

第13章 大気循環

観測結果

近年の大気再解析データによると、日本付近の大気循環の長期変化には以下の将来変化の主な特徴が認められる。ただし、夏季の長期変化は年々変動に比べて小さい。

将来予測

日本付近では、4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5 及び RCP8.5）において以下の将来変化が見られる。
（全体として確信度は中程度）

- ▶ 冬季は、アリューシャン低気圧は北偏し日本の東方海上から日本の南東に高気圧偏差が広がる、暖冬型の気圧配置となる。このため本州以南で北寄りの風が弱まるが、北日本では北の低気圧の影響を受けやすく北海道では風が強まる。
- ▶ 春季は、日本の北方で低気圧が強まる気圧配置となる。冬季からの季節変化は早まるが、北日本では北の低気圧の影響を受けやすく西寄りの風が強まる。
- ▶ 夏季は、大陸側で低気圧が強まる一方、太平洋高気圧の北日本への張り出しが弱い気圧配置となる。この気圧配置では日本海側を中心に影響を受けやすい。
- ▶ 秋季は、日本の東方海上から日本付近に広がる高気圧帯が北偏し東シナ海では低気圧偏差のため、夏季からの季節変化が遅れる。全国的に風は弱まるが、太平洋側を中心に南からの水蒸気の影響を受けやすい。

地球温暖化は、気温の上昇や降水量など季節の気候変化に加えて、洪水や干ばつにつながる極端な大雨や少雨をもたらす気象現象の変化を引き起こすが、これらの発生地域や発生頻度はモンスーンや低気圧活動を含む地域の大気循環の将来変化に依存している（IPCC, 2021; SPM B.3.2）。ほかに、地球温暖化には、ハドレー循環の広がりや強さ、亜熱帯ジェットや極域ジェットの位置や強さの変化を伴う（IPCC, 2021; Box2.2）。一方、近未来の予測では、地球スケールであれ地域的なスケールであれ、自然内部変動の影響が大きく、またモデルの不確実性及び自然強制力や人為的な強制力の不確実性が無視できない（IPCC, 2021; SPM C1.3, コラム 1, コラム 2）。

中緯度の大気循環において人為的な強制力が形成する変化は大気の内変動に比べて小さいとする研究報告に対しては、モデル間の不確実性を平均した後の小さな差を基に議論しているためであって、地域の特徴ある様々な大気循環の将来変化に注目した予測研究「ストーリーライン」が重要であるとする考えがある（IPCC, 2021; 4.5.1.6.2）。

日本域の将来の気候変動を詳細に予測する領域モデルが、どのような大規模場の将来変化をダウンスケリングしているのかを知っておくことは、予測結果及びその信頼性を適切に理解する上で重要である。本章では、水平解像度約 20 km の全球大気モデル（MRI-AGCM20）が予測する大気循環場の将来変化を示し、水平解像度約 60 km の全球大気モデル（MRI-AGCM60）を用いた d4PDF データ（第 4.2.2 項の (3) 参照、モデルや予測計算の詳細については付録 A.2.4 参照）及び結合モデル相互比較プロジェクト第 5 期（CMIP5）に加えて第 6 期（CMIP6）で代表されるほかのモデルによる多数メンバーの予測結果や研究事例、これまでに起きている変化等と比較する。比較対象として用いている CMIP5 及び CMIP6 のメンバー数等については、付録 B.2.1 項を参照していただきたい。また、観測データのみで大規模な大気循環場の過去の変動について評価するのは難しいた

め、本章では再解析データ¹¹ (JRA-3Q: Kosaka et al., 2024) 及び気候モデルによる歴史再現実験結果¹⁰⁷を参照する。

この章では、確信度については、IPCC からの引用（イタリック体を使用）を除くと、基本的に多数のモデル実験で一致する結果については「確信度は中程度」、加えて観測結果と整合する結果については「確信度は高い」としている。また、日本域の気圧配置及び地上風の将来変化に伴う日本各地域の気候への影響については、観測に見られる各季節の地上風の年々変動と地上気温及び降水量の年々変動の間の統計的有意な相関関係 (Ito et al., 2025) を参考に記述している。

13.1 世界の気候循環に関する観測結果と将来予測

13.1.1 ハドレー循環と熱帯域の気候循環の変化

ハドレー循環は、熱帯から亜熱帯にかけて見られる大規模な南北方向の気候循環で、対流圏上層で極向き、下層で熱帯向きの循環である。熱帯の積雲対流活動に伴い上昇流が形成され、亜熱帯から中緯度で下降流となって乾燥域が形成される。春季と秋季は両半球対称的であるが、冬季と夏季の熱帯域の上昇流は夏季半球側に位置しハドレー循環は冬季側の半球に大きく張り出す一方、夏季半球側への広がりには地球全体で平均すると小さくなる。なお、ハドレー循環とともによく知られている熱帯の大規模な気候循環として、赤道周辺の東西方向に広がる鉛直循環であるウォーカー循環がある。赤道太平洋や赤道大西洋のほとんどの地域の地上貿易風の東西風成分は、ウォーカー循環と関係がある。

少なくとも 1980 年代以降の観測解析データの解析では、北半球側のハドレー循環が極側に拡大している *可能性が高い* (確信度は中程度。IPCC, 2021; 2.3.1.4.1)。また北半球側では循環自体も強化されている (確信度は中程度。IPCC, 2021; 2.3.1.4.1)。しかし、この観測解析データの結果は、CMIP 6 モデルによる再現実験から自然内部変動の範囲内の現象と評価されている。一方、年平均で見た南半球側のハドレー循環の極側への拡張は観測解析データとモデル歴史実験において明瞭であり、オゾン減少による影響が大きい南半球の夏季においてもその傾向は確認できる (確信度は中程度。IPCC, 2021; 3.3.3.1.1)。

ウォーカー循環の長期間にわたるトレンドは、年代依存性が大きく、基になる観測データセットへの依存性も大きい (Tokinaga et al., 2012) ことから、評価の *確信度は低い* (IPCC, 2021; 2.3.1.4.1)。1980 年以降で見ると、東太平洋で海面気圧は高くインドネシア域で低下傾向であるため、ラニーニャ時に似てウォーカー循環が強くなっている *可能性が非常に高く*、また西方向へのウォーカー循環シフトも解析されている (IPCC, 2021; 2.3.1.4.1)。1980 年以降に観測されているウォーカー循環の強化トレンドは、CMIP 結合モデルによるウォーカー循環のトレンド再現範囲からモデル不確実性を考慮しても離脱している (図 13.1.1) (IPCC, 2021; Figure 3.16)、その理由として赤道東太平洋で湧昇する低温の海水の影響、エルニーニョとラニーニャ現象の非対称性の弱化 (Kohyama et al., 2017) や、下層雲の影響などが提案されているものの、その具体的原因は不明である (確信度は中程度。IPCC, 2021; 3.3.3.1.3) (IPCC, 2021; 7.4.4.2)。

ハドレー循環と太平洋域のウォーカー循環については、観測された海面水温を用いた気候モデルによる歴史実験の中では、観測解析結果とかなり一致する歴史変化が再現可能なので、海面水温変化が大きく関係していると言える (図 13.1.1)。観測の不確実性、ハドレー循環の極方向への拡張メ

107 将来予測と同様のモデルによる予測を、現在ではなく過去のある時点から行った結果。

カニズムの理解不足、温室効果ガス増加の影響の理解不足、ウォーカー循環へのエーロゾルの影響 (Takahashi and Watanabe, 2016) の不確実性など、結論を出すには大きな問題点が残っている (IPCC, 2021; 3.3.3.1)。

CMIP5 及び CMIP6 モデルによる将来予測では、ハドレー循環は弱くなり (冬季北半球では *確信度は高い*) 極側に広がる (南半球では *確信度は高い*) ことが示されている (IPCC, 2021; 8.4.2.2)。考えられている原因としては南北温度差、鉛直安定度の増加や対流圏界面の上昇であり、更には成層圏や雲・水蒸気による放射効果の影響も指摘されている。太平洋のウォーカー循環は 21 世紀末には弱くなると予測されている (*確信度は高い*)。IPCC, 2021; 8.4.2.3)。その原因としては、地球温暖化時の海面水温変化がエルニーニョ的であることのほか、北西太平洋のモンスーンや海陸の温度コントラスト、大気・海洋結合の強化などの影響が考えられている。インド洋昇温の影響など一時的な気候応答 (*確信度は低い*) や自然内部変動の影響 (Watanabe et al., 2021) (*確信度は中程度*) により、一時的にウォーカー循環が強くなる可能性も指摘されている (IPCC, 2021; 3.3.3.1 及び 8.4.2.3)。ほかにモデルの大気海洋結合過程の問題点を指摘する議論もある。

1 年を通して 30 日から 60 日程度の周期で赤道付近を東進し周回するマッデン・ジュリアン振動 (MJO) は、内部変動の影響も大きいものの、これまでの地球温暖化によって振幅と出現頻度が増加し (*確信度は中程度*)、またインド洋での滞在時間が短く太平洋や海洋大陸での滞在時間が増加しているという指摘がある (IPCC, 2021; 8.3.2.9)。

熱帯鉛直循環の変化

ハドレー循環の亜熱帯端の緯度の長期変化傾向

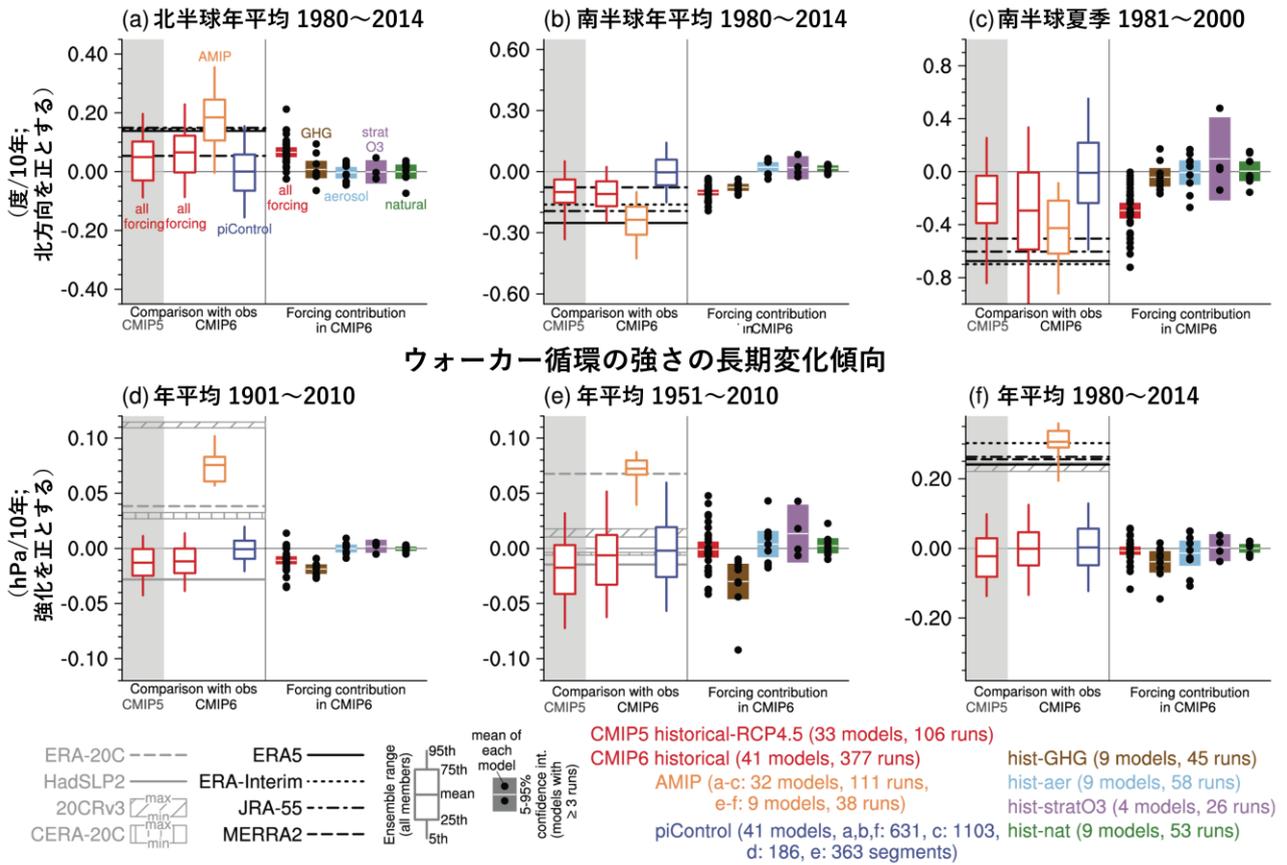


図 13.1.1 熱帯鉛直循環の長期変化傾向

(a) 1980 年から 2014 年にかけての年平均ハドレー循環の北半球亜熱帯端の緯度の長期変化傾向について、複数の客観解析データ、CMIP5 の歴史実験と、CMIP6 の歴史実験、AMIP 歴史実験（観測の海面水温を与えた CMIP6 モデル実験）、コントロール実験（piControl：CMIP6 で与えた外部強制力が一定の歴史実験）、強制力有無実験（CMIP6 の外部強制力のうち、hist-GHG：温室効果ガスの人為的な変化のみを与えた歴史実験、hist-aer：エアロゾルの人為的な変化のみを与えた歴史実験、hist-stratO3：成層圏オゾンの人為的な変化のみを与えた歴史実験、hist-nat：火山や太陽活動など自然起源の強制力の変化のみを与えた歴史実験）の結果の比較。(b) 南半球ハドレー循環の場合でほかは(a)と同じ、(c) 1981 年から 2000 年にかけての南半球夏季ハドレー循環の場合でほかは(a)と同じ。(d) 1901 年から 2010 年にかけての年平均太平洋ウォーカー循環の強さの長期変化傾向について、(a)と同様に比較。(e) 1951 年から 2010 年の場合でほかは(d)と同じ、(f) 1980 年から 2014 年の場合でほかは(d)と同じ。(IPCC, 2021; Figure 3.16 を一部和訳・転載。)

