

南半球成層圏における極渦弱体化イベントの統計的特徴とその熱帯循環との関係

野口 峻佑 (九州大学 大学院理学研究院 / 海洋研究開発機構 環境変動予測研究センター)

1. はじめに

冬季に形成される成層圏周極渦が突発的に弱体化・崩壊するイベントである成層圏突然昇温 (SSW) は、中層・高層の大気大循環変動のみならず、対流圏・地表の気候状態にも影響を及ぼすため、多方面からの関心を集めている。特に、北半球においては、(中部成層圏における東西風の逆転を伴う) 大規模 SSW は、3年に2度ほどの頻度で発生しており (e.g., Charlton and Polvani 2007), 冬季の季節予報の成否に多大な影響を与えることから、その生起にかかわる前駆挙動や生起後の影響の詳細について活発な研究が行われている。

その一方で、南半球においては、海陸分布・地形条件から惑星規模波の活動度が低いため、成層圏周極渦が乱されずに強い状態が持続しており、SSW は生起しにくいことがよく知られている。実際、大規模 SSW が生起したのは観測史上 2002 年のみである (e.g., Baldwin et al. 2003; See also *J. Atmos. Sci.* special issue, 2005)。しかしながら、(中部成層圏における東西風の逆転にまでは至らないが、極域温度が急上昇し、南北温度勾配の逆転を伴う) 小規模 SSW は、数年に1度ほどの頻度で生起しており、その影響は必ずしも小規模というわけではない。実際、2019年に生起した小規模 SSW は、中部成層圏の昇温規模、オゾンホール面積への影響、成層圏へ上方伝播してきた惑星規模波活動度の積算、その後の下方影響規模等、上記の2002年を上回っていると言えるものであり、多くの注目を集めた (e.g., Lim et al. 2021)。なお、北半球 SSW についても、大規模 SSW 自体への知見の蓄積もあり、必ずしも東西風の逆転に拘らない定義を考えようとする潮流がある (e.g., Kim et al. 2017; Birner and Albers 2017; Reichler and Jucker 2022)。

近年、Shen et al. (2022) は、上記の2019年事例を1つの契機として、小規模 SSW の定義を改変して抽出した、南半球における極渦弱体化 (WPV) イベントと称する現象の合成解析を行い、その変動特性を示した。再解析データを用いたこの解析においては、WPV イベントは、3年に1度ほどの頻度で生じており、また2000年以降増加傾向にあると示されている。なお、ここで用いられた WPV イベントの定義には、主に以下の3つの条件が用いられる。

- (1) 10 hPa における温度勾配 (南緯 80-90 度と南緯 60-70 度の差) の逆転が5日以上継続し、その最大値が1気候学的標準偏差範囲を超える。
- (2) 10 hPa における南極域温度 (南緯 60-90 度) の

気候学的平均値からの偏差が正である。

- (3) 成層圏最終昇温 (SFW) の生起日から20日以上前である。

他にも、イベント間には60日のインターバルを設けており、また、SFW は Black and McDaniel (2007) の定義 (南緯 60 度における帯状平均東西風の5日移動平均値が 10 m s^{-1} を下回る日を SFW 生起日とする) を他の条件と同じ 10 hPa において改変適用している。上記を満たす、温度勾配の逆転日が WPV の生起日である。

本研究では、この比較的簡単な定義により抽出される WPV イベントの統計的特徴を、大標本を用いて整理した。特に、Shen et al. (2022) においては記述のない、熱帯循環との関係について、更に調査した。まず、その発生の統計的傾向について確認し、発生頻度の年々変動を、熱帯域の海面水温 (SST) 指標により説明できるかを、相関解析によって確認した。ついで、WPV イベントの前駆現象について、合成解析により、熱帯循環変動との繋がりを追跡した。さらに、WPV イベント後の対流圏への下方影響、特に熱帯対流活動への影響 (e.g., Eguchi and Kodera 2007, 2010; Noguchi et al. 2020) の有無をみるために、内部変動成分に限定した合成解析を実施した。

2. データ

解析には、地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測データベース (database for Policy Decision making for Future climate change: d4PDF) の過去実験データ (e.g., Mizuta et al. 2017) と気象庁55年長期再解析データ (JRA-55, Kobayashi et al. 2015) を用いた。d4PDF 過去実験は、気象研究所大気大循環モデルによる各年100メンバーのアンサンブル積分を海面水温等を規定して行ったシミュレーションである。その全期間、1951年から2010年までの60年分を解析に用いるが、南半球におけるオゾン変動の影響や JRA-55 が1958年以降しか存在しないことなどを考慮し、最近30年分 (1981年から2010年) に重点を置いた。すなわち、イベントの合成図解析にあたっては、最近30年分にサンプルを限定した。

