



多様な時空間スケールでの気象学・気候学・大気科学 /  
中緯度域の海洋変動と大気・生物地球化学への影響

## 高分解能の結合予測実験 を用いた熱帯不安定波の 形成過程の解析

豊田隆寛<sup>1)</sup> 浦川昇吾<sup>1)</sup> 相木秀則<sup>2)</sup>  
中野英之<sup>1)</sup> 新藤永樹<sup>1)</sup> 吉村裕正<sup>1)</sup>  
川上雄真<sup>1)</sup> 坂本 圭<sup>1)</sup> 山上晃央<sup>1,3)</sup>  
牛島悠介<sup>1,4)</sup> 原田やよい<sup>1)</sup> 小林ちあき<sup>1)</sup>  
富田裕之<sup>5)</sup> 東塚知己<sup>6)</sup> 山中吾郎<sup>1)</sup>

Evolution of tropical instability waves resolved in  
high-resolution coupled atmosphere-ocean  
predictions

Takahiro Toyoda, L. Shogo Urakawa, Hidenori  
Aiki, Hideyuki Nakano, Eiki Shindo, Hiromasa  
Yoshimura, Yuma Kawakami, Kei Sakamoto, Akio  
Yamagami, Yusuke Ushijima, Yayoi Harada,  
Chiaki Kobayashi, Hiroyuki Tomita, Tomoki  
Tozuka, Goro Yamanaka

- 1) 気象庁気象研究所  
2) 名古屋大学宇宙地球環境研究所  
3) 埼玉県環境科学国際センター  
4) 一般財団法人気象業務支援センター  
5) 北海道大学大学院環境科学院 / 地球環境科学研究院  
6) 東京大学大学院理学系研究科

初期値化した 10 日程度の大気・海洋結合予測実験における熱帯不安定波の再現性を調べ、高い再現性を持つ高分解能モデルの結果を用いて熱帯不安定波のエネルギー構造を解析した。赤道東西流間の傾圧不安定と赤道の北側の密度フロントにおける傾圧不安定が高気圧性の渦にエネルギーを供給しており、更にこの渦があることで不安定が強化されていることが示唆された。過去の研究で提案された様々な熱帯不安定波のメカニズムの内、現実的な場で効果的に作用しているものを評価した点で新しい成果である。

### 1. はじめに

これまで、数日から 10 日程度（中期）の天気予報では主に大気モデルが使われてきたが、例えば台風の発達などに関して大気海洋結合モデルの有効性が指摘されている（例えば、Mogensen *et al.*, 2017; Smith *et al.*, 2018）。この大気単体モデル・結合モデルの選択に加え、モデルの分解能・パラメタリゼーション・アンサンブル数・初期値化手法のバランスは、システム設計の重要な検討事項であり、短期から中・長期の連続的な予測表現が求められる中、これら設定の影響評価の蓄積が必要である。

気象研究所では、それぞれ複数の分解能を用いた大気・海洋モデルによる結合予測実験を行い、中期予測への影響を調べている。Kawakami *et al.* (2022) は黒潮周辺を複数の台風が通過する事例を解析した。Shindo *et al.* (準備中) は予報期間内での大気場の再現性と誤差の発達を全球的に検証し、特に太平洋赤道域の東部で海洋高分解能化のインパクトが大きいことを指摘した。本原稿は、この海域に特徴的な熱帯不安定波 (TIW; tropical instability waves) の予測結果を解析する。

熱帯不安定波は衛星観測により確認され (Leggeckis, 1977)、以降、解析的・理論的研究によりいくつもの形成機構が提案されてきた。例えば、赤道潜流 (EUC) と南赤道海流 (SEC) のシアアによる傾圧不安定や傾圧不安定 (Cox, 1980; Luther and Johnson, 1990; Qiao and Weisberg, 1998;

Masina *et al.*, 1999), SEC と北赤道反流 (NECC) の水平シア (Philander, 1976; 1978; Cox, 1980, Luther and Johnson, 1990; Flament *et al.*, 1996; Tanaka and Hibiya, 2019) や SEC 内での水平シアによる順圧不安定 (Hansen and Paul, 1984; Yu *et al.*, 1995), 強い密度フロントに関係する傾圧不安定 (Cox, 1980; Hansen and Paul, 1984; Luther and Johnson, 1990; Yu *et al.*, 1995; Masina *et al.*, 1999) が挙げられている。この発散的な状況は様々な緯度での TIW が対象とされてきたことに加え, 解析的研究のための仮定 (線形, 1.5 層, 赤道波などの近似) やモデルの誤差 (例えば, NECC が弱い) が原因と考えられる。また, 近年の観測的研究により TIW に付随する高気圧性渦 (TIV; tropical instability vortices) との関係が指摘されており (例えば, Flament *et al.*, 1996), これを含めた形成機構を考える必要があるが解決に至っていない。TIW の海洋場・大気場への影響についても調べられており, 特に近年のモデルの高分解能化と合わせて TIW を通じた大規模場へのポジティブな影響が理解されてきている (例えば, Graham, 2014; Li *et al.*, 2023)。