13.1.2 北極振動と極域の大気循環の変化

北極振動（Arctic Oscillation: AO）は、北半球の高緯度域と中緯度域において、一方では海面気圧が平年より高く、他方では平年より低くなる現象である。北極域の海面気圧が平年より低く中緯度帯の気圧が平年より高い場合を正の北極振動と呼び、北極域から中緯度に向かって寒気が流れ込みにくい。この場合、日本では、北日本を中心に高温偏差となる。北極振動に伴う変動は、しばしば地上から成層圏にまで及ぶような背の高い鉛直構造をもって現れ、水平方向に見ると北極を中心とした環状の空間分布になることから北半球環状モード（Northern Annular Mode: NAM）とも呼ばれる。AO もしくは NAM の指数として、IPCC (2021) では帯状平均海面気圧

の南北差（北緯 35 度と北緯 65 度の差で、北極域の海面気圧が負偏差の場合が正に相当する）による定義（Jianping and Wang, 2003）に基づいた解析結果（IPCC, 2021; Figure 3.34(a)）が示されている（図13.1.2）。

冬季のNAM指数は、1960年代から1990年代初期まで正の長期変化傾向が観測されたが、その後、指数は小さくなり更には負の値さえ示す（確信度は高い。IPCC, 2021; 2.4.1.1）。多数モデルを使用し、加えてそれぞれ複数の初期値から始まる各種CMIP6実験の解析を基に、1958年から2019年までのNAM指数の長期変化傾向の原因を調べた結果によると、冬季・夏季ともに全歴史実験平均は正であるが、個々の歴史実験結果は負から正まで広がっていて、モデル依存性と初期値依存性から生じる不確実性は大きい。2つの再解析データでは、冬季のNAM指数の長期変化傾向はモデルの不確実性をかなり超えたところで正、夏季のNAM指数の長期変化傾向は負であるがモデル不確実性の下限範囲に入る（図13.1.2：ERA5及びJRA-55のトレンド位置を示す横棒を歴史実験及びコントロール実験の箱ヒゲ図と比較）。冬季の正のNAM指数と夏季の負のNAM指数の差の原因は、モデル実験からは温室効果ガス増加に求められるが、ほかの因子や内部変動の影響が大きく不明瞭である。そのほか、冬季NAMの季節予測で注目されているS/N比に関する解析結果（観測解析と比べると季節モデル実験では気候シグナルと比べてノイズが大きい問題（Scaife and Smith, 2018）や気候モデルによる過去再現性能の問題などもあって、NAM指数の長期変化傾向について明瞭な結論は得られていない（IPCC, 2021; 3.7.1）。

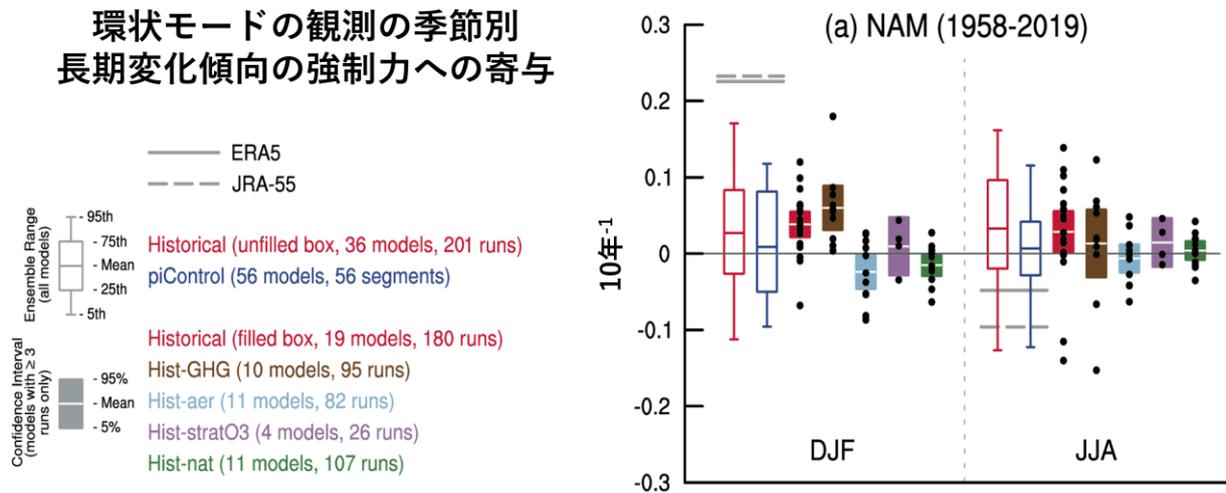


図 13.1.2 北半球環状モードの観測の長期変化傾向とモデル実験解析

(a) 1958 年から 2019 年にかけての冬季（DJF：12 月、1 月、2 月の 3 か月平均）夏季（JJA：6 月、7 月、8 月の 3 か月平均）別の北半球環状モードの長期変化傾向について、2つの客観解析データと CMIP6 の歴史実験、コントロール実験、強制力有無の実験（実験名は図 13.1.1 の図説を参考）の結果を比較。図中の・は各モデルの多数初期値実験平均。（IPCC, 2021; Figure 3.34(a)を一部和訳・転載。）

21世紀末の将来変化（1995～2014年平均と2081～2100年平均の差）においては、SSP3-7.0やSSP5-8.5シナリオの場合は、夏季を除くほとんどの季節のNAM指数平均は過去や現在の状態から更に正方向に強まると予測されている（確信度は高い。IPCC, 2021; 4.3.3.1.1）。ただし、各地域どこでも緯度方向の単純なシフトであるとは言えない。また、SSP1-1.9やSSP1-2.6シナリオではこ

の予測は確かとは言えない（確信度は高い。IPCC, 2021; 4.3.3.1.1）。各モデルの予測のばらつきについては、2つの相反する要因が関係するためと考えられている。北極域での地上昇温の大きな増幅がもたらす南北気温勾配の低下がジェット気流北側での傾圧性低下をもたらすことによってストームトラックが南側へシフトする傾向があること、一方、熱帯域の水蒸気増加に伴う鉛直安定度の増加による熱帯上空の強い昇温によって上層の南北温度勾配が強まり、ストームトラックの極側へのシフトの傾向が生まれることである（IPCC, 2021; 4.3.3.1.1）。

近未来の将来変化（1995～2014年平均と2021～2040年平均の差）においては、SSP2-4.5、SSP3-7.0とSSP5-8.5の3シナリオでは、秋、冬と春のNAM指数は正方向への変化傾向が見られるが、それでもモデル間の不確実性や初期値依存性の幅に比べると小さく、地球温暖化の影響は自然内部変動と比較すると同程度か小さいであろう（確信度は中程度。IPCC, 2021; 4.4.3.1.1）。

近年における中・高緯度低気圧の数の変化については明瞭でない。北半球では強い低気圧の数が増加しているという指摘もあるが、現段階ではどちらとも言えない。中程度の確信度で、両半球の海洋上では冬季のストームトラックが極側へ移動している（IPCC, 2021; 8.3.2.8.1）。

IPCC (2013) では、北半球の中緯度低気圧頻度は数パーセントより少ないながらも減少することが予測されている。これは、主にストームトラック活動の南側での減少によるものであり、ハドレー循環の北への拡大と低気圧発生平均緯度の北上によるとされている。更に、地球温暖化に伴い個々の低気圧の北への移動が大きくなると予想され、これは対流圏上層でのジェット気流の強化と低気圧に伴う降水量（凝結熱）の増加による（IPCC, 2021; 4.5.1.6.3）。CMIP6モデルによる予測では、地域によって異なるが、北太平洋においてはストームトラック活動に対応した中緯度低気圧頻度分布は、北へ移動する（図13.1.3）（IPCC, 2021; 4.5.1.6.3）。北半球冬季では海面水温や海氷分布の変化による傾圧性低下のため低気圧に伴う風速は弱くなり、急発達する低気圧は著しく減少する。しかし例外的に北太平洋北部では、ジェット気流の北上と上層での傾圧性の増加により急激に発達する強い低気圧が増加すると予測されている（確信度は中程度。IPCC, 2021; 4.5.1.6.3）。また、これらの変化とは関係なく、水蒸気増加によって極端な降水量を伴う低気圧の数は増加すると予測されている（確信度は高い。IPCC, 2021; 4.5.1.6.3）。北半球夏季については、ジェット気流の弱化に伴い強い低気圧は減少するとする研究結果もある（IPCC, 2021; 4.5.1.6.3）（Lehmann et al., 2014; Chang et al., 2016）。

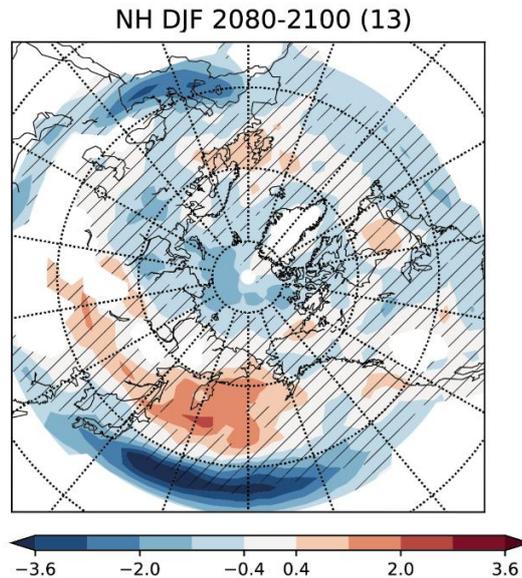


図 13.1.3 冬季中・高緯度における低気圧存在頻度の将来変化

SSP5-8.5 シナリオを用いた 13 の CMIP6 モデル による 21 世紀末 (2080~2100 年) の予測を、20 世紀末 (1979~2014 年) と比較。青系の色は減少、赤系の色は増加で、単位は月当たり 5 度の球冠 (北緯 85 度以北の地域) 面積当たり換算の個数 (number density per 5° spherical cap per month)。白色は-0.4~+0.4 個/月の範囲。斜線域は増減が一致しているモデルの割合が 80%未満である領域を示す。(IPCC, 2021; Figure 4.27(a) を回転・転載。)

ブロッキング現象は、長期の日数にわたってほぼ同じ位置にとどまる高気圧が出現する現象であり、持続的な冬季の寒波や夏季の熱波の原因となっている。ブロッキングの長期変化傾向については、大西洋などで地域依存性や季節依存性のある変化傾向は報告されているが、全球的な傾向についての確信度は低い (IPCC, 2021; 2.3.1.4.3)。その理由としては、内部変動が大きいことのほかに、下層での極域昇温と上層における熱帯昇温の同時変化が指摘されている (IPCC, 2021; 8.3.2.7)。

CMIP5による予測結果によると、夏季の中緯度ではブロッキング頻度は減少する傾向にある (Matsueda and Endo, 2017)。冬季北半球のブロッキングは東にシフトする傾向である (Masato et al., 2013; Kitano and Yamada, 2016; Matsueda and Endo, 2017) (IPCC, 2021; 4.5.1.6.4)。CMIP6によるSSP3-7.0やSSP5-8.5シナリオによる予測では、冬季北半球、特にグリーンランドや北太平洋でブロッキング頻度は減少する傾向が明瞭である (確信度は中程度。IPCC, 2021; 4.5.1, Figure 4.28)。

成層圏突然昇温は、主として冬季の成層圏で1週間以内に気温が25°C以上上昇する現象であり、冬の北極からの寒気流出などの異常気象と関係がある場合がある。1980年以降、北半球真冬の成層圏下部 (150 hPa) での極渦が弱くなっている可能性があり、極渦の中心はユーラシア大陸側に頻繁にシフトする傾向が見られる。突然昇温については、10年スケール変動に加えて観測データの蓄積期間も短いので確かな長期変化傾向は見られない (IPCC, 2021; 2.3.1.4.5)。

13.1.3 冬の東アジア大気循環

冬季の東アジアでは、西の大陸にシベリア高気圧、東の海上にアリューシャン低気圧が位置する西高東低の気圧配置となり、日本付近ではシベリアから寒気を伴う北寄りの季節風が吹く。こ

れに日本海からの水蒸気供給と日本列島の山岳の効果が加わり、日本海側では降雪や降雨が、太平洋側では乾燥した天気が続く。季節風が弱まると、太平洋南岸近くを低気圧が通過し、太平洋側に降雪や降雨をもたらすことがある。

冬季（12月、1月、2月の3か月平均）の東アジアモンスーンは、10年スケール変動の影響を強く受けてきた。1976年から1987年にかけての強い時期のあと、1988年から2001年に弱くなり、2004年以降その強さは回復し、2012年にかけては広範囲の寒気流入が頻繁にあって多くの地域で厳しい寒冬となった（IPCC, 2021; Atlas5.1）。

海面気圧は、高緯度で低下し中緯度で上昇すると予測されている。これは、ストームトラックの極方向へのシフトと極域環状モードの強化によるものと考えられる。地域的には、冬季の北東アジアや北アメリカ北東域で著しく低下する（図13.1.4）（IPCC, 2021; 4.5.1.6.1, Figure 4.25）。

