungan nilai d melalui metode *nonzero* pada data temperatur dan densitas, dilakukan penapisan kembali berdasarkan estimasi ketebalan minimal perpindahan dari resolusi vertikal CTD. Hal ini bertujuan agar nilai d merupakan nilai perpindahan yang bukan berasal dari *noise* CTD. Prinsip estimasi ini dilakukan berdasarkan pada kenyataan bahwa CTD memiliki keterbatasan kemampuan untuk mendeteksi pembalikan massa air. Hal ini mengacu pada teori sampling *Nyquist*, di mana bila pembalikan yang terjadi adalah dua kali lebih rendah dibandingkan resolusi vertikal, maka pembalikan tersebut tidak dapat diukur. Solusi untuk menyelesaikan perbedaan tersebut adalah dengan memungkinkan resolusi vertikal untuk mendeteksi pembalikan yang tidak lebih rendah dari (Galbraith dan Kelley, 1996):

$$L_z = 5\delta Z$$

di mana δZ adalah resolusi vertikal data CTD (dbar~m). Untuk penelitian ini digunakan resolusi vertikal sebesar 0,5 m sehingga nilai L_z sebesar 2,5 m. Hal ini berarti nilai yang kurang dari 2,5 m akan diabaikan dan tidak akan diikuti untuk perhitungan selanjutnya.

Di samping batasan di atas, diperlukan juga batasan lain untuk mengukur pembalikan berdasarkan perbedaan densitas (L_ρ). Resolusi densitas dari CTD dapat mengukur pembalikan jika memiliki nilai tidak lebih rendah dari (Galbraith dan Kelley, 1996):

$$L_\rho \approx 2 \frac{g}{N^2} \frac{\delta \rho}{\rho_0}$$

di mana g adalah percepatan gravitasi bumi ($9,79423 \text{ m s}^{-2}$), ρ_0 adalah densitas rata-rata pada setiap stasiun, dan N adalah Frekuensi Brunt Väisälä. Dengan pendekatan nilai N di laut lepas adalah $\sim 0,003 \text{ s}^{-1}$ (Galbraith dan Kelley, 1996) dan kemampuan CTD untuk mendeteksi perbedaan densitas, $\delta \rho \sim 10^{-3}$, didapatkan nilai $L_\rho = 2,12 \text{ m}$. Hal ini berarti ketebalan *displacement* yang kurang dari nilai tersebut akan diabaikan dan tidak diikutsertakan dalam perhitungan selanjutnya. Nilai skala Thorpe, L_T kemudian dihitung menggunakan persamaan:

$$L_T = \left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n d_i^2 \right)^{1/2}$$

Setiap nilai L_T diperoleh dari hasil perataan n buah sampel pada kedalaman yang diinginkan. Dalam penelitian ini, perataan dilakukan dengan cara membagi kedalaman perairan menjadi tiga lapisan, yakni lapisan permukaan tercampur, lapisan termoklin, dan lapisan homogen di bagian dalam. Kedalaman setiap lapisan pada setiap stasiun berbeda-beda tergantung dari profil vertikal massa air. Nilai difusivitas vertikal pada setiap stasiun selanjutnya dihitung menggunakan persamaan:

$$K_\rho = \frac{\gamma \epsilon}{N^2}$$

dengan nilai efisiensi pencampuran, $\gamma = 0,2$. Laju disipasi energi kinetik turbulen per satuan massa (ϵ) dihitung menggunakan persamaan:

$$\epsilon = L_O^2 N^3$$

dengan skala panjang Ozmidov (L_O):

