

海洋熱波の時空間特性とCMIP6気候モデルによる再現性評価

菊地, 智就
九州大学大学院総合理工学府総合理工学専攻地球環境理工学メジャー

<https://hdl.handle.net/2324/7179508>

出版情報：九州大学, 2023, 修士, 修士
バージョン：
権利関係：



令和 5 年度

九州大学大学院総合理工学府

総合理工学専攻地球環境理工学メジャー修士論文

海洋熱波の時空間特性と CMIP6 気候モデルによる再現性評価

氏 名 菊地 智就

指導教員 時長 宏樹 教授

森 正人 助教

内容

第1章 序論	3
1.1 海洋熱波とは	3
1.2 海洋熱波の要因	4
1.3 研究目的	5
第2章 データと解析手法	6
2.1 観測データ	6
2.2 CMIP6 マルチ気候モデルデータ	7
2.3 定義と手法	8
第3章 観測データ解析	9
3.1 海洋熱波の気候学的全球分布	9
3.2 海洋熱波と地球温暖化及び十年規模変動の関連性	11
第4章 CMIP6 モデルによる海洋熱波の再現性	15
4.1 CMIP6 気候モデルによる季節別海洋熱波日数とそのモデルバイアス	15
4.2 海洋熱波日数に対するモデルバイアスの要因	18
4.3 CMIP6 気候モデルによる季節別海洋熱波強度とそのモデルバイアス	22
4.4 海洋熱波強度に対するモデルバイアスの要因	25
第5章 結論	27
5.1 海洋熱波と自然変動の関係	27
5.2 海洋熱波日数と強度のモデルバイアス	28
参考文献	29
謝辞	31

第1章 序論

1.1 海洋熱波とは

近年、海洋熱波が世界各地で増加及び強化しており、漁業や海洋生態系に多大な影響を与えている。この現象は2013-16年にかけて北東太平洋において非常に海面水温が高い状態が持続したことで生態系を破壊した現象、通称 The Blob (Bond et al. 2015) がきっかけで世界的に注目されるようになった。

2019年のIPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) の「海洋・雪氷圏特別報告書」によると、過去40年間で海洋熱波の回数は2倍になっており、2006-2015年に発生した海洋熱波の84-90%は人為起源の昇温に起因する可能性が非常に高いと述べられている。また、将来気候モデルの解析結果によると、海洋熱波の頻度、持続期間、空間的な広がり及び強度は、将来さらに増加すると予測されている。このように、海洋熱波は人為起源の温暖化の影響を受け、強力になりつつある。

日本の近海を例に挙げると、2010-16年夏の北海道周辺では、例年は鮭がとれる海域において普段取れない鰯ばかり取れることがあり、親潮の弱化により生じた海洋熱波の影響であるという可能性が指摘されている(Miyama et al. 2021)。また、2023年の夏から秋にかけても、黒潮続流が三陸沖まで北上し、海洋内部の海水温も記録的な高温が持続したと報告されている(図1.1 気象庁報道発表, 2023年8月9日)。

海洋熱波の定義は、国際的に共通の定義はないものの、どの程度気候値より高温か、どの程度持続するかによって様々な定義が用いられている。その中の一つで、現在広く用いられる定義は、ある地点で海面水温が過去30年間の90パーセンタイル値より高い状態が5日以上(2日以内の中断を含む)持続するときを海洋熱波と定義するものである(Hobday et al. 2016)。本研究においてもこの海洋熱波の定義を用いることとする。また逆に、気候値より極端に低い海面水温が一定期間続く状態は海洋寒波と呼ばれ、こちらも研究が行われている(Yeager et al. 2016)。

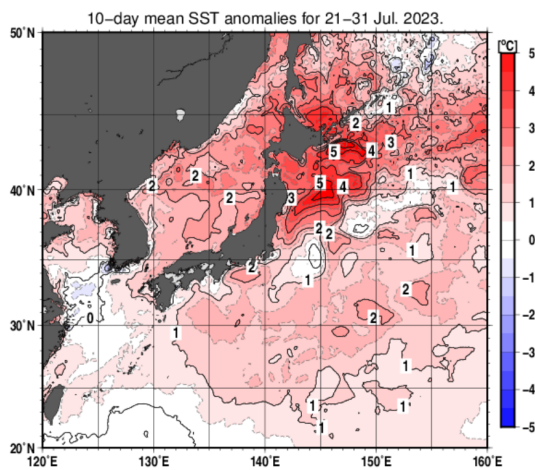


図 1.1: 2023 年 7 月下旬の日本近海海面水温偏差 (°C)。
気象庁報道発表より引用。

1.2 海洋熱波の要因

海洋熱波の発生要因は、大気側、あるいは海洋側、または両者の相互作用によって発生するなど様々な要因が存在する。主に大気側を要因とする例では、ブロッキング現象に伴い発生した2013/14年夏の南大西洋西部における海洋熱波の事例が挙げられる。このブロッキング現象は、海洋熱波の発生と同時に、ブラジルにおける地上気温の上昇と降雨量の減少によって大旱魃を発生させ、とうもろこしとコーヒー豆の生産量を著しく減少させた。通常、南半球は起伏のある陸地が少ないためブロッキング現象の発生が少ない地域であるが、熱帯インド洋からの大気テレコネクションが南大西洋西部にブロッキング高気圧を形成し、それに伴って持続的に太陽放射が増加し陸上と海洋上双方で熱波が発生した (Rodrigues et al. 2019)。

また、2019年夏にカルフォルニア沖で発生した海洋熱波は、この海域は夏季に下層雲に覆われやすい地域であるが、この時期は海上風弱化に伴う蒸発の抑制および海面水温と低層雲との間に正のフィードバックが働いてことが主要因と指摘されている (Amaya et al. 2019)。これによって乾燥化が進み、アラスカでの森林火災を増加させた。

また、熱帯太平洋においては、非常に強いエルニーニョ現象も一要因である。通常エルニーニョ現象は北半球の夏季から発達し始め、冬季に最盛期を迎えた後、春季に終息する傾向がある。このため、海面水温が平年より高い状態が数ヶ月以上も持続するため海洋熱波の定義に含まれる。1997/98年や2015/16年のエルニーニョ現象 (図 1.2) は、最盛期に Nino3.4 海域 (5°N - 5°S , 170°W - 120°W) で月平均海面水温が平年より 3°C 以上も高いという強力なものであった。これは当時の全球最高平均気温を更新する等、広範囲に影響を及ぼしたと考えられている (Stockdale et al. 2017)。

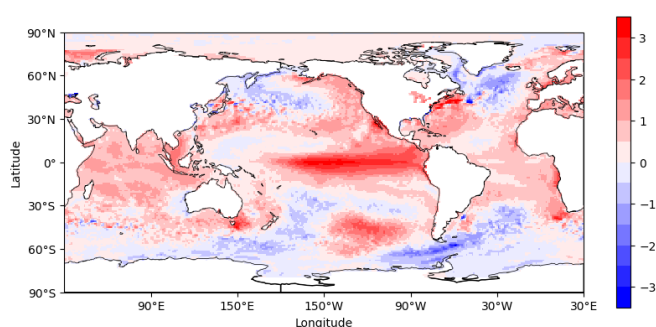


図 1.2: 2014/15 年冬の海面水温偏差 ($^{\circ}\text{C}$)

1.3 研究目的

これまでの海洋熱波に関する研究は、特定の年や海域を対象とした事例解析が多く、全球的な海洋熱波の時空間変動特性を研究したものが少なかった。地球温暖化によって海洋熱波がより強化されることは疑いの余地が殆どない (IPCC 2021)。しかし、地球温暖化や自然変動としての気候変動モードに伴う海洋熱波の時空間変動や季節性などについては、太平洋では太平洋十年規模振動 (Pacific Decadal Oscillation, 以下 PDO; Mantua et al. 1997) やエルニーニョ現象、大西洋では北大西洋振動 (North Atlantic Oscillation, 以下 NAO; Walker and Bliss- 1932) 等の気候変動モードが海洋熱波日数に影響を与えると指摘されているものの (Neil et al. 2019)、依然として不明な点が多く残っている。本研究の 1 つ目の目的は、地球温暖化や気候変動モードの 1 つであるが海洋熱波へ及ぼす影響を過去の観測データを用いて調べることである。

また、全球的な観測データによると、西岸境界流域では暖流の極側への蛇行や暖水渦によって強い海洋熱波が持続しやすく、熱帯ではエルニーニョ現象やその他の大気海洋結合現象によって長時間持続しやすいと指摘されている。一方、第 6 期結合モデル相互比較計画 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6, 以下 CMIP6) の大気海洋結合モデルは全球的に海洋熱波の再現性に乏しく、モデルの方が日数は長く、強度が弱いことが指摘されている (Plecha et al. 2020)。このモデルバイアスの要因を解明することは、海洋熱波の将来変化予測に関する不確実性を軽減する上で重要である。2 つ目の目的は、海洋熱波強度と日数を季節別に分け、観測データと CMIP6 の気候モデル実験結果を比較し、モデルバイアスの特徴、空間特性、季節性を詳細に調べ、要因についても考察することである。

本論文は全 5 章で構成される。第 2 章では、使用する観測データと CMIP6 マルチ気候モデルデータの説明および研究手法について記す。第 3 章では、観測データを用いた解析結果を示す。第 4 章では、CMIP6 マルチ気候モデルによる海洋熱波の再現性を検証し、モデルバイアスの要因について議論する。第 5 章では、本研究の結論と今後の課題を議論する。

第2章 データと解析手法

2.1 観測データ

本研究では解析対象期間を 1982 - 2014 年とし、観測データとして日平均の海面水温、全雲量、短波放射、および月平均の風速・海水温・塩分データを解析する。日平均海面水温データは、米国海洋大気庁 (National Oceanic and Atmospheric Administration) の OI SST V2 High Resolution Dataset を用いる。これは衛星に搭載されている、改良型高分解能放射計 AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) と、可視赤外撮像機放射計 VIIRS (Visible/Infrared Imager and Radiometer Suite) による全球の海面水温観測データを、緯度経度 0.25° 格子に整えたものであり (Reynolds et al. 2007)、観測による海面水温データセットの中でも高い解像度を持つ。

日平均雲量と短波放射のデータは、ヨーロッパ中期予報センター (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) の大気再解析データである ERA5 を用いる (Hersbach et al. 2023)。大気再解析データの中でも時空間分解能が高く、多くの気候研究において広く利用されている。

月平均の海水温・塩分データは、イギリス気象庁ハドレーセンターが提供している EN4 客観解析データセットを用いる。水深 5~4500m までの 45 層の観測データで構成されており (Levitus et al. 2009)、論文の中では水深 5 m から 800 m までのデータを用いる。2023 年 10 月時点で 13746 個の観測プロファイルを持ち、広く利用されている全球海洋データセットの一つである。

1900 - 2022 年の月平均海面水温には、The Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST) データセットを用いる (Huang et al. 2017)。これは国際総合海洋大気データセット (ICOADS) から派生した海面水温データであり、平滑化された局所のおよび短期的な変動を組み込んでいる。

上記のデータセットは全て 1° 格子に再格子化し、解析する。

各データセットに関する情報を表 2.1 に示す。

変数名	データセット名	解像度
海面水温 (1982~2022年 日平均)	NOAA OI SST ver2	0.25°
海面水温 (1900~2022年 月平均)	ERSST	2°
全雲量	ERA5	0.25°
スカラー風速	ERA5	0.25°
下向き短波放射フラックス	ERA5	0.25°
水温	EN4	1°
塩分	EN4	1°

表 2.1:用いた変数名、データセット名、解像度。

2.2 CMIP6 マルチ気候モデルデータ

CMIP6 気候モデルデータとして、日平均の海面水温データ、月別海洋混合層深度を提供している計 5 モデルの出力結果を解析する。5 モデルは、海洋研究開発機構の MIROC6 (Tatebe et al. 2018)、気象研究所の MRI-ESM2-0 (Yukimoto et al. 2019)、米国 NCAR の CESM2 (Danabasoglu et al. 2020)、米国 NOAA の GFDL4-CM4 (Huan et al. 2018)、ドイツ Max Planck Institute の MPI-ESM-1-2-HAM (Gutjahr et al. 2019) である。

これらのモデルは 1° 前後の水平解像度を持つことから、観測データと同じ 1 度に再格子化し、過去の気候を再現した historical 実験の 1982 - 2014 年の期間を解析する。これらのモデルで出力されている海洋混合層深度は、ポテンシャル密度の海表面との差が 0.125 kg/m^3 となる深さという定義で計算されている。観測データから計算した海洋混合層深度もこれらのモデルと同じ定義を用いる。

2.3 定義と手法

パーセンタイル値とは、全体を 100 として小さい方から数えて何番目になるのかを示す数値である。海洋熱波は各格子点・各暦日で観測された海面水温の 90 パーセンタイル値を連続で 5 日以上持続した事例と定義する。加えて海洋熱波時の海面水温と、90 パーセンタイル値の差で海洋熱波強度を定義する。海水の影響を除くため海面水温の気候値が 3°C 以下となるデータは除外する。

海洋混合層は、TEOS-10 (IOC, SCOR and IAPSO, 2010) による海水の状態方程式に基づきポテンシャル密度を計算し、海表面のポテンシャル密度との差が 0.125 kg/m³ となる深さによって定義する。