上層の亜熱帯ジェットは、SSP1-2.6やSSP3-7.0シナリオでは対流圏内での昇温分布を反映して両半球とも強化され上層にシフトする（IPCC, 2021; 4.5.1.6.2, Figure 4.26）。北半球中緯度の下層では、冬季のジェットは弱い変化であるが北方向へシフトする（確信度は低い。IPCC, 2021; 4.5.1.6.2, Figure 4.26）。

13.1.4 夏の東アジア大気循環

夏季の東アジアは、ユーラシア大陸に低気圧が位置し、東には亜熱帯から太平洋高気圧が広がる気圧配置で、日本付近では南寄りの季節風が吹く。太平洋高気圧の北側には梅雨前線が形成されて季節進行とともに北上するため、初夏から盛夏に至るまでの季節変化が大きい。更に、台風の進路や強度によっては太平洋側を中心に大雨となり、またオホーツク海高気圧が発達する年には北日本で冷涼な夏となるなど、大きな年々変動が生じる。

20世紀後半の夏季（6月、7月、8月の3か月平均）の東アジアモンスーン循環は、温室効果ガスの上昇にもかかわらず、これを上回る北半球の人為的起源のエーロゾルによる冷却効果により、南アジアモンスーンと西アフリカモンスーンの循環とともに弱くなっていた可能性が非常に高い（IPCC, 2021; Box TS.13）。

1950年代以降の中国北部での乾燥や中国東部揚子江沿いの多雨に関係する、東アジアの弱い北向き下層循環は中国北部の深くまでは届かず、中国北東部での高気圧化とジェット気流の南下を伴っている。これは、地球温暖化によって東アジアの南部で水蒸気収束が増加する一方、人為的なエーロゾルが東アジアモンスーン循環を弱めたことが原因の一つである（確信度は高いが、影響の大きさについての確信度は低い。IPCC, 2021; 8.3.2.4.2）。1970年代後半以降の東アジアモンスーンの弱化には、太平洋の海面水温偏差が太平洋10年スケール変動（PDV）の正位相となる内部変動も関係している（コラム2参照）。1990年代後半以降は、PDVは正の位相から負の位相に変わって、東アジアモンスーンは回復している（確信度は高い。IPCC, 2021; 8.3.2.4.2）。

北半球全体の夏のモンスーン循環インデックス（メキシコからフィリピン域に相当する赤道から北緯20度、西経120度から東経120度の地域での850 hPaと200 hPaの東西風の差）は、5つの

将来シナリオのうち4つで減少し、北半球規模のモンスーン循環は将来弱くなることを示している。(IPCC, 2021; 4.4.1.4)。

夏季に海面気圧が著しく低下するのは地中海や中東で、これは大きな温度上昇による大規模な熱的低気圧と関係している。夏季に海面気圧が上昇するのは、北米南西域や中米で、これは北米西方の北太平洋高気圧が強化するため、亜熱帯東部太平洋から中米域での乾燥化と関係している可能性が高い(図13.1.4)(IPCC, 2021; 4.5.1.6.1, Figure 4.25)。多くのモデルは北半球夏季のジェットは帯状平均では300hPa付近以下の対流圏で弱くなる予測を示す(IPCC, 2021; 4.5.1.6.2, Figure 4.26)。東アジアモンスーン循環の将来変化については、CMIP5予測では21世紀に強化される可能性が指摘されている(Kitoh, 2017)。ユーラシア大陸とチベットの昇温によって強まる大陸と海洋の温度差によって東アジアモンスーン循環は強化されるという研究(Endo et al., 2018)や、梅雨の変化に関係する北太平洋西部の亜熱帯高気圧及び東アジアの亜熱帯ジェット気流が、南方向にシフトすることを示す研究(Horinouchi et al., 2019)もある。予測の不確実性は大きく(Endo et al., 2018)、特に近未来ではエーロゾルの排出も関係する(IPCC, 2021; 8.4.2.4.2)。

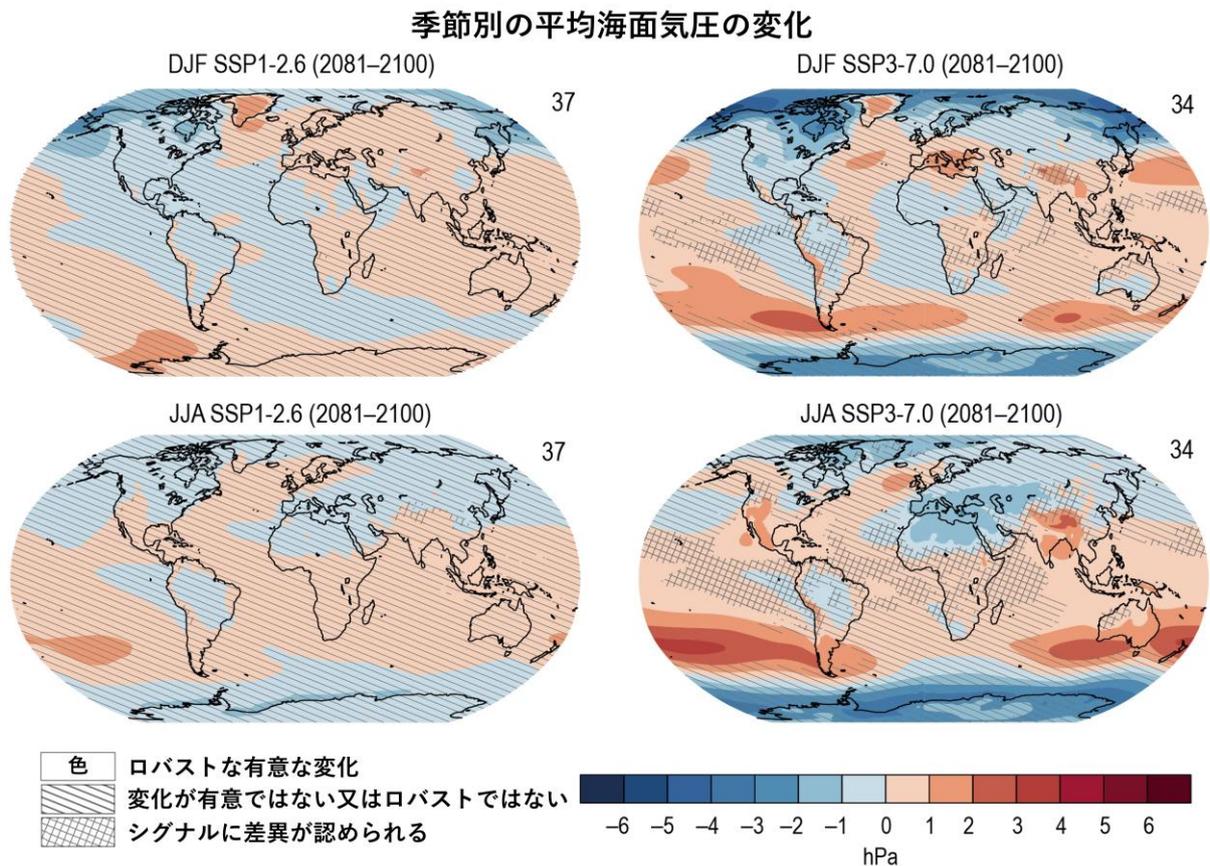


図13.1.4 海面気圧の将来変化

2081~2100年の20年平均と1995~2014年の20年平均の差。上段の図は、12月、1月、2月の冬季(DJF)平均、下段の図は、6月、7月、8月の夏季(JJA)平均を示す。左側の図はSSP1-2.6シナリオ実験の場合、右側の図はSSP3-7.0のシナリオ実験の場合。斜線域は、66%以上のCMIP6モデルで、内部変動と比較して統計的に有意な偏差と認められない大きさの将来変化で、網線域は変化の方向について20%以上のモデルで差異が認められる将来変化。(IPCC, 2021; Figure 4.25を和訳・転載。)なお、各図の右上の数字は、図作成のために解析対象としたCMIP6モデルの数を示す。

13.2 日本付近の大気循環に関する観測結果と将来予測

13.2.1 冬季の気圧配置

JRA-3Q再解析データの1979年から2023年にかけての平均海面気圧の長期変化(図13.2.1(a))を見ると、この期間、日本付近では西高東低の冬型の気圧配置が弱くなる長期変化となっている。これについては、指数化した冬季気圧配置(図13.2.1(e))とその長期変化(図13.2.1(f))からも確認できる。日本の東方海上を中心に冬のアリューシャン低気圧の北偏傾向が見られ、オホーツク海を中心に海面気圧は低下する傾向である。一方、シベリア高気圧は、中国大陸では弱くなる傾向である。

4°C上昇シナリオの各種予測(図13.2.2(b)(d)(f)(h))で見ると、アリューシャン低気圧は北偏し日本の東方海上から日本付近に気圧の上昇傾向が予測されているため、北日本を除いて冬型の気圧配置は弱まり北寄りの季節風が弱まる(図13.2.3(b)と図13.2.4(b))(確信度は高い)。低気圧が日本の北方を中心にオホーツク海北部から北太平洋で強まるため、北日本では西寄りの季節風が強まる。CMIP5及びCMIP6と全球20km及び60kmモデルで比較すると、中国大陸中部から日本の南方にかけての気圧変化傾向について違いが大きく、それぞれのモデルやメンバーによりばらつきが大きく不確実性が高いことが分かる。

2°C上昇シナリオ(図13.2.2(a)(c)(e)(g))でも、シグナルは弱いながら4°C上昇シナリオの予測と同様の将来変化を示す(図13.2.3(a)と図13.2.4(a))。図13.1.3の結果も含めてまとめると、本州付近は暖冬型の気圧配置で南岸低気圧の頻度は減少するが、オホーツク海など北方海域では低気圧頻度が増加し、北日本ではその影響を受けやすい。

13.2.2 春季の気圧配置

JRA-3Q再解析データの1979年から2023年にかけての長期変化(図13.2.1(b))を見ると、この期間に中国大陸中部の高気圧は弱まり、北太平洋北部から日本の東方海上ではアリューシャン低気圧の弱化が見られる。夏季への季節変化が早まる傾向である。一方で、沿海州やオホーツク海では低気圧が深まる傾向が見られる。この特徴は、指数化した気圧配置の長期変化(図13.2.1(f))でも確認できる。

4°C上昇シナリオ(図13.2.5(b)(d)(f)(h))を見ると、日本の北方を中心に低気圧が強まり、日本付近では西寄りの風が強まる(図13.2.3(d)と図13.2.4(d))(確信度は高い)。気圧分布で見ると、CMIP5やCMIP6では、日本の南海上で東西に広がる高気圧変化があり日本の東から延びる太平洋高気圧が日本南部まで広がる傾向である。一方、全球20km及び60kmモデルでは、ほとんどのメンバーが南西諸島の南部を除く地域で気圧の低下傾向を示す。

2°C上昇シナリオ(図13.2.5(a)(c)(e)(g))においても、日本の北方を中心にアリューシャン低気圧が強まるため日本付近で西寄りの風が強まる傾向であるが、シグナルは弱い(図13.2.3(c)と図13.2.4(c))。

全体としては北低の気圧配置で、日本域では暖気が入りやすく冬季からの季節変化は早まるが、北日本では北方の低気圧による西風の影響を受けやすい(Ito et al., 2025)。

13.2.3 夏季の気圧配置

JRA-3Q再解析データの1979年から2023年にかけての長期変化(図13.2.1(c))を見ると、この期間、中国大陸中部で大陸低気圧が強まる一方、北日本への太平洋高気圧の張り出しが弱くなる傾向である。また、日本の南方から北太平洋北部で太平洋高気圧が強まる傾向が見られる。大陸低気圧を除いて、いずれの長期変化も年々変動の標準偏差に比べて小さい点が、ほかの季節と比べて異なる。以上の特徴は、指数化した気圧配置の長期変化(図13.2.1(f))にも見られる。

4°C上昇シナリオ(図13.2.6(b)(d)(f)(h))では、中国大陸沿岸域で低気圧が強まるが、夏の太平洋高気圧の北日本への張り出しは弱く、逆に南西諸島から日本南方の海洋上では強まる傾向であるため日本付近では西風が強まる(図13.2.3(f)と図13.2.4(f))。全球20 km及び60 kmモデルでは、南西日本で強まる高気圧とともに日本の南東側の太平洋で気圧の低下傾向が強く見られるのが特徴で、日本域の上空では下降流を伴う北風偏差が生じやすい(Ose, 2019a)。CMIP5においては、日本の南方での高気圧偏差のモデル一致度は小さく、オホーツク海での低気圧偏差のモデル一致度が高い。CMIP6では、全体としての分布は全球20 km及び60 kmモデルの将来変化と類似するが、モデル一致度が弱い。

2°C上昇シナリオ(図13.2.6(a)(c)(e)(g))の場合、全球60 kmモデルを除いて太平洋高気圧の日本南方への広がり弱くなり、オホーツク海方面での変化傾向も不明瞭になっている。全体の傾向としては、4°C上昇シナリオと類似した分布で西風が強まる傾向であるが、平均のシグナルは弱い(図13.2.3(e)と図13.2.4(e))。

まとめると、夏季は、中国大陸中部で大陸の低気圧が強まる一方、北日本への太平洋高気圧の張り出しが弱くなる将来変化である(確信度は中程度)。この気圧配置の将来変化の場合、日本海側の天候は影響を受けやすい(Ito et al., 2025)。気圧配置については近年の長期変化でも同じ変化傾向が見られるが、観測による日本周辺の近年の長期変化の多くは年々変動の標準偏差に比べて小さい。また、将来予測では日本の南東側の太平洋で低気圧偏差が見られるが、観測による近年の長期変化では高気圧偏差である。

