



Variabilitas suhu laut pada kejadian IOD (*Indian Ocean Dipole*) di perairan barat Sumatera menggunakan data Argo Float

Sea temperature variability during IOD (Indian Ocean Dipole) events in West Sumatra Waters by using Argo Float data

Hanani Adiwira^{1*}, Noir P. Purba^{1,2}, Syawaludin A. Harahap², Mega L. Syamsuddin²

¹KOMITMEN Research Group, Universitas Padjajaran. Jl. Raya Bandung Sumedang Km. 21, Hegarmanah, Jatinangor, Kabupaten Sumedang, Jawa Barat 45363; ²Departemen Ilmu Kelautan, Fakultas Perikanan dan Ilmu Kelautan, Universitas Padjajaran. Jl. Raya Bandung Sumedang Km. 21, Hegarmanah, Jatinangor, Kabupaten Sumedang, Jawa Barat 45363; Email korespondensi: hanani.adiwira@yahoo.com

Abstract. *The objective of the research was to analyze the vertical variability of the water column in the West Sumatra waters. The data used to analyze the vertical variability was the temperature data sets from Argo float instruments which were operated from 2009 to 2011 in the West Sumatran sea region. The secondary data that used was the geostrophic current data sets which obtained from the Jason image satellite also sea temperature anomaly data. The method used in this research is by analyzing temporally and spatially and then describing while comparing the data. The result of the research showed that IOD formed from June to July with the peak of IOD was from September to November and the disintegration starts in December. The SST average on 2009 (Neutral IOD) during peak phase of IOD was 29.060C, in 2010 (Negative IOD) the SST mean is 28.690C, in 2011 (Positive IOD) the SST mean was 28.790C. The result from spatial analyzes showed that the strong IOD was the main reason for the movement of the mixed layer in West Sumatra waters, so the warm water cannot be found around the West Sumatra waters. The upper boundary depth of thermocline during peak phase of 2009's neutral IOD starts from September was on 82.59 m, in October was 86.12 m and in November was 89.5 m. In September 2010 the upper thermocline boundary was found on 89.06 m deep, in October was 104.05 m, and in November was 107.36 m, the thermocline got deeper because the input of water masses from West Indian Ocean intensifies because of negative IOD event. In September 2011 the upper thermocline boundary was found on 64.16 m, in October was 75.35 m and in November was 79.88 m. The thermocline found more shallow because the mixed layer on East Indian Ocean moved westward so the thermocline lifted up to fill the water column emptiness.*

Keywords: IOD, west Sumatra, mixed layer, thermocline, vertical temperature

Abstrak. Penelitian ini bertujuan mengkaji variabilitas kolom air secara vertikal di perairan Barat Sumatera. Data yang digunakan yaitu data suhu dari instrumen Argo float yang beroperasi di perairan Barat Sumatera tahun 2009 – 2011. Data pendukung yaitu data arus geostropik yang diperoleh yang diperoleh dari citra Jason selain itu digunakan data suhu anomali laut. Metode yang digunakan adalah analisis temporal dan spasial serta deskriptif komparatif. Hasil penelitian menunjukkan proses pembentukan IOD terjadi pada Juni – Agustus kemudian mencapai puncak pada September – November dan proses peluruhannya pada Desember. Rata – rata SPL pada fase puncak tahun 2009 (IOD netral) yaitu 29.06°C; pada 2010 (IOD negatif) yaitu 28.69°C; dan pada 2011 (IOD positif) yaitu 28.79°C. Berdasarkan analisis spasial IOD dengan intensitas kuat mengakibatkan pergerakan massa air hangat melewati perairan Barat Sumatera sehingga tidak terdeteksi lagi di lokasi ini. Batas atas termoklin pada fase puncak IOD 2009 (September) yaitu 82.59 m; Oktober sekitar 86.12 m dan November mencapai 89.5 m. Selanjutnya pada 2010 yaitu pada September sekitar 89.06 m; Oktober sekitar 104.05 m dan November mencapai 107.36 m. Terlihat, termoklin semakin dalam karena massa air hangat dari Hindia Barat yang mengisi perairan Barat Sumatera menjadi semakin kuat pada fase IOD negatif. Sebaliknya, pada September 2011 termoklin berada pada kedalaman 64.16 m; Oktober pada kedalaman 75.35 m dan November sekitar 79.88 m. Pada periode ini termoklin terdeteksi lebih dangkal karena lapisan *mixed layer* bergerak ke Hindia Barat dan kekosongannya diisi lapisan termoklin.

Kata kunci: IOD, barat Sumatera, *mixed layer*, termoklin, suhu vertikal



Pendahuluan

Variabilitas suhu perairan daerah tropis, khususnya di Samudera Hindia dan Samudera Pasifik sangat bervariasi, karena adanya interaksi yang kuat antara atmosfer dan lautan. Salah satu perairan yang terkena dampak variabilitas suhu di Samudera Hindia yaitu perairan barat Sumatera (Rudi *et al.*, 2005). Salah satu penyebabnya adalah fenomena *Indian Ocean Dipole* (IOD). IOD didefinisikan sebagai gejala anomali suhu permukaan laut (SPL) di Samudera Hindia sebelah selatan India dan di perairan Indonesia, tepatnya di sekitar wilayah Barat Sumatera (Saji *et al.*, 2003).

Jika ditinjau dari profil vertikal, fenomena IOD dapat di deteksi dengan melihat variabilitas suhu perairan (Sakova, 2010). Pergerakan massa air pada IOD fase negatif atau positif, secara vertikal dapat terlihat sampai lapisan termoklin. Oleh karena itu, intensitas IOD dapat dideteksi dari profil serta nilai dan variabilitas suhu vertikal perairan.

Profil vertikal laut dapat divisualisasikan menggunakan data suhu dan salinitas yang diukur salah satunya oleh instrumen Argo float. Argo float merekam data suhu dan salinitas laut secara vertikal sampai kedalaman 2000 m. Kelebihan data Argo float adalah instrumen ini tersebar di berbagai perairan sehingga mencakup wilayah yang luas dan dapat menggambarkan pola spasial ataupun temporal (Riser, 2016).

Penelitian menggunakan data Argo float antara lain dilaporkan Iwasaka *et al.* (2006) yang menganalisis variabilitas *mixed layer* di perairan Pasifik Timur. Pant *et al.* (2015) mengobservasi variabilitas tahunan perairan permukaan Teluk Bengal. Hasilnya menunjukkan kondisi oseanik dan atmosferik di Teluk Bengal berasosiasi dengan IOD positif dibandingkan *El Nino Southern Oscillation* (ENSO).

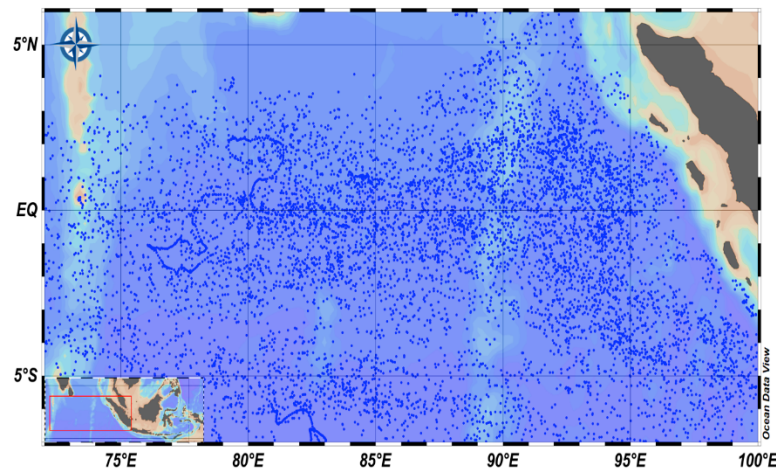
Kejadian IOD (negatif atau positif) ditentukan oleh nilai indeks DMI pada tahun itu, apakah di atas atau di bawah standar deviasi suhu; 0.488°C . Berdasarkan kriteria ini, tahun 2006, 2011, dan 2012 merupakan *event* atau kejadian IOD positif, dan tahun 2010 *event* IOD negatif (Pant *et al.*, 2015).