WPV イベントの判定にあたっては、条件 (1), (2) において気候値が要求されるが、d4PDF のモデルバイアスの影響考慮が必要となるため、いくつかの条件で予備調査を行った。調査の結果、成層圏周極渦が強いバイアスを持つ d4PDF では、d4PDF 自身の気候値を用いてしまうと、晩春の SFW 的な性質が

強いイベントが多く抽出されてしまうことがわかったため、d4PDF のイベント判定においても JRA-55 気候値を採用することで、WPV イベントを厳選した。すなわち、再解析で抽出されるものと同等基準での WPV イベントの記述に焦点を絞った。気候値の期間は、上述の合成図の事情に合わせ、最近 30 年とした。

3. 結果

3-1. 統計的傾向の確認

まず、d4PDF における WPV イベント発生頻度の解析結果を図 1 に示す。発生個数は、各年で 10-50% の間を変動しているが、平均して 30% (個) ほどの WPV イベントが抽出された。発生時期については、平均としては 10 月上旬となるが、8 月下旬から 11 月上旬までの期間でばらつきがある。

発生個数について、近年増加しているという傾向は見出せず、Kwon et al. (2020) や Shen et al. (2022) らの指摘する 2000 年以降の極渦弱体化イベントの増加は、必然ではないと考えられる。一方で、平均生起日の長期変化傾向については、80 年代にかけて数日の遅れが確認できるが、これはオゾンホールの影響とみられる。ただし、この影響は SFW 生起日についてみられるものと比べて小さい。このため、WPV に対する大気組成変化の影響は顕著ではないと考えられるが、以下では全期間および最近 30 年との結果を併記する。

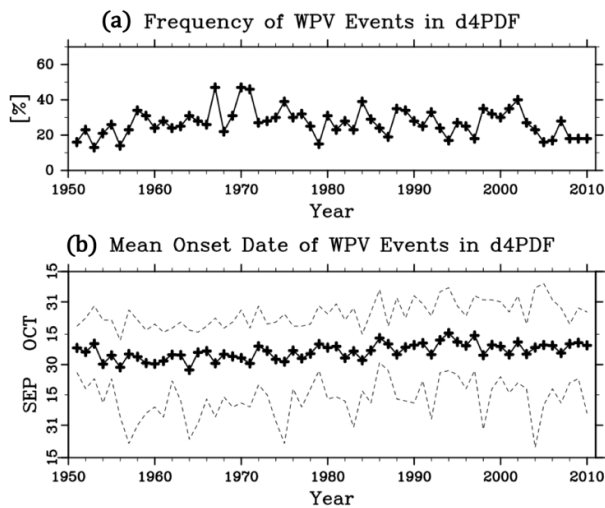


図 1. d4PDF における WPV 発生傾向の年々変動。(a) 発生頻度。各年の発生個数 (もしくは %) を印で示す。(b) 発生時期。各年の WPV 生起日の平均を印で示す。合わせて、各年において最も早かった/遅かった生起日を点線で示す。

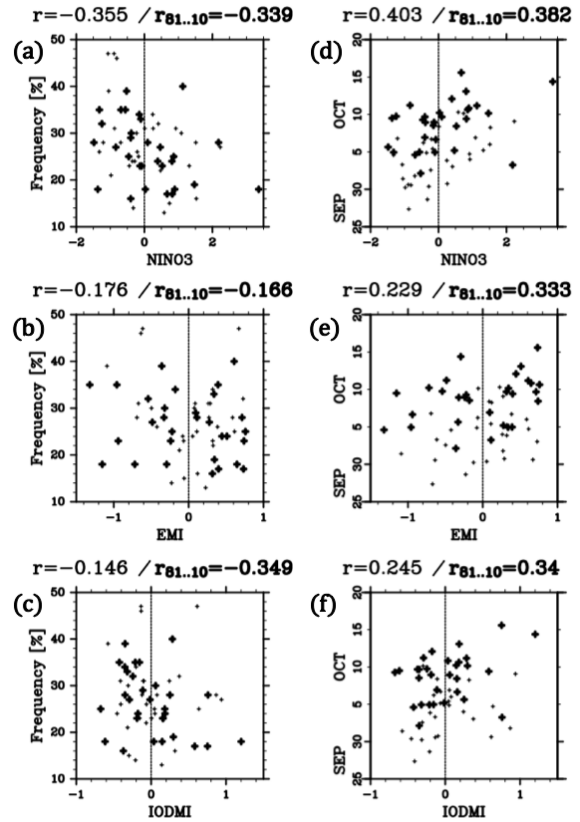


図 2. d4PDF WPV 発生傾向 (左列: 発生頻度, 右列: 発生時期) と熱帯 SST 指標との散布図。上段から順に、NINO3 (a, d), EMI (b, e), IODMI (c, f) との関係。太 (細) 印で 1981-2010 (1951-1980) 年の標本を示す。合わせて、相関係数 (太字で 1981-2010 年の最近 30 年, 細字で 1951-2010 年の 60 年についての計算結果) を各図の上に表示。