海洋熱波の時空間変動を抽出するため、年平均の海面水温偏差や海洋熱波日数偏差に対して経験的直行関数 (empirical orthogonal function, EOF) 解析を行う。これは下式のように、あるデータ行列 W の固有値問題を空間方向に沿って解くことで、時間の要素数分、第 m モードまで求まる。

$$W = \sum_{m=1}^T t_m x_m^T$$

m : モード番号, T : 時間の要素数, t_m : 第 m モードの係数, x_m : 第 m モードの空間パターン

固有値が最大となるのは第 1 モードで、最も卓越する時空間変動パターンを表している。本論文では第 2 モードまで計算している。

第3章 観測データ解析

3.1 海洋熱波の気候学的全球分布

図 3.1 は観測データから得られた海洋熱波日数を季節別に表したものである。これ以降、12-2月平均を DJF、3-5 月平均を MAM、6-8 月平均を JJA、9-11 月平均を SON と呼ぶことにする。季節的な傾向として、JJA 南半球と DJF 北半球、つまり冬半球で海洋熱波日数が長く、全球平均すると 1 年あたり 6 日程度の海洋熱波が発生している。SON は北極域で最も海水が少なくなる季節であり、海洋熱波日数も 1 年あたり 10 日前後と多い。これは地球温暖化に伴い海水の融解が進行している観測事実と整合している。さらに、熱帯域では 1 年を通して、熱帯収束帯 (Inter Tropical Convergence Zone: ITCZ) で、海洋熱波日数が少ない。ITCZ 下では、平均的に海面水温が高いために (27°C 以上) 積雲対流活動が活発である。したがって、高水温ほど海面に到達する短波放射が減少するという、海面水温と短波放射の間には負のフィードバックが存在すると考えられる。そのため、積雲対流は海面水温の上昇を抑制する効果があり、海洋熱波日数も短いと考えられる。この特徴は熱帯太平洋だけでなく、熱帯インド洋や熱帯北部大西洋でも確認できる。

海域別にみると、海洋熱波日数は熱帯東部太平洋と北太平洋東部で長い。前者はエルニーニョ現象、後者は PDO といった自然変動に伴う海面水温上昇により、数ヶ月から数年程度、海面水温が高い状態が持続しやすいためと考えられる。また、熱帯西部太平洋は Warm Pool と呼ばれ、1 年を通して貿易風により熱帯太平洋上の暖水が蓄積されている海域である。さらに、海面水温の経年変動スケールの標準偏差 (図 4.15) を見ると、熱帯太平洋西部を含め、前述の ITCZ 領域では海面水温の変動が小さいことがわかる。前述の負のフィードバックにより、海面水温上昇の抑制効果が作用するため、海洋熱波日数が少なくなっていると考えられる。

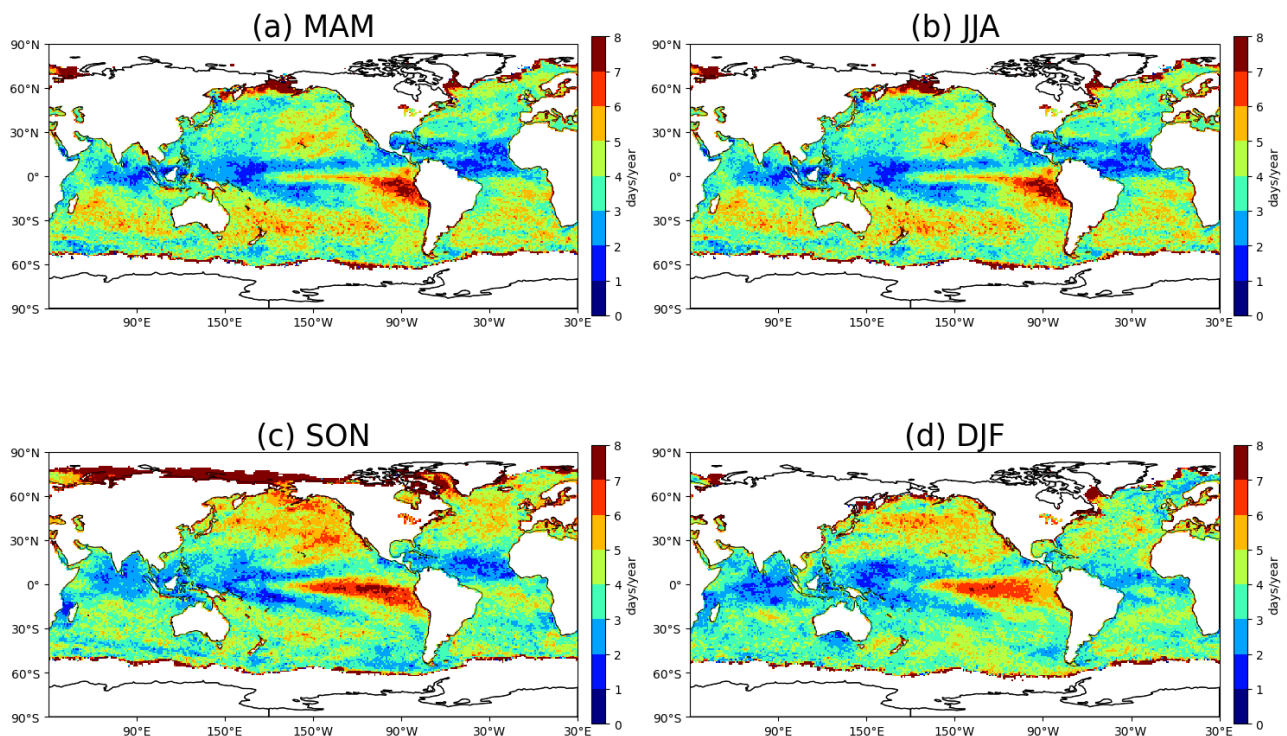


図 3.1: 1982-2022 年における季節別海洋熱波日数の気候値。(a)MAM、(b)JJA、(c)SON、(d)DJF。

図 3.2 は観測から得られた季節別の海洋熱波強度を示している。季節ごとに強度を比較すると、JJA 北半球と DJF 南半球、つまり夏半球側で海洋熱波強度が強いことがわかる。夏季は海面に到達する太陽放射が強力であり、海上風も弱いいため、海洋混合層は発達しにくい。そのため、海洋表層で水温が上昇しやすい。さらに、夏季に下層雲に覆われやすい亜寒帯地域では、海面水温が温められると大気下層の安定度が小さくなり、大気境界層内の乱流混合が活発化する。それにより、雲の隙間が少ない層雲から、雲の隙間が多い層積雲へ変化し、海面に届く太陽放射が増加する。つまり、海面水温と下層雲量の間には負の相関関係があり、海面水温が上昇すると、下層雲量が減少して、さらに海面水温が上昇しやすくなるという正のフィードバックが存在する。これが夏季の亜寒帯域で海洋熱波が強くなる理由の 1 つと考えられる。

より詳細に地域別にみると、熱帯東部太平洋と、黒潮やメキシコ湾流上といった西岸境界流域は海洋熱波強度が強くなりやすく、場所によっては 1°C を超えている。前者はエルニーニョ現象自体が強い正の海面水温偏差の状態であることと、後者は暖流の蛇行や暖水渦がしやすいためである。また、季節的に沿岸湧昇が起こりやすいカルフォルニア沿岸部、アフリカ西岸部、ソマリア東岸部などは、エルニーニョ海域と同様に経年変動が大きく、岸に沿って吹くモンスーンが弱まると沿岸湧昇が抑制され、その結果海洋熱波強度が強くなる。一方、ITCZ 直下の海域では海面に届く太陽放射が弱まるため強度が弱い。同様に、Warm Pool でも活発な大気の対流活動により太陽放射が弱いいため、強度が弱くなっている。

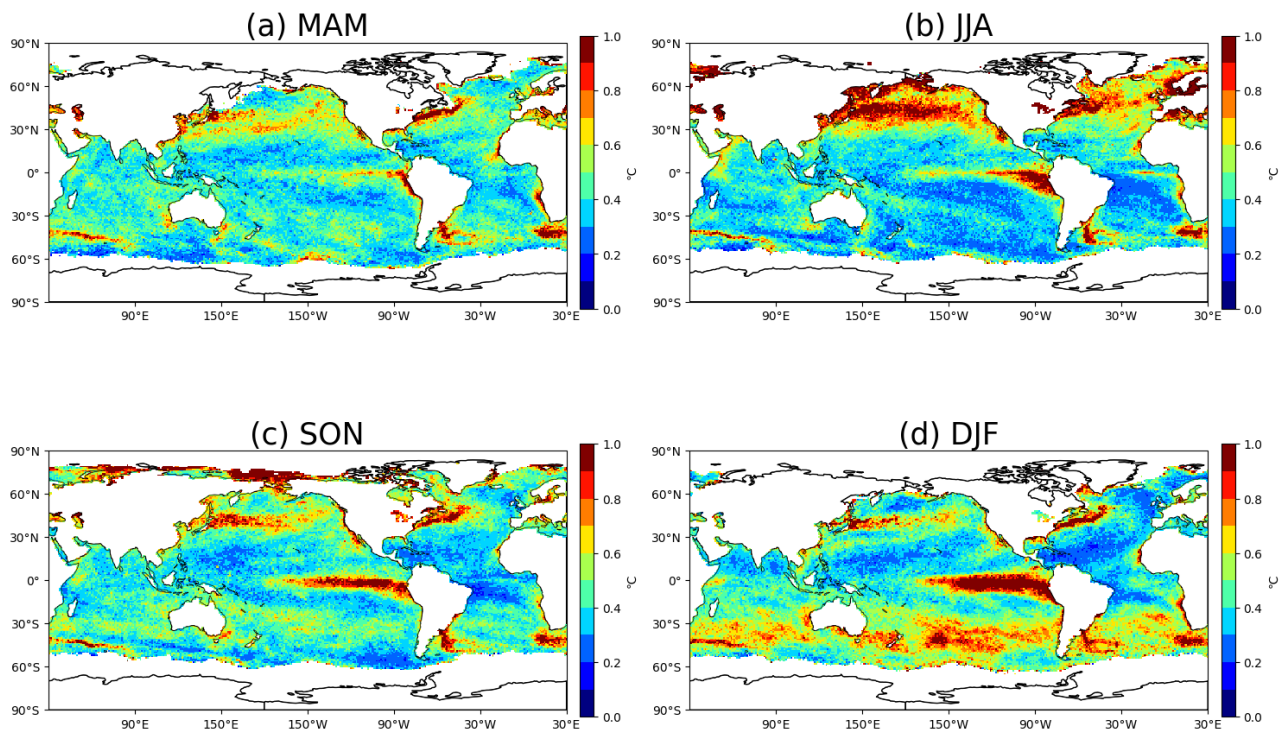


図 3.2: 1982-2022 年における季節別海洋熱波強度の気候値。(a)MAM、(b)JJA、(c)SON、(d)DJF。

3.2 海洋熱波と地球温暖化及び十年規模変動の関連性

図 3.3 は過去 10 年ごとの年平均季節別海洋熱波日数の全球分布である。上の 2 つの図では、1982-83 年と 1997-98 年に大規模なエルニーニョ現象が発生したため、熱帯東部太平洋で海洋熱波が多く観測されている。一方、全球的には 1980 年代から 2020 年代にかけて明瞭に増加傾向であることがわかる。特に、北東太平洋と南半球中緯度で、海洋熱波日数が大きく増加している。

図 3.4 は海洋熱波発生割合を、太平洋平均と全球平均した時系列である。ここで海洋熱波発生割合とは、海洋熱波日数を 1 年 365 日で割って定義している。これによると、1980 年代以降、海洋熱波は全球的に増加しており、太平洋の時系列と強い正の相関を示している。2000 年代は地球温暖化の停滞期と言われており (Kosaka and Xie 2013)、同様に海洋熱波日数も顕著な増加は見られない。しかし、2010 年代から 2020 年代にかけて増加傾向が強くなっていることがわかる。1982-83 年と 1997-98 年と 2015-16 年に見られるピークは強いエルニーニョ現象の発生年と一致している。地球温暖化による全球平均の海面水温上昇と同様に、極端現象である海洋熱波も全球的に増加していることがわかる。

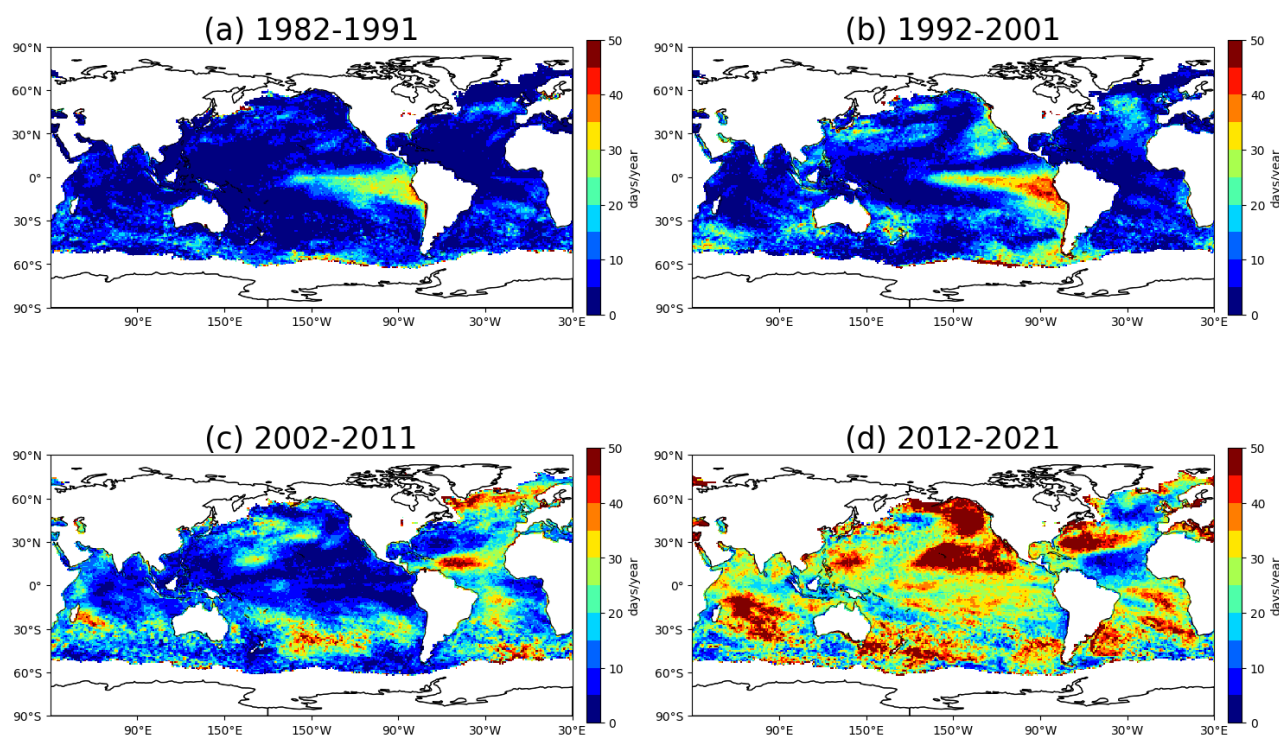


図 3.3: 10 年ごとの年平均海洋熱波日数 (a)1982 - 1991 年、(b)1992 - 2001 年、(c)2002 - 2011 年、(d)2012 - 2021 年。

