



多様な時空間スケールの先進的気象学・気候学・大気科学/
北太平洋の変動と極端現象

北西太平洋における 海洋中の貧酸素化の 将来予測と変化要因

山 田 広 大¹⁾

笹 野 大 輔¹⁾

中 野 英 之²⁾

川 上 雄 真²⁾

**Future projection of ocean deoxygenation
and their controlling factors in the western
North Pacific.**

**Kodai Yamada, Daisuke Sasano, Hideyuki
Nakano, Yuma Kawakami**

1) 気象庁

2) 気象庁気象研究所

気候モデルによる将来予測では、21世紀を通じて全球的に貧酸素化が進行することが報告されている。本研究では、水平解像度約10 kmの高解像度モデルを用いて、北西太平洋亜熱帯域における貧酸素化の将来予測を示し、その要因を解析した。その結果、溶解度の低下と成層の強化が貧酸素化の主要因であることがわかった。

1. はじめに

海中には酸素が溶けており（溶存酸素）、海洋に生息する多くの生物の生命活動を支えている。海面では、大気とのガス交換により酸素濃度はほぼ飽和状態にある。また、有光層内では、植物プランクトンの光合成によって溶存酸素が生成され、海水中に供給される。一方、海面から沈み込んだ海水中の溶存酸素は、バクテリア等有機物を分解する際に消費され、徐々に減少していく。その結果、海水中の溶存酸素濃度（ O_2 ）は、海面から深くなるにつれ次第に低下する。さらに、深層には、グリーンランド近海や南極大陸周辺海域の海面から沈降した、低温で O_2 が比較的高い深層水が広がっていることから、 O_2 は海洋の中～中深層で最も低くなるのが一般的である。

このように、海洋内部における O_2 の分布は、大気海洋相互作用や海洋循環といった物理プロセスだけでなく一次生産や有機物分解といった生物地球化学プロセスが密接に関連している。そのため、 O_2 の長期変化を監視することは、気候変動に伴う海洋環境の長期変化を理解するためにも重要である。また、海洋内部における O_2 の長期変化は、海洋内部に蓄積しつつある人為起源二酸化炭素量を評価する際にも必要な情報となる（例えば、Brewer, 1978; Gruber *et al.*, 1996）。

長年の海洋観測により、全球的な O_2 の低下が明らかとなっており、特に海洋上層1000 m（以降、上層1000 m）で顕著である（Helm *et al.*, 2011; Schmidt *et al.*, 2017; Ito *et al.*, 2017）。この長期的な O_2 の低下は貧酸素化と呼ばれ、地球温暖化が原因であると考えられている（Bindoff *et al.*, 2019）。北太平洋は貧酸素化が顕著な海域の1つとして

知られており、気象庁による海洋観測でも、北西太平洋の東経 137 度および東経 165 度の広い範囲と親潮域での O_2 の低下が見られている (Takatani *et al.*, 2012; Sasano *et al.*, 2015; Sasano *et al.*, 2018). Takatani *et al.* (2012) は、北西太平洋の東経 137 度で特に顕著な貧酸素化が見られた亜熱帯域 (北緯 20 度~25 度) において、主要因を詳細に解析し、報告している。

貧酸素化を引き起こす要因として、主に 2 つが考えられている (Schmidtke *et al.*, 2017; Breiburg *et al.*, 2018; Bindoff *et al.*, 2019). 1 つ目は溶解度の低下である。海水温が上昇すると溶解度が低下するため、海水中の大気から海洋に溶け込む酸素の量が減少する。2 つ目は成層の強化である。地球温暖化の進行による海水温の上昇は表層ほど大きいため、表層と深層の間の密度差が大きくなり、成層の度合いが強まる (Yamaguchi and Suga, 2019). その結果、溶存酸素を豊富に含む表層の海水が下層に輸送されにくくなり (ベンチレーションの低下)、下層で O_2 の低下が進む。いずれの要因においても、海水温の上昇が主な原因である。

結合モデル相互比較プロジェクト第 5 期 (CMIP5) や第 6 期 (CMIP6) の予測等を基にした将来予測では、表層付近 (100 m ~ 600 m) において全球的な貧酸素化が 21 世紀に入っても進行し続け、数百年から数千年にわたり持続すると報告されている (IPCC, 2013; 2021). O_2 の全球的な将来変化の要因については、観測結果と同様に、溶解度の低下と成層の強化によるベンチレーションの低下が挙げられており、特に、成層の強化を貧酸素化の主要因とする報告がある (Keeling *et al.*, 2010).

これまで行われてきた O_2 の将来予測に関する研究は全球を対象としたものであり、海域別に行われた解析は前例がない。しかし、海域によってその O_2 変化の度合いが異なるだけでなく、要因の寄与の大きさが異なる可能性がある。詳細な理解のためには、海域毎の特徴の把握が必要である。観測で顕著な貧酸素化が見られた、北西太平洋における O_2 の詳細な変化を把握するには、黒潮や親潮といった日本周辺の海洋構造を再現する

高解像度のモデルが必要である。しかし、気候モデルに使われている海洋モデルは水平解像度が 100 km 程度であり、黒潮や中規模渦を解像しない。北太平洋域将来予測データセット (FORP-NP10) は、海洋モデル MRI.COMv4 (Tsuji *et al.*, 2017) によって計算された将来予測結果であり、水平解像度は約 10 km と高解像度である。北西太平洋の典型的な水塊に関する分布に対する中規模渦の影響、及び黒潮や親潮とその前線やジェット構造といった海洋の微細な構造が適切に再現されており (Nakano *et al.*, 2021; Nishikawa *et al.*, 2020)、日本周辺海域の貧酸素化の将来予測が適切に再現されていることが期待される。本研究では、北太平洋における上層 1000 m の O_2 の将来予測について解析を行った。その後、等深度面解析及び等密度面解析により、北西太平洋亜熱帯域における貧酸素化の要因を解析した。4 章では、北西太平洋亜熱帯域で顕著な貧酸素化を示した、中層の水塊の起源の 1 つと考えられる親潮域についても等密度面解析を行った。

2. データと方法

FORP (領域海洋将来予測) は、CMIP5 の複数の気候モデル / 将来予測シナリオによる大気データや大気再解析データを外力として、高解像度の海洋モデル (MRI.COMv4) シミュレーションにより作成された海域の過去再現・将来予測データセットである。そのうち、FORP-NP10 (Nishikawa *et al.*, 2024) は北太平洋海域をカバーするデータセットであり、version4.5 が DIAS (<https://doi.org/10.20783/DIAS.662>) から公開されている。FORP-NP10 では、CMIP5 参加の 4 つの気候モデル (GFDL-ESM2M, IPSL-CM5A-MR, MIROC5, MRI-CGCM3) の大気要素を外力として用いた、アンサンブル実験を実施している。歴史実験 (1960 年~2005 年) の他、温室効果ガス排出速度に応じた 2 通りの将来予測シナリオ (RCP2.6, RCP8.5 シナリオ) (2006 年~2100 年) を用いて計算が実施されている。