ついで、この WPV の発生個数と平均生起日の年々変動について、熱帯域の SST 指標による説明が可能かを調査した。ここで、SST 指標としては、代表的な変動であるエルニーニョ現象、エルニーニョモドキ現象、インド洋ダイポールモード現象の指標として、それぞれ NINO3, EMI, IODMI を用いた。図 2 に各指標との相関関係を確認した結果を示す。全般的に、そこまで強い相関とは言い難いが、強いて挙げるならば、NINO3 との相関が、発生個数と平均日、全期間と最近 30 年のどちらでも、0.3 以上と安定して見られている。すなわち、ラニーニャ (エルニーニョ) 時に、WPV の発生個数が増え (減り)、発生時期も早まる (遅れる) 関係があることがわかった。また、全期間での相関は弱いですが、最近 30 年については、IODMI との相関が NINO3 と同程度に強まっている。

この結果は、エルニーニョよりもエルニーニョモ

ドキの方が南極成層圏温度との相関が高いことを示した Hurwitz et al. (2011) とは異なるものである。一方で、共分散分析に基づき、ラニーニャもしくはエルニーニョモードキという 2 つのモードが南半球成層圏での惑星規模波の増幅に寄与する (特に前者は頑健である) ことを示した Lin et al. (2012) とは整合する。JRA-55 および d4PDF におけるエルニーニョ/ラニーニャ時の基本場の季節進行を確認しても、d4PDF では今回の WPV 生起傾向と整合的な偏差が有意に形成されているが、JRA-55 は有意な偏差を認められない (略)。サンプル数の不足が疑われる。

ただし、南半球高緯度の成層圏状態に対しては、SST 条件以外にも、赤道域準二年周期振動 (QBO) の位相条件が大きな影響を及ぼすことには留意されたい。d4PDF の計算に用いられた大気大循環モデルの設定は QBO を再現しないものであるため、d4PDF における成層圏赤道域では弱い東風状態が持続しており、現実とは乖離している。上記の関係は、あくまで QBO が弱い東風位相の条件に対して成り立つものであると考えられる。なお、実際に、季節予報データを用いた追加解析において、WPV イベントの発生個数および平均生起日の年々変動が、QBO 指標により (ここでみたよりも高い相関係数で) 説明できることが、確かめられている (略)。

3-2. 生起過程と熱帯域からの影響

発生の統計的傾向の確認結果より、ラニーニャ (および最近では負のインド洋ダイポールモード) に相当する熱帯循環場の特徴が、WPV イベントの生起に寄与していると考えられる。そこで、生起前後の循環偏差の合成図を作成し、WPV イベントの前駆現象の特定を試みた。図 3 に、WPV の生起日 (D0) のおよそ 2 週間前から 1 週間後における、中部対流圏 (500 hPa) 高度場の気候平均場からの偏差の経度緯度断面を示す。合わせて、対流活動度の指標として、外向き長波放射量 (OLR) についても同様に気候平均場からの偏差を示す。

まず、高度場偏差についてみると、西半球側 (特に太平洋南東部の南極大陸付近、ベリングスハウゼン海) での高気圧偏差、東半球側での低気圧偏差が、WPV イベント生起日において卓越しており (図 3f)、その傾向はおよそ 1 週間前から発現していることがわかる (図 3d)。この偏差構造は、波数 1 の惑星規模波の増幅・上方伝播に繋がり、成層圏周極渦を変位させる。このようなアムンゼン海からベリングスハウゼン海にかけての高気圧偏差の形成が、波数 1 の惑星規模波の増幅と強く結びつくことは、気候場との干渉との観点からも、よく知られており (e.g., England et al. 2016)、WPV イベントがほぼ極渦変位型

であることとも整合する。ただし、ここで捉えられている特徴として、かなり東方 (ベリングスハウゼン海側) に偏差が形成されている点は、興味深い。これにより惑星規模波の位相構造がより高度とともに西傾したものとなり、顕著な上方伝播が期待されるが、そのピークとして WPV イベントが抽出されていると考えられる。実際、波活動度フラックスの解析 (略) から、波数 1 成分の上方伝播が支配的であることやその顕現期間等が一致することが確かめられており、上記描像が裏付けられる。

