

西風イベントとエルニーニョ・南方振動の相互作用に関する研究

—2018年度山本賞受賞記念講演—

林 未知也*

1. はじめに

日本気象学会山本賞の受賞を大変嬉しく思います。受賞対象の論文3報は(Hayashi and Watanabe 2016, 2017, 2019), 東京大学大気海洋研究所において執筆しました学位論文(Hayashi 2016)に含まれる内容について, 指導教員である渡部雅浩准教授(当時)と共著論文として出版したものです。これらはいずれも, 東部熱帯太平洋の海面水温の年々変動により特徴付けられるエルニーニョ・南方振動(El Niño-Southern Oscillation: ENSO)と, 赤道付近で数日から数週間持続する強い表層西風偏差として定義づけられる西風イベント(Westerly Wind Event: WWE)を主題としています。ENSOとWWEは互いに相互作用することが知られている一方で, 両者の時間スケールに大変大きな違いがあるために単一の数値モデルで同時に表現することは依然として容易ではなく, また限られた観測データから因果関係を導き出すことも困難です。本研究では, 階層的な数値モデルと観測データを用いることで, WWEとENSOの結合の理解進展を試みました。まず本節では, 受賞対象論文3報の解説への導入を兼ねて, ENSOの典型的なメカニズムや現象の複雑性と諸問題, WWEとENSOに関する先行研究の概要をまとめます。

ENSOとは, 大気と海洋の力学的および熱力学的な相互作用を通じて約3-7年の年々周期で発生する熱帯太平洋において卓越した変動であり, 東部熱帯太平洋の海面水温(Sea-Surface Temperature: SST)が

平年より暖かいエルニーニョと冷たいラニーニャの状態を繰り返します。第1図に示される赤道域のSSTの平年からのずれ(偏差)を見ますと, 例えば, 1997年の北半球春先から冬季にかけて強いエルニーニョの成長と, 引き続いて約2年間にわたるラニーニャの持続が確認されます。エルニーニョの時には平年時に吹いている東風貿易風が弱まることで西風応力偏差が赤道付近で持続しており, 通常は西太平洋でみられる活発な降水および深い温度躍層が東へと広がっています。西風偏差が下降流を伴う海洋ケルビン波を赤道上に引き起こすことで温度躍層付近を東進する暖水偏差を海洋亜表層にもたらし, その暖水は赤道湧昇流に伴う鉛直移流によって海洋表層へ運ばれます(温度躍層フィードバック)。同時に, 西風偏差は東向きの表層流を駆動するため, 東西移流によって西側のより暖かい表層水を東へ運びます(東西移流フィードバック)。そうして暖まった海面は対流雲の発生を促すことにより, 赤道域で上昇気流と下層西風を強めるため(Gill 1980), 力学的な正のフィードバックを通じてさらに海面を暖めます(Bjerknes 1969)。一方で, 雲量の増加は海面に日陰を増やすことで短波放射の入射を抑制し, また暖まった海面は蒸発による潜熱放出を促進するため, 熱力学的な負のフィードバックとしてSSTの上昇を抑えます。これらの正と負のフィードバックのバランスによってエルニーニョの成長率は主に決まると考えられています(Jin *et al.* 2006, 2020)。そして, 赤道の西風偏差は次第に海洋亜表層に溜まった暖水をスヴェルドラップ輸送によって極方向へ放出するよう働き, 海面は徐々に冷やされ, エルニーニョは終焉します(Wyrtki 1985)。逆に, SSTの負偏差が同様のフィードバックによって成長するとラニーニャが発生します。このようなENSOの典型的なライフサイクルは, Cane and Zebiak (1985)によって初めて力学的

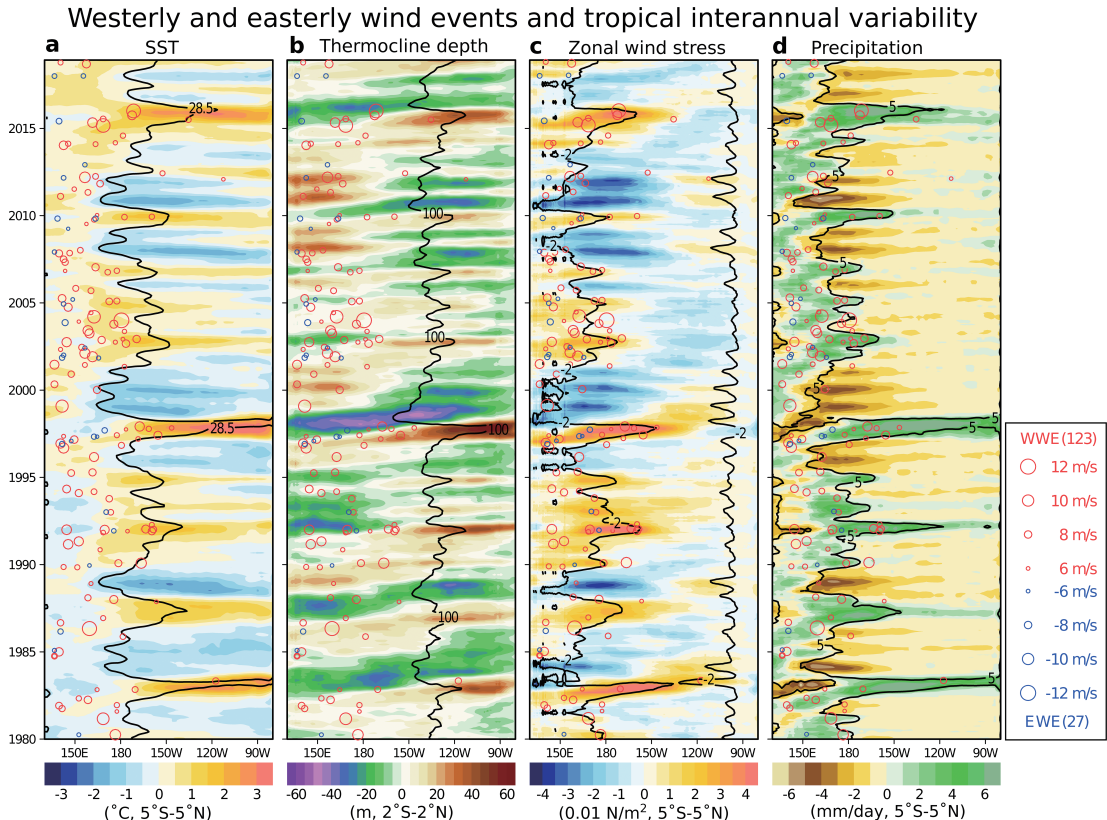
* ハワイ大学マノア校大気科学科
michiyah@hawaii.edu

—2019年7月8日受領—
—2019年10月14日受理—

数値モデルを用いて実証されました。諸説ありますが、彼らのモデルを低次元化した充填放出振動子 (Jin 1997a, b) は、観測データと整合するだけでなく (Meinen and McPhaden 2000)、気候モデルがシミュレートする ENSO 力学の評価にも利用されています (Vijayeta and Dommenguet 2018)。ENSO の基礎的なメカニズムについては、例えば気象研究ノート第228号 (和方 2013; 渡部 2013) や、一般向けには木本 (2017) の第4節にわかりやすく日本語で記述されています。

実際に観測される ENSO は、第1図に見られるように、簡素な理論で得られる理想的な振動とは異なり時空間的に大変複雑に振る舞います。まず、ENSO の変動はあまり規則的ではありません。エルニーニョが時

折とても大きな振幅になるのに対してラニーニャはより長期間持続する傾向にあることは、「ENSO の非対称性」と呼ばれます (Burgers and Stephenson 1999)。また、熱帯太平洋東部の平年時に冷たい領域 (冷舌) で SST が昇温する東太平洋 (EP) 型エルニーニョに加えて、太平洋西部の SST が暖かい領域 (暖水域) の東端にあたる日付変更線付近で昇温する中央太平洋 (CP) 型エルニーニョが共存していることは、「ENSO の多様性 (diversity)」もしくは「ENSO のフレーバー (flavor)」として2000年後半に多く報告されました (Capotondi *et al.* 2015)。近年では、これらに代表される時空間的な特徴を総称して「ENSO の複雑性 (complexity)」と呼ばれています (Timmermann *et al.* 2018)。その複雑性のために ENSO が大気テレコネ



第1図 太平洋赤道域における WWE と EWE の発生と海洋場年々変動の時間経度図。赤と青の丸印はそれぞれ WWE と EWE の発生日・経度および振幅 (凡例参照) を示す。陰影は5ヶ月移動平均された海洋場の偏差 (左から SST, 20°C等温線に基づく温度躍層深度, 東西風応力, 降水)。背景場年々変動の指標として SST 28.5°C と温度躍層深度100m, 風応力 -0.02N m^{-2} , 降水 5 mm day^{-1} の等値線を示す。SST と温度躍層深度は気象庁気象研究所の水温データ (Ishii *et al.* 2017)、風応力は ERA5 (Copernicus Climate Change Service 2017)、降水は GPCP (Adler *et al.* 2003) の月平均データを使用。WWE 123事例と EWE 27事例は、JRA-55の表層東西風から抽出 (第3節参照)。

クシオンを通じて世界各地に与える影響が異なるため、その理解や予測は重要な課題です。

気候変動や地球温暖化の研究のために開発が進められている世界各国の気候海洋結合した全球気候モデル (Coupled atmosphere-ocean General Circulation Model: CGCM) は今の所、ENSOの振幅を観測値に近い程度に表現しているように見えます。それにも関わらずモデルの大多数は、エルニーニョとラニーニャの非対称性を顕著に過小評価していることや (An *et al.* 2005; Bellenger *et al.* 2014)、多様なエルニーニョをシミュレートできていないなど (Ham and Kug 2012)、ENSOの複雑性を適切に表現できていないのが現状です。その要因はいくつか考えられます。例えば、気候モデルのSSTや雲のバイアスなどにより、ENSOの基本的な力学的・熱力学的フィードバックがともに過小評価されているにも関わらず、それらメカニズムのエラーが相殺されることで現実的なENSOの成長率を生み出している可能性があります (Guilyardi *et al.* 2009; Bayr *et al.* 2018, 2019; 渡部 2013)。また、幅広い時間スケールの現象と相互作用することでENSOの複雑性がもたらされるとも考えられてはいますが、熱帯気象において降水や東西風などが30-60日周期で変動するマッデン・ジュリアン振動 (Madden-Julian Oscillation: MJO, Madden and Julian 1971, 1972) や太平洋冷舌付近において20-40日周期で海洋表層を西進する熱帯不安定波動 (Tropical Instability Wave: TIW, Legeckis 1977) のような、年々変動よりも高周波な現象 (ノイズ) を表現することも解像度の低い多くの気候モデルにとって困難です (Graham 2014; Ahn *et al.* 2017)。これからENSOの複雑性の理解をより深めるためには、気候モデルの改良を絶え間なく進めると同時に、それとは異なる手法と限られた観測データを組み合わせて調査を行う必要があります。

さて、大気の高周波現象の一つであるWWEがENSOに与えるインパクトは、観測データの解析や数値モデル実験により調査されてきました。ここで、WWEは西風バーストとも呼ばれますが (清水 2017)、数日から数週間にわたり赤道付近で強い下層西風偏差となる事例の総称です (Luther *et al.* 1983)。WWEは、MJOに伴って生じることが多く、また西・中央太平洋で発生しやすいことが分かっています (Hartten 1996; Harrison and Vecchi 1997; Seiki and Takayabu 2007a)。第1図に示した年々変動に重ねて、再

