

論文の内容の要旨

論文題目 Ocean Surface Wave Effects on Development of Explosive Cyclone
(爆弾低気圧の発達に対する波浪の影響について)

氏名 北 祐樹

1. 序論

爆弾低気圧 (Explosive Cyclone) は「24 時間で 24hPa 以上中心気圧が低下した温帯低気圧」と定義され、主に冬から春にかけて発生する。台風より大きなスケールを持つ (1000~2000km) 低気圧であり、強風や豪雪などにより災害をもたらす。台風と比べてもその発達メカニズムや内部の現象について未解明の点も多く、防災の観点から更なる理解が必要である。

爆弾低気圧と類似する大気現象に熱帯低気圧がある。熱帯低気圧についての研究では波浪・水飛沫の影響を数値計算に導入するが再現性向上に繋がると、多くの先行研究で報告されている (e.g., Chen et al. 2013)。爆弾低気圧などの温帯低気圧に対しても波浪がその発達に影響を与えることを複数の研究が指摘しているが (e.g., Zhang and Perrie 2001)、大気・海洋・波浪がどのように影響し、低気圧の発達に関係するのか、体系的な理解はまだできていない。本研究は、爆弾低気圧下の大気海洋波浪相互作用を検証し、波浪が爆弾低気圧に与える影響を定量的に評価することを目的としている。

1.1. 爆弾低気圧の発達要因

爆弾低気圧の発達の要因は主に 3 つあり、(i)大気上層の強い渦位アノマリ、(ii)海洋からの熱・水蒸気フラックス流入、(iii)雲形成・降水による潜熱解放、が指摘されている。波浪は海面摩擦や熱フラックスの因子となっており、(ii)や(iii)に影響を与えるため、波浪影響を導入することで爆弾低気圧の発達の变化が期待される。

1.2. 大気・海洋・波浪相互作用

波浪は大気と海洋に様々な作用を及ぼす。波浪の発達により増大する摩擦抵抗により大気境界層の運動量を変化させ、大気海洋間の熱・水蒸気輸送に変化を与える。また、海洋に対して波浪は、波浪に伴う水粒子の運動や砕波によって海洋上層の混合を促進したり、流れや水温の環境に変化を与えたりする。本研究の目的は、爆弾低気圧の発達に対して波浪が与える影響を定量的に評価することである。まず、爆弾低気圧下における波浪の時空間発達を、波浪の長期再現推算を用いて解析することで、爆弾低気圧下で発生する大気海洋波浪相互作用の基礎的理解を構築する。また、波浪発達についての熱帯低気圧との相違点も明らかにする。そして、波浪が大気と海洋の境界層に与える作用を解析し、大気海洋波浪相互作用が爆弾低気圧の発達に与える変化を定量的に評価するため、大気海洋波浪結合モデルを用いて数値シミュレーションを行う。

2. 爆弾低気圧下の波浪の発達

爆弾低気圧下の波浪発達と、低気圧自体の発達や構造との関係を理解し、低気圧下での大気海洋波浪相互作用の基礎的情報を捉えるため、1994~2014 年に日本周辺の太平洋で発達した爆弾低気圧による波

浪の解析を行った。日本の周辺海域において WAVEWATCH III により過去推算計算を行い、爆弾低気圧下で発生した波浪に対してコンポジット解析を行った。

結果、爆弾低気圧自体の発達ピークに対して波浪の発達ピークが遅延することが示された。また、爆弾低気圧の前線が作り出す非対称な地表風の構造と発達によって、波浪スペクトルの特に狭い領域が爆弾低気圧の進行方向に対して右側と、温暖前線の寒気側に形成されることを示した (Fig. 1)。海面抵抗係数の因子である波齢や波形勾配、波向分散の特徴も掴むことができ、大気・波浪相互作用に関しても台風と爆弾低気圧は異なる特徴を有することが示唆された。

波浪発達に関する熱帯低気圧と爆弾低気圧の比較解析も行った。爆弾低気圧が最発達する以前は、その進行速度が熱帯低気圧より速く、波高がより低く抑えられるということが明らかとなった。また、爆弾低気圧は空間サイズが熱帯低気圧よりも大きいため、より広い領域に高波高を形成できる。さらに、波浪スペクトルの狭小領域は、爆弾低気圧が2つ形成する点とは異なり、熱帯低気圧では1つしか形成されないことも確認された。

