

Kedalaman Klorofil Maksimum Selama Musim Peralihan II dan Implikasinya untuk Perikanan Tuna di Laut Banda

The Deep Chlorophyll Maximum During Transitional Season II and Its Implication for Tuna Fisheries in The Banda Sea

Harold J.D.Waas^a, Simon Tubalawony^a, Ronald D. Hukubun^a

^aJurusan Ilmu Kelautan, Fakultas Perikanan dan Ilmu Kelautan, Universitas Pattimura Ambon, Indonesia

Article Info:

Received: 15 Maret 2023

in revised form: 16 Maret 2023

Accepted: 20 April 2023

Available Online: 31 Mei 2023

Keywords:

DCM, Banda sea, internal wave, Ocean color, yellowfin tuna

Corresponding Author:

*Email:

harold.waas@fpik.unpatti.ac.id

DOI:

<https://doi.org/10.30598/jlpvol2i1sslpp1-14>

Abstrak: Kedalaman klorofil maksimum (DCM) di Laut Banda selama musim peralihan II (Oktober 2015) relatif dangkal (25 – 64 m) di atas lapisan tercampur dan jauh dari dasar lapisan eufotik atau kedalaman kompensasi. Keberadaannya identik dengan kedalaman nitraclin yang diinjeksi ke dalam lapisan tercampur sebagai akibat *upwelling* yang dihasilkan oleh gelombang internal. Kontribusi gelombang tersebut terhadap peningkatan kesuburan Laut Banda yang dihitung menggunakan data *Ocean color* 56,87%. Fenomena ini disebabkan karena dalaman optikal satelit dangkal (20 - 25 m) sementara konsentrasi klorofil-a yang tinggi berada dibawahnya. DCM juga berasosiasi dengan *swimming layer Madidihang (Thunnus albacares)* (34 – 68 m) yng ditangkap dengan alat tangkap *Longline* pada periode yang sama.

Abstract: *The Deep chlorophyll maximum (DCM) in the Banda Sea during the second transitional season (October 2015) was relatively shallow (25 - 64 m) above the mixed layer and far from the base of the euphotic layer or compensation depth. Its presence was identical to the depth of nitraclin injected into the mixed layer as a result of upwelling generated by internal waves. The contribution of these waves to the increase in Banda Sea fertility calculated using ocean color data is 56.87%. This phenomenon is due to the shallow optical depth of the satellite (20-25 m) while high chlorophyll-a concentrations are below. DCM was also associated with the swimming layer of Madidihang (Thunnus albacares) (34 - 68 m) caught with longline gear during the same period.*



This work is licensed under a [Creative Commons Attribution 4.0 International License](https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

PENDAHULUAN

Deep Chlorophyll Maximum (DCM) merupakan ciri utama perairan tropis yang oligotropik atau rendah nutrien dan memiliki lapisan tercampur yang umumnya konstan kecuali di area *upwelling* (Mann dan Lazier, 2006 ; Xiu *et al.*, 2007). DCM biasanya ditemukan mendekati dasar dari zona eufotik yang bersesuaian dengan nitraclin yaitu region dengan perubahan maksimum dalam konsentrasi nitrat dan batas atas termoklin (Lalli dan Parsons, 1997). DCM dapat berupa biomassa fitoplankton (karbon) maksimum (*Deep Biomass Maximum*, DBM), atau konsekuensi dari proses fotoaklimat (*Deep photoAcclimation Maximum*, DAM) yang menghasilkan peningkatan klorofil-a per karbon fitoplankton (Cornec *et al.*, 2021).

Keberadaan DCM dijelaskan sebagai adaptasi pada level rendah cahaya (Anderson, 1969), atau instruksi air kaya nutrien ke dalam zona eufotik (Richardson *et al.*, 2000). Di perairan tropis DCM biasanya ditemukan pada kedalaman 100 – 250 m (sentral gyre) dan dangkal 20 – 100 m dekat perairan pantai, dekat wilayah *equatorial upwelling* dan musiman selama bulan musim panas di lintang tinggi. Kedalaman DCM dapat berubah drastis dalam periode waktu yang singkat sebagai respons terhadap gangguan lokal seperti gelombang

internal (GI) (Lalli dan Parsons, 1997).

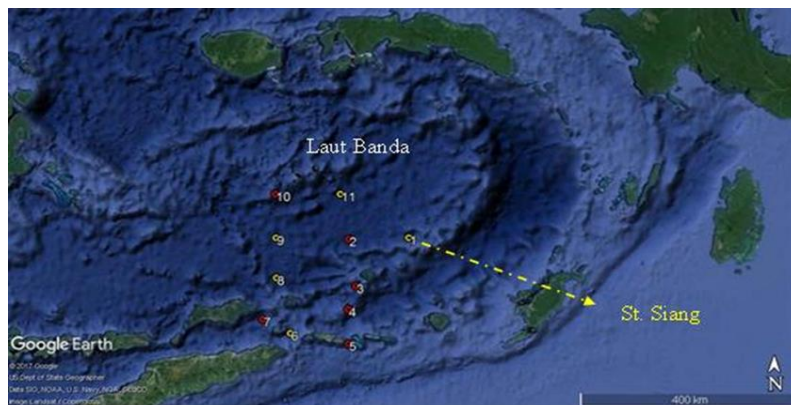
DCM tidak dapat dideteksi oleh satelit namun distribusi spasial dan temporalnya di perairan mempengaruhi nilai estimasi klorofil-a satelit yang menggunakan sensor sinar tampak. Satelit hanya dapat mendeteksi DCM melalui distribusi vertikal komparatif konsentrasi klorofil-a fitoplankton dan koefisien hamburan balik partikulat pada kedalaman beberapa meter di kolom air (David Blondeau-Patissier *et al.*,2014; Cornec *et al.*,2021). Sensor optik satelit hanya menangkap radiasi elektromagnetik yang dibalikan oleh fitoplankton dari lapisan permukaan yang disebut sebagai kedalaman penetrasi atau zona kedalaman optikal satelit (*Optical Depth Zone/ODZ*) yang kurang dari 25% ketebalan lapisan eufotik yaitu kedalaman di mana *downwelling irradiance* 1% dari permukaan (Gordon dan McCluney,1975). Sebagai contoh ODZ satelit *Ocean color SeaWIFS* hanya berkisar antara 25 – 40 m (Sakamoto *et al.*,2004).

Laut Banda sebagai bagian dari perairan di kawasan timur Indonesia merupakan perairan oligotropik, namun merupakan salah satu daerah potensial penangkapan ikan pelagis besar seperti Madidihang (*Thunnus albacares*). Keberadaan sumberdaya tersebut selain dipengaruhi oleh kondisi fisika dan biogeokimia perairan diduga turut dipengaruhi oleh keberadaan DCM yang menyediakan sumber makanan bagi ikan pelagis. Tulisan ini bertujuan mengkaji karakteristik kedalaman DCM selama musim peralihan II dan implikasinya untuk perikanan tuna di Laut Banda.

METODE

Lokasi dan Waktu Penelitian

Penelitian ini dilaksanakan di perairan Laut Banda mencakup wilayah geografis 8,2917 – 5,7957° LS ; 126,9719 – 129,2607° BT menggunakan Kapal survei Baruna Jaya VII selama bulan Juni – Oktober 2021. Penelitian ini merupakan hasil kerja sama Program Studi Ilmu Kelautan FPIK UNPATTI dengan LP30 LIPI (Gambar 1).