上記の FORP-NP10 によるシミュレーションは、水平解像度約 10 km の北太平洋海域 (NP) モデル

(Sakamoto *et al.*, 2019; Tsujino *et al.*, 2024)で実施されている。NP モデルは MRI.COMv4 の比較的最新版である v4.6 コードをベースに、構築された海洋モデルである。NP モデルの水平解像度は 1/11 度 (経度)×1/10 度 (緯度) の約 10 km であり、東経 99 度～西経 75 度、南緯 15 度～北緯 63 度の海域を対象としている。鉛直層は 60 層 (表層で 2 m、最下層 600 m 間隔)、上層 1000 m では 41 層となっている。NP モデルにおいて低次生態系モデルを計算するために、低次生態系入りの全球海洋 (GLB) モデルからの単方向オフラインネスティングによる力学的ダウンスケーリングが行われている。また、生物地球化学過程 (低次生態系モデル) には、海洋モデル MRI.COMv4 にオプションとして組み込まれている炭素循環付き NPZD モデル (Nakano *et al.*, 2011; Tsujino *et al.*, 2017) が使用されている。

本研究では FORP-NP10 でシミュレーションが行われた 4 モデルのアンサンブル平均の結果を示す。本研究では年平均値を使用し、深度面の解析ではモデルの設定層深度をそのまま使用し、等密度面解析は各深度面のポテンシャル密度を鉛直方向に線形内挿することにより行った。上層 1000 m の O_2 (mol/m^2) は各層の濃度 (mol/m^3) と層厚 (m) の積を海面から 1000 m まで積算することで求めた。

FORP-NP10 での過去再現実験による O_2 の長期変化が、現実の海洋における O_2 の長期変化を再現できているかを確かめるため、観測データと比較を行った。気象庁では東経 137 度定線において 1967 年から長期間にわたり観測を行ってきた (Oka *et al.*, 2018)。このような長期間の観測は世界でも類を見ないものであり、貧酸素化のような長期観測データの解析を必要とする現象との比較に適している。本研究では季節を問わず、1967 年～2022 年に行われた全航海の観測データを用いた。溶存酸素濃度について、2008 年の夏季以前はボトル採水による観測データを、秋間法 (Akima, 1991) によって深度 5 m、ポテンシャル密度 $0.05 kg/m^3$ 毎に鉛直内挿し、さらに品質管理を実施したデータを用いた (詳細は Takatani *et al.*, 2012 を参

照)。2008 年秋季以降は高速応答 O_2 センサーである RINKO を搭載した CTD による観測データを使用した (詳細は Sasano *et al.*, 2011 を参照)。深度 5 m 毎のデータは上下 2.5 m の範囲内のデータを平均することで算出し、ポテンシャル密度 $0.05 kg/m^3$ 毎のデータは線形内挿で算出した。上層 1000 m の O_2 (mol/m^2) は各層の O_2 ($\mu mol/kg$)、密度 (kg/m^3)、及び層厚 (m) の積を海面から 1000 m まで積算することで求めた。上層 1000 m の中に 15 層以上の欠測値がある観測は除外し、海面から欠測値が続く場合は、十分に混合しているものとして、欠測値を除く最も上層の値をそのまま海面まで外挿して計算した。

親潮域の解析に関しては領域を以下のように設定した。将来予測においては地球温暖化に伴う黒潮や親潮の北偏 (Nishikawa *et al.*, 2020) といった海洋循環場の変化を考慮し、領域を選択する必要がある。本研究では、観測データを用いた Sasano *et al.* (2018) の対象海域と比べて、より親潮水の形成域に近くブッソル海峡よりも下流の西部亜寒帯循環域 (北緯 43 度～45 度、東経 148 度～150 度) のデータを領域平均して使用した。親潮域でも東経 137 度と同様の手法を用いて上層 1000 m の O_2 を算出した。なお、今回の解析では、物理場の将来変化による貧酸素化への影響を評価することを目的とし、生物活動の将来変化による影響は考慮しない。

3. 結果

3.1 将来予測モデルによる上層 1000 m の O_2 の長期変化及び再現性の検証

図 1 に FORP-NP10 における北太平洋における上層 1000 m の O_2 の空間分布を示す。歴史実験 (1986 年～2005 年平均、以降歴史実験の上記期間の結果を「現在気候」と呼ぶ) 及び各シナリオ (2081 年～2100 年平均、以降上記期間を「21 世紀末」と呼ぶ) における上層 1000 m の O_2 の空間分布 (図 1 (a)～(c)) は酸素躍層深度 (ひいては主水温躍層深度) の空間分布と良く対応していた (図略)。実際、海面付近で O_2 が高い北西太平洋亜寒帯域

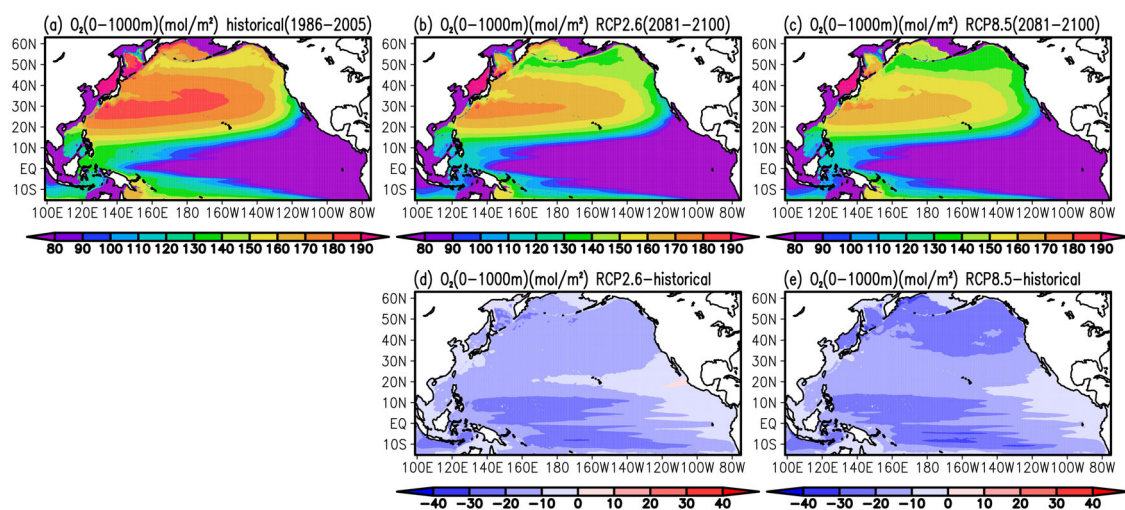


図1 北太平洋における上層1000mの O_2 の空間分布。(a) 現在気候, (b) RCP2.6シナリオ(21世紀末), (c) RCP8.5シナリオ(21世紀末)を表す。(d), (e)はそれぞれのシナリオ(21世紀末)の値から現在気候を引いた値を表している。単位は mol/m^2 。

と比べて、北西太平洋亜熱帯域の方が上層1000mの O_2 が高い海域となっているのは、亜熱帯域の方が酸素躍層が深いためである。長期変化を見ると、各シナリオの21世紀末と現在気候の差(図1(d), (e))から、どちらのシナリオ(21世紀末)でも多くの海域で貧酸素化が進行していることがわかった。海域別で見ると、両方のシナリオ(21世紀末)で熱帯域西部での貧酸素化が顕著であり、RCP8.5シナリオ(21世紀末)では、亜寒帯域においても貧酸素化が顕著であった。