3. 大気海洋波浪結合モデル

本研究では大気海洋波浪相互作用を陽的に計算するため、大気モデル WRF(Weather Research and Forecasting model)、海洋モデル CROCO(Coastal and Regional Ocean COmmunity model)、波浪モデル WW3(WAVEWATCH III)を結合させ、2018年1月上旬に大西洋北西部で発生した爆弾低気圧を数値シミュレーションする。この爆弾低気圧を選んだ理由としては、近年のうちで最大級の発達率 (53hPa/dayの気圧低下) を示した低気圧であること、大西洋北西部には沿岸・沖合に観測施設が多数設置されており、モデル結果と観測との比較が行いやすいという2点である。

3.1. 結合モデルの設定

大気海洋波浪結合モデル内で交換する変数は Fig. 2 に示した。本研究ではモデル内で6分ごとに変数を交換する。計算期間は2018年1月1~10日である。Table. 2 に各モデルの計算条件を示した。

大気モデル中の海面粗度 z_0 と摩擦速度 u_* は波浪状態に強い影響を受ける。大気波浪結合モデルにおいて、 z_0 は波浪モデルで計算される Charnock 係数 α を Janssen (1989)の提案式を用いて計算した。

波浪モデル WW3 を結合しない場合は、 $\alpha = 0.0185$ としている。 u_* は Patton et al. (2019)の提案式を用いて、風とピーク波の角度差の影響を導入した。

海洋モデル CROCO の支配方程式は Uchiyama et al. (2010)が導出した、波-流れ相互作用を含めた式を用いる。本研究では、波浪(非砕波)による鉛直混合が爆弾低気圧の発達に与える影響を評価するため、境界層乱流スキーム2つで検証した。第一に、Large, McWilliams, & Doney (1994)が考案した K-Profile Parameterization である LMD スキームに、Qiao et al. (2004)が提案した波浪混合効果を導入したモデルを

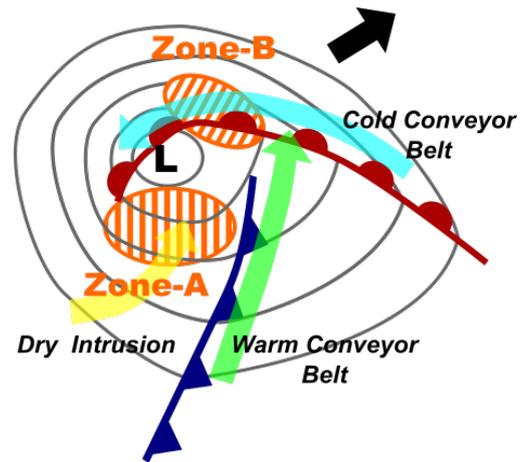


Fig. 1 Conceptual diagram of ocean waves under EC conditions at the most developed stage. Gray contours represent SLP, red line with hemicycles represents warm front, and blue line with triangles represents cold front. Black arrow indicates propagating direction, and other arrows depict air mass movement specific to extratropical cyclones. Orange hatched areas indicate regions with narrow-banded wave spectra in both direction and frequency.

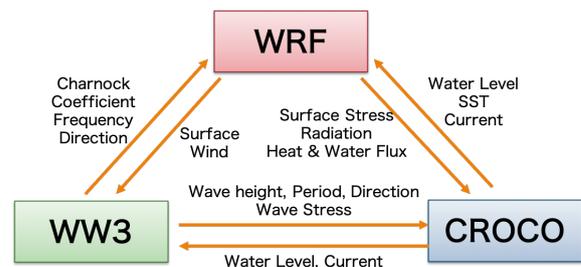


Fig. 2 Schematic diagram of the coupled model and exchanged variables.

Table. 2 Fundamental configurations of the coupled model.