$$L_O = 0,8 L_T$$

Hasil dan Pembahasan

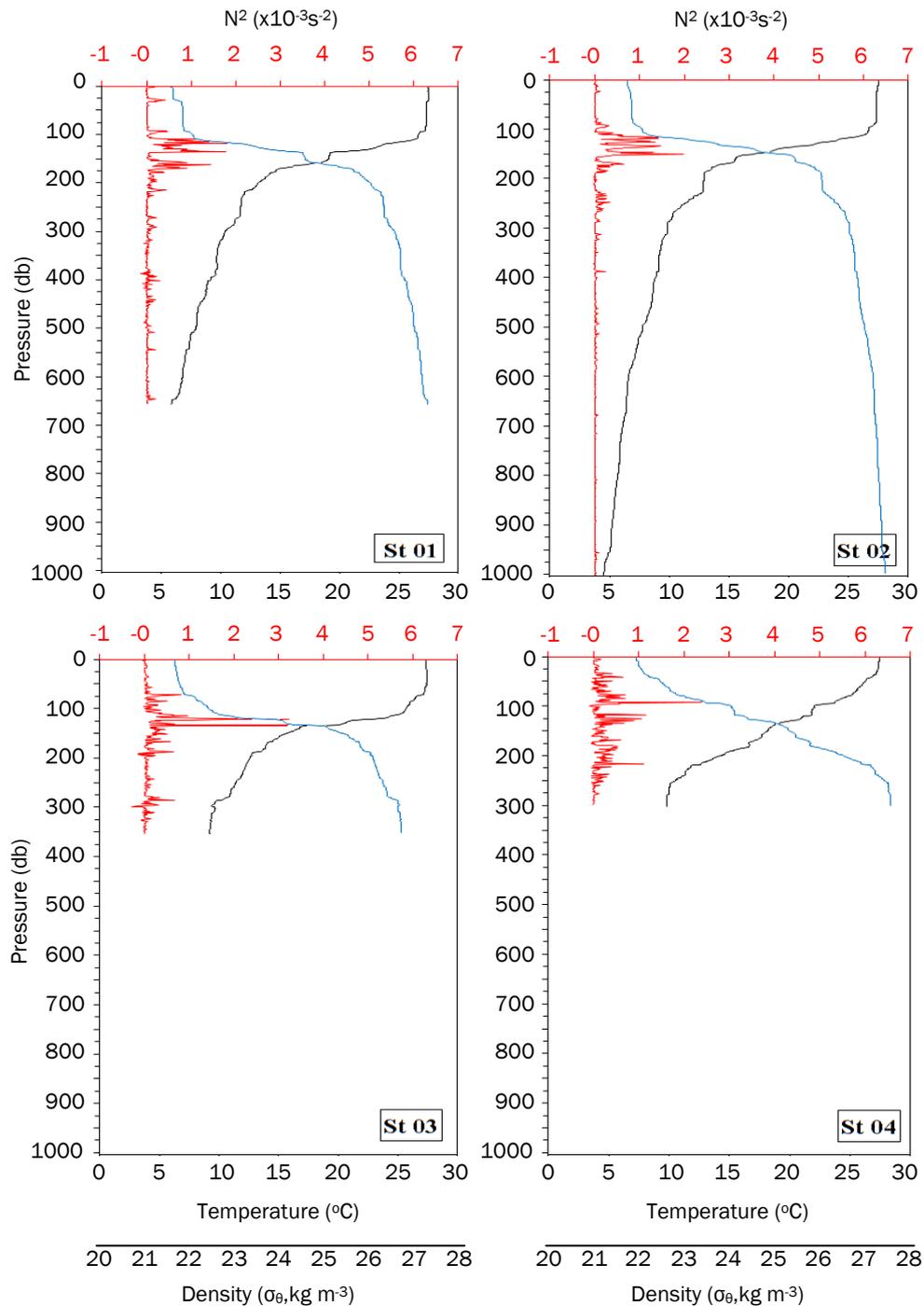
Stabilitas kolom air

Ketidakstabilan dalam kolom air yang berpotensi memicu terjadinya pencampuran massa air dapat diungkapkan dengan menghitung nilai frekuensi daya apung atau frekuensi Brunt Väisälä. Hasil perhitungan frekuensi Brunt Väisälä (N^2) dari keseluruhan stasiun. Profil menegak N^2 berkaitan dengan profil menegak temperatur dan densitas. Lihat Gambar 2. Nilai N^2 meningkat tajam seiring memasuki lapisan termoklin atau piknoklin (lapisan termoklin dalam penelitian ini berhimpit dengan lapisan piknoklin).

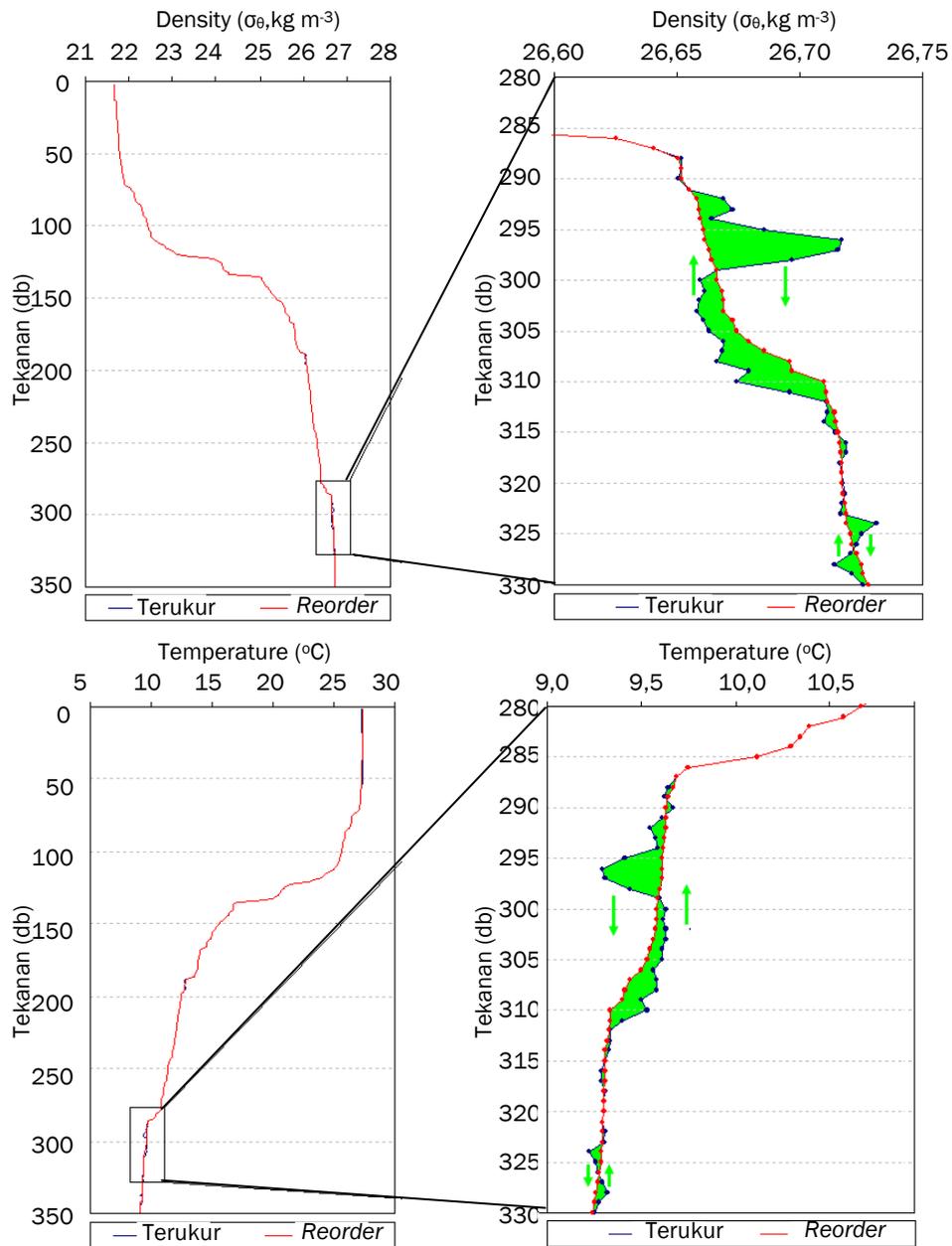
Pola seperti ini serupa dengan yang diperoleh Guo *et al.* (2006) di Laut Cina Selatan bagian utara dan Wallace *et al.* (2008) di Teluk Marguerite, semenanjung Antartika barat. Nilai N^2 yang tinggi pada lapisan termoklin disebabkan karena pada lapisan ini terdapat juga lapisan piknoklin yang merupakan lapisan di mana gradien densitas meningkat secara tajam terhadap kedalaman (tekanan). Lapisan termoklin merupakan lapisan yang paling stabil dibandingkan lapisan permukaan tercampur dan lapisan dalam. Jika nilai N^2 semakin tinggi maka stabilitas statik (suatu kondisi di mana massa air dengan densitas rendah berada di atas massa air dengan densitas tinggi) suatu lapisan akan semakin besar. Beberapa stasiun di sepanjang alur kanal Selat Alor (1, 3, dan 4) memiliki kondisi ketidakstabilan kolom air yang