一方、1980 年代以降に観測された海洋熱波の増加傾向は全球的に一様ではなく、空間パターンを持っている。図 3.4b は 1982-2022 年における海洋熱波日数の線形トレンドである。海洋熱波日数の増加を海域別に見ると、1980 年代以降、海洋熱波は熱帯東部太平洋と南極周辺は減少し、その他の海域では増加していることがわかる。特に、北東太平洋、南西太平洋、北西大西洋では 1 年あたり 2 日以上強い増加傾向が見られる。この空間パターンは、過去 120 年間における海面水温の線形トレンドの分布とは異なっているため (図 3.5)、地球温暖化に加えて自然変動の影響を受けていると考えられる。

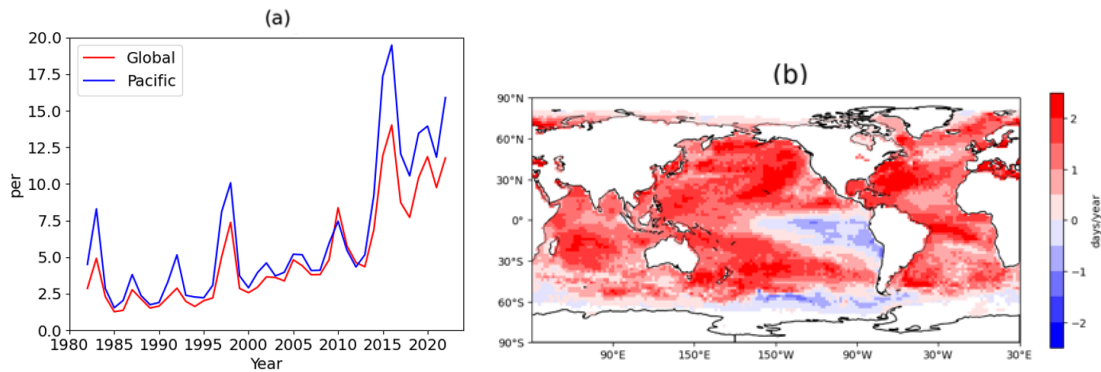


図 3.4: (a)1982-2022 年における全球および太平洋で平均した海洋熱波日数の時系列、
(b) 1982-2022 年における海洋熱波日数の線形トレンドの全球分布。

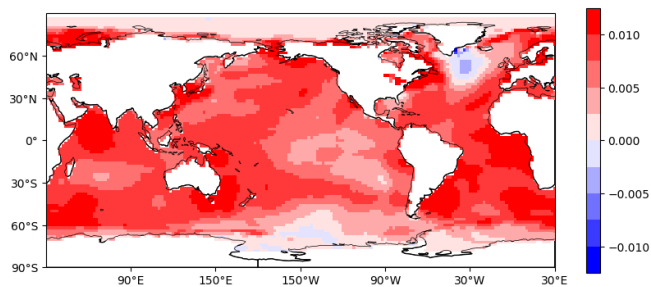


図 3.5: 1900~2022 年の海面水温の線形トレンド (°C)

ここで、1982 年以降の海洋熱波日数から卓越する時空間変動を抽出するために、年平均海洋熱波日数偏差に対して EOF 解析を行った。図 3.6 および図 3.7 はそれぞれ、EOF 第 1 モードと第 2 モードの時系数とそれに対する海洋熱波日数偏差の回帰係数分布である。EOF 第 1 モードは海洋熱波日数偏差の全分散の 23.2%を説明しており、その時系数は 1983、1998、2016 年にピークを示している。さらに、回帰係数分布は熱帯東部太平洋で大きく正となっていることから、EOF 第 1 モードは非常に強いエルニーニョ現象の発生に伴い、海洋熱波日数が東部太平洋で増加する変動を捉えている。さらに興味深いのは、エルニーニョ海域だけでなく、北アメリカ西岸部からハワイ諸島周辺にかけての海域、熱帯西部インド洋、45°S あたりの南太平洋南東部でも海洋熱波日数が増加している点である。強いエルニーニョ現象の影響は大気テレコネクションを介して全球的に影響を及ぼすことが知られており、これらの海域の海洋熱波が遠隔影響によっても引き起こされることを示唆している。

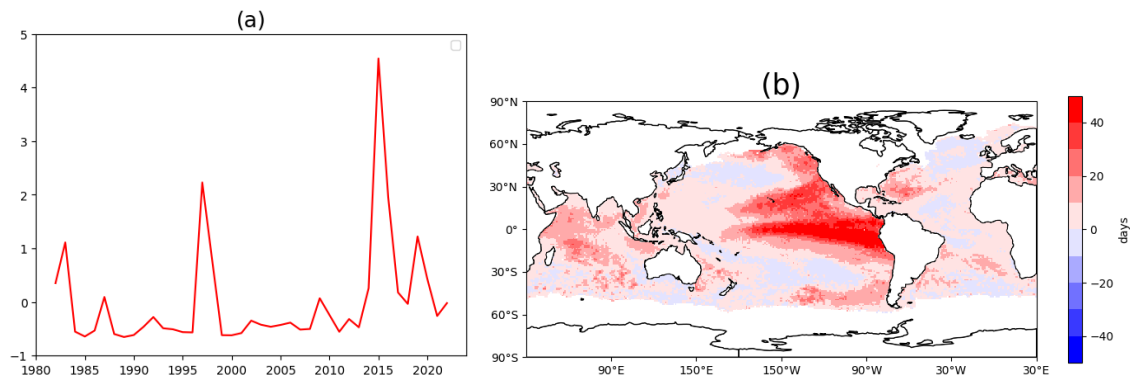


図 3.6 (a)1982~2022 年における 1 年あたり海洋熱波日数偏差の EOF 解析第 1 モード時系数、
(b)それに対する回帰係数分布。

一方、EOF 第 2 モードは海洋熱波日数偏差の全分散の 18.2%を説明している。回帰係数分布は熱帯東部太平洋を除いて全体的に正であり、図 3.4b の線形トレンドパターンとよく似た構造を持っている。時系列は期間全体で上昇トレンドであるものの、2015 年あたりから急上昇していることから、この EOF 第 2 モードには地球温暖化に加え、十年規模の自然変動も含まれている可能性がある。

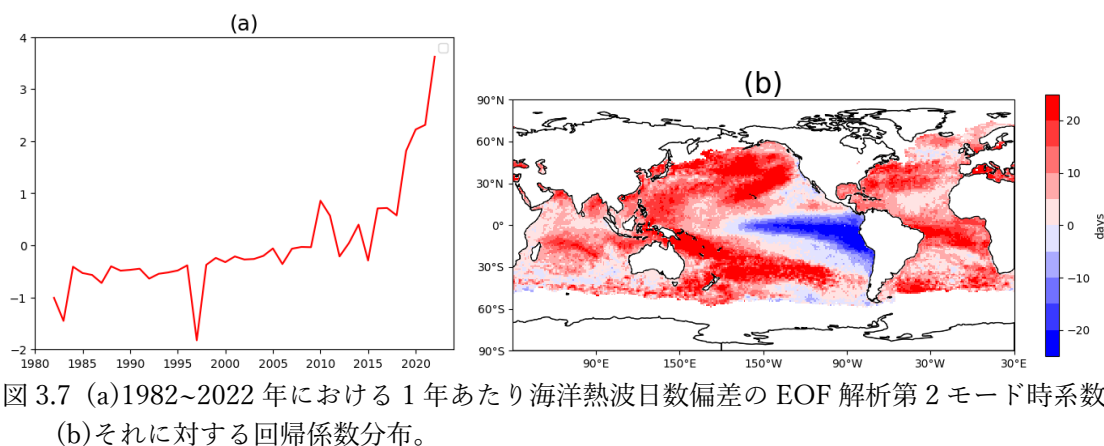


図 3.7 (a)1982~2022 年における 1 年あたり海洋熱波日数偏差の EOF 解析第 2 モード時系数、
(b)それに対する回帰係数分布。

そこで本研究が着目したのは太平洋の十年規模変動として知られる PDO である。1982 年以降、PDO は数回、正から負、負から正、正から負へと位相変化したことが知られている。そこで本研究では、年平均した海面水温偏差から線形トレンドを除去し、さらに 5 年移動平均した北太平洋域 (20°N - 70°N , 120°E - 105°W) の海面水温偏差に対する EOF 第 1 モードを PDO と定義する。なお、この EOF 第 1 モードの寄与率は 49.7% である。図 3.8 は PDO index の時系列と海面水温偏差に対する回帰係数分布を示している (この状態を正とする)。1990 年後半から 2000 年代にかけて、PDO index は正から負へ、2010 年代には負から正へ位相変化し、さらに 2015 年以降、正から負位相へ変化している。PDO が正位相の時は北東太平洋や熱帯太平洋の中央部から東部で正偏差となり、北西太平洋や南西太平洋では負偏差となる。第一章で説明した 2013-16 年にアラスカ沖で起こった The Blob と呼ばれる海洋熱波には、PDO が正位相の際に極値を取っており、この海域で海面水温が大きく正偏差であったことが影響していたと考えられる。

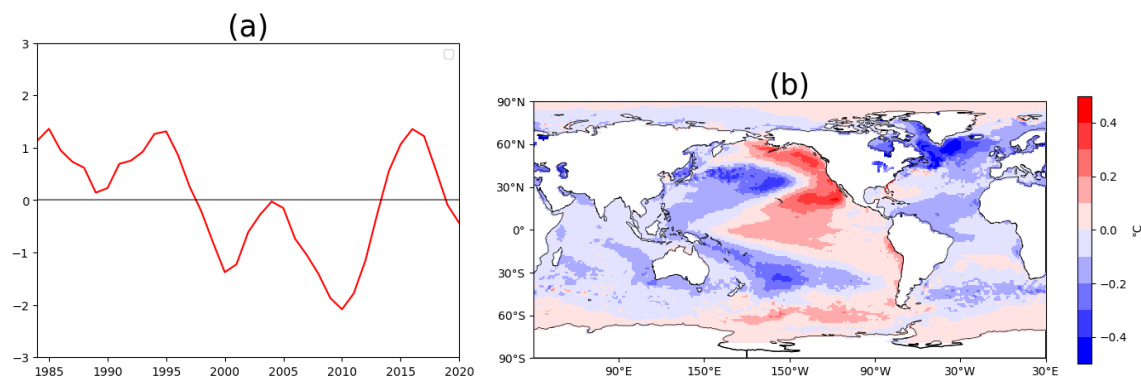


図 3.8 (a)1982-2022 年 PDO index の時系数、
(b)それに対する海面水温の回帰係数分布。

図 3.9 は負の PDO index に対する海洋熱波日数偏差の回帰係数分布である。これは図 3.8 に示した海面水温偏差の回帰係数分布の符号を反転させたパターンとよく似ていることから、太平洋では PDO が海洋熱波日数の時空間変動に大きく影響を及ぼしていることがわかる。1990 年代後半から 2000 年代にかけて PDO は負位相に向かったため、PDO は熱帯東部太平洋や北東太平洋で海洋熱波を減少させた一方、北西太平洋や南西太平洋では増加に寄与したと考えられる (図 3.3 c)。さらに、PDO が正位相に向かった 2010 年代では逆のことが起こっていたと考えられるのに対し (図 3.3 d)、2015 年以降に再度負位相へ変化しつつある。この 2015 年以降の変化は、図 3.7 に示した EOF 第 2 モードの急激な上昇傾向や PDO の負位相とよく似た回帰係数分布とも整合している。

