

第14章 海洋循環

観測結果

- 日本南岸の黒潮正味流量には、1970 年以降、有意な長期変化傾向は確認できない。
- 日本南方の北西太平洋亜熱帯域では、海洋上層 1,000 m の溶存酸素量が長期的に減少している。

将来予測

- 21 世紀末の北太平洋亜熱帯循環は、4 °C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）では、北偏する傾向が見られる（確信度は中程度）。
- 日本南方の北西太平洋亜熱帯域では、海洋上層 1,000 m の溶存酸素量がそれぞれの排出シナリオの速度に応じて 21 世紀末まで減少し続けることが推定される（確信度は中程度）。

14.1 世界

14.1.1 観測結果

(1) 表層循環と深層循環

地球温暖化の進行に伴い、海洋循環を駆動する大気の状態が長期的に変化すると、海洋循環にもそれに応じた変化が現れる。海洋循環の駆動源は、大気からの風応力と、熱・淡水フラックスである。海洋の表層を流れる海流は、主に前者で駆動され、風成循環と呼ばれる。高緯度では、水塊が冷却されるうえに海水の形成に伴い高塩分水が生成されることで重くなり、深層に沈み込んで全球を巡る深層循環となる。深層循環は、主に熱・淡水フラックスで駆動される。海洋循環の変動を調べるには循環自体に加えて駆動源の情報が重要であるが、これは、水温などに比べて、広範囲、長期間にわたり高精度の観測を行うことが難しい。また、気候システムには長周期（10 年以上）の自然変動が内在しており、長期変化傾向の正確な抽出が難しい場合もある(IPCC, 2021; 2.3)。

中緯度における風成循環の中で、西岸境界流と呼ばれる黒潮、ガルフストリーム、アガラス海流などは、低緯度域から高緯度域へ大量の水や熱を運び付近や海洋全体の気候に大きな影響を与える。1993 年以降、亜熱帯循環の極方向へのシフトに伴い、西岸境界流も同様に極方向へシフトしている（確信度は中程度）。これは、地球温暖化によってハドレー循環が拡大し、風応力場が極方向にシフトしたことに対応していると考えられる。一方、西岸境界流の強さについては、風応力強制に依存し、かつ、長期的な傾向と変動性がマルチスケール相互作用と大気海洋相互作用の影響を受けるため、流域間で一貫しない応答を示す。(IPCC, 2021; 2.3.1.4, 2.3.3.4, 9.2.3.4)

深層循環は、前述のとおり、高緯度で沈みこんだ水塊が数千年かけて全球を巡ることで形成されており、その主な形成域は北大西洋北部と南極大陸周辺の 2 か所である。深層循環は本来 3 次元的な構造をもつが、これを単純化して把握するため、大西洋などの海盆の西端から東端までの流量を経度方向に積分する手法が用いられる。結果として得られるのは、南北方向と鉛直方向のみの 2 次元の循環であり、これを子午面循環と呼ぶ。大西洋子午面循環（AMOC）は、暖かい表層水の北向き輸送と、冷たい深層水の南向きの輸送の強さの指標であり、南北熱輸送などに大きく寄与し、特にヨーロッパの気候に影響が大きいと考えられている。海面水温や海面水位から復元した結果によると、AMOC は過去 8000 年の間は比較的安定しており（確信度は中程度）、19 世紀後半から弱まり始めている（確信度は中程度）が、直接観測が不足しているため、20 世紀中の AMOC の減少に対する 確信度は低い。また、直接観測の結果から 2000 年中頃から 2010 年中頃にかけての弱まりが

指摘されている（確信度は高い）が、10 年スケールの変動か長期変化傾向であるかは、区別ができない（確信度は高い）。（IPCC, 2021; 2.3.3.4.1）

もう一つの深層水形成域である南極大陸周辺では、海水形成に伴い低温で高塩分の重い海水が生じ、沈降して南極底層水として深層に広がっている。IPCC (2021) によれば、1980 年代以降、南極底層水の総量の減少傾向と、水温の上昇傾向が見られる（確信度は中程度）と評価されている。また、全ての観測的、理論的、数値モデル的証拠は、形成域の温暖化と低塩化によって南極底層水の生成量が減少し続けるという IPCC (2019) の評価を支持している。{9.2.2.3}

南大洋は、地球温暖化に伴う熱や二酸化炭素（CO₂）の海洋への吸収が行われる主要な海域である（Sabine et al., 2004; Frölicher et al., 2015）。南極周極流は、南極大陸を取り囲む南大洋を東向きに一周する世界で最も流量の多い海流であり、南大洋の風応力と水塊形成の双方の影響を受ける。一般に、南極周極流が北（南）偏すれば冷たい（暖かい）海域が広がることになる。また、南極周極流の流量と当該流域の渦活動の増大は、それぞれ、南極周極流に沿う方向と横切る方向の混合強化に寄与すると考えられる。南極周極流の流れる緯度、流量、渦活動の変化は、南大洋の熱や二酸化炭素の吸収量の変化にとって重要である。IPCC (2019) によれば、近年における南大洋の西風の強化は、南極周極流の流量の増大より、むしろ南大洋の渦の活動度の増大に使われると考えられている。IPCC (2013) では南極周極流の位置が南下傾向であるとされたが、その後それを否定する証拠が現れ、現在では南極周極流の統計的に有意な南下は過去 20 年間にはなかったであろうと考えられている（IPCC, 2019; Cross-Chapter Box 7）。IPCC (2021) では、南極周極流の流量は偏西風の強化に対して弱い感度しかない（確信度は中程度）と評価する一方、流量が風と浮力フラックスに応答して増加するという限定的な証拠も挙げている {9.2.3.2}。

(2) 世界の海洋中の溶存酸素量と海洋循環

水温や塩分の分布は海洋循環の構造を直接決める物理量であるが、海洋環境の要素である水素イオン濃度指数（pH）や溶存酸素量の分布も海洋循環と深く関わっている。pH については第 12 章に譲り、ここでは溶存酸素量と海洋循環の関係について述べる。

海面で大気から溶け込んだ酸素は、海水が海洋内部へ移動していく過程でバクテリアが有機物を分解することに費やされ、減少していく。その結果、海中の溶存酸素量は、海面から深くなるにつれ次第に減少する。一方、深層には、グリーンランドの近海や南極大陸の周りで海面から沈降した、低温で溶存酸素量が比較的多い深層水が広がっている。このような海洋循環を反映して、溶存酸素量は海洋の中層で最も少なくなるのが一般的である。中でも生物の活動に支障が生じるほど溶存酸素量が少ない（例えば、70 μmol/kg 以下）領域は酸素極小層と呼ばれ、世界の海に広がっている。

外洋の溶存酸素量の減少（貧酸素化）が 20 世紀半ば以降、世界の海洋の多くの領域で観測されている（確信度が低い）（IPCC, 2019; 5.2; IPCC, 2021; 2.3, 12.4）。詳しく述べると、1970 年から 2010 年までの間に、深度 0～1,000 m の溶存酸素量は 0.5～3.3% の範囲で減少している（IPCC, 2019; 5.2; IPCC, 2021; 2.3）。地域別で見ると、海面から海底までの全ての深度の溶存酸素量は北太平洋と南極大陸近くの海域で最も減少したとされている（確信度が中程度）（IPCC, 2019; 5.2）（図 14.1.1）。また、貧酸素化に伴って酸素極小層が拡大しており、生態系への影響等が懸念されている（IPCC, 2021; 12.3）。

沿岸域は特に貧酸素化が進行している海域で、IPCC (2019; SPM.A.6, 5.3) によれば、海岸線から深度 200 m までの沿岸域はすでに貧酸素化の影響を受けているとされており（確信度が高い）、700 地点以上の沿岸地域が貧酸素状態になっていることが報告されている（IPCC, 2021; 5.3）。

20 世紀半ば以降の貧酸素化によって、多くの海洋生物の生息域が過去 20 年間で変化しており（確信度が高い）、生態系への影響がより深刻になることが懸念されている（IPCC, 2021; 12.3）。更に、貧酸素化は生態系への他のストレス要因である水温上昇や海洋酸性化と同時に起こることが多く、生態系への複合的な影響が懸念されている。沿岸域のような無酸素状態の海域においては温室効果ガスの一種である一酸化二窒素の大気中への放出が起これ、地球温暖化を加速させるといった影響も懸念されている。

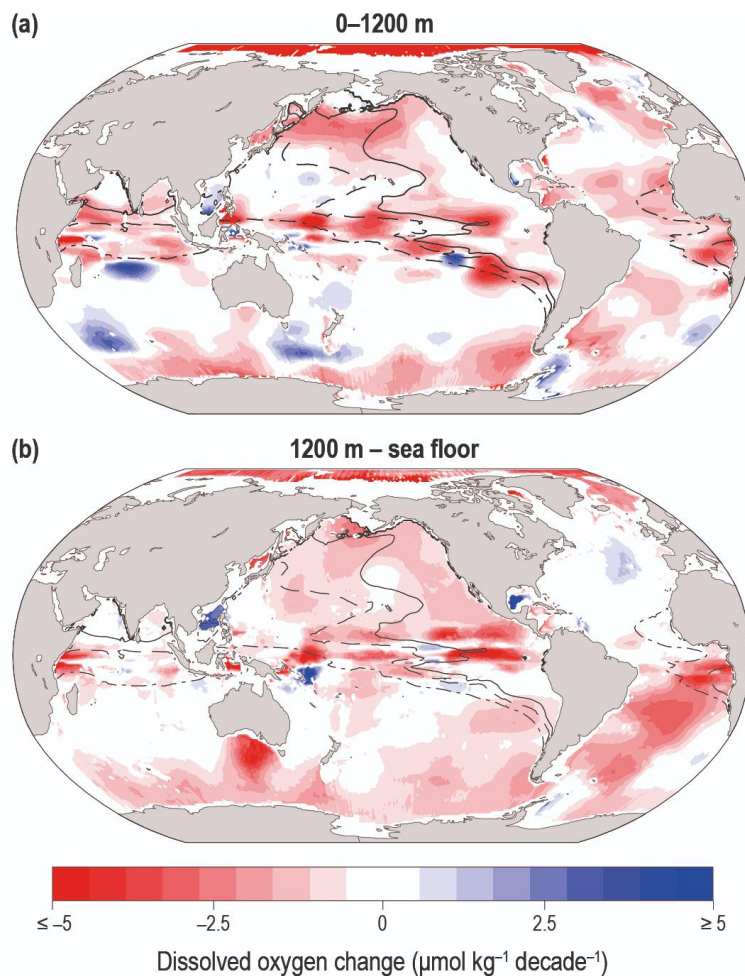


図 14.1.1 各層における 1960～2010 年の溶存酸素量の変化

(a) は深度 0～1,200 m、(b) は深度 1,200 m から海底までの層における溶存酸素量の変化（単位: $\mu\text{mol/kg}/10$ 年）。地図上の線は、水塊内のどこかに溶存酸素量 $80 \mu\text{mol/kg}$ 未満（一点鎖線）、 $40 \mu\text{mol/kg}$ （破線）、及び $20 \mu\text{mol/kg}$ （実線）の酸素極小層がある領域の境界を示している。（IPCC, 2019; Figure 5.9 を転載、Oschlies et al. (2018) を再描画したもの。{5.2}）