	WRF	WW3	CROCO
領域	24°N ~ 50°N, 85°W ~ 45°W		
期間	2018/01/01 0:00 ~ 2018/01/10 0:00		
解像度	0.08°	0.075°	1/18°
時間ステップ	30s	360s (global)	9s(2D), 360s(3D)
グリッド数	lon 501 × lat 326, 60 layer	lon 536 × lat 349	lon 729 × lat 597, 45layer
その他	初期値/境界値: NCEP-CFSR MYNN boundary layer scheme	初期値/境界値: 大西洋モデル Wind/ice forcing: NCEP- CFSR	初期値/境界値: Gofs- HYCOM, 潮汐なし, σ 座標

用いる。第二に、Mellor-Yamada レベル 2.5 の乱流スキームを元に作られた GLS (generic length scale) スキームに、Babanin (2011)が提案した波浪混合効果を導入したモデルを用いる。

4. 波浪が爆弾低気圧の発達に与える影響

4.1. 波浪が大気に与える影響

波浪の時間発達の影響を大気モデルに導入することで、 u_* と z_0 が全体的に増加する。それにより、海面熱フラックス(顕熱+潜熱)が増加し、一方で表層風速は微減することがわかった。爆弾低気圧の中心気圧は小スケールの大気擾乱によって変動するため、低気圧中心周辺の $5^\circ \times 5^\circ$ のエリアでの海面気圧平均値(ACSLP)を爆弾低気圧発達の強さの指標とした。また、海面熱フラックスは広域で低気圧発達に影響を与えるため、固定されたH-box内(Fig. 3)の熱フラックスの平均値で評価することとした。

H-boxにおける熱フラックス平均値は波浪の効果により増加し、ACSLPは大気モデルのみに比べて低下した。つまり、波浪の大気への作用により海面摩擦と海面熱フラックスが増加し、大気的不安定性を強化することで爆弾低気圧の発達が強化されたことが明らかになった。

4.2. 波浪による海洋混合の影響

3.1節で述べたLMDスキームとGLSスキームを用いて、波浪による海洋混合の影響を検証した。LMDスキームでは波浪の混合作用は海洋モデル中の渦粘性・拡散係数に作用するが、冬季における北西大西洋は混合層深度が100m超の領域が大半を占めており、最大でも20mしか届かない波浪の混合作用の水温や混合層深度への影響は限定的であった。

一方GLSスキームではLMDスキームでの波浪混合よりも影響が大きく、渦粘性・拡散係数と乱流運動エネルギーを増加させた。波浪の発達に併せて影響する深さは大きくなり、広い領域で混合層深度の深化が確認された。メキシコ湾流の南側では海面水温が低下した一方で、北側では水温の逆転層の影響により海面水温が消音することが確認された。

4.3. 大気海洋波浪相互作用

波浪と大気・海洋全てのモデルを結合することで、波浪が大気と海洋に及ぼす相互作用が爆弾低気圧の発達に与える変化を定量的に評価する。4.2節で述べた波浪と大気の相互作用により、海面熱フラックスが増加するため、メキシコ湾流の南側で海面水温が低下、北側では昇温することが確認された。また、海面摩擦も強化されるため、低気圧が海洋内部に発生させる慣性振動の振幅が増加することも確認された。

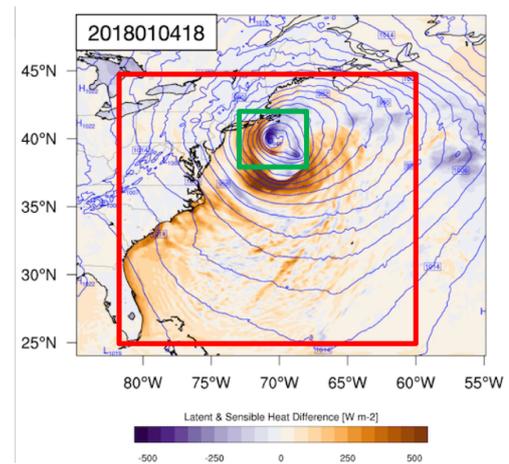


Fig. 3 The shade shows that the atmosphere-wave coupling enhances the surface heat flux. (green square) The area where the area-averaged SLP around the cyclone center (ACSLP) is calculated; (red square) the fixed “H-box” area where the area-averaged heat flux is calculated.