本原稿では, Toyoda *et al.* (2023) の内容をもとに, いくつかの分解能のモデルを用いた結合予測実験を比較して TIW 海域における高分解能化の影響を調べ, 高分解能モデルの現実的な予報場を用いて効果的に作用している TIW の形成機構を評価する。詳細については Toyoda *et al.* (2023) を参照されたい。

## 2. 大気海洋結合予測実験

気象研究所の大気大循環モデル (分解能: 約 55 km, 10 km) と海洋大循環モデル (分解能: 約 100 km, 10 km) を用いる。大気モデルの初期値は大気解析から作成し, 海洋モデルはそれぞれの分解能で 3 次元変分法により初期値化した (Toyoda *et al.*, 2021)。本稿では, 2018 年 9 月の各日から行った 11 日間の予測実験について, 低解像度の大気・海洋モデルを用いた LoLo 実験と高解像度モデルを用いた HiHi 実験の結果を示す。

## 3. 結果

TIW は海面水温 (SST) 変動として顕著に現れる。図 1 に結合予測実験と観測データによる SST 分布の例を示す。予測実験 (LoLo, HiHi) では観測で見られるような東西 10 度スケールの前線波動が再現されており, 位相もおおよそ整合していることが分かる。これは MGDSST (Kurihara *et al.*, 2006) を初期値化に使用しているため, この影響が持続・伝播したものと考えられる。この大きなスケールの変動に加えて, 高分解能モデルでは TIW 周辺の小さなスケールのフィラメント構造が存在する。この構造は高分解能の観測リトリバル MURSST (Chin *et al.*, 2017) と整合するものである。

TIW 通過時における定点での SST 変動を見ると, この作用によって上記の小さなスケールの変動を解像することで HiHi 実験では MURSST と同程度の水温低下が再現されていることが分かる。観測データである MGDSST は HiHi 実験よりも振幅が小さいが, これについてはリトリバルの際に時空間的なスムージングが掛けられており, 変動を抑制してしまっていることが指摘されている (Ito, 2022)。

Toyoda *et al.* (2023) では, 詳細な観測的データが利用可能な海面風応力・海上気圧・海面フラックスについて検証し, この中規模スケールの変動がカオス的な擾乱ではなく, 現実を反映して予測を改善していることを述べた。すなわち, 高分解能の結合予測実験の結果を用いて, 中規模スケールでの再現性が担保された状況で TIW の解析が可能であり, 以下ではエネルギー解析により TIW の形成過程についての評価を行う。

最近開発された 3 次元のエネルギーフラックス診断手法 (Aiki *et al.*, 2021) を用いて, 初期値化プロダクトの 3 ヶ月平均 (2018 年 8–10 月) からの偏差を擾乱 (波) 成分としてエネルギー解析を行う。図 2a は, 2018 年 9 月平均の表層の 3 次元エネルギーフラックスの発散・収束を表している。今回, 大きなエネルギー変動の見られる TIW 海域