さらに、上記のアムンゼン海からベリングスハウゼン海での高気圧偏差の卓越前には、ニュージーランド上空に低気圧偏差が形成されており、低緯度側の波源からの波列構造形成をうかがうことができる (図 3c)。実際、その直前の OLR 偏差を確認すると、メラネシアから南東の領域に、負偏差が伸びており、強い対流活動域が存在していることがわかる (図 3i, j)。これは、南太平洋収束帯 (SPCZ) に対応するが、対流活発域は、そこから南太平洋および南米へと、広がりながら伝播している (図 3k-m)。この描像は、過去の 2002 年事例および 2019 年事例において、SPCZ を起源とした波束伝播を惑星規模波増幅の 1 つの要因として指摘した Nishii and Nakamura (2004) および Shen et al. (2020) のものと整合する。これらの特徴より、ラニーニャや負のインド洋ダイポールモードに伴う赤道西部太平洋域での SST 上昇および対流活動活発化が、SPCZ 活発化を引き起こし、低緯度から中高緯度への波列形成が続いたと捉えられ、WPV イベント発生頻度の年々変動の解析結果を解することができる。ただし、その後も SPCZ 領域では対流活動が活発化しており (図 3n-p)、波列形成・ベリングスハウゼン海での高気圧偏差形成に対して、どの程度の強さの結びつきを求められるかは定かではない。むしろ、OLR 偏差としては、WPV 発生の 1 週間前から直前にかけて、日付変更線付近やオーストラリア域において、正偏差、すなわち、対流活動の抑制が現れていることが、特筆すべきことかもしれない。熱帯域の SST 条件により形成された (外部条件により常時形成されている) 場が、WPV イベント (内部変動) の発現によって乱されている様をみている、と考えられる。

なお、WPV に伴う環状モード偏差の下方伝播および地表での応答は (北半球の SSW 時にみられるものよりも) ゆっくりしており、イベント生起直後にはまだ発現を確認できない (図 3g, h)。ちなみに、Shen et al. (2022) における記述と同様、WPV の影響は、2 週間ほどの遅れをもって地表に達し、負の南極振動に相当する地表偏差パターンが 3 か月ほどの長期間にわたって継続する様も確かめている (略)。