H-box 内での海面熱フラックスについて、大気海洋波浪結合モデルでは大気海洋結合モデルよりも、平均値の増加が確認された。これは海面熱フラックスに対して、波浪の海洋混合の効果より海面摩擦の強化の方が勝り、熱供給が結果的に増加したことを示す。そして、爆弾低気圧は熱供給の増加により発達強化されたことも確認された。

5. 結論

波浪が爆弾低気圧の発達に与える影響を定量的に評価することを目的に本研究は行われた。まず、爆弾低気圧下において波浪の発達が低気圧発達に対して遅延することが確認された。これは低気圧の最発達前の進行速度が波浪の群速度よりも速いからである。また、爆弾低気圧の持つ前線の影響により、波浪スペクトルの狭小領域が2ヶ所形成されることが確認された。

大気海洋波浪結合モデルを用いて2018年1月に北西大西洋で発生した爆弾低気圧に対する感度実験を行った。波浪は大気に対して摩擦と粗度を増加させる効果を持ち、それにより熱フラックスを増加させ爆弾低気圧の発達を強化する。一方で、GLSスキームに波浪による海洋混合を加えたことで、低気圧下の海洋混合層の深化が確認された。メキシコ湾流の南側の広い領域で海面水温が低下するため、低気圧の発達を抑制することが確認された。さらに、大気波浪相互作用の影響により増加した熱フラックスが海面水温を低下させることも確認された。それぞれの相互作用の中で、大気波浪相互作用が熱フラックスに最も大きな影響を与え、爆弾低気圧の発達を強化することが明らかになった。

謝辞

本研究はJSPS 科研費16H01846, 17J07627の助成を受けたものです。NKEO ブイによる観測は、文部科学省科学研究費補助金・新学術研究領域「気候系のhot spot」から助成を受けたものです。

参考文献

- Babanin A V. (2011) *Breaking and dissipation of ocean surface waves*. Cambridge University Press
- Chen SS, Zhao W, Donelan MA, Tolman HL (2013) Directional Wind–Wave Coupling in Fully Coupled Atmosphere–Wave–Ocean Models: Results from CBLAST-Hurricane. *J Atmos Sci* 70:3198–3215
- Janssen PAEM (1989) Wave-Induced Stress and the Drag of Air Flow over Sea Waves. *J Phys Oceanogr* 19:745–754
- Large WG, McWilliams JC, Doney SC (1994) Oceanic With Vertical Mixing: a Review Layer and a Model a Nonlocal Boundary. *Rev Geophys* 32:363–403
- Patton EG, Sullivan PP, Kosović B, et al (2019) On the influence of swell propagation angle on surface drag. *J Appl Meteorol Climatol* JAMC-D-18-0211.1
- Qiao F, Yuan Y, Yang Y, et al (2004) Wave-induced mixing in the upper ocean: Distribution and application to a global ocean circulation model. *Geophys Res Lett* 31:2–5
- Uchiyama Y, McWilliams JC, Shchepetkin AF (2010) Wave-current interaction in an oceanic circulation model with a vortex-force formalism: Application to the surf zone. *Ocean Model* 34:16–35
- Zhang Y, Perrie W (2001) Feedback Mechanisms For The Atmosphere And Ocean Surface. *Boundary-Layer Meteorol* 100:321–348

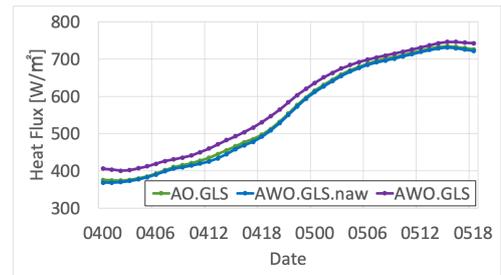
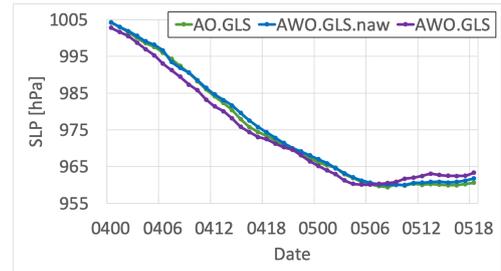


Fig. 4 Time-series of (top) the ACSLP and (bottom) the area-averaged heat flux in the H-box for Case AO.GLS (green), AWO.GLS.naw (blue), and AWO.GLS (purple).