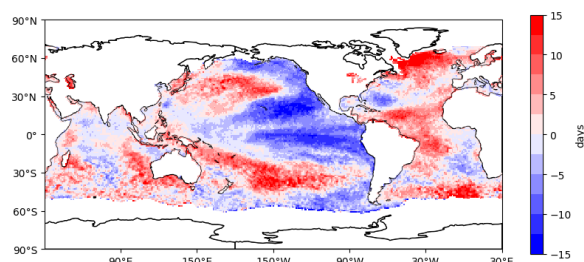


図 3.9: 1982-2022 年の負の PDO index に対する 5 年移動平均海洋熱波日数偏差の回帰係数

同様に、負の PDO index に対する大気変数の回帰係数を見ると、熱帯太平洋の中央部から東部にかけて偏東貿易風が強くなっており (図 3.10)、それに伴い下向きの乱流熱フラックスが減少、つまり海面からの潜熱・顕熱放出が促進されている。また、熱帯東部太平洋では短波放射が減少しており、乱流熱フラックスの効果と合わせて海洋熱波日数の減少に寄与している (図 3.11)。1980 年代から 2010 年代にかけて PDO は負のトレンドであったため、太平洋においては、熱帯東部では、温暖化しているにもかかわらず海洋熱波日数が減少していたと考えられる。PDO の負位相への変化に伴う熱帯太平洋東部での風速の増加、短波放射の減少、海から大気への熱輸送量の増加という形で、大気側からも説明できる。以上より、海洋熱波は数日~数か月スケールだけでなく、数十年スケールの太平洋全域で起こる PDO からも強く影響を受けることを示した。

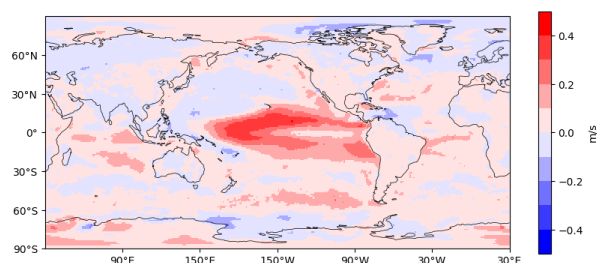


図 3.10: 1982-2022 年における負の PDO index に対する 5 年移動平均風速偏差の回帰係数

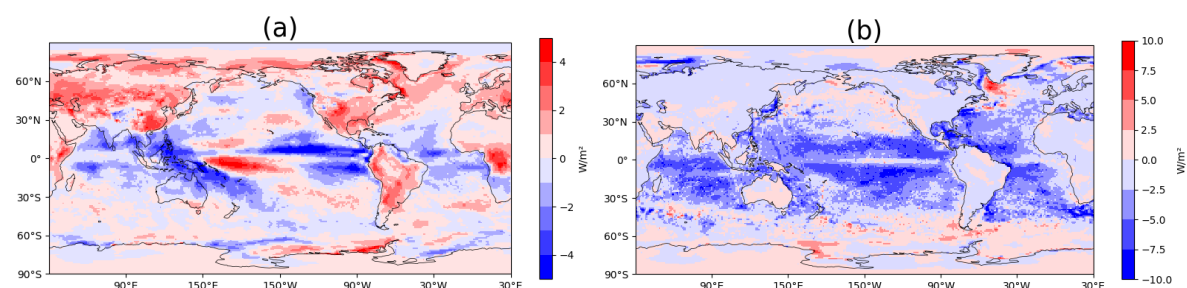


図 3.11: 1982-2022 年における負の PDO index に対する、(a)5 年移動平均下向き短波放射の回帰係数、(b)下向き潜熱+顕熱フラックスの回帰係数

第 4 章 CMIP6 気候モデルによる海洋熱波の再現性

4.1 CMIP6 気候モデルによる季節別海洋熱波日数とそのモデルバイアス

図.4.1~4.4 は 5 つの CMIP6 気候モデルの海洋熱波日数をマルチモデルアンサンブル平均として季節別に表し、それと観測データである OISST との差をモデルバイアスとして示している。以下、5 つの CMIP6 気候モデルのマルチアンサンブル平均を簡潔に「モデル」と呼ぶことにする。なお、解析対象期間はモデル、観測ともに 1982 年から 2014 年までとしている。

モデルによる海洋熱波日数は、季節的には冬半球で長く夏半球で短い傾向がある。さらに、地域別にはエルニーニョ海域と北東太平洋で日数が長くなり、熱帯域の ITCZ 下で短くなるという、季節性及び地域的な特徴は観測を概ね良く再現できている。しかし、全球平均すると観測は 1 年あたり 6 日に対し、モデルは 1 年あたり 8 日と、海洋熱波日数が長い。この海洋熱波日数が長いモデルバイアスは、1 年を通して、特に熱帯域と 50°S 付近の南大洋において顕著である。

モデルの結果を詳しく見ると、低緯度域では、熱帯東部太平洋において海洋熱波日数が長くなる海域が観測より広く、経度および緯度方向に広く拡大している。また、海洋熱波日数が短い熱帯大西洋と熱帯インド洋の ITCZ 下でも、モデルの方がより長期化している。中緯度域では、DJF の北太平洋および北大西洋で海洋熱波がより長期化している。高緯度域では、JJA の北大西洋や南極海において海洋熱波が長期化している。これらの JJA の南極海は海水の生成域であり、海洋の対流が活発に起こるため、海洋混合層が深い海域である。マルチモデルアンサンブル平均の海水面積は地球温暖化に伴い減少傾向を示すのに対し、過去数十年間で観測された南極海の海水減少はモデルほど大きくないことが指摘されている。モデルで海水が少ない場合、海洋熱波が持続しやすくなり、南極海でのモデルバイアスの一因になっていると考えられる。モデルバイアスの要因については、次章で詳しく議論する。