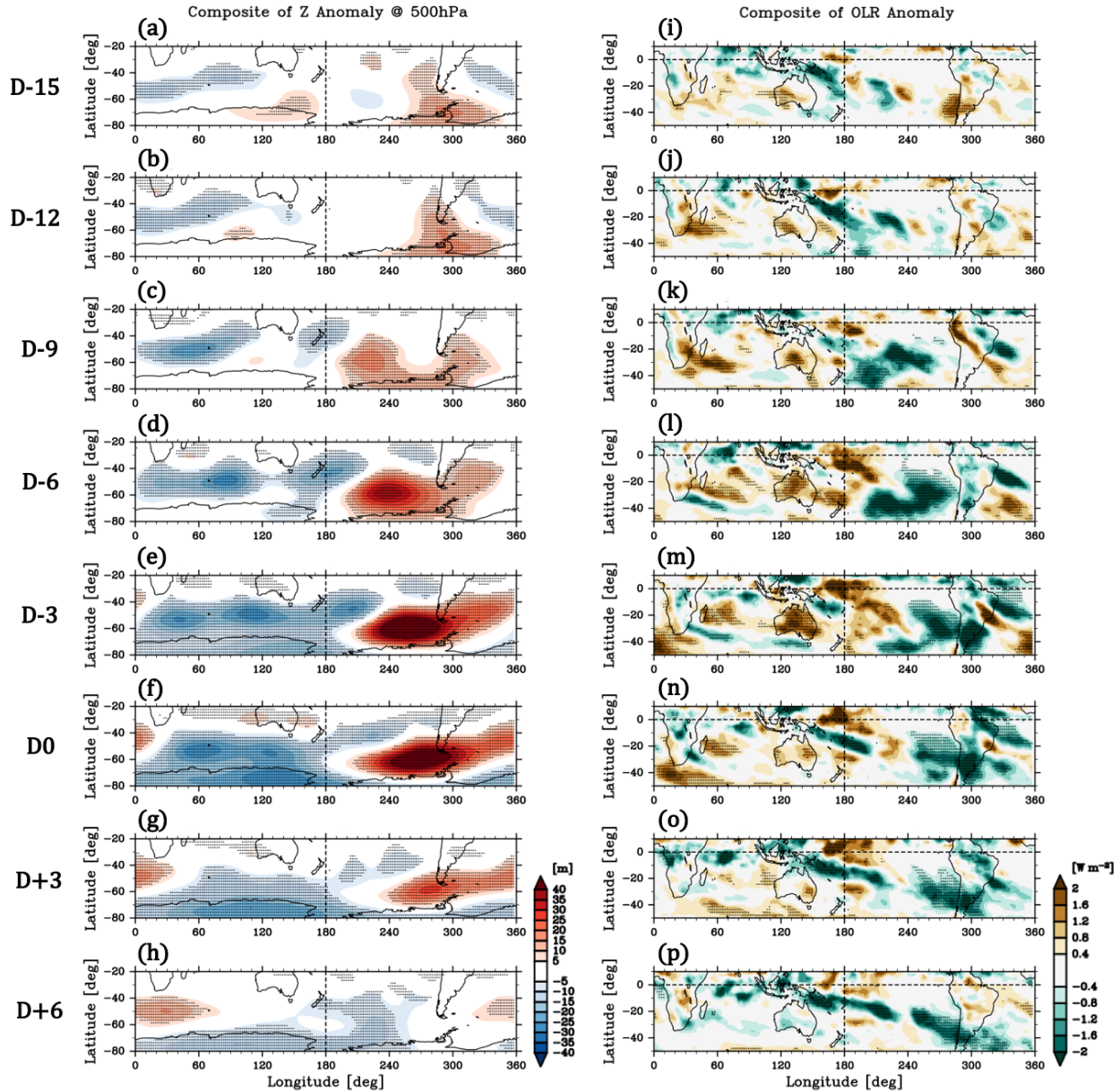


図 3. WPV 生起前後の対流圏偏差の水平分布. 500 hPa 高度場 (左列) および OLR (右列) について、気候値からの偏差を合成. 左に表記した WPV 生起日 (D0) からの相対日を中心とした 3 日平均場を示す. 統計的に有意 (Student の t 検定により 95% 以上) と判定された領域をハッチ掛けして示す.

3-3. 成層圏から熱帯対流圏への影響

WPV イベントの生起に伴う成層圏子午面循環強化によって引き起こされる上部対流圏・下部成層圏 (UTLS) 領域での環境場変化により、熱帯域においても対流圏への下方影響が期待できる. これまでに、顕著な南極 SSW に伴う影響過程の存在が、条件を整えた数値実験により証明されてきた (e.g., Noguchi et al. 2020) が、南半球における比較的小規模なイベ

ントにおいても、そのような影響過程がみられるのかは定かではない. WPV に伴う影響評価が望まれる. しかし、このようなイベントの合成解析においては、イベント生起に好都合な外部条件によって引き起こされる偏差が各所で現れてしまうため、純粋にイベントに伴って引き起こされる変動に焦点を定めることが、通常は困難である. その一方で、d4PDF は、各年にほぼ同様の SST 条件での 100 メンバーのアンサンブルを有するデータであるため、各年のアンサ

ンブル平均からの偏差に着目すれば、SST 以外の要因現象に起因する変動を記述することができる。そこで、WPV について、そのような偏差の合成を行った結果を、図 4 に示す。上から順に、熱帯域における温度、上部対流圏における残差鉛直流、対流活動度 (OLR) の偏差を表す。

まず、温度偏差の時間高度断面に着目すると、WPV を引き起こした波強制によって子午面循環が加速することで、赤道域の上昇流強化に伴う低温偏差が現れていることがわかる。偏差のピークは、中部成層圏では WPV 生起日から 5-10 日後であるが、低温化傾向は生起日の 30 日前から現れている。WPV はあくまで温度勾配の逆転に基づき判定される現象であるが、上部成層圏からの循環駆動はそのかなり前から開始していることがわかる。低温偏差はその後、下部成層圏で持続し、3 か月もの長期間、有意な領域が存在している。しかも、WPV 生起日から 15 日後には、対流圏・地表にまで有意な偏差が侵入している様子も見て取れる。ちなみに、偏差については、(対流圏部分は様子が異なってしまうが) 成層圏部分は、内部変動に起因する偏差でも、通常の気候値から偏差でも、値はほぼ変わらないことを確認している。

上述の低温化に伴い、UTLS 領域の成層安定度が低下するが、これにより熱帯域の既存対流システムの活動はより強くなる (すなわち、この時期、北半球側に上昇流域、南半球側に下降流域が存在するハドレー循環は加速される) ことが期待される。実際、鉛直流および OLR の偏差の時間緯度断面に着目すると、熱帯域北半球側での対流活動 (に伴う上昇流) 強化、熱帯域南半球側での対流活動抑制を、有意なものとして確認することができる。そのピークは、WPV 生起日のおよそ 1 週間前であるが、これは上述の通り、循環駆動は WPV 生起日の前から始まっており、また必ずしも熱帯側の変化を規定するのに適しているわけではない中高緯度側の南北温度勾配指標で定義された生起日を基準にした合成図であるため、仕方のない側面があるものと考えている。興味深いのは、わずかな下部成層圏温度偏差にもかかわらず、対流活動の強化/抑制が、WPV 生起日の後 2 か月以上継続してみられることである。季節予報における予測可能性の源としての期待を抱かせる特徴である。