13.2.4 秋季の気圧配置

JRA-3Q再解析データの1979年から2023年にかけての長期変化(図13.2.1(d))を見ると、冬季への季節変化が遅れる傾向が認められる。指数化した秋季の気圧配置(図13.2.1(e))とその長期変化(図13.2.1(f))の比較では北風が弱くなる変化として確認できる。具体的には、日本の東方海上から北日本にかけての高気圧偏差により太平洋高気圧が平年の北側にとどまる一方、中国大陸南部から東シナ海にかけての低気圧偏差により中国大陸南部の高気圧の発達弱くなる傾向が見られる。

4°C上昇シナリオ(図13.2.7(b)(d)(f)(h))で見ると、いずれのモデルでも冬季への季節変化が遅れる将来予測となっている。日本の東方海上から広がる高気圧帯が北日本付近にまで広がり、アリューシャン低気圧は北偏する。中国大陸中部から東シナ海で気圧の低下傾向が見られるため、日本付近では南風偏差の将来変化となる(図13.2.3(h)と図13.2.4(h))(確信度は高い)。北日本付近に広がる高気圧偏差は、CMIP5や全球60 kmモデルにおいて変化の符号がメンバー間でよく一致しているが、CMIP6ではモデル間の一致が弱い。

2°C 上昇シナリオ（図 13.2.7 (a)(c)(e)(g)）では、4°C 上昇シナリオで見られていた特徴は各モデルそれぞれに不明瞭になり、モデル一致度やシグナルも弱い（図 13.2.3 (g) と図 13.2.4 (g)）。

全体として見ると初秋の気圧配置に似た将来変化で夏からの季節変化が遅れる傾向である。北寄りの風（図 13.2.1(f)）は弱くなる（南風成分が強まる）将来変化のため、太平洋側を中心に南からの水蒸気の影響を受けやすい（Ito et al., 2025）。

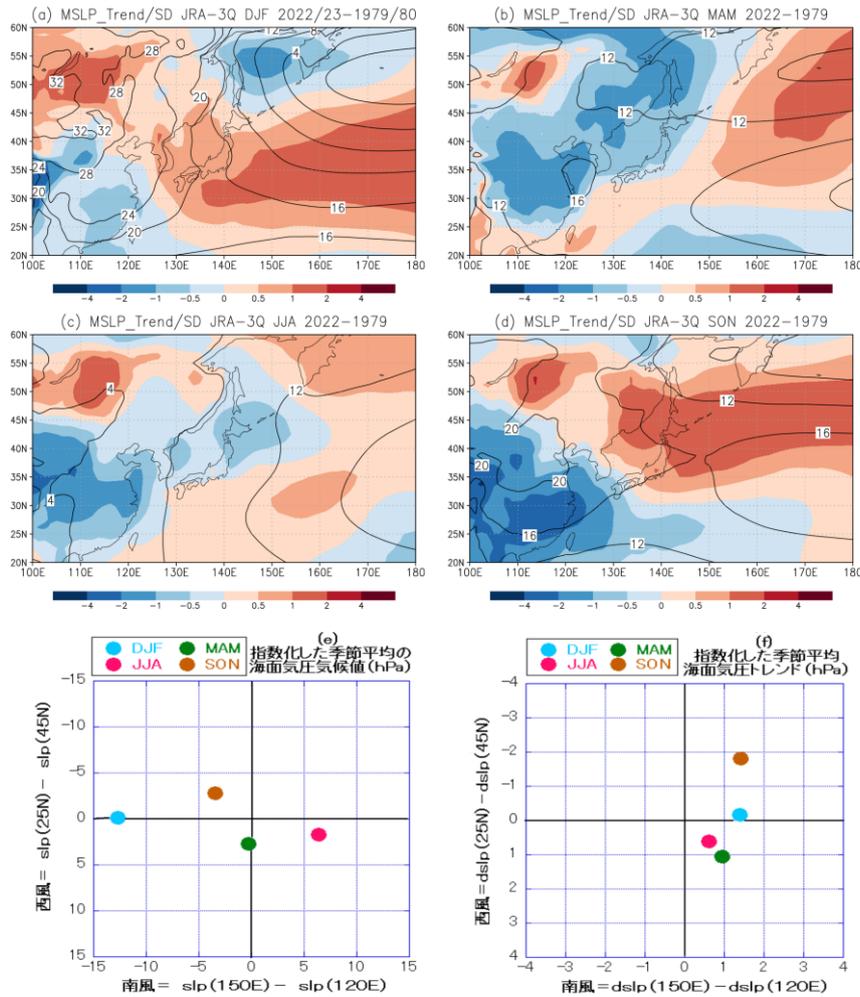


図 13.2.1 季節平均海面気圧及び季節風とこれまでの長期変化

- (a) JRA-3Q 再解析データに基づく平均海面気圧の長期変化の線形トレンド。1979/80～2022/23 年の冬季 (DJF : 12～2 月) の場合。長期変化を除く年々変動の標準偏差で規格化した後、解析期間の線形トレンドを表示 (陰影 : 単位は 1/44 年間)。黒色等値線は対象期間の平均値で 1,000hPa からの差。
- (b) 1979～2022 年の春季 (MAM : 3～5 月)。
- (c) 1979～2022 年の夏季 (JJA : 6～8 月)。
- (d) 1979～2022 年の秋季 (SON : 9～11 月)。
- (e) 日本域 (北緯 25～45 度、東経 120～150 度) の冬季 (DJF)、春季 (MAM)、夏季 (JJA) 及び秋季 (SON) 平均した海面気圧気候値 (hPa) 東西差及び南北差で、日本域の季節風の南風及び西風を指数化。縦軸は西風指数 (南北海面気圧差 (hPa))、横軸は南風指数 (東西海面気圧差 (hPa))。日本域から見た高気圧の相対的位置 (東西南北方向) と強さが、グラフ上の左右下上の方向と数値の大きさに対応する。冬季 (青印) の西高東低の気圧配置は一例。定義の詳細は、第 13.2.5 項の日本域の季節風将来変化又は Ito et al.(2020b)を参照。
- (f) 季節平均の海面気圧長期変化解析期間の線形トレンドの指数化 (hPa/44 年間) であることを除いて、(e)と同じ。例えば、冬季 (青印) は冬季気圧配置 (西高東低) が弱化する長期トレンド (西低東高偏差) を示す。

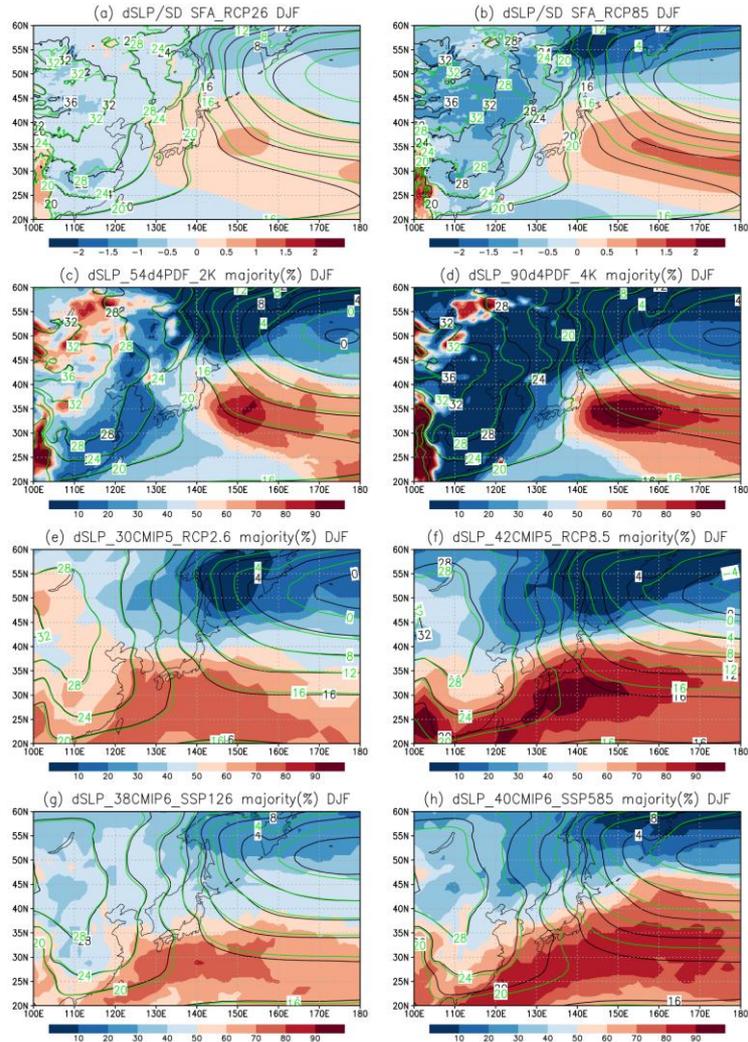


図 13.2.2 冬季（12～2月）平均海面気圧の将来予測

- (a) 全球 20 km モデルによる 2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) に基づく予測。将来変化（陰影）は、20 世紀末の年々変動標準偏差で規格化。20 世紀末 (1980～1999 年：黒色等値線) と 2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) の 21 世紀末 (2076～2095 年：緑色等値線) の値を 1,000 hPa からの差で示す (hPa)。
- (b) 4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) であることを除き、(a) と同じ。
- (c) d4PDF の 2°C 上昇時 (全球 60 km モデル、54 メンバー) の変化の正符号一致度 (陰影：%)。増加（減少）傾向を示すモデルの割合が多いと 100% (0%) に近づく。50%に近い場合は増減傾向に関するモデル間の一致が小さく、モデルによる不確実性 (付録 B.1.2 参照) が大きいことを意味する。等値線については (a) と同じ。
- (d) d4PDF の 4°C 上昇時 (全球 60 km モデル、90 メンバー) の変化。そのほかは(c) と同じ。
- (e) CMIP5 (モデル数 30) による 2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) に基づく予測。陰影は将来変化の正符号モデル一致度 (%)。そのほかは (c) と同じ。
- (f) CMIP5 (モデル数 42) による 4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) に基づく予測。そのほかは (c) と同じ。
- (g) CMIP6 (モデル数 38) による 2°C 上昇シナリオ (SSP1-2.6) に基づく予測。そのほかは (c) と同じ。
- (h) CMIP6 (モデル数 40) による 4°C 上昇シナリオ (SSP5-8.5) に基づく予測。そのほかは (c) と同じ。

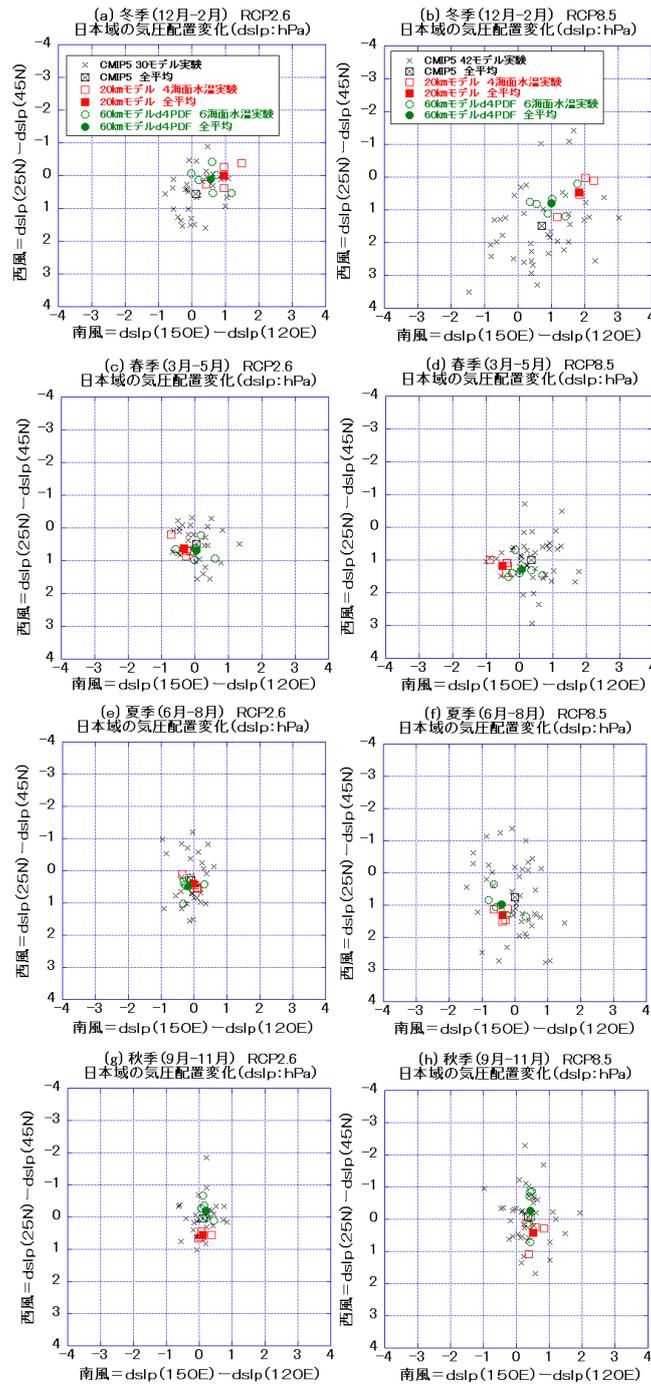


図 13.2.3 指数化した日本域の季節風の将来変化

各種モデル予測の各メンバーとアンサンブル平均の日本域の季節風将来変化散布図。日本域(北緯 25~45 度、東経 120~150 度)の季節平均海面気圧の将来変化の東西差及び南北差に基づき、日本域の季節風将来変化の南風偏差及び西風偏差を指数化した(図 13.2.1(e)(f)参照)。縦軸は西風指数偏差(将来変化の南北海面気圧差(hPa))、横軸は南風指数偏差(将来変化の東西海面気圧差(hPa))。日本域から見た高気圧偏差の相対的位置(東西南北方向)と強さが、グラフ上の左右下上の方向と数値の大きさに対応する。左列は 2°C 上昇シナリオ(RCP2.6)、右列は 4°C 上昇シナリオ(RCP8.5)による将来変化。(a)(b)は冬季、(c)(d)は春季、(e)(f)は夏季、(g)(h)は秋季平均。赤印は全球 20 km モデル実験の 4 メンバーとアンサンブル平均、緑印は d4PDF による全球 60 km モデル実験の異なる将来海面水温設定 6 グループの各平均と全アンサンブル平均、黒印は CMIP5 モデル実験(2°C 上昇シナリオ(RCP2.6) 30 メンバーと 4°C 上昇シナリオ(RCP8.5) 42 メンバー)とそのアンサンブル平均。