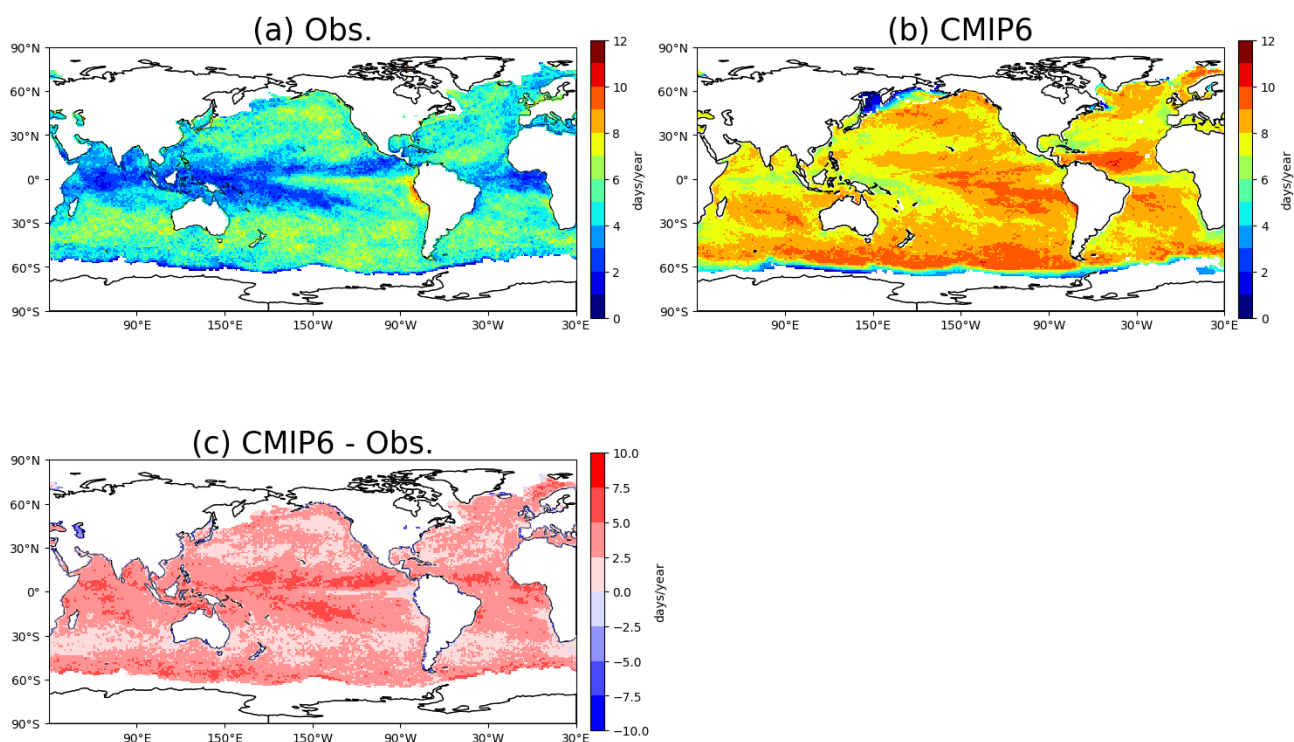


図 4.1: 1982-2014 年 MAM における年平均季節別海洋熱波日数の (a)観測値、
(b) マルチモデル平均値、(c)その差。

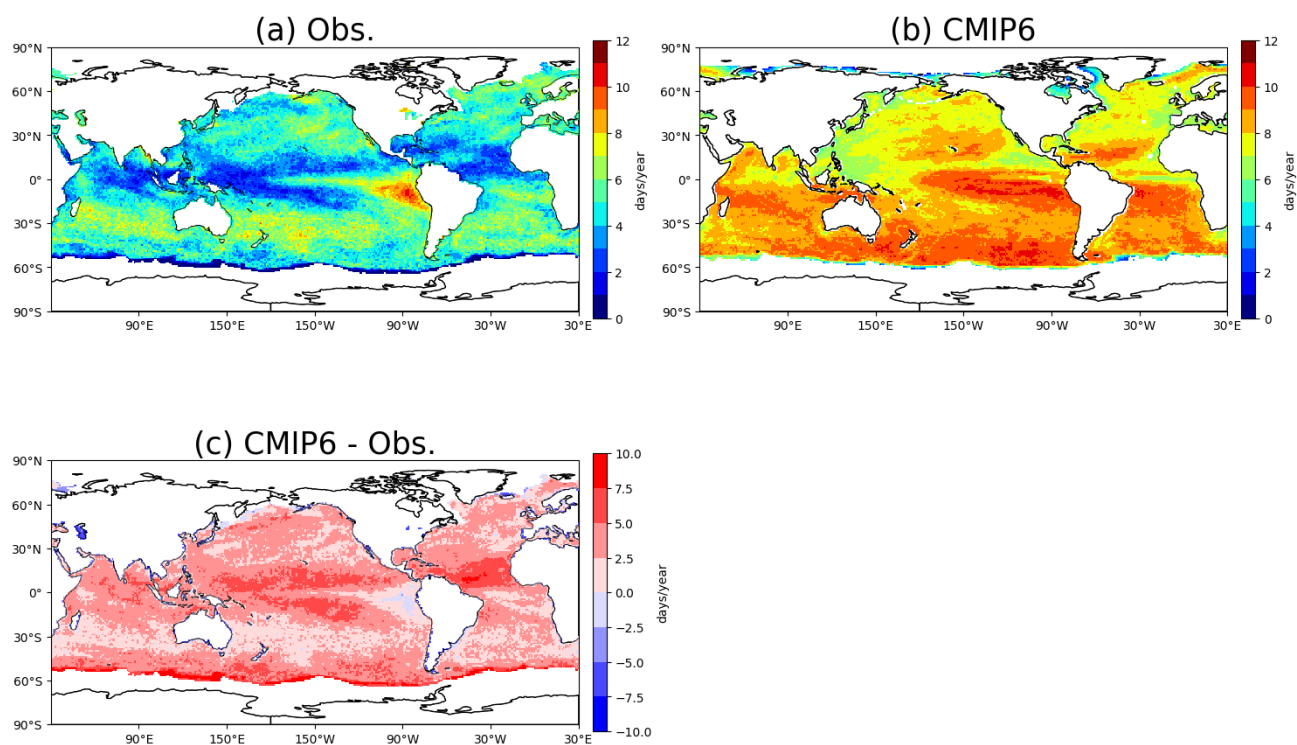


図 4.2: 1982-2014 年 JJA における年平均季節別海洋熱波日数の (a)観測値、
(b) マルチモデル平均値、(c)その差。

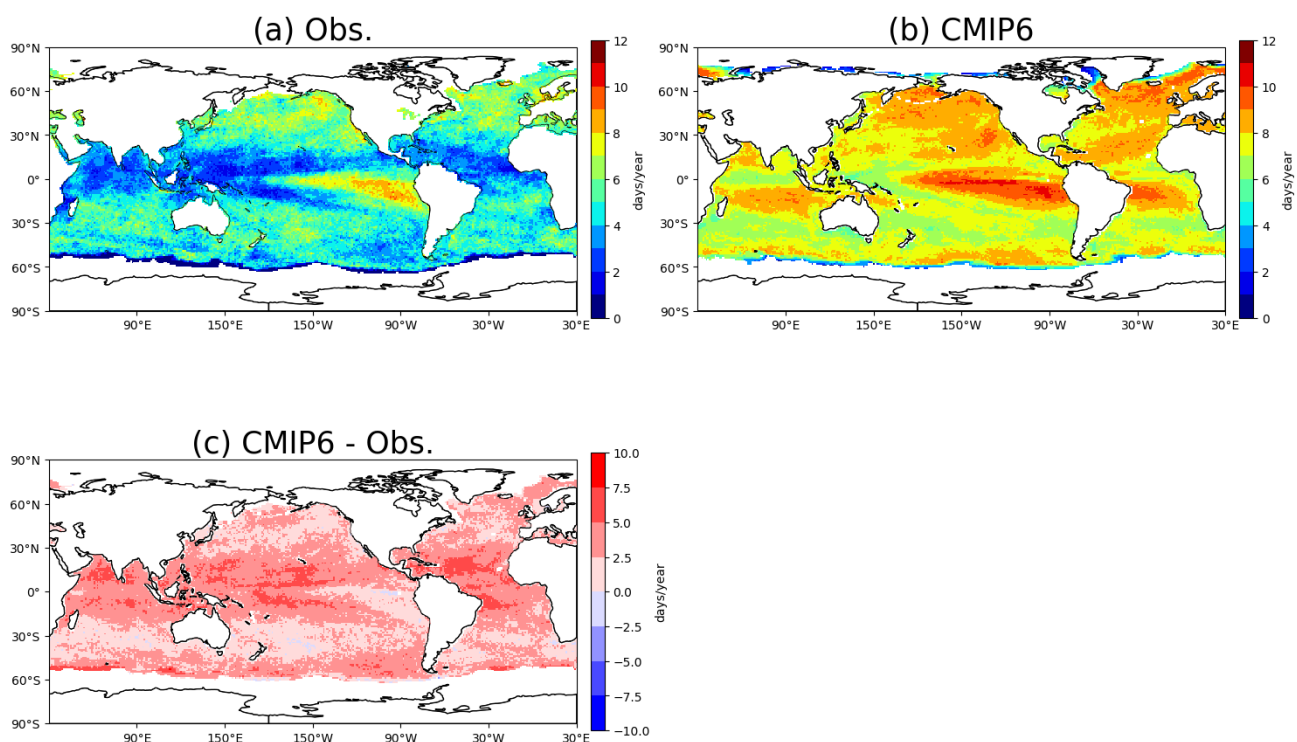


図 4.3: 1982-2014 年 SON における年平均季節別海洋熱波日数の (a)観測値、
(b) マルチモデル平均値、(c)その差。

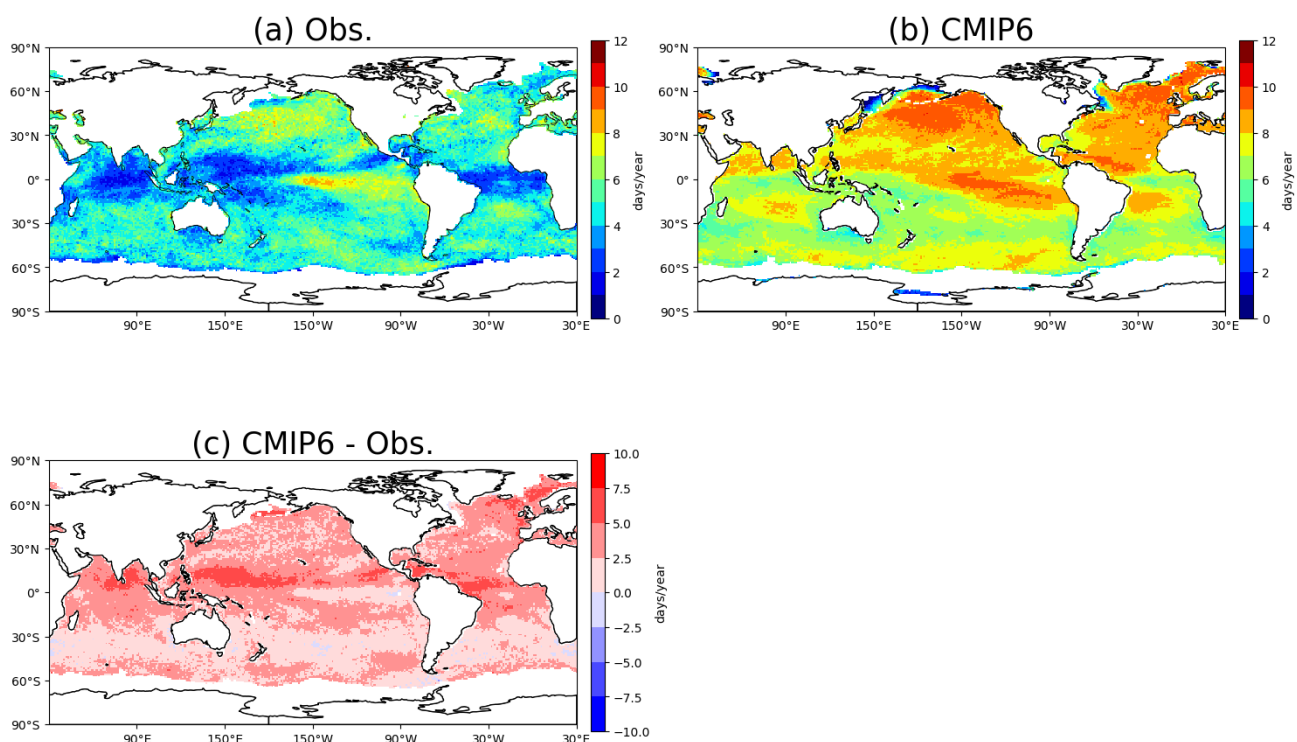


図 4.4: 1982-2014 年 DJF における年平均季節別海洋熱波日数の (a)観測値、
(b) マルチモデル平均値、(c)その差。

4.2 海洋熱波日数に対するモデルバイアスの要因

前節で説明したように、モデルは海洋熱波日数が長く、そのモデルバイアスは特に熱帯域と高緯度域において顕著である。熱帯域のモデルバイアスの要因の1つとして考えられるのは、エルニーニョ現象の再現性である。図 4.5 は Nino3.4 海域の領域平均海面水温偏差が、1 標準偏差よりも大きい時をエルニーニョと定義し、モデルと観測の月別発生回数を比較した図である。一般的にエルニーニョ現象は北半球夏季から発達し始め、冬季に最盛期を迎え、翌年春季には収束するという強い季節性を持っている。観測によるエルニーニョ現象の発生回数（図 4.5 青線）を見ると、DJF で 6 回以上エルニーニョ現象が発生しているのに対し、4 月から 6 月は 1 回にとどまっている。一方、モデルでは DJF の発生回数は 1 モデルあたり 5 回程度とやや観測よりも少ないものの、4 月から 6 月にかけての発生回数が多いことがわかる。これは、モデルで再現されたエルニーニョ現象が観測よりも季節性が弱く、かつ長期化していることを示唆している。観測では、エルニーニョ現象が発生すると、熱帯太平洋だけでなく、大気テレコネクションを通じて熱帯インド洋や熱帯北部大西洋の海面水温を上昇させる効果を持つことが知られており (Klein et al. 1999; Chiang and Sobel 2002)、モデルによるエルニーニョ現象の長期化は熱帯域全体に影響を及ぼす可能性がある。

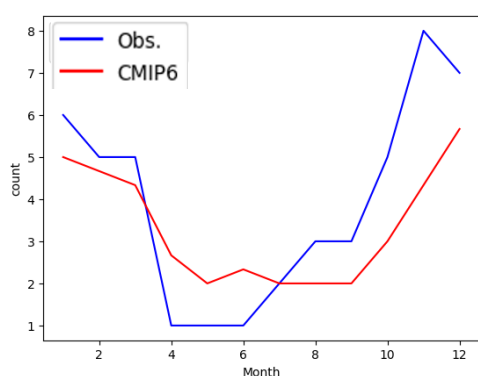


図 4.5: 1982-2014 年平均月別エルニーニョ現象の回数。

図 4.6 は DJF 平均の Nino3 Index を基準として、前後 12 か月の月別 Nino3 index、熱帯インド洋 (20°N - 20°S , 50°E - 100°E) および熱帯北部大西洋 (20°N - 0°N , 60°W - 10°E) で領域平均した海面水温偏差とのリードラグ相関係数である。まず Nino3 index 自身の自己相関係数を見ると、わずかではあるもののモデルの方が全体的に高い自己相関係数を示しており、エルニーニョ最盛期後に初めて相関係数が 0.5 を下回るのが 1 か月ほどモデルの方が遅くなっている。これはモデルのエルニーニョの方がより長い持続性をもつことを意味する。さらに、Nino3 index と熱帯インド洋および熱帯北部大西洋との相関係数を見ると、両海盆ともに観測よりもモデルの相関係数が高く、かつ、エルニーニョ最盛期後もモデルの相関係数が観測よりも高い状態を維持していることがわかる。観測では、熱帯インド洋と熱帯北部大西洋は、エルニーニョ現象の 4 か月程度後に海面水温が最も高くなり、その後は数ヶ月でその海面水温偏差が解消し元の状態に戻ることがわかっている。モデルは熱帯インド洋、熱帯北部大西洋ともにエルニーニョ現象との相関係数が高く、その状態が観測よりも数ヶ月間長く持続する。これはモデルにおいて、エルニーニョ現象との海盆間相互作用が持続しやすいというモデルバイアスに起因しており、それが海洋熱波の長期化というさらなるモデルバイアスをも引き起こしていることを示唆している。

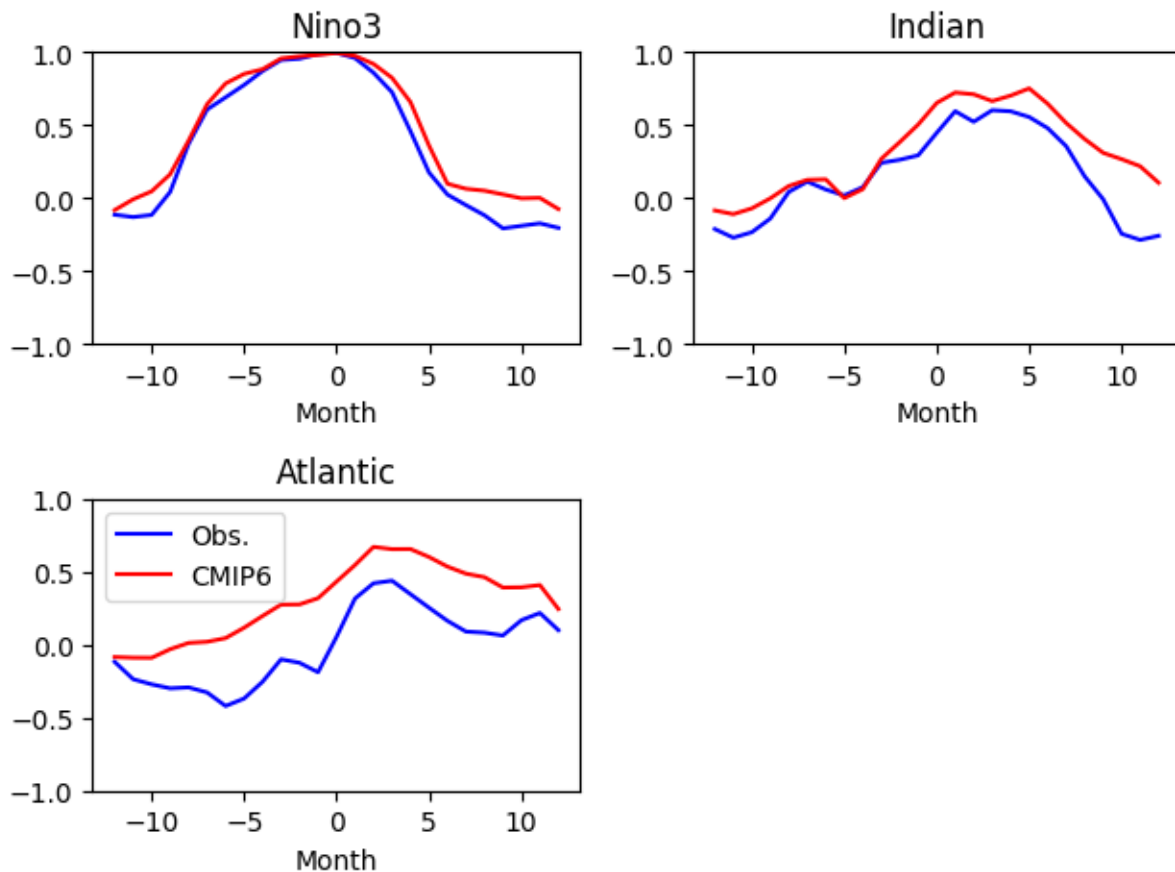


図 4.6: 1982-2014 年 Nino3 Index に対する January 前後 12 か月の
Nino3、熱帯インド洋、熱帯北部大西洋の相関係数。

一方、高緯度域のモデルバイアスには別の要因が考えられる。図 4.7 は観測とモデルから得られた海洋混合層深を比較している。海洋混合層とは、海面から深さ方向に水温あるいは密度がほぼ等しい層のことであり、季節的には、冬は海面で海水が冷却され、また海上を吹く風によって上層と下層の水が活発にかき混ぜられるため海洋混合層が厚くなり、夏は海面付近の海水が日射により温められ、海面付近と下層の温度差が大きくなるため薄くなる。特に海氷の生成域であるグリーンランド沖や南極海などでは、海水温が 0°C 以下と低く、海氷生成の際に高塩分水が排出され、密度が大きくなるため深い対流が起こりやすい。これらの海域は深層に向けて海水が沈み込む場所であり、海洋混合層は数百メートルを超えるほどに厚くなる。観測とモデルを比較すると、海洋混合層深の空間分布はよく似ているものの、両半球の緯度 50 度よりも高緯度側でモデルの海洋混合層が観測よりも 100m 以上も深く再現されていることがわかる。つまり、モデルの高緯度域で海洋熱波が一度発生すると、海洋混合層内の熱容量が観測よりも大きくなるため、海洋熱波が長期化しやすくなると考えられる。