Gambar 1 Lokasi penelitian (Sumber : Google Earth Pro)

Metode Pengumpulan Data

Pencuplikan data oseanografi dilakukan pada 11 stasiun penelitian yang telah direncanakan. Pencuplikan data dilakukan dengan menurunkan CTD sampai pada kedalaman 1000 m di mana perekaman data dilakukan setiap interval kedalaman satu meter. Untuk mendapatkan kualitas data yang lebih baik maka CTD dibenamkan selama 5 menit kemudian dinaikan ke kapal untuk analisis. Pada waktu yang bersamaan posisi stasiun sampling direkam menggunakan GPS.

Dalam penelitian ini yang menjadi prioritas utama adalah stasiun (St) di mana data dikoleksi pada periode siang hari (St1,6,8,9,11/warna kuning). Hal ini dimaksudkan untuk mendapatkan data intensitas

cahaya matahari (*irradiance*) untuk setiap interval kedalaman dalam kaitannya dengan distribusi vertikal DCM dan penentuan kedalaman zona eufotik.

Pencuplikan data oseanografi lain seperti GI dan kontribusinya terhadap peningkatan kesuburan perairan dan kecepatan angin zonal yang mampu pengelontoran massa air untuk menghasilkan GI dilakukan menggunakan data set citra satelit *Ocean color* dan *QuikSCAT* pada periode sampling yang sama. Sementara itu, pencuplikan data kedalaman penangkapan ikan tuna Madidihang untuk membuktikan relasi antara kedalaman DCM dan keberadaan spesies tuna tersebut dilakukan melalui *interview* dengan nelayan lokal yang melakukan aktivitas penangkapan tuna menggunakan alat tangkap *longline* pada periode bulan Agustus – Oktober 2015 di bagian selatan Laut Banda.

Metode Analisis Data

Analisa data dilakukan meliputi :

- (1) Distribusi menegak klorofil-a, suhu air, salinitas dan densitas air laut dibuat menggunakan perangkat lunak Ocean Data View (ODV).
- (2) Distribusi vertikal suhu air yang mengindikasikan fenomena intrusi air kaya nutrien dari pinoklin ke MLD sebagai adanya pengaruh *internal wave* dibuat dengan membuat transek tegak lurus (utara – selatan) pada stasiun yang sejajar menggunakan ODV.
- (3) Kedalaman batas atas termoklin atau pinoklin dihitung menggunakan kriteria yang gradien densitas yang diusulkan oleh Steele *et al.*(2009). Kedalaman pinoklin ditunjukkan oleh nilai kritikal gradien densitas (σ_t/σ_z) berada pada kisaran 0,005 – 0,015 kg/m^3 .
- (4) Kedalaman zona eufotik dihitung dengan kriteria sisa cahaya matahari yang tertinggal pada kedalaman tertentu 1% dari cahaya permukaan (Lalli dan Parsons, 1997).
- (5) Kedalaman lapisan pencampuran (MLD) dihitung mengacu pada Steele *et al.*(2009) dengan kriteria kedalaman MLD adalah kedalaman dengan nilai suhu berbeda 0,5°C dari suhu permukaan perairan.
- (6) Kedalaman nitraklin ditentukan dengan melihat perubahan konsentrasi nutrien yang meningkat cepat dengan kedalaman (Lalli dan Parsons,1997).
- (7) Kontribusi *internal wave* (GI) melalui pengangkatan DCM pada latitude 6,3° LS (123,5 - 134°BT) dihitung melalui nilai persen variance flourisensi fitoplankton pada kedalaman integrasi zona kedalaman optikal satelit MODIS mengacu pada Charria *et al.* (2008) dalam Waas *et al.*(2014) dengan bentuk persamaan :

$$s^2 = \frac{\sum y^2 - \frac{(\sum y)^2}{n}}{n - 1} \dots \dots \dots (1)$$

dimana, :
 s^2 = nilai varians klorofil-a
 n = jumlah data
 y = klorofil-a (mg/m^3)

$$s^2(\%) = \frac{s^2}{\sum s^2} * 100\% \dots \dots \dots (2)$$

di mana :
 S^2 = nilai variance flourisensi fitoplankton pada transek
 n = jumlah data
 y = flourisensi fitoplankton (mg/m^3)

- (8) Kecepatan angin zonal dianalisa berdasarkan diagram Hovmuller plot angin pada transek sepanjang *latitude* 6,3° LS (123,5 - 134° BT) yang melintasi lokasi penelitian.

HASIL DAN PEMBAHASAN

1. Kondisi Oseanografi

Kondisi perairan Laut Banda selama musim peralihan II dicirikan oleh adanya indikasi taikan massa air dari lapisan yang lebih dalam ke permukaan. Fenomena ini sebelumnya telah dijelaskan oleh Wyrski (1961) dan Birowo dan Ilahude (1977) bahwa *upwelling* di Laut Banda terjadi selama musim timur yang dimulai pada bulan April dan mereda pada bulan Oktober. Indikasi ini dapat dilihat pada Tabel 1 di mana SPL yang rendah (26,51 – 27,11 C°) dan kadar salinitas yang tinggi (34,26 – 34,52 PSU) jika dibandingkan dengan kondisi SPL selama musim barat hasil sintesa peneliti sebelumnya (SPL >28 C° ; S < 34 PSU). Kontribusi *upwelling* terhadap peningkatan konsentrasi nutrien di lapisan ini bersamaan dengan intensitas cahaya matahari yang tersisa (>50%) memicu meningkatnya konsentrasi klorofil-a fitoplankton (> 0,2 mg/m³) di lapisan permukaan. Konsentrasi klorofil-a demikian mengisyaratkan bahwa perairan mampu untuk menopang dan mempertahankan keberlanjutan perikanan komersil (Gower,1975).

Kedalaman nitraklin yaitu lapisan kaya nitrat dan biologi aktif (Redenac dan Rodier 1996) ditemukan dangkal berkisar pada kedalaman 25 – 60 m. Pada kedalaman tersebut, suhu air laut berkisar antara 26,01 - 26,99 C° dan kadar salinitas berkisar antara 34,26 - 34,44 PSU. Konsentrasi nitrat yang meningkat pada kedalaman nitraklin (0,0243 - 0,1019 mg/l) dikombinasikan dengan dengan intensitas cahaya matahari yang tersisa 5,60 - 30,37% meningkatkan konsentrasi klorofil-a fitoplankton > 1 mg/l.

Kedalaman batas atas lapisan termoklin (BAT) yang berfungsi sebagai *barrier* untuk menghalangi pertukaran massa air antara lapisan tercampur dengan air termoklin relatif dangkal selama bulan Oktober (37 – 50 m). Suhu air laut pada kedalaman tersebut cenderung rendah berkisar antara 25,71 – 25,96 C°. Nutrien dengan konsentrasi yang lebih tinggi dari kedua lapisan kedalaman sebelumnya bersama dengan intensitas cahaya yang tersisa 1,97 - 55,68 % meningkatkan konsentrasi klorofil-a fitoplankton dengan nilai berkisar antara 0,88 - 1,51 mg/m³.