しかしながら、ここでみた内部変動に伴う偏差の値は、それほど大きくないことには注意しておく必要がある。これには、南半球における WPV という現象自体が、明瞭なタイミングをもって起こるというわけではなく、影響発現のタイミングをしっかりと揃えた合成を作成しにくいから、合成図にみられる偏差はぼやけた印象になるから、という側面もあ

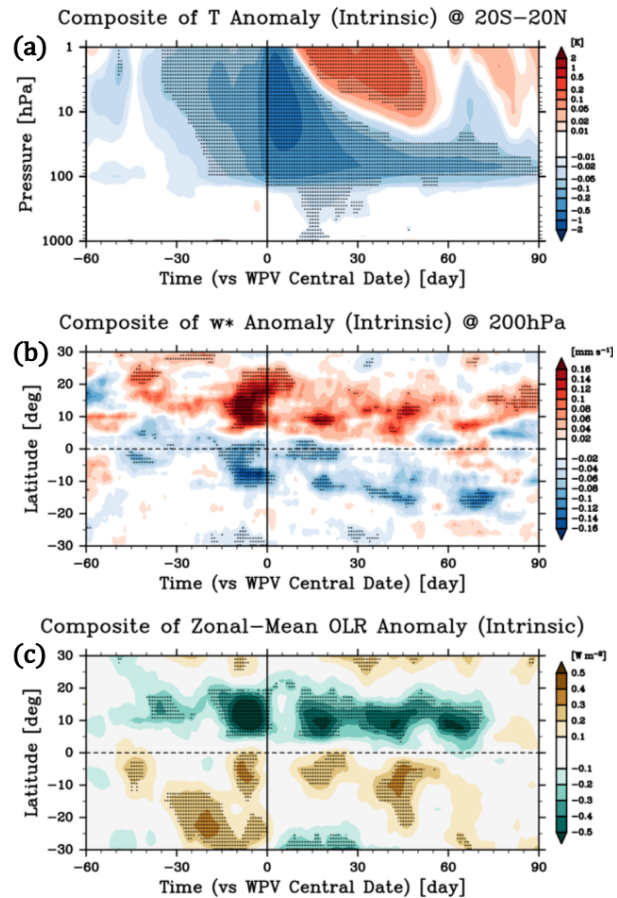


図 4. WPV に伴う熱帯循環変動。内部変動に起因する偏差の合成図 (WPV イベント毎に生起年のアンサンブル平均からの偏差を計算して合成)。(a) 熱帯域 (南緯 20 度から北緯 20 度まで) で領域平均した温度偏差の時間-高度断面。(b) 200 hPa における残差鉛直流および (c) 帯状平均 OLR の偏差の時間-緯度断面。統計的に有意 (Student の t 検定により 95% 以上) と判定された領域をハッチ掛けして示す。(b) と (c) については、平滑化 (10 日移動平均) 処理済み。

る。しかし、それを差し引いても、外部強制 (すなわち、WPV 発生に好都合な SST 状態) に伴う偏差の方が大きいことは認めねばならない。図 5 に示した、WPV に伴う OLR 偏差 (内部変動に伴う偏差および気候偏差からの偏差) の水平分布図を比較すればわかる通り、外部強制の影響も含めると、フィリピン海・海洋大陸からメラネシアへ伸びる対流活動活発化および中部太平洋での対流活動抑制が、強く現れることになる (図 5b)。それに対し、純粋に WPV に伴い発現するのは、日本の南海上・西部太平洋からカリブ海にかけての比較的弱い偏差である (図 5a)。