(3) 海洋の生物生産

海洋の一次生産 (Primary production または純一次生産 Net primary production: NPP)¹⁰⁸は、主に植物プランクトンが担っており、光合成によって二酸化炭素から炭素を含む有機物を生成することを指している。植物プランクトンによる一次生産量は、光・水温・栄養塩などの環境条件に強く影響されることから、海洋生態系の変化の重要な指標となる。海洋の一次生産に関わる主な栄養塩としては、硝酸塩 (NO_3)、リン酸塩 (PO_4)、ケイ酸塩、鉄などが知られている。

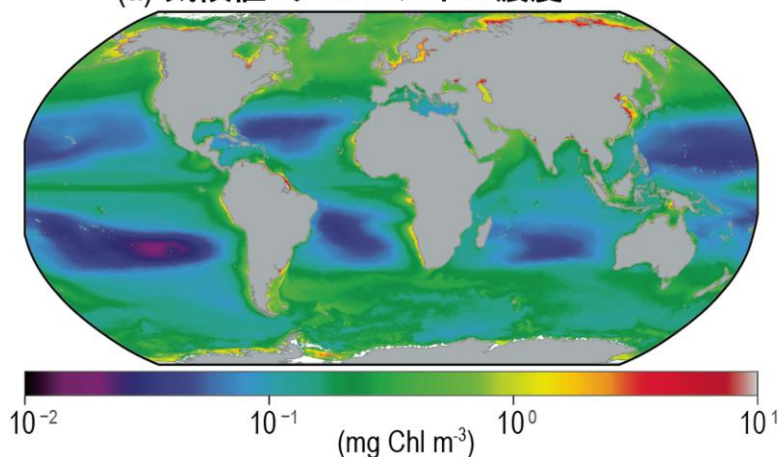
栄養塩の海洋表層での濃度は、深海に比べると低い。そして海洋表層での成層が弱く、また鉛直混合が強いほど深層から表層に栄養塩が供給される傾向にある。植物プランクトンによる一次生産量は海洋表層の栄養塩の存在量によってしばしば制限される。低緯度の海洋では窒素の存在量が少ないことにより植物プランクトンによる一次生産量が制限される傾向にある。一方で、栄養塩が豊富でクロロフィル濃度が低い海域 (例えば南大洋や東部赤道太平洋の湧昇域) では溶存鉄の濃度が一次生産量を制限している (Moore et al., 2013; IPCC, 2019)。海洋表層の栄養塩濃度の長期的な変化傾向を記述した研究は非常に限られている。Yasunaka et al. (2021) は北太平洋における栄養塩の船舶観測のデータを解析し、1961 年から 2016 年の期間でリン酸塩、硝酸塩、ケイ酸塩が長期的に減少傾向であることを明らかにした。かれらは同時に太平洋十年規模変動 (Pacific Decadal Oscillation; Mantua et al., 1997) や North Pacific Gyre Oscillation (NPGO; Di Lorenzo et al., 2008) にともなって海洋表層での栄養塩の増減が生じることを報告している。

クロロフィル a 濃度はしばしば植物プランクトンの現存量の指標として用いられる。船舶観測によるクロロフィル a 濃度観測や透明度観測の結果を収集し解析した研究によると、観測値が十分存在する外洋のうち 62%以上の海域ではクロロフィル a 濃度は長期的には減少傾向であることが報告されている (Boyce et al., 2014)。近年では地球観測衛星による「海色」観測が実施されており、複数の地球観測衛星による観測値を結合したクロロフィル a 濃度の時系列データが作成されている (Sathyendranath et al., 2020)。1998 年から 2018 年の時系列データを解析すると全球海洋の多くの海域では統計学的に有意な変化傾向は認められない (図 14.1.2)。ただし、北極海や南極周辺海域では増加傾向 (>3%/年) であり、熱帯・亜熱帯・温帯の一部の海域で減少傾向または増加傾向が現れている (von Schuckmann et al., 2019)。

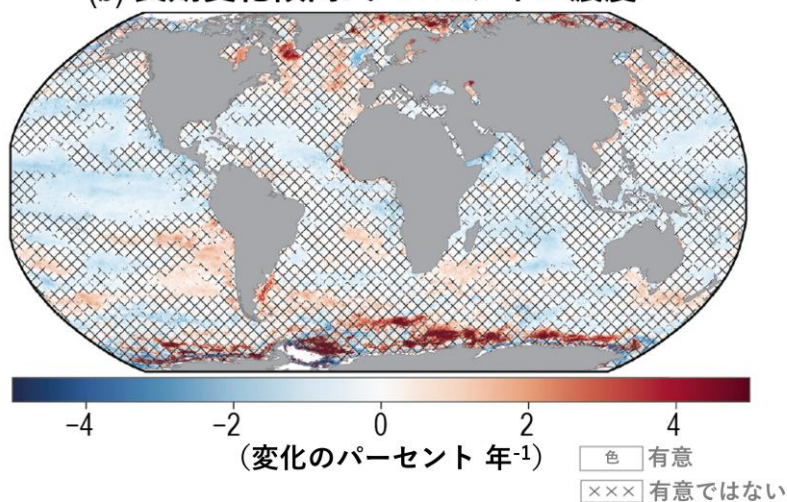
108 海洋の一次生産を定量的に評価・議論する指標として、植物による光合成量から植物自身の呼吸量を差し引いた値である純一次生産 (NPP) がよく用いられる。本報告書では一次生産と NPP について厳密には区別しない。

海洋における植物プランクトンの変動

(a) 気候値: クロロフィル濃度



(b) 長期変化傾向: クロロフィル濃度



(c) クロロフィル濃度: 長期変化傾向のヒストグラム

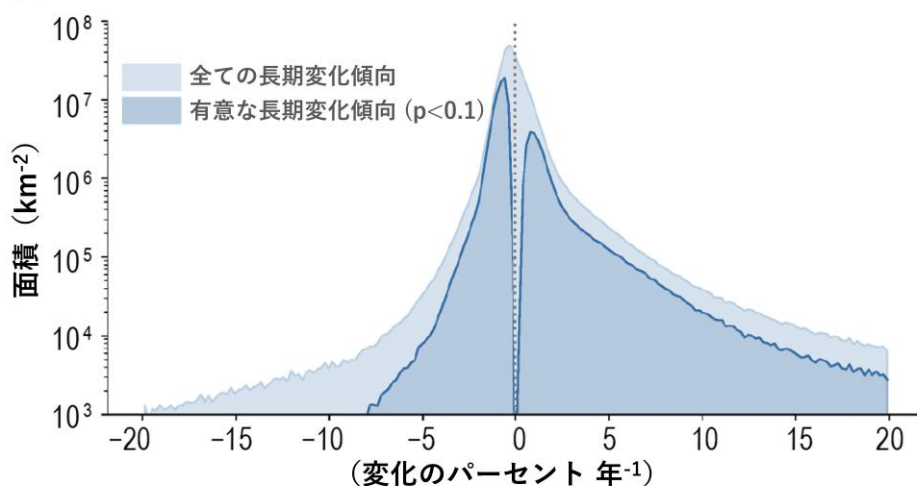


図 14.1.2 海洋における植物プランクトンの変動

(a) 1998 年から 2018 年の期間における海色データから作成されたクロロフィル a 濃度の気候値。(b) クロロフィル濃度の長期変化傾向。長期変化傾向は最小自乗法で求めた。Santer et al. (2008) による 1 次の自己回帰による実効サンプル数補正を適用し統計的有意性を評価した (図中の 'x' は統計学的に有意では無い長期変化傾向を示す)。(c) クロロフィル濃度の長期変化傾向のヒストグラム。なお面積による補正ならびにピクセルごとの不確実性を現場観測データと比較している。(IPCC, 2021; Figure 2.31 を和訳・転載。)

地球観測衛星のクロロフィル a 観測に基づいて作成された過去 20 年程度の期間(1998~2018 年)の一次生産量データの解析結果によると、低緯度と中緯度では弱い減少傾向が報告されている (Kulk et al., 2020)。一方で、南大西洋・南太平洋の大部分、加えて極域と沿岸の湧昇流域では、長期的には一次生産量が増加傾向であることが報告されている (Kulk et al., 2020)。地球観測衛星によるクロロフィル a 濃度データを海洋地球化学モデルにデータ同化した研究によると、1998 年から 2015 年の期間で全球規模では一次生産量が 10 年当たり 2.1%減少する傾向であった (Gregg and Rousseaux, 2019)。一次生産量が減少する原因として、海洋表層の混合層が浅くなったため溶解態無機窒素濃度が減少したことが考えられる。ただし、海色観測センサーごとにセンサーの設計、キャリブレーション技術、クロロフィル a 推定アルゴリズムが異なっていることに起因して、異なる海色観測センサーのデータを接続するために補正などを施す必要があり (例えば、Djavidnia et al. (2010) や Melin (2016))、その結果としてクロロフィル a の長期データセットが複数の研究機関から公開されていたとしてもクロロフィル a の時系列同士の値が異なることがある。また一次生産量を推定するモデル間での推定値の違いなどの問題が存在すること (Westberry et al., 2023)、更に地球観測衛星による海色の観測期間が 20 年程度と短いことに起因し、経年変動と長期的な変化傾向の分離が難しい (Beaulieu et al., 2013) こともあり、地球観測衛星によるクロロフィル a 観測値やそれらに基づいて推定した一次生産量の長期的な変化傾向の信頼性は低い。