FORP-NP10による上層1000mの O_2 の長期変化の再現が妥当であるかを検証するため、長期的な観測が行われている東経137度線のデータを解析した。観測結果の1例として、北西太平洋亜熱帯域(東経137度の北緯20度~25度平均)における上層1000mの O_2 の時系列(1967年~2022年)を示す(図2)。この海域は、Takatani *et al.* (2012)が東経137度線で最も O_2 の低下が大きいとして解析の対象とした緯度帯である。Takatani *et al.* (2012)の等密度面上の解析結果と同様に、上層1000mの O_2 は、1980年代半ばにかけて増加した後、1980年代半ば以降は顕著に低下していた。こ

の要因として、Takatani *et al.* (2012)は10年から20年規模の海洋の内部変動の影響を指摘している。上層1000mの O_2 は、全期間では3.3%低下、貧酸素化が顕著な1985年以降では6.0%低下していた(図2)。これは全球的な貧酸素化(1970年~2010年の40年間で0.5%~3.3%低下(Bindoff *et al.*, 2019))と比べて、この海域では同程度かそれ以上の速度で貧酸素化が進行していることを示している。他の緯度帯でも、亜熱帯域については1980年半ば以降で低下傾向が続いている(図3(c)~(e))。

次に、この観測データの長期変化を、FORP-NP10による再現と比較した(図3)。将来予測モデルに関しては、両方のシナリオで、東経137度の全ての緯度帯において貧酸素化が進行していた。東経137度の亜熱帯域(北緯15度~30度)においては、上層1000mの O_2 に関して、おおむねFORP-NP10での再現が観測結果と整合的であった。加えて、鉛直プロファイルや等深度面及び等密度面毎における O_2 の低下傾向の特徴(3.2及び3.3節)が観測結果や先行研究(Takatani *et al.*, 2012)とも整合的であった。FORP-NP10は、亜熱帯域における

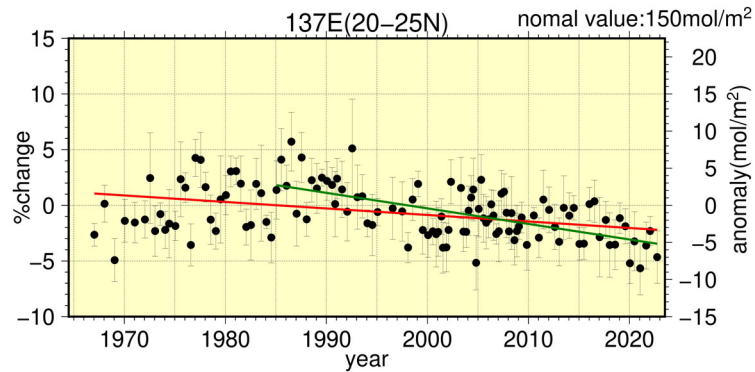


図2 観測データによる北西太平洋亜熱帯域における上層 1000mのO₂の変化. 1986年~2005年を基準とした北西太平洋亜熱帯域(東経137度の北緯20度~25度平均)における上層 1000mのO₂の偏差(%). 右軸は基準値(右上の値: 150mol/m²)に対する偏差(mol/m²), それぞれの値の幅は緯度平均した際の標準偏差, 赤線及び緑線は気象庁東経137度定線観測以降の全期間(1967年~2022年)と貧酸素化が特に顕著な期間(1985年~2022年)での長期変化傾向を表す.

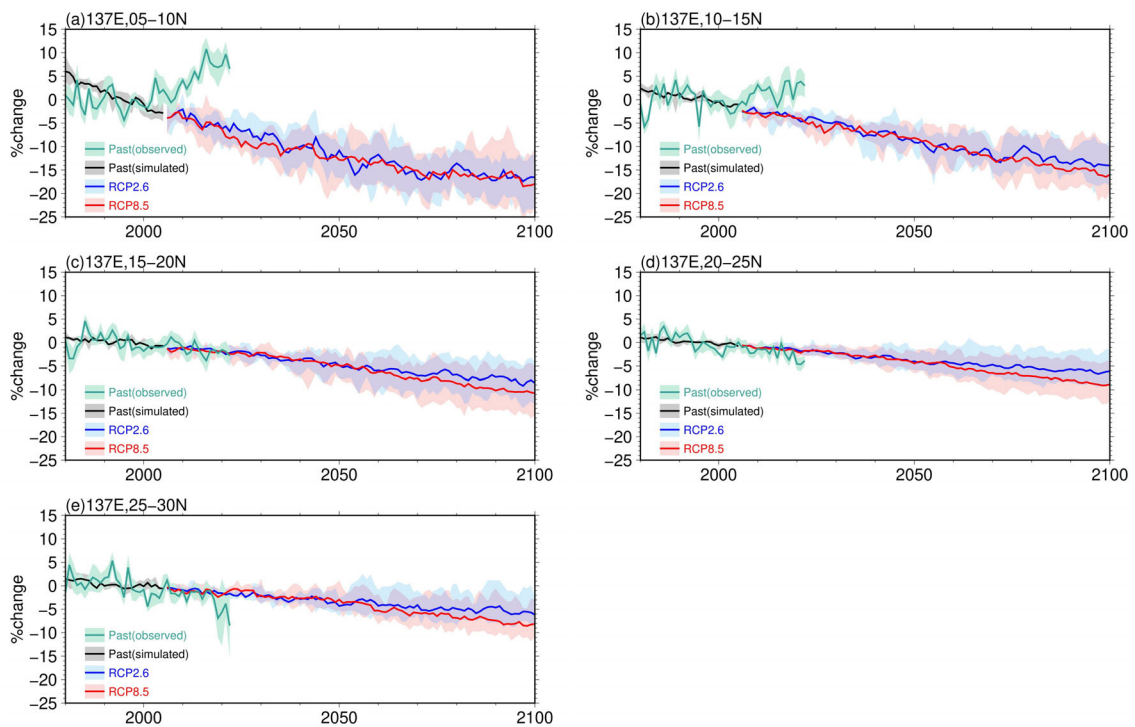


図3 過去と将来の北西太平洋熱帯域及び亜熱帯域における上層 1000mのO₂の変化. 1986年~2005年を基準とした北西太平洋熱帯域及び亜熱帯域における上層 1000mのO₂の偏差(%). 東経137度の(a)北緯5度~10度, (b)北緯10度~15度, (c)北緯15度~20度, (d)北緯20度~25度, (e)北緯25度~30度で平均した値を使用. グレーの実線と薄線で示した範囲は歴史実験の期間における4モデルの平均値及び4モデルの最大・最小値を表す. 赤, 青の実線はそれぞれRCP8.5, RCP2.6シナリオの4モデルの平均値, 赤, 青の薄線で示した範囲は4モデルの最大・最小値を表す. 緑の実線と薄線で示した範囲は観測値の年平均値を用いて同じ海域で計算した, 上層 1000mのO₂及び緯度平均による標準偏差を示している.