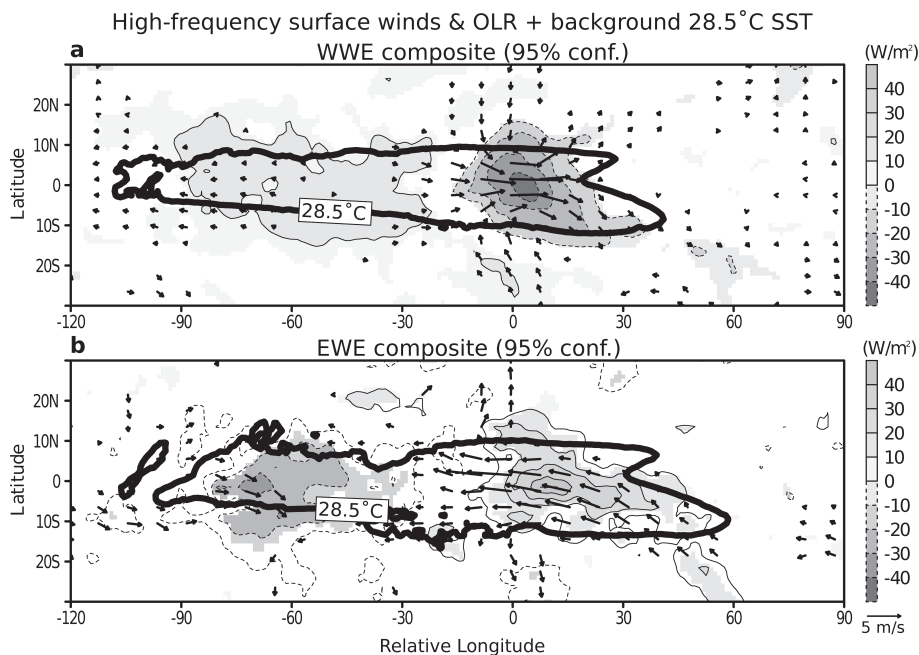
解析データ Japanese 55-year Reanalysis (JRA-55, Kobayashi *et al.* 2015) の表層東西風偏差の季節内周期より高周波な成分から抽出されたWWEと、その東風の対現象として定義される東風イベント (Easterly Wind Event: EWE) が描かれています。詳細は第3節で述べますが、明らかな特徴の一つは、WWEの方がEWEよりもはるかに多く発生することです。また、第2図に示した外向き長波放射 (Outgoing Longwave Radiation: OLR) 偏差の平均構造を見てみると、WWEは活発な、EWEは不活発な積雲対流を伴っており、どちらもSSTが28.5°Cよりも高い暖水域の東端付近で発生しやすいという特徴があります。WWEに伴う強い赤道西風応力は東向きを表層流による東西移流でSSTを暖める一方で、同時に励起される海洋赤道ケルビン波が東進しながら赤道湧昇流を弱めて温度躍層を押し下げることにより約2ヶ月遅れて太平洋東部を暖めます。このことは観測やモデル実験から確認されています (Vecchi and Harrison 2000; Belamari *et al.* 2003; Chiodi *et al.* 2014)。また海洋モデルによる実験から、WWEに伴うSSTの応答は背景場の風応力および温度躍層の状態やSST東西勾配などに依存することが指摘されてきました (Harrison and Schopf 1984; Harrison and Giese 1988; Fedorov 2002)。同様の仕組みにより強い東風偏差が熱帯太平洋を強く冷やすことで、EWEが1997-1998年のエルニーニョ終焉に貢献したと言われており (Takayabu *et al.* 1999; Miyakawa *et al.* 2017)、EWEのSSTに対する影響も海洋モデルを用いて調査されてきました (Chiodi and Harrison 2015; Hu and Fedorov 2019)。大気と海洋の高頻度かつ大規模な観測データは限られるために、数値モデルを用いた研究は有用です。しかし、現実にはWWEやEWEへのSST応答はさらに降水や大気循環と相互作用するため、海洋モデルだけではなく大気海洋結合したモデルを用いて調査することによって、強い季節変化を伴う熱帯降水や太平洋冷舌などの影響を総合的に考慮することがより好ましいでしょう (Latif *et al.* 1988; Hayashi and Watanabe 2019; Fan *et al.* 2019)。

WWEやEWEのような大気ノイズはSSTを変える一方で、それらの発生は純粋に確率的 (additive noise) ではなくENSOに伴う環境場の変動に依存 (multiplicative noise) していることが指摘されてきました。実際にWWEは、エルニーニョの間に多く観測されるのに対して、ラニーニャの間にはほとんど発生していま

せん (Vecchi and Harrison 2000). 同様に, 太平洋西部における SST および海面気圧の偏差的な東西勾配を伴って暖水域が東へ拡大している場合に WWE がより発生しやすいと報告されており (Yu *et al.* 2003; Lengaigne *et al.* 2003; Eisenman *et al.* 2005; Miyama and Hasegawa 2014), 暖水域付近から東へ張り出した背景場下層西風の収束によって高周波な運動エネルギーが力学的に集積されることに起因するという説明もなされています (Seiki and Takayabu 2007b; Sooraj *et al.* 2009). また, 1997年の強い EP 型エルニーニョや2002年の CP 型エルニーニョは, 複数の WWE によって駆動されたとも考えられています (McPhaden 1999, 2004). したがって, WWE の ENSO に対するインパクトを調べる上で, 大気ノイズの環境場依存性 (state dependence) は考慮されるべき特性でしょう.

ENSO の複雑性を表現するために, 簡素なモデルにおいて環境場依存な確率的ノイズのパラメタ化がいくつか試みられてきました. 例えば, ENSO 低次元モデルの一つである充填放出振動子 (Jin 1997a) におい

て, 太平洋東部の SST 昇温に伴いノイズが増幅するようパラメタ化することで, ENSO の非対称性を表現しました (Jin *et al.* 2007, Levine and Jin 2010). 同様の結論は, Zebiak and Cane (1987) の ENSO モデルのように, 熱帯太平洋 SST 構造を表現できるほど (中程度に) 複雑な大気海洋結合モデルを用いることでも得られています (Perez *et al.* 2005; Eisenman *et al.* 2005; Gebbie *et al.* 2007). 一方で, 中程度に複雑な結合モデルに環境場依存な WWE をパラメタ化することで ENSO の多様性をシミュレートできると指摘もされました (Lian *et al.* 2014; Chen *et al.* 2015). ところが, 同等のモデルには CP 型・EP 型エルニーニョのような内部モードが存在すると考えられており (Bejano and Jin 2008; Xie and Jin 2018), どちらも純粋に確率的なノイズによっても引き起こされ得るので, それらの先行研究においてノイズの環境場依存性が ENSO の多様性に対して必要かどうかは依然として曖昧です. また, パラメタ化で得られる WWE が観測と同等の振る舞いをしていかにについても疑問が残ります



第2図 WWE と EWE のイベント中心経度に相対的な平均構造. 陰影と等値線は OLR, ベクトルは表層風の高周波成分 (3-90日周期). 太実線は背景場 SST の 28.5°C 等値線. ベクトルと陰影は95%有意な値のみを描画. NOAA の OLR (Liebmann and Smith 1996) と SST (Reynolds *et al.* 2007) および JRA-55の表層風の日平均データを用いた. 解析期間は1982-2013年. Hayashi and Watanabe (2016) の Figure 3 を元に作成.

す。例えば、太平洋東部の SST 昇温や暖水域の東方拡大に伴って WWE の発生頻度や強度を増やす手法がありますが (Eisenman *et al.* 2005; Lian *et al.* 2014; Chen *et al.* 2015), エルニーニョの最盛期以後にあまり WWE が観測されないことと整合しないでしょう (第 1 図; Seiki and Takayabu 2007a)。WWE の環境場依存性を代表する環境場の指標を観測データから慎重に検討した上で、ENSO モデルにパラメタ化を施すことによって、WWE と ENSO の複雑性との関係を調査することが求められます。

以上のように、ここに全てをまとめることはできませんが、大気ノイズと ENSO の関係はこれまで様々な手法で研究されてきました。それでもなお堅固な理解には至っておらず、いくつもの課題が残されています。そこで、WWE と ENSO の結合の理解を深めるために、以下の 3 点に着目した研究を行いました：

- ・ WWE に対する大気海洋結合系の応答を最大化する要因は？
- ・ WWE および EWE の非対称性と環境場依存性に関する観測的根拠と仕組みは？
- ・ WWE の環境場依存性が ENSO の複雑性に果たす役割は？

前置きがやや長くなりましたが、第 2、3、4 節では、受賞対象となった研究を元に上記 3 点についての要点をそれぞれまとめます。そして本稿の最後に、今後取り組まれるべき課題についていくつか述べたいと思います。

2. WWE への大気海洋結合系応答

WWE による強い西風が 2 ヶ月ほど後に東部熱帯太平洋の海面を暖める傾向にあることは観測や海洋モデルにより示されてきましたが、SST の変化はさらに大気と相互作用するため大気海洋結合モデルを用いた調査がより好ましいことは既に第 1 節で述べました。Latif *et al.* (1988) が当時の CGCM を用いて WWE を模した西風応力強制への応答を調べたところ、SST 応答が大気循環と相互作用することが WWE に伴う昇温に貢献することが分かりました。しかしながら、モデルの解像度の低さと降水のバイアスなどにより、熱帯収束帯 (Inter-Tropical Convergence Zone: ITCZ) のような季節変化の強い背景場をシミュレートすることが難しかったために、WWE 強制を与える時期を 1 月と 7 月とで比較しましたが SST 昇温の明らかな違いは得られませんでした。そこで、東部熱帯太平洋の

ITCZ と冷舌の季節性を現実的に表現している CGCM の一つである MIROC5 (Watanabe *et al.* 2010) の最新版 (MIROC5.2) を用いた数値実験を実施することにより、WWE が発生する時期や経度が昇温応答に与えるインパクトを調査しました。MIROC は東京大学大気海洋研究所と国立環境研究所、海洋研究開発機構で共同開発されてきた気候モデルで、ここで使用する大気解像度は T85 で鉛直 40 層、海洋解像度は熱帯域で東西 1° ・南北 0.5° 程度で鉛直 63 層です。本モデルは背景場季節サイクルの再現性に加えて、観測的な熱帯風応力偏差で強制される実験において全球平均気温の経年変動を現実的に再現することや (Watanabe *et al.* 2014)、ENSO のフィードバック過程を比較的観測に近いレベルで表現していることは確認されています。

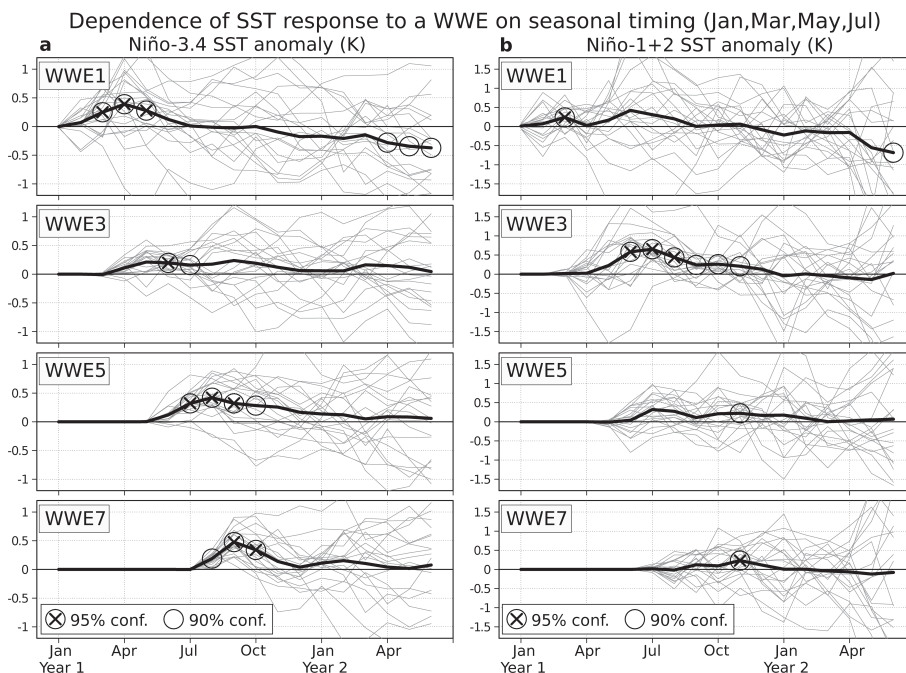
MIROC5.2 に単発の WWE を模した赤道上の西風応力強制を様々な時期 (1 月、3 月、5 月、7 月) や経度 (160°E , 180° , 160°W) を中心に与える 12 組のアンサンブル実験を実施することによって、それぞれの WWE に対する強制応答を得ました。まず、ENSO との相互作用を除いた WWE の影響をとらえるために、ENSO 的に中立な大気海洋の初期値を用います。WWE 強制を加えない 30 年分の参照実験 (HIST-REF) から得られる 1 月 1 日の初期値 30 組から 29 組を平均することによって、30 年平均から僅かにずれた異なる海洋の初期状態を 20 組作成しました。大気初期値には 30 年平均のみを用います。それらの初期値から WWE 強制を加えない実験 (REF) と加える実験を 20 組それぞれについて 18 ヶ月積分しました。WWE 強制の中心経度に対する応答の依存性は小さいことが確認されたので、ここでは 160°E を中心として異なる時期に与えられる WWE 強制の寄与 (REF からの差) のみを示します。

