

# フェッチ制限下の風波砕波に伴う 海面表層の応答

猿渡 亜由未<sup>1</sup>・坂川 諒太<sup>2</sup>・大塚 淳一<sup>3</sup>・馬場 康之<sup>4</sup>・久保 輝広<sup>5</sup>・水谷 英朗<sup>6</sup>・  
二宮 順一<sup>7</sup>・山田 朋人<sup>1</sup>・内山 雄介<sup>8</sup>・森 信人<sup>9</sup>・渡部 靖憲<sup>1</sup>

<sup>1</sup>正会員 博(工) 北海道大学 大学院工学研究院(札幌市北区北13条西8丁目)

E-mail: saruwata@eng.hokudai.ac.jp

<sup>2</sup>学生会員 北海道大学 大学院工学院(札幌市北区北13条西8丁目)

<sup>3</sup>正会員 博(工) 寒地土木研究所 寒冷沿岸域チーム(札幌市豊平区平岸1条3丁目)

<sup>4</sup>正会員 博(工) 京都大学防災研究所(和歌山県西牟婁郡白浜町堅田2500-106)

<sup>5</sup>非会員 京都大学防災研究所(和歌山県西牟婁郡白浜町堅田2500-106)

<sup>6</sup>正会員 博(工) ハイドロ総合技術研究所(大阪市北区中之島3-3-23)

<sup>7</sup>正会員 博(工) 金沢大学 理工学域(金沢市角間町)

<sup>8</sup>正会員 博(工) 神戸大学大学院(兵庫県神戸市灘区六甲台町1-1)

<sup>9</sup>正会員 博(工) 京都大学防災研究所(京都府京都市伏見区横大路下三栖東ノ口)

和歌山県田辺湾の田辺中島高潮観測塔において行った海上集中観測結果を基に、フェッチ制限下における強風イベント時の白波被覆率、海洋性エアロゾル濃度、大気-海洋間熱フラックスについて調査した。フェッチ制限下の未飽和な風波砕波に対しては白波被覆率もエアロゾル生成量もフェッチ制限の無い場合と比べ小さく、外洋の観測結果に基き構築されたモデルでは評価が過大となる事が確認された。砕波泡沫の面積分布及び砕波による表面更新に伴う海面温度を記述する統計モデルを提案した。更に白波砕波に伴う表層水の混合が強風イベント時の大気-海洋間熱輸送量に対し有意に影響を与え得る事を示した。

**Key Words:** Ocean storm, fetch-limited waves, whitecap coverage, sea-spray aerosol, air-sea heat exchange

## 1. はじめに

将来極端気象現象の頻発化が危惧されている一方、台風等強風を伴う海洋の応答に関して現行海面抵抗モデルの不確実性が指摘され<sup>1)</sup>、関連して強風イベント下での大気海洋間の熱、水分、気体輸送形態の変動についても懸念されている。暴風下において海洋表層を覆う砕波泡沫並びに同時に発生する飛沫群が大気海洋間運動量輸送に影響を与え<sup>1)</sup>、また砕波による表面更新<sup>2)</sup>だけでなく白波残留気泡膜の気化冷却<sup>3)</sup>を通して海面を介した熱交換が修正されることが外洋海洋観測のもとに説明されてきた。一方、数十kmオーダーのフェッチ制限を受ける場合の風波モデルも提案されてきたが<sup>4)</sup>、陸から数kmのフェッチ制限下でも有意な風波砕波が生じる事は著者らの連続観測により確認されており、砕波に伴う海面現象は外洋又は比較的長いフェッチ制限下でのパラメタリゼーションでは記述できない可能性がある。また大気環境の重要な決定要因の一つである海洋性エアロゾルは飛沫に由来する為白波砕波上で大量に生成されるが、生成量の予測精度はモデルにより1-2オーダー異なる場合があり、観測に基く更なる研究が求められる<sup>5)</sup>。

本研究は、台風イベント発生時の気象海象集中観測データをもとに、フェッチ制限のある海域における砕波に伴う白波及び飛沫生成過程と海面表層の海水温変化について分析し、近海域におけるこれらの特徴を議論するものである。

## 2. 現地観測

海上現地観測は和歌山県田辺湾の南西方向に開けた湾口の中央付近に位置する田辺中島高潮観測塔(京都大学白浜海象観測所)において行った(図-1)。観測塔付近の水深は30m程度であり、観測塔直下は水深約10mの海丘となっている。風速、波高、気温、湿度、日射、海面温度、塩分、水温に加え、可視カメラによる海面画像、サーモグラフィによる海面熱赤外線分布、パーティクルカウンタによる海洋性エアロゾルそしてADCPによる流速分布を同時観測した。風速計は海上23m、ADCPは水深10m、塩分計は水深5m地点に設置し、水温計は海面から水深5mまでは0.5m間隔、水深10mまでは1m間隔、水深30mまでは5m間隔で設置した。可視カメラと赤外線カメラは観測塔12.5mテラス北側に、同一海面領域を撮影する様隣合わせで