Beberapa penelitian terdahulu umumnya menganalisis karakteristik oseanografi pada satu event yang divisualisasikan secara horizontal. Oleh karena itu, penelitian ini menganalisis variabilitas suhu secara vertikal pada tiga kejadian IOD (negatif, positif dan netral), dan pengaruhnya terhadap variabilitas perairan mulai dari proses pembentukan, pematangan, dan peluruhannya.

Bahan dan Metode

Waktu dan tempat

Penelitian sudah dilaksanakan pada Februari s.d April 2017. Pengolahan data dilakukan di Laboratorium Komputer Fakultas Perikanan dan Ilmu Kelautan Universitas Padjadjaran. Wilayah penelitian meliputi perairan barat Sumatera, dengan posisi geografis $72^{\circ}\text{BT} - 100^{\circ}\text{BT}$ dan $6^{\circ}\text{LU} - 7^{\circ}\text{LS}$ (Gambar 1). Pemilihan lokasi ini karena area ini mendapat pengaruh dari IOD, sehingga dapat dianalisis pengaruhnya terhadap variabilitas perairan.



Gambar 1. Peta Lokasi Penelitian. Titik-titik berwarna biru merupakan posisi stasiun data Argo float.

Metode

Metode penelitian menggunakan analisis temporal dan spasial serta deskriptif komparatif. Analisis spasial meliputi pengolahan data sekunder secara spasial yang divisualisasikan menggunakan software sehingga menghasilkan *output* berupa profil vertikal. Analisis temporal meliputi pengolahan data sekunder berdasarkan kedalaman perairan per bulan. Analisis vertikal temporal digunakan untuk mengidentifikasi perbandingan variabilitas suhu secara vertikal pada *event* IOD dengan fase yang berbeda (positif, negatif dan netral).

Jenis dan format data

Pada penelitian ini digunakan data tahun 2009 – 2011. Tahun 2009 sebagai IOD netral, 2010 sebagai IOD negatif dan 2011 sebagai IOD positif. Data yang digunakan setiap tahunnya diambil dari Juli – Desember. Data yang digunakan adalah data suhu yang diperoleh dari Argo float, dan data indeks DMI (Dipole Mode Index). Data suhu dari Argo float diunduh dari *database* <http://argoweb.whoi.edu/>. Argo float muncul ke permukaan umumnya setiap 10 hari lalu mentransmit data yang sudah direkam dari kedalaman 2000 m – permukaan (Gould, 2005), pada penelitian ini hanya digunakan data dari kedalaman 300 m hingga permukaan. Untuk data suhu Argo float digunakan data bulanan yang dirata – ratakan menggunakan software Ocean Data View (ODV). Data penunjang yang digunakan yaitu data arus geostropik. Data arus geostropik berguna untuk melihat pergerakan massa air dan pengaruhnya terhadap profil laut secara vertikal, sehingga dapat dikorelasikan dengan fenomena *upwelling* dan naiknya lapisan termoklin. Data tersebut berasal dari satelit JASON dengan resolusi 0.25° dan komposit bulanan yang dapat diunduh di alamat <http://pifsc-oceanwatch.irc.noaa.gov/erddap/>. Data anomali suhu permukaan laut berguna untuk melihat korelasi antara pergerakan arus dengan suhu, juga korelasi IOD terhadap pengaruh tekanan yang diakibatkan oleh SST, data tersebut dapat diunduh di alamat <http://coastwatch.pfeg.noaa.gov/erddap/>. Data DMI diperoleh dari *Japan Agency For – Marine Earth Science And Technology* (JAMSTEC) diunduh di www.jamstec.go.jp. Format data suhu dan indeks DMI berupa komposit bulanan yang digunakan memiliki selang 3 tahun (2009 – 2011). Data DMI yang diunduh merupakan data bulanan.

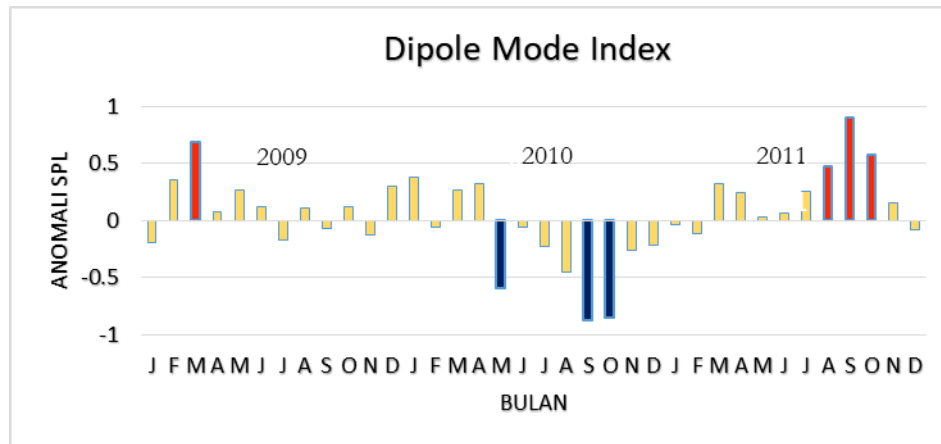
Hasil

Pola IOD tahun 2009 – 2011

Pada rentang tahun 2009 – 2011 kekuatan fenomena IOD sangat berbeda nilainya, untuk mengetahui kekuatan fenomena IOD dapat diidentifikasi dengan menggunakan *Dipole Mode Index* (DMI) (Saji *et al.* 1999). Indeks ini berupa anomali SPL yang didefinisikan sebagai



perbedaan anomali SPL Samudera Hindia bagian Barat dan Samudera Hindia bagian Timur. Pengamatan IOD dibagi menjadi dua fase yaitu IOD positif dan IOD negatif. Gambar 2 memperlihatkan grafik indeks IOD pada tahun 2009 – 2011.