tinggi, ditandai dengan relatif banyaknya nilai N^2 yang bernilai negatif. Konsentrasi ketidakstabilan kolom air terjadi pada lapisan dalam di Stasiun 1, dan tampak merambah hingga lapisan dekat permukaan seiring memasuki kanal selat. Tingginya intensitas kolom air yang tidak stabil pada alur kanal selat diduga berkaitan dengan kondisi arus, di mana pada sistem kanal, nilai arus yang cukup tinggi serta

interaksinya dengan dasar perairan dapat berpotensi mendistorsi kestabilan kolom air. Adapun di perairan sebelah selatan Selat Alor, intensitas N^2 yang bernilai negatif tampak relatif jauh lebih sedikit dibandingkan pada bagian dalam kanal selat dan di dekat mulut keluaran selat. Seiring menjauhi mulut selat, intensitas ketidakstabilan massa air juga menurun.



Gambar 2. Profil menegak frekuensi Brunt Väisälä (N^2 , merah) yang ditumpangtindihkan dengan profil temperatur (hitam) dan densitas (σ_{θ} , biru): Stasiun 1, 2, 3, dan 4.



Gambar 3. Perbandingan densitas (atas) dan temperatur (bawah) hasil pengukuran (biru) dengan setelah disusun ulang (*reorder*, merah) di Stasiun 3 yang memperlihatkan adanya ketidakstabilan secara gravitasi. Gambar pada sisi kanan adalah perbesaran gambar pada sisi kiri pada area kotak. Tanda panah mengindikasikan arah relokasi parcel massa air menuju posisi stabil.

Kondisi ini menyiratkan bahwa terganggunya stratifikasi massa air diakibatkan oleh turbulensi aliran yang dipicu oleh topografi ambang dalam selat. Diduga kondisi latar *shear* arus yang tinggi berpotensi menghasilkan aliran turbulensi yang mengganggu stabilitas massa air.

Estimasi skala Thorpe

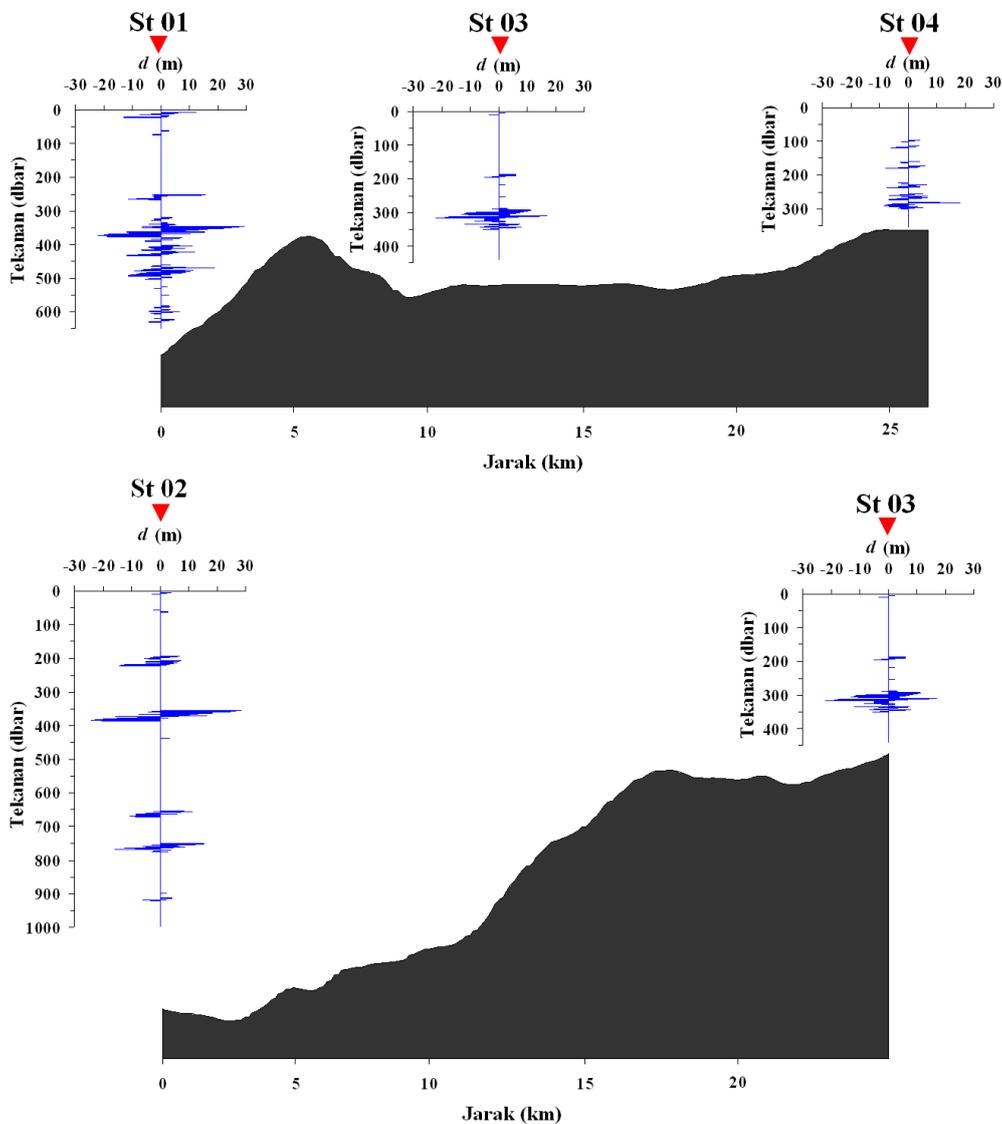
Profil menegak densitas dari pengukuran CTD memiliki struktur ketidakstabilan massa air