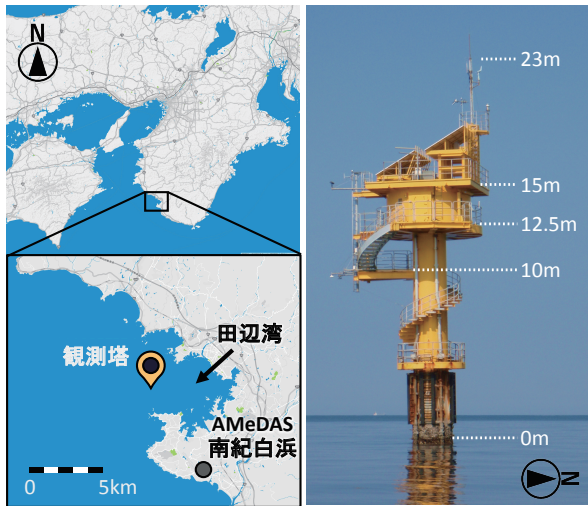


図-1 田辺中島高潮観測塔の位置（左）と観測塔（右）。

設置した。パーティクルカウンタは海上 15 m テラス南側に設置し、1 時間毎に吸引する 2.83 L のエアサンプル中に含まれる 0.3, 1.0, 5.0  $\mu\text{m}$  粒径のエアロゾル粒子数をカウントした。降雨量データは観測塔から 6.0 km の位置にある AMedAS 南紀白浜の観測値を用いる。

本研究で主な解析対象とした期間は 2017 年 10 月 19 日 00:00 から 10 月 31 日 00:00 (JST) である。本期間には西日本を中心に豪雨災害を引き起こしながら紀伊半島の南海上を北東方向に通過した台風 21 号 (T201721) と 22 号 (T201722) による二つの強風イベントが含まれる (図-2)。両イベントを通して風向きは常に北寄りであった為 (図-3 (b) 参照) フェッチが 3-5 km に制限された中で、最大  $30 \text{ m s}^{-1}$  に及ぶ暴風により有意な風波砕波が継続的に発生した。また 2013 年から 2016 年までに同観測塔において得られた観測結果から風向が南寄りであった暴風イベントを抽出し、フェッチ制限の無い条件での比較対象とした。

10 秒毎に撮影された海表面可視画像及び赤外線画像は、12 m  $\times$  8 m の同一の領域を撮影する実座標平面へと正投影変換され、大凡同時刻同一位置における可視、赤外線分布の比較を可能にする。可視画像は、メディアンフィルターによるノイズ処理、トップハットフィルターによる画像内平均輝度差の補正後、画像濃度閾値のピクセル増加率勾配から白波及び残留気泡群を抽出する Callaghan & White<sup>6)</sup> の方法を適用し、20 分間の平均砕波率、白波被覆率  $W$  を決定した (図-3 (c) 参照)。赤外線熱画像は、計測温度レンジの中央を計測領域内の平均温度に動的に適合させるダイナミックモードで撮影され、海水温が変化中、常に平均海面温度を平均とした同一の温度レンジで計測可能である。同様にノイズ処理後、海面温度変化と可視画像で評価された白波分布との関係並びに統計的特徴を抽出する。

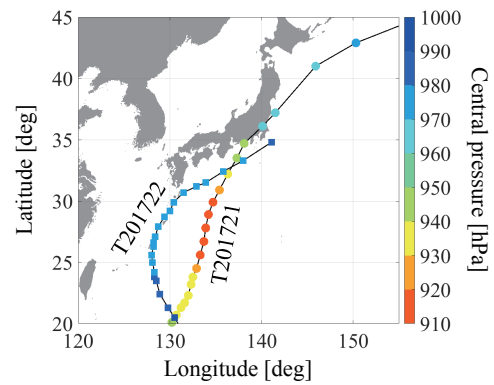


図-2 対象とした台風の経路と中心気圧。

### 3. 観測結果

#### (1) 白波被覆率

発生した白波は、その後残留泡沫としてパッチ状に分裂して小領域化し、その後消散する (図-4 (左))。Callaghan & White<sup>6)</sup> の方法による動的最適閾値の設定法は、日中を通して変化する日射の海面上の反射の影響を最小化して白波被覆領域を決定可能であることを確認している (図-4 (中))。図-4 (右) は、海面温度分布と検出した白波領域を比較した一例である。細分化された砕波泡沫が残留する領域で海面温度が低下しているのが分かる。