さて、WWE の時期に大気海洋結合系の SST 応答はどのように依存するのでしょうか。1 月から 7 月まで異なる時期に与えた WWE 強制の SST への寄与を、ENSO 指標として用いられる Niño-3.4 領域 ($120^\circ\text{--}170^\circ\text{W}$, $5^\circ\text{S--}5^\circ\text{N}$) および熱帯太平洋東端に相当する Niño-1+2 領域 ($80^\circ\text{--}90^\circ\text{W}$, $0^\circ\text{--}10^\circ\text{S}$) について第 3 図にまとめています。最も Niño-3.4 SST の正偏差が持続したのは WWE を 5 月に与える場合であり、8 月に約 0.5K に達するピークを伴い昇温が 5 ヶ月程度持続しました。同様の強い昇温ピークは 1 月と 7 月の WWE に対しても確認されますが、その継続期間は短いようです。3 月の WWE への Niño-3.4 SST 応答は

最大0.2K程度と弱く、またメンバー間でのばらつきが大きく応答の不確実性が高いです。一方で Niño-1+2 領域においては、3月に WWE を与える場合のみ数ヶ月持続する有意な昇温が起きました。したがって、熱帯太平洋を広く暖めるためには5月に WWE が起こると効率的ですが、3月の WWE は太平洋東端のみを暖める傾向にあることが一連のモデル実験から分かります。実際、Niño-3.4 SST 応答の強制実験間の寄与差の有意性が最も高かったのは3月と5月の間であることが確認されたため (Hayashi and Watanabe 2019)、北半球春先の WWE に引き続く熱帯太平洋昇温の程度は、WWE が発生する時期に敏感だと言えます。このことは、MIROC5.2と同等の解像度を持つアメリカ大気研究センター開発のCGCM (CESM V1.2.2) を用いて実施された最近の研究で (Fan *et al.* 2019)、3月よりも6月のEWEを模した東風応力強制がより有意に東部熱帯太平洋を冷やしていたことと整合的ですので、CGCM が適切に季節性を表現していれば、WWE および EWE が発生する時期は

確かに応答の仕方を左右すると言えるでしょう。では、なぜその時節に大きな差が生じるのでしょうか。

本研究のモデル実験では、5月の WWE に引き続く東部太平洋赤道付近の昇温に伴って、平年は5°-10°N 付近に位置する ITCZ の降水が赤道側で活発・北側で不活発となりました。つまり、エルニーニョ発達期に観測されるのと同様に (Xie and Yang 2014)、ITCZ の南下が持続的に起きていました。それに対応して、赤道向きの海上風および表層流偏差が ITCZ と赤道の間で確認されました。海洋混合層の熱収支解析によると、7月から8月にかけて海洋ケルビン波が東向き流および下向き流の偏差を引き起こすことで温度移流により赤道付近を強く暖め、それに加えて8月から10月にかけて ITCZ 南側での熱の北向き輸送および海面からの潜熱放出が弱まることで昇温を継続させていることが分かりました。後者は風・蒸発・SST フィードバック (Xie and Philander 1994) として知られています。詳細は Hayashi and Watanabe (2019) を確認してください。これらの昇温過程には、冷舌および



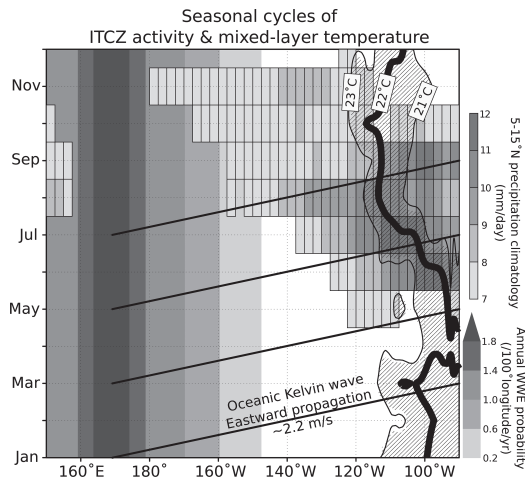
第3図 大気海洋結合モデル MIROC5.2を WWE で強制して得られた SST 応答。上から1月、3月、5月、7月中旬に160°E を中心に WWE 西風応力強制を与えた結果。(a) Niño-3.4 と (b) Niño-1+2 SST 偏差の参照実験から強制実験の差。黒実線はアンサンブル平均でマークは統計的に有意な差を示す (凡例参照)。細実線は全20組の値。Hayashi and Watanabe (2019) の Figure 4 を元に作成。

ITCZ 降水の季節的強まりが主要な役割を果たしています。

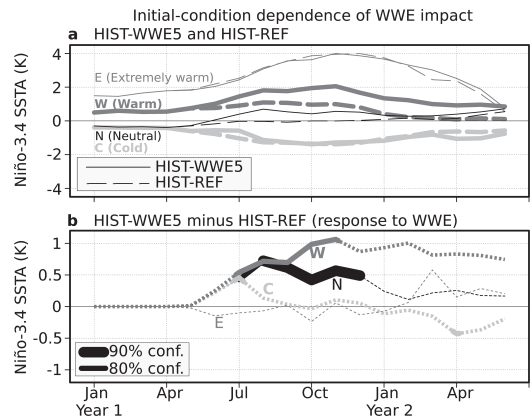
東部熱帯太平洋における MIROC5.2 の季節性は観測と整合的ですので、観測データを用いて WWE の発生時期と大気海洋季節性の関係を模式的に第 4 図へ示します。ここで、表層 50m 平均した Ishii *et al.* (2017) の赤道上的水温データと、Global Precipitation Climatology Project Version 2.3 (GPCP, Adler *et al.* 2003) の 5° – 15° N の降水データから得られる 1981–2010 年の季節変化する平均場を描画しています。海洋ケルビン波の東進速度を約 2.2 m s^{-1} としますと、WWE が最も発生しやすい 170°E 付近から 2 ヶ月ほどで海洋シグナルが太平洋東部へ到達します (図中の実線参照)。3 月に WWE が起きたとしますと、5 月頃にはまだ ITCZ は不活発であり、冷舌も 90°W 以東へ留まることから、太平洋東端での鉛直移流に伴う昇温のみが期待されます。一方で、5 月に WWE が起きると、7 月以降に西へ拡大した冷舌が 110°W 付近で鉛直移流に伴う昇温をもたらし、活発な ITCZ を赤道方向へ南下させるこ

とで前の段落に記したメカニズムにより昇温がさらに持続することが期待されます。したがって、大気海洋結合系の背景場季節性は、5 月頃に西・中央太平洋で発生する WWE が熱帯太平洋を効率的に暖める方向に寄与しています。

ここまで、ENSO 的に中立な初期状態を用いることで、WWE への応答の季節依存性を ENSO 力学と切り離して明らかにしました。しかし実際には、WWE の寄与は ENSO の状態にも敏感であることが知られています (Lengaigne *et al.* 2004; Fedorov *et al.* 2015)。したがって本節の最後に、同モデル実験に HIST-REF 実験の初期状態 25 年分を用いることで、昇温に効率的であった 5 月の WWE への応答に対して ENSO 状態が与えるインパクトを示します。HIST-REF 実験の 7 月–11 月で平均した Niño-3.4 SST 偏差 ($T_{3.4}$) に応じて 25 組の初期状態を 4 グループに分類します: $T_{3.4} \leq -0.5$ (K) の 10 組を C (cold), $-0.5 < T_{3.4} < 0.5$ の 7 組を N (neutral), $0.5 \leq T_{3.4} < 3.0$ の 6 組を W (warm), $3.0 \leq T_{3.4}$ の 2 組を E (extremely warm) とします。第 5 図 a



第 4 図 ITCZ と東部太平洋冷舌の季節性と WWE に伴う海洋応答の模式的関係。ITCZ は 5° – 15° N の降水強度を箱付き陰影で、冷舌は混合層 (表層 50m) 海水温度の 2°S – 2°N 平均の 21°C , 22°C , 23°C 等値線で、それぞれ表現している。WWE の通年発生頻度を陰影で示してあり、その最大経度 (約 170°E) から 90°W まで 2 ヶ月で東進する海洋ケルビン波の経路を模した実線を描いている。GPCP の降水データと Ishii *et al.* (2017) の水温データの 1981–2010 年平均値を用いた。Hayashi and Watanabe (2019) の Figure 15 を元に作成。



第 5 図 WWE 強制に対する SST 応答の初期値依存性。(a) 分類 W, E, N, C の初期値に対応する参照実験 (HIST-REF) と 5 月 WWE を 160°E 中心に与えた強制実験 (HIST-WWE5) における Niño-3.4 SST 偏差のアンサンブル平均。(b) 参照実験から強制実験の平均差 (実線は統計的に有意な期間、図中の凡例参照)。Hayashi and Watanabe (2019) の Figure 13 を元に作成。

の破線に示されるように、それぞれの分類は HIST-REF 実験でラニーニャ (C), 中立 (N), エルニーニョ (W), そしていわゆるスーパーエルニーニョ (E) となる初期値に相当します。WWE 強制を与えた結果を Niño-3.4 SST 偏差について第 5 図に示します。分類 N と W では、ENSO 的に中立な初期値を用いた第 3 図と整合的なように、WWE に伴う有意な昇温が夏以降持続しており、北半球の ITCZ が夏季に南下している様子も確認されました。一方、分類 C および E においては WWE に対する応答はほとんど現れませんでした。分類 C は夏季に太平洋東部が平年より低温ですから、季節的に強まる ITCZ が不活発もしくは北偏することによって WWE 直後の SST 昇温が降水と相互作用できなかつたと考えられます。また、分類 E から、スーパーエルニーニョの成長は WWE を加えてもそれ以上に強まらないことが分かります。つまり、春先の WWE はエルニーニョを効率的に増幅させますが、ラニーニャを減衰させる役割は小さいことが示されました。このように、単発の WWE の影響が ENSO の位相に対して明らかに非対称であることは興味深いことです。

本節では CGCM を用いて、WWE が 5 月頃に発生することが大気海洋の季節性により熱帯太平洋の昇温に効率的であることと、その影響が ENSO の位相に対して非対称であることを示しました (Hayashi and Watanabe 2019)。特に、WWE の発生時期の重要性は ENSO 状態の予測が困難であった 2014 年や 1975 年の冬季と辻褄が合います。いずれの年も 3 月以前に複数の WWE が発生し、その冬にエルニーニョが発生すると数値モデルで予測されたにも関わらず、実際には春から初夏に太平洋東端付近が昇温するに留まりました (McPhaden *et al.* 2015; 前田ほか 2015)。一方、強いエルニーニョが起きた 1982, 1997, 2015 年の冬季に先立つ 5 月頃には、いずれも WWE が観測されています。Menkes *et al.* (2014) によるモデル実験は、4 月から 7 月に WWE が起きなかつたことで 2014 年に予測された強いエルニーニョは起きなかつたのではないかと示唆しました。ENSO の予測に重要なのは大気ノイズだけではなく、予測モデルの大気海洋の季節性バイアス低減が WWE 発生後の SST 応答を改善し、ENSO 予測スキルを向上させる可能性はあるでしょう。また、次節で述べるような環境場依存性によって複数の WWE が引き続く可能性を考慮すること、WWE への応答をより正確に捉えるために必要な

要素であり、今後のさらなる調査が望まれます。

3. WWE と EWE の非対称性と環境場依存性

WWE は一般に熱帯太平洋を暖める一方で、WWE は背景場の SST や循環場に応じて発生しやすさが変わることは第 1 節で述べました。近年になって、WWE だけでなく東風の対現象である EWE の SST に対する影響や ENSO への依存性の有無も着目されるようになってきました (Chiodi and Harrison 2015; Puy *et al.* 2016)。しかしながら、EWE の環境場依存性や WWE との相対的発生頻度は、解析方法の違いによって先行研究の間で整合性がないのが現状です。一方、これまでに大気ノイズをモデル化する試みがいくつかなされてきましたが (第 1 節参照)、東部熱帯太平洋の SST や西部太平洋暖水域の東方拡大など、どのように環境場依存性を仮定するかには統一性はなく、WWE や EWE の特性についての観測的な基盤が必要とされます。そこで本節では、高周波な大気現象としての WWE と EWE について統一的に観測的データを中心に解析することで、それらの発生頻度の非対称性や環境場への依存性を明らかにします。

WWE と EWE を高周波な大気現象として定義するために、JRA-55 の 2.5°S-2.5°N で平均した表層東西風日平均値を用いて、年々変動を含む低周波成分 (91 日移動平均) を除いた風偏差を 3 日移動平均した高周波成分 (High Frequency; HF 成分) から事例を抽出します。年々変動成分を偏差から除くこと以外は Seiki and Takayabu (2007a) の抽出方法に従い、 5 m s^{-1} より強い西風および東風の HF 成分が経度幅 10° より広く 2 日以上継続する場合に WWE および EWE が発生したとします。ここでは太平洋 ($120^\circ\text{E}-80^\circ\text{W}$) で発生する事例のみを扱うことにします。第 1 図に、観測された WWE と EWE が風速最大となる日と経度を赤と青の丸印で描いています。1980-2018 年に WWE は 123 事例抽出されたのに対して、EWE は 27 事例と明らかに少ないことが分かります。本節の残りでは、WWE と EWE の発生を左右する過程について検討することで、観測された発生頻度の非対称性の仕組みを議論します。そして、イベントの環境場依存性を示します。