yang terpantai dari nilai frekuensi Brunt Väisälä. Oleh karena itu, perpindahan (*displacement*) parcel massa air yang disebabkan oleh suatu kondisi di mana terdapat parcel massa air yang berdensitas tinggi berada di atas parcel massa air yang berdensitas lebih rendah dimungkinkan terjadi. Gambar 3 memberikan contoh adanya kondisi ketidakstabilan massa air di Stasiun 3. Tampak bahwa jika densitas awal hasil pengukuran (warna biru) disusun ulang (*reordered*) ke dalam kondisi yang stabil secara gravitasi (densitas rendah berada

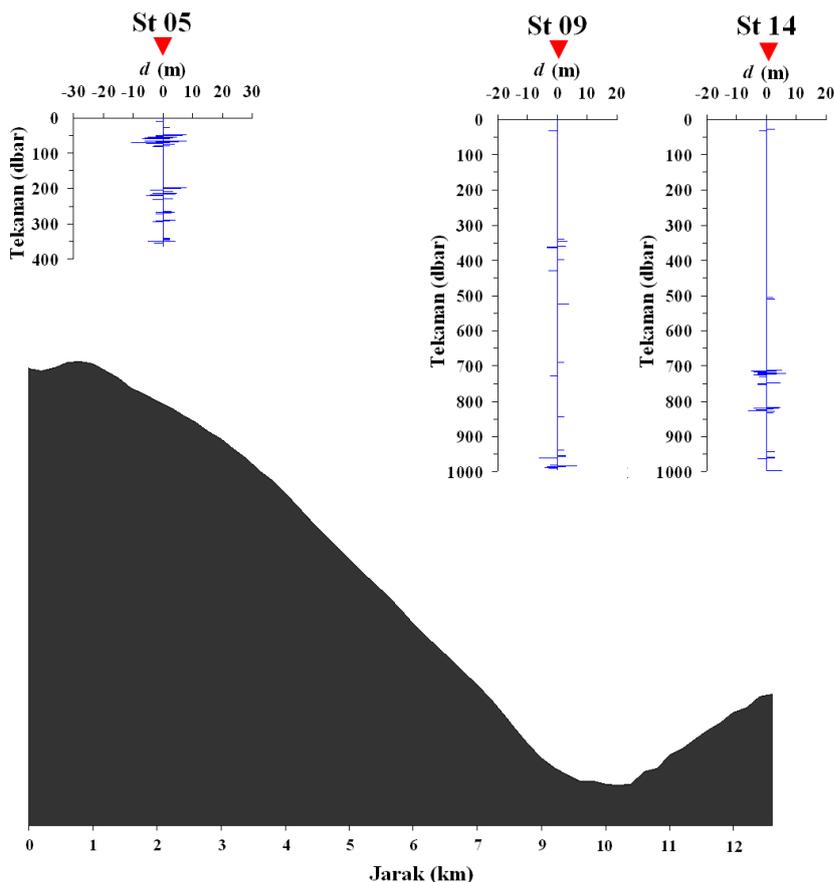
di atas densitas tinggi) (warna merah) maka dalam pita kolom air yang tidak stabil tersebut akan terjadi perpindahan dari posisi awal menuju posisi baru (tanda panah hijau). Konfirmasi atas inversi densitas untuk memastikan apakah perpindahan yang terjadi bukan merupakan inversi palsu dilakukan dengan mengidentifikasi profil temperatur pada pita parcel massa air tersebut (Gambar 3). Jarak perpindahan titik-titik nilai densitas yang menyesuaikan ke kondisi stabil inilah yang dikenal dengan perpindahan Thorpe (*Thorpe displacement, d*).

Di samping diberlakukan uji *non zero* inversi densitas-temperatur, guna menghilangkan pengaruh gangguan (*noise*) dari instrumen CTD yang dapat menjadi rancu dengan nilai *d* yang sebenarnya, dilakukan penapisan ulang pada nilai *d* sebagaimana dilakukan oleh Galbraith dan Kelley (1996) atau dikenal dengan metode GK.

Kemungkinan *noise* ini dapat timbul juga akibat pergerakan naik-turun kapal selama pengambilan data (Johnson dan Garrett, 2004). Dengan resolusi vertikal data densitas sebesar 0,5 dbar (~0,5 m), maka nilai minimum *d* yang dikategorikan sebagai *overturn* adalah $\geq 2,5$ dbar (~2,5 m). dengan ungkapan lain, nilai *d* yang berada di bawah 2,5 m akan dianggap sebagai *noise*. Nilai *d* yang digunakan untuk analisis lebih lanjut dalam penelitian ini, adalah nilai yang telah diberlakukan metode GK. Nilai *d* positif (negatif) menunjukkan bahwa dalam porsi kolom air tersebut massa air bergerak naik (turun) sebesar jarak tersebut untuk menyesuaikan ke kondisi yang stabil secara gravitasi. Kondisi demikian terjadi apabila massa air yang berdensitas rendah (tinggi) berada di bawah massa air yang berdensitas lebih tinggi (rendah). Profil vertikal *d* beserta latar topografi dasar perairan disajikan pada Gambar 4, 5, 6, dan 7.