Kedalaman batas lapisan kaya cahaya atau kedalaman lapisan eufotik yang identik dengan kedalaman kompensasi di mana cahaya matahari yang tersisa hanya 1% di perairan bervariasi antara 57 – 102 m dan cenderung berada dalam lapisan termoklin dengan Suhu air yang lebih dingin (19,60 - 25,02 C°) dari lapisan lainnya. Konsentrasi nutrien yang tinggi pada kedalaman ini tidak dimbangi oleh intensitas cahaya yang memadai bagi fitoplankton untuk melangsungkan fotosintesis. Sebagai konsekwensinya, produktivitas primer maupun klorofil-a fitoplankton cenderung lebih rendah dari strata kedalaman lainnya.

Tabel 1. Kondisi Oseanografi Perairan Berdasarkan Strata Kedalaman

Strata	Z(m)	T(C°)	S (PSU)	IRRD (%)	NO ₃ (mg/l)	Ch-a(mg/m ³)
Permukaan	0 - 6	26,51 - 27,39	34,27 - 34,52	51,90 - 76,35	0,037 - 0,053	0,30 - 1,09
Nitraklin	25 - 60	26,01 - 26,99	34,26 - 34,44	5,60 - 30,37	0,024 - 0,101	1,06 - 1,39
BAT	37 - 50	25,71 - 26,96	34,23 - 34,49	1,97 - 55,68	0,081 - 0,313	0,88 - 1,51
Eufotik	57 - 102	19,60 - 25,02	34,21 - 34,49	1,03 - 1,04	0,133 - 0,313	0,09 - 0,50

Keterangan : BAT = batas atas termoklin, S = salinitas, IRRD = irradians

2. Deep Chlorophyll Maximum (DCM)

Hasil analisis kedalaman DCM di Laut Banda menunjukkan bahwa selama periode Oktober 2015, DCM dikarakteristikan oleh nilai fluorisensi fitoplankton maksimum bervariasi antara 1,20 – 1,59 mg/m³ di kedalaman 25 – 64 m. Intensitas cahaya matahari yang tersisa pada kedalaman tersebut bervariasi antara 13,40 – 47,43% sementara nilai salinitas berkisar antara 34,26 – 34,46 PSU. *Blooming* fitoplankton berasosiasi dengan kedalaman nitrat yaitu kedalaman di mana nutrisi (nitrat) mulai meningkat secara mendadak yang dicirikan oleh konsentrasi nitrat berkisar antara 0,024 – 0,173 mg/l dan suhu air 26,08 – 26,34 °C (Tabel 2).

Variasi kedalaman DCM selama musim peraihan ini tampaknya relatif lebih dangkal jika dibandingkan dengan distribusi kedalaman fitur tersebut selama musim barat (40 – 80 m) (Giekes *et al.*,1988). Fenomena ini disebabkan adanya proses *upwelling* yang berlangsung selama musim timur (April – September) di bawah pengaruh *monsoon* tenggara (Wyrki, 1961). Sebaliknya, proses *sinking* terjadi di Laut Banda berlangsung selama musim barat (Desember – Maret) di bawah pengaruh *monsoon* barat laut. Selama proses *upwelling*, kedalaman DCM dapat mencapai kedalaman di atas 25 m diindikasikan melalui nilai konsentrasi klorofil-a permukaan perairan lima kali (5x) lebih tinggi selama bulan Agustus dari pada Februari – Maret (Giekes *et al.*,1988).

Hasil sintesa penelitian sebelumnya tentang DCM di perairan lainnya jika disandingkan dengan kedalaman DCM di Laut Banda dalam Tabel 3 menunjukkan bahwa pola distribusi kedalaman DCM ini umumnya berada pada kisaran kedalaman DCM di perairan oligotropik tropikal yang memiliki stratifikasi tetap (Furuya, 1990 ; Mackey *et al.*,2002). Namun, yang membedakannya adalah bahwa kedalaman DCM di Laut Banda berasosiasi dengan kedalaman nitrat sementara kedalaman DCM di perairan oligotropik umumnya terletak dekat dasar kedalaman eufotik (Xiu *et al.*,2009 ; Cullen,2015). Perairan oligotropik didefinisikan sebagai area perairan global di mana konsentrasi klorofil permukaan lebih rendah dari 0,1 mg/m³ (Mignote *et al.*,2013).

Tabel 2. Karakteristik oseanografi DCM

ST	DCM (m)	T(°C)	S (SPU)	IRR(%)	NO ₃ (mg/l)	Ch-a(mg/m ³)
1	25	26,08	34,26	13,40	0,0342	1,59
6	43	26,34	34,26	33,25	0,0810	1,20
8	64	26,15	34,29	4,27	0,1735	1,20
9	61	26,28	34,37	9,26	0,0243	1,48
11	50	26,22	34,46	47,43	-	1,51

Keterangan : ST =stasiun, DCM = kedalaman klorofil maksimum IRRD = irradiance

Tabel 3. Sintesa varibilitas kedalaman DCM di perairan

No	Peneliti	Lokasi	DCM (m)
1	Tripathy <i>et al.</i> (2015)	Samudera Hindia (Southern Ocean)	50 - 75
2	Lataza <i>et al.</i> (2017)	Timur Laut Atlantik	22 - 65
3	Fernand <i>et al.</i> (2013)	Laut Utara	15 - 40
4	McLaughlin dan Carmack (2010)	Interior Basin Canada	50 - 60
5	Mackey <i>et al.</i> (1995)	Warm Pool	74 - 96
6	Furuya (1990)	Tropikal dan Sub Tropikal Barat Pasifik	65 - 150
7	Waas <i>et al.</i> (2014)	Barat Pasifik Warm Pool	38 - 100
8	Gieskes <i>et al.</i> (1988)	Laut Banda	40 - 80
9	Penelitian ini*	Laut Banda	25 - 64

Hal menarik dari penelitian ini adalah kisaran suhu air kedalaman DCM di Laut Banda selama musim peralihan II berada pada kisaran suhu kedalaman DCM Barat Pasifik Warm Pool (26 – 27 °C) di kisaran kedalaman 38 – 100 m (Waas *et al.*,2014). Kisaran suhu ini bersesuaian dengan isopleth nitrat 1,0 $\mu\text{mol/l}$ yang biasanya dipakai untuk menentukan nilai ambang batas nitrat dan mewakili batas terendah di mana diasumsikan nitrat sangat terbatas (Radenac dan Rodier, 1996). Hal ini juga diperkuat oleh Mackey *et al.*(1995) bahwa kedalaman isopleth ini berasosiasi dengan keberadaan DCM. Dengan demikian, dapat dikatakan bahwa kisaran suhu 26 - 27°C dan isopleth nitrat 1,0 $\mu\text{mol/l}$ dapat digunakan sebagai indikator penciri keberadaan DCM di Laut Banda.