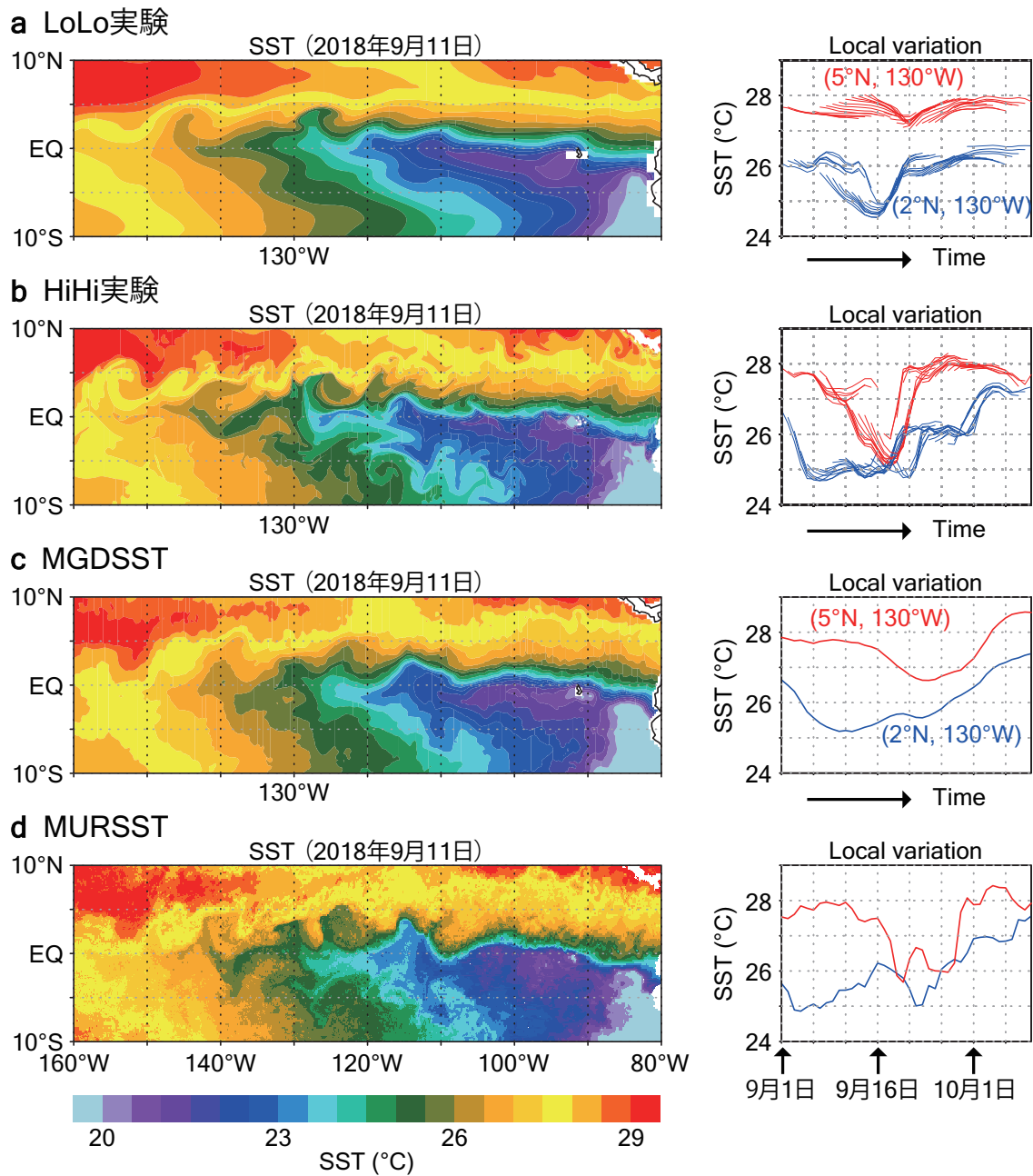


図1 (左) 2018年9月11日の海面水温. 結合予測実験は9月1日初期値の11日予測値. (右) 2°N, 130°W (青) 及び 5°N, 130°W (赤) におけるローカルなSST変動の時系列. 結合予測実験は各初期値日からの30の予測結果が重ねられている. (a) LoLo実験, (b) HiHi実験, (c) MGDSST (速報モード), (d) MURSST.