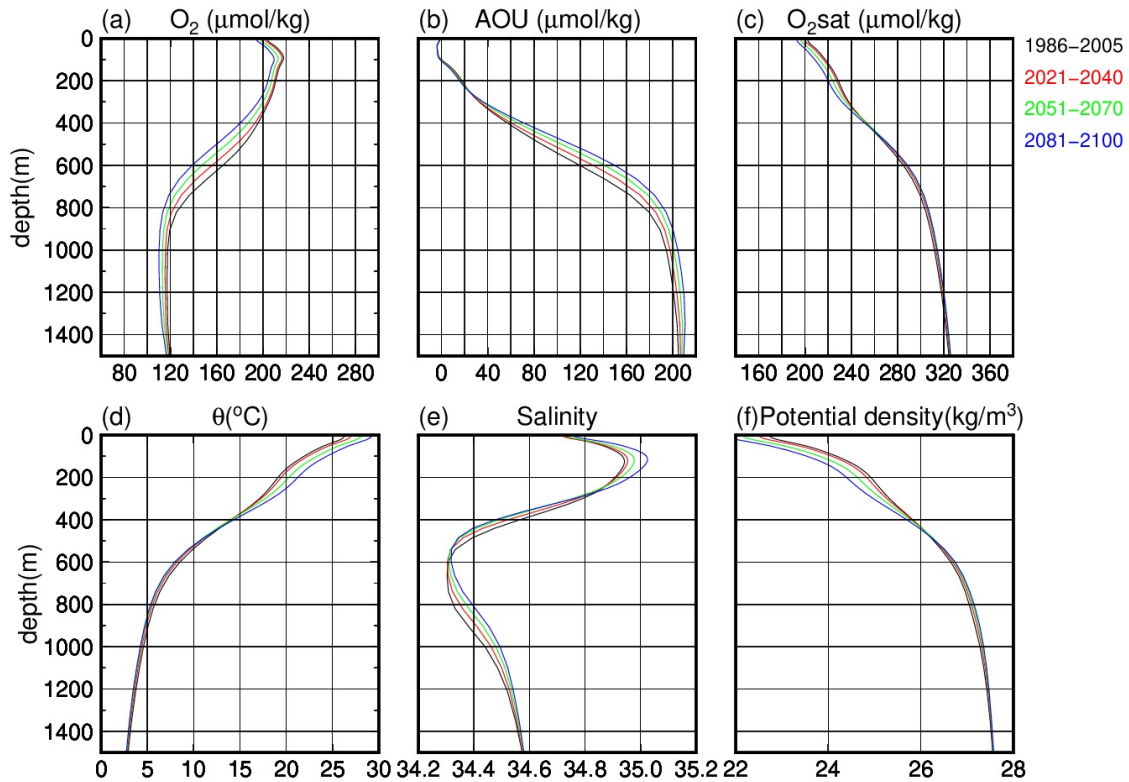


図4 東経137度の北緯20度~25度における縦軸深度の鉛直プロファイル(RCP8.5シナリオ). パラメータと単位は各図の上部に記載しており, 各色線は右上に記載の期間で平均した値を使用.

上層1000mの O_2 の長期変化傾向を再現できていると判断できる.

本研究では, 貧酸素化が特に顕著な東経137度の北緯20度~25度に注目して貧酸素化の要因を調べる. 亜熱帯域における他の緯度帯(北緯15度~20度, 北緯25度~30度)でも同様の結果を確認している.

3.2 北西太平洋亜熱帯域における等深度面毎の O_2 の変化

北西太平洋亜熱帯域における貧酸素化の要因を詳細に調べるため, 等深度面上における変化傾向の解析を行った. また, 貧酸素化の要因を理解するため, $O_2\text{sat}$ (溶解度) 及び AOU (みかけの酸素消費量) と O_2 との関係式 ($O_2 = O_2\text{sat} - \text{AOU}$) を用いて, O_2 の変化要因をそれぞれに分離し, 貧酸素

化の主要因を解析した.

上記のパラメータやその他の物理パラメータに関して, 東経137度の北緯20度~25度で平均した縦軸深度の鉛直プロファイルを RCP8.5 シナリオの例で示す(図4). 鉛直プロファイルの時間的な変化から, パラメータ間で共通した特徴として, 20年の期間平均を施した結果, 経年変動や10年から20年規模の変動の影響が小さくなり, 単調的に増加(減少)傾向が続いている様子を捉えることができた. O_2 に関しては, ほとんどの等深度面で減少していた. また, 400m以浅では, ポテンシャル水温の上昇に伴い, ポテンシャル密度や $O_2\text{sat}$ が減少していた.

各シナリオの21世紀末(図4の青線)と現在気候(図4の黒線)の差を取ることで, 北西太平洋

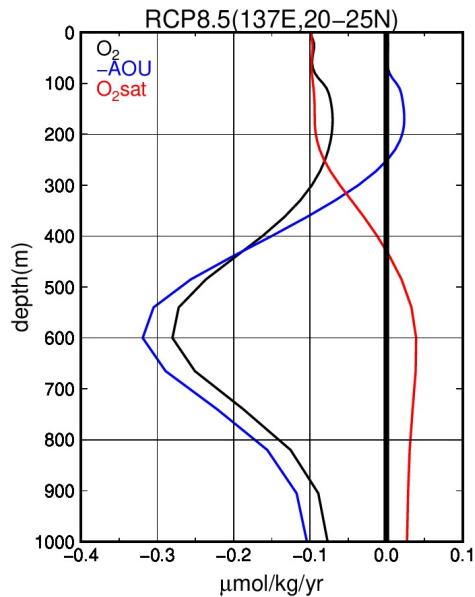


図5 東経137度の北緯20度~25度における等深度面毎の長期変化。21世紀末と現在気候の差から、RCP8.5シナリオの等深度面毎の長期変化を求めている。各色線は図の左上に記載のパラメータの結果を示しており、AOUに関しては符号を逆転している。

亜熱帯域における等深度面毎の O_2 、 O_{2sat} 、及び AOU の長期変化を計算した (図5)。 O_2 の低下傾向は 600 m 付近の中層で顕著であった。また、要因については、300 m 以浅の表層では水温上昇に伴う O_{2sat} の低下、300 m 以深では AOU の増加が主であることがわかった。 O_{2sat} の減少傾向と AOU の増加傾向がそれぞれ顕著な 200 m 及び 600 m の O_2 、 O_{2sat} 、及び AOU の水平分布からも (図略)、200 m における O_{2sat} の低下や 600 m における AOU の増加は亜熱帯循環内の広い海域で顕著であることを確認している。

3.3 北西太平洋亜熱帯域における等密度毎の O_2 の変化

前節では等深度面における O_2 の変化について述べたが、等密度面上の解析は水柱の上下動 (heaving) による影響を受ける。一方、等密度面上での解析は上記の影響を受けないため、ある水塊について、形成や移流等、どの過程が貧酸素化に

寄与するか、要因を検討することが可能になる。ここからは、等密度面解析により貧酸素化の要因を調査する。

東経 137 度の北緯 20 度~25 度における縦軸密度の鉛直プロファイルを RCP8.5 シナリオの例で示す (図6)。等深度面の鉛直プロファイル (図4) と同様に、多くの等密度面で AOU の増加が貧酸素化の主要因であることがわかった (図6(a)~(c))。