Kehadiran DCM di perairan disebabkan oleh dua faktor utama yaitu adaptasi fitoplankton terhadap level cahaya yang rendah (Anderson, 1969) dan intrusi air yang kaya nutrisi ke dalam zona eufotik (Richardson *et al.*,2000). Distribusi vertikal DCM di perairan berada pada kedalaman dengan intensitas cahaya matahari yang tersisa >4 - <48% dan konsentrasi nitrat yang berada pada kisaran nitrat pada kedalaman nitrat (lihat Tabel 1 dan Tabel 2). Korelasi antara intensitas cahaya matahari dan konsentrasi nutrisi yang demikian meningkatkan fluoresensi dan biomassa fitoplankton dalam DCM. Peningkatan tersebut sangat bervariasi dan bergantung pada beberapa faktor termasuk keadaan fisiologi fitoplankton dan komposisi komunitas (Cunningham *et al.*,2003). Biomassa pigmen maksimum dalam DCM dihasilkan melalui tiga faktor utama yaitu (1) rasio tinggi klorofil terhadap total biomassa fitoplankton yang dihasilkan dari fotoaklimasi atau fotoadaptasi,(2) akumulasi biomassa karena sel tenggelam dari atas dan (3) peningkatan biomassa yang disebabkan untuk keseimbangan cahaya optimum dan ketersediaan nutrisi (Sauzede *et al.*,2015).

Walupun jelas bahwa ketiga faktor ini berperan dalam membentuk dan mempertahankan DCM, namun di perairan terbuka oligotropik yang terstratifikasi kedalaman DCM biasanya terletak pada atau di dekat kedalaman nitrat yang menunjukkan bahwa keseimbangan antara pasokan nutrisi dari bawah dan cahaya dari atas setidaknya sebagian mengatur kedalaman DCM. Sementara kedalaman nitrat dan kedalaman DCM saling bergantung, tidak jelas nutrisi mana yang memiliki pengaruh proksimal karena sering kali ada hubungan antara nutrisi di bawah zona eufotik. Belum diketahui secara pasti ekonutrien atau mikronutrien yang dapat menjadi penting dalam mengatur populasi DCM (Sauzede *et al.*,2015).

Variabilitas kedalaman DCM di Laut Banda dapat disebabkan oleh (1) adveksi air dingin kaya nutrisi dari termoklin akibat pencampuran kuat yang menjangkau kedalaman termoklin, dan (2) gangguan propagasi gelombang internal yang menginjeksi nutrisi dari kedalaman termoklin ke lapisan MLD sebagai akibat efek rototiller gelombang. Kedua mekanisme dibuktikan melalui analisis distribusi vertikal kedalaman DCM yang dikompilasikan dengan BAT, MLD, dan kedalaman eufotik (De) (Gambar 2).

Mekanisme pertama dapat terjadi pada ST1 di mana DCM terletak di atas MLD dan BAT berada di bawah kedua kedalaman tersebut. Fenomena ini diduga disebabkan oleh *mixing* yang kuat oleh angin yang menjangkau kedalaman BAT sehingga air dingin kaya nutrisi dapat diadveksi ke MLD. Hipotesis ini dapat dibuktikan melalui analisis distribusi komponen angin zonal (timur – barat) pada transek pengamatan yang memotong horisontal lokasi penelitian di *latitude* 6,3° LS (123,5 - 134° BT). Hasil analisis menunjukkan bahwa selama tahun 2015 kecepatan angin zonal komponen timur – barat dengan kecepatan > 4 m/s berlangsung selama musim timur dan peralihan II dan melemah selama bulan November (Gambar 3).

Kecepatan angin demikian jika berlangsung dalam tenggang waktu yang lama (30 – 60 day) dapat dikategorikan sebagai anomali angin (McPhaden, 2004 ; Seiki dan Takabayu, 2006; Tziperman dan Yu, 2006). Anomali angin ini dapat mengaduk perairan hingga membongkar “*barrier layer*” untuk meningkatkan produktivitas primer di dalam MLD. Hasil sintesa penelitian sebelumnya menunjukkan bahwa anomali angin barat mampu mengaduk perairan Barat Pasifik sampai ke lapisan termoklin dan memindahkan massa air ke barat untuk menghasilkan *upwelling* dan El Nino di sentral dan timur Pasifik (Hermann dan Kraus 1989 ; Macphaden, 1999 ; dan Tomzack dan Godfrey, 2001). Mengacu pada pola distribusi angin zonal tampak bahwa anomali angin selama musim timur berlangsung selama 7 (tujuh) bulan dengan kecepatan maksimum terjadi

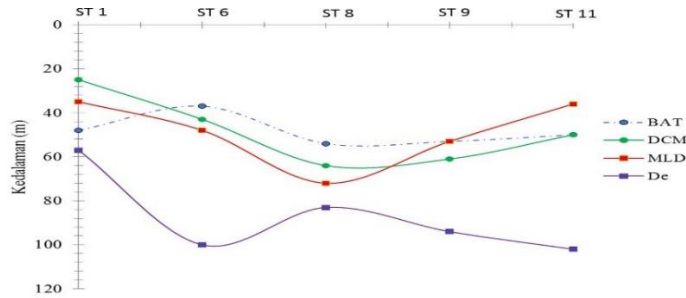
selama bulan Mei dan minimum selama bulan Oktober. Hal ini mengindikasikan bahwa anomali angin timur dapat meningkatkan produktifitas perairan Laut Banda di MLD melalui mekanisme pertama.

Gelombang internal (GI) merupakan mekanisme utama yang diduga memainkan peranan penting dalam pencampuran vertikal, transport nutrien dari lapisan yang lebih dalam ke zona eufotik di Laut Banda. Hasil analisis dalam Gambar 2 membuktikan hipotesis tersebut di mana mekanisme pengayaan lapisan eufotik yang berada pada kedalaman 57 – 120 m oleh GI terjadi melalui adveksi BAT yang mencapai kedalaman 11 – 18 m di atas dasar MLD (ST6 & ST8) dan kedalaman DCM 5 – 8 m dangkal di atas dasar MLD. Fenomena yang sama juga ditunjukkan oleh Kawamiya dan Oschlies (2001) bahwa peningkatan kesuburan perairan samudera Hindia melalui peningkatan konsentrasi klorofil-a permukaan perairan disebabkan oleh *upwelling* yang dihasilkan oleh GI rossby yang memindahkan DCM ke dalam kontak langsung dengan lapisan MLD. Dengan menggunakan pasangan model biologi – fisik (*biological – physical coupled model*) peneliti menyarankan bahwa kejadian ini tidak terkait dengan masukan nutrisi yang signifikan ke dalam MLD sementara kontribusinya terhadap peningkatan kesuburan permukaan perairan dikatakan cukup besar (30%).

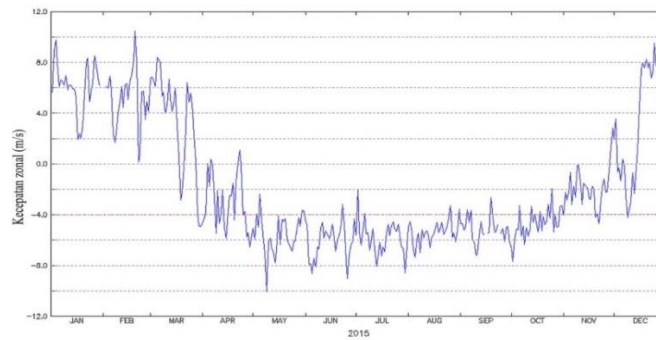
Keberadaan DCM dan BAT di dalam MLD diduga berasosiasi dengan puncak GI sementara dibagian lain gelombang DCM, BAT dan MLD akan ditenggelamkan lebih dalam seperti yang ditunjukkan oleh keberadaan DCM dan BAT cenderung lebih dalam di bagian perairan lainnya (ST9 & ST11). Mekanisme ini merupakan implikasi dari efek *rototiller* GI di mana selama propagasinya air dingin yang kaya nutrien di adveksi ke atas dengan pengangkatan nitrat di sisi terdepan densitas gelombang dan menstimulasi pertumbuhan fitoplankton. Air yang miskin nutrien ditenggelamkan di sisi yang lain sehingga respons terhadap proses linier *upwelling* adalah non linier (rektifikasi) (Siegel, 2001 ; Killworth *et al.*,2004).