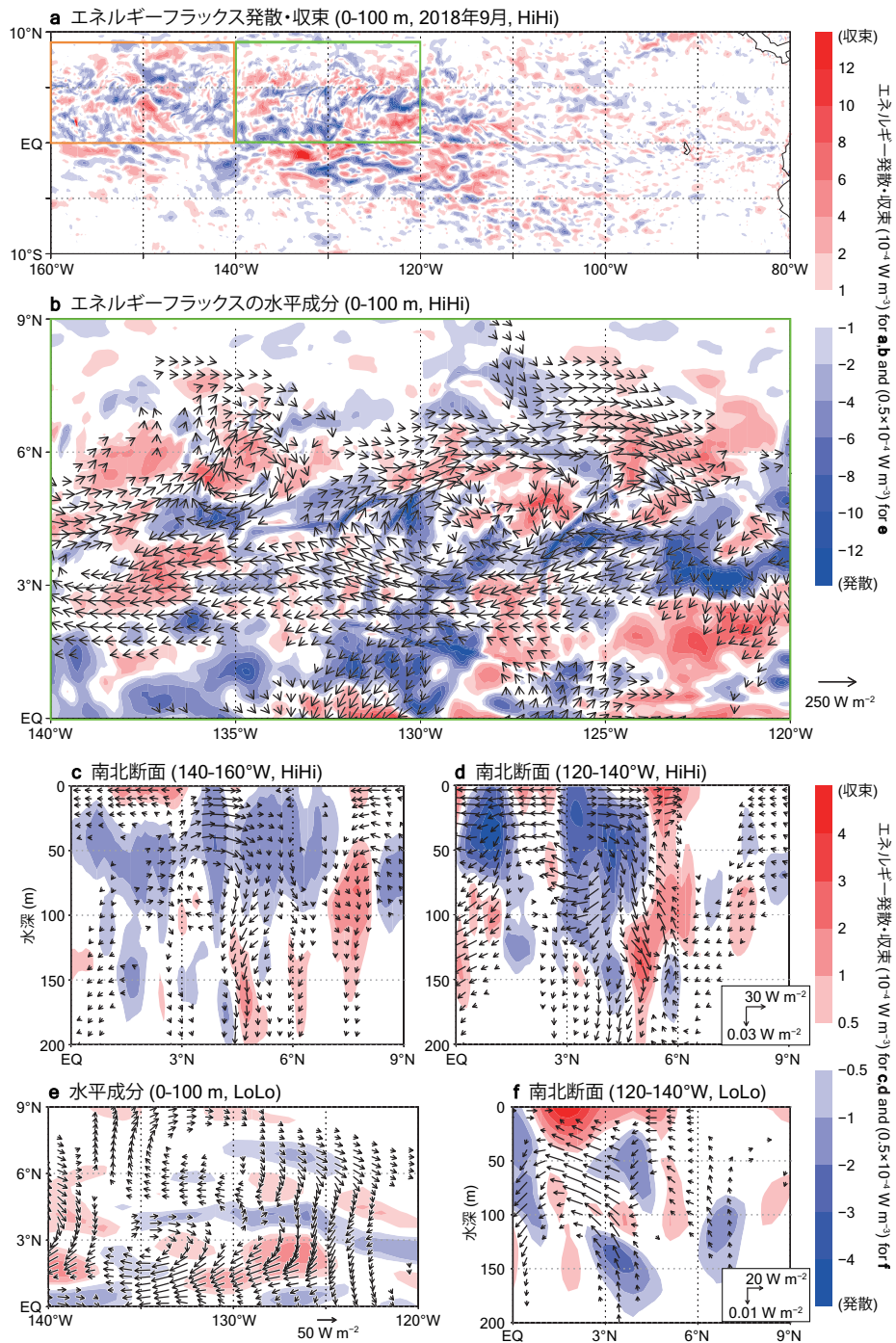


図2 (a) 3次元エネルギーフラックスの発散・収束 (HiHi実験の0-100 m, 2018年9月平均). (b) (a)の緑で囲った海域での発散・収束 (シェード) と水平エネルギーフラックス (ベクトル). (c, d) 東西平均した南北断面図. 3次元エネルギーフラックスの発散・収束 (シェード) と南北・鉛直方向のエネルギーフラックス (ベクトル). (c) 140-160°W, (d) 120-140°W. (e, f) (b, d)と同じ図でLoLo実験の結果.

である0–9°N, 120–140°Wに注目して解析を行う。図2bは、この海域を拡大し更に水平エネルギーフラックスを重ねている。複雑な構造があるものの大きなエネルギーの流れとして、4°N付近の発散域（青）を起源として北向きエネルギーフラックスがあり、6°N付近で収束（赤）している。東西平均場を図2dに示す。0–2°N, 3–5°Nに発散域（青）、5–7°Nに収束域（赤）が見られ、この収束域が特徴的なSST変動を持つTIW海域に対応している。また、この海域で表層から下層へのエネルギー伝播も見られ、過去の研究（McPhaden, 1996; Masina *et al.*, 1999; Tanaka *et al.*, 2015）でも指摘されているように躍層変動（と更に下層）への影響が示唆される。より西の海域（0–9°N, 140–160°W）においては、下向きのエネルギー輸送は同様に見られるが、エネルギーの発散・収束は比較的小さい（図2c）。LoLo実験の結果では、4°N付近の発散域（青）はHiHi実験と同じようにみられるが、HiHi実験に比べて小さく、ここからエネルギー輸送が主に南向きに行われており、結果的にTIW海域での収束が小さい（図2e, f）。