しかし、等密度面上で長期変化を算出する場合、密度の長期的な変化に伴う見かけの変化が含まれる。密度は水温と塩分の関数であり、地球温暖化に伴う将来的な水温・塩分の変化が起ることによって、同じ水塊でも密度自体が変化してしまい追従ができないためである。特に、地球温暖化の進行によって海水温が大きく変化する将来予測では、その影響を受けると推測される。そこで、等密度面毎の長期変化を算出する際、以下の式に従い、等密度面深度の変化による見かけの影響を評価して補正を行った (Takatani *et al.*, 2012)：

$$\begin{aligned} & \frac{D(O_2)}{Dt} - \left(\frac{\partial(O_2)}{\partial z} \cdot \frac{\partial z}{\partial t} \right) \\ &= \left(\frac{D(O_{2sat})}{Dt} - \frac{\partial(O_{2sat})}{\partial z} \cdot \frac{\partial z}{\partial t} \right) - \left(\frac{D(AOU)}{Dt} - \frac{\partial(AOU)}{\partial z} \cdot \frac{\partial z}{\partial t} \right) \quad (1) \end{aligned}$$

ここで、左辺、右辺第1項、及び第2項はそれぞれ O_2 、 O_{2sat} 、及び AOU の正味の長期変化を表している。また、各パラメータの計算式で、1つ目の項は等密度面上で実際に見られる長期変化、2つ目の項は等密度面の深化 (浅化) による変化を表している。RCP8.5 シナリオの 21 世紀末 (図6の青線) と現在気候 (図6の黒線) から計算した、等密度面毎の正味の O_2 、 O_{2sat} 、及び AOU の長期変化を図7に示す。この図から、 O_2 は $26.0\sigma_\theta \sim 27.1\sigma_\theta$ 面を中心とする中層で顕著に低下することがわかった。また、 $24.5\sigma_\theta$ 面以浅の表層では溶解度の低下が貧酸素化の主要因であり、それより深い等密度面では AOU の増加が支配的であることがわかった。この結果は観測データによる結果とも整合的であった (Takatani *et al.*, 2012)。

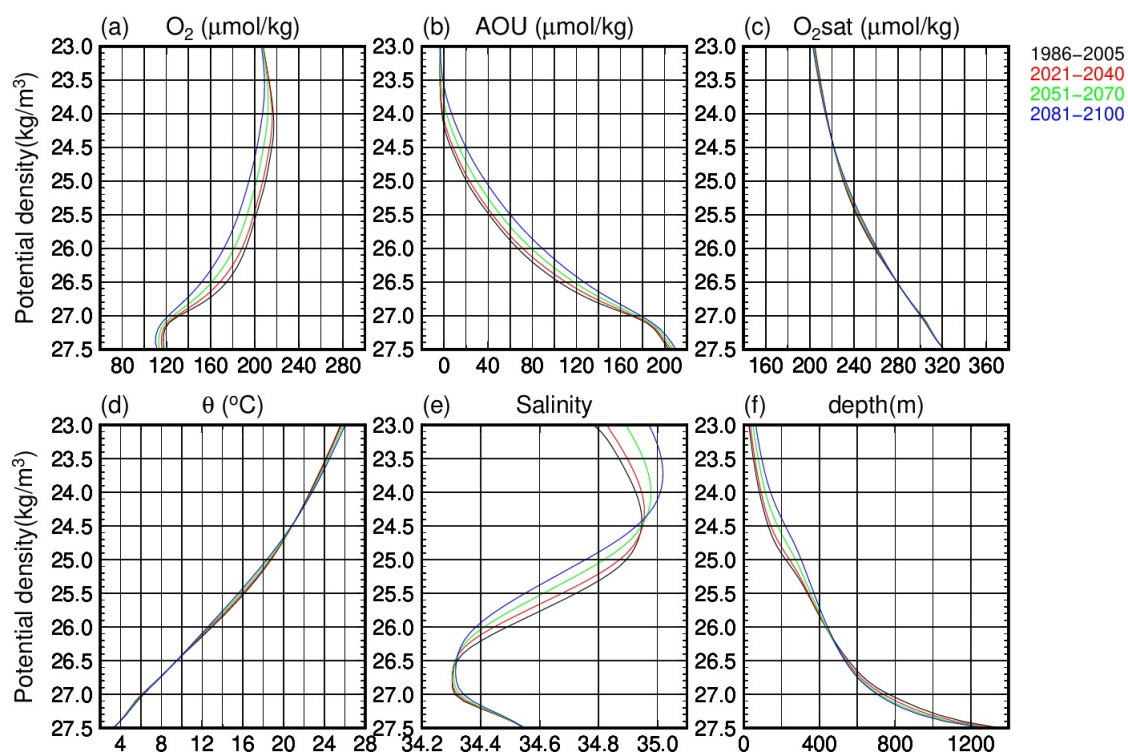


図6 東経137度の北緯20度~25度における縦軸密度の鉛直プロファイル (RCP8.5 シナリオ). 縦軸以外の設定は図4と同じ.

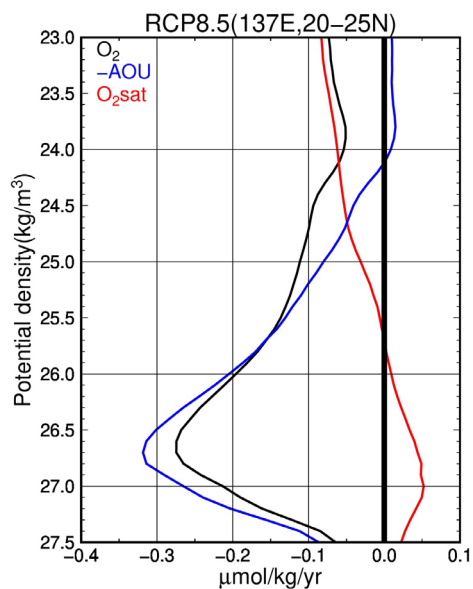


図7 東経137度の北緯20度~25度における等密度面毎の正味の長期変化. 21世紀末と現在気候から, 式(1)を用いて等密度面の深化・浅化による見かけの影響を除去して, RCP8.5シナリオの等密度面毎の正味の長期変化を求めている. 各色線は図5と同じ.