図-5 (左) は、風波砕波下の残留泡沫群の面積分布を表している。砕波の規模及び総泡沫パッチ数に依存せず、どのイベントにおいても、泡沫パッチ面積は指数分布  $f(x|\mu_w) = \mu_w^{-1} e^{-x/\mu_w}$  で近似可能であることが明らかになった。即ち、気体や熱の混合域、エアロゾルのソース、さらには運動量輸送の重要なパラメータの一つと考えられている白波被覆率は、画像内の平均パッチ面積 ( $\mu_w$ ) のみをもってその分布を決定可能である。

赤外線計測により、砕波を伴わない海面ではその海面温度はガウス分布  $f(x|\mu, \sigma) = (\sigma \sqrt{2\pi})^{-1} e^{-(x-\mu)^2/2\sigma^2}$  によって良く近似できることを確認している。一方、白波発生時には、2つの異なる平均値  $\mu_1$ ,  $\mu_2$ , 及び異なる標準偏差  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  のガウス分布が重畳する分布が現れ、複数のガウス分布の線形和である混合ガウス分布によって記述可能であることが判明した (図-5 (右))。海表面では、日射、気温に応じて水中のバルク水塊とは異なる熱境界層が形成される。混合ガウスモデルによって分離される低温側、高温側のガウス分布の平均値の差  $\mu_2 - \mu_1$  は、海面温度とバルク水温との差  $\Delta T$  と関連し (図-6 (左))、両分布は海面温度とバルク水塊の水温分布を表しているものと考えられる。即ちこれは、白波下で生じる水面温度変化は、砕波の乱れにより温度差のあるバルク水塊が表層に現れ海面が海中に混入される表