14.1.2 将来予測

(1) 表層循環と深層循環

表層循環の将来予測については、SSP2-4.5 及び SSP5-8.5 のシナリオにおいて、海上の風の変化に整合して、北半球及び南半球の亜熱帯循環が強化し極側へシフトすると考えられる (IPCC, 2021; 9.2)。

IPCC (2021) によると、大西洋子午面循環は、北大西洋の水温上昇による深層水の沈み込みの弱まりの影響で 21 世紀中に弱化が進行する *可能性が非常に高い* (確信度が高い)。21 世紀末 (2081~2100 年平均) には、20 世紀末 (1995~2014 年平均) と比べて、4°C 上昇シナリオ (SSP5-8.5) では 39% (90%信頼区間: 17~55%)、2°C 上昇シナリオ (SSP1-2.6) では 24% (90%信頼区間: 4~46%) 減少すると推定される (図 14.1.3)。ただし、これらの減少の時期や大きさの見積もりは、信頼性が低いモデルのアンサンブル平均に基づいていることに注意が必要である。まとめると大西洋子午面循環は 21 世紀に弱化する *可能性が非常に高い*が、モデルによる予測時期や大きさの *確信度は低い*。

IPCC (2021) によると、大西洋子午面循環の弱化は、ガルフストリームの流量減少をもたらし、他の地域と比べて相対的に温度上昇の少ない領域が北大西洋に現れることにつながると考えられている。南極底層水の生成量は今後も減少していくであろうと予想されるが、現在の地球システムモデルにおける表現には不十分な点があるため、*確信度は低い*。南大洋の西風強化に伴い、南大洋の渦活動は強まり続ける一方、南極周極流の流量には弱い感度があり、増加していくであろう {9.2}。

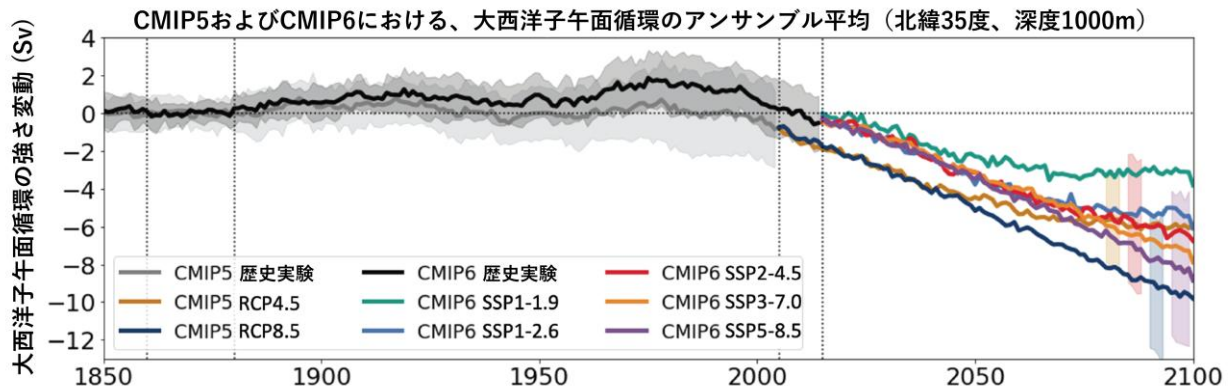


図 14.1.3 大西洋子午面循環の強さ変動のシミュレーション

単位は Sv。1 Sv = $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ 。(IPCC, 2021; Figure 9.10 の上図 (右) を和訳・転載。)

(2) 世界の海洋中の溶存酸素量の将来予測と海洋循環

IPCC (2021) では、結合モデル相互比較プロジェクト第 6 期 (CMIP6) の予測等を基に、貧酸素化は 21 世紀に入っても進行し続け (確信度が高い) (図 14.1.4)、数百年から数千年にわたり持続するとしている (確信度が中程度) {5.3, 12.4}。CMIP6 では IPCC (2019; 5.2) で使用された CMIP5 のモデルよりも海洋物理プロセスが改善し、生物地球化学プロセスが適切に表現されているため、1970~2010 年までの観測値の変化傾向と可能性が非常に高い範囲 (図の緑線及び薄緑色の陰影) を再現することができている {3.6, 5.3}。

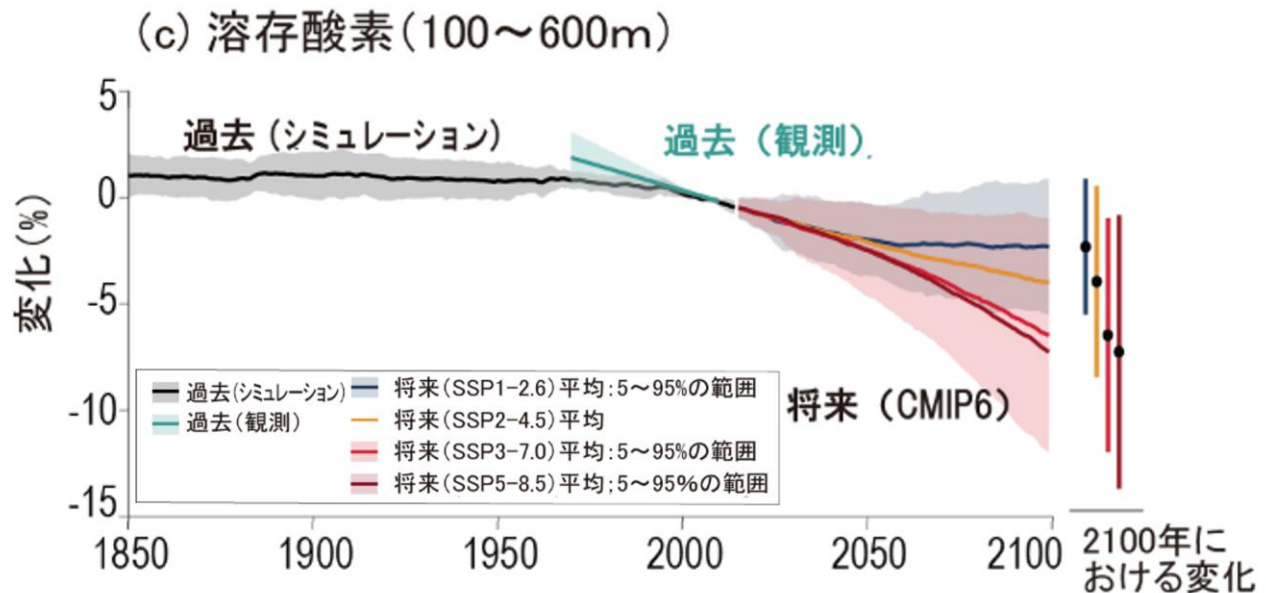


図 14.1.4 過去と将来の世界の海洋表層 (深度 100-600m) の溶存酸素量の総量の変化

1995~2014 年を基準とした溶存酸素量 (深度 100~600 m) の全球平均変化率。評価された観測値の変化傾向と可能性が非常に高い範囲は IPCC (2019) の評価によるもので、2005 年を中心とした 1970~2010 年の範囲。(IPCC, 2021; Figure TS.11(c) を改変・和訳・転載 {TS2.4}。)

(3) 海洋の生物生産

海洋の将来的な温暖化・低塩分化や海水減少により引き起こされる密度成層の強化や混合層の浅化は、海洋表層混合層内での光や栄養塩の利用可能性を変化させる（確信度が高い）（IPCC, 2022; 3.3.2）。光や栄養塩は光合成の駆動・制限要因であるので、それらの将来変化は海洋の一次生産に直接的に影響する。表層（0～200 m）の成層状態の将来変化については、放射強制力の増加に伴う海面水温の上昇及び高緯度域における低塩分化によって、21 世紀にわたって成層強化が続いていくと予測されている（確信度が高い）（IPCC, 2021; 9.2.1.3）。また、表層混合層深度の将来変化については、高排出シナリオにおいて、海水の後退する高緯度域を除き、大部分の海域で浅くなることが予測されているが、確信度は低い（図 14.1.5）（IPCC, 2021; 9.2.1.3）。表層混合層深度は、背景の成層及び（日射等による）再成層化過程に逆らうように作用する力学的な（風、波、潮汐等による）混合や海面冷却等による対流のバランスによって決まってくるため（IPCC, 2021; 9.2.1.3）、将来の変化傾向は成層に比べて単純ではない。

海洋の栄養塩濃度の将来変化について地球システムモデル（ESM）を用いた推定が行われてきており、一般に、大気からの局所的な影響を別にとすると、地球温暖化に伴う成層強化が海洋内部に栄養塩を留めることにより表層における将来の栄養塩レベルの減少につながると考えられている（IPCC, 2019; 5.2.2.5）（IPCC, 2022; 3.2.3.3）。上層 100 m の全球硝酸塩量について、ESM（CMIP5 モデル）による 2006～2015 年平均から 2081～2100 年平均の将来変化の予測では、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）で 1.5～6%の減少、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）で 9～14%の減少と見積もられており（図 14.1.6）（IPCC, 2019; 5.2.2.5, Figure 5.8）、海洋表層は 21 世紀において硝酸塩濃度の減少に直面する見込みとなっている（確信度は中程度）（IPCC, 2022; 3.2.3.3）。