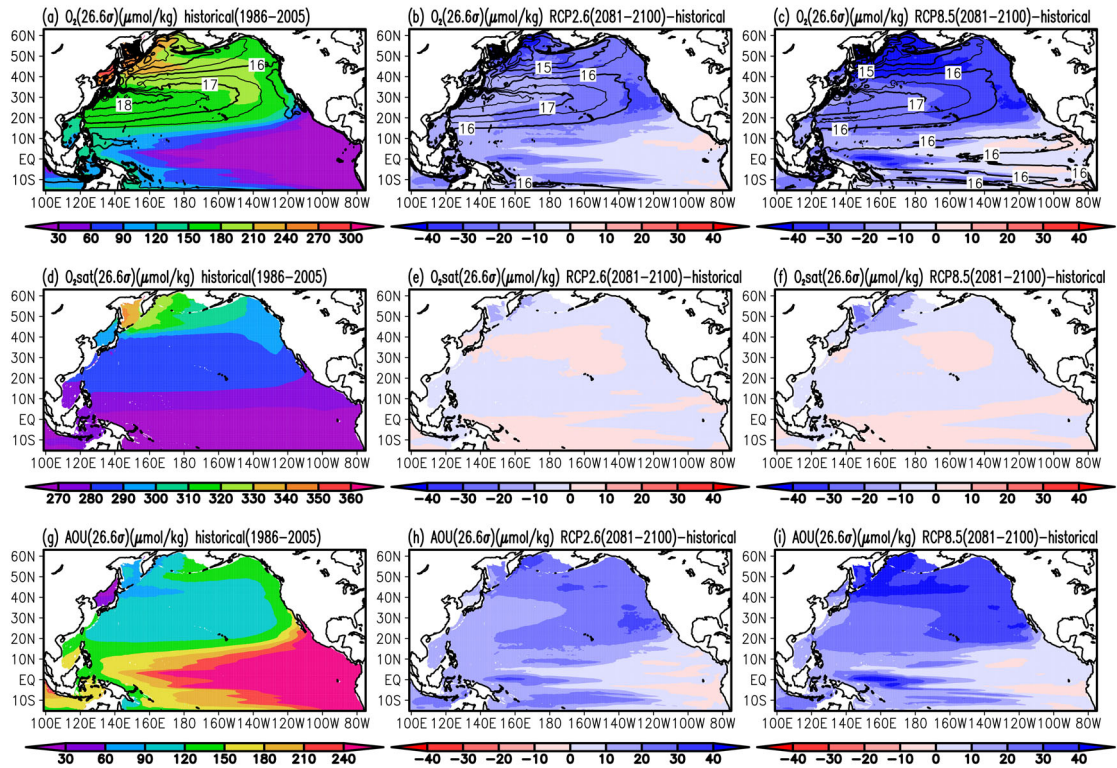


図8 北太平洋における $26.6\sigma_\theta$ 面の各パラメータの水平分布。O₂ の (a) 現在気候及び (b) RCP2.6 シナリオ (21 世紀末), (c) RCP8.5 シナリオ (21 世紀末) と現在気候の差 (将来変化) を表す。 (d) ~ (f) O₂sat の現在気候及び将来変化, (g) ~ (i) AOU の現在気候及び将来変化を表す。AOU に関しては他の 2 つのパラメータとカラーバーを反転している。 (a) ~ (c) のコンターは現在気候及び各シナリオ (21 世紀末) の加速度ポテンシャル (1500dbar 基準, 単位は m^2/s^2) を表す。

以上の結果から、O₂ の低下傾向の極大値付近の $26.6\sigma_\theta$ 面に着目した。各パラメータの変化を水平分布で見ると、 $26.6\sigma_\theta$ 面における O₂ の低下は (図 8 (b), (c)), ほとんどの海域において AOU の増加 (図 8 (h), (i)) により概ね説明することができることがわかった。また、O₂ の低下は亜寒帯海域で特に顕著であり、そこから北太平洋亜熱帯循環の経路に沿って、顕著な貧酸素化を示す海域が南方に広がっていた図 8 (b), (c)。これは上記で着目した密度面が北太平洋中層水 (中層水) の密度に相当することから、その形成域から輸送経路に沿って、O₂ の低下を示す領域が広がっている可能性を示している。以上より、北西太平洋亜熱帯域における貧酸素化は中層で顕著であり、中層水の貧酸

素化が、北西太平洋亜熱帯域の循環経路に沿って広がっている可能性があることがわかる。

4. 中層水における AOU の増加の要因

前章では、北西太平洋亜熱帯域において中層で貧酸素化が顕著であり、中層水における貧酸素化が大きく寄与している可能性があることを示した。今章では、中層水における貧酸素化の主要因について理解するため、中層水の起源水の 1 つと考えられている親潮水について解析した。

本研究では将来予測における親潮域として、北緯 43 度 ~ 45 度、東経 148 度 ~ 150 度 (図 9 (a) の緑枠内) を解析の対象とした。水温の鉛直プロファイル (図 10 (d)) の現在気候を確認したところ、

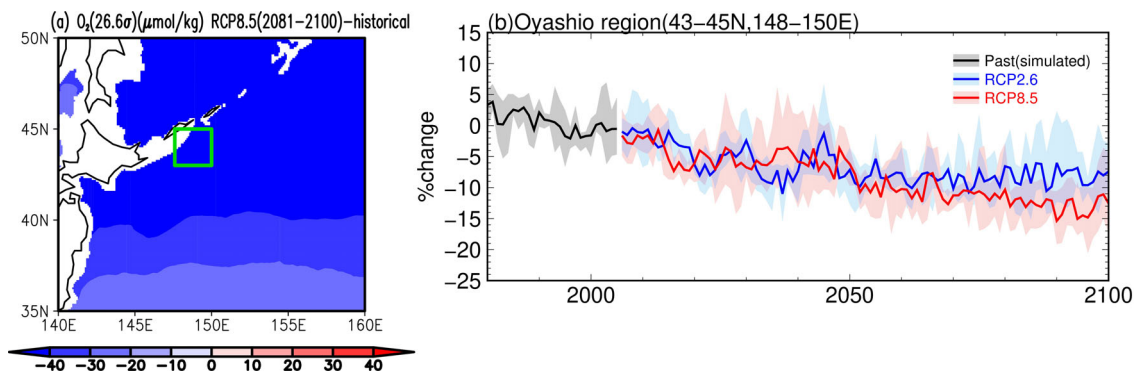


図9 親潮域付近における $26.6\sigma_\theta$ 面の O_2 の将来変化と過去と将来の親潮域における上層 1000m の O_2 の変化. (a) 背景のカラーは $26.6\sigma_\theta$ 面の O_2 の将来変化 (図 8 (c) と同じ), 緑枠は本研究で使用した親潮域の領域 (北緯 43~45 度, 東経 148 度~150 度) を表す. (b) は (a) の緑枠の領域内で平均した, 上層 1000m の O_2 の変化を表す. 色線や薄色で示した範囲の設定は図 3 と同じ.