上で見た渦運動エネルギーの発散域では、平均場から渦場へのエネルギー供給が考えられる。過去の研究を参考にして、3つのエネルギー供給プロセスを調べた。HS（mean horizontal shear）、VS（mean vertical shear）、及び、HG（mean horizontal density gradient）である。HiHi実験の結果を用いて鉛直断面でのエネルギー変換を定量化したのが図3a–cである。ここで、渦との関係を議論するためスナップショット（2018年9月15日）を示している。また、図3aなどでHSとVSの合計を示しているがHSの寄与が支配的である。HSによるエネルギー変換として、0–2°NではEUC（赤コンター）とSEC（青コンター）の水平シア、3–5°NではSECとNECC（赤コンター）の水平シアが寄与している。4°N付近の発散（図2d）に寄与しているのは、後者のSECとNECCの順圧不安定と、強い密度フロントにおける傾圧不安定（図3b, c）からのエネルギー供給であることが分かる。

図3d, eは同じ時刻の水平流速場と水温・塩分を

示している。2–7°Nに高気圧性渦があり、これが上記のエネルギー変換に大きくかかわっていることが示唆される。この渦の構造は観測研究（Flament *et al.*, 1996）と整合的であり、また、渦の西側での北向き流による低温・高塩分水の貫入がTIWのSST変動と整合していることが分かる。更に、渦の南北の東西流シアが強い海域でHSが作用し、渦の東西の密度フロントが変形した海域でHGが作用していることから、渦の流速と移流がエネルギー変換を強化していることが示唆される。

LoLo実験の結果（図3f, g）では、渦の南側の順圧不安定と西側の傾圧不安定は、HiHi実験と同等に起こっているが、LoLo実験ではエネルギーが南に運ばれるためHiHi実験のような渦が形成されず、渦が弱いため、北側と東側の不安定が発生していない。このことから、HiHi実験では高気圧性渦が表現されることで、更に渦へのエネルギー供給が行われていることが支持される。

図3の渦構造を海面高度偏差で見たのが図4である。HiHi実験の結果（図4a）の水平スケールや偏差の大きさは、衛星観測による過去の研究（Weidman *et al.*, 1999; Kennan and Flament, 2000）と同程度である。これに比べてLoLo実験の結果（図4b）は偏差が小さい。この違いは上で述べたように平均場から渦へのエネルギー供給の違いで説明できる。

今回の結果は、SECの北側での順圧不安定（渦位南北勾配）により作られるTIWを示したTanaka and Hibiya (2019)の解析的研究と整合的であると言える。彼らは、線形の浅水波モデルで東西に連続する高気圧性と低気圧性の渦列の発達を示した。実際、HiHi実験の結果でも高気圧性のTIVの東西に低気圧性の渦が見られる（図4a）。また、過去の観測研究中のいくつかの図でも低気圧性の渦を確認出来る。このように、線形不安定解析の結果と同様に連続する高気圧性・低気圧性の渦が見られるが、現実では非線形性の作用で高気圧性の渦の勢力が強くと考えられる。