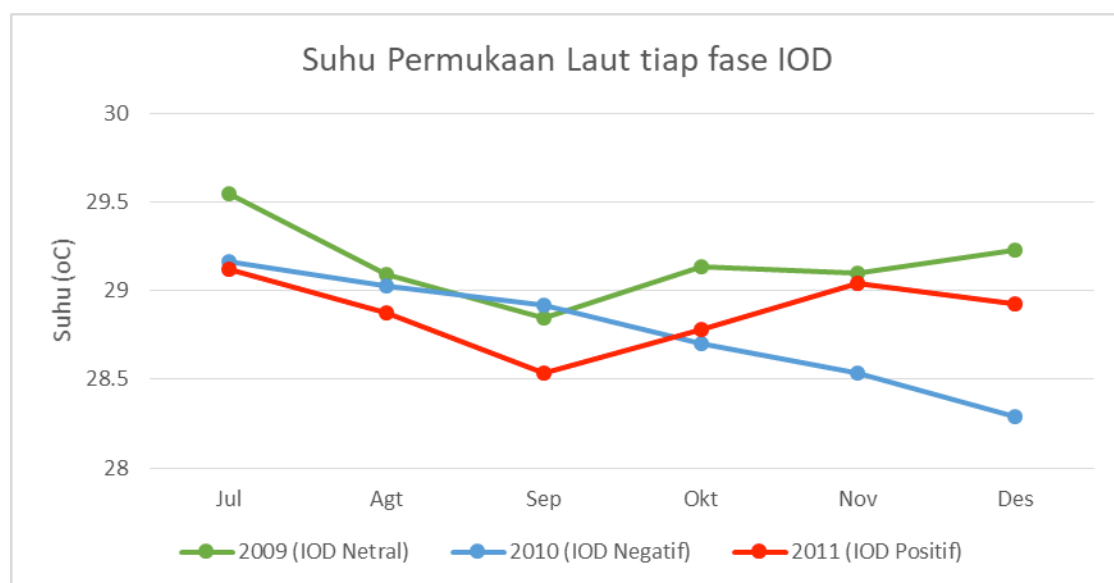
Gambar 2. Indeks IOD Tahun 2009 - 2011

Ket: ■ IOD Positif ($>0.48^{\circ}\text{C}$) ■ IOD Negatif ($>-0.48^{\circ}\text{C}$)

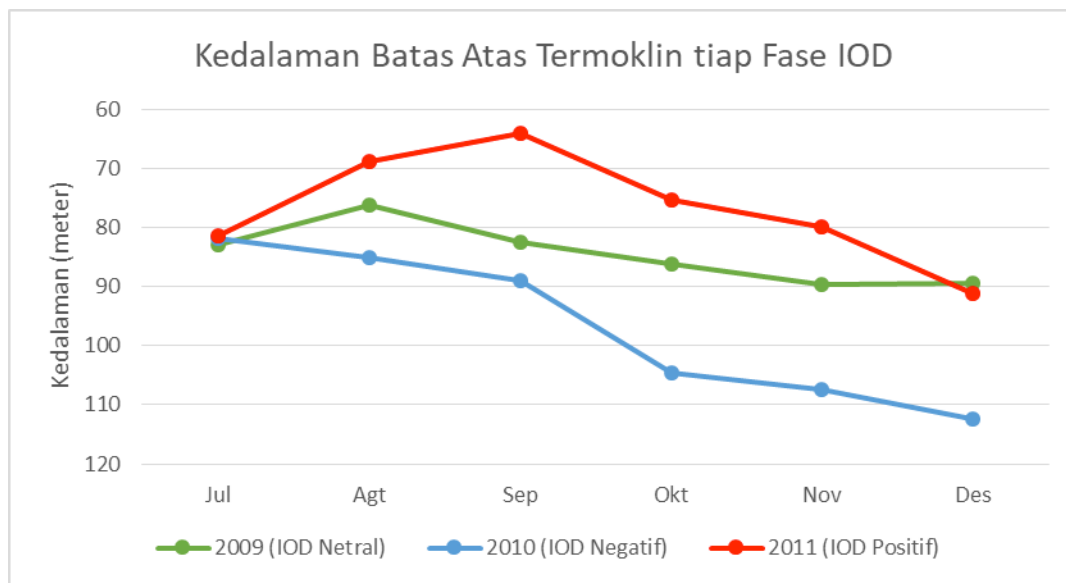
Variabilitas perairan barat Sumatera pada fase IOD

IOD mulai terbentuk sejak Juni atau Juli lalu mencapai puncak mulai September dan proses peluruhan terjadi pada Desember. Visualisasi perubahan suhu laut sejak Juli hingga Desember selama penelitian (2009-2011) dapat dilihat dari perbedaan pola sebaran suhu pada masing – masing fase IOD.

Anomali suhu juga dapat dilihat dari lapisan batas atas termoklin. Anomali pergerakan angin pada fase IOD menyebabkan anomali arus, yang mengakibatkan anomali di lapisan permukaan laut. Dampaknya terlihat mulai dari lapisan *mixed layer* sampai termoklin. Pergerakan *mixed layer* ini menentukan terjadinya *upwelling* atau *downwelling* di suatu perairan (Gambar 4).