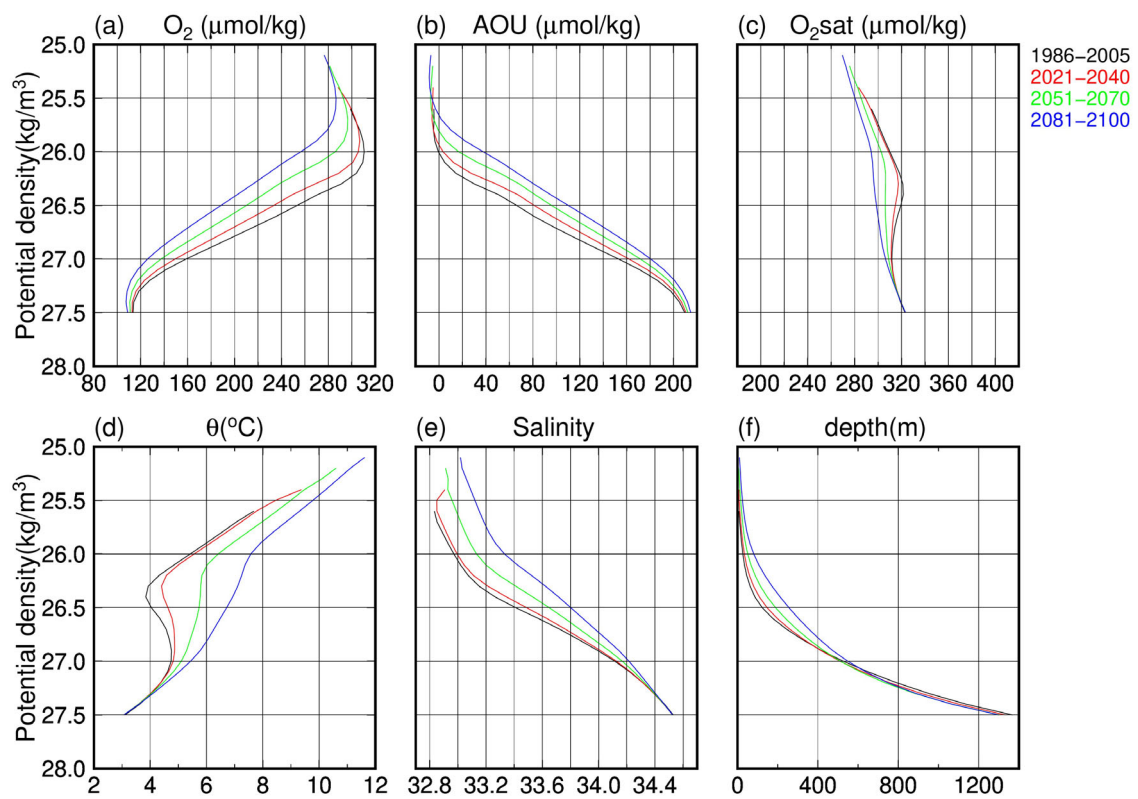


図10 親潮域における縦軸密度の鉛直プロファイル (RCP8.5 シナリオ). その他の設定は図 6 と同じ.

多少の等密度面のずれはあるものの、冬季混合層の名残である中冷水の構造を良く再現できており、Sasano *et al.* (2018) と整合的であった。対象海域内で平均した上層 1000 m の O_2 の時系列（図 9(b)）は長期的な貧酸素化傾向を示すことがわかった。

親潮域における各シナリオの縦軸密度の鉛直プロファイルを示す（図 10）。酸素に関連したパラメータの変化を比較すると、親潮域では北西太平洋亜熱帯域の中層（図 6）と比べて、 O_2 sat の貧酸素化に対する寄与が大きいことがわかった。これは、中層水の形成域に近い亜寒帯域の表層では水温が上昇し、一方、亜熱帯循環の中層では水温が低下するためである（図略）。東経 137 度と同様、親潮域における各シナリオの 21 世紀末（図 10 の青線）と現在気候（図 10 の黒線）から、式 (1) により等密度面の深化（浅化）による見かけの変化の影響を除去して、等密度面毎の正味の O_2 、 O_2 sat、及び AOU の長期変化を求めた（図 11）。この図から、 $26.4\sigma_\theta$ 面以深で O_2 が低下し、 $26.6\sigma_\theta \sim 27.2\sigma_\theta$ 面を中心とする中層で顕著に低下することがわかった。また、AOU の増加が大きく寄与していた。 $26.4\sigma_\theta$ 面は過去再現において冬季混合で形成される中冷水の下端に相当するため、成層の強化によるベンチレーションの低下が親潮域における AOU の増加に影響していると示唆される。この結果は、観測に基づく先行研究と整合的である（Sasano *et al.*, 2018）。なお、中冷水よりも深い密度面上（ $26.5\sigma_\theta \sim$ ）での AOU の増加について、Sasano *et al.* (2018) は親潮水の起源水の 1 つと考えられているオホーツク海において海水形成量が減少し、それに伴いベンチレーションが低下することが、酸素減少に寄与していると指摘している。将来予測において、中冷水の下端付近に位置する $26.6\sigma_\theta$ 面における AOU の増加は上記 2 つの要因によるものと考えられる。一方、AOU の増加が最大となる $27.0\sigma_\theta$ 面では、後者の影響が大きく寄与している可能性がある。

これらの結果から、親潮域における O_2 の変化は、中層水に相当する密度付近で低下が大きく、

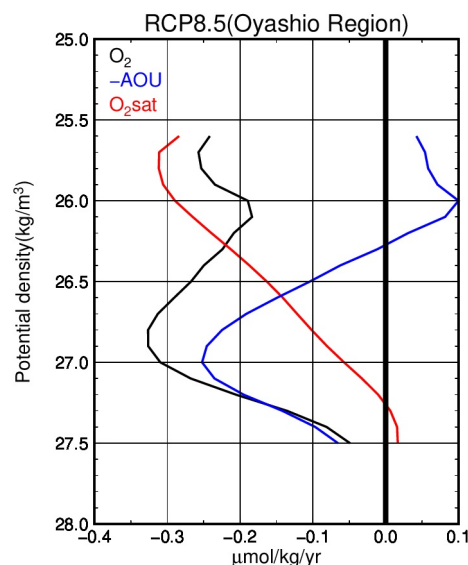


図 11 親潮域における等密度面毎の正味の長期変化。RCP8.5 シナリオの等密度面毎の正味の長期変化を算出。計算方法や図の設定は図 7 と同じ。

その要因は AOU の増加によるものとわかった。親潮水は、中層水の起源水の 1 つとして考えられていることから、この変化は東経 137 度線の中層での O_2 低下に寄与していると思われる。しかし、親潮域における AOU の増加は東経 137 度の亜熱帯域と比べて小さいため、東経 137 度の亜熱帯域の AOU の変化には、海洋循環場の変化に伴う、亜熱帯循環の経路の変化及び循環強化（弱化）による輸送時間の変化等、別の要因が寄与している可能性がある。

5. まとめ

本研究では、水平解像度約 10km の高解像度データセットである FORP-NP10 を用いて、北太平洋における上層 1000 m の O_2 の将来変化を解析した。その結果、北太平洋のほとんどの海域で将来的に貧酸素化が進行することがわかった。等深度面解析及び等密度面解析により、本研究で着目した北西太平洋亜熱帯域においては、中層で顕著に貧酸素化が進行することがわかった。また、表層では溶解度の低下、中層ではそれ以外の要因

を示す AOU の増加によって貧酸素化が引き起こされることがわかった。これらの結果は、観測結果と同じ要因が将来も引き続き貧酸素化を引き起こすことを表す。

北西太平洋亜熱帯域における AOU の増加について、観測結果では中層水の起源水の 1 つと考えられている親潮域でのベンチレーションの低下が主要因であると結論付けられている。しかし、地球温暖化が大きく進行した将来においては、海洋場そのものが大きく変化し、これ以外の要因が AOU 増加に大きく寄与する可能性もある。例えば、海洋循環場の変化及び形成域における生物活動の変化等が考えられる。将来における貧酸素化の詳細な要因を明らかにするためには、様々な視点から O₂ の減少のメカニズムについて解析する必要があるだろう。

謝辞：2024 年度大槌シンポジウム（東京大学大気海洋研究所共同利用研究集会：JURCAOSLRM 24-01, JURCAOSLRM24-02）の開催に尽力してくださった、伊藤純至氏、川上雄真氏、田中潔氏に感謝いたします。