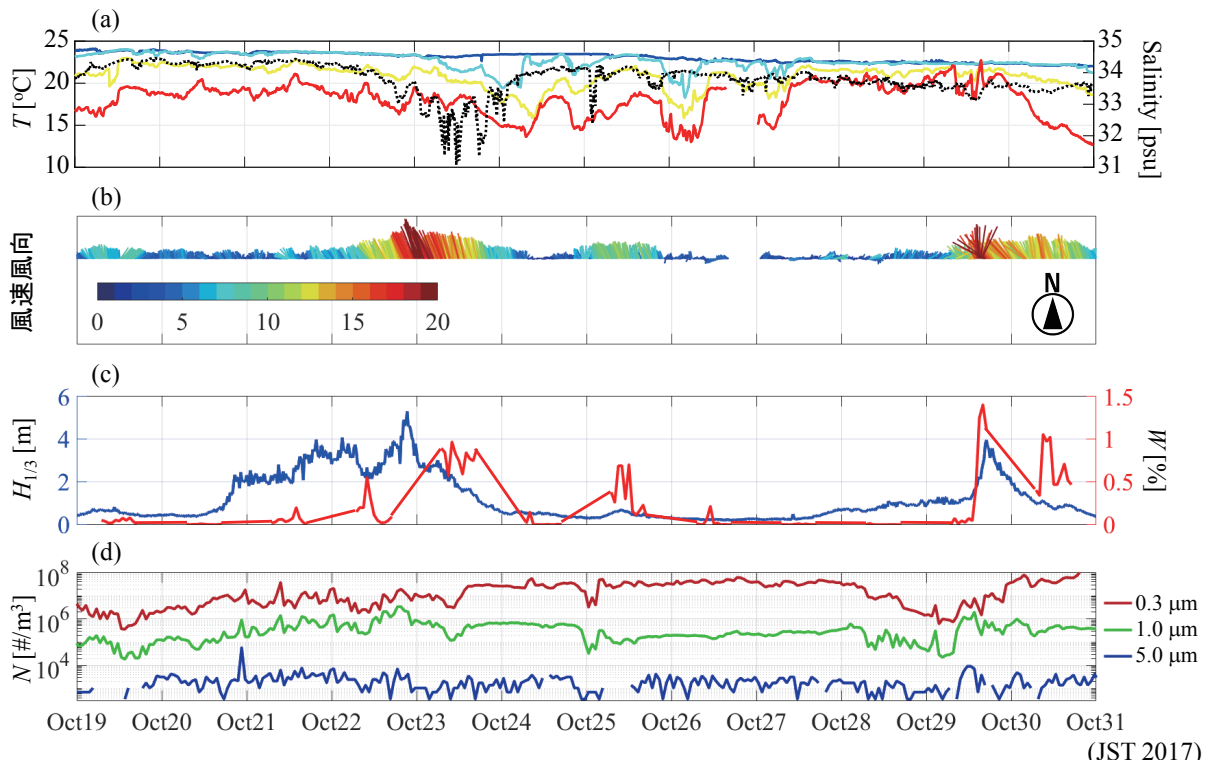


図-3 台風 201721 号及び 201722 号通過に伴う暴風イベント時の観測結果の時系列．(a) (青) 5 m 水温，(シアン) -1 m 水温，(黄) 海面水温，(赤) 気温，(黒) 5 m 水深における塩分濃度，(b) 海上 23 m 風速，(c) 有義波高と白波被覆率の解析値，(d) エアロゾル粒子数密度．

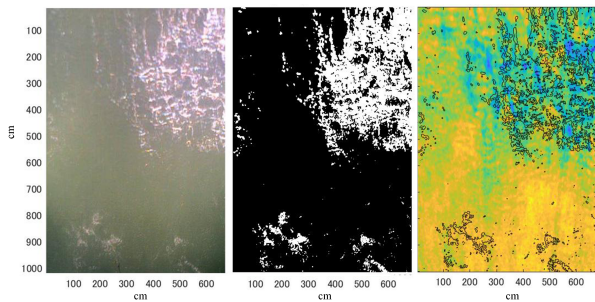


図-4 白波発生時の典型的な可視画像（左），白波検出結果（中）と同一時刻の赤外線画像（右）．赤外線画像内の黒線は白波被覆領域を表す．

面更新が原因であることを意味するものと考えられる．  
 図-6（右）は，低温側ガウス分布の混合率（低温側分布で表される IR 画像ピクセル数の全ピクセル数との比）と白波被覆率との関係を表す．計測される海表面温度は降雨による水温低下に強く影響を受け，IR 画像には碎波以外の影響が反映されるためバラつきはあるものの，特に白波碎波が生じる高風速時には混合率と白波被覆率には相関が確認される．白波碎波は可視画像を撮影できる日中でしか観測ができなかったが，さらに本分析法を洗練することで，夜間も観測可能な赤外線計測によって被覆率を推定できる可能性がある．一方，海洋観測を基に，これまで多様な白波被覆率のパラメタリゼーションが行われてきた．例えば，風速をパラメータ

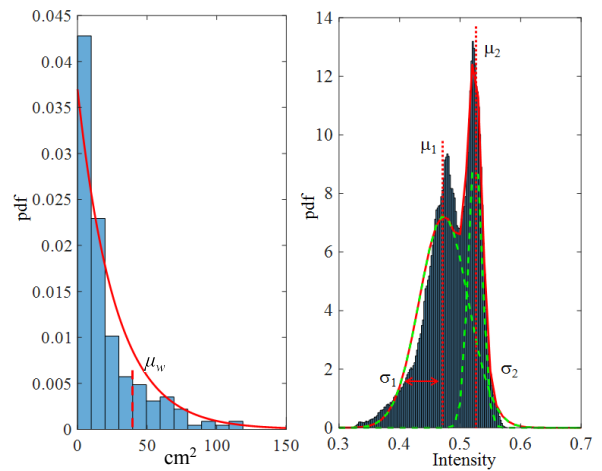


図-5 パッチ状白波泡沫面積の正規化されたヒストグラムと指数確率分布の例（左），海面温度の正規化されたヒストグラムと混合ガウス分布の例（右）．

とした広く使われている Monahan & O’Muircheartaigh<sup>7)</sup> のモデル (MO),  $W_M = 2.95 \times 10^{-4} U_{10}^{3.52}$ , 風波 Reynolds 数  $R_B = u_*^2 / \nu \omega$  ( $u_*$ : 摩擦速度,  $\nu$ : 動粘性係数,  $\omega$ : 波浪のピーク周波数) による Zhao & Toba<sup>8)</sup> のモデル (ZT),  $W_Z = 3.88 \times 10^{-5} R_B^{1.09}$ , などである．また, Lafon et al.<sup>4)</sup> はフェッチ制限下（最小フェッチ 25 km）におけるそれぞれのパラメータに対する経験モデルとして,  $W_L = 9.16 \times 10^{-4} U_{10}^{2.96}$  (L1), 及び  $W_L = 3.2 \times 10^{-7} R_B^{1.64}$