海洋の純一次生産（NPP）の将来変化は、水温、光、栄養塩、捕食環境の変化の影響より起こると考えられる（IPCC, 2019; 5.2.2.6）。IPCC (2019) による CMIP5 モデル結果評価では、2081～2100 年までに多くの海域での NPP の減少もしくは現状維持を予測しており、2006～2015 年平均との比較では、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）で -1.1%から+0.8%の変化、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）で 3.8%から 10.6%の減少と見積もっている（幅は 90%信頼区間による）（図 14.1.6）{5.2.2.5, Figure 5.8}。最新の CMIP6 結果も考慮した IPCC (2022) や関連論文の更新情報によれば、NPP の将来予測について、モデル間の不確実性が大きく、シナリオの不確実性よりも大きいため、確信度は低いとしている（Kwiatkowski et al., 2020）（IPCC, 2022; 3.4.3.5.2）。領域的に見ると（図 14.1.6b,d）、低緯度域では上向きの栄養塩供給の減少により NPP の減少が予想される（確信度は中程度）（IPCC, 2022; 3.3.2）。一方、高緯度の外洋域では、栄養塩が十分なレベルに保たれている条件下で、海水や混合層深度が変化することによる海面下の平均的な光環境の改善により NPP が増加する可能性がある（確信度は中程度）（IPCC, 2022; 3.3.2, CCP6.2.1.2）。

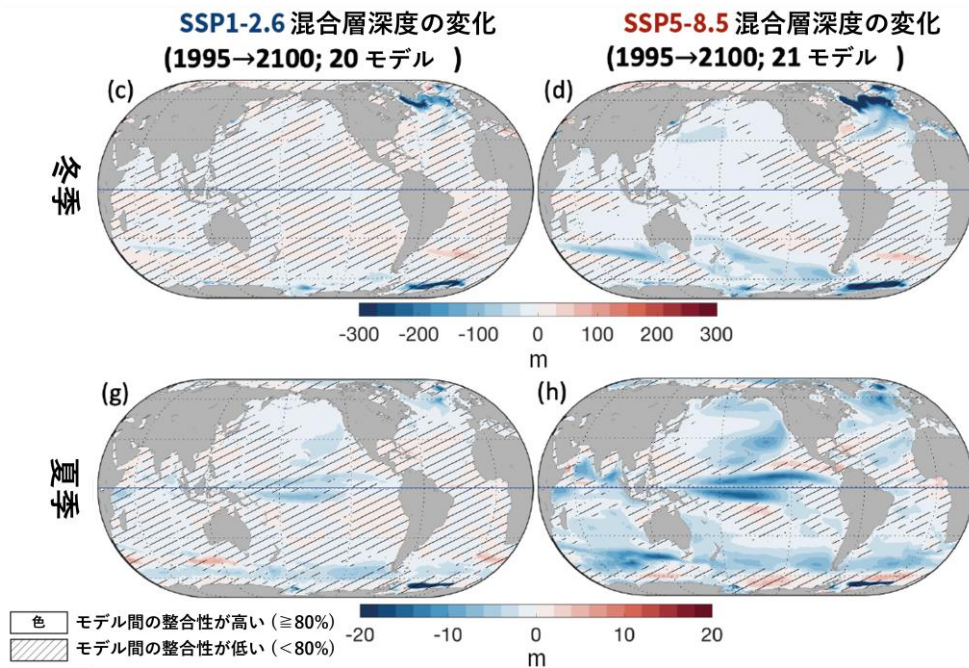


図 14.1.5 海洋表層混合層深度の将来予測

2°C 上昇シナリオ (SSP1-2.6、左) 及び 4°C 上昇シナリオ (SSP5-8.5、右) シナリオ下での 1995～2014 年平均から 2081～2100 年平均の将来予測変化を冬季 (北半球 12-2 月 + 南半球 6-8 月 : 上図) 及び夏季 (北半球 6-8 月 + 南半球 12-2 月 : 下図) それぞれについて示したものを。混合層深度は、10 m 深の密度との密度差が 0.03 kg/m³ となる深さで定義。斜線はモデル間の一致度が低い (モデル間の符号一致度が 80% より小さい) 海域を示し、それがない海域はモデル間の一致度が高い海域を示す。(IPCC, 2021; Figure 9.5 の一部を改変・和訳・転載。)

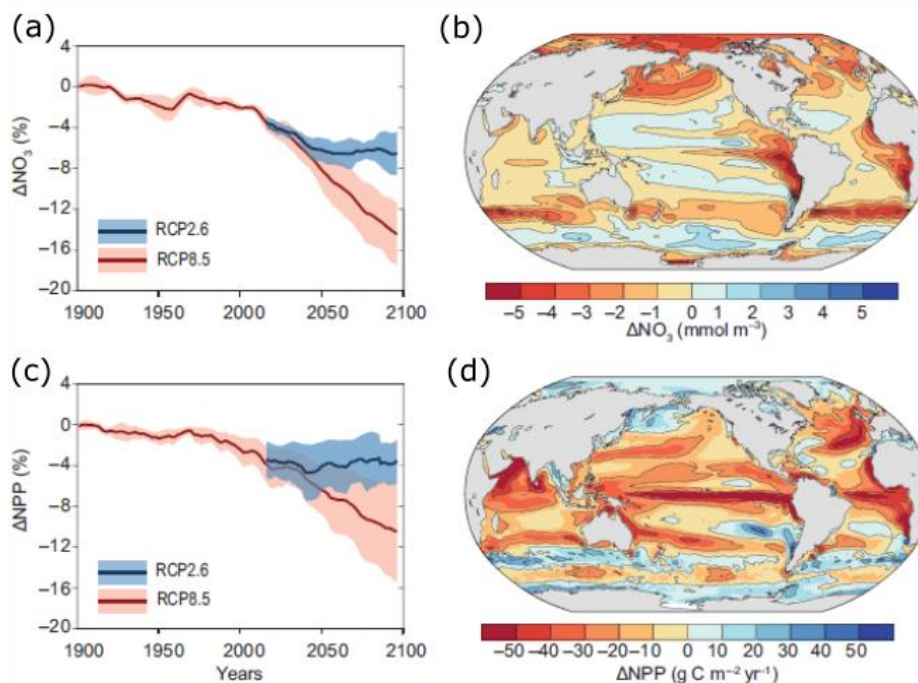


図 14.1.6 海洋表層の硝酸塩及び純一次生産 (NPP) の将来予測

(a)(b)が表層 100m の硝酸塩を示し、(c)(d)が表層 100m で積分した NPP を示す。(a)(c)は 1900 年から 2100 年までのシミュレーションによる世界的な変化で、2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) 及び 4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) について、実線はマルチモデル平均、色範囲は 90% 信頼区間を示す。(b)(d)は、4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) について、1850～1900 年から 2081～2100 年への将来変化量分布を示す。(IPCC, 2019; Figure 5.8 (Frölicher et al. (2016)を改変したもの) の一部を転載。)

14.2 日本近海

14.2.1 観測結果

(1) 黒潮と亜熱帯循環

黒潮は、北太平洋亜熱帯循環（風応力によって駆動される時計回りの循環）の西岸境界流であり、フィリピンから台湾の東を通り東シナ海を北上して九州と奄美大島の間のトカラ海峡から太平洋に入って日本の南岸に達する非常に強い流れである。黒潮は、犬吠埼付近で本州を離れ、黒潮統流と呼ばれる東向きの流れになる。黒潮及び黒潮統流は、低緯度域から中緯度域へ多量の熱を輸送し、日本周辺の海水温に大きな影響を与える。また、四国・本州南方を流れる黒潮は、大蛇行流路と非大蛇行流路と呼ばれる二種類の安定した流路の間で変動することが知られている一方、地球温暖化と流路の変動の関連についてはまだ十分に理解されていない。

このような黒潮の流路変動は、日本沿岸の潮位を変化させる要因の一つとなっているほか、日本の気候や周辺海域の水産業などにも影響を及ぼすことが指摘されている。

日本周辺の海域で大きな水温の南北傾度を示す混合水域が黒潮統流と親潮の間、およそ北緯 35 度から 42 度付近に位置しており（図 付録 A.3.1(a) 参照）、亜熱帯循環（高温で塩分の高い黒潮系の水）とその北側の反時計回りの循環である亜寒帯循環（低温で塩分の低い親潮系の水）の境界となっている（Kida et al., 2015; Nakano et al., 2018）。

気象庁では東経 137 度線を赤道付近まで横切る観測を年におおむね二回行っており、この観測で得られる情報から、東経 137 度における黒潮流量を日本南岸における代表的な流量として見積もっている（図 14.2.1）。これによると、日本南岸の黒潮流量は数年から十年規模の変動と数十年規模の変動が見られる。1990 年代以降は若干の減少傾向が見られるものの、1970 年以降、有意な長期変化傾向は見いだされていない。また、この流量は、海洋大循環理論に基づき、北太平洋の風応力から診断した流量とおおむね整合している。

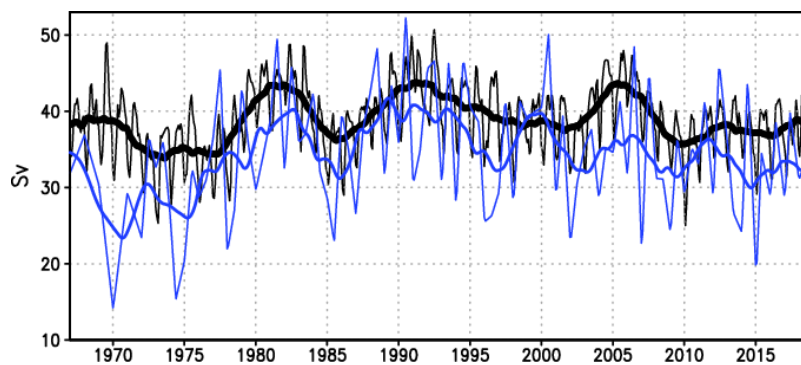


図 14.2.1 東経 137 度線を横切る黒潮流量の時系列

単位は Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$)。青線は観測から得られた、黒線は JRA-55 の風の分布から計算される黒潮流量。細線は月平均値、太線は 3 年移動平均値を表す。