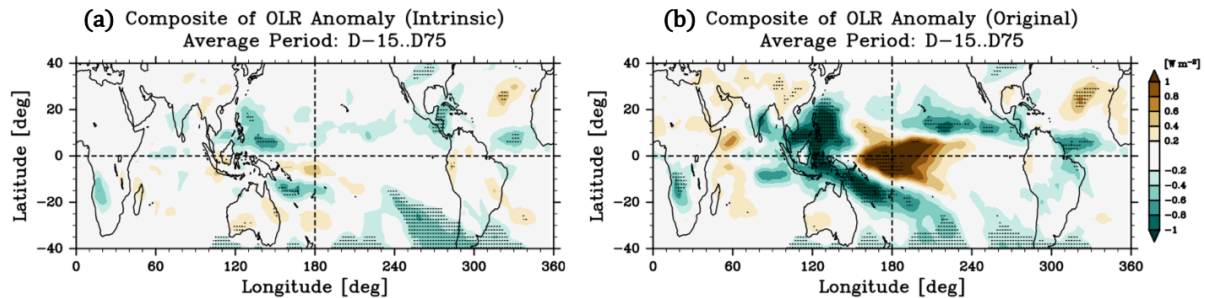


図 5. WPV に伴い発現した OLR 偏差の水平分布. WPV 生起日の 15 日前から 75 日後までの約 3 か月平均. (a) 内部変動に起因する偏差の合成図 (WPV イベント毎に生起年のアンサンブル平均からの偏差を計算して合成). (b) 気候値からの偏差の合成図. 統計的に有意 (Student の t 検定により 95% 以上) と判定された領域をハッチ掛けして示す.

ただし、この内部変動に伴う偏差により、変動の大部分を説明できる地域があることも事実ではある。内部変動に伴う影響は、日本の南海上からオーストラリアの位置する経度帯で大きく、オーストラリア南域の対流活動抑制などは、WPV の影響として説明できると考えている。先に 3-2 でみた WPV 生起日付近での対流活動の抑制は、成層圏を介した過程による干渉とみても良いのかもしれない。

4. まとめ

本研究では、南半球成層圏における極渦弱化イベントの統計的特徴を、大規模アンサンブルデータの解析により確認した。その発生頻度に顕著な長期変化傾向は認められないことから、近年の再解析データの解析に基づく研究の結果には、必然性がない可能性がある。また、発生傾向の年々変動と熱帯域の海面水温指標との相関解析より、ラニーニャ時に極渦弱化イベントが頻発・早期化する傾向があることを見出した。

さらに、抽出した極渦弱化イベントの合成解析により、その前駆挙動や、対流圏 (特に熱帯対流活動) への影響の有無を確認した。前駆挙動としては、西部太平洋域における活発な対流活動がおおよそ 2 週間前にみられ、これを波源とする波束伝播によりベリングスハウゼン海において高気圧偏差がおおよそ 1 週間前から形成され、東西波数 1 の惑星規模波が増幅・上方伝播するという描像を示した。これは、上述したラニーニャ時におけるイベント数増加傾向と整合する。対流圏への影響については、内部変動に伴う偏差の合成図を作成することで、極渦弱化イベントの純粋な影響の描像を試みた。結果、イベント生起に伴う成層圏子午面循環の強化により、熱帯下部成層圏での低温化が起こるが、これが対流圏のハドレ

ー循環の強化 (すなわち、熱帯域の北/南部での対流活動の強化/抑制) を有意に引き起こす様を描くことができた。この熱帯対流活動への影響は 2 か月ほど継続することから、この過程は季節予報における予測可能性の源となる可能性がある。ただし、前提となる外部条件による影響を差し引いたうえでの、評価を行うべきである。

南半球における成層圏周極渦変動をどう定義し、捉えるかは、北半球における成層圏突然昇温をどう定義するか以上に、様々な問題をはらんでいる。顕著な大気組成変化が現れている領域ゆえに、均質と扱える期間が限定され、標本数が不足する。しかし、モデルバイアスの大きな領域であるために、気候シミュレーション結果を用いた統計解析は、現実からの乖離の問題に遭遇しやすい。また、北半球と比べて緩慢な時間発展の特徴は、イベント定義を難しくする。今回採用した極渦弱化イベントの定義は、簡便ではあるが、洗練の余地が多くあると考えざるをえない。これまでの、ほぼ同一の現象である南半球における成層圏対流圏結合イベント (e.g., Thompson et al. 2005; Lim et al. 2018) や最終昇温を対象とした統計解析研究の進展を踏まえ、より適切な現象捕捉方法の提案・統合を進めることが望まれる。

謝辞

JSPS 科研費 (19K14798, 21H01156, 22H00176) の助成を受けた。作図には地球流体電脳ライブラリを用いた。

参考文献

- Baldwin, M. P., Hirooka T., O'Neill, A., and Yoden, S. (2003), Major stratospheric sudden warming in the Southern Hemisphere in 2002: Dynamical aspects of the ozone hole split, *SPARC Newsletter*, **20**,