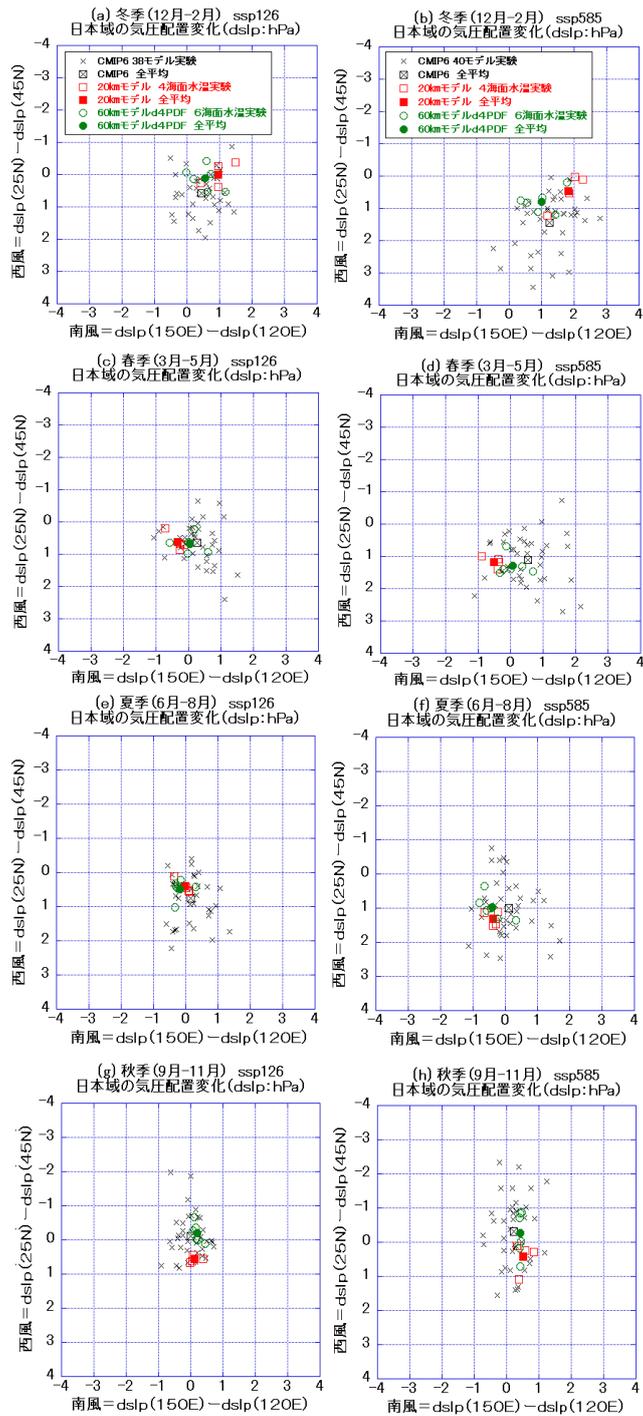


図 13.2.4 指数化した日本域の季節風の将来変化

黒印は CMIP6 モデル実験 (2°C 上昇シナリオ (SSP1-2.6) 38 メンバーと 4°C 上昇シナリオ (SSP5-8.5) 40 メンバー) とそのアンサンブル平均であることを除いて、図 13.2.3 と同じ。

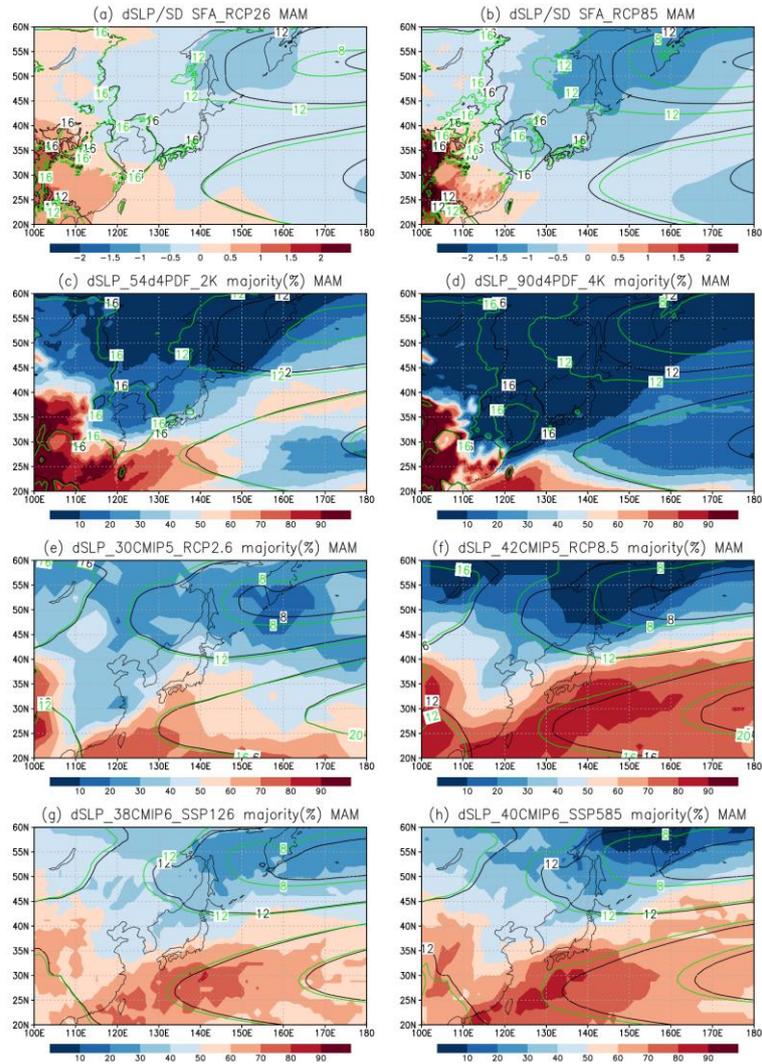


図 13.25 春季（3～5月）平均海面気圧の将来予測
 春季であることを除いて、図 13.2.2 と同じ。

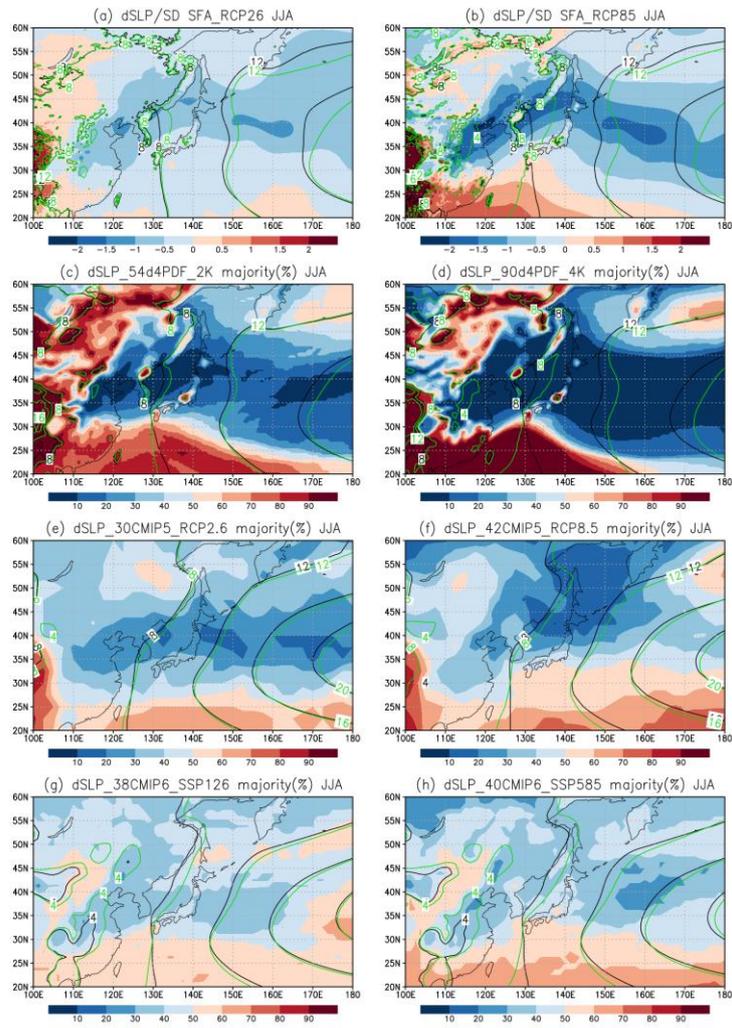


図 13.2.6 夏季（6～8 月）平均海面気圧の将来予測
 夏季であることを除いて、図 13.2.2 と同じ。

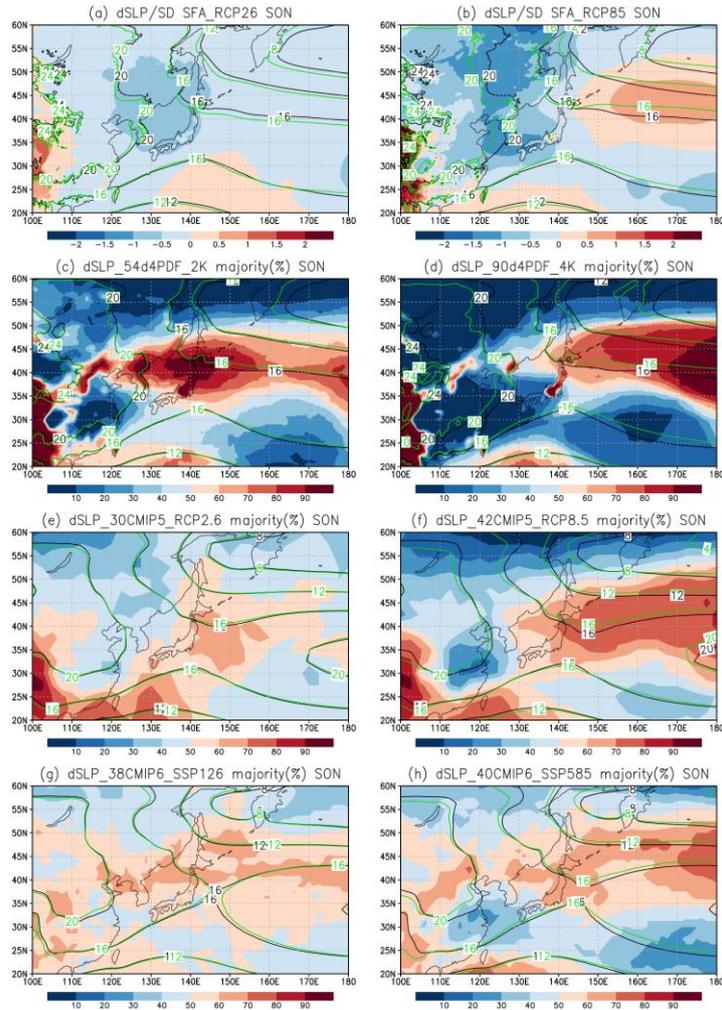


図 13.2.7 秋季（9～11月）平均海面気圧の将来予測

秋季であることを除いて、図 13.2.2 と同じ。

13.2.5 日本域の季節風の将来変化

日本域（北緯 25～45 度、東経 120～150 度）の季節風として、日本域の海面気圧面での地衡風を考える。具体的には、日本域の季節平均海面気圧 (slp) を用いて、南風指数を「東経 150 度の slp と東経 120 度の slp の差を、北緯 25 度から北緯 45 度まで平均した値」と定義する。また、西風指数を「北緯 25 度の slp と北緯 45 度の slp の差を、東経 120 度から東経 150 度まで平均した値」と定義する。なお、西風指数と南風指数からなるベクトルは、中緯度では海面気圧面上の地衡風ベクトルと近似的に比例する (Ito et al., 2020b)。季節風の将来変化は、日本域の季節平均海面気圧将来変化 (dslp) を用いて南風指数偏差と西風指数偏差を議論する。

図 13.2.3 及び図 13.2.4 に示す全球 20 kmモデル実験平均による日本域の季節風将来変化について確信度を検討するため、20 世紀末（1980～1999 年）実験のモデル年々変動の標準偏差で規格化した将来変化を表 13.2.1 に示す。全球 20 kmモデルによる将来変化は、4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) では 20 世紀末における年々変動標準偏差の 2 分の 1 以上の大きさを示す一方、2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) では、ほぼ標準偏差の 2 分の 1 以下である。この結果に基づき、表 13.2.1 の規格化指数が 0.5 以上である場合を対象に、図 13.2.3 及び図 13.2.4 に見られる各種モデル実験のアンサン