(2) 日本近海の溶存酸素量と海洋循環

日本南方の北西太平洋亜熱帯域（東経 137 度、北緯 20～25 度）の深度 0～1,000 m における平均溶存酸素量の変化を図 14.2.2 に示す。観測開始の 1967 年から 2024 年までの期間で溶存酸素量は減少（3.6%）しており、特に、1980 年代半ば以降の期間では顕著に減少（5.4%）している（信頼水準 99%で統計的に有意）。日本南方の海域においても全球平均と同程度以上の速度で貧酸素化が進行

していることが分かる。深度ごとに見ると、500～700 m 付近の中層で顕著に溶存酸素量が減少している（信頼水準 99%で統計的に有意）。この中層での水塊は親潮と黒潮を起源に持つと考えられている。親潮域での溶存酸素量の減少が報告されており（Sasano et al., 2018）、このことが日本南方の中層の水塊での溶存酸素量の減少の主な要因となっていることが示唆される。その証拠として、親潮域から東経 137 度までの輸送の中間地点に当たる東経 165 度の北緯 25～30 度の中層でも溶存酸素量が減少していることが報告されている（Sasano et al., 2015）。

日本の沿岸域では、東京湾や大阪湾などの内湾で、貧酸素水塊による海洋生物の大量死が問題になっており、人間活動による富栄養化が主要因だと考えられている。日本東岸でも中深層の溶存酸素量の減少によってマダラが生息可能な深度が浅くなっていることを示唆する報告もあり（小埜ほか, 2011）、将来的に貧酸素化の影響が内湾以外の海域でも現れる可能性がある。

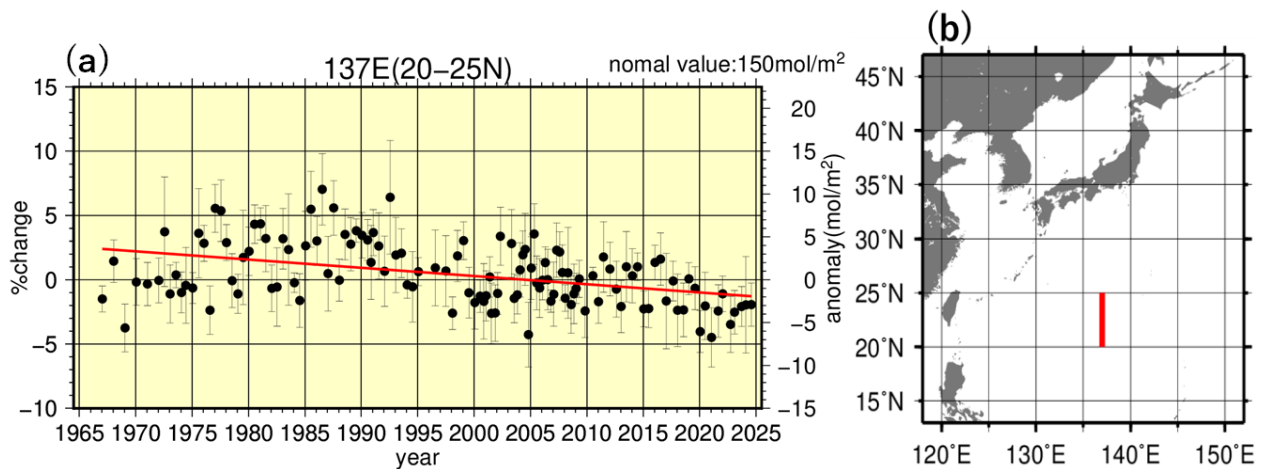


図 14.2.2 北西太平洋亜熱帯域における海洋中（深度 0～1,000 m）の平均溶存酸素量の総量の変化

(a) 1991～2020 年を基準とした北西太平洋亜熱帯域（東経 137 度、北緯 20～25 度平均）における溶存酸素量（深度 0～1,000 m）の変化率。右軸は基準値（右上の値：150 mol/m²）に対する偏差、それぞれの値の幅は緯度平均した際の標準偏差、赤線は気象庁東経 137 度定線観測以降の全期間（1967～2024 年）での長期変化傾向を表す。(b) 使用した観測データの海域を赤線で表す。

(3) 日本近海の生物生産

気象庁は 1967 年から東経 137 度線に沿った海洋観測定線で定期的な海洋観測を実施している。1967 年から 1971 年は冬季のみ観測が行われ、1972 年以降は冬季と夏季にそれぞれ観測航海が実施されている（気象庁, 2023）。この東経 137 度定線における観測点の位置を図 14.2.3 に示す。観測項目として、水温、塩分、溶存酸素、栄養塩、クロロフィル a などが存在する。長期間にわたり蓄積された現場観測データにより大規模な長期変動（経年変動、十年スケール、長期変化傾向）に関する成果が得られており（例えば Oka et al., 2018）、また海洋モデルでシミュレーションした海洋の構造に関する再現性などの検証にも利用できる。

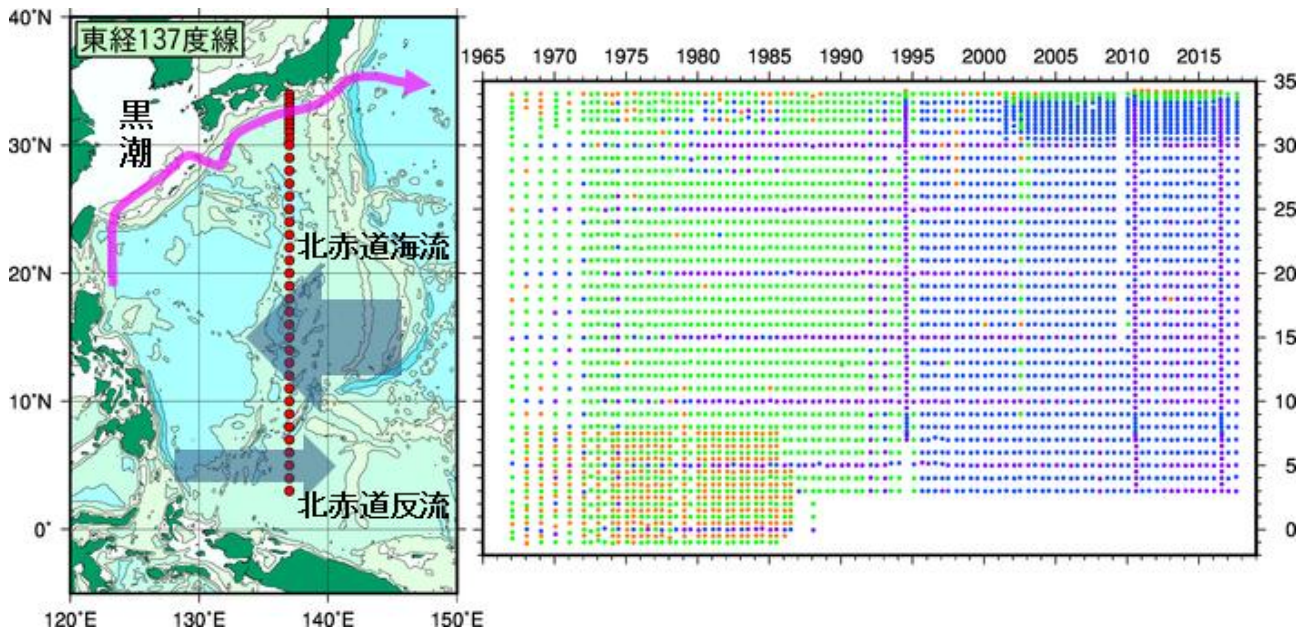


図 14.2.3 東経 137 度定線の観測点

(左) 現在の観測点 (赤丸)、(右) 観測開始時からの緯度ごとの観測点と観測深度。縦軸は緯度、横軸は年を表す。色は、最大観測深度が、オレンジ：1,000 m 未満、緑：1,000～2,000 m 未満、青：2,000～4,000 m 未満、紫：4,000m 以深、を表す。気象庁 (2023) より引用。

Watanabe et al. (2005) は、1971 年から 2000 年の期間における東経 137 度定線の観測値を解析した。海洋表層の混合層内部のリン酸塩 ($0.001\sim0.004\ \mu\text{mol/l/年}$) と硝酸塩 ($0.01\sim0.04\ \mu\text{mol/l/年}$) の濃度は長期的に夏季・冬季ともに減少傾向であることを報告している (図 14.2.4)。また同時に全水柱でのクロロフィル a 濃度も減少傾向であった ($0.27\sim0.48\ \text{mg/m}^2/\text{年}$)。Kim et al. (2022) は、1980 年から 2017 年の期間における気象庁の海洋観測データを使用して黒潮流路平均の栄養塩濃度の変化傾向を調査した。栄養塩は海洋表層 (深度 0～100 m) ・亜表層 (深度 100～850 m) のどちらでも長期的に減少傾向であった。表層での栄養塩の減少は、亜表層での最大で 37 年間に 25% の顕著な減少傾向が原因であると考えられている。