参考文献

- [1] Akima, H. (1991). A method of univariate interpolation that has the accuracy of a third-degree polynomial. *Trans. Math. Software*, 17 (3), 341-366. doi:10.1145/114697.116810
- [2] Bindoff, N.L., W.W.L. Cheung, J.G. Kairo, J. Aristegui, V.A. Guinder, R. Hallberg, N. Hilmi, N. Jiao, M. S. Karim, L. Levin, S. O'Donoghue, S.R. Purca Cuicapusa, B. Rinkevich, T. Suga, A. Tagliabue, and P. Williamson. (2019). Changing Ocean, Marine Ecosystems, and Dependent Communities. In: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegria, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 447-587. <https://doi.org/10.1017/9781009157964.007>
- [3] Breitburg, D., L.A. Levin, A. Oschlies, M. Gregoire, F. P. Chavez, D. J. Conley *et al.* (2018). Declining oxygen in the global ocean and coastal waters. *Science*, 359 (6371), 46. <https://doi.org/10.1126/science.aam7240>
- [4] Brewer, P.G. (1978). Direct observation of the oceanic CO₂ increase, *Geophys. Res. Lett.*, 5 (12), 997-1000.

doi:10.1029/GL005i012p00997

- [5] Gruber, N., J.L. Sarmiento, and T.F. Stocker. (1996). An improved method for detecting anthropogenic CO₂ in the ocean, *Global Biogeochemical Cycles*, 10 (4), 809-837. doi:10.1029/96GB01608
- [6] Helm, K.P., N.L. Bindoff, and J.A. Church. (2011). Observed decreases in oxygen content of the global ocean. *Geophys. Res. Lett.*, 38 (23). doi:10.1029/2011GL049513
- [7] IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp. doi:10.1017/CBO9781107415324
- [8] IPCC, 2019: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [Portner, H.-O., D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegria, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 755 pp. <https://doi.org/10.1017/9781009157964>
- [9] Ito, T., S. Minobe, M.C. Long, and C. Deutsch. (2017). Upper ocean O₂ trends: 1958-2015. *Geophys. Res. Lett.*, 44 (9), 4214-4223. doi:10.1002/2017GL073613
- [10] Keeling, R. F., A. Körtzinger, and N. Gruber. (2010). Ocean deoxygenation in a warming world. *Annual Review of Marine Science*, 2 (1), 199-229. <https://doi.org/10.1146/annurev.marine.010908.163855>
- [11] Nakano, H., H. Tsujino, M. Hirabara, T. Yasuda, T. Motoi, M. Ishii, and G. Yamanaka. (2011). Uptake mechanism of anthropogenic CO₂ in the Kuroshio Extension region in an ocean general circulation model. *J. Oceanogr.*, 67, 765-783. <https://doi.org/10.1007/s10872-011-0075-7>
- [12] Nakano, H., Y. Matsumura, H. Tsujino, S. Urakawa, K. Sakamoto, T. Toyoda, and G. Yamanaka. (2021). Effects of eddies on the subduction and movement of water masses reaching the 137°E section using Lagrangian particles in an eddy-resolving OGCM. *J. Oceanogr.*, 77, 283-305. <https://doi.org/10.1007/s10872-020-00573-3>
- [13] Nishikawa, H., S. Nishikawa, H. Ishizaki, T. Wakamatsu, and Y. Ishikawa. (2020). Detection of the Oyashio and Kuroshio fronts under the projected climate change in the 21st century. *Progress in Earth and Planetary Science*, 7, 29. <https://doi.org/10.1186/s40645-020-00342-2>
- [14] Nishikawa, S., T. Sugiyama, M. Kurogi, H. Tsujino, H. Nakano, and Y. Ishikawa. (2024). Development of a high-resolution ocean ensemble future projection dataset for the North Pacific incorporating simple biogeochemical processes. *Progress in Earth and Planetary Science*, 11, 67. <https://doi.org/10.1186/s40645-024-00669-0>

- [15] Oka, E., M. Ishii, T. Nakano, T. Suga, S. Kouketsu, M. Miyamoto, H. Nakano, B. Qiu, S. Sugimoto, and Y. Takatani. (2018). Fifty years of the 137°E repeat hydrographic section in the western North Pacific Ocean. *Journal of Oceanography*, 74, 115-145.
<https://doi.org/10.1007/s10872-017-0461-x>
- [16] Sakamoto, K., H. Tsujino, H. Nakano, S. Urakawa, T. Toyoda, N. Hirose, N. Usui, and G. Yamanaka. (2019). Development of a 2-km resolution ocean model covering the coastal seas around Japan for operational application. *Ocean Dynamics* 69, 1181-1202.
<https://doi.org/10.1007/s10236-019-01291-1>
- [17] Sasano, D., M. Ishii, T. Midoriakawa, T. Nakano, T. Tokieda, H. Uchida. (2011). Testing a new quick response sensor, “RINKO”. *Pap. Meteorol. Geophys.*, 62, 63-73.
[doi:10.2467/mripapers.62.63](https://doi.org/10.2467/mripapers.62.63)
- [18] Sasano, D., Y. Takatani, N. Kosugi, T. Nakano, T. Midorikawa, and M. Ishii. (2015). Multidecadal trends of oxygen and their controlling factors in the western North Pacific. *Global Biogeochemical Cycles*, 29 (7), 935-956.
<https://doi.org/10.1002/2014GB005065>
- [19] Sasano, D., Y. Takatani, N. Kosugi, T. Nakano, T. Midorikawa, and M. Ishii. (2018). Decline and Bidecadal oscillations of dissolved oxygen in the Oyashio region and their propagation to the Western North Pacific. *Global Biogeochemical Cycles*, 32 (6), 909-931. [doi:10.1029/2017GB005876](https://doi.org/10.1029/2017GB005876)
- [20] Schmidtko, S., L. Stramma, and M. Visbeck. (2017). Decline in global oceanic oxygen content during the past five decades. *Nature*, 542, 335-339.
<https://doi.org/10.1038/nature21399>
- [21] Takatani, Y., D. Sasano, T. Nakano, T. Midorikawa, and M. Ishii. (2012). Decrease of dissolved oxygen after the mid-1980s in the western North Pacific subtropical gyre along the 137°E repeat section. *Global Biogeochemical Cycles*, 26 (2), GB2013.
<https://doi.org/10.1029/2011GB004227>
- [22] Tsujino, H., H. Nakano, K. Sakamoto, L.S. Urakawa, M. Hirabara, H. Ishizaki, and G. Yamanaka. (2017). Reference manual for the Meteorological Research Institute Community Ocean Model version 4 (MRI.COMv4). Technical Reports of the MRI, 80. [doi:10.11483/mritechrepo./80](https://doi.org/10.11483/mritechrepo./80)
- [23] Tsujino, H., H. Nakano, K. Sakamoto, L.S. Urakawa, K. Toyama, N. Kosugi, Y. Kitamura, M. Ishii, S. Nishikawa, H. Nishikawa, T. Sugiyama, and Y. Ishikawa. (2024). Impact of increased horizontal resolution of an ocean model on carbon circulation in the North Pacific Ocean. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 16 (1), e2023MS003720.
<https://doi.org/10.1029/2023MS003720>
- [24] Yamaguchi, R., and T. Suga. (2019). Trend and variability in global upper-ocean stratification since the 1960s. *J. Geophys. Res. Oceans*, 124 (12), 8933-8948.
<https://doi.org/10.1029/2019JC015439>