Gambar 4. Profil perpindahan Thorpe (*d*) Stasiun 1, 2, 3, dan 4 beserta topografi latar antar stasiun.



Gambar 5. Profil perpindahan Thorpe (d) Stasiun 5, 9, dan 14 beserta topografi latar antar stasiun (lanjutan).

Pada bagian utara Selat Alor, yakni Stasiun 1 dan 2, nilai d pada lapisan permukaan tercampur berada dalam kisaran masing-masing -13 sampai 12,5 m dan -3 sampai 4 m. Pada lapisan termoklin, nilai d berada dalam kisaran masing-masing -11,5 sampai 16 di Stasiun 1, sedangkan di Stasiun 2 nilai d berada dalam kisaran -14,5 sampai 7,5 m. Pada lapisan dalam, nilai d untuk Stasiun 1 dan 2 masing-masing berada dalam kisaran -22 sampai 29,5 m dan -24,5 sampai 28,5 m. Jika dibandingkan dengan lapisan permukaan tercampur dan lapisan termoklin, tampak nilai d pada lapisan dalam paling tinggi. Kondisi ini diduga akibat rendahnya nilai stabilitas massa air pada lapisan ini.

Pada bagian dalam kanal Selat Alor (Stasiun 3 dan 4), nilai d pada lapisan permukaan tercampur Stasiun 3 berada dalam kisaran -3,5 sampai 2,5 m, sedangkan di Stasiun 4 tampak tidak terdeteksi adanya nilai d yang $\geq 2,5$ m. Pada lapisan termoklin, di Stasiun 3 dan 4 nilai d berada di kisaran -5 sampai 11,5 m dan -8 sampai 6,5 m.

Pada lapisan dalam, nilai d untuk Stasiun 3 dan 4 masing-masing berada dalam kisaran -22 sampai 17 m dan -8,5 sampai 18,5 m. Jika

dibandingkan dengan lapisan permukaan tercampur dan lapisan termoklin, tampak nilai d pada lapisan dalam paling tinggi. Kondisi ini diduga akibat rendahnya nilai stabilitas massa air pada lapisan ini. Lebih dari itu, tampak bahwa di Stasiun 3 dan 4 perpindahan tertinggi yang terjadi berada di kedalaman sekitar 300 m atau dekat dasar perairan. Menurut Polzin *et al.* (1997), nilai perpindahan yang tinggi di dekat dasar perairan dapat disebabkan adanya interaksi antara topografi dasar perairan dengan arus yang melintas di atasnya.

Pada bagian selatan Selat Alor dan dekat dengan pintu kanal keluaran selat (Stasiun 5, 6, dan 7); perpindahan pada lapisan permukaan tercampur tampak tidak terdeteksi di Stasiun 5 dan 6. Di Stasiun 7 terdeteksi nilai d berkisar 0 sampai 3,5 m. Pada lapisan termoklin, nilai d hanya terdeteksi di Stasiun 5 dan 6 masing-masing berkisar -10,5 sampai 8 m dan -6,5 sampai 9 m. Adapun di Stasiun 7 nilai d berkisar -3 sampai 3 m, dengan intensitas yang relatif rendah.

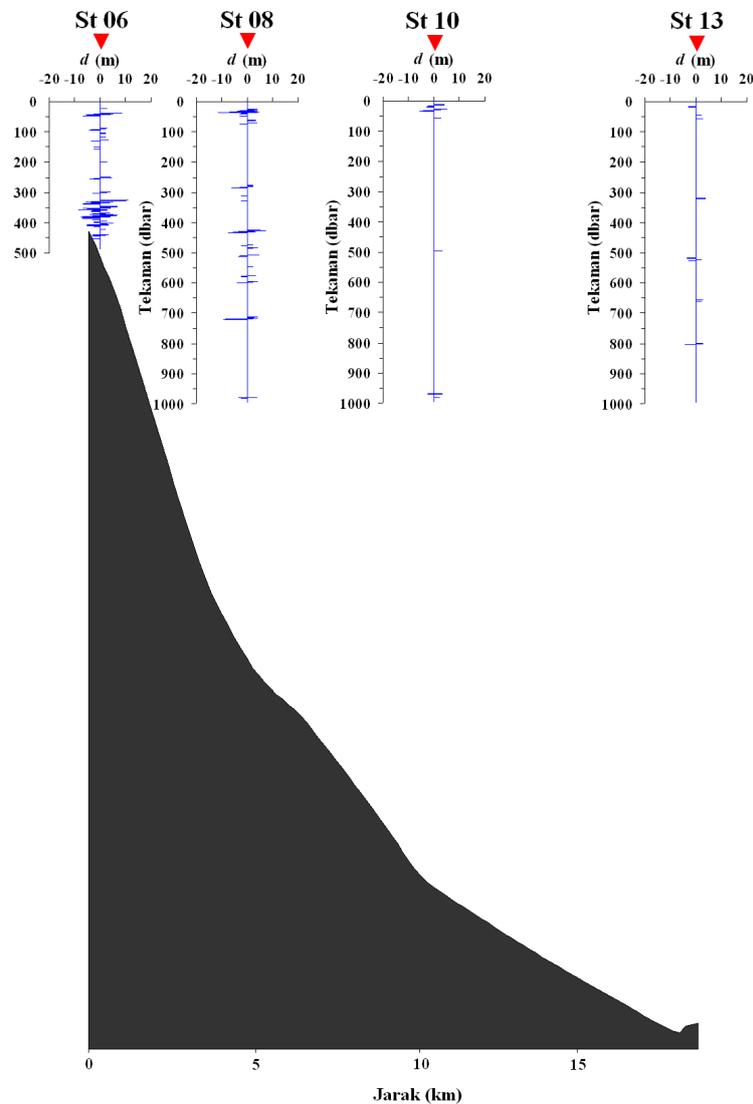
Pada lapisan dalam, nilai d untuk Stasiun 5, 6, dan 7 masing-masing berada dalam kisaran -5