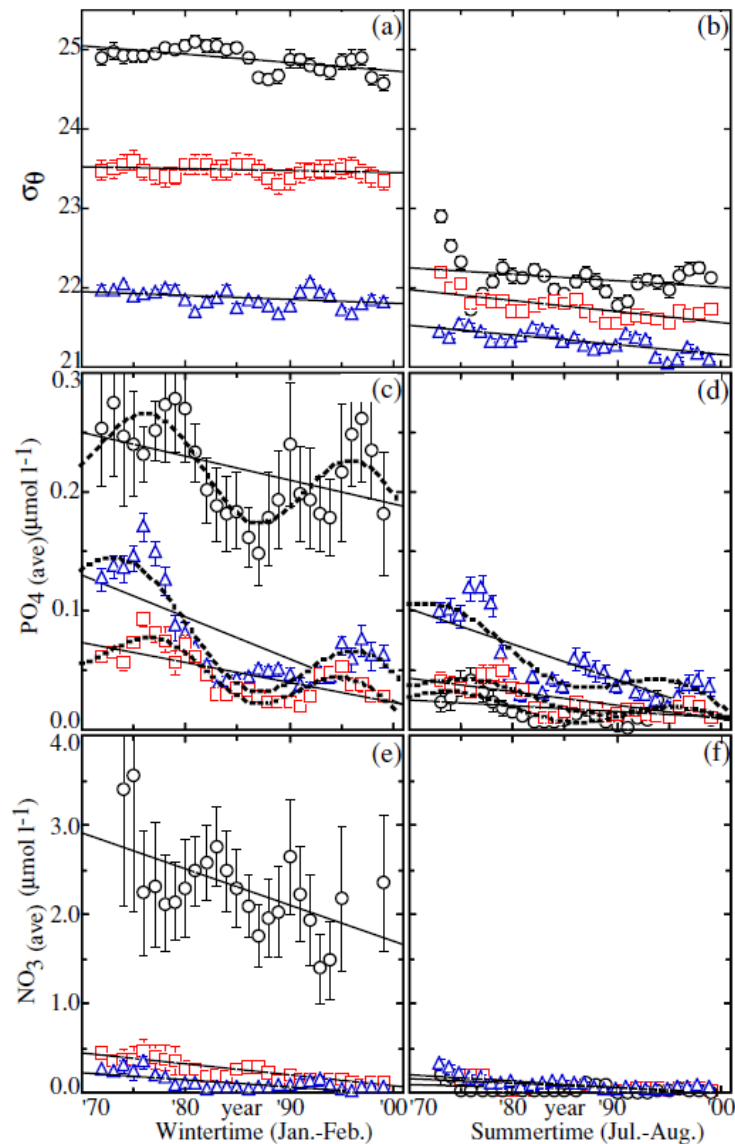


図 14.2.4 東経 137 度定線における混合層平均の時系列

ポテンシャル密度 (a, b)、リン酸塩 (PO_4 ; c, d)、硝酸塩 (NO_3 ; e, f) の時系列。図中のシンボルは、それぞれ北緯 30~34 度の平均 (黒色丸)、北緯 15~30 度の平均 (青色三角)、北緯 3~15 度の平均 (赤色四角) を意味する。左側 (a, c, e) は冬季のデータ、右側 (b, d, f) は夏季のデータである。誤差棒は、3 年移動平均の標準誤差を示す。直線は線形回帰による長期変化傾向を、破線の曲線はフーリエ展開によって評価した非線形回帰による十年スケール変動を示す。(Watanabe et al. (2005) より、Journal of Oceanography (<https://link.springer.com/journal/10872>) から SNCSC の許可を得て転載 ©Springer Nature)

Ono et al. (2001) は、親潮域での 1968 年から 1998 年の期間における 1 月の気象庁の海洋観測データを解析し、ポテンシャル密度で $26.7 \sigma_\theta$ (190 m 付近に相当) と $27.2 \sigma_\theta$ (260 m 付近に相当) の間の等密度面でリン酸塩が長期的に増加傾向 (それぞれ $0.9 \mu\text{mol/kg/年}$ と $0.005 \mu\text{mol/kg/年}$) であることを示した。Ono et al. (2002) は更に冬から夏における観測データを解析し、混合層内でのリン酸塩濃度が 2 月・7 月に減少傾向であること (それぞれ $-0.08 \mu\text{mol/l/年}$ 、 $-0.019 \mu\text{mol/l/年}$)、4 月の混合層内でのクロロフィル a 濃度が $-2.35 \text{ mg/m}^2/\text{年}$ の減少傾向であることを報告している。1959 年から 2001 年の期間における親潮域と混合水域における海洋観測データを解析した研究によると、親潮域と混合水域の表層でリン酸塩がそれぞれ 42 年間に 26% と 36% と顕著な減少傾向であり、 26.7

σ_θ (190 m 付近に相当) と $26.8 \sigma_\theta$ (260 m 付近に相当) の等密度面を境界とした中層ではリン酸塩がそれぞれ 42 年間に 12% と 9% の増加傾向であったと報告されている (Tadokoro et al., 2009)。

Kodama et al. (2016) は 1964 年から 2010 年の期間における気象庁による日本海南部の観測値を解析し、夏季は水面から深度 50 m、冬季は水面から深度 100 m までの層でリン酸塩が減少傾向であった。一方で硝酸塩には明瞭な長期変化傾向は認められなかった。

地球観測衛星に搭載された海色センサー観測に基づく解析によると、1997 年から 2020 年の期間でクロロフィル a の濃度は、北緯 36 度以北の亜寒帯では増加傾向であり、対照的に亜熱帯では減少傾向であることが報告されている (Chen et al., 2022)。また MODIS の高空間分解能データを用いて沿岸域でのクロロフィル a のブルームの出現頻度を調べた研究によると、2003 年から 2020 年の期間で北海道南方海上からカムチャツカ沖の海域においてブルームの出現頻度が 6.31% / 年の割合で増加していることを報告している (Dai et al., 2023)。

14.2.2 将来予測

(1) 黒潮と亜熱帯循環

黒潮流量の変動には、太平洋亜熱帯循環における風応力の変化が重要である (Aoki and Kutsuwada, 2008)。『気候予測データセット 2022』に含まれる日本域海洋予測データ (コラム 4 参照) では、大気外力として結合モデル相互比較プロジェクト第 5 期 (CMIP5) に登録されている 4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) と 2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) それぞれについて、4 機関の計算から得られた風応力データを用いている (付録 A.2.2 参照)。これから算出される黒潮流量には、現実と同程度の大きさの数十年変動が卓越している。21 世紀末 (2081~2100 年平均) における流量の平均値 (図 14.2.5) は、20 世紀末 (1986~2005 年平均) と比べて、 4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) では約 3 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) 減少するものの、変化幅は現在気候の変動の範囲内である。 2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) では流量の明瞭な変化傾向は見られない。予測の不確実性の内訳によると、モデル間の差が大きい。予測の不確実性の幅を考慮すると、黒潮流量の変化は有意ではない (変化の確信度は低い)。これは CMIP5 と CMIP6 のモデルにおいて黒潮の強さは変化が小さかったことと整合的である (IPCC, 2021)。

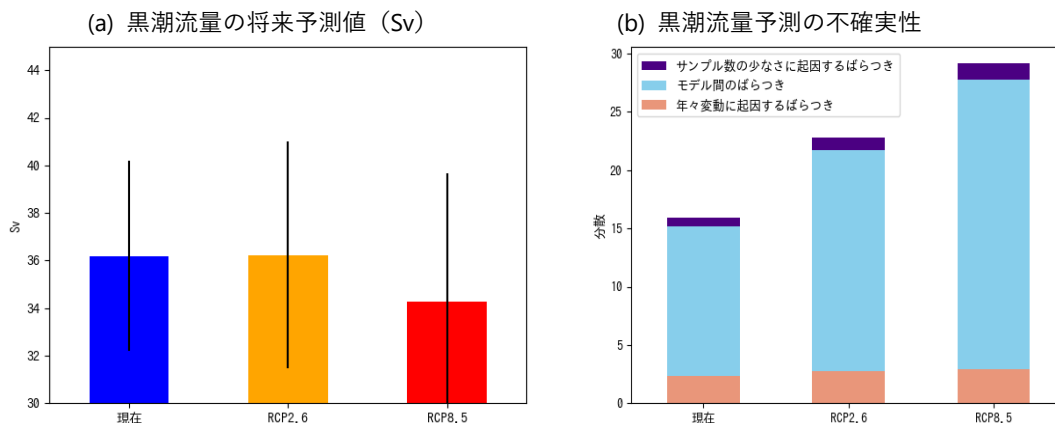


図 14.2.5 日本域海洋予測データに基づく黒潮流量の 21 世紀末の将来予測結果

(a) 黒潮流量の将来予測値 (Sv)。縦の黒線は不確実性の範囲 (標準偏差)。 (b) 黒潮流量予測の不確実性 (分散) の割合 (付録 B.1 参照)。

モデルは、黒潮が犬吠埼付近から本州を離れて東に流れ黒潮続流に至るという平均像をおおむね表現できている。21 世紀末の黒潮続流緯度は、20 世紀末と比べて、4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) では約 0.2 度北上、2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) では約 0.2 度南下する傾向が見られる (図 14.2.6) が、いずれも変化幅は現在気候の変動の範囲内である。予測の不確実性の内訳によると、黒潮流量とは対照的に、年ごとの変動による影響が大きく、モデルの不確実性は相対的に低い。予測の不確実性の幅を考慮すると、黒潮続流緯度の変化は有意ではない (変化の確信度は低い)。