まずイベントの局所的な成長過程を考えるために、擾乱運動エネルギー (Eddy Kinetic Energy: EKE) の解析を JRA-55 の日平均値を用いて行いました。ここで、WWE や EWE のような短い時間スケールの成長を捉えるために、20 日より高周波な水平風の HF 成分

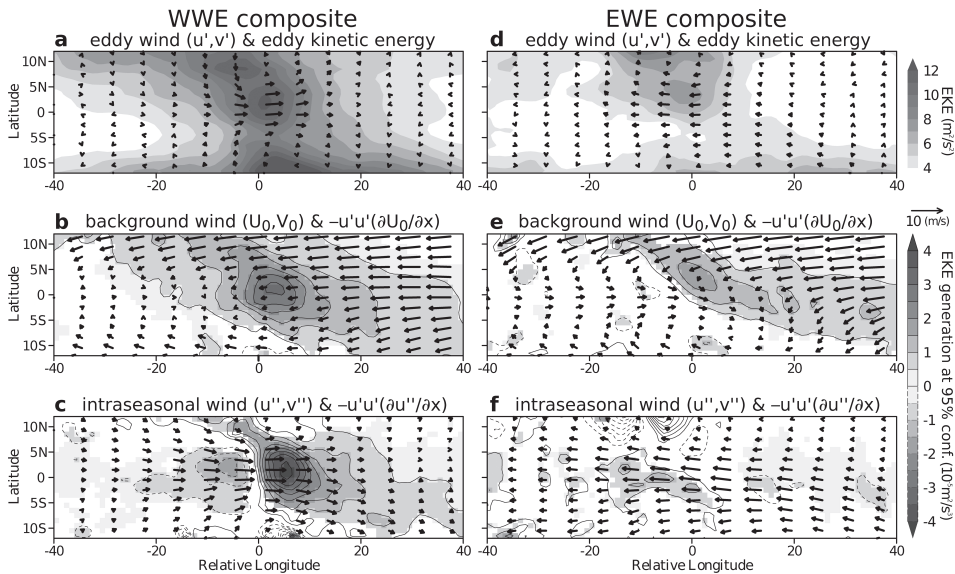
を擾乱成分 (u' , v') とし, 20-90日周期の季節内成分 (u'' , v'') と区別して解析します. 第6図 a, d に示されるように, WWE と EWE に伴う850hPa 高度の擾乱風は赤道付近で西風と東風の強まりが見られ, そこでの EKE も大きな値を示します. EKE の生成要因はいくつかありますが, 対流圏下層でのイベント中心付近における一般場 (擾乱成分以外) による EKE 生成には, WWE と EWE のどちらも一般風の下層東西収束が卓越していることが確認されました (Hayashi and Watanabe 2016). このことは WWE について解析した Seiki and Takayabu (2007b) と一致します. では, なぜ WWE の方が EWE よりも発生頻度が高くなるのでしょうか. その非対称性を調べるために, 一般東西風を季節内成分 (u'') と背景場 (U_0) に分けて以下のように EKE 生成を850hPa 高度について調査しました:

$$\frac{\partial K^*}{\partial t} = -\overline{u' u' \frac{\partial U_0}{\partial x}} - \overline{u' u' \frac{\partial u''}{\partial x}} + R$$

ここで, $K^* = \overline{u'^2 + v'^2} / 2$ は EKE, 上線は11日移動平均, 右辺の第1項と第2項はそれぞれ背景場と季節

内成分の下層東西風収束に伴う順圧エネルギー集積項, R はそれ以外を示します. 背景場の東西風に伴う項は, WWE と EWE のどちらもイベント中心付近において有意に EKE を生成しています (第6図 b, e). 一方, 季節内成分の東西風は WWE と EWE で逆符号であり, それに伴う EKE 生成は WWE においてのみ効率的です (第6図 c, f). したがって, WWE の方が局所的に擾乱を強めるのに好ましい季節内成分の東西風を伴っていることが分かります.

EWE に対して局所的な発達過程は効率的ではないことが分かりましたが, イベントを強める他の要因が何かあるのでしょうか. 第2図に示した OLR 偏差の平均構造を見てみますと, イベント中心で WWE は活発な, EWE は不活発な積雲対流を伴うだけでなく, そこから西方に5000km 以上 (相対経度 -50° 付近) 離れた赤道域にも有意な対流偏差が大規模に広がっています. 活発な熱帯対流は非断熱加熱を伴うため, それに応じた循環場の偏差が遠隔的に WWE や EWE を強化する可能性があります. そこで, 観測された背景場の下での加熱への定常応答を見積もるために, 線型化されたプリティブ方程式系で構成される線型傾圧モ

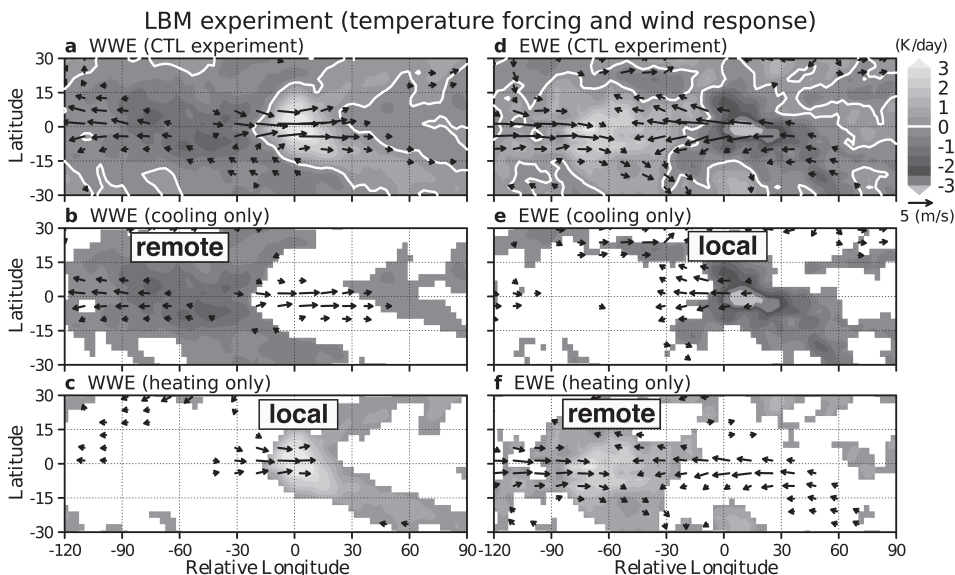


第6図 WWE と EWE の擾乱運動エネルギー (a, d) と背景場 (b, e) および季節内周期 (c, f) の下層東西風収束に伴う擾乱運動エネルギー生成の850hPa 高度における事例平均構造. ベクトルは下層水平風の擾乱 (a, d) と背景場 (b, e), 季節内周期 (c, f) の成分. それぞれの事例の表層東西風の最大経度を中心に平均化されている. 下2段の陰影は95%有意な値を示す. 解析期間は1982-2013年. Hayashi and Watanabe (2016) の Figure 4 を元に作成.

デル (Linear Baroclinic Model: LBM, Watanabe and Kimoto 2000) を用いて、イベントに対する局所加熱と遠隔加熱の貢献度を調査しました。モデルの解像度は T42、鉛直20層です。加熱強制の水平構造は第2図に示される OLR の HF 成分で決め、鉛直構造は鉛直流の平均構造に倣い、滑らかな関数によって300–400hPa 高度で最大となるように仮定しました。現実的な応答の強さを得るために加熱の最大値を 5 K day^{-1} に規格化して、第6図 b, e に示すような WWE と EWE のそれぞれで平均化した背景場を LBM の基本場として、80日の時間積分を行うことで定常解を求めました (第7図 a, d)。下層水平風応答は第2図の表層風とよく似ているため、簡易な方法ではあるもののモデルは WWE と EWE を強制応答としておおむね再現しています。次に、加熱と冷却のいずれかを強制として与えることで、異なる領域の強制の寄与を見積もりました。局所的な WWE の加熱 (EWE の冷却) はイベント中心付近で風速を強めています (第7図 c, e)。一方、遠隔的な WWE の冷却 (EWE の加熱) は東西に広がる水平風応答を伴っており、特にイベント中心付近で風速を局所強制と同じ程度にまで強めています (第7図 b, f)。いずれの実験でも風の応答がイベント中心で強まるのは、与えたモデル基本場が擾乱増幅に

効果的だからと考えられます。したがって、局所的な過程だけでなく、5000km 以上も西へ離れた対流加熱もイベントを引き起こす役割を担います。

最後に WWE と EWE の環境場依存性について考えます。いずれのイベントも暖水域東端のやや西側で発生する傾向にあることは、第1図 a と第2図から分かります。また、イベントとして抽出されるような強い表層東西風はいずれも、背景場の SST が 28.5°C より暖かく OLR が 230 W m^{-2} よりも小さい、太平洋暖水域に相当する領域のみで起きていることが確認されています (Hayashi and Watanabe 2016)。そこで、熱帯中央太平洋に相当する Niño-4 領域の SST 偏差との関係を調べると (第8図 a の太実線)、WWE と EWE はどちらも Niño-4 SST が年よりも暖かい時に発生頻度のピークが明らかにずれて現れました。このことはイベント抽出のための閾値を 4 m s^{-1} や 2.5 m s^{-1} まで小さくしても変わらず得られます (太破線)。一方で、ENSO の指標としてよく用いられる Niño-3.4 SST 偏差に対しては、閾値に依らず、イベント発生頻度のピークのずれは見られません (第8図 b の太線)。すなわち、いずれのイベントも Niño-4 SST 偏差に対して同等の環境場依存性を示します。これは、中央太平洋の昇温が下層西風偏差を伴うことで背景場の東西風

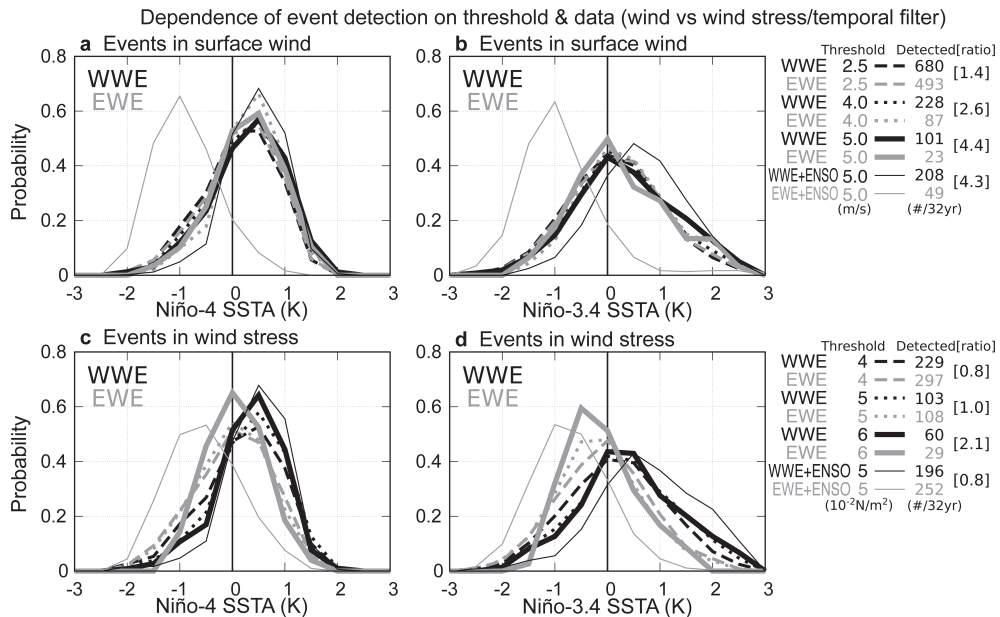


第7図 WWE と EWE に伴う負・正の OLR 偏差に鉛直構造を仮定した加熱・冷却強制を LBM に与えて得られる定常応答。モデル基本場は事例平均した背景場。陰影は400hPa における強制 (K day^{-1})、ベクトルは850hPa における水平風応答。Hayashi and Watanabe (2016) の Figure S8 を元に作成。