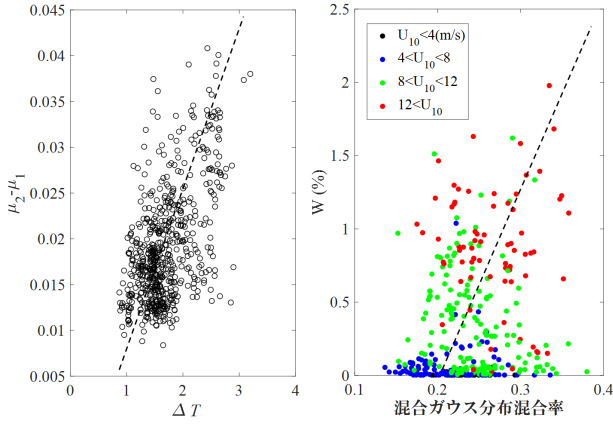


図-6 海面温度とバルク温度との差  $\Delta T$  と混合ガウス分布の平均値の差  $\mu_2 - \mu_1$  との関係 (左), 混合ガウスモデルの低風側分布の混合比と白波被覆率  $W$  との関係 (右).

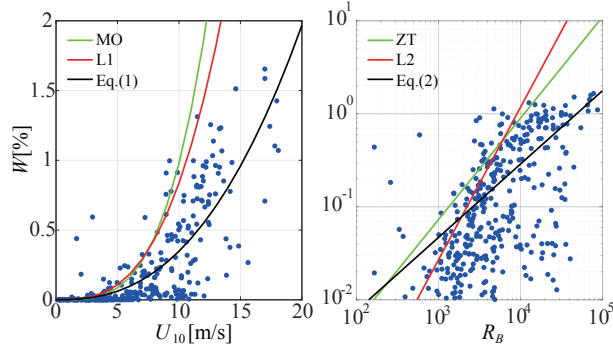


図-7 本台風通過イベントにおける  $W$  と  $U_{10}$  との関係 (左) と,  $W$  と  $R_B$  との関係 (右).

(L2) を提案している. 図-7 は, 本観測結果で得られた白波被覆率  $W$  と  $U_{10}$  及び  $R_B$  との関係について既存モデルと比較したものである. これら既存モデルは本観測値を過大評価し, 同モデルはより陸域に近いフェッチ制限のある海域では有意な逸脱が生じることがわかる. 本研究で対象とした極端に小さいフェッチに対する被覆率は, 以下の経験式によって近似できる.

$$W = 1.1 \times 10^{-3} U_{10}^{2.5} \quad (1)$$

$$W = 2 \times 10^{-4} R_B^{0.789} \quad (2)$$

## (2) エアロゾル濃度モデル

海洋性エアロゾルの発生フラックスを予測する為のモデルとしてこれまで数々の Sea-Spray Source Function (S3F) が提案されてきた<sup>5)</sup>. S3F は海上気象を予測する際に海面からのエアロゾル供給量を直接与える一方, エアロゾル濃度観測値から発生フラックスを予測する際に粒子の沈降, 拡散速度の見積もり精度により予測値が大きくばらつく原因となる. そこで本論文では次式のモデルにより海上エアロゾル濃度を直接記述する.

$$N = \alpha r^\beta \quad (3)$$

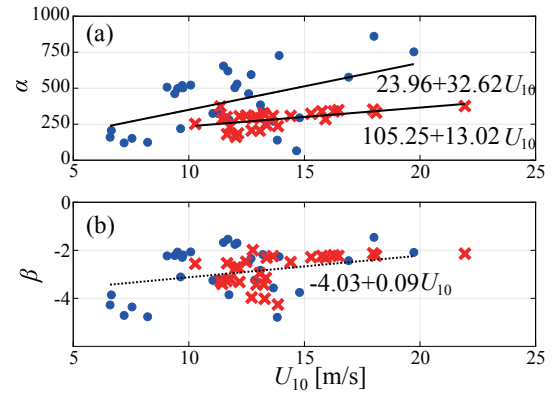


図-8 モデルパラメータと  $U_{10}$  との関係. フェッチ制限が無い場合 (青) と, フェッチ制限が有る場合 (赤).

ここで,  $N [\text{m}^{-3}]$  はエアロゾル数密度,  $r$  はエアロゾル粒子半径,  $\alpha, \beta$  はモデル定数であり, 本研究の観測結果 (図-3 (d)) に対するモデル式のフィッティングにより求められる.