Gambar 3. Perbandingan Suhu Permukaan Laut Tiap Fase IOD

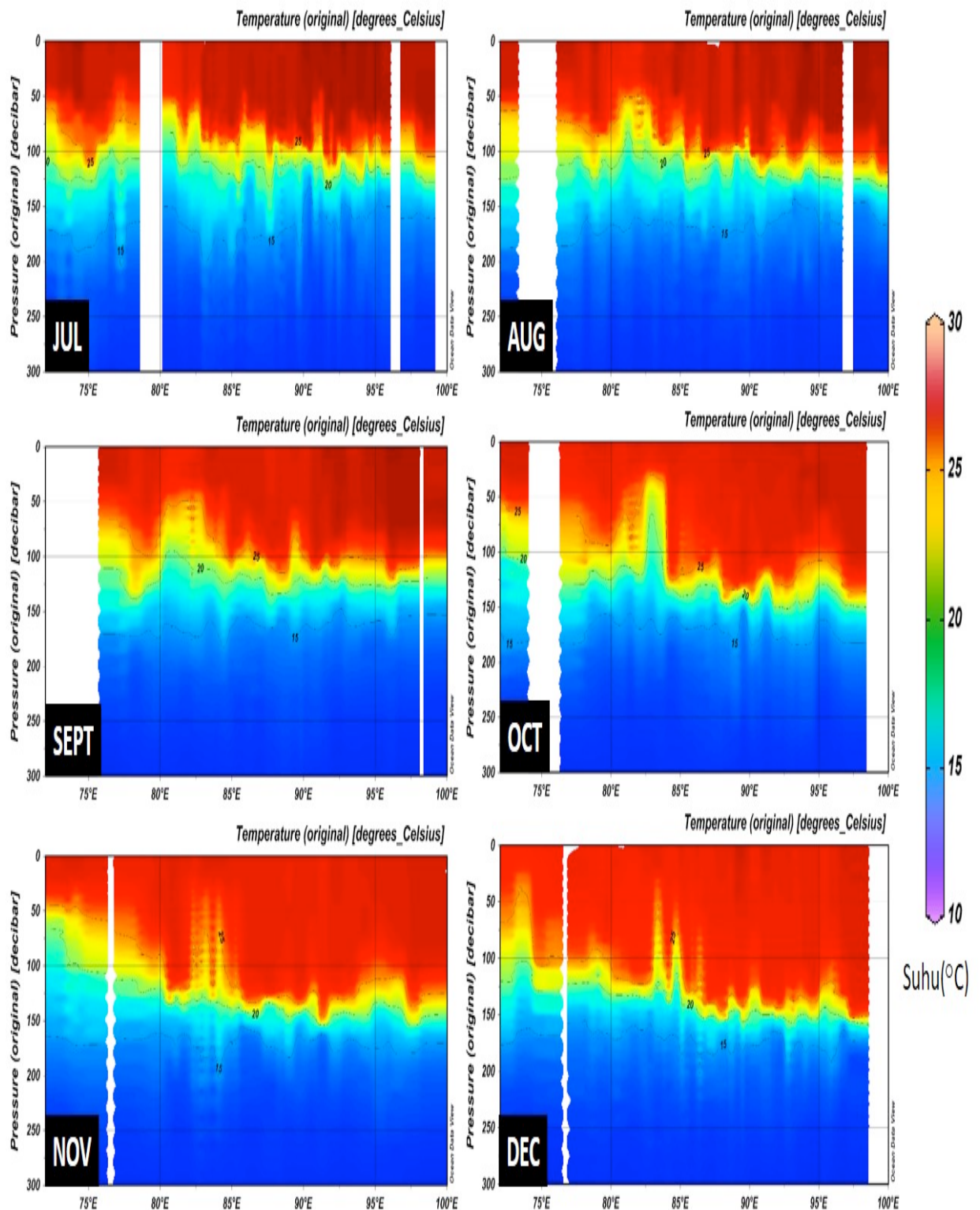


Gambar 4. Perbandingan Batas Atas Termoklin Tiap Fase IOD

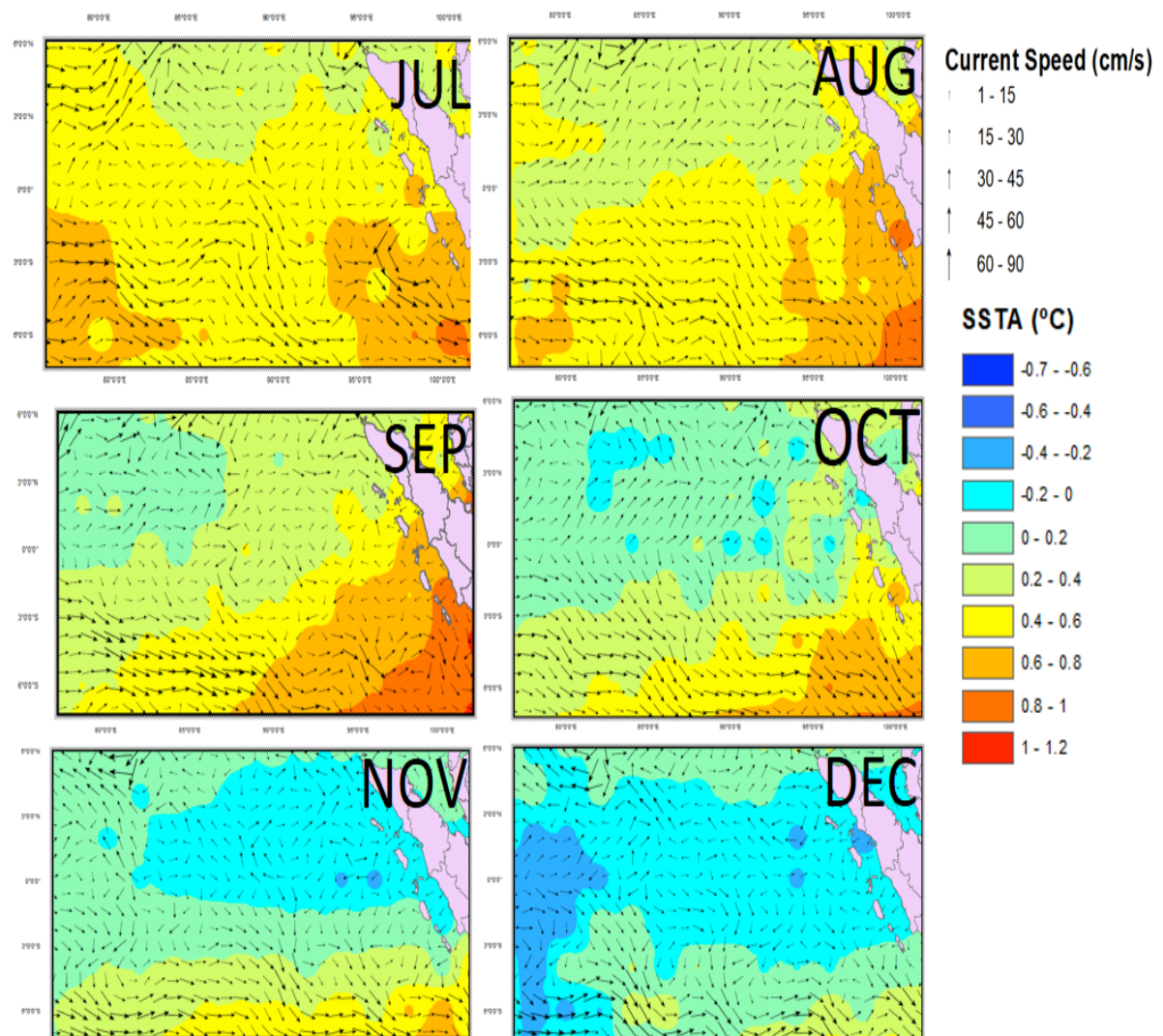
Profil vertikal suhu fase IOD negatif

Salah satu pemicu terjadinya IOD negatif yaitu anomali ABE yang pergerakannya menjadi lebih kuat dibandingkan kondisi netral, menyebabkan massa air dengan suhu yang lebih hangat yang seharusnya berada di Samudera Hindia Timur terdorong hingga ke perairan Indonesia di barat Sumatera bahkan sampai ke perairan Australia. Karena gesekan dari ABE yang lebih kuat, maka lapisan *mixed layer* selama pergerakan ABE akan terus terbawa dan menghasilkan massa air hangat yang bergerak menuju Samudera Hindia Timur. Pada sisi lain yaitu di Samudera Hindia Barat menyebabkan naiknya lapisan termoklin. Sakova (2010) menjelaskan bahwa pada fase IOD negatif massa air hangat terkumpul di perairan Samudera Hindia Timur, menyebabkan *downwelling*. Sementara di perairan Samudera Hindia Barat terjadi *upwelling* karena lapisan *mixed layer* bergerak ke arah timur mengakibatkan naiknya lapisan termoklin di Samudera Hindia Barat. Suhu perairan yang dingin di Hindia Barat dan sebaliknya hangat di Samudera Hindia Timur memperkuat anomali pergerakan angin (berbeda dengan normalnya), yang bergerak dari tekanan tinggi menuju tekanan rendah. Profil vertikal suhu perairan pada fase IOD negatif (Juli-Desember) 2010 ditampilkan pada Gambar 5.

Gambar 6 memperlihatkan pergerakan arus yang terjadi mulai dari proses pembentukan (Juli) hingga puncak (September) dan diakhiri dengan proses peluruhan (Desember). Pergerakan arus ini sendiri memberikan pengaruh yang sangat besar terhadap anomali massa air, karena pergerakan arus ini yang menjadi awal mula terbentuknya anomali kolom massa air *mixed layer* dan termoklin ketika terjadinya IOD.