収束が強まり、本節で示した EKE 生成過程がどちらのイベントに対しても効率的になるためだと解釈できます。WWE や EWE の発生頻度が東部太平洋よりも中央太平洋の SST に依存することは、先行研究において WWE の頻発は西太平洋における暖水域の東方拡大 (Eisenman *et al.* 2005), SST や海面気圧の東西勾配偏差の強まり (Lengaigne *et al.* 2003; Yu *et al.* 2003), そして下層西風の張り出し (Seiki and Takayabu 2007b; Sooraj *et al.* 2009) に伴うと考えられてきたことと合致します。

WWE と EWE を比較する上で注意すべきことがあります。これらのイベントを通常は高周波な大気擾乱として考えるのであれば、まず ENSO のような低周波成分を取り除かなくてはなりません。第 8 図 a, b に細線で示すように、低周波成分を含む風偏差は閾値によるイベント抽出数を底上げするためにイベント発生数の「ENSO 依存性」が現れますが (Chiodi and Harrison 2015), これは高周波擾乱の環境場依存性と呼ぶにはふさわしくないでしょう。また、より重要なこと

ですが、風ではなくて風応力データによりイベント抽出を試みると解析結果に矛盾が生じてしまいます (第 8 図 c, d)。風応力は風の絶対値の関数なので、風の擾乱成分だけでなく季節変化する背景場および低周波成分にも依存します (Trenberth *et al.* 1989)。季節や ENSO 位相、経度によって東風貿易風が卓越する条件下では、東風偏差が弱いにも関わらず風応力偏差としては強くなるために、EWE の発生頻度が誇張されます。これにより、イベント抽出の閾値によっては EWE が WWE よりも多く抽出されてしまいます (第 8 図の凡例右)。また、EWE の季節依存性や発生経度が貿易風の気候場に似てしまうことに加えて、ラニーニャの時期に EWE が頻発するという結果が得られてしまいます (第 8 図 d; Chiodi and Harrison 2015; Puy *et al.* 2016)。しかしながら、風偏差に基づく解析によれば、WWE がより多く発生するという WWE と EWE の非対称性は、時間フィルタやイベントの閾値に依存しません (第 8 図の凡例右)。この結果を言い換えるならば、大気擾乱としての EWE は WWE よりも発生しに



第 8 図 WWE と EWE の事例抽出における閾値および対象要素への依存性。(a, b) WWE と EWE の発生事例の Niño-4 および Niño-3.4 SST 偏差に対する確率密度分布。表層東西風偏差の高周波成分 (約 3–91 日周期) に対して異なる閾値を適用し抽出した場合の確率を示す (凡例参照)。細実線は年々成分を含む風偏差 (> 3 日周期) を 5 m s^{-1} の閾値で解析した場合を示す。凡例右側の数字は事例抽出数 [WWE の相対事例数]。(c, d) 表層風の代わりに東西風応力から事例抽出した結果。1982–2013 年の JRA-55 の日平均データを使用。Hayashi and Watanabe (2016) の Figure S1 と Table S1 を元に作成。

くいことは明らかですが、背景場貿易風が強い場合には弱い東風偏差であっても海洋に与える力学的影響が大きくなりうると言った方が正確でしょう。このような観点から大気ノイズのモデル化を試みるのは面白いかもしれませんが、あまり着目されていないようです。

本節では、観測的データにより WWE が EWE よりも多く発生することと、それらの発生頻度はどちらも Niño-4 SST 偏差に依存することを示しました (Hayashi and Watanabe 2016)。この結果は第4節で WWE のパラメタ化に利用されます。イベント発生頻度の非対称性は、下層西風の季節内成分に伴う局所的な発達過程の相違に起因していました。さらに LBM を用いた実験により、局所的な対流偏差だけでなく、西に5000km 以上も離れた対流偏差もイベントを引き起こすのに同等に貢献していることを実証しました。

4. WWE と ENSO の結合のモデル化

前節から WWE の環境場依存性が明らかとなりました。ここでは、環境場依存な WWE と ENSO の相互作用が ENSO の特性に与える影響を直接的に調査するために、典型的な ENSO サイクルのみを表現する中程度に複雑な大気海洋結合モデルに WWE のパラメタ化を試みます [詳細については Hayashi and Watanabe (2017) の第2節を参照してください]。CGCM から WWE のような大気の内変動を取り除くのは難しいので、WWE の環境場依存性が ENSO に及ぼす影響を純粋に調査することは困難です。そこで、SST 変動に対する大気定常応答を得るために、LBM に比湿の予報方程式を加えた湿潤 LBM (moist LBM : mLBM, Watanabe and Jin 2003) を用います。解像度は T21, 鉛直11層とします。基本場には季節変化する平均場を再解析データから各月に与えます。mLBM は SST 偏差を強制して大気境界層フラックスを計算することで、線型化した Betts-Miller 対流緩和調節法 (Neelin and Yu 1994) に基づく積雲加熱に伴う大気循環偏差を定常解として求めます。mLBM から得られる海上風から線型化されたバルク式により風応力を計算し、海面熱フラックスとともに海洋モデルを強制します。

海洋モデルには ENSO に必要な力学と背景場の季節性を含まれれば良いため、熱帯太平洋の浅水方程式系に混合層水温の熱力学モデルを組み合わせたいわゆる1.5層モデル (Zebiak and Cane 1987 : ZC87) を採用します。混合層水温 (T_m) を求める際に、背景場の湧昇流に伴う混合層への亜表層水温 (T_{sub}) の取り

込み過程 (鉛直移流項) があります。この過程は温度躍層フィードバックとして ENSO を駆動するために必要です。モデルにおいて T_{sub} は温度躍層深度偏差に対して非線型な経験式でパラメタ化されますが (ZC87), 実際に混合層へ取り込まれる水温 (T_e) は

$$T_e = \gamma T_{sub} + (1 - \gamma) T_m$$

に基づいて鉛直混合の効率を想定したパラメータ (γ) により決められます。ZC87では非線型的な振る舞いをする ENSO を得るために $\gamma=0.75$ で与えられましたが、これは経験的な値であるため調整可能でしょう (精緻化が必要ですがここでは主題として扱いません)。ここでは $\gamma=0.45$ を標準的な値とすることでモデル内部の非線型性を抑えます。その他のパラメータは ZC87と同様に与えます。空間解像度は東西 5.627° と南北 2° で、時間積分のタイムステップは10日です。季節変化する背景場の下で10日ごとに mLBM と結合することで大気海洋結合した数値実験を行います (mLBM-ZC)。

第3節でデータ解析から示したとおり、WWE は Niño-4 SST 偏差が正の時に発生しやすく、また太平洋暖水域東端 (Warm Pool Eastern Edge : WPEE) の西側で発生する傾向にあります。これらの観測的事実に倣い、WWE を模した西風応力の確率的大気ノイズを、モデルの Niño-4 SST 偏差 (T_4) に比例した発生頻度

$$P = P_0 (1 + GT_4)$$

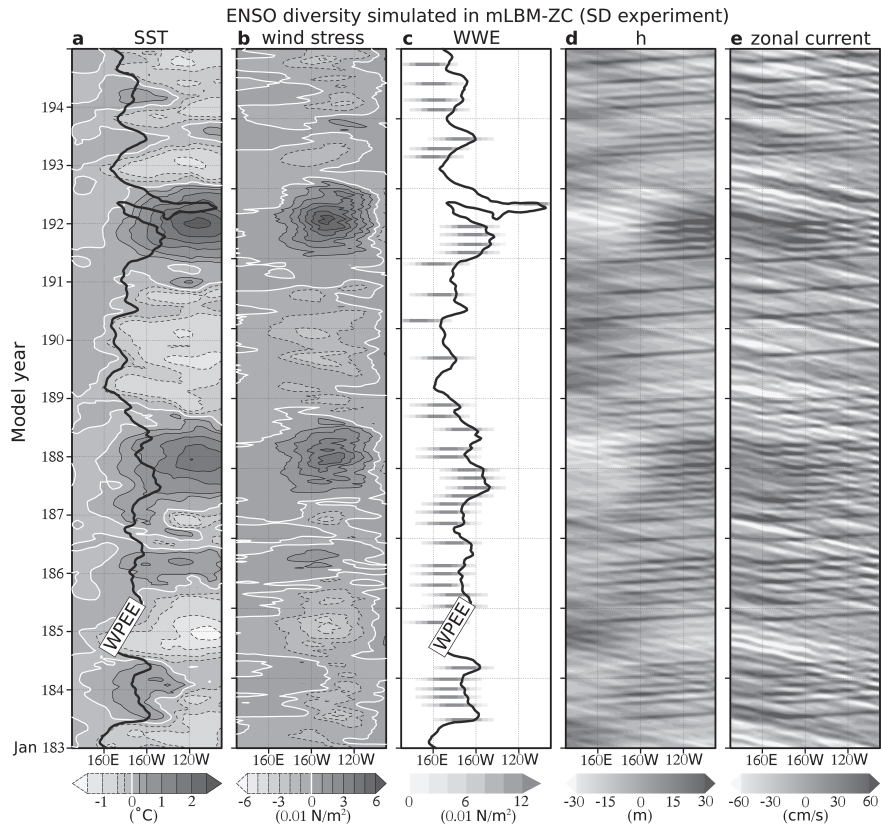
で WPEE 経度の 10° 西側を中心として赤道上へ与えます。ここで、 G は WWE 発生率の環境場依存性パラメータです。 P_0 は $G=0$ の場合に50日に1度の確率で WWE が発生するような固定値で与えられます。なお、西風応力ノイズの水平構造は観測される WWE を模した関数で固定して、最大振幅を 0.15 N m^{-2} とします (約 10 m s^{-1} の強い表層東西風に相当)。モデル内で10日ごとに乱数を発生させることで確率 P に応じて WWE を与えます。ただし、1度の WWE の継続期間は20日として、その後少なくとも30日間は次の WWE を与えないこととします。環境場依存性パラメータ $G=1.5$ で与えて観測の SST 偏差を入力したところ、第8図 a の太線に見られるような Niño-4 SST 偏差に対する WWE 発生頻度分布をよく再現することが確認されています。

mLBM-ZC に環境場依存な確率的大気ノイズをパラメタ化した実験を SD (state-dependent) 実験、西部太平洋の決まった経度 (168.75°E) を中心に付加的

($G=0$ として純粋に確率的)な大気ノイズを与える実験をAD (additive) 実験と呼びます. 比較のために, 大気ノイズが T_4 にのみ依存する場合 (N4実験) と WPEE 経度にのみ依存する場合 (WP 実験) も実施しました. ノイズを含めない参照実験をNO 実験と呼びます. ある熱帯西風応力偏差を初期摂動として与えて, それぞれの実験設定で1000年間の時間積分を行います. SD 実験で得られた結果の概観を第9図に示します. 不規則な SST 変動の中に, 中央太平洋での昇温 (184年) や東部太平洋におけるより強い昇温 (192年) が北半球冬季に現れるのに加えて, 長く持続する弱い低温偏差 (189-190年) など, 第1図で示した観測される ENSO の複雑性のような特徴が総じて表現されました. 中央太平洋 SST の昇温に伴って WWE が頻繁に WPEE 付近で発生しており, それに伴う海洋ケ

ルビン波が温度躍層の深まりや東向き表層流の高周波な東進シグナルとして年々変動成分に加えて確認されます.