- SPARC Office, Toronto, ON, Canada, 24–26.
- Birner, T., and Albers J. R. (2017), Sudden stratospheric warmings and anomalous upward wave activity flux, *SOLA*, **13A**, 8-12, doi:10.2151/sola.13A-002.
- Black, R. X. and McDaniel, B. A. (2007), The dynamics of the Northern Hemisphere Stratospheric Final Warming event, *J. Atmos. Sci.*, **64**, 2932–2946, doi:10.1175/JAS3981.1.
- Charlton, A. J., and Polvani, L. M. (2007), A new look at stratospheric sudden warmings. Part I : Climatology and modeling benchmarks, *J. Clim.*, **20**(3), 449-469, doi:10.1175/JCLI3996.1.
- Eguchi, N, and Kodera, K. (2007), Impact of the 2002, Southern Hemisphere, stratospheric warming on the tropical cirrus clouds and convective activity, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L05819, doi:10.1029/2006GL028744.
- Eguchi, N., and Kodera, K. (2010), Impacts of stratospheric sudden warming event on tropical clouds and moisture fields in the TTL: A case study, *SOLA*, **6**, 137–140, doi:10.2151/sola.2010-035.
- England, M. R., Shaw T. A., and Polvani, L. M., (2016), Troposphere-stratosphere dynamical coupling in the southern high latitudes and its linkage to the Amundsen Sea, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **121**, 3776–3789, doi:10.1002/2015JD024254.
- Hurwitz, M. M., Newman, P. A., Oman, L. D., and Molod, A. M. (2011), Response of the Antarctic stratosphere to two types of El Niño events, *J. Atmos. Sci.*, **68**(4), 812-822, doi:10.1175/2011JAS3606.1.
- Kim, J., Son, S. W., Gerber, E. P., and Park, H. S. (2017), Defining sudden stratospheric warming in climate models: Accounting for biases in model climatologies, *J. Clim.*, **30**(14), 5529-5546, doi:10.1175/JCLI-D-16-0465.1.
- Kobayashi, S., Ota, Y., Harada, Y., and co-authors (2015). The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics, *J. Meteorol. Soc. Japan*, **93**(1), 5-48, doi:10.2151/jmsj.2015-001.
- Kwon, H., Choi, H., Kim, B. M., Kim, S. W., and Kim, S. J. (2020), Recent weakening of the southern stratospheric polar vortex and its impact on the surface climate over Antarctica, *Environ. Res. Lett.*, **15**(9), 094072, doi:10.1088/1748-9326/ab9d3d.
- Lim, E. P., Hendon, H. H., and Thompson, D. W. J. (2018), Seasonal evolution of stratosphere-troposphere coupling in the Southern Hemisphere and implications for the predictability of surface climate, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **123**, 12,002–12,016, doi:10.1029/2018JD029321.
- Lim, E. P., Hendon, H. H., Butler, A. H., and co-authors (2021), The 2019 Southern Hemisphere stratospheric polar vortex weakening and its impacts. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **102**(6), E1150-E1171. doi: 10.1175/BAMS-D-20-0112.1.
- Lin, P., Fu, Q., and Hartmann, D. L. (2012), Impact of tropical SST on stratospheric planetary waves in the Southern Hemisphere, *J. Clim.*, **25**(14), 5030-5046, doi:10.1175/JCLI-D-11-00378.1.
- Mizuta, R., Murata, A., Ishii, M., and co-authors (2017), Over 5,000 years of ensemble future climate simulations by 60-km global and 20-km regional atmospheric models, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **98**(7), 1383-1398, doi:10.1175/BAMS-D-16-0099.1.
- Nishii, K., and Nakamura, H. (2004), Tropospheric influence on the diminished Antarctic ozone hole in September 2002, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L16103, doi:10.1029/2004GL019532.
- Noguchi, S., Kuroda, Y., Kodera, K., and Watanabe, S. (2020), Robust enhancement of tropical convective activity by the 2019 Antarctic sudden stratospheric warming. *Geophys. Res. Lett.*, **47**, e2020GL088743. doi:10.1029/2020GL088743.
- Reichler, T., and Jucker, M. (2022), Stratospheric wave driving events as an alternative to sudden stratospheric warmings, *Weather Clim. Dynam.*, **3**(2), 659-677, doi:10.5194/wcd-3-659-2022.
- Shen, X., Wang, L., and Osprey, S. (2020), Tropospheric forcing of the 2019 Antarctic sudden stratospheric warming, *Geophys. Res. Lett.*, **47**, e2020GL089343, doi:10.1029/2020GL089343.
- Shen, X., Wang, L., Osprey, S., Hardiman, S. C., Scaife, A. A., and Ma, J. (2022), The life cycle and variability of Antarctic weak polar vortex events, *J. Clim.*, **35**(6), 2075-2092, doi:10.1175/JCLI-D-21-0500.1.
- Thompson, D. W. J., Baldwin, M. P., and Solomon, S. (2005), Stratosphere–troposphere coupling in the Southern Hemisphere, *J. Atmos. Sci.*, **62**(3), 708–715. doi:10.1175/JAS-3321.1.