ブルメンバーの変化傾向と比較し、一致度が高い場合は「確信度は中程度」とし、低い場合は「確信度は低い」と評価する。一致度が高い場合で、観測の近年長期変化の風向と矛盾しない場合は「確信度は高い」と評価する。表 13.2.1 の規格化指数が 0.5 より小さい場合には明瞭な変化傾向は予測されていないと考え確信度も付記しない。

全球 20 kmモデル実験平均による日本域の季節風将来変化の確信度をまとめると、4°C 上昇シナリオ将来予測の冬季の南風偏差と夏季の西風偏差については、モデルの年々変動の標準偏差以上の大きさであり、そして「確信度は高い」。2°C 上昇シナリオ将来予測の冬季の南風偏差及び 4°C 上昇シナリオ将来予測の春季の西風偏差と秋季の南風偏差については、モデル年々変動の標準偏差の 2分の1以上の大きさで、そして「確信度は高い」。4°C 上昇シナリオ将来予測の夏季の北風偏差については、モデル年々変動の標準偏差の 2分の1以上の大きさであるが、各種モデル予測間の一致度や観測との整合性の点から「確信度は低い」。

表 13.2.1 全球 20km モデルによる日本域気圧配置と季節風将来変化の評価

日本域における季節風（気圧配置を基に指数化した東西風成分と南北風成分）の全球 20 kmモデルによる将来変化（1980～1999 年平均と 2076～2095 年平均の差）をモデル現在気候の年々変動標準偏差で規格した値。緑色は 1 以上、橙色は 0.5 以上の将来変化値を表す。全球 20 kmモデル実験のほかに、CMIP5、CMIP6 及び d4PDF の各モデルアンサンブル実験と比較して、◎は一致度が高いこと、○は一致度が低いことを表す（図 13.2.3 及び図 13.2.4 を参照）。*は観測された近年の長期変化（図 13.2.1(f)）の風向と矛盾しないことを示す。

	2°C 上昇シナリオ (SSP1-2.6 及び RCP2.6)		4°C 上昇シナリオ (SSP5-8.5 及び RCP8.5)	
	西風偏差	南風偏差	西風偏差	南風偏差
冬季	0.00	* 0.55◎	0.30	* 1.05◎
春季	* 0.39	-0.31	* 0.74◎	-0.48
夏季	* 0.33	-0.04	* 1.07◎	-0.52○
秋季	0.48	* 0.14	0.37	* 0.62◎

13.2.6 季節風（海面気圧分布）季節変化の予測

CMIP5 と CMIP6 の海面気圧上の地衡風について、現在気候と将来気候の季節変化を月別にまとめたのが図 13.2.8 である。1 年を通して、日本付近では将来の季節変化全体として西風が強まる傾向がある。12 月から 2 月は西高東低の気圧配置が弱まる暖冬型であるため、北風が弱くなる。この傾向は 1 月から 4 月まで見られて、図中ではそれぞれ現在気候の次の月に距離的に近づくことから、冬季からの春季への季節変化は早くなる傾向と言える。6 月から 9 月は南風成分にはあまり変化が見られず西風偏差が相対的に強まる傾向で、図中ではそれぞれ現在気候の前の月に距離的に近づくことから、初夏から初秋にかけての季節変化は遅れる傾向と言える。これは、夏季は太平洋高気圧の北への張り出しが弱く、秋季はアリューシャン低気圧の南下が遅れる季節変化傾向に対応する。

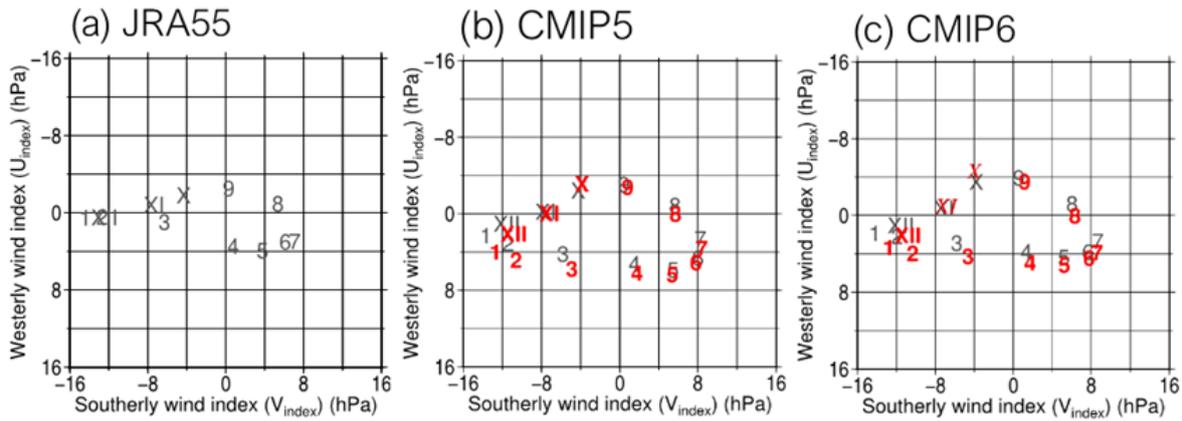


図 13.2.8 現在気候及び将来気候の指数化した季節風（海面気圧）の季節変化

(a) JRA-55 データに基づく現在気候（1980-1999 年平均）における指数化した季節風（海面気圧配置）で、縦軸は西風、横軸は南風を表す（定義の詳細は、「13.2.5 項：日本域の季節風将来変化」又は Ito et al.(2020b)を参照）。1 月から 12 月までの月平均値を（1, 2, 3, …, X, XI, XII）で示す。(b) CMIP5 モデル平均の現在気候実験（1980-1999 年平均）は黒字で、RCP8.5 シナリオ将来気候実験（2076-2095 年平均）は赤字。すべての月の将来変化は統計的に有意。そのほかは(a)と同じ。(c) CMIP6 モデル平均の現在気候実験と SSP5-8.5 シナリオ将来気候実験で、赤字イタリック体で示される将来気候の月(10月と11月)を除いて、将来変化は統計的に有意。そのほかは (b) と同じ。（Ito et al. (2025) より、CC-BY 4.0 ライセンス (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) に基づき転載。）

13.2.7 ジェット気流の季節変化

1 年間の季節変化の将来変化傾向は、上層東西風の将来変化においても見られる。

図 13.2.9 は、日本域（東経 120 度から 150 度）で平均した 200 hPa 西風の月別緯度分布の将来変化を示す。日本付近では 1 年間を通して偏西風が吹いているが、その中心緯度と最大風速値の季節変化は寒気と暖気の境とそのコントラストの大きさの目安であり、擾乱が発達し通過しやすい緯度帯に対応する。

全球 20 km 及び 60 km モデルによる偏西風の季節変化の将来変化（図 13.2.9(a)(c)）を見ると、秋季から冬季の偏西風は北偏する傾向である。秋季からアリューシャン低気圧の南下が遅れる季節変化の後、冬季における暖冬の将来変化を示す。早春の偏西風はやや北偏しながらも、その後、現在気候の偏西風の緯度帯全体で強まる。晩春から初夏は亜熱帯の偏西風の北上が遅れる季節変化であり、盛夏には日本域で偏西風は弱くなる将来変化を示す (Endo et al., 2021)。現在気候における関係から考えると梅雨前線の北上の遅れと日本域での早期弱化と読み替えることも可能であるが、降水量の将来変化には水蒸気量の増加も関係しているため、別の解析が必要と思われる。

以上の結果は、CMIP5（図 13.2.9(b)）においてもおおむね確かめることができる。ただし、夏季の日本付近においては偏西風の将来変化の符号一致度が低く、モデルによる不確実性が大きいことを示している。CMIP6（図 13.2.9(d)）においても同様であるが、夏季の日本付近の偏西風の将来変化の符号一致度が高くなっている。CMIP6 モデル平均で見ると、初夏の亜熱帯の偏西風の北上が遅れる季節変化が不明瞭になる一方、盛夏には日本域で偏西風が現在気候以上に弱くなる将来変化が明瞭になっている。

ジェット気流の季節変化の将来変化は、冬季の偏西風は北偏する暖冬型、春季前半の偏西風はやや北偏し早い季節変化に対応し、その後初夏にかけての亜熱帯の偏西風の北上の遅れや秋季から冬季の偏西風の北偏は季節進行の遅れに対応していると解釈できる。盛夏期のジェット気流の将来変化は、日本付近の盛夏期の弱いジェット気流が更に弱まる変化となっている。

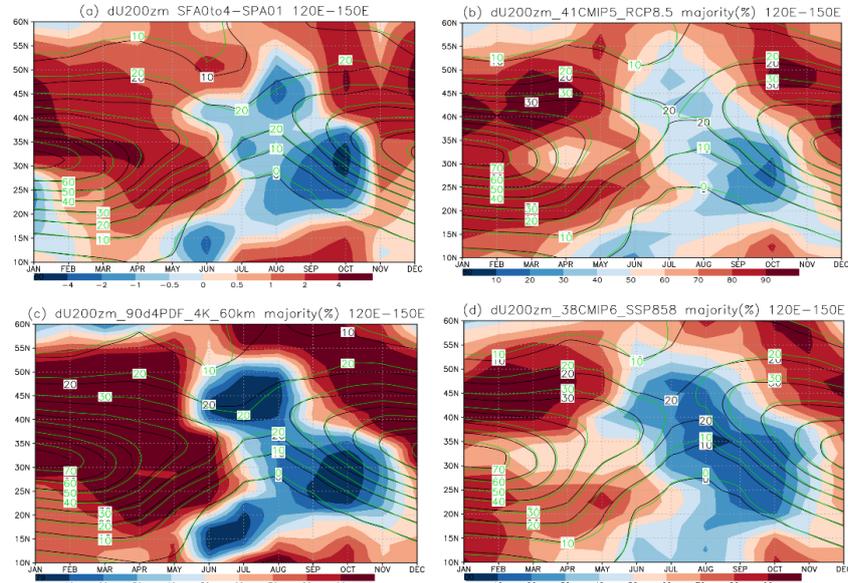


図 13.2.9 日本域（東経 120～150 度）で平均した上空（200 hPa）の西風

黒と緑の等値線は、それぞれ、20 世紀末(1980～1999 年)及び 21 世紀末(2076～2095 年)における値(m/s)。 (a) 全球 20 km モデル平均の 4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) の場合で、陰影は 21 世紀末の将来変化 (m/s) , (b) CMIP5 (41 モデル) による 4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) の場合で、陰影は将来変化の正符号一致度 (%) , (c) d4PDF (90 メンバー) による 4°C 上昇シナリオ実験の場合で、陰影は将来変化の正符号一致度 (%) , (d) CMIP6 (38 モデル) による 4°C 上昇シナリオ (SSP5-8.5) の場合で、陰影は将来変化の正符号一致度 (%)。

13.2.8 日本各地域の地上風将来予測

気象庁の地域気候モデルを用いた予測による、20 世紀末（1980～1999 年平均）の地上風の再現を図 13.2.10 に、4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) の 21 世紀末（2076～2095 年平均）における地上風の将来変化予測を図 13.2.11 に示す。なお、5km 解像度の地域気候モデルによる風の再現は、地点ごとに傾向の異なるバイアスが含まれており、全国平均で+0.3 m/s 程度のバイアスが生じていることに留意する必要がある。風は周囲の細かな地形や構造物の影響を受けるが、モデルでは各観測地点の周囲の状況を正確には再現しきれないため生じるものである。冬季（12～2 月平均）においては、大陸のシベリア高気圧、東海上のアリューシャン低気圧の影響で西高東低の気圧配置となり、日本の陸上においても北西の季節風が吹く（図 13.2.10(a)）。4°C 上昇シナリオ (RCP8.5)（図 13.2.11(a)）では、西日本を中心に本州以南では風が弱まり、北海道では風が強まる傾向が予測されている（確信度は中程度）。この傾向は、全球モデルによる予測と同様の傾向を示している。東北地方の一部地域では、地球温暖化に伴う積雪の減少による地上気温の上昇が大気安定度を下げることで局地的に風を強めていると考えられる(Nosaka et al., 2021)。春季（3～5 月平均）においては、北日本では西寄りの風が吹き、西日本では風が弱い（図 13.2.10(b)）。4°C 上昇シナリオ (RCP8.5)（図 13.2.11(b)）

では、北日本で西寄りの風が強まる傾向が予測されている（確信度は中程度）。この傾向は、全球モデルによる予測と同様の傾向を示している。夏季（6～8月平均）においては、太平洋高気圧の影響を受け、日本の陸上では風が弱い（図13.2.10(c)）。4°C上昇シナリオ（RCP8.5）（図13.2.11(c)）では、九州では南よりの風が強まる予測となっており、それ以外の地域では風速の変化は小さく、明瞭な変化の傾向はみられない（確信度は低い）。この傾向は全球モデルによる西風が強くなる予測とは一致していない。秋季（9～11月平均）においては、北日本では西寄りの風が吹き、西日本では風が弱い（図13.2.10(d)）。4°C上昇シナリオ（RCP8.5）（図13.2.11(d)）では、全国的に風が弱まる傾向があり、また、南よりの風が入る傾向となっている（確信度は中程度）。この傾向は全球モデルによる南風偏差の傾向と一致している。

全球モデルと領域モデルにより傾向の異なる季節もあったが、領域モデルは地形の影響を大きく受ける陸上のみを対象として解析しているため、全球モデルの再現している大規模な大気循環だけでなく局地的な地形の影響等が入っていることによると考えられる。