sampai 4,5 m; -8,5 sampai 11 m; dan -26 sampai 27,5 m. Secara keseluruhan, perpindahan pada lapisan dalam ini memiliki kisaran tertinggi dibandingkan dengan dua lapisan di atasnya. Kondisi ini diduga akibat rendahnya nilai stabilitas massa air pada lapisan ini. Profil d di Stasiun 7 juga memperlihatkan intensitas tertinggi inversi densitas terjadi pada lapisan dalam (> 400 m). Fenomena ini diduga terkait dengan posisi stasiun 7 yang berada di dekat perairan pantai yang curam sehingga interaksi antara arus dan topografi dasar perairan akan meningkatkan turbulensi pada lapisan dekat dasar. Tingginya nilai L_T pada lapisan dalam juga dapat disebabkan hamburan gelombang internal karena interaksinya dengan topografi dasar.

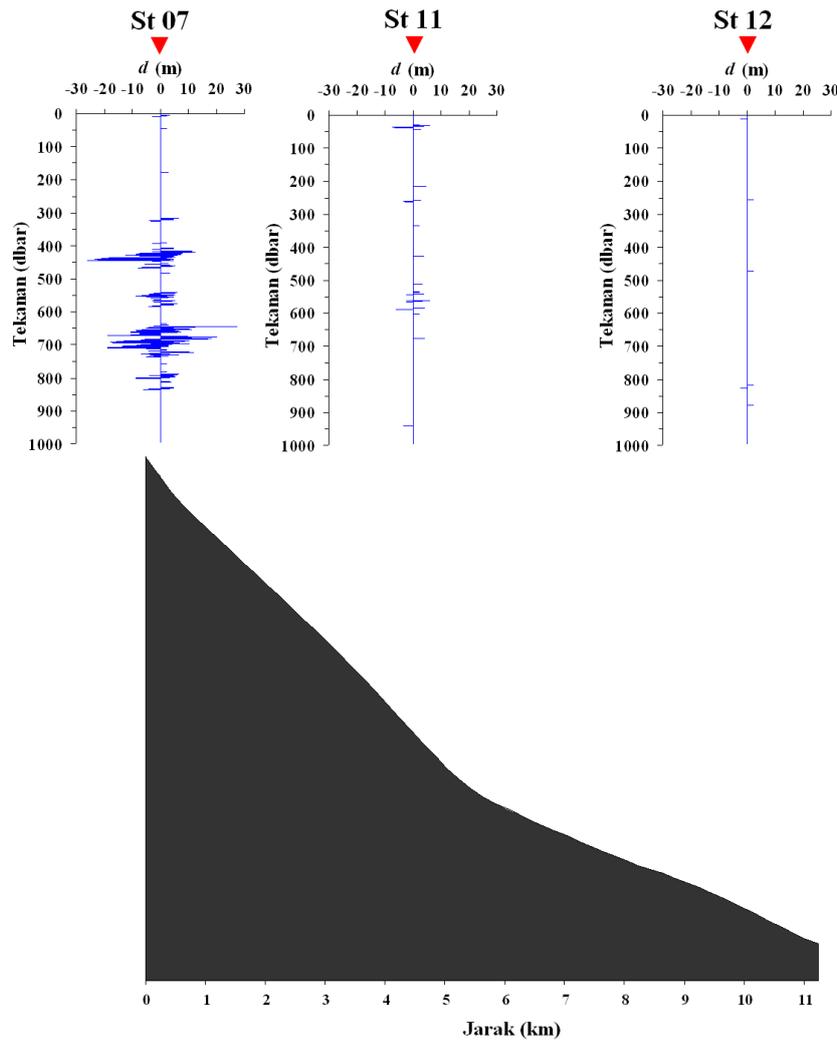
Menjauhi pintu kanal, di Stasiun 8 hingga

15 nilai perpindahan d makin mengecil. Di Stasiun 8, inversi densitas hanya terjadi pada lapisan termoklin dan lapisan dalam, keduanya memiliki kisaran perpindahan -11,5 sampai 5 m; dan -9,5 m sampai 7,5 m. Di Stasiun 9, tidak terdeteksi adanya perpindahan parcel massa air baik pada lapisan permukaan tercampur, sedangkan pada lapisan termoklin memiliki kisaran -3 m sampai 0 m. Pada lapisan dalam di Stasiun 9, perpindahan memiliki kisaran -6 sampai 6,5 m.

Di Stasiun 10 dan 11, perpindahan parcel massa air teridentifikasi hanya pada lapisan termoklin dengan kisaran d masing-masing -5,5 sampai 5,5 m dan -7,5 sampai 6 m. Relatif jarangya distribusi perpindahan kedua stasiun ini diduga akibat tingginya stabilitas massa air.



Gambar 6. Profil perpindahan Thorpe (d) Stasiun 6, 8, 10, dan 13 beserta topografi latar antarstasiun (lanjutan).



Gambar 7. Profil perpindahan Thorpe (d) Stasiun 7, 11, dan 12 beserta topografi latar antarstasiun (lanjutan).

Di Stasiun 12, 13, dan 14; perpindahan parcel massa air teridentifikasi hanya pada lapisan termoklin dan lapisan dalam. Pada lapisan termoklin kisaran d masing-masing -2,5 sampai 2,5 m; -3 sampai 3 m; dan -2,5 sampai 3 m. Adapun di Stasiun 15, karena lokasi stasiun ini yang relatif tertutup dari pengaruh aliran Selat Alor, maka memiliki stabilitas massa air cukup tinggi tidak mampu diimbangi oleh kecilnya *shear* arus di lokasi ini.