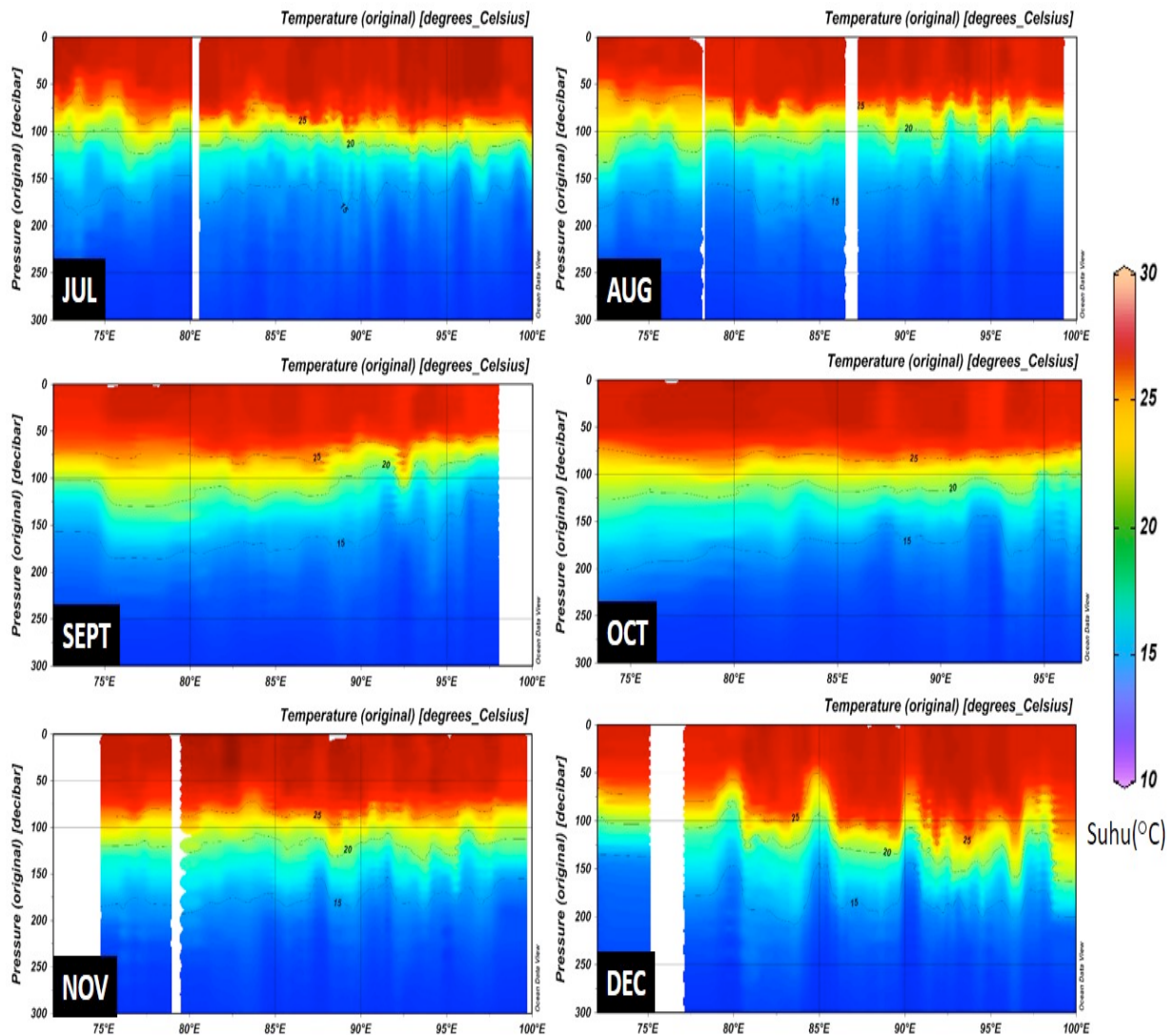
Gambar 5. Profil Suhu Vertikal Bulan Juli – Desember Tahun 2010



Gambar 6. . Peta Arus Geostropik dan ASPL Bulan Juli – Desember 2010 (IOD Negatif)

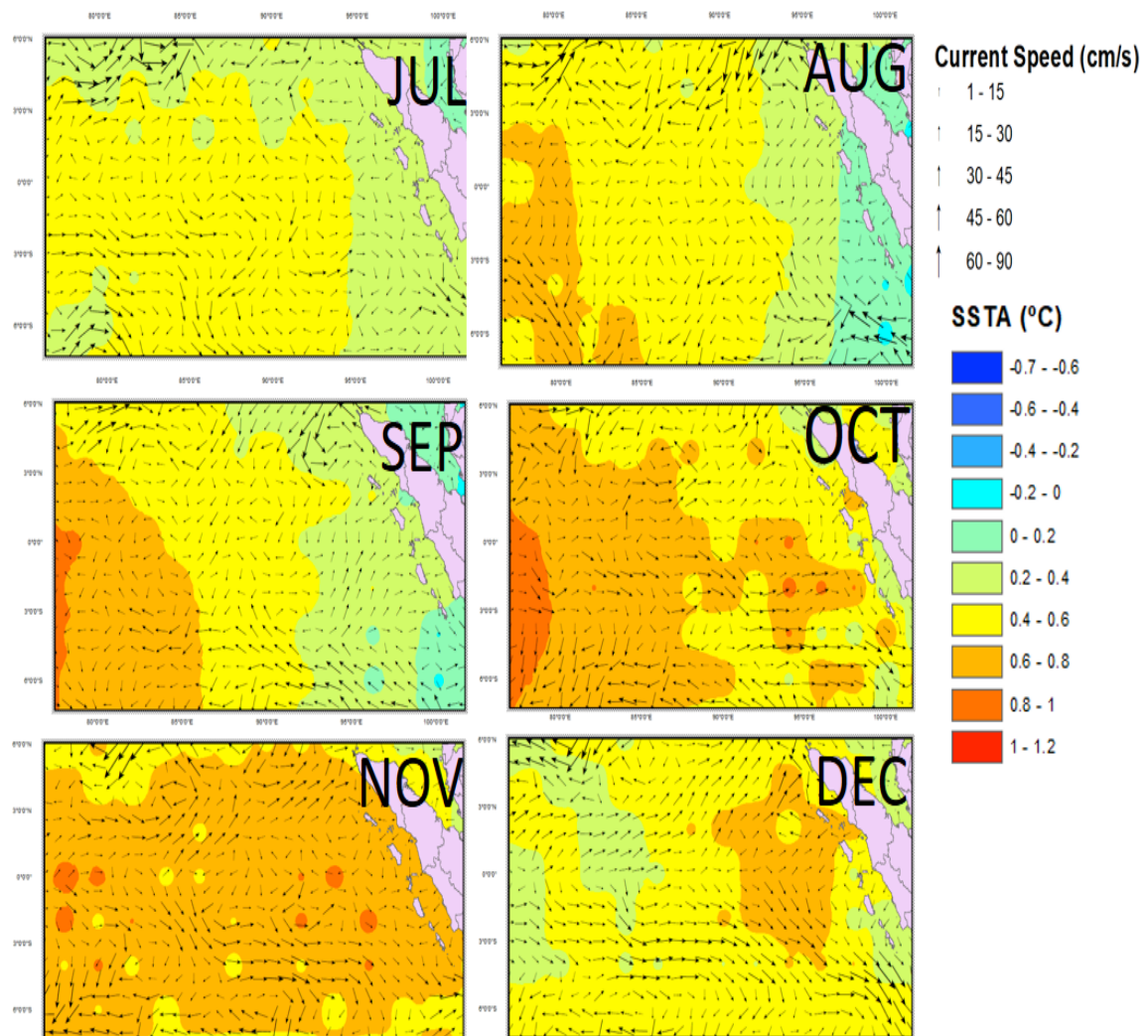
Profil vertikal suhu fase IOD positif

Pada 2011 terjadi fase IOD positif yang terbentuk mulai Juni dan mencapai puncak pada November, lalu luruh pada Desember. Pembentukan IOD positif dimulai dengan anomali SPL yang mendingin di perairan pantai Sumatera – Jawa pada Mei – Juni (Sakova, 2010). Angin Barat Khatulistiwa yang normalnya berhembus di bagian khatulistiwa selama Juni – Agustus mengalami anomali, hingga melemah bahkan berbalik arah. Sebaliknya, angin dari arah timur berasosiasi dengan Ekman *pumping* mengangkat massa air dingin dan termoklin ke permukaan sepanjang pantai Sumatera – Jawa akibat *upwelling*. SST yang bersuhu rendah memperkuat tiupan angin dari timur sehingga *upwelling* semakin kuat. IOD positif terdeteksi dengan perbedaan SPL di kedua area tersebut, dan puncaknya pada September – November (Luo *et al.*, 2008 dalam Sakova, 2010). Kedalaman lapisan termoklin dan *mixed layer* terbentuk dapat dilihat secara vertikal. Pada fase IOD positif lapisan termoklin di Samudera Hindia Timur naik karena ketidakhadiran massa air hangat sehingga lapisan termoklin mengisi secara vertikal (Gambar 7).