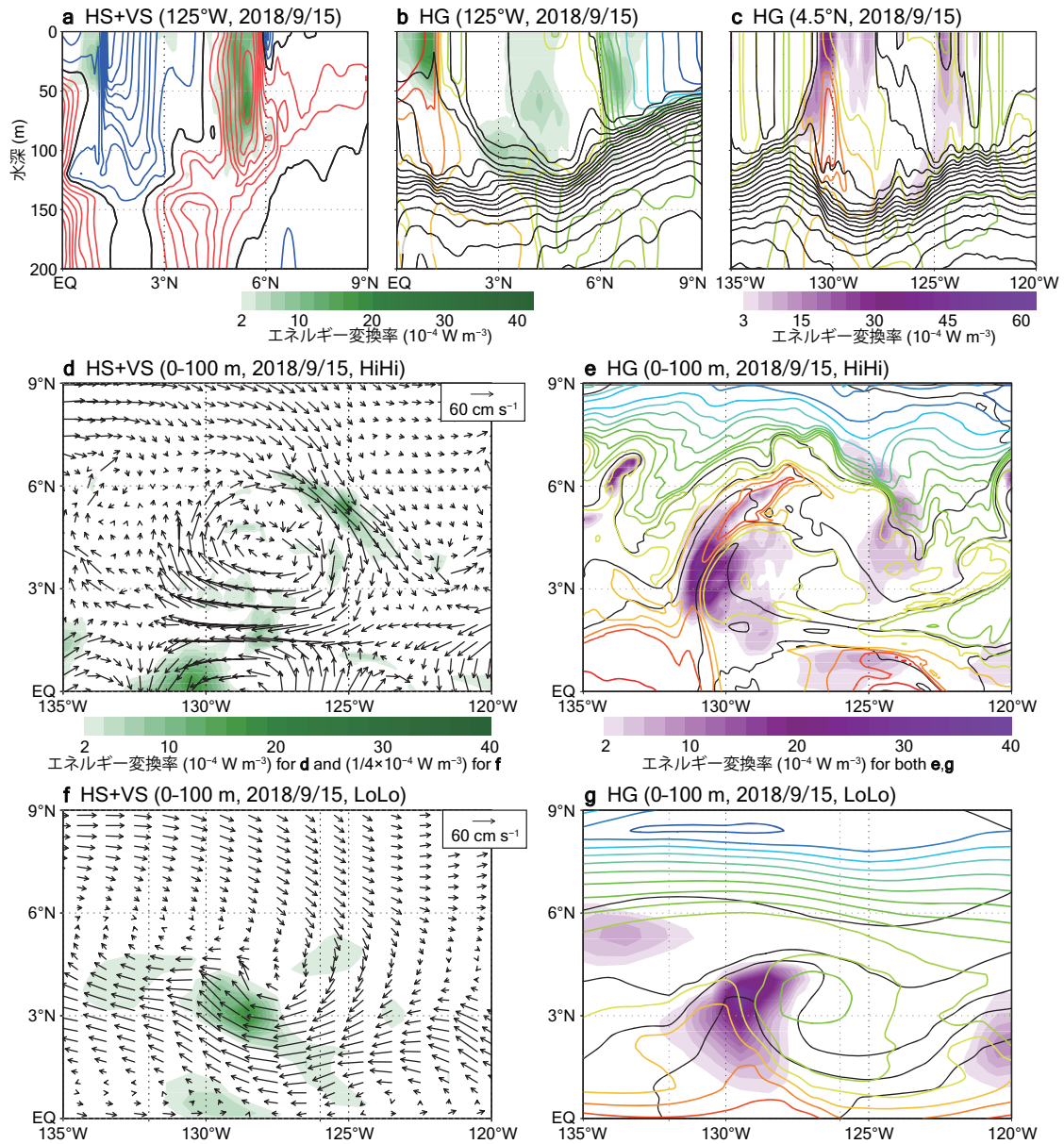


図3 (a) 125°W断面におけるHSとVSによるエネルギー変換率(シェード). コンターは東西流速場 ( $10 \text{ cm s}^{-1}$  間隔) で, 青が西向き, 赤が東向き. (b) 同じ断面でのHGによるエネルギー変換率(シェード). 黒コンターは水温 ( $1^\circ\text{C}$  間隔), 色のコンターは塩分 (0.1 間隔で暖色ほど高塩分). (c) (b) と同じだが 4.5°N の東西断面. (d) 0–100 m 平均のHSとVSによるエネルギー変換率(シェード) と 50 m 深の水平流速場(ベクトル). (e) 0–100 m 平均のHGによるエネルギー変換率(シェード) と 50 m 深の水温・塩分場(コンター, (b, c) と同じ). (a–e) はHiHi実験の結果. (f, g) (d, e) と同じだがLoLo実験の結果. 全て, 2018年9月15日のスナップショット.

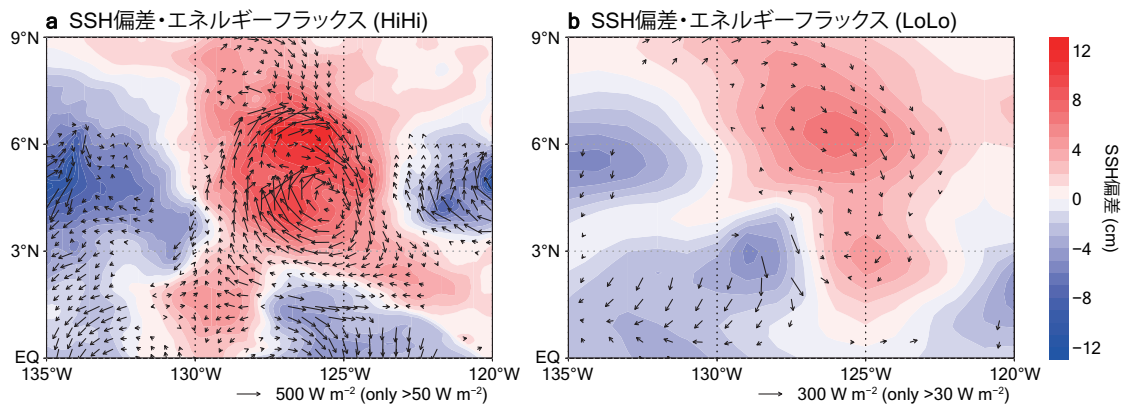


図4 2018年9月15日におけるSSH偏差(シェード)と水平エネルギーフラックス(0-100 m平均, 矢印). (a) HiHi実験, (b) LoLo実験.