Disipasi energi kinetik turbulen

Estimasi nilai rata-rata energi kinetik turbulen pada lapisan permukaan tercampur, lapisan termoklin, dan lapisan dalam di masing-masing stasiun disajikan dalam Tabel 1. Tingginya nilai disipasi energi kinetik turbulen mengindikasikan dilepaskannya sejumlah energi

kinetik turbulen untuk memodifikasi struktur massa air yang terjadi dalam proses pencampuran. Dari keseluruhan stasiun, nilai disipasi energi kinetik turbulen yang tinggi terdapat pada alur Selat Alor, yakni di stasiun 1, stasiun 3 dan 4 (bagian dalam kanal), dan stasiun 5 (pintu selat sebelah selatan). Kondisi ini menunjukkan bahwa dalam sistem aliran kanal selat, jumlah energi kinetik dalam aliran turbulen yang dilepaskan (terdisipasi) lebih besar dibandingkan pada lokasi-lokasi di luar alur kanal. Identifikasi lebih lanjut terhadap profil disipasi energi kinetik turbulen *eddy* kaitannya dengan kondisi topografi dasar perairan memperlihatkan bahwa intensitas pelepasan energi yang tinggi terjadi di lapisan bawah dekat dasar dan pada area di dekat ambang. Dengan ungkapan lain, keberadaan ambang memicu pelepasan energi kinetik turbulen *eddy*. Secara umum, nilai ϵ pada alur kanal Selat Alor juga relatif lebih tinggi

Tabel 1. Nilai rata-rata disipasi energi kinetik turbulen eddy pada lapisan tercampur, lapisan termoklin, lapisan dalam di masing-masing stasiun

Stasiun	Disipasi Energi Kinetik Turbulen Eddy, ε ($W\ kg^{-1}$)		
	Lapisan Tercampur	Lapisan Termoklin	Lapisan Dalam
1	$3,77 \times 10^{-7}$	$2,29 \times 10^{-6}$	$1,15 \times 10^{-6}$
2	$7,57 \times 10^{-8}$	$3,65 \times 10^{-6}$	$1,89 \times 10^{-7}$
3	$4,75 \times 10^{-8}$	$1,65 \times 10^{-6}$	$9,30 \times 10^{-7}$
4	0	$1,72 \times 10^{-6}$	$5,34 \times 10^{-7}$
5	0	$1,41 \times 10^{-6}$	$3,97 \times 10^{-8}$
6	0	$1,29 \times 10^{-6}$	$2,62 \times 10^{-7}$
7	$1,15 \times 10^{-7}$	$3,63 \times 10^{-8}$	$3,21 \times 10^{-7}$
8	0	$7,22 \times 10^{-7}$	$1,09 \times 10^{-8}$
9	0	$9,06 \times 10^{-9}$	$3,26 \times 10^{-9}$
10	0	$2,71 \times 10^{-7}$	$3,82 \times 10^{-10}$
11	0	$2,45 \times 10^{-7}$	$2,97 \times 10^{-9}$
12	0	$6,09 \times 10^{-9}$	$2,56 \times 10^{-10}$
13	-	$3,95 \times 10^{-8}$	$2,57 \times 10^{-9}$
14	0	$2,05 \times 10^{-8}$	$5,34 \times 10^{-9}$
15	0	$1,26 \times 10^{-7}$	$4,32 \times 10^{-9}$

Tabel 2. Nilai rata-rata difusivitas eddy vertikal pada lapisan tercampur, lapisan termoklin, dan lapisan dalam di masing-masing stasiun.

Stasiun	Difusivitas Eddy Vertikal, K_p ($m^2\ s^{-1}$)		
	Lapisan Tercampur	Lapisan Termoklin	Lapisan Dalam
1	$3,8 \times 10^{-3}$	$1,8 \times 10^{-3}$	$7,6 \times 10^{-3}$
2	$6,1 \times 10^{-4}$	$2,9 \times 10^{-3}$	$2,8 \times 10^{-3}$
3	$4,1 \times 10^{-4}$	$1,2 \times 10^{-3}$	$1,1 \times 10^{-2}$
4	0	$1,6 \times 10^{-3}$	$4,0 \times 10^{-3}$
5	0	$1,9 \times 10^{-3}$	$2,7 \times 10^{-4}$
6	0	$9,2 \times 10^{-4}$	$2,0 \times 10^{-3}$
7	$9,4 \times 10^{-4}$	$3,5 \times 10^{-5}$	$3,9 \times 10^{-3}$
8	0	$9,6 \times 10^{-4}$	$1,6 \times 10^{-4}$
9	0	$1,1 \times 10^{-5}$	$5,9 \times 10^{-5}$
10	0	$3,6 \times 10^{-4}$	$7,0 \times 10^{-6}$
11	0	$2,8 \times 10^{-4}$	$5,9 \times 10^{-5}$
12	0	$1,1 \times 10^{-5}$	$5,0 \times 10^{-6}$
13	-	$4,6 \times 10^{-5}$	$3,2 \times 10^{-5}$
14	0	$3,0 \times 10^{-5}$	$9,0 \times 10^{-5}$
15	0	$1,5 \times 10^{-4}$	$4,2 \times 10^{-5}$

dibandingkan pada stasiun-stasiun di luar selat. Hal ini diduga berkaitan dengan interaksi aliran dengan dasar perairan yang lebih dangkal, di mana akan terjadi peningkatan nilai *shear* arus. Finnigan *et al.* (2002) menyatakan bahwa topografi dasar (pada *ridge*) perairan memiliki peran terhadap meningkatnya nilai percampuran.

Estimasi difusivitas Eddy vertikal

Tingginya disipasi energi kinetik turbulen pada bagian utara dan dalam Selat Alor merupakan indikasi kuatnya percampuran vertikal massa air.