Gambar 7. Profil Suhu Vertikal Bulan Juli – Desember Tahun 2011

Pergerakan *mixed layer* tersebut sangatlah dipengaruhi oleh pergerakan arus, bahkan arus mempengaruhi sampai kedalaman termoklin. Pada 2011 yang terjadi yaitu perginya kolom air *mixed layer* membuat termoklin otomatis naik mengisi kekosongan massa air. Sehingga lapisan termoklin menjadi dangkal pada bulan – bulan IOD puncak (September – November) yaitu dengan batas atas termoklin di 73.08 meter, sementara pada tahun 2010 (IOD negatif) berada pada kedalaman 99.96 meter dan pada tahun 2009 IOD netral batas atas termoklin berada pada kedalaman 85.93 meter. Pergerakan dari arus yang mempengaruhi profil vertikal di tahun 2011 dapat dilihat pada Gambar 8.



Gambar 8. Peta Arus Geostropik dan ASPL Bulan Juli – Desember 2011

Pembahasan

Indonesia merupakan daerah yang terkena dampak besar dari IOD positif maupun negatif. Massa air hangat yang berasal dari Arus Lintas Indonesia (Arlindo) berada di Samudera Hindia bagian Timur, dan IOD adalah terjadinya anomali pergerakan massa air tersebut yang disebabkan oleh anomali Angin Barat Ekuator (ABE). IOD positif dan negatif memberi dampak yang berkebalikan terhadap Indonesia, seberapa besar pengaruh IOD sendiri ditentukan dari seberapa besar indeks IOD yang terdeteksi.

Tahun 2009 diidentifikasi sebagai IOD netral, 2010 sebagai IOD negatif dan 2011 sebagai IOD positif (Gambar 2). IOD positif ditunjukkan dengan grafik berwarna merah ($>0.48^{\circ}\text{C}$) dan peningkatan SPL positif sementara fenomena IOD negatif ditunjukkan dengan grafik berwarna biru ($>-0.48^{\circ}\text{C}$) (Pant *et al.*, 2015). IOD dikatakan kuat apabila terjadi selama beberapa bulan berturut – turut (Puspitasari, 2016). Oleh karena itu walaupun terdapat 1 bulan yang menunjukkan IOD positif pada tahun 2009 namun karena hanya terjadi selama periode 1 bulan dalam setahun maka tahun 2009 dikategorikan sebagai tahun IOD netral.

Dapat dilihat pada 2010 terdapat 3 bulan yang menunjukkan anomali suhu melebihi -0.48°C yaitu pada Mei, September dan Oktober. Pada bulan Mei terdeteksi anomali suhu sebesar -0.6°C , sementara pada September dan Oktober melebihi -0.8°C , pada bulan Agustus juga terlihat mulai pembentukan IOD negatif dengan anomali melebihi -0.4°C . Pada tahun



2011 dapat dilihat terbentuknya IOD positif, IOD positif mulai terlihat jelas dari Agustus dengan anomali suhu berkisar 0.5°C dan mencapai puncak IOD pada September dengan anomali melebihi 0.8°C dan menurun namun masih tergolong anomali suhu tinggi pada bulan Oktober dengan anomali suhu hampir mencapai 0.6°C . Hal ini sejalan dengan penelitian yang dilakukan oleh Sakova (2010) bahwa pola SPL di Samudera Hindia Timur saat fenomena IOD menunjukkan bahwa fase pembentukan fenomena IOD terjadi pada Juni, fase pematangan umumnya mencapai puncaknya pada bulan September dan untuk fase peluruhan terjadi pada bulan Desember. Dapat dilihat pada grafik tahun 2010 dan 2011 dimana mulai Juni baik IOD positif dan negatif sudah mulai terbentuk IOD yang searah, dan mencapai puncaknya pada bulan September lalu pada bulan Desember sudah terjadi proses peluruhan IOD.

Dari Gambar 3 terlihat bahwa pada IOD fase positif dan negatif nilai sebaran SPL lebih rendah dibandingkan kondisi normal. Pada fase IOD positif hal tersebut memang seharusnya terjadi dimana suhu perairan pada umumnya di Samudera Hindia bagian timur lebih rendah dari bagian barat (Sakova, 2010), namun dari hasil penelitian (Gambar 3) IOD negatif suhu terlihat lebih rendah sama seperti kondisi IOD positif. Hal tersebut terjadi karena anomali arus yang kuat menyebabkan massa air hangat terbawa hingga ke arah tenggara menuju perairan Australia Utara sehingga SPL di perairan Barat Sumatra mendingin.

Pada Gambar 4 terlihat lapisan termoklin pada fase IOD negatif posisinya jauh lebih dalam dibandingkan kondisi netral maupun IOD positif. Hal tersebut terjadi karena lapisan *mixed layer* dari Hindia Barat menyebabkan *downwelling* dan menekan perairan di Barat Sumatera. Pada IOD positif terlihat termoklin lebih dangkal dibanding kondisi IOD netral. Hal tersebut dapat terjadi karena massa air yang tergeser ke arah Samudera Hindia Barat sehingga terjadi *upwelling* di perairan Samudera Hindia Timur.

Rao *et al.* (2002) mengatakan bahwa variabilitas termoklin tahunan di daerah tropis Samudera Hindia mayoritas dipengaruhi oleh fenomena IOD, selain itu Dipo dkk. (2010) mengatakan bahwa karakter oseanografi fisik di Samudera Hindia Timur pada saat fenomena IOD memiliki karakter yang khas. Kedua penelitian tersebut sesuai dengan hasil dari penelitian ini. Dimana dapat dilihat dari Gambar 3 dan 4 terdapat karaktersitik yang khas dari setiap fase IOD.

Indeks DMI (Gambar 2) menunjukkan nilai yang tinggi pada September dan Oktober. Menurut Saji *et al.* (1999) pada fase IOD negatif suhu perairan didominasi massa air bersuhu panas di Samudera Hindia Timur. Namun pada Gambar 4 tidak terlihat massa air bersuhu panas ($> 30^{\circ}\text{C}$) yang mendominasi justru massa air *mixed layer* dengan suhu hangat berkisar $25^{\circ}\text{C} - 28^{\circ}\text{C}$. Hal tersebut terjadi karena lapisan *mixed layer* bersuhu hangat sudah terbawa oleh pergerakan arus menuju perairan Selatan Jawa dan Utara Australia, melewati area penelitian di perairan barat Sumatera sehingga tidak terdeteksi pada profil vertikal (Gambar 5). ABE yang menjadi lebih kuat dari kondisi normal (Sakova, 2010) membuat massa air hangat bergerak dari Samudera Hindia Barat menuju Timur, bahkan massa air bergerak hingga Australia, hal ini membuat *mixed layer* mendominasi kolom air dan menyebabkan *downwelling* di Samudera Hindia Timur.