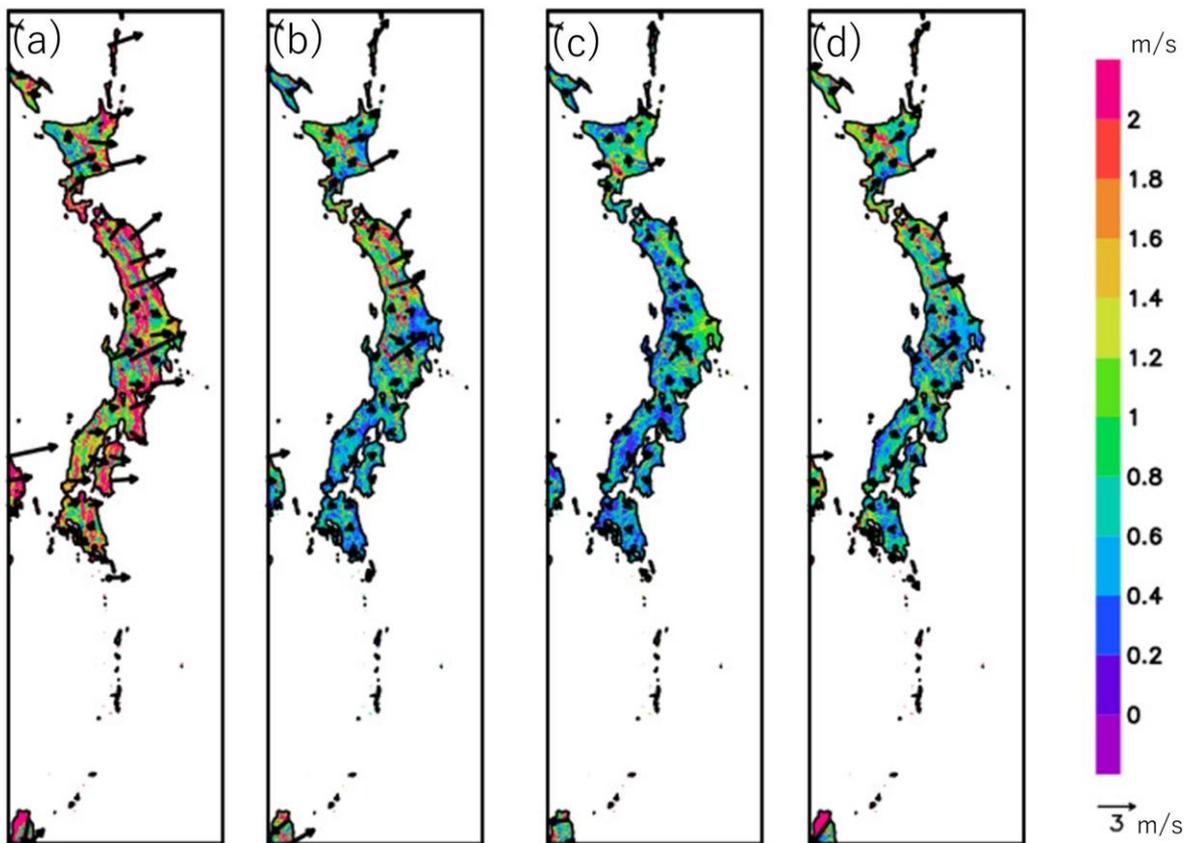


図 13.2.10 地域気候モデルによる 20 世紀末（1980～1999 年平均）の地上風の再現
 (a)冬季、(b)春季、(c)夏季、(d)秋季。1 時間値から作成した季節平均地上風速。

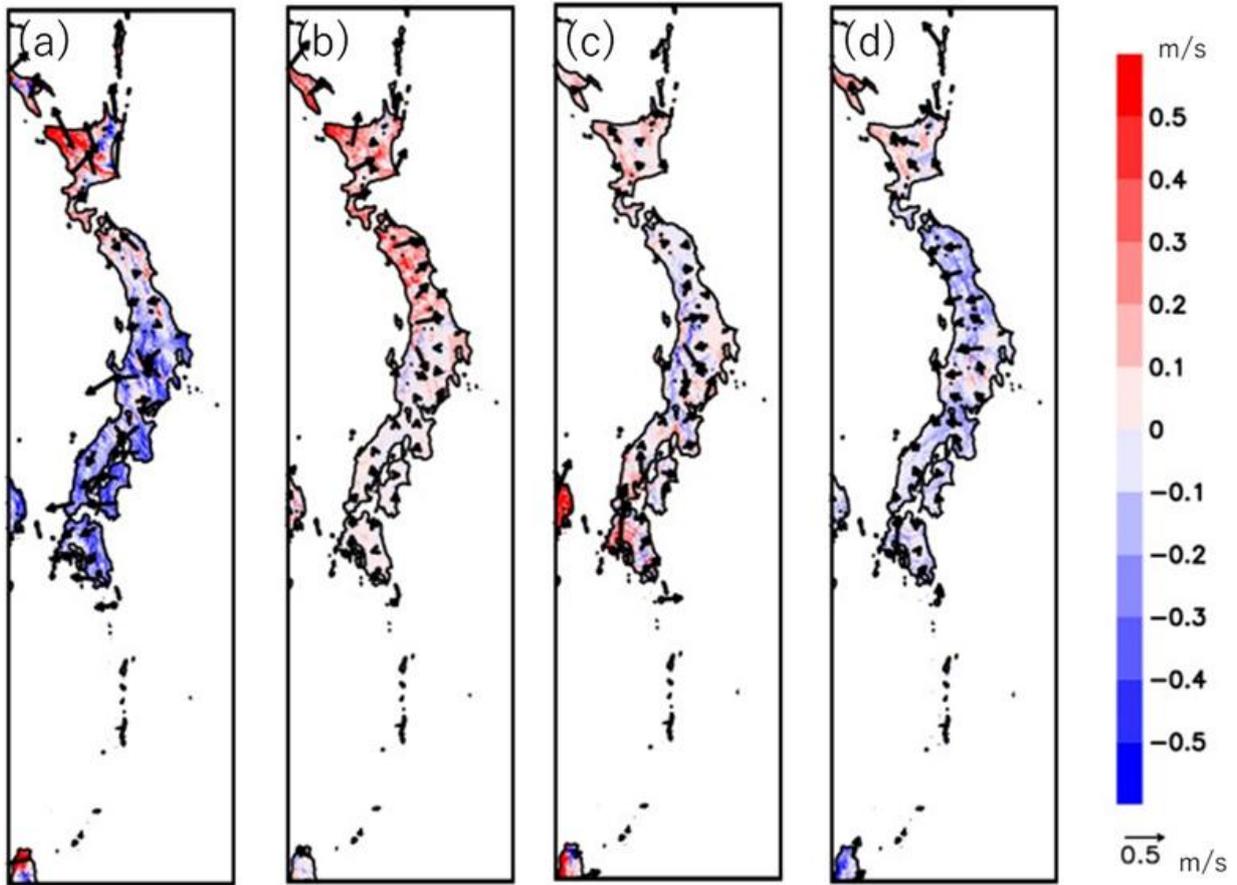


図 13.2.11 地域気候モデルによる 4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) の 21 世紀末 (2076~2095 年平均) における地上風の将来変化予測
(a)冬季、(b)春季、(c)夏季、(d)秋季。1 時間値から作成した季節平均地上風速の変化。

13.3 東アジアの大気循環将来変化の背景要因

大気循環に将来変化をもたらす要因は、地球温暖化による昇温が空間的に一様でないことである。具体的な代表例として、以下のものが考えられる。

- ① 対流圏は昇温するが成層圏は冷却するため、対流圏界面の高度が大きく変化する亜熱帯と中緯度間ではジェット気流の位置や強さが変化する。
- ② 熱帯域などの対流活発域では、温暖化による水蒸気の増加によって生じる湿潤大気鉛直不安定性が積雲対流などによって解消される結果、鉛直温度成層は現在に比べ安定化し、気候平均で見ると鉛直方向の大規模な大気運動は抑制される。
- ③ 大陸地表面温度の昇温は海面水温の昇温より大きい。雪氷は融解し海面や陸面が現れる。陸面・海面の温度コントラストが冬季は小さく夏季は大きくなる結果、大陸周辺の大気では冬季モンスーンは弱く、夏季モンスーンは強くなる。
- ④ 海面水温の昇温は一様でなく地域的な分布が生じる。例えば、多くのモデルでは、ほかの海域と比べて赤道太平洋上で海面水温が大きく上昇する分布になると予測しているが、このような海域では相対的に対流が活発になり、これに対する大気の応答が生じる。

この中で、③の陸面・海面の昇温が日本域を含む夏季東アジアの大気循環の将来変化に与える影響についての理解が、最近大きく進展した (Endo et al., 2018, 2021)。アジアモンスーンの年々変動では海面水温変動の影響が注目されてきたが、地球温暖化によるアジアモンスーンの将来変化では本来のアジアモンスーンの駆動力である陸面・海面間の昇温コントラストの影響も重要であることが明瞭になった (詳しくは、第13.3.2項と第13.3.3項を参照)。

13.3.1 冬季気圧配置の将来変化

なぜ、21 世紀末冬季の日本付近で西高東低の冬型気圧配置が弱まる一方、アリューシャン低気圧は北偏して強まるのか。モデル予測実験研究 (図 13.3.1) によると、仮に海面水温変化が地理的に一様に昇温した場合 (図 13.3.1b)、海洋と大陸の間の地表面温度コントラストが弱まる効果によって、北太平洋上で高気圧偏差が広がる。海面水温変化が一様でない場合は赤道太平洋での海面水温変化への大気応答として日本の南東域に高気圧偏差が形成され、更にアリューシャン低気圧が深まる (図 13.3.1a)。また、オホーツク海の海氷減少による昇温は、低気圧偏差をもたらす (Gan et al., 2017)。

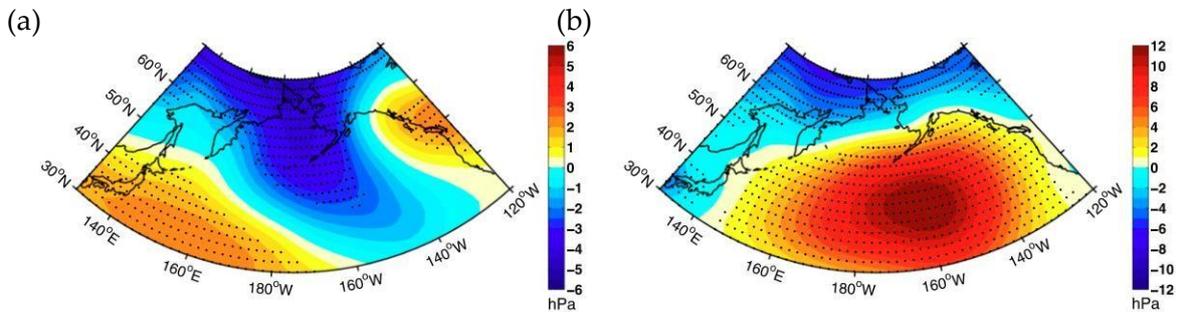


図 13.3.1 冬季 (12~翌 2 月) 海面気圧の将来変化 (hPa)

米国大気科学研究所 (NCAR) 大気モデル (CAM3.1) 実験による。(a) 二酸化炭素 (CO_2) 濃度を現在気候実験の 4 倍にした大気海洋結合モデル実験による海面気圧の将来変化。(b) (a) の実験で得られた海面水温変化を全球で平均して一様昇温として与えつつ、 CO_2 濃度は (a) と同様に現在の 4 倍にした大気モデル実験による海面気圧の将来変化。(Gan et al. (2017) より図の一部を転載 © American Meteorological Society. Used with permission)

CMIP6 の二つ前の結合モデル相互比較プロジェクトである CMIP3 の解析 (Nishii et al., 2009) では、地球温暖化により寒気の南下が弱まると、真冬でも日本海で低気圧が頻繁に発達する傾向が予測されており、「春一番」の早期化の可能性が高まることが示された。同じ解析は CMIP6 や CMIP5 を対象としては実施されていないが、CMIP6 による冬季の低気圧活動将来変化を示す図 13.1.3 では、日本南岸の太平洋で低気圧活動は大きく減少する一方、日本海での減少は小さく北海道周辺ではむしろ増加する傾向である。また、春季への季節変化が現在気候の季節変化に比べて早まる予測は CMIP5 及び CMIP6 による季節変化の将来予測でも確かめられている (図 13.2.8) ことに加えて、JRA-3Q 再解析データによる近年の長期変化 (図 13.2.1) において 21 世紀末予測の冬季と春季の気圧配置変化がすでに観測されている。CMIP5 や CMIP6 や JRA-3Q の解析においても CMIP3 の解析結果 (Nishii et al., 2009) を否定する材料は見当たらないため、「春一番」の早期化の可能性は高いと思われる。

13.3.2 夏季気圧配置の将来変化

Kosaka and Nakamura (2011) によると、CMIP3 の結果では、東南アジアから北西太平洋上の鉛直安定度増加（や降水量減少）を外力とする、太平洋—日本（PJ）振動的なパターンに似た応答が見られる。その平均的な位相は、フィリピン付近の緯度帯の大気下層循環で高気圧性偏差、日本の南東側を中心に低気圧性偏差であるが、符号も含めてモデル依存性は小さくない。オホーツク海から太平洋北部にかけて高気圧性の気圧下層循環が有意に見られるのも特徴である。このため、盛夏期の北日本太平洋側では北東風頻度が増加するという研究結果がある（Endo, 2012）。