各々の実験と観測データから得られる Niño-3 領域 ($90^{\circ}\text{W}-150^{\circ}\text{W}$, $5^{\circ}\text{S}-5^{\circ}\text{N}$) の SST 偏差の時系列から, 大気ノイズに対する ENSO の振幅 (標準偏差, σ_{N3}) や非対称性 (asymmetry, b_{N3}) の依存性を確認します (第10図). ここで, b_{N3} は分散で重みづけされた歪度 (skewness) です (An *et al.* 2005). ノイズを与えない NO 実験において, ENSO のような6年周期で規則的な振動が現れました. その空間構造と発達過程は典型的な EP 型エルニーニョとよく似ていました. 確率的ノイズを含む AD 実験では, 振動は卓越周期5年の不規則な変動となりました. 一方, SD 実験では AD 実験のように振動解が不規則となることに加えて, 振

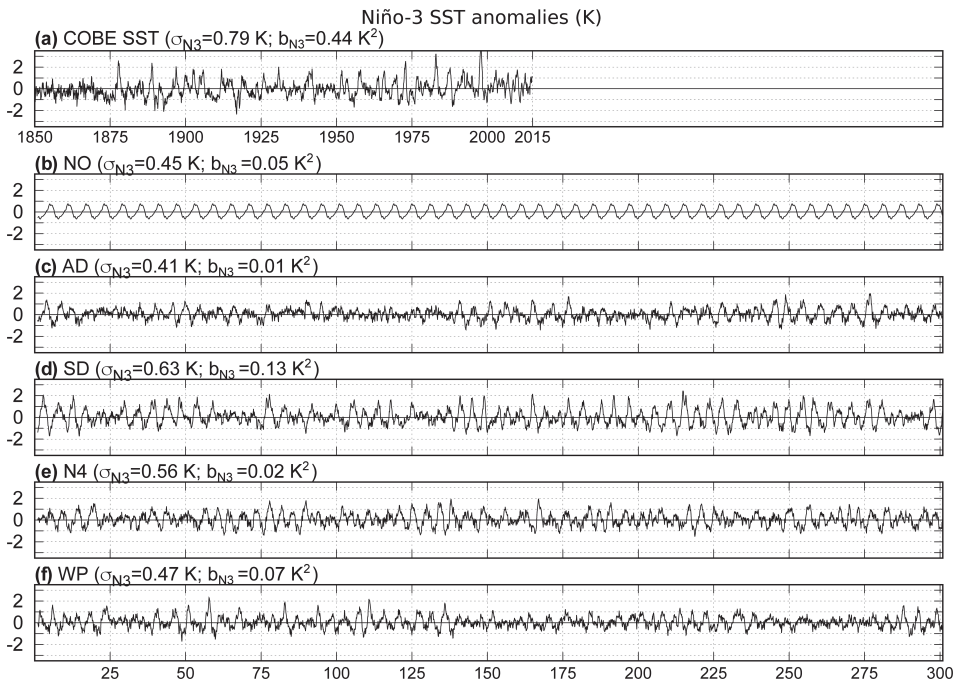


第9図 mLBM-ZC のSD 実験で得られた ENSO の複雑性の例. ある12年間に於ける (a) SST 偏差と (b) 定常応答の風応力偏差, (c) 大気ノイズの風応力, (d) 温度躍層深度偏差, (e) 東西流偏差の時間経度図 ($1^{\circ}\text{S}-1^{\circ}\text{N}$ 平均). 黒い太実線 (a, c) は SST が 28.5°C 以上の領域の東端 (WPEE) を示す. SST のみ90日移動平均値. Hayashi and Watanabe (2017) の Figure 4 を元に作成.

幅と非対称性はいずれも NO・AD 実験に比べて増加しました。結果のモデルパラメータ依存性については Hayashi and Watanabe (2017) で示しています。N4・WP 実験を AD 実験と比較することで、振幅の増加には T_4 依存性が、非対称性の増加には WPEE 依存性が効果的であることが分かります。つまり、中央太平洋での SST 昇温に伴い WWE が発生しやすくなることで ENSO の振動を不安定化させ、さらに SST 東西勾配の大きな暖水域東端付近で WWE が生じることでエルニーニョがより強められることが、モデルによって実証されました。

WWE の環境場依存性が ENSO の多様性に与える影響について、SD・AD 実験の比較から考察します。第 9 図から、SD 実験では EP 型や CP 型のエルニーニョが発生している様子が確認されました。Kug *et al.* (2009) の方法に倣い、北半球冬季 (11, 12, 1 月) の規格化した Niño-3 と Niño-4 SST 偏差 (T_3^* と T_4^*) の関係から EP 型と CP 型のエルニーニョの発生を定義します。すなわち、 $T_3^* \geq 1.0$ かつ $T_3^* > T_4^* + 0.5$ なら

EP 型、 $T_4^* \geq 1.0$ かつ $T_4^* > T_3^* + 0.5$ なら CP 型とします。それぞれの実験における ENSO の多様性のモデルパラメータ γ への依存性を第 11 図に示します。パラメータ γ を大きくすると亜表層温度偏差がより効率的に混合層へ取り込まれるため、ENSO の温度躍層フィードバックを強めるように働きます。したがって、AD 実験と SD 実験ではどちらも EP 型エルニーニョの発生頻度は γ の増加に伴い大きくなります。一方、CP 型エルニーニョの発生頻度は、AD 実験では γ の増加に伴い減るのに対して、SD 実験においては γ の増加に伴い増加しています。その結果、EP 型に相対的な CP 型の発生頻度は、AD 実験では γ の増加に伴い約 0.8 から 0.2 まで減少しますが、SD 実験では約 0.4 で一定です。すなわち、WWE の環境場依存性がモデルでの CP 型エルニーニョの存在を γ によらず保証することが実証されました。AD 実験で現れる CP 型エルニーニョは、SST への大気応答に伴う東西移流フィードバックで主に成長する低周波線型モード (Bejarano and Jin 2008; Xie and Jin 2018) を純粋に確率的 (addi-



第10図 観測と mLBM-ZC で得られた Niño-3 SST 偏差の時系列。(a) 1850-2014年の COBE SST データ (Ishii *et al.* 2005) と (b) NO 実験, (c) AD 実験, (d) SD 実験, (e) N4 実験, (f) WP 実験による300年分の結果。各々のパネル上部に標準偏差 σ_{N3} (K) と非対称性 b_{N3} (K^2) の値を示す。(b) は300年分, (c-e) は1000年分のデータから算出。Hayashi and Watanabe (2017) の Figure 5 を元に作成。

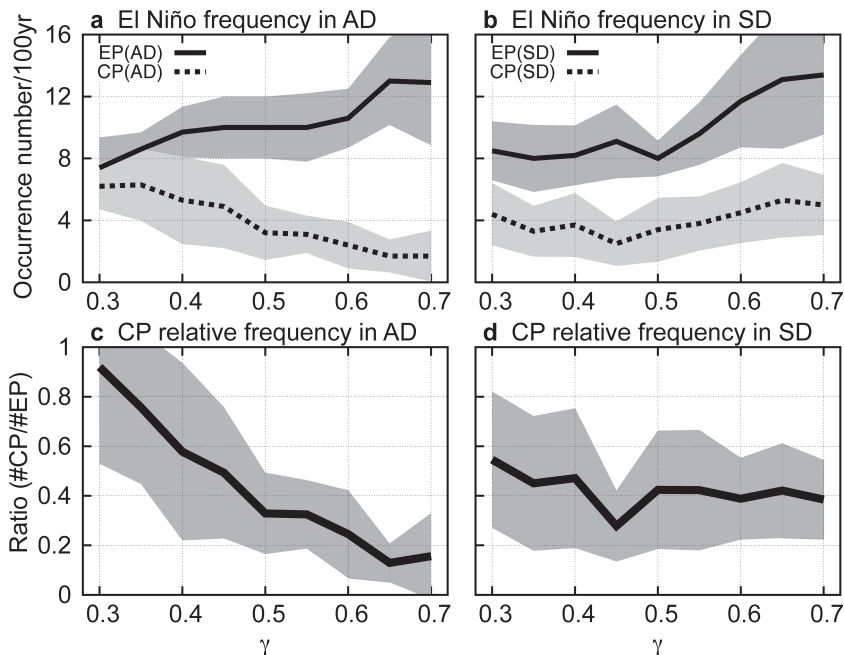
tive) なノイズが駆動した結果だと解釈できます。SD 実験においては、環境場依存性による WWE 発生と中央太平洋 SST 昇温のフィードバックが CP 型の発生に主要な役割を果たしていると考えられます。ゆえに、温度躍層フィードバックが効率的となる (γ が大きい) ような海洋場であっても、環境場依存な WWE は CP 型エルニーニョを存在させ、ENSO に多様性をもたらします。

以上のモデルによる結果は、観測される ENSO の非対称性や多様性において、WWE の環境場依存性は重要な役割を担うことを示唆します (Hayashi and Watanabe 2017)。これまでに、WWE の発生を東部熱帯太平洋の SST 変動や暖水域東端の東への拡張に依存させることで、ENSO と環境場依存な大気ノイズとの関係の調査を試みた研究がいくつかありました (Perez *et al.* 2005; Eisenman *et al.* 2005; Gebbie *et al.* 2007; Kapur and Zhang 2012; Lian *et al.* 2014; Chen *et al.* 2015)。しかしながら、WWE 発生頻度の Niño-3.4 SST 偏差への依存性は観測データから確認されず (第 3 節)、また暖水域が大きく東部太平洋へ拡大するエ

ルニーニョ最盛期に WWE が多く起こることも現実的ではありません (第 1 図 a)。本節で提案した WWE のパラメタ化は少なくとも、WWE の発生頻度を Niño-4 SST 偏差に依存させることで観測と同等の環境場依存性を表現することが確認されています。一般に簡便なモデルの結果はノイズのパラメタ化にとっても敏感ですから、パラメタ化された対象の統計的特性を観測的根拠に基づいて評価する、もしくは第 3 節で議論したような WWE 発生の物理的過程に基づいたパラメタ化を考案することが、中程度に複雑な ENSO モデルによる数値的研究において今後は期待されます。

5. まとめと今後の課題

本研究は、観測データ解析の結果を取り入れながら階層的な数値モデルを用いた実験を独自に構築することで、ENSO の多様な振る舞いにおいて、大気海洋の季節性と WWE に対する応答の結合 (第 2 節; Hayashi and Watanabe 2019) と、環境場依存性をもつ WWE (第 4 節; Hayashi and Watanabe 2017) が重要な役割を果たすことを示しました。WWE と EWE はどちら



第11図 mLBM-ZC の AD・SD 実験におけるエルニーニョ発生頻度のパラメータ γ への依存性。(a, b) 100年間に発生する EP・CP 型エルニーニョのイベント数。(c, d) EP 型に対する CP 型の相対的発生頻度。線と陰影は1000年間の平均と標準偏差幅。Hayashi (2016) の Figure 4.18 を元に作成。

も同様の環境場依存性をもつにも関わらず、それらの発生確率が非対称であることは、エルニーニョに対するWWEの相対的な重要性を強調します(第3節; Hayashi and Watanabe 2016)。

ここではWWEの役割に着目しましたが、ENSOの複雑性に関わる現象や過程は他にも多く指摘されています(An 2009)。例えば、海洋の表層または亜表層の非線型の温度移流(非線型力学加熱と呼ばれる)がENSOの非対称性や長期変動をもたらすことができます(Jin *et al.* 2003; Timmermann *et al.* 2003; An and Jin 2004; Hayashi and Jin 2017)。ENSOよりも高周波な変動がENSO周期と季節周期の非線型相互作用による“combination tone”として決定論的に引き起こされる理論も考案されています(Stuecker *et al.* 2015)。冷舌付近で活発なTIWは、ラニーニャをより強く減衰させることでENSOの非対称性を強めるだけでなく(An 2008; Imada and Kimoto 2012)、WWEに伴う海洋応答を修正する可能性があります(Harrison and Giese 1988)。平均場の温度躍層深度や東西風応力はまた、ENSOの安定度やWWEへの応答を変えるでしょう(Fedorov and Philandar 2001; Fedorov 2002; Bejarano and Jin 2008; Xie and Jin 2018)。一方で、環境場依存な大気ノイズの特性が長期変動している可能性があり(Kug *et al.* 2008)。CP型とEP型の間でノイズの特性が異なるという指摘もあります(Gushchina and Dewitte 2012)。これらの要素を統合的に考慮したENSOの複雑性の研究が今後必要とされます。

第2節の後半で、WWEに対する太平洋昇温応答がラニーニャに対して小さいことが確認されました。熱帯太平洋では数十年規模変動としてラニーニャのような状態が2000-2010年頃に続いたことによって地球温暖化が一時的に「見かけ上」中断したとされますが(Kosaka and Xie 2013; Watanabe *et al.* 2014)、この時期にもラニーニャと同様にWWEに伴う東部太平洋昇温が非効率となっていた可能性があります。一方で、その間に西部熱帯太平洋の海洋表層が高温な状態が続いていました。WWE発生の中央太平洋に対するSST依存性も含めて考えますと、その時期にCP型のエルニーニョが多く発生したと大気ノイズとの関連が見つかるかもしれません。また、より長期的な変動として、地球温暖化に伴う熱帯将来変化の構造次第では、大気ノイズに対する気候システムの応答に変化があることも考えられます。大気ノイズとENSO、そ

して長期変動との間の関係については今後の調査が待たれます。

本稿の全体を通して、背景場季節性と環境場依存性をもつ高周波大気擾乱、またそれらの相互作用がENSOのメカニズムに大きな影響をもたらすことは明らかです。一方で、最新の気候モデルでも依然としてMJOやTIWのような高周波な現象をシミュレートすることは容易ではなく、また第1節で述べたように、ENSOの振幅が一見現実的であっても基本的なフィードバック過程を顕著に過小評価しているモデルが多いのも現状です。今後さらにENSOの複雑性の理解を進展させるため、またエルニーニョ予測技術やENSOの将来変化予測の信頼度を向上させるためには、大気ノイズやENSOの基礎過程、季節サイクルを含む幅広い時空間スケールの要素をシームレスに再現できるように気候モデルの開発・改善に継続的に取り組んでいくことが重要な課題と言えます。それと同時に、長年蓄積されてきた大規模な観測データと現在利用可能な世界各国の気候モデルや理論モデルを目的に応じて適切に組み合わせることで、気候システムの変動の理解を絶え間なく積み重ねていかななくてはなりません。