Secara umum lapisan termoklin di perairan Indonesia posisinya berada pada kedalaman 100 - 300 m, dengan kisaran suhu $9^{\circ}\text{C} - 26^{\circ}\text{C}$ (Purba, 1995; Teliandi, 2017). Jika ditinjau dari batas atas termoklin maka dapat dilihat bahwa pada 2010 (IOD negatif) lapisan termoklin lebih dangkal dari fase IOD netral 2009. Rata – rata kedalaman kolom air yang bersuhu 26°C pada September 2009 (IOD netral) yaitu 82.59 meter; pada Oktober 86.12 meter; dan pada bulan November 89.5 meter. Sementara pada 2010 (IOD negatif) rata – rata kedalaman kolom air yang bersuhu 26°C pada September yaitu 89.06 meter; Oktober yaitu 104.5 m dan November yaitu 107.36 m. Berdasarkan data tersebut dapat dilihat bahwa



ketebalan termoklin menunjukkan bahwa pada fase IOD negatif batas atas termoklin jauh lebih dalam dibanding fase IOD netral, karena didominasi lapisan *mixed layer*.

Menurut DMI (Gambar 2) puncak dari IOD negatif adalah September dan Oktober, dan massa air perairan Samudera Hindia Timur seharusnya menjadi lebih hangat. Akan tetapi pada perairan barat Sumatera hal tersebut tidak jelas terlihat, karena massa air hangat yang terbentuk tidaklah di perairan barat Sumatera, melainkan di bagian Selatan Jawa dan Barat Laut Australia. Menurut Saji et al. (1999), nilai DMI didapatkan dari perbedaan anomali SPL Samudera Hindia bagian Barat (50 BT - 70 BT dan 10 LS - 10 LU) dan Samudera Hindia bagian Timur (90 BT - 110 BT dan 10 LS - 0 LU).

Untuk area perhitungan DMI di Samudera Hindia Timur batas barat dan selatan dari kotak perhitungan DMI telah melewati perairan barat Sumatera dan melewati area penelitian (72 BT – 106 BT dan 6 LU – 7 LS), oleh karena itu banyak massa air hangat yang tidak terdeteksi pada area penelitian. Hal tersebut dapat terjadi karena IOD negatif yang kuat yang menghasilkan pergerakan arus yang kuat pula. Terlihat pada bulan Agustus angin bergerak sangat kencang di bagian Samudera Hindia Tengah menuju utara Australia. Hal tersebut menyebabkan massa air hangat yang terbawa terus menuju bagian Samudera Hindia Tenggara. Indeks IOD menunjukkan nilai yang sangat tinggi karena area perhitungan anomali suhu sendiri memang terletak di bagian selatan Jawa dan utara Australia. Indeks IOD yang tinggi dapat diartikan sebagai selisih yang tinggi antara suhu di Samudera Hindia Barat dan Timur. Dapat terlihat pada Gambar 6, arus yang kuat sejak Agustus bahkan hingga Desember karena massa air hangat yang berkumpul di Samudera Hindia Timur menambah kekuatan angin dari Samudera Hindia Barat. Perbedaan tekanan yang tinggi di Samudera Hindia Barat dan Timur karena selisih suhu laut menghasilkan pergerakan angin yang kuat.

Jika dilihat dari profil vertikal (Gambar 7), karena terjadi IOD positif massa air yang harusnya berada di Samudera Hindia Timur bergerak menuju Samudera Hindia Barat, akibat melemahnya ABE dari kondisi normal. Berbeda dengan ketika terjadi IOD negatif, massa air yang hilang tergantikan oleh massa air dari sumber yang lain karena hembusan ABE lebih kencang dibandingkan normal. Sehingga, pada saat itu massa air tersebut hilang dari Samudera Hindia Timur menyebabkan lapisan termoklin naik dan mengisi kekosongan massa air. Sejak Juli dan Agustus (masa pembentukan IOD), batas bawah lapisan *mixed layer* sudah terlihat dangkal. Pada puncak IOD (September – November) terlihat lapisan termoklin yang naik, khususnya di bagian sebelah timur. Hal tersebut terjadi karena angin dan arus bergerak ke arah barat, sehingga menyebabkan upwelling di Samudera Hindia Timur. ABE yang melemah membuat massa air hangat bergerak ke arah barat, sehingga tekanan rendah di Samudera Hindia barat menghasilkan distribusi angin yang bergerak ke arah barat. Wyrski Jet (WJ) pada Oktober tetap terjadi membawa massa air dari Samudera Hindia Barat ke Samudera Hindia Timur melalui ekuator. Terlihat pada November termoklin mulai merata namun tetap dangkal, dan pada Desember terlihat *mixed layer* kembali meluas.

Rata-rata kolom air dengan suhu 26°C yang dapat dikatakan sebagai batas atas termoklin (Purba, 1995; Teliandi, 2017), pada IOD positif ini sangatlah dangkal. Pada Agustus (Gambar 7) batas atas termoklin terdapat pada 69.08 m, pada September 64.16 m dan pada Oktober 75.35 m. Batas atas termoklin tersebut lebih rendah dibanding kondisi IOD netral apalagi jika dibandingkan dengan IOD negatif. Sakova (2010) mengatakan bahwa fenomena ini dapat dihubungkan dengan kejadian upwelling di Samudera Hindia Timur dan sebaliknya di Samudera Hindia Barat terjadi downwelling.

Selain pendangkalan lapisan termoklin, massa air dengan suhu >30°C selama Juli – Desember 2011 tidak terdeteksi. Lapisan *mixed layer* bagian permukaan yang bersuhu lebih hangat tergeser ke arah barat menghasilkan *mixed layer* dengan suhu yang lebih rendah di Samudera Hindia Timur. Pada puncak IOD (September – November) rata-rata SPL pada tahun 2011 (IOD positif) yaitu 28.79°C. Hal tersebut disebabkan hilangnya massa air



hangat dari perairan Samudera Hindia Timur karena terdorong arus menuju ke perairan Samudera Hindia Barat. Selain itu karena bergesernya lapisan mixed layer pada fase puncak IOD positif, otomatis lapisan termoklin akan naik sehingga suhu permukaan laut (SPL) menjadi lebih rendah. Jadi, rendahnya SPL pada fase IOD positif karena naiknya termoklin mengisi massa air yang hilang akibat tiupan anomali angin dan arus ke arah barat.

Nurhasanah (2016) mengatakan APJ menguat pada Musim Peralihan II selain itu penelitian Syamsudin dan Kaneko (2013) menyatakan bahwa APJ mengalir ke arah timur selama semua musim, namun dapat dilihat pada bulan Agustus – September pada musim timur hingga peralihan APJ berbalik arah menuju ke arah Hindia Barat, karena terdapatnya anomali ABE sehingga APJ melemah bahkan berbalik arah. Dapat dilihat pada tahun 2011 (Gambar 8), bulan Agustus – Oktober arus mengarah ke barat. Pada bulan Oktober WJ menguat pada bagian ekuator, sehingga APJ terlihat mulai terbentuk kembali sejak bulan Oktober. Dapat dilihat pula pada kondisi IOD positif dapat dilihat bulan September arah arus semakin jelas ke arah barat, terlihat pula bahwa pada bulan September Arus Sakal Khatulistiwa (ASK) mulai tidak terlihat jelas arahnya. Hal tersebut karena anomali pergerakan angin disepanjang Samudera Hindia, yang mengakibatkan perbedaan suhu dan tekanan sehingga arus geostropik bergerak ke arah barat. Hal lain yang terlihat yaitu suhu anomali yang hangat berpindah ke Samudera Hindia Tengah, yang tidak terjadi pada 2010. Hal ini karena arus yang terus menerus bergerak ke arah barat hingga sekitar bulan November dimana ASK mulai menguat kembali dan pada Desember massa air hangat mulai tersebar kembali.