Hasil analisis irisan menegak suhu perairan menggunakan data klimatologi suhu air laut sepanjang *latitude* 6,3° LS (123,5 - 134°BT) pada bulan Oktober (Gambar 4) memperlihatkan fenomena tersebut di mana bagian lembah gelombang cenderung berada pada bujur 124 - 128° BT dicirikan oleh isoterm 26°C dan 27°C sebagai indikator DCM masing-masing berada pada kedalaman 70 dan 47 m sedangkan puncak gelombang mengarah lebih ke timur perairan mendekati 134°BT. *Upwelling* terjadi pada puncak gelombang yang diindikasikan oleh peningkatan isoterm 26°C mendekati kedalaman 40 m dan isoterm 27°C mendekati kedalaman 10 m. Jika distribusi suhu perairan klimatologi disandingkan dengan posisi stasiun penelitian yang terletak sepanjang transek tampak bahwa stasiun ST1 terletak di sekitar puncak GI sementara stasiun ST9 berada di lembah gelombang dan hal ini bersesuaian dengan distribusi kedalaman DCM pada kedua stasiun tersebut.

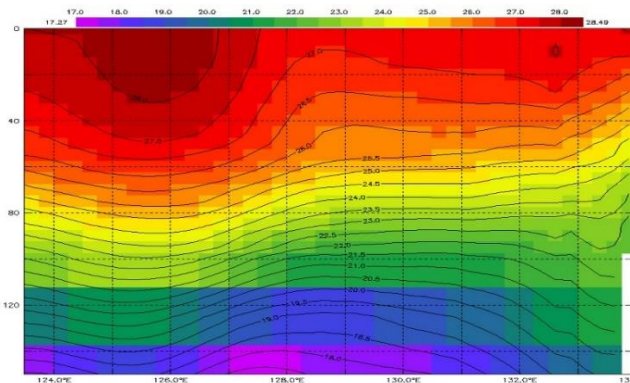
Fenomena menarik lainnya adalah keberadaan lapisan eufotik yang terletak di bawah kedalaman MLD, DCM, dan BAT selama musim peralihan II. Fenomena ini diduga merupakan ciri utama dinamika biosfer perairan yang sangat produktif di mana konsentrasi biomassa klorofil yang tinggi dalam DCM meredam penetrasi cahaya matahari untuk mengurangi produktivitas di lapisan yang lebih dalam (Sigman,2012). Selain DCM, tampak bahwa variabilitas kedalaman eufotik juga dipengaruhi oleh variabilitas kedalaman BAT. Hal ini dapat dipahami karena pada lapisan tersebut terakumulasi organisme laut dan jasat renik lainnya yang mati dengan kepadatan yang tinggi meningkatkan turbiditas perairan yang turut mereduksi kedalaman penetrasi cahaya matahari.



Gambar 2 Variabilitas kedalaman DCM, MLD, BAT, & De



Gambar 3 Distribusi angin zonal tahun 2015



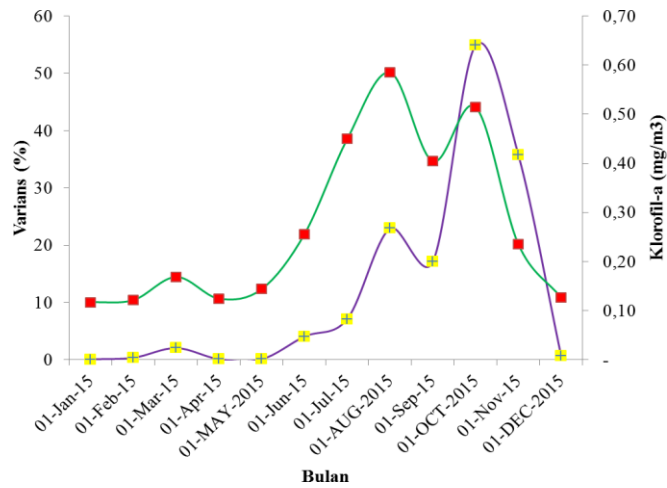
Gambar 4 Distribusi vertikal suhu indikator GI bulan Oktober (Data Klimatologi)

3. Kontribusi GI Pada Kesuburan Perairan dan Implikasinya Pada Ocean Color

GI meningkatkan kesuburan perairan oseanik melalui suplai nutrisi baru untuk meningkatkan produktivitas primer dan pergeseran dalam struktur komunitas fitoplankton (Sakamoto *et al.*, 2004 ; Cipollini *et al.*, 2001). Hasil perhitungan kontribusi GI melalui peningkatan produktivitas primer perairan yang dikuantifikasi menggunakan data *Ocean color* berdasarkan kedalaman integrasi klorofil-a pada zona kedalaman optik satelit Aqua Modis di sekitar puncak gelombang (6,3°LS ; 128 - 130°BT) menunjukkan bahwa kontribusi relatif GI cenderung terjadi selama musim timur (Agustus ; 22,93%) dan mencapai maksimum pada musim peralihan II (Oktober ; 54,88%).

Sementara itu, pada musim barat dan peralihan I tidak terjadi peningkatan produktivitas primer permukaan perairan oleh gelombang baroklinik di Laut Banda. Hasil analisis juga memperlihatkan bahwa peningkatan produktivitas primer memiliki pola distribusi identik dengan pola distribusi nilai varians kecuali pada bulan Oktober di mana kontribusi maksimum GI hanya menghasilkan konsentrasi klorofil-a 0,51 mg/m³ jika dibandingkan dengan bulan Agustus 0,58 mg/m³ (Gambar 5). Jika dicermati, ternyata konsentrasi

klorofil-a keduanya relatif sama, namun yang membedakannya adalah adveksi DCM ke lapisan tercampur terjadi kuat pada bulan Oktober sehingga meningkatkan konsentrasi klorofil-a permukaan perairan mendekati kondisi bulan Agustus di mana taikan maksimum terjadi di Laut Banda.



Gambar 5 Kontribusi GI pada peningkatan produktivitas primer permukaan perairan Laut Banda (Oktober 2015)

Besarnya kontribusi GI untuk meningkatkan produktivitas primer permukaan perairan jika dibandingkan dengan pengaruh GI di perairan oligotropik lainnya (Tabel 4) tampak bahwa kontribusi GI di Laut Banda jauh lebih tinggi (55%) atau lebih tinggi 22% dari perairan lainnya. Mengacu pada Charria *et al.* (2008) dan Sakamoto *et al.* (2004) bahwa kontribusi GI sebesar 30% dikategorikan tinggi maka osilasi GI di perairan selama musim peralihan II terutama di puncak gelombang memberikan kontribusi yang besar bagi peningkatan kesuburan perairan Laut Banda.