図-8 はフェッチが制限有無時におけるモデル係数の海上風速との関係を表す. ここで使用したデータは, 無降雨時且つ  $R_B > 1 \times 10^5$  を満たす時のみと限定した. 著者らの既往研究<sup>9)</sup> から, 本地点における小径エアロゾルの観測結果は陸域性エアロゾルの影響を含むことが分かっているが, 白波砕波による海洋性エアロゾルの生成が活発化し始め陸域の影響が相対的に小さくなる  $U_{10} > 6.0 \text{ m s}^{-1}$  のときのみを抽出している. エアロゾル粒子のサイズ分布の勾配を表す  $\beta$  は粒子の沈降と乱流拡散の効果により決定される為, フェッチ制限の有無に関わらず  $U_{10}$  に対して同様な分布を示した (図-8 (b)). 小径な粒子程数密度は大きくなる為  $\beta$  は通常負の値を取り, Monahan らのモデルに代表されるような  $\beta = -1.95$  や  $\beta = -3$  と概ね近い値が得られている<sup>5)</sup>. 風速と共に  $\beta$  が増大するのは, 強風下では bubble burst に起因する飛沫に加え, 水面が引きちぎられることにより spume droplets が生成され, 大径の飛沫並びにエアロゾル粒子の相対的な濃度が大きくなる為と考えられる. 一方白波砕波に伴うエアロゾル発生量を表す  $\alpha$  にはフェッチ依存性が確認された (図-8 (a)). 図-7 で示した様にフェッチ制限下での白波被覆率は同一風速条件下でフェッチ制限が無い場合よりも小さくなる為, エアロゾル濃度もまたフェッチ制限下の方が小さくなる.

## (3) 大気-海洋熱収支

大気から海洋への下向き熱フラックス  $Q_{tot}$  を単純な一次元モデルにより表すと次式により求められる.

$$Q_{tot} = Q_{short} + Q_{long} + Q_s + Q_l + Q_r \quad (4)$$

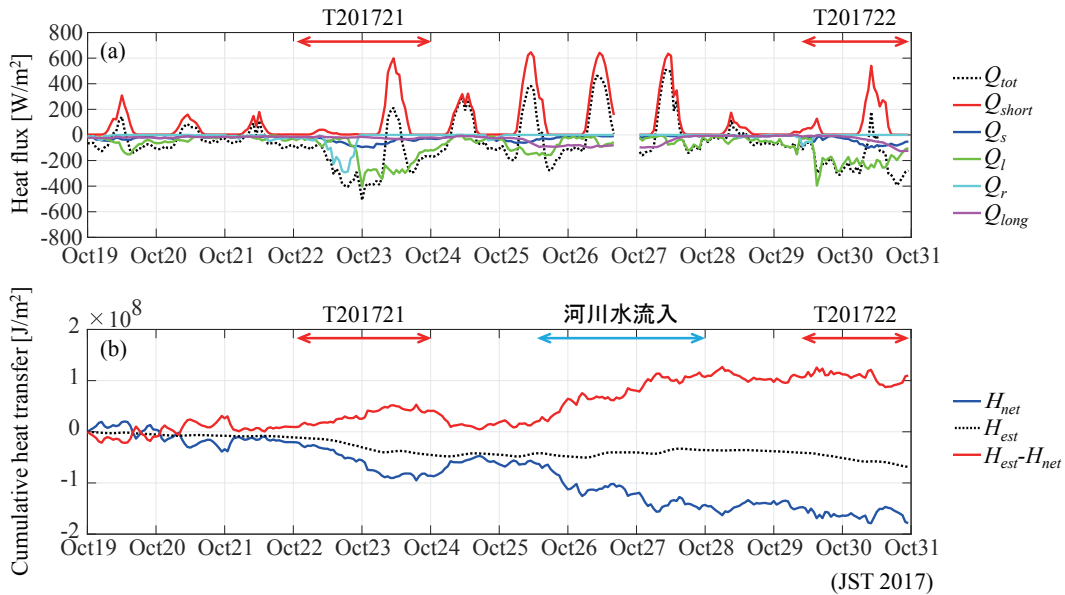


図-9 対象期間中の要素別熱フラックス (a) と、累積熱輸送量の変化 (b)．図中両矢印は台風通過イベント期間 (赤) と河川水の流入が予想される期間 (青) を表す．