PJ パターンに関係したこれらの CMIP3 予測の結果は、全球 20 km や 60 km モデル及び CMIP6 予測（図 13.2.6）においても多数のモデルが予測していることが確認できるが、JRA-3Q 再解析データによる近年の長期変化（図 13.2.1(c)）では見られないため、確信度が高いとは言えない。

CMIP5 モデル実験によるメカニズム研究（図 13.3.2）（Endo et al., 2018）は、地球温暖化における夏季アジアモンスーンの将来変化に及ぼす大陸の昇温と海面水温の昇温とのコントラストの重要性を示した。大陸と海洋両者の昇温を含む標準の温暖化実験では、東アジアの海洋側では南風が弱くなる地域が見られる。一方、現在気候の海面水温のままで温暖化実験を行うと、東アジアの海洋側においても熱帯を除き南風が弱くなる地域がなくなる。両者の比較から、東アジアの将来変化では、大陸の昇温が大陸側や東シナ海で強い南風モンスーンを形成する一方、海面水温の将来変化分布は日本の南東側に低気圧性循環偏差を形成し日本域に北風偏差域をもたらしていることが分かる。

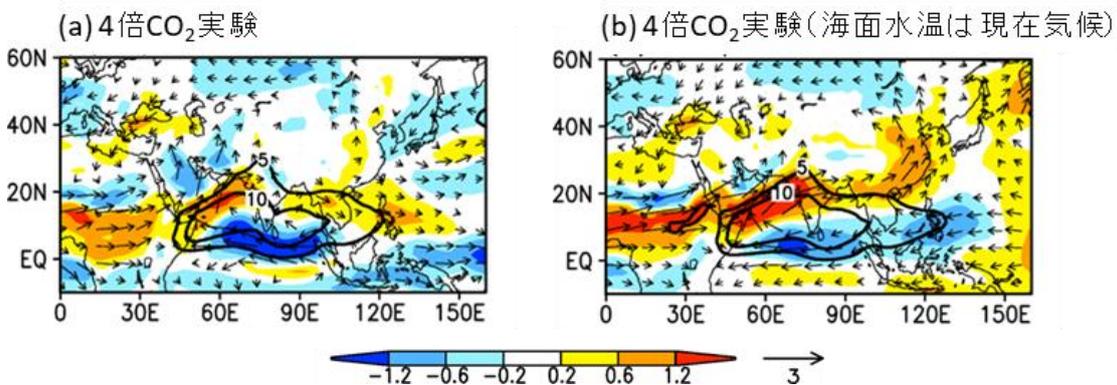


図 13.3.2 温暖化実験における夏季 850 hPa 風速の将来変化

(a) 大気海洋結合モデルを用いて二酸化炭素 (CO₂) 濃度を年率 1% で 4 倍に増加させた実験の結果 (121~140 年後)。CMIP5 の 9 モデル平均。図中の矢印は 850 hPa 風ベクトルの変化で、青色系は風速 (m/s) の減少、赤黄色系は増加を表す。

(b) 大気モデルを用いて CO₂ 濃度を 4 倍に増加させる一方で海面水温を現在気候値に固定した実験の結果。CMIP5 の 9 モデル平均。

(Endo et al. (2018) より、CC-BY 4.0 ライセンス (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) に基づき転載 (一部改変))

Ose et al. (2022) によると、地域の特徴ある様々な大気循環の将来変化に注目した「ストーリーライン」による予測研究 (Shepherd, 2019) の考え方に基づいて CMIP6 アンサンブル予測実験の 21 世紀末夏季東アジアの海面気圧将来変化を分解した主要パターンのうち、北日本付近を中心に

低気圧偏差、日本の南から亜熱帯にかけて高気圧偏差を示す北低南高の変化パターンは、ほとんどのCMIP6モデルが正符号の将来変化を示す。この変化パターンは、CMIP6アンサンブル平均予測図(図13.2.6)でも見られる。この要因として、地球温暖化時における北半球夏季の北方大陸と周辺海洋上での高い昇温が考えられる。JRA-55再解析データにおける各パターンの近年(1980年～2020年)の長期変動を見ると(Ose et al., 2024)、近年の明瞭な夏季の大陸の昇温を反映して、21世紀末予測の北低南高の変化パターンは近年の長期変動のトレンド(図13.2.1(c))として見ることができる。

熱帯での海面水温や対流活動の将来変化を要因とするPJほかの海面気圧変化パターンについては、将来変化の符号についてCMIP6モデル間の一致度が比較的小さい。CMIP6の21世紀末夏季東アジアの海面気圧の将来変化に見られるPJに似たパターンの応答を見ると、アンサンブル平均はCMIP3の予測(Kosaka and Nakamura, 2011)と同じ位相で、またその変化の大きさもCMIP3の結果と同様にモデル依存性の大きさに比べて小さい。JRA-55再解析データで近年(1980年～2020年)の長期変動を見ると、このパターンはCMIP3やCMIP6の21世紀末予測とは逆符号(日本の南東側に高気圧偏差)の長期変化を示している(Ose et al., 2024)。この状況は、JRA-3Q再解析データの図13.2.1(c)とCMIP6による21世紀末予測の図13.2.6(h)を比較しても認められる。また、現在のところ、北日本太平洋側の北東風頻度増加に関わるオホーツク海高気圧強化は見られていない。

Ose et al. (2024)によると、熱帯での海面水温や対流活動を要因とする、PJパターンのような空間スケールが比較的小さな変化パターンについては、近年の熱帯海面水温変化の地理的分布を反映した長期変動を示す。観測による近年の長期変化とモデルによる21世紀末予測の差異は、近年の熱帯海面水温の昇温量が小さいことのほかに、近年のインド洋から熱帯太平洋における海面水温変化の空間分布が将来予測と逆位相であることに起因している。近年の海面水温分布偏差の原因や今後の変化の見通しは不明である。

以上の解析から、夏季東アジアの将来予測(図13.2.6)について、大陸の昇温を要因とする東シナ海における南風強化や日本付近の北低南高の気圧配置変化傾向についての確信度は高いが、日本の東方海上の低気圧偏差など熱帯海面水温の影響を含めた日本域全体の気圧配置変化の予測としては、確信度が高いとは言えない(確信度は中程度)。このことは、JRA-3Q再解析データの図13.2.1(c)に見る、日本域の夏季海面気圧の近年長期変化が年々変動の標準偏差と比べると小さいことと矛盾しない。

13.3.3 ジェット気流の将来変化

Harada et al. (2013; 2014)によると、CMIP5の冬季の東アジアのジェット気流は日本域から太平洋にかけて強くなり北上傾向にあると予測されているが、これは熱帯降水分布の経度分布変化に伴って生じる定常波の変化、及び関連するストームトラックの影響で説明できる。一方、東南アジアから南シナ海においてもジェット気流は強くなる傾向であり、これは基本場の将来変化(熱帯域での上昇流の抑制)で説明できる。

CMIP5のモデル実験の研究(Endo et al., 2018)によれば、海洋の全球平均昇温の効果や海面水温の昇温地理分布の効果のみを設定した実験では、夏季ジェット気流は現在気候の場合の南側を中心に強まる一方、大陸地表面温度の昇温効果のみを設定した実験では逆に南側を中心に弱くなる。

将来の夏季平均のジェット気流は現在気候時に比べてやや南側で強まるが、これは海洋と大陸上の昇温の2つの効果の打ち消し合いの結果と言える。

更に、Endo et al. (2021) が全球 60 km 大気モデルを使った実験 (図 13.3.3) では、上記の結果が確認されるとともに、季節変化においては、6月 は海面水温の平均的な昇温やその分布の効果が大きく、8月 は大陸昇温とこれに続く北半球中・高緯度の海面水温の昇温の効果大きいことがわかった。また、その効果が拮抗する7月 はモデル間の差異が大きいとされた。

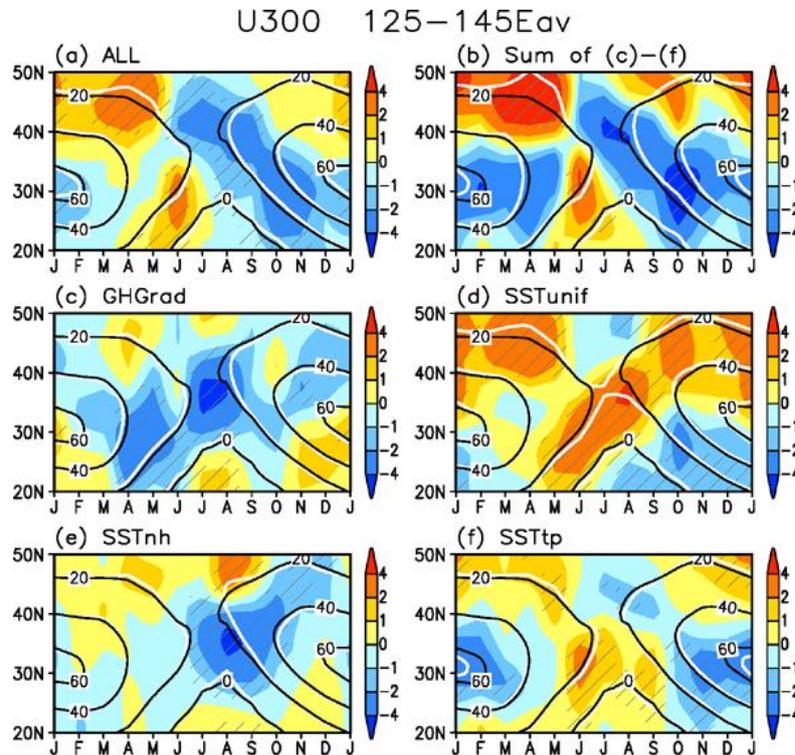


図 13.3.3 21 世紀末温暖化制御実験における夏季東アジア (東経 125-145° 平均) 300 hPa 東西風緯度分布の月別将来変化

- (a) 二酸化炭素 (CO₂) 濃度及び海面水温を 21 世紀末 (RCP8.5) に設定した大気モデル実験と現在気候実験の比較結果。青色系は風速 (m/s) の減少、赤黄色系は増加を表す。黒色等値線は現在気候値、白等値線は 21 世紀末気候値 (RCP8.5)。横軸は月で、1月(J)、2月(F)から 12月(D)、1月(J)を表す。
- (b) (c)-(f)の実験結果の加算結果。
- (c) CO₂ 濃度上昇の効果：CO₂ 濃度のみを 21 世紀末 (RCP8.5) に設定し、海面水温は現在気候値に固定した大気モデル実験と現在気候実験の比較結果。
- (d)海面水温一様上昇の効果：21 世紀末海面水温の熱帯平均昇温値 (2.74°C) を海面水温将来変化として設定し、CO₂ 濃度は現在気候値に固定した大気モデル実験と現在気候実験の比較結果。
- (e) 北半球中・高緯度 (北緯 30 度～90 度) の海面水温パターン変化の効果：北半球中・高緯度は熱帯平均昇温値 (2.74°C) でそのほか海域は 21 世紀末の海面水温昇温分布を与えた大気モデル実験と将来気候実験の比較結果。いずれも CO₂ 濃度は将来気候値。
- (f) 熱帯域 (北緯 30 度～南緯 30 度) の海面水温パターン変化の効果：熱帯域は熱帯平均昇温値 (2.74°C) でそのほか海域は 21 世紀末の海面水温昇温分布を与えた大気モデル実験と将来気候実験の比較結果。いずれも CO₂ 濃度は将来気候値。

(Endo et al. (2021) より、CC-BY 4.0 ライセンス (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) に基づき転載。)

Zou et al. (2022) は、地球温暖化時のジェット気流の緯度変化について、季節別地域別に系統的に調査した。地球温暖化時の高緯度極域の上空では寒冷化が進むため、一般的にジェット気流は極方向にシフトする。しかし、初夏のアジア太平洋域、晩冬の北米大西洋域、冬から春にかけての東太平洋域では、ジェット気流は赤道方向にシフトする。これらは、現在のジェット気流の緯度が北緯約 40 度以南で風速が約 20 m/s より弱いという共通した特徴を持つ。その要因として、対流活動が活発で海面水温の昇温が大きい地域・季節には熱帯上空で強い昇温があり、赤道に近いジェット気流は赤道側にシフトするためと説明した。

観測に基づく研究 (Horinouchi et al., 2019) によれば、6 月から 7 月の東アジアの降水帯 (梅雨帯) は、上層のジェット気流の南側に位置し、季節変化とともに北上する。CMIP5 モデルの現在気候実験及び将来実験においても、ジェット気流と梅雨帯の緯度には同様の関係が認められる。CMIP5 モデルの 4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) の将来実験では、夏季のジェット気流は、平均的に見て現在より南側で強化されて緯度にして 0.94 度南下し、これに伴い梅雨帯のピークの緯度は現在より 0.41 度南側に移動する。

現在気候再現性が高い 5 つの CMIP3 モデルによる予測結果を用いた研究 (Hirahara et al., 2012) では、初夏から盛夏への季節進行の観点で見ると、将来の東アジア域ジェット気流は、季節進行とともに北上する現在気候のジェット気流の南側で強まる傾向であるが、日本域で平均すると梅雨帯の北上の遅れは見られない。全球 60 km 大気モデルの予測結果の研究 (Ose, 2019a) では、降水量の将来変化量は水蒸気量の増加による降水量増加もあり、更に東西方向に流れるジェット気流のほかに南北方向の大気循環の将来変化もまた降水変化の地域分布に関係しているため、結果としての降水量変化予測にはモデル依存性や経度依存性が見られる。