Jika dicermati ternyata besarnya kontribusi maksimum GI terhadap peningkatan produktivitas primer perairan hanya berkisar antara 20 - 55%. Nilai ini merepresentasikan kedalaman adveksi DCM yang cenderung dangkal di atas dasar MLD. Di sisi lain, hanya proporsi yang rendah dari fluoresensi fitoplankton yang tinggi dalam DCM dapat dijangkau oleh kedalaman penetrasi satelit. Kedua faktor ini diduga memainkan peran penting dalam membatasi estimasi produktivitas primer perairan menggunakan satelit. Hal ini disebabkan kemampuan perekaman satelit *Ocean color* hanya dibatasi pada *optical depth zone* (ODZ) satelit yang berkisar antara 20 - 25% dari kedalaman eufotik. Dari data, kedalaman eufotik perairan Laut Banda diketahui bervariasi antara 57 – 102 m maka kemampuan satelit mendeteksi fluoresensi fitoplankton hanya berkisar pada kedalaman 11 – 26 m. Kedalaman penetrasi ini jika disandingkan dengan kedalaman DCM maka jelas bahwa satelit hanya dapat merekam fluoresensi fitoplankton maksimum pada kedalaman 25 m sedangkan sebagian besar DCM berada di bawah kedalaman tersebut. Indikasi ini mengisyaratkan bahwa hanya proporsi rendah nilai fluoresensi fitoplankton yang terekam pada sensor satelit sedangkan proporsi terbesar berada di bawah ODZ satelit karena *upwelling* lemah untuk mengangkat kedalaman DCM menjangkau zona tersebut atau DCM berada jauh di lembah gelombang dan tidak terjangkau oleh ODZ satelit. Argumen ini menguatkan pendapat Andre (1992) dan Xiu *et al.* (2009) bahwa perubahan struktur vertikal klorofil pada observasi *remote sensing* adalah signifikan ketika DCM hadir beberapa meter di bawah permukaan perairan. Berdasarkan uraian di atas maka dapat diklarifikasikan bahwa penggunaan satelit *Ocean color* untuk penilaian kesuburan perairan oseanik belum optimal karena kesuburan perairan yang sebenarnya terletak pada kedalaman DCM bukan pada batas ODZ satelit.

Tabel 4. Perbandingan kontribusi GI di perairan oligotropik

No	Peneliti	Lokasi	Varians (%)
1	Cipollini <i>et al.</i> (2001)	Samudera Hindia	20
2	Uz <i>et al.</i> (2001)	Pasifik Utara	20
3	Carría <i>et al.</i> (2008)	Atlantik Utara	20
4	Sakamoto <i>et al.</i> (2004)	Pasifik Utara Subtropikal Gyre	25
5	Kawamiya dan Oschlies (2001)	Samudera Hindia	30
6	Pan <i>et al.</i> (2012)	Utara Laut Cina Selatan	37
7	Waas <i>et al.</i> (2014)	Barat Pasifik	38
8	Penelitian ini*	Laut Banda	55

4. Implikasi DCM Untuk Perikanan Tuna

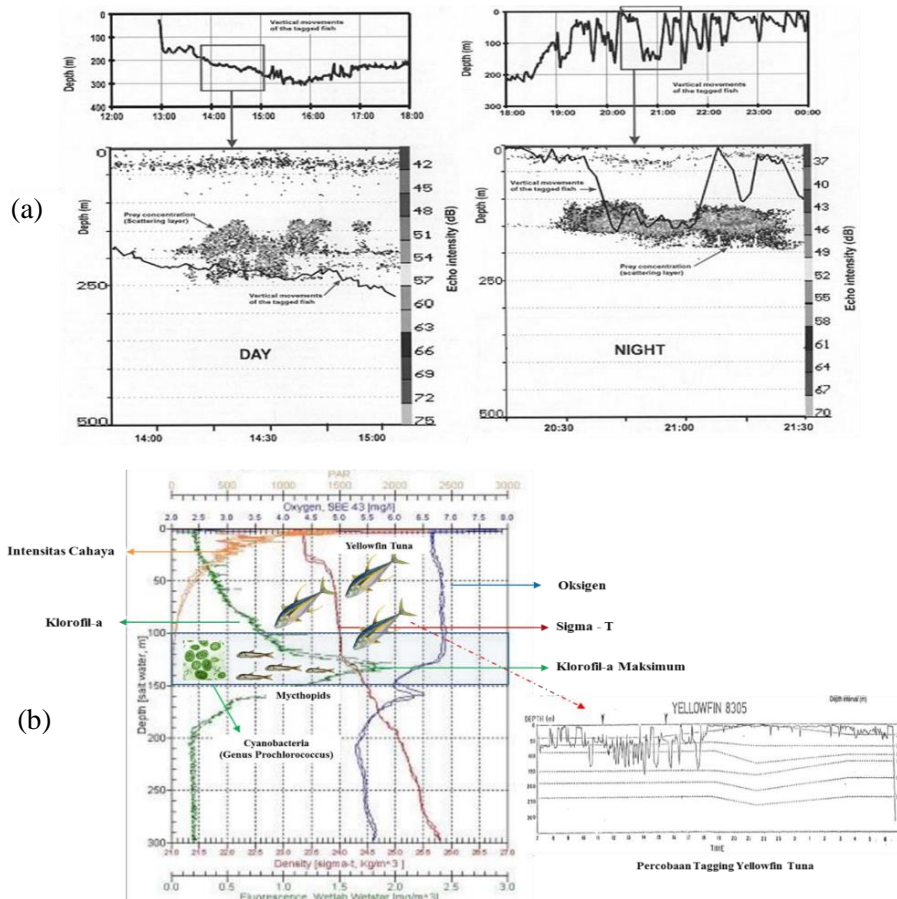
Kajian awal hubungan kehadiran ikan pelagis besar dalam DCM dilakukan oleh Josse *et al.* (1998) menggunakan kombinasi *sonic tracing* dan survey akustik terhadap distribusi vertikal dan horisontal *yellowfin* tuna di sekitar kepulauan Maipiti di Pasifik Selatan. Hasil penelitian ini menunjukkan bahwa kedalaman renang spesies tuna ini pada siang hari (pukul 14.00 – 15.00) dapat mencapai 300 m namun cenderung makan dalam *scattering layer* (rerata 200 m) di mana makanan tersedia. Sementara pada malam hari spesies tersebut melakukan migrasi vertikal untuk makan pukul 20.30 – 21.00 dalam *scattering layer* di kedalaman rerata 150 m (Gambar 6a).

Eksperimen *acoustic tagging* yang dilakukan Brill *et al.* (1999) terhadap spesies tuna yang sama disekitar perairan Hawaii membuktikan bahwa madidihang pada siang hari berada di MLD dan pada malam hari turun makan di DCM pada kedalaman 50 – 100 m. Makanan tuna yang ditemukan dalam isi lambung madidihang dewasa di kedalaman DCM antara lain *mictophidae* (ikan lanterna), *euphausiids*, *shrimp* dan *squid* (Gambar 6b). Hasil analisis isi lambung ikan lanterna menggunakan *scanning mikroskop* memperlihatkan bahwa isi lambung mikronekton tersebut didominasi oleh pikofitoplankton genus *Prochlorococcus*. Ikan lanterna berukuran kecil (2 – 15 cm) melakukan migrasi diurnal siang hari antara 300 – 1.500 m dan malam hari naik ke dalam lapisan epipelagis antara 10 – 100 m.