この高気圧性と低気圧性の循環に対する非線形性について、以下のような議論が可能である。過去の研究で、高気圧性循環では遠心力と圧力傾度力が同じ方向で、コリオリ力がこれらとバランスするため強い流速が必要であることが知られている (Willett *et al.*, 2006)。このため、(線形不安定解析のように) 高気圧性と低気圧性の同じ偏差場が与えられれば、高気圧性循環の方が流速は大きくなる。一方で、本研究で明らかにしたように、中規模渦を再現するモデル (HiHi 実験) では、渦の移流による密度フロントの変形が渦の東西での傾圧不安定に影響し、また、渦の北側で渦流速により NECC が強化され傾圧不安定に影響している。これらは LoLo 実験では起こっていない。すなわち、渦の流速場からのフィードバックが高気圧性循環を強化していることが示唆される。観測研究からも TIV について大きなロスビー数が指摘されていて (Weidman *et al.*, 1999; Kennan and Flament, 2000)、上記の渦流速場からのフィードバックを支持する。更に別のプロセスとして、低気圧性渦は上向き躍層変位を伴うので、海面混合により減衰しやすいのではないかと考えられる。TIW 海域における高気圧性渦の卓越にはこれらの非線形性が作用している可能性があるが、定量的な評価は今後の課題である。

#### 4. まとめ

いくつかの分解能を用いた結合予測実験 (初期値化した 10 日程度の予測) 比較で見られた熱帯不安定波 (TIW) 海域における海洋高分解能化による改善の詳細を調べた。TIW の大きなスケール (~1000 km) の初期値化に加え、高分解能海洋モデルでは周辺の小規模の SST 変動が表現されており、これらは完全にカオス的ではなくローカルな予測の改善に貢献していることを検証した。この中規模スケールでの再現性が担保されたデータセットを用いて、エネルギー構造の解析を行った。赤道東西流間の傾圧不安定と赤道の北側の密度フロントにおける傾圧不安定が高気圧性の渦 (TIV) にエネルギーを供給しており、更にこの渦があることで不安定が強化されていることが示唆された。

謝辞：本研究は、日本学術振興会の科研費研究助成事業 (18H03738, 22H00176, 22H01293, 22J01703)、及び、文部科学省の先端プロジェクト (MXD0722680734) の助成を受けました。また、2023 年の大植シンポジウム (東京大学大気海洋研究所共同利用研究集会：JURCAOSLRM23-01, JURCAOSLRM23-03) 開催に尽力して下さった西川はつみ氏、山崎哲氏、田中潔氏に感謝いたします。