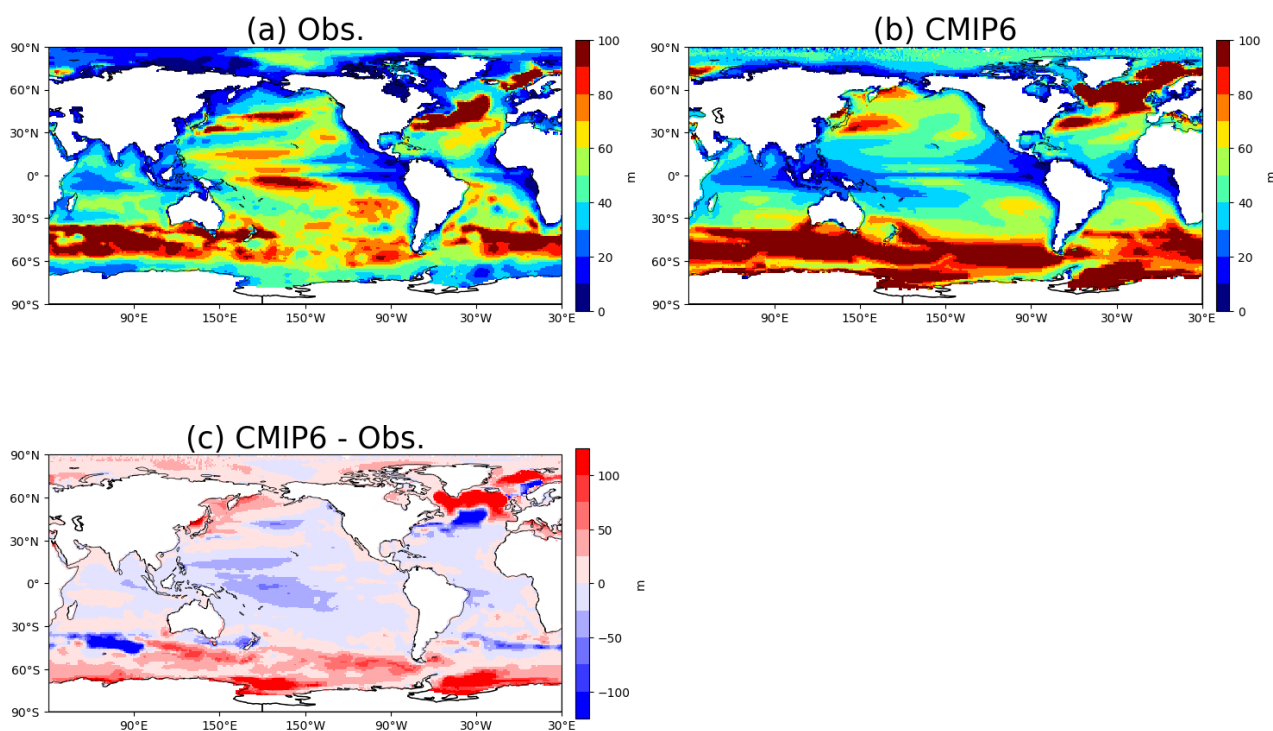


図 4.7: 1982-2014 年における混合層深度の (a)観測値、(b) マルチモデル平均値、(c)その差。

図 4.8 と図 4.9 は、1 年あたりの海洋熱波発生回数と 1 回あたりの海洋熱波持続日数をモデルと観測でそれぞれ比較したものである。図 4.1 から図 4.4 で示したように、モデルの海洋熱波日数が観測よりも全球的に長くなるのは、モデルは発生回数が少ないに関わらず、一回あたりの海洋熱波持続日数が観測よりも顕著に長いからである。

まず海洋熱波回数は観測のほうが全球的に多いが、熱帯東部太平洋と北東太平洋で少なくなるという、観測とモデルの空間パターン自体は似ていることが分かる。海洋熱波持続日数も同様に、空間パターンは両方で似ているものの、モデルの方は複数の海域で持続日数が 30 日を超えている。モデルの持続日数が長い傾向は特に熱帯域や高緯度域で顕著であり、前述したエルニーニョ現象の持続性や海洋混合層深のモデルバイアスとも整合的である。ここでは空間パターンに着目するため、モデルと観測の差から全球平均を引いたものを図示しているが、全球的に持続日数がモデルで長い要因については現時点で不明であり、今後更なる解析が必要である。

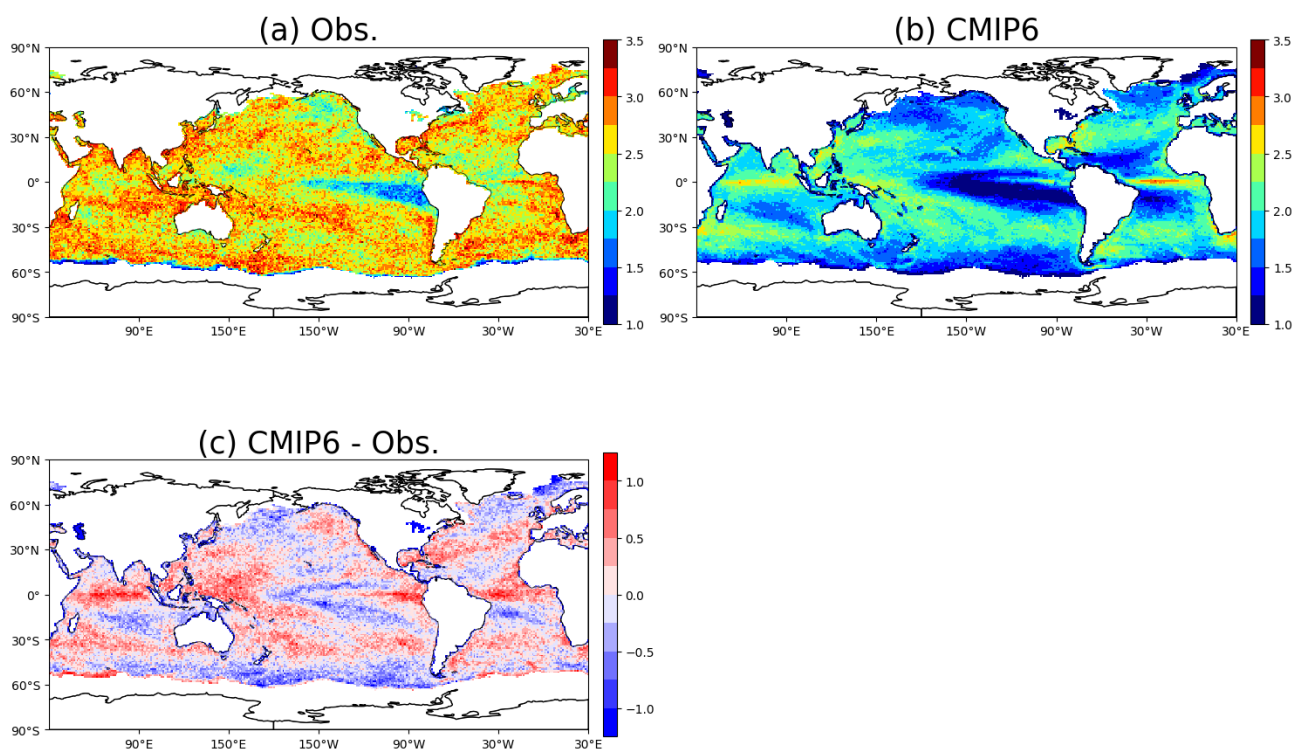


図 4.8: 1982-2014 年における海洋熱波頻度の (a)観測値、
(b) マルチモデル平均値、(c)その差 から全球平均値 (-0.79) を引いた図。

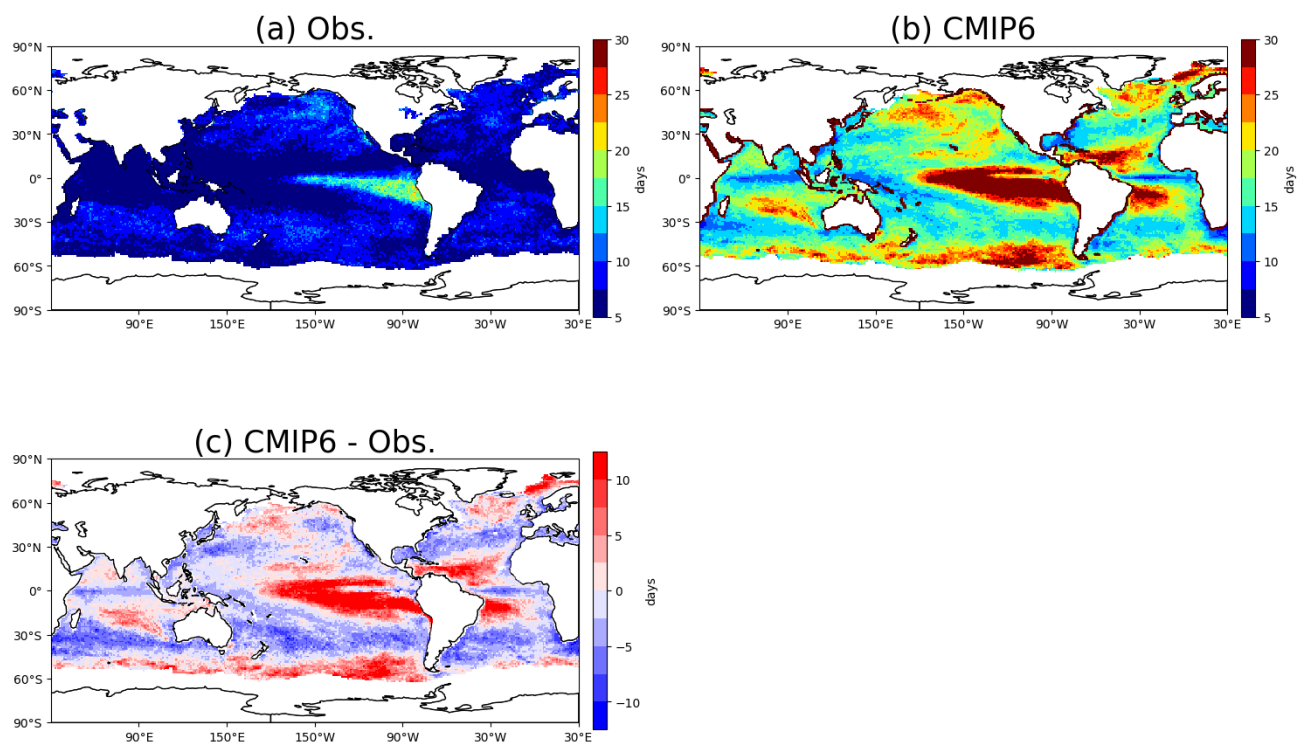


図 4.9: 1982-2014 年における海洋熱波 1 回あたりの持続日数の (a)観測値、
(b) マルチモデル平均値、(c)その差 から全球平均値 (11.3 日) を引いた図。

4.3 CMIP6 気候モデルによる季節別海洋熱波強度とそのモデルバイアス

図 4.10~4.14 は観測とモデルの海洋熱波強度を季節別に比較したものである。観測とモデルともに、季節的には夏半球で強く、地域的にはエルニーニョ海域と西岸境界流域で強度が強いのにに対し、熱帯域の ITCZ 下で弱い特徴を示している。しかし、モデルと観測の差からも明らかなように、全球的にモデルの海洋熱波強度が弱くなっていることがわかる。

低緯度域では、モデルはエルニーニョ海域において、DJF では大きく弱い、それ以外の季節ではやや強くなっている。これは、モデルが DJF のエルニーニョ最盛期における海面水温偏差の振幅を観測ほど強く再現できないためと考えられる。さらに、中緯度域では、モデルは西岸境界流域で観測より海洋熱波強度が顕著に弱い。これは本研究で解析した CMIP6 気候モデルに組み込まれている海洋大循環モデルが渦解像モデルではなく、暖水渦や海流の蛇行に伴う海洋熱波の強度が再現できていないためと考えられる。さらに、アメリカのカリフォルニア、北アフリカ、ペルーを含む西岸域は、季節的に沿岸湧昇が強くなると同時に、経年変動も大きい海域である。観測と比較してモデルでは、これらの海域の沿岸湧昇が弱く、経年変動も過小評価されていることが広く知られている。これらの海域では水温躍層が観測よりもモデルの方が深い、モデルでは強い海洋熱波が起こりにくいと考えられる。海洋熱波強度に関するモデルバイアスの要因については次節で詳しく議論する。