Mengacu pada hasil sintesa penelitian di atas ternyata berkesesuaian dengan hasil interview nelayan lokal di mana *yellowfin* tuna yang tertangkap menggunakan alat tangkap longline selama musim peralihan II di utara Pulau Kisar dan selatan Pulau Ambon berada pada kedalaman 20 – 40 depa (1 depa = 1,7 m) atau 34 – 68 m. Kisaran kedalaman ini tidak berbeda dengan kisaran kedalaman DCM (25 – 64 m) di Laut Banda pada periode yang sama. Hasil kajian ini membuktikan bahwa keberadaan *scattering layer* dengan konsentrasi makanan tuna yang tinggi berasosiasi dengan kedalaman DCM yang merupakan lingkungan paling produktif di perairan oseanik yang ditunjukkan oleh penangkapan tuna yang intensif pada kedalaman DCM. Hal ini mengindikasikan bahwa DCM memainkan peran penting di lingkungan perairan dengan menyediakan sumber makanan bagi tingkat tropik yang lebih atas.

Kemampuan ini berasal dari keberadaan pikofitoplankton (<2µm) anggota *microbial loop* yang mendominasi sebagian besar fluoresensi fitoplankton di perairan dan menyediakan *grazing* untuk zooplankton yang tersedia melimpah untuk mikronekton. Pikofitoplankton ini telah dikwantifikasi lebih dari setengah produktivitas primer di perairan dunia dan berdomesili di dalam DCM (Bryant, 2003 ; Maranon dan Varela, 2005 ; Perez *et al.*, 2006). Argumen ini menguatkan pendapat Le Borgne *et al.* (2011) bahwa mekanisme rantai makanan tuna dalam DCM dapat terjadi melalui mikronekton yang mengkonsumsi

mikrozooplankton dan mesozoplankton. Mengacu pada uraian di atas maka dapat direkomendasikan bahwa DCM dapat digunakan sebagai indikator penting untuk menentukan kedalaman optimal penempatan *longline* untuk target penangkapan yellowfin tuna selain MLD dan kedalaman termoklin menurut Laevastu dan Hayes (1981).



Gambar 6 Migrasi vertikal yellowfin tuna relasinya dengan *scattering layer* (Josse *et al.*,1998) (a) dan DCM (b) (Anderson,2013)

SIMPULAN

DCM di Laut Banda selama musim peralihan II relatif dangkal, terletak dalam lapisan pencampuran, berasosiasi dengan nitraklin, suhu 26 – 27 °C, irradiance 13 – 48% dan berada di atas kedalaman eufotik. Variabilitasnya dipengaruhi oleh taikan yang dihasilkan oleh *shoaling* GI yang diduga terjadi selama periode musim timur – transisi II. Kehadirannya secara spasial dan temporal mempengaruhi estimasi kesuburan permukaan perairan menggunakan satelit karena terbatasnya kedalaman penetrasi (ODZ) 26 m. Kontribusi GI terhadap peningkatan kesuburan permukaan perairan Laut Banda dikategorikan tinggi dibandingkan dengan perairan oligotropik lainnya.

DCM menyediakan makanan bagi ikan pelagis besar yang diindikasikan melalui kedalaman penangkapan tuna menggunakan alat tangkap *Longline* yang bersesuaian dengan kedalaman DCM selama periode musim peralihan II. Dengan demikian DCM direkomendasikan sebagai indikator baru *fishing ground* untuk perikanan tuna.

UCAPAN TERIMA KASIH

Ucapan terima kasih kepada (1) LP3O LIPI yang telah menyediakan data oseanografi tahun 2015 untuk itu penulis dan khususnya Johanis Lekalet, S.Si, M.Si yang melibatkan Program Studi Ilmu Kelautan FPIK UNPATTI dalam penelitian ini, (2) Kelompok nelayan Tuna Negeri Wakasih, Lima, Ureng, dan Asilulu yang telah menyediakan informasi kedalaman penangkapan tuna Madidihang selama periode musim peralihan II 2015, dan (3) OceanWatch Central Pacific yang menyediakan Live Access Server (LAS) untuk akses data Angin dan klimatologi suhu perairan.

DAFTAR PUSTAKA

- Anderson, G. C. 1969. Subsurface chlorophyll maximum in the northeast Pacific Oceans. *Limnol. Oceanogr.* 14 : 386-391
- André, J.M. 1992. Ocean color remote-sensing and the subsurface vertical structure of phytoplankton pigments Deep Sea Research Part A. *Oceanographic Research Papers*. Volume 39, Issue 5, Pages 763-779
- Birowo, S., A.G. Ilahude. 1977. On the upwelling of the eastern Indonesia waters. Paper presented at the Pac.Sci.Congr., Ottawa, Canada, LIPI, Jakarta : 71-80.
- Blondeau-Patissier, D. J. F.R. Gower, A. G. Dekker, S. R. Phinn, V. E. Brando. 2014. A review of ocean color remote sensing methods and statistical techniques for the detection, mapping and analysis of phytoplankton blooms in coastal and open oceans. *Progress in Oceanography*. Volume 123, P 123-144
- Brill R. W, Block B.A, Boggs C.H, Bigelow K.A, Freund E.V, Marcinek D.J, (1999) Horizontal movements and depth distribution of large adult yellowfin tuna (*Thunus albacores*) nears the Hawaiian Islands, physiological ecology of pelagic. *Marine Biology* : 395-408
- Bryant, D. A. 2003. The beauty of small things revealed. *Proceeding of the National Academic of Science*. 100 (17) : 9647 – 9649
- Charria G, Dadou L, Cipollini P, Drevillon M, V.Garcon. 2008. Influence of Rossby waves on primary production from a coupled physical-biogeochemical model in the North Atlantic Ocean. *Ocean Sci*.
- Cipollini P, Cromwell D, Challenor P.G, Raffaglio S. 2001. Rossby waves detected in global ocean colour data. *Geophysical research letters*, Vol 28. No 2
- Cornec, M., R. Laxenaire, S. Speich, H. Claustre. 2021. Impact of Mesoscale Eddies on Deep Chlorophyll Maxima. *Geophysical Research Letter*. AGU Advancing Earth And Space Science.
- Cullen J.J, 1982. Subsurface Chlorophyll Maximum Layers: Enduring Enigma or Mystery Solved?. *Annu. Rev. Mar. Sci.* 2015. 7:207–39. doi: 10.1146/annurev-marine-010213-135111.
- Cunningham, A, D. McKea, S. Craiga, G. Tarranb, C. Widdicombe. 2003. Fine-scale variability in phytoplankton community structure and inherent optical properties measured from an autonomous underwater vehicle. *Journal of Marine Systems* 43 : 51 – 59
- Fernand, L., K. Weston, T. Morris, N. Greenwood, J. Brown, T. Jickells. 2013. The contribution of the deep chlorophyll maximum to primary production in a seasonally stratified shelf sea, the North Sea. *Biogeochemistry*. Vol. 113 (2013), pp. 153-166
- Furuya, K. (1990). Subsurface chlorophyll maximum in the tropical and subtropical western Pacific Ocean: vertical profiles of phytoplankton biomass and its relationship with chlorophyll a and particulate organic carbon. *Marine biology* 107, 529-539.
- Gieskes, W.W.C, Kraay Q.K, Nontji A, Setiapermana D, Sutomo. 1988. Monsoonal alternation of a layered structure in the phytoplankton of the euphotic zone of the Banda sea (Indonesia): A mathematical analysis of algal pigment fingerprints. *Netherlands journal of sea Research* 22 (2): 123-137.
- Gordon, H.R., W. R. McCluney. 1975. Estimation of the depth of sunlight penetration in the sea for remote sensing. *Appl Op.* 14(2):413-6. doi: 10.1364/AO.14.000413.
- Gower, J.C. 1975. Generalized procrustes analysis. *Psychometrika*. Vol : 40 No. 1
- Herrmann, P., W. Krauss. 1989. Generation and propagation of annual Rossby wave in the north Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.* (19), 727–744.
- Josse E. Bach P., and Dagon L. 1998. Simultaneous observations of tuna movements and their prey by sonar tracking and acoustic surveys. *Hydrobiologia* 371/372: 61-69.