Tabulasi nilai K_p setiap lapisan dan rata-ratanya di masing-masing stasiun disajikan pada Tabel 2. Pada lapisan termoklin, untuk stasiun-stasiun di sebelah utara selat hingga mulut selatan selat (Stasiun 1 hingga 6) memiliki 0 (10^{-3}) $m^2\ s^{-1}$ (Stasiun 6 $K_p = 9,2 \times 10^{-4} \approx 10^{-3}$). Konsentrasi nilai difusivitas berada pada lapisan dekat dasar dan di dekat ambang menandakan bahwa difusivitas vertikal ini diduga dipicu oleh turbulensi akibat adanya interaksi antara topografi dasar yang mendangkal serta ambang dengan aliran selat. Pola seperti ini mirip dengan yang didapat oleh Finnigan *et al.* (2002) dan Hatayama *et al.* (2004).

Secara keseluruhan, nilai rata-rata K_p di perairan Selat Alor dapat dikategorikan menjadi dua kelompok, kelompok pertama adalah perairan sebelah utara dan dalam selat (stasiun 1 hingga 7) yang memiliki nilai K_p dengan $O(10^{-3})$ (di Stasiun 6, $K_p = 8.82 \times 10^{-4} \sim 10^{-3}$); dan perairan sebelah selatan yang memiliki orde bervariasi antara 10^{-4} , 10^{-5} , dan 10^{-6} . Terdapat keterbatasan atas estimasi nilai K_p dalam penelitian ini, yakni tidak tercakupnya profil K_p dalam satu periode pasang-surut (pasut), sehingga tidak dapat dikonfirmasi lebih lanjut dinamika temporal kaitannya dengan pasut internal di perairan Selat Alor.

Kesimpulan

Kuatnya turbulensi akibat interaksi antara aliran massa air dengan topografi dasar selat menghasilkan tingginya difusivitas eddy vertikal pada bagian dalam selat. Difusivitas eddy vertikal yang tinggi relatif terkonsentrasi pada lapisan dekat dasar. Hal ini menandakan bahwa kondisi ini dipicu oleh turbulensi akibat interaksi antara topografi dasar yang mendangkal karena adanya ambang dengan aliran selat.

Ucapan Terima Kasih

Tulisan ini merupakan hasil riset bersama antara LIPI-DIKTI. Penulis mengucapkan terimakasih pada Kru KR. Baruna Jaya VII atas bantuannya dalam akuisisi data.

Daftar Pustaka

Atmadipoera, A., R. Molcard, G. Madec, S. Wijffels, J. Sprintall, A. Koch-Larrouy, I. Jaya, A. Supangat. 2009. Characteristics and variability of the Indonesian Throughflow water at the outflow straits. *Deep-Sea Res. I* 56: 1942-1954. doi: 10.1016/j.dsr.2009.06.004

Finnigan, T. D., D. S. Luther, R. Lukas. 2002. Observation of enhanced diapycnal mixing near the Hawaiian Ridge. *J. Phys. Oceanogr.* 32:2988-3002. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485\(2002\)032<2988:OOEDMN>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485(2002)032<2988:OOEDMN>2.0.CO;2)

Galbraith, P. S., D. E. Kelley. 1996. Identifying overturns in CTD profiles. *J. Atmos. and Ocean. Tech.* 13: 688-702.

Gordon, A. L. 2005. Oceanography of the Indonesian Seas and their Throughflow. *Oceanography* 18:

14-27. doi: [http:// dx.doi.org / 10.5670/oceanog.2005.01](http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2005.01)

Gordon A. L., R. D. Susanto, A. Ffield, B. A. Huber, W. Pranowo, S. Wirasantosa. 2008. Makassar Strait throughflow, 2004 to 2006. *Geophys. Res. Lett.* 35: 1-5. doi: 10.1029/2008GL036372

Guo P., F. Wendong, G. Zijun, C. Rongyu, L. Xiaomin. 2006. Internal tide characteristics over northern South China Sea continental slope. *Chin. Sci. Bull.* 51, Supp. II: 17-25. doi: 10.1007/s11434-006-9017-y

Hatayama, T. 2004. Transformation of the Indonesian Throughflow water by vertical mixing and its relation to tidal generated internal wave. *J. Oceanogr.* 60:569-585. doi: 10.1023/B:JOCE.0000038350.32155.cb

Johnson, H. L., C. Garrett. 2004. Effects of noise on Thorpe scale and run lengths. *J. Phys. Oceanogr.* 34: 2359-2372.

Koch-Larrouy A., G. Madec, P. Bouruet-Aubertot, T. Gerkema. 2007. On the transformation of Pacific Water into Indonesian Throughflow water by internal tidal mixing. *Geophys. Res. Lett.* 34: 1-6. doi: 10.1029/2006GL028405

Robertson R., A. Ffield. 2005. M_2 baroclinic tides in the Indonesian Seas. *Oceanography*, 18:62-73.

Sprintall, J., S. E. Wijffels, R. Molcard, I. Jaya. 2009. Direct estimates of the Indonesian Throughflow entering the Indian Ocean: 2004-2006. *J. Geophys. Res.* 114. C07001. doi: 10.1029/2008JC005257

Susanto, R D, A. Ffield, A. Gordon and T.R. Adi. 2012. Variability of Indonesian throughflow with Makassar Strait: 2004-2009. *J. Geophys. Res.*, 117, C09013, doi:10.1029/2012JC008096.

Van Aken, H. M., I. S. Brodjonegoro, I. Jaya. 2009. The deep-water motion through the Lifamatola Passage and its contribution to the Indonesian Throughflow. *Deep-Sea Res.* 56:1203-1216. doi: 10.1016/j.dsr.2009.02.001

Wallace, M. I., M. P. Meredith, M. A. Brandon, T. J. Sherwin, A. Dale, A. Clarke. 2008. On the characteristics of internal tides and coastal upwelling behaviour in Marguerite Bay, west Antarctic Peninsula. *Deep-Sea Res. II* 55: 2023-2040. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr2.2008.04.033>