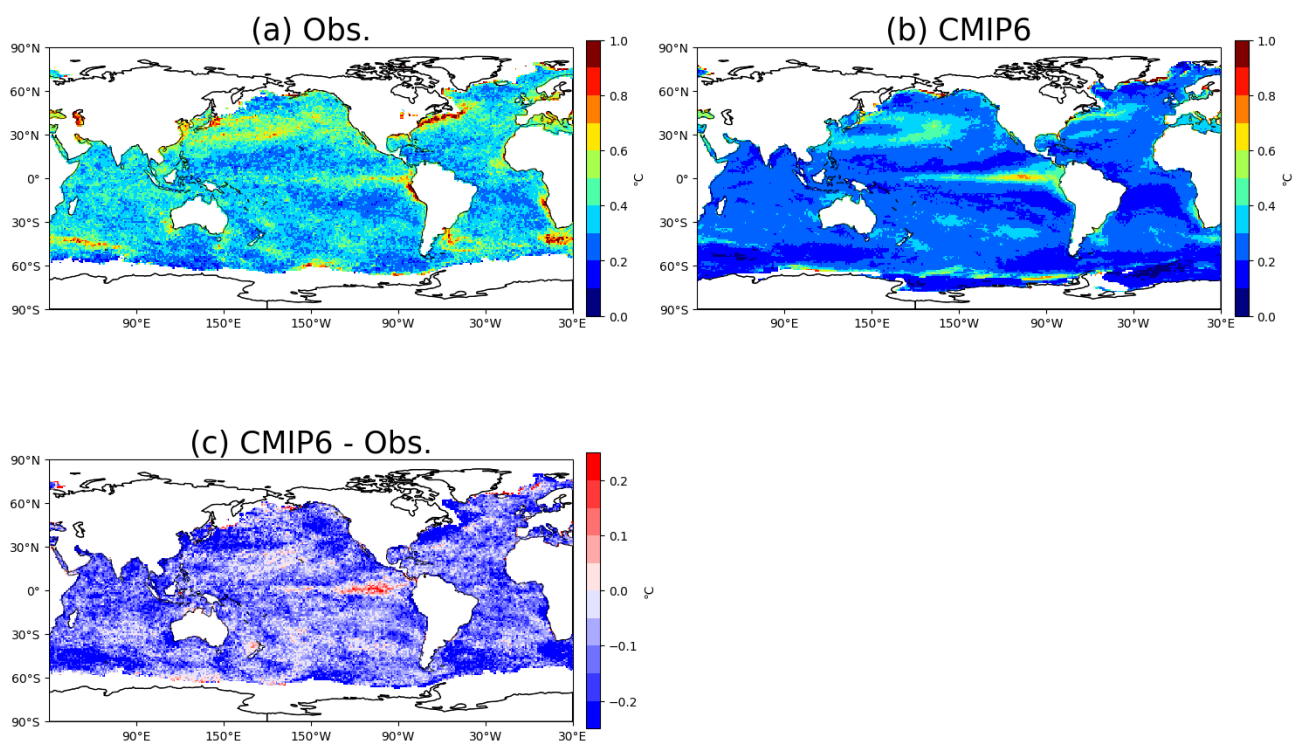


図 4.10: 1982-2014 年 MAM における年平均季節別海洋熱波強度の (a)観測値、
(b) マルチモデル平均値、(c)その差。

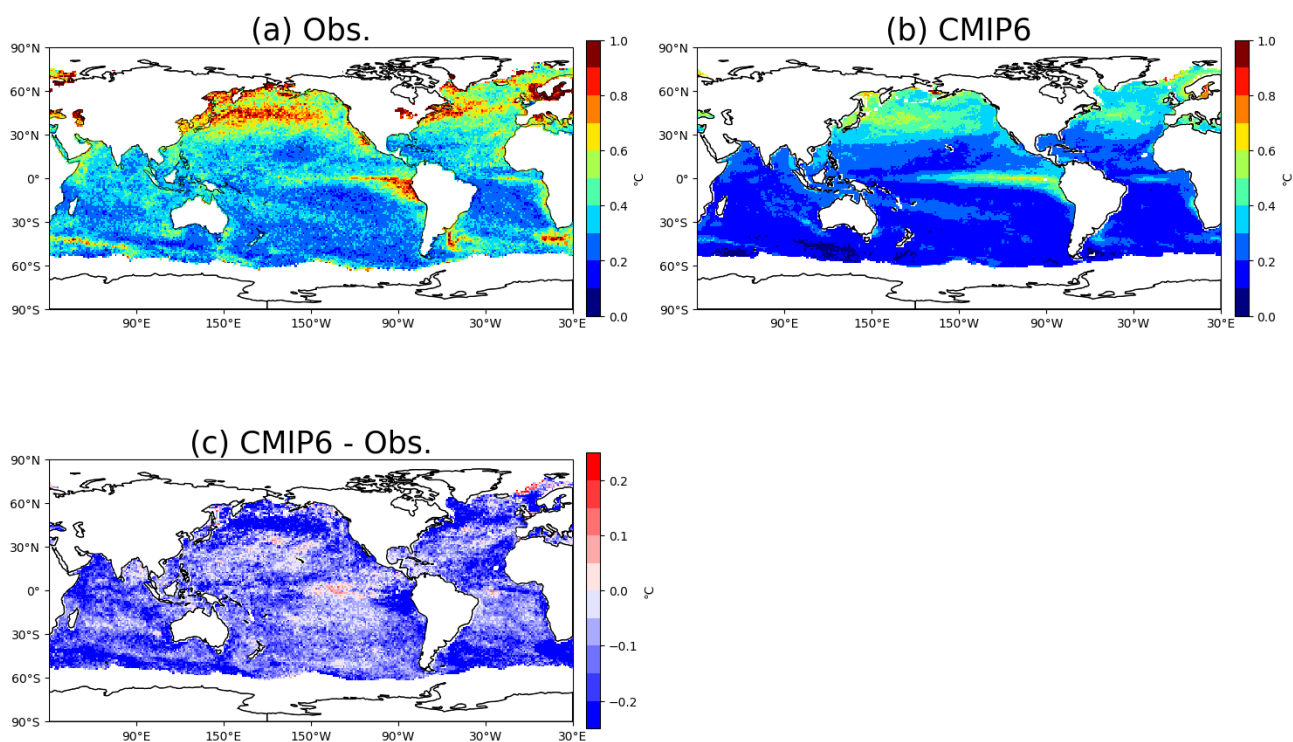


図 4.11: 1982-2014 年 JJA における年平均季節別海洋熱波強度の (a)観測値、
(b) マルチモデル平均値、(c)その差。

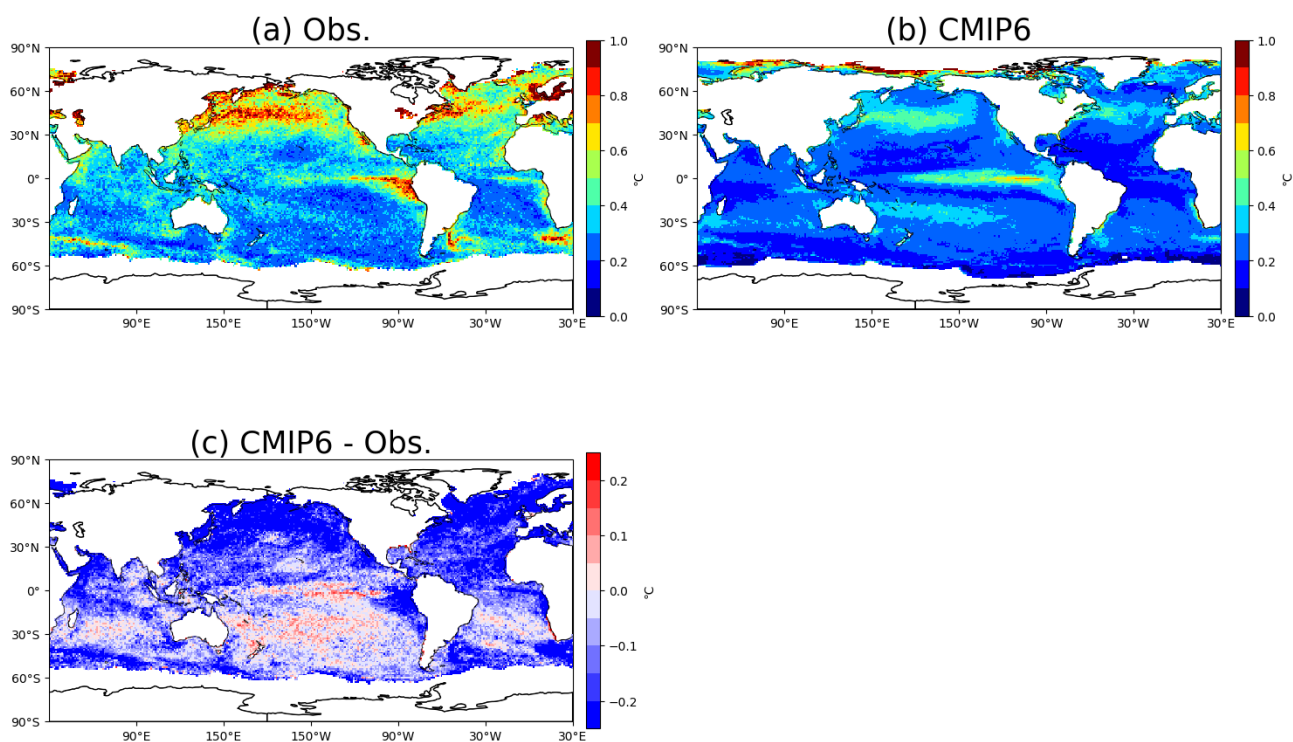


図 4.12: 1982-2014 年 SON における年平均季節別海洋熱波強度の (a)観測値、
(b) マルチモデル平均値、(c)その差。

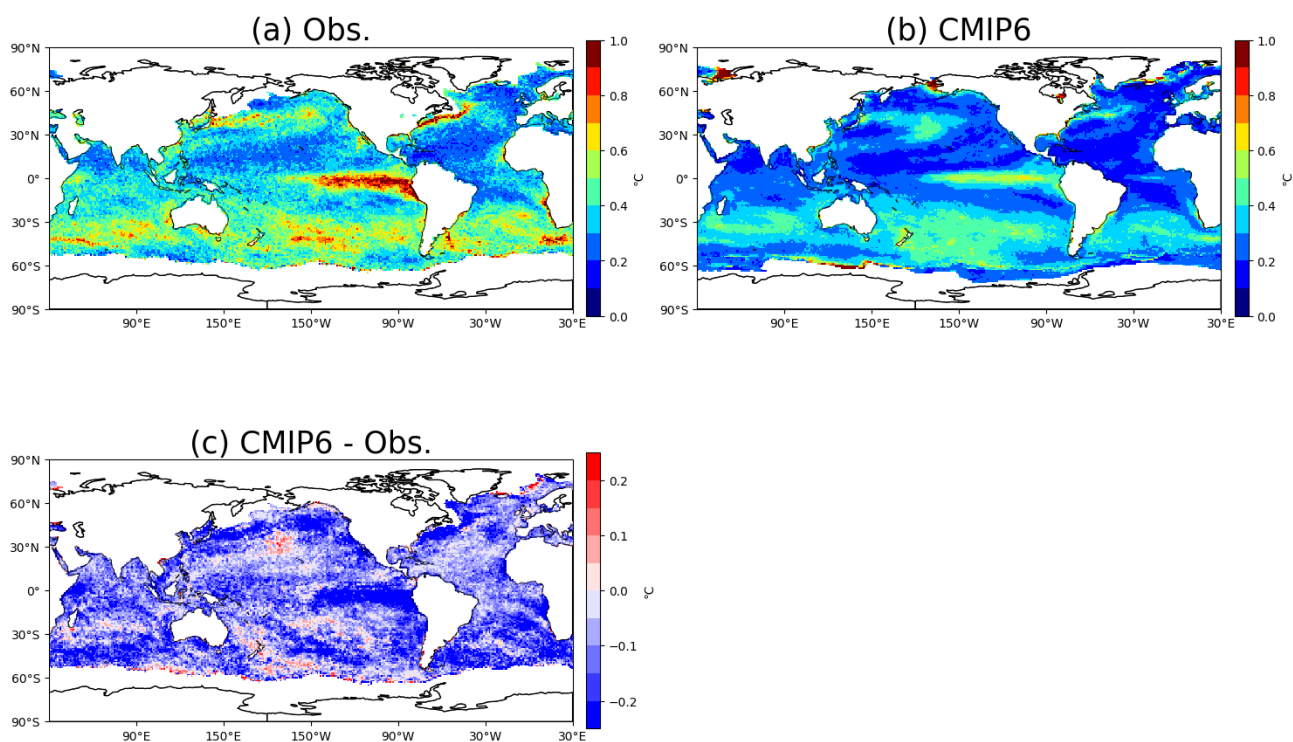


図 4.13: 1982-2014 年 DJF における年平均季節別海洋熱波強度の (a)観測値、
(b) マルチモデル平均値、(c)その差。

4.4 海洋熱波強度に対するモデルバイアスの要因

前節で説明したように、モデルは全球的にみると海洋熱波強度が弱い。図 4.14 は Niño3 海域で領域平均した海面水温偏差の月別標準偏差を示している。DJF のみで観測がモデルよりも標準偏差が大きく、それ以外の季節ではモデルの方が観測よりも標準偏差が大きくなっている。つまり、エルニーニョ・ラニーニャ現象に伴う海面水温偏差の振幅が DJF を除いてモデルの方が大きく再現される傾向があることを示唆している。これは図 4.10(c)から図 4.13(c)に示した海洋熱波強度モデルバイアスの季節性とも一致しており、そのモデルバイアスがエルニーニョ現象に伴う海面水温偏差の振幅の再現性と密接に関連していることを示唆している。

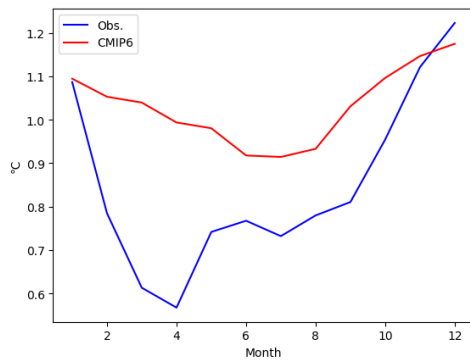


図 4.14: 1982-2014 年における Niño3 海面水温偏差の月別標準偏差 (°C)。

図 4.15 は、日平均海面水温を経度方向 15 度に移動平均を取り、それを元のデータから差し引くことによってハイパスフィルターをかけた海面水温の標準偏差をモデルと観測で比較した図である。モデルと観測の差からもわかるように、西岸境界流域において全ての季節で海洋熱波強度が弱いのは、海洋モデルが暖水渦等を再現できないためと考えられ、すべての西岸境界流域でモデルの標準偏差が観測よりも小さくなっていることと整合している。海洋熱波は極端現象であるため、標準偏差が大きい場所のほうが発生しやすく、ピークの海面水温も高くなりやすいと考えられる。図 4.15d に示す年平均の海洋熱波強度のモデルバイアスと標準偏差のモデルバイアスはよく似た空間分布を示していることから、モデルは赤道太平洋を除いて海面水温変動が小さく、そのため海洋熱波強度が観測よりも弱くなると考えられる。