謝辞

今回受賞対象となりました3報の論文は全て、私が博士課程学生の時に行った研究内容に基づいており、JSPS 科研費25-5379によって援助を受けました。私は修士課程まで九州大学の伊藤久徳教授(当時、以下同様)の指導のもとで特に熱帯の気象学を学び、熱帯大気力学に関する研究をしていました。伊藤先生が定年退職されるため博士課程への進学について自分なりに考えたところ、「気候モデルを使ってENSOの研究がしたい」という想いが強まり、東京大学大気海洋研究所の渡部雅浩准教授に学生として受け入れていただき、その3年間はWWEとENSOの研究に励みました。

当時は日本学術振興会DC1特別研究員としての在籍でしたから比較的自由に研究生を送らせていただいていたのですが、修士課程までとは異なる研究題材を選んだこともあり、当初は研究成果が思うようには出ず苦労したことをよく覚えています。そのような中でも渡部先生は、どのような結果に対しても親身に議論してくださり、広い観点から研究として面白いかもしれない点を共に探ってくださいました。例えば、2014年の1月から3月に2度にわたってWWEが発生した

後に、世界中の現業モデルがその冬季に強いエルニーニョを予測しました。これは面白そうなので先回りして研究しようと愚直に揚々と気候モデルを用いて実験をしていたところ、期待とは裏腹にエルニーニョは起きませんでした（前田ほか 2015）。私が「もったいない事になったなあ」と自分の実験結果を眺めていると、渡部先生は「WWEが2度も起きたのになぜエルニーニョは起きなかったのか」という観点からモデル実験の追加を提案してくださり、結果として本稿第2節を執筆するに至りました。これは一つの例ですが、立ち止まることの多かった3年間に、渡部先生との日々の議論を通じて研究に対する執着心や好奇心を育むことができたとは今考えています。受賞記念講演では謝辞をうまく述べられませんでしたので、改めましてここに深く感謝の意を表します。

東京大学の高敷 縁教授には学位論文の主査として隔々まで多くの指摘をしていただき、その副査を渡部先生とともに務めてくださった同大学の木本昌秀教授と三浦裕亮准教授、東塚知己准教授から幅広い視点からのコメントをいただきました。同大学の佐藤正樹教授と羽角博康教授、阿部彩子教授、岡 顕准教授、鈴木健太郎准教授、宮川知己博士、森 正人博士からもセミナーの度に多くの指摘をいただきました。いずれも受賞対象論文の内容を洗練させるものであり、そのお陰で自身の研究に対する多角的な視点を養うことができました。論文を執筆した在学中には、東京大学の教員、研究員、学生、スタッフの皆さまには研究と生活の両面で大変お世話になりました。大越智幸司博士と建部洋晶博士、鈴木立郎博士をはじめとしてMIROCの開発メンバーの皆さまにはモデルの利用についてご指南いただき、研究についての意見もいただきました。また、第2節についてはMatthieu Lengaigne教授とJérôme Vialard博士、第3節についてはHarry H. Hendon博士、第4節についてはRui-huang Xie博士とAxel Timmermann教授から建設的な意見を多くいただきました。ハワイ大学のFei-Fei Jin教授とMalte F. Stuecker博士らは、博士課程2年目の終わりに1ヶ月ほどハワイ大学へ滞在した際に研究について頻りに議論してくださいました。またFei-Fei Jin教授は学位取得後の私をポスドクとして雇ってください、現在まで彼と共同で研究する中で得たENSOについての知識を本稿の一部に反映させることができました。皆さまに深く御礼を申し上げます。

九州大学では、伊藤久徳先生に学部から修士課程で

の講義や研究活動を通じて気象学の基礎をゼロから丁寧に教えてくださいました。伊藤先生とともに2報の論文を出版する中で、研究者として欠かせない倫理観を学ぶこともできたと感じています。心より感謝します。また当時、同大学の川野哲也助教と宮原三郎教授、中島健介助教、廣岡俊彦教授に講義やセミナーを通じていただいたご指導もこれまでの研究を遂行する上で不可欠でした。気象力学を中心として九州大学の皆さまと学んだ知識があったからこそ東京大学において一連の研究成果をまとめることができました。そして、修士課程の頃から現在にかけて継続的に、気象庁の前田修平さんは研究に関する助言をくださり、激励してくださいました。気象学会などでいつもお世話になっている方々全員のお名前をここに記すことは到底出来ませんが、私を励まし成長させてくださった皆さまに心より感謝申し上げます。また、天気編集委員の高橋洋さんと匿名の査読者1名から本稿へのご指摘を細部にわたりいただきました。ありがとうございます。

最後に、離れた場所からいつも応援をしてくれている家族、両親と妻にこの場をお借りして感謝したいと思います。

参 考 文 献

- Adler, R. F., G. J. Huffman, A. Chang, R. Ferraro, P.-P. Xie, J. Janowiak, B. Rudolf, U. Schneider, S. Curtis, D. Bolvin, A. Gruber, J. Susskind, P. Arkin and E. Nelkin, 2003: The version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-present). *J. Hydrometeorol.*, **4**, 1147-1167.
- Ahn, M. S., D. Kim, K. R. Sperber, I.-S. Kang, E. Maloney, D. Waliser and H. Hendon, 2017: MJO simulation in CMIP5 climate models: MJO skill metrics and process-oriented diagnosis. *Clim. Dyn.*, **49**, 4023-4045.
- An, S.-I., 2008: Interannual variations of the tropical ocean instability wave and ENSO. *J. Climate*, **21**, 3680-3686.
- An, S.-I., 2009: A review of interdecadal changes in the nonlinearity of the El Niño-Southern Oscillation. *Theor. Appl. Climatol.*, **97**, 29-40.
- An, S.-I. and F.-F. Jin, 2004: Nonlinearity and asymmetry of ENSO. *J. Climate*, **17**, 2399-2412.
- An, S.-I., Y.-G. Ham, J.-S. Kug, F.-F. Jin and I.-S. Kang, 2005: El Niño-La Niña asymmetry in the Coupled Model Intercomparison Project simulations. *J. Climate*, **18**, 2617-2627.
- Bayr, T., M. Latif, D. Dommenges, C. Wengel, J. Harlaß

- and W. Park, 2018: Mean-state dependence of ENSO atmospheric feedbacks in climate models. *Clim. Dyn.*, **50**, 3171-3194.
- Bayr, T., C. Wengel, M. Latif, D. Dommenges, J. Lübbecke and W. Park, 2019: Error compensation of ENSO atmospheric feedbacks in climate models and its influence on simulated ENSO dynamics. *Clim. Dyn.*, **53**, 155-172.
- Bejarano, L. and F.-F. Jin, 2008: Coexistence of equatorial coupled modes of ENSO. *J. Climate*, **21**, 3051-3067.
- Belamari, S., J.-L. Redelsperger and M. Pontaud, 2003: Dynamic role of a westerly wind burst in triggering an equatorial Pacific warm event. *J. Climate*, **16**, 1869-1890.
- Bellenger, H., E. Guilyardi, J. Leloup, M. Lengaigne and J. Vialard, 2014: ENSO representation in climate models: from CMIP3 to CMIP5. *Clim. Dyn.*, **42**, 1999-2018.
- Bjerknes, J., 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 163-172.
- Burgers, G. and D. B. Stephenson, 1999: The "normality" of El Niño. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1027-1030.
- Cane, M. A. and S. E. Zebiak, 1985: A theory for El Niño and the Southern Oscillation. *Science*, **228**, 1085-1087.
- Capotondi, A., A. T. Wittenberg, M. Newman, E. Di Lorenzo, J.-Y. Yu, P. Braconnot, J. Cole, B. Dewitte, B. Giese, E. Guilyardi, F.-F. Jin, K. Karnauskas, B. Kirtman, T. Lee, N. Schneider, Y. Xue and S.-W. Yeh, 2015: Understanding ENSO diversity. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **96**, 921-938.
- Chen, D., T. Lian, C. Fu, M. A. Cane, Y. Tang, R. Murtugudde, X. Song, Q. Wu and L. Zhou, 2015: Strong influence of westerly wind bursts on El Niño diversity. *Nature Geosci.*, **8**, 339-345.
- Chiodi, A. M. and D. E. Harrison, 2015: Equatorial Pacific easterly wind surges and the onset of La Niña events. *J. Climate*, **28**, 776-792.
- Chiodi, A. M., D. E. Harrison and G. A. Vecchi, 2014: Subseasonal atmospheric variability and El Niño waveguide warming: Observed effects of the Madden-Julian oscillation and westerly wind events. *J. Climate*, **27**, 3619-3642.
- Copernicus Climate Change Service (C3S), 2017: ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate. Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS). <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home> (2019.3.26閲覧)
- Eisenman, I., L. Yu and E. Tziperman, 2005: Westerly wind bursts: ENSO's tail rather than the dog? *J. Climate*, **18**, 5224-5238.
- Fan, H., B. Huang, S. Yang, Z. Li and K. Deng, 2019: Seasonally-dependent impact of easterly wind bursts on the development of El Niño events. *Clim. Dyn.*, **53**, 1527-1546.
- Fedorov, A. V., 2002: The response of the coupled tropical ocean-atmosphere to westerly wind bursts. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **128**, 1-23.
- Fedorov, A. V. and S. G. Philander, 2001: A stability analysis of tropical ocean-atmosphere interactions: Bridging measurements and theory for El Niño. *J. Climate*, **14**, 3086-3101.
- Fedorov, A. V., S. Hu, M. Lengaigne and E. Guilyardi, 2015: The impact of westerly wind bursts and ocean initial state on the development, and diversity of El Niño events. *Clim. Dyn.*, **44**, 1381-1401.
- Gebbie, G., I. Eisenman, A. Wittenberg and E. Tziperman, 2007: Modulation of westerly wind bursts by sea surface temperature: A semistochastic feedback for ENSO. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 3281-3295.
- Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 447-462.
- Graham, T., 2014: The importance of eddy permitting model resolution for simulation of the heat budget of tropical instability waves. *Ocean Modelling*, **79**, 21-32.
- Guilyardi, E., P. Braconnot, F.-F. Jin, S. T. Kim, M. Kolinski, T. Li and I. Musat, 2009: Atmosphere feedbacks during ENSO in a coupled GCM with a modified atmospheric convection scheme. *J. Climate*, **22**, 5698-5718.
- Gushchina, D. and B. Dewitte, 2012: Intraseasonal tropical atmospheric variability associated with the two flavors of El Niño. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 3669-3681.
- Ham, Y.-G. and J.-S. Kug, 2012: How well do current climate models simulate two types of El Niño? *Clim. Dyn.*, **39**, 383-398.
- Harrison, D. E. and B. S. Giese, 1988: Remote westerly wind forcing of the eastern equatorial Pacific; some model results. *Geophys. Res. Lett.*, **15**, 804-807.
- Harrison, D. E. and P. S. Schopf, 1984: Kelvin-wave-induced anomalous advection and the onset of surface warming in El Niño events. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 923-933.
- Harrison, D. E. and G. A. Vecchi, 1997: Westerly wind events in the tropical Pacific, 1986-95. *J. Climate*, **10**, 3131-3156.
- Hartten, L. M., 1996: Synoptic setting of westerly wind bursts. *J. Geophys. Res.*, **101**, 16997-17019.
- Hayashi, M., 2016: A modeling study on coupling between westerly wind events and ENSO (Doctoral dissertation, The University of Tokyo, Japan). Retrieved from