ここで  $Q_{short}$ ,  $Q_{long}$  は短波, 長波放射,  $Q_s$ ,  $Q_l$  は顕熱, 潜熱フラックス,  $Q_r$  は降雨による顕熱フラックスである．本研究では  $Q_s$ ,  $Q_l$  はバルクモデルにより求めた．

$$Q_s = -\rho_{air} c_p C_s U_{10} (T_{sf} - T_{air}) \quad (5)$$

$$Q_l = -\rho_{air} L_e C_l U_{10} (S_{sf} - S_{air}) \quad (6)$$

ここで,  $\rho_{air}$  は空気の密度,  $c_p$  は空気の比熱,  $L_e$  は水の蒸発潜熱,  $C_s, C_l$  は顕熱, 潜熱係数であり Large & Pond<sup>10)</sup> のモデルにより与えた． $T_{sf}, T_{air}$  は海面温度と気温,  $S_{sf}, S_{air}$  は海面, 海上における比湿である．また降雨による顕熱フラックスは次の Flament & Sawyer<sup>11)</sup> の式により見積った．

$$Q_r = -\rho_w c_w P (T_{sea} - T_r) \quad (7)$$

ここで,  $\rho_w$  は水の密度,  $c_w$  は水の比熱,  $P$  は降雨量,  $T_r$  は湿球温度で代表される雨滴の温度,  $T_{sea}$  は海水温度である．短波放射は海面における反射分以外は全て海中に吸収されると仮定して, アルベドを 0.1 として観測値から見積もり, 長波放射は Crawford & Duchon<sup>12)</sup> モデルで見積もった下向き放射と海面からの上向き放射の差として求めた．

$$L_{atm} = \{clf + (1 - clf) [1.24 (e/T_{air})^{1/7}]\} \sigma T_{air}^4 \quad (8)$$

$$Q_{long} = \varepsilon (L_{atm} - \sigma_{SB} T_{sf}^4) \quad (9)$$

ここで  $L_{atm}$  は下向き大気放射,  $clf$  は雲量,  $e$  は蒸気圧,  $\sigma_{SB}$  はステファン・ボルツマン定数であり,  $\varepsilon$  は海面の長波成分の放射・吸収率として 0.97 を与えている．

図-9 (a) は, 観測データから算定したそれぞれの要素別熱フラックスの時間変化を表す．台風イベント期間中 (図中赤両矢印) は強風に起因した潜熱, 顕熱輸

送が活発化し, 海水の冷却が促進される．また降雨による熱フラックスも風による熱輸送量に匹敵する程大きく, 海水の冷却効果が強化される．

観測された水深 30 m 以浅の海水温の時間変化率から対象期間中における海洋表層への累積ネット熱輸送量  $H_{net}$  を求め,  $Q_{tot}$  の時間積分として求められる推定熱輸送量  $H_{est}$  と比較した (図-9 (b))．バルクモデルベースの式 (4) による推定熱輸送量とネット熱輸送量との差異 ( $H_{est} - H_{net}$ ) が增大するのは 10 月 22-24 日と 25-28 日の 2 期間であり, その間予測値は海水の冷却効果を過小評価する．22-24 日は台風の通過により長時間に渡り白波被覆率が增大し (図-3 (c)), また ADCP エコー強度からも大量の気泡が表層付近に混入していると予想される期間である事から, 砕波に伴う大気海洋混合が更なる熱輸送を促進していたものと考えられる．25-28 日は塩分の低下並びに表層に於いてのみの急激な水温低下が観測されている期間であり, 直前の台風イベントに起因する河川水の流入の影響が入っている可能性がある (図-3 (a))．一方 29 日以降の台風イベント期間中については熱輸送量を式 (4) により妥当に見積る事ができている．本イベント中は白波発生期間が短く, 砕波による気液混合が総熱輸送量に与えた影響が限定的であった為と考えられる．

#### 4. 結論

本研究では和歌山県田辺湾において行った海上現地観測結果から, 白波被覆率と海上エアロゾル濃度のフェッチ依存性並びに強風イベント前後の大気海洋間の熱輸

送量について検討した。白波砕波泡沫のパッチ面積分布は、対数分布に従い、パッチの平均面積のみをもってその分布を予測可能である。白波砕波が混在する海面温度分布は、混合ガウスモデルによって2つの異なる平均、分散をもつ海面表層温度及びバルク水温に分離可能である。即ち、砕波下の渦が駆動する表面更新が白波周辺の海面温度分布の原因となっていると考える。またフェッチ制限が有る場合、 $U_{10}$  及び  $R_B$  をパラメータとする既存の白波砕波モデルでは砕波率が過大評価となるため、フェッチ制限下に適応する経験モデルを提案した。粒径に依存した海上エアロゾル濃度を表すモデルを提案し、フェッチ制限の有無がモデルパラメータ  $\alpha, \beta$  に与える影響を調べた。サイズ分布の勾配を表す  $\beta$  はエアロゾル粒子の粒径と風速により決定される沈降、拡散効果により決定される為フェッチ依存性は認められなかった一方、代表エアロゾル濃度を表す  $\alpha$  は気泡混入面積を表す白波被覆率や spume の発生量を支配する波齢に直接関連する為明らかなフェッチ依存性が確認された。多くの S3F は海上風速のみをパラメータとしているが、特にフェッチの制約を大きく受ける沿岸域においては砕波率に応じた経験式を導入することでモデルの予測精度を向上させ得る事が明らかとなった。海面を介した熱フラックスを表す単純な一次元モデルを仮定した際の実熱輸送量の予測精度のイベント依存性について調査した。白波砕波に伴い気液混合が活発化する期間においては砕波の効果を考慮しなければ大気海洋間の熱輸送量を過小評価する可能性があることが確認された。砕波率に依存した熱輸送フラックスモデルが今後求められる。