- Kawamiya, M., A. Oschlies. 2001. Formation of a basin-scale surface chlorophyll pattern by Rossby waves. *Geophysical Research Letters*. 28 (21) 4139 – 4142.
- Killworth, P. D., Cipollini, P., Uz, B. M., and Blundell, J. R. 2004. Physical and biological mechanisms for planetary waves observed in sea-surface chlorophyll, *J. Geophys. Res.* 109 (C7), C07002.
- Lally, C.M., T.R. Parsons. *Biological Oceanography : An Introduction* Second Edition.
- Latasa M, Cabello A.M, Moran X.A.G, Massana R, Scharek. 2017. Distribution of phytoplankton groups within the deep chlorophyll maximum. *Limnologi and Oceanography*.
- Mackey, D.J., J. Parslow, H.W. Higgins, F.B. Griffiths, J.E. O'Sullivan. 1995. Plankton productivity and biomass in the western equatorial Pacific: Biological and physical controls. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. Volume 42, Issues 2–3, Pages 499-533
- Mann, K.H., J.R. Lazier, 1991. *Dynamic of marine ecosystems. Biological-physical interactions*, 3rd ed. Blackwell Publishing.
- Maranon E and M. Varela. 2005. Basin-scale patterns of phytoplankton abundance, composition and production in the Atlantic Ocean. Report of Atlantic Meridional Transect cruise AMT-2, Plymouth Marine Laboratory, UK.
- McLaughlin, F.A., E.C Carmack. 2010. Deepening of the nutricline and chlorophyll maximum in the Canada Basin interior, *Geophysical Research Letters* 37: doi: 10.1029/2010GL045459. issn: 0094-8276.
- McPhaden, M.J. 1999. Equatorial wave and 1997–98 El Niño. *Geophysical Research Letters*. 19 (26) : 2961-2964.
- McPhaden M.J. 2002. Evolution of the 2002/03 el Niño. The book : American Meteorological Society
- Perez M., Fernandez E., Maranon E., Moran X.A.G., Zuckov M.V., (2006) Vertical distribution of phytoplankton biomass, production and growth in the Atlantic subtropical gyres. *ScienceDirect. Deep-sea Research* 1616-1634.
- Redenac M.H., Menkes C., Vialard J., Moulin C., Dandonneau Y., Delcroix T., Dupouy C., Stoens A., and Deschamps P.Y., 2001. Modeled and observed impacts of the 1997- 1998 El Niño on nitrate and new production in the equatorial Pacific. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 106, NO. C11, Page 26,879-26,898.
- Richardson, K., Visser A.W., Pedersen FB. 2000. Subsurface phytoplankton bloom fuel pelagic production in the North sea. *J Plankton Res* 22 : 1663 - 1671
- Sakamoto, C. M., Karl, D. M., Jannasch, H. W., Bidigare, R. R., Letelier, R. M., Waltz, P. M., Ryan, J. P., and Polito, P. S. 2004. Influence of Rossby waves on nutrient dynamics and the plankton community structure in the North Pacific subtropical gyre, *J. Geophys. Res.*, 109, C05032, doi:10.1029/2003JC001976.
- Sauzède R, Lavigne H, Claustre H, Uitz J, Schmechtig C, D'Ortenzio F, Guinet C, and Pesant S. 2015. Vertical distribution of chlorophyll a concentration and phytoplankton community composition from in situ fluorescence profiles: a first database for the global ocean. *Global ocean chlorophyll a profiles*
- Seiki A., Takayabu Y.N., (2006) Westerly Wind Bursts and Their Relationship with Intraseasonal Variations and ENSO. Part II: Energetics over the Western and Central Pacific. American Meteorological Society
- Siegel, D. 2001. The Rossby Rototiller. *Nature*. (409) : 576–577.
- Sigman D.M., and Hain M.P. 2012. The biological productivity of the ocean. *nature Education* Vol 3, Issue 6
- Steele, J.H., S.A. Thorpe, K.K. Turekian. 2009. *Elements of Physical Oceanography*. Second Edition.
- Tomczak, M., J.S. Godfrey. 2001. *Regional Oceanography : An Introduction*. This edition published online © M. Tomczak and J.S. Godfrey.
- Tripathy, S. C., S. Pavithran, S. Prabhakaran, U.K. Honey, Pillai, R.G. Dipti Dessai, N. Anilkumar. 2015. Deep chlorophyll maximum and primary productivity in Indian Ocean sector of the Southern Ocean: Case study in the Subtropical and Polar Front during austral summer 2011. *Book of Abstracts XIITH SCAR Biology Symposium*.
- Tripathy, S. C., S. Pavithran, S. Prabhakaran, U.K. Honey, Pillai, R.G. Dipti Dessai, N. Anilkumar. 2015. Deep chlorophyll maximum and primary productivity in Indian Ocean sector of the Southern Ocean: Case study in the Subtropical and Polar Front during austral summer 2011. *Book of Abstracts XIITH SCAR Biology Symposium*.
- Tziperman E., Yu L. 2006. Quantifying the Dependence of Westerly Wind Bursts on the Large-Scale Tropical Pacific SST. *Jurnal of climate* vol 20.

- Waas, H.D.J., Siregar V.P., Jaya I., Gaol J.L.2012. Coastal upwelling under the influence of westerly wind burst in the north of Papua continent, western pacific. *International Journal of Remote Sensing and Earth Sciences* Vol. 9 No. 2
- Wyrski and Klaus (1961) *Physical Oceanography of the Southeast Asian waters*. Naga record vol. 2.
- Xiu P, Liu Y. G, Yin X. B. 2007. Preliminary study on distribution of deep chlorophyll maximum and remote sensing model in the Bohai Sea of China. *International Journal of Remote Sensing* : No11 Vol. 28
- Xiu, P., Y. Liu , G. Li , Q. Xu , H. Zong^d, Z. Rong, X. Yin, F. Chai.2009.