- UTokyo Repository, doi:10.15083/00073330.
- Hayashi, M. and F.-F. Jin, 2017: Subsurface nonlinear dynamical heating and ENSO asymmetry. *Geophys. Res. Lett.*, **44**, 12427-12435.
- Hayashi, M. and M. Watanabe, 2016: Asymmetry of westerly and easterly wind events: Observational evidence. *SOLA*, **12**, 42-45.
- Hayashi, M. and M. Watanabe, 2017: ENSO complexity induced by state dependence of westerly wind events. *J. Climate*, **30**, 3401-3420.
- Hayashi, M. and M. Watanabe, 2019: Importance of background seasonality over the eastern equatorial Pacific in a coupled atmosphere-ocean response to westerly wind events. *Clim. Dyn.*, **52**, 7309-7327.
- Hu, S. and A. V. Fedorov, 2019: The extreme El Niño of 2015-2016: The role of westerly and easterly wind bursts, and preconditioning by the failed 2014 event. *Clim. Dyn.*, **52**, 7339-7357.
- Imada, Y. and M. Kimoto, 2012: Parameterization of tropical instability waves and examination of their impact on ENSO characteristics. *J. Climate*, **25**, 4568-4581.
- Ishii, M., A. Shoji, S. Sugimoto and T. Matsumoto, 2005: Objective analyses of sea-surface temperature and marine meteorological variables for the 20th century using ICOADS and the Kobe collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865-879.
- Ishii, M., Y. Fukuda, H. Hirahara, S. Yasui, T. Suzuki and K. Sato, 2017: Accuracy of global upper ocean heat content estimation expected from present observational data sets. *SOLA*, **13**, 163-167.
- Jin, F.-F., 1997a: An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: Conceptual model. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 811-829.
- Jin, F.-F., 1997b: An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part II: A stripped-down coupled model. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 830-847.
- Jin, F.-F., S.-I. An, A. Timmermann and J. Zhao, 2003: Strong El Niño events and nonlinear dynamical heating. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1120, doi:10.1029/2002GL016356.
- Jin, F.-F., S. T. Kim and L. Bejarano, 2006: A coupled-stability index of ENSO. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L23708, doi:10.1029/2006GL027221.
- Jin, F.-F., L. Lin, A. Timmermann and J. Zhao, 2007: Ensemble-mean dynamics of the ENSO recharge oscillator under state-dependent stochastic forcing. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L03807, doi:10.1029/2006GL027372.
- Jin, F.-F., H.-C. Chen, S. Zhao, M. Hayashi, C. Karamperidou, M. F. Stuecker, R. Xie and L. Geng, 2020: Simple ENSO Models. ENSO in a Changing Climate (W. Cai, A. Santoso and M.-J. McPhaden, eds.), Amer. Geophys. Union.
- Kapur, A. and C. Zhang, 2012: Multiplicative MJO forcing of ENSO. *J. Climate*, **25**, 8132-8147.
- 木本昌秀, 2017: 「異常気象」の考え方. 朝倉書店, 219pp.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebata, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5-48.
- Kosaka, Y. and S.-P. Xie, 2013: Recent global-warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling. *Nature*, **501**, 403-407.
- Kug, J.-S., F.-F. Jin, K. P. Sooraj and I.-S. Kang, 2008: State-dependent atmospheric noise associated with ENSO. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L05701, doi:10.1029/2007GL032017.
- Kug, J.-S., F.-F. Jin and S.-I. An, 2009: Two types of El Niño events: Cold tongue El Niño and warm pool El Niño. *J. Climate*, **22**, 1499-1515.
- Latif, M., J. Biercamp and H. Von Storch, 1988: The response of a coupled ocean-atmosphere general circulation model to wind bursts. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 964-979.
- Legeckis, R., 1977: Long waves in the eastern equatorial Pacific Ocean: A view from a geostationary satellite. *Science*, **197**, 1177-1181.
- Lengaigne, M., J. P. Boulanger, C. Menkes, G. Madec, P. Delecluse, E. Guilyardi and J. Slingo, 2003: The March 1997 westerly wind event and the onset of the 1997/98 El Niño: Understanding the role of the atmospheric response. *J. Climate*, **16**, 3330-3343.
- Lengaigne, M., E. Guilyardi, J. P. Boulanger, C. Menkes, P. Delecluse, P. Inness, J. Cole and J. Slingo, 2004: Triggering of El Niño by westerly wind events in a coupled general circulation model. *Clim. Dyn.*, **22**, 601-620.
- Levine, A. F. Z. and F.-F. Jin, 2010: Noise-induced instability in the ENSO recharge oscillator. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 529-542.
- Lian, T., D. Chen, Y. Tang and Q. Wu, 2014: Effects of westerly wind bursts on El Niño: A new perspective. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 3522-3527.
- Liebmann, B. and C. A. Smith, 1996: Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 1275-1277.
- Luther, D. S., D. E. Harrison and R. A. Knox, 1983: Zonal winds in the central equatorial Pacific and El Niño. *Science*, **222**, 327-330.
- Madden, R. A. and P. R. Julian, 1971: Detection of a 40-50

- day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702-708.
- Madden, R. A. and P. R. Julian, 1972: Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109-1123.
- 前田修平, 林 未知也, 今田由紀子, S. Behera, T. Doi, 安田珠幾, 釜江陽一, 塩竈秀夫, 渡部雅浩, 木本昌秀, 石井正好, 植田宏昭, 小坂 優, 藤井陽介, 豊田隆寛, 植木 巖, 2015: 研究会「長期予報と大気大循環」の報告 ENSO とその影響〜我々はどこまで理解し, 予測できているのか?〜. *天気*, **62**, 225-228.
- McPhaden, M. J., 1999: Genesis and evolution of the 1997-98 El Niño. *Science*, **283**, 950-954.
- McPhaden, M. J., 2004: Evolution of the 2002/03 El Niño. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **85**, 677-695.
- McPhaden, M. J., A. Timmermann, M. J. Widlansky, M. A. Balmaseda and T. N. Stockdale, 2015: The curious case of the El Niño that never happened: A perspective from 40 years of progress in climate research and forecasting. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **96**, 1647-1665.
- Meinen, C. S. and M. J. McPhaden, 2000: Observations of warm water volume changes in the equatorial Pacific and their relationship to El Niño and La Niña. *J. Climate*, **13**, 3551-3559.
- Menkes, C. E., M. Lengaigne, J. Vialard, M. Puy, P. Marchesiello, S. Cravatte and G. Cambon, 2014: About the role of westerly wind events in the possible development of an El Niño in 2014. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 6476-6483.
- Miyakawa, T., H. Yashiro, T. Suzuki, H. Tatebe and M. Satoh, 2017: A Madden-Julian oscillation event remotely accelerates ocean upwelling to abruptly terminate the 1997/1998 super El Niño. *Geophys. Res. Lett.*, **44**, 9489-9495.
- Miyama, T. and T. Hasegawa, 2014: Impact of sea surface temperature on westerlies over the western Pacific warm pool: Case study of an event in 2001/02. *SOLA*, **10**, 5-9.
- Neelin, J. D. and J.-Y. Yu, 1994: Modes of tropical variability under convective adjustment and the Madden-Julian oscillation. Part I: Analytical theory. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 1876-1894.
- Perez, C. L., A. M. Moore, J. Zavala-Garay and R. Kleeman, 2005: A comparison of the influence of additive and multiplicative stochastic forcing on a coupled model of ENSO. *J. Climate*, **18**, 5066-5085.
- Puy, M., J. Vialard, M. Lengaigne and E. Guilyardi, 2016: Modulation of equatorial Pacific westerly/easterly wind events by the Madden-Julian oscillation and convectively-coupled Rossby waves. *Clim. Dyn.*, **46**, 2155-2178.
- Reynolds, R. W., T. M. Smith, C. Liu, D. B. Chelton, K. S. Casey and M. G. Schlax, 2007: Daily high-resolution blended analyses for sea surface temperature. *J. Climate*, **20**, 5473-5496.
- 清木亜矢子, 2017: 西風バースト. *天気*, **64**, 55-57.
- Seiki, A. and Y. N. Takayabu, 2007a: Westerly wind bursts and their relationship with intraseasonal variations and ENSO. Part I: Statistics. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 3325-3345.
- Seiki, A. and Y. N. Takayabu, 2007b: Westerly wind bursts and their relationship with intraseasonal variations and ENSO. Part II: Energetics over the western and central Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 3346-3361.
- Sooraj, K. P., D. Kim, J.-S. Kug, S.-W. Yeh, F.-F. Jin and I.-S. Kang, 2009: Effects of the low-frequency zonal wind variation on the high frequency atmospheric variability over the tropics. *Clim. Dyn.*, **33**, 495-507.
- Stuecker, M. F., F.-F. Jin and A. Timmermann, 2015: El Niño-Southern Oscillation frequency cascade. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **112**, 13490-13495.
- Takayabu, Y. N., T. Iguchi, M. Kachi, A. Shibata and H. Kanazawa, 1999: Abrupt termination of the 1997-98 El Niño in response to a Madden-Julian oscillation. *Nature*, **402**, 279-282.
- Timmermann, A., F.-F. Jin and J. Abshagen, 2003: A nonlinear theory for El Niño bursting. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 152-165.
- Timmermann, A., S.-I. An, J.-S. Kug, F.-F. Jin, W. Cai, A. Capotondi, K. Cobb, M. Lengaigne, M. J. McPhaden, M. F. Stuecker, K. Stein, A. T. Wittenberg, K.-S. Yun, T. Bayr, H.-C. Chen, Y. Chikamoto, B. Dewitte, D. Dommenget, P. Grothe, E. Guilyardi, Y.-G. Ham, M. Hayashi, S. Ineson, D. Kang, S. Kim, W.-M. Kim, J.-Y. Lee, T. Li, J.-J. Luo, S. McGregor, Y. Planon, S. Power, H. Rashid, H.-L. Ren, A. Santoso, K. Takahashi, A. Todd, G. Wang, G. Wang, R. Xie, W.-H. Yang, S.-W. Yeh, J. Yoon, E. Zeller and X. Zhang, 2018: El Niño-Southern Oscillation complexity. *Nature*, **559**, 535-545.
- Trenberth, K., W. G. Large and J. G. Olson, 1989: The effective drag coefficient for evaluating wind stress over the oceans. *J. Climate*, **2**, 1507-1516.
- Vecchi, G. A. and D. E. Harrison, 2000: Tropical Pacific sea surface temperature anomalies, El Niño, and equatorial westerly wind events. *J. Climate*, **13**, 1814-1830.
- Vijayeta, A. and D. Dommenget, 2018: An evaluation of ENSO dynamics in CMIP simulations in the framework of the recharge oscillator model. *Clim. Dyn.*, **51**, 1753-1771.

- 和方吉信, 2013: ENSO の理論. 気象研究ノート, (228), 21-33.
- 渡部雅浩, 2013: 気候モデルによる ENSO のシミュレーション. 気象研究ノート, (228), 35-63.
- Watanabe, M. and F.-F. Jin, 2003: A moist linear baroclinic model: Coupled dynamical-convective response to El Niño. *J. Climate*, **16**, 1121-1139.
- Watanabe, M. and M. Kimoto, 2000: Atmosphere-ocean thermal coupling in the North Atlantic: A positive feedback. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 3343-3369.
- Watanabe, M., T. Suzuki, R. O'ishi, Y. Komuro, S. Watanabe, S. Emori, T. Takemura, M. Chikira, T. Ogura, M. Sekiguchi, K. Takata, D. Yamazaki, T. Yokohata, T. Nozawa, H. Hasumi, H. Tatebe and M. Kimoto, 2010: Improved climate simulation by MIROC5: Mean states, variability, and climate sensitivity. *J. Climate*, **23**, 6312-6335.
- Watanabe, M., H. Shiogama, H. Tatebe, M. Hayashi, M. Ishii and M. Kimoto, 2014: Contribution of natural decadal variability to global warming acceleration and hiatus. *Nature Clim. Change*, **4**, 893-897.
- Wyrtki, K., 1985: Water displacements in the Pacific and the genesis of El Niño cycles. *J. Geophys. Res.*, **90**, 7129-7132.
- Xie, R. and F.-F. Jin, 2018: Two leading ENSO modes and El Niño types in the Zebiak-Cane model. *J. Climate*, **31**, 1943-1962.
- Xie, R. and Y. Yang, 2014: Revisiting the latitude fluctuations of the eastern Pacific ITCZ during the central Pacific El Niño. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 7770-7776.
- Xie, S.-P. and S. G. H. Philander, 1994: A coupled ocean-atmosphere model of relevance to the ITCZ in the eastern Pacific. *Tellus A*, **46**, 345-350.
- Yu, L., R. A. Weller and W. T. Liu, 2003: Case analysis of a role of ENSO in regulating the generation of westerly wind bursts in the western equatorial Pacific. *J. Geophys. Res.*, **108**, 3128, doi:10.1029/2002JC001498.
- Zebiak, S. E. and M. A. Cane, 1987: A model El Niño-Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2262-2278.

Study on Coupling between Westerly Wind Events and ENSO

Michiya HAYASHI*

* *Department of Atmospheric Sciences, University of Hawai'i at Mānoa, 2525 Correa Rd.,
Honolulu, HI 96822 USA
E-mail: michiyah@hawaii.edu*

(Received 8 July 2019; Accepted 14 October 2019)