謝辞： 本研究の一部は京都大学防災研究所一般共同研究費及び科学研究費補助金 (18H03791) の補助を受けた。

## 参考文献

- 1) Powell, M. D., Vickery, P. J., and Reinhold, T. A.: Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones, *Nature*, Vol.422, pp.279–283, 2003.
- 2) Jessup, A. T., Zappa, C. J., and Yeh, H.: Defining and quantifying microscale wave breaking with infrared imagery, *J. Geophys. Res.*, Vol.102, No.C10, pp.23145–23153, 1997.
- 3) Marmorino, G. O. and Smith, G. B.: Bright and dark ocean whitecaps observed in the infrared, *Geophys. Res. Letters*, Vol.32, No.11, pp.L11604, 2005.
- 4) Lafon, C., Piazzola, J., Forget, P., LeCalve, O., and Despiau, S.: Analysis of the variations of the whitecap fraction as measured in a coastal zone, *Boundary-Layer Meteorol.*, Vol.111, pp.339–360, 2004.
- 5) D O’Dowd, C. and De Leeuw, G.: Marine aerosol production: a review of the current knowledge, *Phil. Trans. R. Soc. A*, Vol.365, No.1856, pp.1753–1774, 2007.
- 6) Callaghan, A. H. and White, M.: Automated processing of sea surface images for the determination of whitecap coverage, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, Vol.26, pp.383–394, 2009.
- 7) Monahan, E. C. and O’Muircheartaigh, I.: Orimal power-law description of oceanic whitecap coverage dependence on wind speed, *J. Phys. Oceanogr.*, Vol.10, pp.2094–2099, 1980.
- 8) Zhao, D. and Toba, Y.: Dependence of whitecap coverage on wind and wind-wave properties, *J. Oceanogr.*, Vol.57, pp.603–616, 2001.
- 9) 猿渡亜由未, 渡部靖憲, 山田朋人, 大塚淳一, 馬場康之, 水谷英朗, 久保輝広, 内山雄介, 森信人, and 二宮順一: 大気エアロゾルの海上現地観測, 土木学会論文集 A2 (応用力学), Vol.72, No.2, pp.I537–I547, 2016.
- 10) Large, W. G. and Pond, S.: Sensible and latent heat flux measurements over the ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, Vol.12, No.5, pp.464–482, 1982.
- 11) Flament, P. and Sawyer, M.: Observations of the effect of rain temperature on the surface heat flux in the intertropical convergence zone, *J. Phys. Oceanogr.*, Vol.25, No.3, pp.413–419, 1995.
- 12) Crawford, T. M. and Duchon, C. E.: An improved parameterization for estimating effective atmospheric emissivity for use in calculating daytime downwelling longwave radiation, *J. Appl. Meteor.*, Vol.38, pp.474–480, 1999.

(2018. 3. 15 受付)

## RESPONSE OF THE OCEAN SURFACE LAYER WITH BREAKING WAVES IN FETCH-LIMITED WIND CONDITIONS

Ayumi SARUWATARI, Ryota SAKAGAWA, Junichi OTSUKA, Yasuyuki BABA,  
Teruhiro KUBO, Hideaki MIZUTANI, Junichi NINOMIYA, Tomohito YAMADA,  
Yusuke UCHIYAMA, Nobuhito MORI and Yasunori WATANABE

Whitecap coverage, marine aerosol concentration and air-sea heat exchange during storm events under fetch-limited conditions were investigated based on the field observation conducted at an offshore observatory in Tanabe Bay, Wakayama. Observed whitecap coverage and aerosol concentration under unsaturated wind waves were found to be smaller than that without fetch limitation. Vertical mixing in the surface layer associated with the whitecapping is shown to significantly affect the air-sea heat flux during a storm.