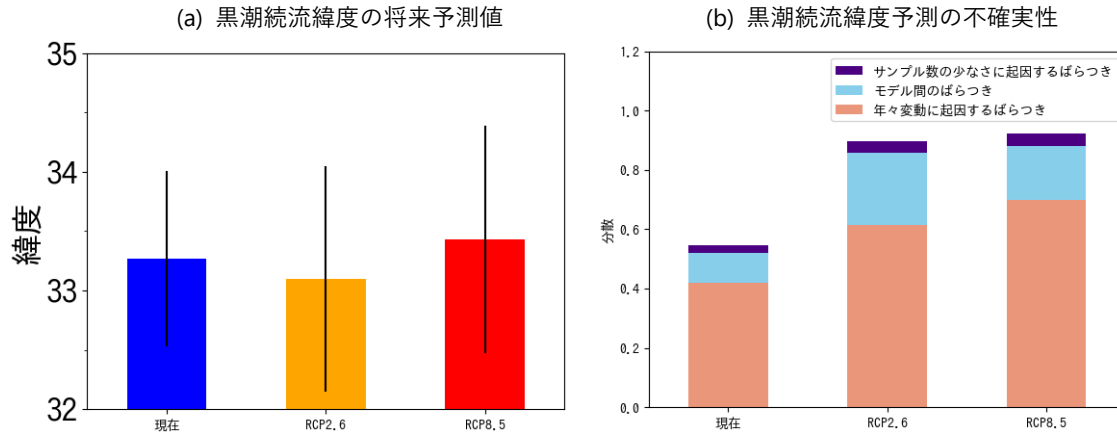


図 14.2.6 日本域海洋予測データに基づく黒潮続流緯度の 21 世紀末の将来予測結果

(a) 黒潮続流緯度の将来予測値。縦の黒線は不確実性の範囲 (標準偏差)。(b) 黒潮続流緯度予測の不確実性 (分散) の割合 (付録 B.1 参照)。

日本域海洋予測データに基づく 21 世紀末の海面水位の将来予測結果によると、4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) では日本東方の海域で上昇量が大きくなる (図 14.2.7)。これは、北太平洋の亜熱帯循環が北偏することを示している (Yamanaka et al., 2021)。亜熱帯循環の北偏は、4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) において、北西太平洋の対流圏下層で高気圧性偏差が卓越し、偏西風が北偏することに対応している (第 13.2 節参照)。同様の傾向は、4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) における CMIP5 の多数のモデルによっても示されている (IPCC, 2013)。そのため、4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) において、北太平洋亜熱帯循環が北偏する予測の確信度は中程度と考えられる。

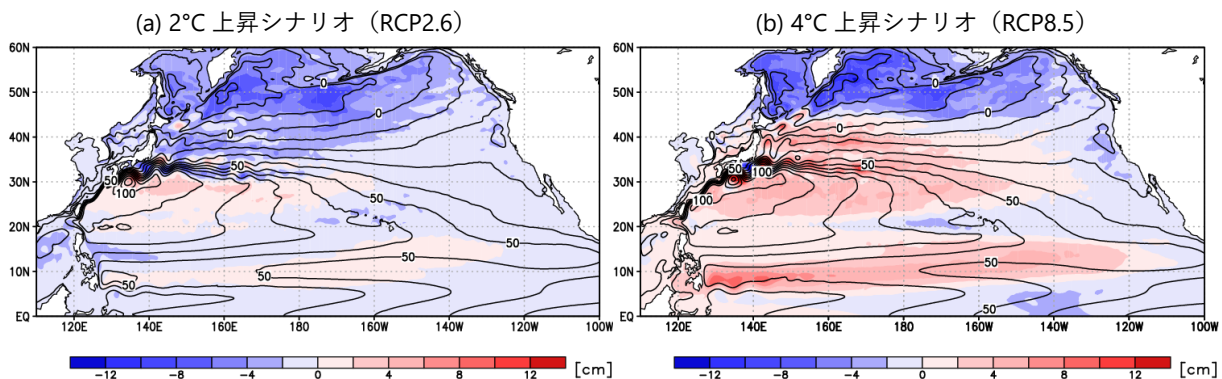


図 14.2.7 日本域海洋予測データに基づく 21 世紀末における海面水位の予測

(a) は 2°C 上昇シナリオ (RCP2.6)、(b) は 4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) による、21 世紀末における海面水位の予測。等値線が現在気候の分布、色が 20 世紀末からの上昇量 (cm)。海洋循環の影響を見るため、世界平均海面水位からの差を示す。

(2) 日本近海の溶存酸素量の将来予測と海洋循環

日本近海の溶存酸素量の将来予測には、『気候予測データセット 2022』に掲載されている日本域海洋予測データ (FORP-NP10) を使用した。これは CMIP5 参加の 4 モデルの大気データを外力とした、北太平洋モデル (Sakamoto et al., 2019; Nakano et al., 2021) のアンサンブル実験の結果であり、それぞれの大気データに対して、4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) と 2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) の 2 通りの将来予測がある。

これらの予測では、どちらのシナリオでも 20 世紀末 (1986~2005 年) から 21 世紀末 (2081~2100 年) にかけて、日本南方の北西太平洋亜熱帯域 (東経 137 度、北緯 20~25 度) の深度 0~1,000 m における溶存酸素量の減少傾向が見られ、観測結果とも整合的である (確信度は中程度) (図 14.2.8)。また、これは (対象としている深度は異なるが) 全球的な溶存酸素量の減少傾向と同程度の進行速度である (図 14.1.4)。

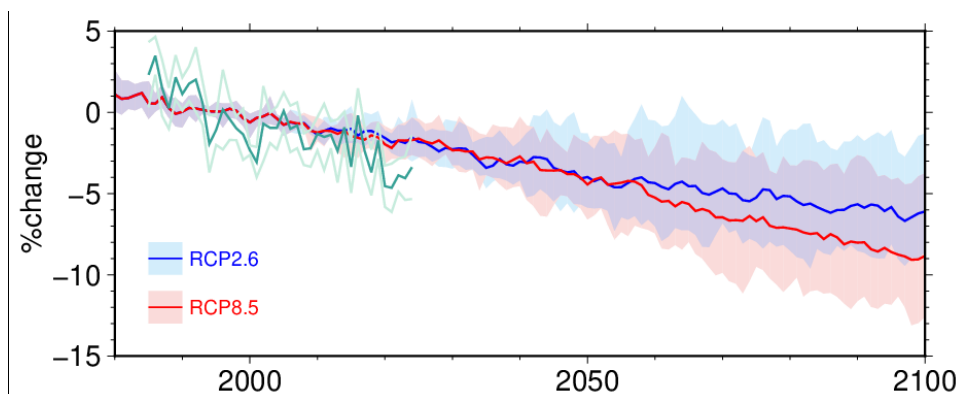


図 14.2.8 過去と将来の北西太平洋亜熱帯域における海洋中 (深度 0~1,000 m) の溶存酸素量の総量の変化
20 世紀末 (1986~2005 年) を基準とした北西太平洋亜熱帯域 (東経 137 度、北緯 20~25 度平均) における溶存酸素量 (深度 0~1,000 m) の変化率。赤、青の実線はそれぞれ RCP8.5、RCP2.6 シナリオの 4 モデルの平均値、赤、青の薄線で示した範囲は 4 モデルの最大・最小値を表す。濃い緑線は観測値から算出した 1985 年以降の溶存酸素量の年平均値を用いて計算した、20 世紀末 (1986~2005 年) 基準の変化率。薄い緑線は緯度平均による標準偏差を含んだ範囲を示している。

(3) 日本近海の生物生産

日本周辺海域においても、将来的な海水温の上昇、それに伴う表層の成層や混合層深度の変化などにより、世界で見られるのと同様の生物生産関係 (栄養塩、一次生産) の将来変化が生じる可能性が考えられる。以下では、『気候予測データセット 2022』の日本域海洋予測データ (FORP-NP10) を用いて、日本近海域における硝酸塩 (NO_3) と NPP の将来変化を評価した例 (図 14.2.9) を示す。

FORP-NP10 データを用いた硝酸塩 (NO_3) の将来予測では、4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) で見ると、オホーツク海・千島列島周辺を除く大部分の海域で減少が予測されている (図 14.2.9c)。日本の南側の北太平洋亜熱帯海域 (図 14.2.9 の ST) において、1986~2005 年平均に対する比として 2086~2095 年を見ると、2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) で 0.71~0.9 倍 (10~29%の減少)、4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) では 0.38~0.57 倍 (43~62%の減少) となっている (図 14.2.9a)。各シナリオでの減少傾向は、不確実性の幅を考慮しても明確な減少傾向となっており、第 14.1.2 項 (3) に示した IPCC (2019) による世界での各シナリオの硝酸塩減少傾向 (図 14.1.6a,b) とも整合的である。一方、北海道東側の北太平洋亜寒帯海域 (図 14.2.9 の SP) では、2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) で

1.05～1.2 倍（5～20%の増加）、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）では 0.76～0.99 倍（1～24%の減少）となっており、2°C 上昇シナリオではやや増加傾向を示す（図 14.2.9b）。2°C 上昇シナリオでの増加傾向やシナリオにより将来変化傾向が異なる点は、IPCC (2019) による全球的な評価では見られなかった傾向であるが、亜寒帯海域での各傾向について不確実性の幅も考慮すると明確な傾向とまでは言えない。以上の日本周辺海域の硝酸塩濃度の各将来予測について、予測に用いている生物地球化学モデルの現状での不完全性から、変化傾向や将来変化幅を含め確信度は低い。

FORP-NP10 データを用いた NPP の将来予測では、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）で見ると、太平洋側のおおむね北緯 38～39 度より南側（おおむね黒潮～黒潮続流域及びその南側）の海域では減少傾向、それより北側や縁辺海では増加傾向が予測されている（図 14.2.9f）。硝酸塩と同様に 1986～2005 年平均に対する比として 2086～2095 年を見ると、日本の南側の北太平洋亜熱帯海域（図 14.2.9 の ST）において、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）では 0.88～0.99 倍（1～12%の減少）、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）では 0.66～0.81 倍（19～34%の減少）となっており（図 14.2.9d）、同海域における硝酸塩の減少と対応していて、この海域の一次生産は栄養塩（NO₃）が主な制限要因となっている（IPCC, 2022; 3.2.3.3）ことと整合的である。各シナリオでの減少傾向は、第 14.1.2 項 (3) で述べた IPCC (2019) による全球的な減少傾向（図 14.1.6c, d）とも整合的である。一方、北海道東側の北太平洋亜寒帯海域（図 14.2.9 の SP）では、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）で 1.04～1.14 倍（4～14%の増加）、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）では 1.11～1.25 倍（11～25%の増加）となっている（図 14.2.9e）。この北太平洋亜寒帯海域での増加傾向は、全球的な変化傾向（図 14.2.9d）とは逆向きであるが、IPCC (2019) の領域変化パターン（図 14.2.9f）の対応する北太平洋西部亜寒帯域において同じ増加傾向が示唆されている。また、硝酸塩の将来変化傾向（図 14.2.9b）との明確な対応関係は見られず、この海域の NPP においては水温の上昇や光環境の変化が重要である可能性が考えられる。また、特に 2°C 上昇シナリオにおける各領域の予測について、将来変化量は小さく、各予測の不確実性の幅を考えると、これらについて明確な傾向を持つとは言えない。以上で述べた日本周辺海域の NPP の各将来予測について、予測に用いている生物地球化学モデルの現状での不完全性から、変化傾向や将来変化幅を含め確信度は低い。