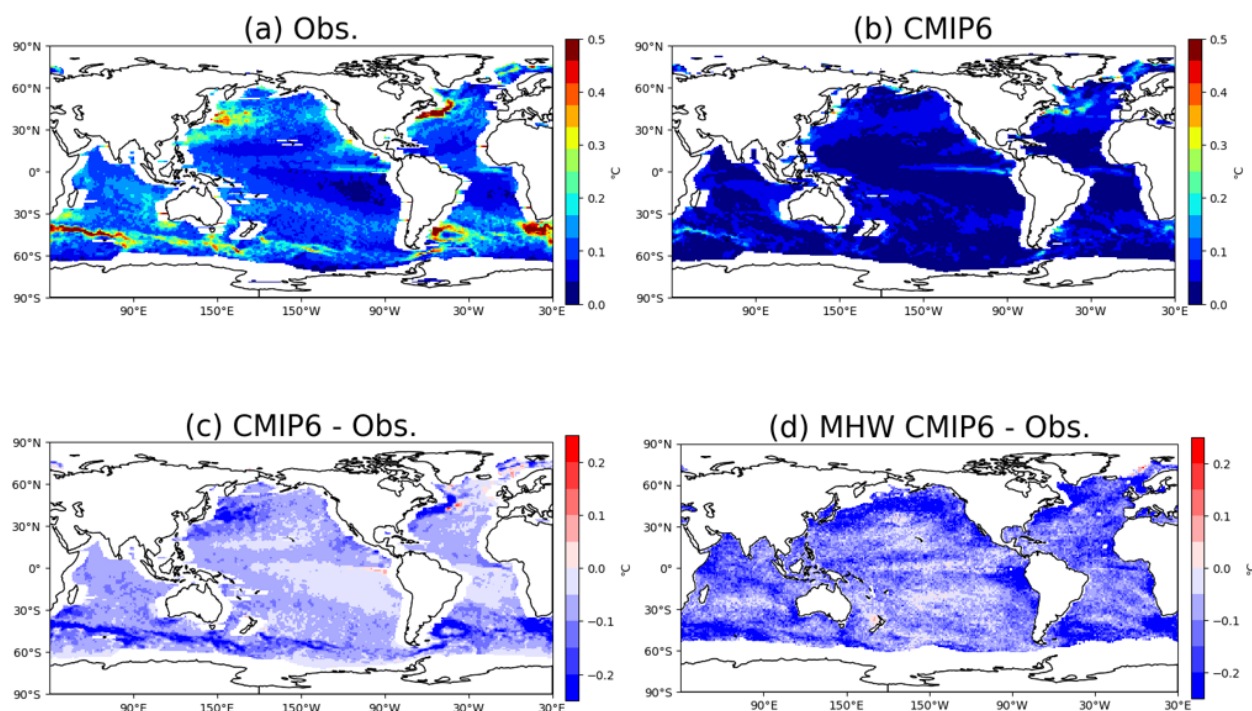


図 4.15: 1982-2014 年、日平均海面水温の標準偏差の (a)観測値、(b) マルチモデル平均値、

(c)その差、(d)モデルと観測の海洋熱波強度差。なお、計算に用いたデータは経度方向 15 度の移動平均を引いたものであり、ハイパスフィルターをかけた標準偏差を示している。

第 5 章 結論

5.1 海洋熱波の時空間変動特性

本研究では、地球温暖化により今後も増加すると予測されている海洋熱波について、その時空間変動の特性を明らかにするため、人工衛星観測開始以降の海面水温データを用いて解析を行った。観測された海洋熱波の日数および強度は、熱帯東部太平洋と西岸境界流域で長く強くなること、Warm Pool と ITCZ 下で弱く短くなる、といった地域性があり、また、夏季に強く、冬季には長くなる季節性があることがわかった。全球的に見ると、過去 41 年間は海洋熱波日数が増加傾向であり、2010 年代以降の地球温暖化加速に伴い急激に増加していることがわかった。

さらに経年変動以上の長い時間スケールで卓越する時空間変動を調べるため、1 年あたりの海洋熱波日数偏差に対して EOF 解析を行った結果、EOF 第 1 モードに非常に強いエルニーニョ現象、第 2 モードには地球温暖化や十年規模変動などによる増加傾向が卓越していることを明らかにした。第 1 モードの時係数は 1982/83 年、1997/98 年、2015/16 年を含む非常に強いエルニーニョ現象の発生年のみに 1 標準偏差を超えており、その極大値は近年になるにつれて増加していた。さらに、これらの年には、赤道東部太平洋だけでなく、熱帯西部インド洋や北太平洋東部などでも海洋熱波日数が増加する傾向があることもわかった。

一方、十年規模変動に伴う海洋熱波変動を調べるために、PDO との関連性についても調べた。その結果、PDO index に対する 5 年移動平均海洋熱波日数偏差の回帰係数分布には、海面水温偏差で定義された PDO と同様な空間変動の特徴を持つことがわかった。PDO が正（負）の位相時には、北アメリカ西岸部や熱帯東部太平洋において、下向き短波放射が増加（減少）、海面からの潜熱・顕熱放出が抑制（促進）されて、海洋熱波日数が増加（減少）する。前述の EOF 第 2 モードの空間分布は、PDO index に対する回帰係数分布の符号を反転した空間分布とよく似ており、1982 年以降に観測された海洋熱波日数のトレンドには、地球温暖化と PDO の負から正への位相変化の両方が寄与していたことを示唆している。

しかし、用いた観測データは 41 年分と短く、2 周期程度の PDO しか含まれていない。そのため、より長期間蓄積された観測データを解析することや、多数のモデルデータを用いる等で PDO やそれ以外の自然変動、そして地球温暖化による影響を定量的に調べるのが今後の課題として挙げられる。

5.2 海洋熱波日数と強度のモデルバイアス

海洋熱波日数は全球的にモデルのほうが長く、特に熱帯域と高緯度域において顕著に海洋熱波日数が長くなるモデルバイアスがあることを示した。熱帯域では、モデルのエルニーニョ現象が観測より長期化していることに加え、それに対する熱帯インド洋、熱帯北部大西洋の応答の持続性が観測よりも数ヶ月以上長いことが関連しており、CMIP6 モデルで再現される熱帯海盆間相互作用に対するモデルバイアスが大きいことを示唆している。一方、高緯度域ではモデルにおける海氷域付近の海洋混合層が過剰に深いため、その分熱容量が大きくなることにより、海洋熱波 1 回あたりの持続日数が長期化することが要因となっている可能性を示した。

海洋熱波強度は全球的にモデルのほうが弱い。特に西岸境界流域においては弱いモデルバイアスが顕著であり、本研究で解析した低解像度な CMIP6 モデルの海洋モデルでは、暖流の蛇行やそれに伴う暖水渦を再現できないことに関連する。西岸境界流域ではこれらの海流や渦活動によって標準偏差が大きくなることが知られているものの、本研究で用いた CMIP6 モデルはそれも再現できていない。海洋熱波強度と海面水温標準偏差のモデルバイアスの空間パターンは中高緯度においてよく似た空間分布を示しており、ともに海流や渦活動の再現性が要因であることを示唆している。一方、熱帯東部太平洋ではDJFのみ負のモデルバイアス、それ以外の季節では正のモデルバイアスが存在する。これは、モデルではDJFにおけるエルニーニョ現象に伴う海面水温偏差の振幅が観測よりも弱く、他の季節ではエルニーニョ現象が観測よりも強いというモデルバイアスに関連している。前述したように、エルニーニョ現象は海盆間相互作用を介して、インド洋や大西洋、あるいは大気テレコネクションを介して中高緯度域にも影響を及ぼす。したがって、エルニーニョ現象自体のモデルバイアスが全球的な海洋熱波強度に及ぼす影響については、今後もより多くのモデルデータや観測データ、さらにはより高解像度な気候モデルを用いて解析を進める必要がある。

本研究では、海洋熱波のモデルバイアスの地域性に関して本節で述べたような新しい知見を得られたのに対し、依然として全球的な海洋熱波日数の長さ、強度の弱さに対する要因については未解明なままである。海洋熱波日数、強度にはエルニーニョ現象による影響が大きいため、モデルで再現されるエルニーニョ現象の持続性、強度、空間特性が観測と異なる要因について理解を深めることが重要である。また本研究では、主として海面水温データを中心に解析しており、大気側の放射を含めた海面熱フラックスなども含め、他変数も調べる必要もある。さらに、HighResMIP モデルなどの暖水渦や西岸境界流の変動をある程度再現可能な高分解能気候モデルを解析することや、各海域で特徴的な海洋熱波現象に対する事例解析も行うことで理解を深めていくことが今後の課題である。

参考文献

- Amaya, D., A. Miller, S. P. Xie & Y. Kosaka (2019): Physical drivers of the summer 2019 North Pacific marine heatwave-the Blob 2.0. *Nature Communications*, **11**, 1903.
- Bond, N., M. Cronin, H. Freeland & N. Mantua (2015): Causes and Impacts of the 2014 Warm Anomaly in the NE Pacific. *Geophysical Research Letters*, **42**, 771.
- Chiang, J. & A. Sobel (2001): Tropical Tropospheric Temperature Variations Caused by ENSO and Their Influence on the Remote Tropical Climate. *Journal of Climate*, **15**, 2616-2631.
- Danabasoglu, G. & Coauthors (2020): The Community Earth System Model Version 2 (CESM2).
- Felix, K (2017): Strong 2015–2016 El Niño and implication to global ecosystems from space data. *International Journal of Remote Sensing*, **38**, 161-178.
- Hersbach, H. & Coauthors (2023): ERA5 hourly data on single levels from 1940 to present.
- Hobday, A. & Coauthors (2016): A hierarchical approach to defining marine heatwaves. *Progress in Oceanography*, **141**, 227-238.
- Huan, G. & Coauthors (2018): NOAA-GFDL GFDL-CM4 model output historical.
- Huang, B. & Coauthors (2017): NOAA Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST), Version 5.
- IOC, SCOR & IAPSO (2010): The international thermodynamic equation of seawater - 2010 Calculation and use of thermodynamic properties. *Intergovernmental Oceanographic Commission Manuals and Guides* **56**, 196.
- Klein, S., A. Soden, J. Lau & N. Cheung (1999): Remote Sea Surface Temperature Variations during ENSO: Evidence for a Tropical Atmospheric Bridge. *Journal of Climate*, **12**, 917-932.
- Kosaka, Y. & S. P. Xie (2013): Recent global-warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling. *Nature*, **501**, 403–407.
- Levitus, S. & Coauthors (2009): Global Ocean heat content 1955–2008 in light of recently revealed instrumentation problems. *Geophysical Research Letters*, **36**, 07608.
- Miyama, T., S. Minobe & H. Goto (2021): Marine Heatwave of Sea Surface Temperature of the Oyashio Region in Summer in 2010–2016. *Frontiers in Marine Science*, **7**, 576240.
- Neil, J. & Coauthors (2019): A global assessment of marine heatwaves and their drivers. *Nature Communications*, **10**, 2624.
- Oliver, G. & Coauthors (2019): Max Planck Institute Earth System Model (MPI-ESM1.2) for the High-Resolution Model Intercomparison Project. *GMD*, **12**, 3241–3281.

Reynolds, R. W. & Coauthors (2007): Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature. *Journal of Climate*, **20**, 5473-5496.

Rodrigues, R., A. Taschetto, A. S. Gupta & G. Foltz (2019): Common cause for severe droughts in South America and marine heatwaves in the South Atlantic. *Nature Geoscience*, **12**, 620-626.

Sandra, P. & P.M.M. Soares (2020): Global Marine Heatwave events using the new CMIP6 multi-model ensemble: from shortcomings in present climate to future projections. *Environmental Research Letters*, **15**, 124058.

Tatebe, H. & M. Watanabe (2018): MIROC6 model output prepared for CMIP6.

Walker, G. T., & E. W. Bliss (1932): World Weather V. Memoirs of the Royal. *Meteorological Society*, **4**, 53-84.

Yang, D., W. Zhou & S. Seth (2022): Substantial influence of vapour buoyancy on tropospheric air temperature and subtropical cloud. *Nature Geoscience*, **15**, 1-8.

Yeager, S. G., W.M. Kim, and J. Robson (2016); What caused the Atlantic cold blob of 2015. *US CLIVAR VARIATIONS*, **14**, 24-31.

Yukimoto, S. & Coauthors (2019): MRI-ESM2.0 model output prepared for CMIP6 RFMIP.

謝辞

修士課程では学部生の頃と比べて、自由に使える時間が長く気の赴くままに研究ができたと感じている。これは迷ったときには時長教授が道を示してくれるという安心感によるもの大きい。また細部まで指摘してくれた森助教、技術的な助言をくれた塩崎研究員の力もあり本論文を書き上げることができた。それぞれの地域で現象のメカニズムが異なることに疑問を感じ、大気海洋現象は物理学であり、もっとシンプルに表せるのではないか、という考えのもと研究をしていた。自分なりに明らかに出来たこと、出来なかったことはありますが、時間が来てしまった。2023 年は全球平均気温と海面水温が歴代最高になった年なので、調べてみると興味深いことが沢山ある気がします。名残惜しいですが、社会人として務めを果たしに行きたい。