## 参考文献

- [ 1 ] Aiki, H. *et al.* The energy flux of three-dimensional waves in the atmosphere: Exact expression for a basic model diagnosis with no equatorial gap. *J. Atmos. Sci.* 78, 3745-3758 (2021).
- [ 2 ] Chin, T. M., Vazquez-Cuervo, J. & Armstrong, E. M. A multi-scale high-resolution analysis of global sea surface temperature. *Remote Sens. Environ.* 200, 154-169 (2017).
- [ 3 ] Cox, M. D. Generation and propagation of 30-day waves in a numerical model of the Pacific. *J. Phys. Oceanogr.* 10, 1168-1188 (1980).
- [ 4 ] Flament, P., Kennan, S. C., Knox, R. A., Niiler, P. P. & Bernstein, R. L. The three-dimensional structure of an upper ocean vortex in the tropical Pacific. *Nature* 383, 610-613 (1996).
- [ 5 ] Graham, T. The importance of eddy permitting model resolution for simulation of the heat budget of tropical instability waves. *Ocean Model.* 79, 21-32 (2014).
- [ 6 ] Hansen, D. V. & Paul, C. A. Genesis and effects of long waves in the equatorial Pacific. *J. Geophys. Res.* 89, 10431-10440 (1984).
- [ 7 ] Ito, K. Bias in near-real time global sea surface temperature analysis of Japan Meteorological Agency associated with tropical cyclone passages in Western North Pacific. *J. Meteorol. Soc. Jpn.* 100, 321-341 (2022).
- [ 8 ] Kawakami, Y. *et al.* Interactions between ocean and successive typhoons in the Kuroshio region in 2018 in atmosphere-ocean coupled model simulations. *J. Geophys. Res. Oceans* 127, e2021GL018203 (2022).
- [ 9 ] Kennan, S. C. & Flament, P. J. Observations of a tropical instability vortex. *J. Phys. Oceanogr.* 30, 2277-2301 (2000).
- [10] Kurihara, Y., Sakurai, T. & Kuragano, T. Global daily sea surface temperature analysis using data from satellite microwave radiometer, satellite infrared radiometer, and in-situ observations (in Japanese). *Weather Bull.* 73, 1-18 (2006).
- [11] Legeckis, R. Long waves in the eastern equatorial Pacific Ocean: A view from a geostationary satellite. *Science* 197, 1179-1181 (1977).
- [12] Li, T., Yu, Y., An, B., Luan, Y. & Chen, K. Tropical instability waves in a high-resolution oceanic and coupled GCM. *Ocean Model.* 182, 102169 (2023).
- [13] Luther, D. S. & Johnson, E. S. Eddy energetics in the upper equatorial Pacific during the Hawaii-to-Tahiti Shuttle experiment. *J. Phys. Oceanogr.* 20, 913-944 (1990).
- [14] Masina, S., Philander, S. G. H. & Bush, A. B. G. An analysis of tropical instability waves in a numerical model of the Pacific Ocean. Part II: Generation and energetics of the waves. *J. Geophys. Res.* 104, 29637-29661 (1999).
- [15] McPhaden, M. J. Monthly period oscillations in the Pacific North Equatorial countercurrent. *J. Geophys. Res.* 101, 6337-6359 (1996).
- [16] Miller, L., Watts, D. R. & Wimbush, M. Oscillations of dynamic topography in the eastern equatorial Pacific. *J. Phys. Oceanogr.* 15, 1759-1770 (1985).
- [17] Mogensen, K. S., Magnusson, L. & Bidlot, J.-R. Tropical cyclone sensitivity to ocean coupling in the ECMWF coupled model. *J. Geophys. Res. Oceans* 122, 4392-4412 (2017).
- [18] Philander, S. G. H. Instabilities of zonal equatorial currents. *J. Geophys. Res.* 81, 3725-3735 (1976).
- [19] Philander, S. G. H. Instabilities of zonal equatorial currents, 2. *J. Geophys. Res.* 83, 3679-3682 (1978).
- [20] Qiao, L. & Weisberg, R. H. Tropical instability wave energetics: Observations from the tropical instability wave experiment. *J. Phys. Oceanogr.* 28, 345-360 (1998).
- [21] Smith, G. C. *et al.* Impact of coupling with an ice-ocean model on global medium-range NWP forecast skill. *Mon. Weather Rev.* 146, 1157-1180 (2018).
- [22] Tanaka, Y., Hibiya, T. & Sasaki, H. Downward lee wave radiation from tropical instability waves in the central equatorial Pacific Ocean: A possible energy pathway to turbulent mixing. *J. Geophys. Res. Oceans* 120, 7137-7149 (2015).
- [23] Tanaka, Y. & Hibiya, T. Generation mechanism of tropical instability waves in the equatorial Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.* 49, 2901-2915 (2019).
- [24] Toyoda, T. *et al.* Energy flow diagnosis of ENSO from an ocean reanalysis. *J. Clim.* 34, 4023-4042 (2021).
- [25] Toyoda, T. *et al.* Effective generation mechanisms of tropical instability waves as represented by high-resolution coupled atmosphere-ocean prediction experiments. *Sci. Rep.* 13, 14742 (2023).
- [26] Vellinga, M., Copsey, D., Graham, T., Milton, S. & Johns, T. Evaluating benefits of two-way ocean-atmosphere coupling for global NWP forecasts. *Weather Forecast.* 35, 2127-2144 (2020).
- [27] Weidman, P. D., Mickler, D. L., Dayyani, B. & Born, G. H. Analysis of Legeckis eddies in the near-equatorial Pacific. *J. Geophys. Res.* 104, 7865-7887 (1999).
- [28] Willett, C. S., Leben, R. R. & Lavin, M. F. Eddies and tropical instability waves in the eastern tropical Pacific: A review. *Prog. Oceanogr.* 69, 218-238 (2006).
- [29] Yu, Z., McCreary, J. P. & Proehl, J. A. Meridional asymmetry and energetics of tropical instability waves. *J. Phys. Oceanogr.* 25, 2997-3007 (1995).