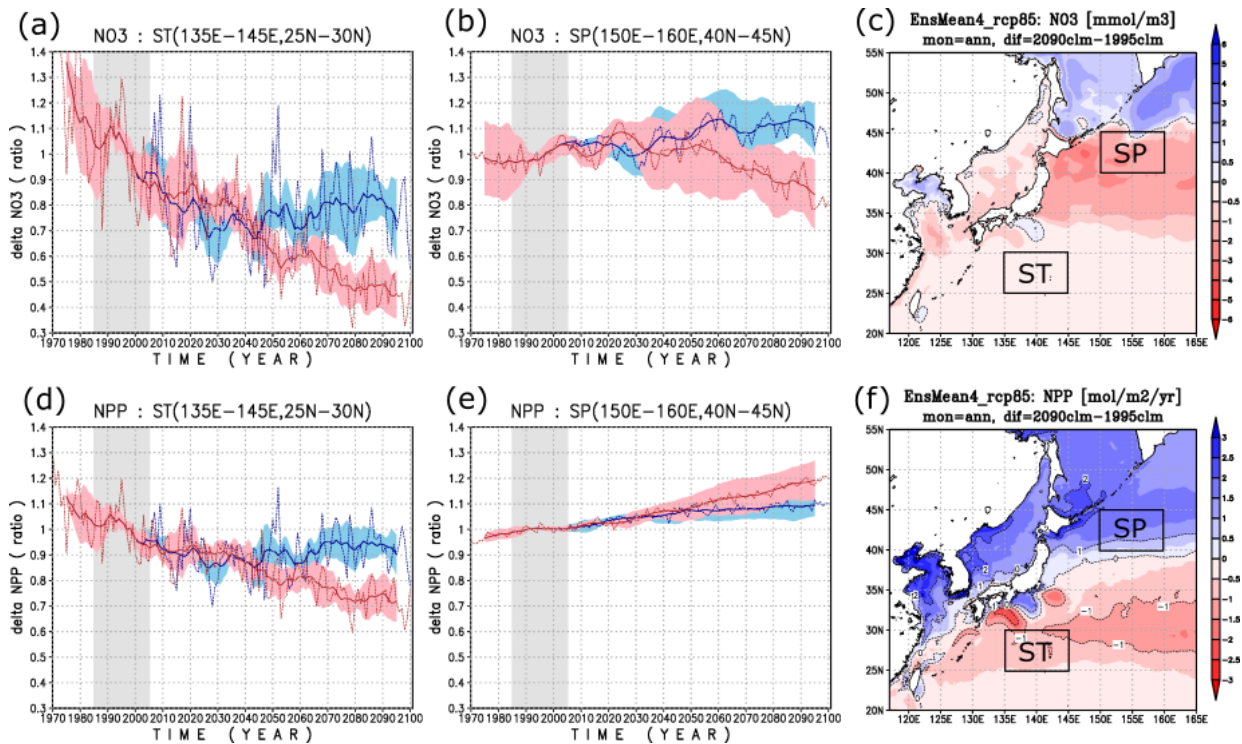


図 14.2.9 海洋表層 (0~100 m) の硝酸塩 (上: a, b, c) 及び NPP (下: d, e, f) の将来予測結果例

(a)(b)(d)(e)は、北太平洋亜熱帯及び亜寒帯領域を対象に求めた硝酸塩及び一次生産の1970~2100年の変化時系列を示し、各量は1986~2005年(グレーの期間)平均に対する比で示した。(a)(d)は亜熱帯(ST)海域、(b)(e)は亜寒帯(SP)海域での解析で、解析領域は(c)(f)に示した。2006年以降について、赤は4°C上昇シナリオ(RCP8.5)、青は2°C上昇シナリオ(RCP2.6)を示す。太線は11年移動平均をしたモデルアンサンブル平均、色範囲はそのモデルアンサンブルから求めた90%信頼区間を示す。細線は、内部変動による不確実性の参考として、年毎時系列を示したもの。(c)(f)は硝酸塩とNPPそれぞれについて、1986~2005年平均から2081~2100年平均への4°C上昇シナリオ(RCP8.5)での将来変化量分布を示した。

14.3 背景要因

(1) 黒潮と亜熱帯循環

黒潮流量と同様に、黒潮統流の緯度も風応力の影響を大きく受けている。CMIP5及びCMIP6モデルにおいては4°C上昇シナリオ(SSP5-8.5)では、北半球の偏西風の北上が亜熱帯循環の北上をもたらし、これが黒潮統流の北上につながっている(IPCC, 2021; 9.2)。ただし、CMIP5、CMIP6の大半のモデルにおいて、黒潮が東北や北海道まで日本東岸に沿って北上し、北海道東方の亜熱帯循環最北端にて日本を離れて東進するという、非現実的な流れになっている。このような流れの場合には、モデルの黒潮統流は亜熱帯と亜寒帯循環の境界付近(北緯42度)の風応力の変動に敏感となる(Xie et al., 2000)。一方、現実的に流れる場合には、亜熱帯循環中央から北よりの風応力の変動の寄与が大きい(Taguchi et al., 2005; Qiu and Chen, 2005; Yamanaka et al., 2021)。また、黒潮及び黒潮統流は、その速い流れから非線形性に伴う自然変動も大きく、風応力だけに規定されない成分の寄与も大きい(Nonaka et al., 2016)。また、IPCC (2021)は渦解像モデルとそれよりも解像度が低いモデルでは応答が異なるであろうと指摘している(確信度は中程度)。現実的な黒潮及び黒潮統流が再現できるモデルでの2100年までの将来予測は日本域海洋予測データ(『気候予測データセット2022』)及びSI-CATデータのみであるため、その確信度は低い。

(2) 海洋中の溶存酸素量と海洋循環

IPCC (2021) によれば、外洋の貧酸素化と酸素極小層の拡大が世界の海洋の多くの領域で観測されてきたが、人間活動の影響が寄与しているという確信度は中程度である {3.6}。

貧酸素化は溶解度の低下と成層の強化の 2 つの要因によって主に進行する。海面水温の上昇により海面での酸素の溶解度が小さくなり、これが溶存酸素量の減少に働く。IPCC (2019) によると、溶解度の低下は深度 0~1,000 m の溶存酸素量の減少の 15~50% に寄与しているとされている {5.2}。もう 1 つの成層の強化による寄与については、地球温暖化の進行による海水温の上昇は表層でより大きいので、表層と深層の間の密度差が広がることによって、成層の度合いが強まりつつあり (Yamaguchi and Suga, 2019)、これに伴い上下間の混合や海洋内部に潜り込む流れは弱まり、溶存酸素量の減少が進むことによるものである。実際、IPCC (2021) でも、人間活動の影響により海洋の貯熱量が増加するとともに、成層が強化されることはほぼ確実としている {2.3, 5.3}。

日本南方の北西太平洋亜熱帯域 (東経 137 度、北緯 20~25 度) の深度 0~1,000 m における溶存酸素量の 1980 年代半ば以降の冬季における変化 (1985~1990 年平均と 2015~2020 年平均での冬季における変化を見積もっている) は、溶解度の低下による寄与が約 26%、残りの大部分は成層の強化の影響によるものであると見積もられ、これは IPCC (2019; 5.2) の見積もりの範囲内であり、Takatani et al. (2012) の結果とも整合している。日本近海の将来予測の見積もりでは、成層の強化による寄与が更に大きくなることを示している (確信度は低い)。

沿岸域における貧酸素化は水温上昇と人間活動による富栄養化が主要因であるとしている (可能性が非常に高い) (IPCC, 2021; 5.3)。水温上昇による成層の強化は、外洋と同様に貧酸素化の要因となるが、沿岸域では富栄養化により活発化した光合成で有機物が増加し、それが沈降して分解されることで酸素消費が増加して海底付近で貧酸素化を引き起こすなど、外洋とは異なるメカニズムも存在することに留意を要する (Breitburg et al., 2018)。

(3) 海洋の生物生産

海洋の生物生産について、上述のように、海洋表層の栄養塩の利用可能性が一次生産 (NPP) をしばしば制限する要因となっている (IPCC, 2022; 3.2.3.3)。栄養塩の量や分布の予測においては、混合層深度が鍵となるが、現在のモデルにおける混合層深度の再現・予測は難しい課題の 1 つとなっており (IPCC, 2021; 9.2.1.3)、栄養塩・一次生産の将来予測における大きな不確実性 (低い信頼度) の一因となっていると考えられる。栄養塩のうち、窒素の利用可能性は低緯度域の大部分において植物プランクトン生産を制限する傾向がある一方で、溶存鉄の利用可能性は高栄養塩・低クロロフィル (HNLC: high-nutrient, low-chlorophyll) 領域と呼ばれる海域で生産性を制限する傾向があることが知られている (Moore et al., 2013; IPCC, 2022; 3.2.3.3)。日本近海域では、北太平洋亜寒帯海域がそのような海域として知られているが (例えば、Martin and Fitzwater, 1988)、鉄は FORP-NP10 データのモデルプロセスには入っていない。また、東シナ海、日本海、オホーツク海などの縁辺海の一次生産においては大気や河川からの栄養塩等流入効果が重要であることが知られており (例えば、Yamamoto et al., 2022)、そのプロセスも FORP-NP10 モデルには入っていないため、これらの海域のモデル評価には注意が必要である。海洋の一次生産が依存する生物地球化学量の多くについて、その正確なシミュレーションを行うことは、地球システムモデルにおいて現在まだ進行中の重要課題となっている (Séférian et al., 2020) (IPCC, 2022; 3.4.3.5.2)。