Pergerakan arus tersebut sangat berpengaruh terhadap variabilitas kolom air vertikal. Pada puncak IOD (September – November) rata – rata SPL pada tahun 2011 (IOD negatif) yaitu 28.79° . Hal tersebut disebabkan oleh hilangnya massa air hangat dari perairan Samudera Hindia Timur karena bergerak oleh arus menuju ke perairan Samudera Hindia Barat. Selain itu karena bergesernya lapisan mixed layer pada saat fase IOD positif puncak maka otomatis termoklin akan naik sehingga suhu laut akan menjadi lebih rendah. Berbeda dengan kondisi SPL rendah ketika IOD negatif, pada IOD positif SPL rendah karena massa air yang hilang tergeser oleh angin dan arus yang mengarah ke arah barat sehingga termoklin naik mengisi kekosongan tersebut, namun pada IOD negatif setelah massa air bergeser ke arah Australia, massa air dari Samudera Hindia Barat bergerak mengisi perairan Samudera Hindia Timur. Hal tersebut membuat termoklin semakin dalam karena lapisan mixed layer yang terus mengisi perairan Samudera Hindia Timur.

Kesimpulan

Berdasarkan hasil penelitian, proses pembentukan IOD dimulai pada bulan Juni dan Juli, lalu puncak dari IOD adalah bulan September – November terlihat dari kondisi vertikal laut baik suhu maupun batas atas termoklin, lalu proses peluruhan pada bulan Desember. Selain itu hal yang dapat disimpulkan yaitu rata – rata SPL di perairan Barat Sumatera tahun 2009 (IOD netral) ketika puncak IOD (September – November) lebih hangat dibanding tahun 2010 (IOD positif) dan 2011 (IOD negatif). Batas atas termoklin ketika bulan terjadinya puncak IOD tahun 2010 merupakan yang paling dalam dan tahun 2011 merupakan yang paling dangkal.

Ucapan Terimakasih

Ucapan terimakasih penulis sampaikan kepada Bapak dan Ibu dosen FPIK UNPAD yang telah membimbing penulis selama proses penulisan dan yang telah menyediakan laboratorium komputer sehingga penulis dapat menyelesaikan *paper* ini.

**Daftar Pustaka**

- Ahmad, A. L. 2016. Pengaruh El Nino Southern Oscillation (ENSO) terhadap thermal front di Perairan Selatan Jawa Timur dan Bali. Skripsi, Universitas Padjajaran, Bandung.
- Currie, J.C., M. Lengaigne, J. Vialard, D.M. Kaplan, O. Aumont, S.W. Naqvi, O. Maury. 2013. Indian Ocean Dipole and El Niño/Southern Oscillation impacts on regional chlorophyll anomalies in the Indian Ocean. *Biogeosciences*, 10: 6677-6698.
- Dipo, P., I.W. Nurjaya, F. Syamsudin. 2011. Karakteristik oseanografi fisik di perairan Samudera Hindia Timur pada Saat Fenomena Indian Ocean Dipole (IOD) fase positif tahun 1005/1995, 1997/1998 dan 2006/2007. *Jurnal Ilmu dan Teknologi Kelautan, Tropis*, 3(2): 71-84.
- Gould, W.J., 2005. From Swallow floats to argo—the development of neutrally buoyant floats. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 52(3): 529-543.
- Nurhasanah, K. 2016. Variabilitas gelombang kelin terhadap iklim regional dan hubungannya dengan sebaran ikan tunas sirip kuning (*Thunnus albaceres*) di Perairan Selatan Jawa-Bali. Skripsi, Universitas Padjajaran, Bandung.
- Pant, V., M.S. Girishkumar, T.V.U. Bhaskar, M. Ravichandran, F. Papa, V.P. Thangaprakash. 2015. Observed interannual variability of near-surface salinity in the Bay of Bengal. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(5): 1-15.
- Pranowo, W.S., H. Phillips, S. Wijffels, A. Supangat. 2015. Study of thermocline variability using argo floats data in South Java Sea and Southeast Indian Ocean. Indonesian Ocean Forum 2005 and The 13th PAMS/JECSS Meeting. Bali: CSIRO Marine Research.
- Purba, M.I. 1997. Karakteristik dan sirkulasi massa air di Perairan Selatan Jawa – Sumbawa, 5 Maret – 2 April dan 23 Agustus – 30 September 1990. Laporan Penelitian Fakultas Perikanan. Institut Pertanian Bogor dan BPP Teknologi, Jakarta.
- Reverdin, G., D.L. Cadet, D. Gutzler. 1986. Interannual displacements of convection and surface circulation over the equatorial Indian Ocean. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 112(471): 43 – 67.
- Riser, S.C. 2016. Fifteen years of ocean observations with the global Argo array. *Nature Climate Change*, 6(2): 145-153.
- Rudi, E., Z.A. Muchlisin. 2005. Studi keadaan suhu, salinitas, densitas dan kedalaman di perairan barat Sumatera bagian selatan. *Jurnal Natural*, 5(1): 1-8.
- Saji, N.H., B.N. Goswami, P.N. Vinayachandran, T. Yamagata. 1999. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 401: 361-363.
- Sakova, I.V. 2010. Low-frequency modes of variability of the Indian Ocean and their connection with the Indian Ocean Dipole. Dissertation, University of Tasmania, Tasmania.
- Shinoda, T., W. Han. 2005. Influence of the Indian Ocean Dipole on Atmospheric subseasonal variability. *Journal of Climate*, 18: 3891-3908.
- Sprintall, J., M.F. Cronin. 2001. Upper ocean vertical structure. Academic Press, England.
- Susanto, R. D., A.L. Gordon, Q. Zheng. 2011. Upwelling along the coast of Java and Sumateran and its relation to ENSO. *Geophysical Research Letter*, 28(8): 1599-1602.
- Syamsudin, F., A. Kaneko. 2013. Ocean variability along the Southern Coast of Java and Lesser Sunda Island. *Journal of Oceanography*, 69(5): 557-570.
- Teliandi, D. 2013. Hubungan variabilitas mixed layer depth terhadap sebaran tuna di Samudera Hindia Bagian Timur. Skripsi, Universitas Padjajaran, Bandung.
- Teliandi, D. 2017. Keseimbangan panas laut - atmosfer pada lapisan percampuran di Perairan Samudera Hindia Bagian Timur (Barat Sumatra hingga Selatan Jawa). Tesis, Institut Teknologi Bandung, Bandung.



- Wardani, R., W.S. Pranowo, E. Indrayanti. 2013. Struktur vertikal upwelling – downwelling di Samudera Hindia Selatan Jawa hingga Selatan Bali berdasarkan salinitas musiman periode 2004 – 2010. *Depik*, 2(3): 191-199.
- Webster, P. J., A.M. Moore, J.P. Loschnigg, R.R. Leben. 1999. Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997-98. *Nature*, 401: 356 - 360.
- Wyrtki, K. 1961. *Physical oceanography of the Southeast Asian Waters*. La Jolla, University of California, Scripps Institution of Oceanography, California.

Received: 24 July 2017

Accepted: 26 March 2018

How to cite this paper:

Adiwira, H., N.P. Purba, S.A. Harahap, M.L. Syamsuddin. 2018. Variabilitas suhu laut pada kejadian IOD (*Indian Ocean Dipole*) di perairan barat Sumatera menggunakan data Argo Float. *Depik*, 7(1): 28-41.