

海洋表層鉛直混合におよぼす波浪の影響

森 信人・鈴木崇之*・木原直人†

*横浜国立大学 大学院工学研究科

† (財) 電力中央研究所 地球工学研究所

要 旨

沿岸域における台風時の強風時の表層近くの強混合鉛直混合を対象に着目し、現地観測と数値計算を実施した。両者の解析結果から台風接近時に顕著な水温の低下が観測され、極浅海で生じる低温水が沖に輸送されて沿岸部の水温を低下される。海面での海面粗度や TKE フラックスを波浪のスペクトルから与えることにより、台風最接近時の水温低下が再現されている。

キーワード： 台風、海洋表層、強混合、波浪、砕波

1. 序 論

台風などの暴風時の海面境界過程は、吹送流、鉛直混合、波浪の発達と減衰等に密接に関連する（例えば、森・木原，2008）。25m/s を超える強風時に、海面抵抗係数がこれまで考えられてきた線形の関係を満たさないことが明らかにされており、ハリケーンの集中観測結果（CBLAST）では、熱輸送やエントロピーフラックスも運動量同様にバルク係数の見直しが必要であることが指摘されている（Black, 2007）。特に、ハリケーンの発達には海面における乱流エネルギー（TKE）フラックスが重要であり（Zhang, 2008），これらのパラメタリゼーションには、強風時における大気・海洋両側の海面境界過程の観測と理解が必要とされている。

例えば、鉛直断面 2 次元の定常な状態 ($\partial\eta/\partial t = 0$) を考えると、水平方向の流速 u は以下の様に表される（コリオリ力は無視）。

$$\frac{Du}{Dt} = -g\frac{\partial\eta}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z}\left(K_z\frac{\partial u}{\partial z}\right) \quad (1)$$

ここで、 z は鉛直上向き座標、 K_z は、鉛直方向の渦動粘性係数である。一般的に、海洋モデルにおける z_0 および TKE フラックスは、一般的な Charnok の式と Craig・Banner(1994) の式 (CB) で与えられる。

$$z_0 = \alpha_{CH} u_*^2 / g \quad (2)$$

$$K_k \frac{\partial k}{\partial z} = \alpha_{CB} u_*^3 \quad (3)$$

ここで、 u_* は摩擦速度、 k は乱流エネルギー、 K_k は TKE についての鉛直方向の拡散係数、 α_{CH} および α_{CB} は経

験定数である。強風時の鉛直混合では、鉛直方向の渦動粘性係数や K_k が重要であり、風波やうねりなど一般的な気象条件や浅海砕波の影響を含む沿岸部において、海面における TKE フラックスの境界条件として CB 式が妥当であるかどうかはほとんど検証されていない。

以上のような背景をもとに、本研究では、強風時における表層近くの物理過程の中で特に鉛直混合に着目し、台風接近時における沿岸部における海水混合についての現地観測を実施し、数値モデルを用いて、海水混合における風混合と波浪の影響について明らかにする。

2. 研究の概要

2.1 現地観測の概要

現地観測は、「沿岸災害減災に向けた大気・海洋相互作用としての砕波観測プロジェクト」（防災研・電中研）の一部として防災研・田辺中島高潮観測塔を用いて和歌山県田辺湾で実施した。観測期間は、2009 年 9 月中旬～10 月末であり、観測中に日本に上陸した台風 200918 号/Melor (Fig. 1) をターゲットに解析を行った。計測項目は、大気圧、風速、気温、比湿、海塩粒子、海面温度、水温、波高、流速、CO₂ フラックスである。風速は、超音波風速計を用い、水温は水深 3m～30m に 8 台設置した水温計、流速は ADCP を用いて計測を行った (Fig. 2)。

2.2 計算モデルの概要

上記の観測期間に対応する田辺湾の数値計算には、プリミティブ方程式を支配方程式とする準 3 次元海洋モデル

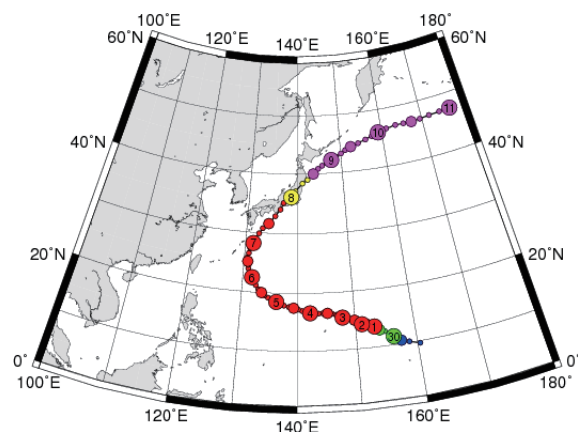


Fig. 1 Track of typhoon 200918/Melor (from Digital Typhoon Data)

である ROMS (Shchepetkin ら, 2005) を用いた。潮汐、乱流混合、短波・長波の熱交換の物理過程に加えて、大気圧による水面変化および TKE フラックスを考慮した。これに併せて、ROMS とスペクトル型波浪モデル (SWAN) とを双方向結合し、波浪による海面粗度や TKE フラックス、ラディエーション応力等の物理過程についても考慮した計算を実施した (ROMS-SWAN; 詳細は森ら, 2009)。水平方向はデカルト座標系、鉛直方向は σ 座標系を用い、計算範囲は、白浜を中心として東西約 30km × 南北 30km、空間解像度は水平方向 100m、鉛直方向 20 層とした。

乱流モデルについては、 $k-\varepsilon$ モデルを用い、海面における境界条件として CB 式、SWAN-ROMS では後述するように、波砕波エネルギーから TKE フラックスを与えた。表層での熱フラックスは、COARE-3.0 ベースのバルク式を用い、気象条件は、気象庁の MSM-GPV データ (長波放射量のみアメダスデータ) を与えた。開境界条件として、自由表面は Sommerfeld 境界条件、3 次元流速には放射条件を与え、潮汐には TPXO 7.2 のデータを用いた。これらの条件下で、海面における熱収支が安定するように、温度成層が安定するまで 2 週間スピナップした後、台風来襲時の計算を行った。

3. 結果と考察

3.1 観測結果

Fig. 1 に示したように、台風 200918 号は紀伊半島をかすめ、三重県に上陸した。紀伊半島への最接近は 10 月 8 日 0 時頃であり、Fig. 3 は、田辺湾における台風上陸前後の大気圧、潮汐、風向・風速、 $H_{1/3}$ および $T_{1/3}$ の時間変化である。台風最接近時は干潮時に重なり、このときの高潮偏差は 50cm、気圧は 970hPa、風速は約 30m/s であった。以下では、10 月 6 日より前を通常時、7 日を台風最接近直前、8 日 0 時前後を台風最接近時、9 日以

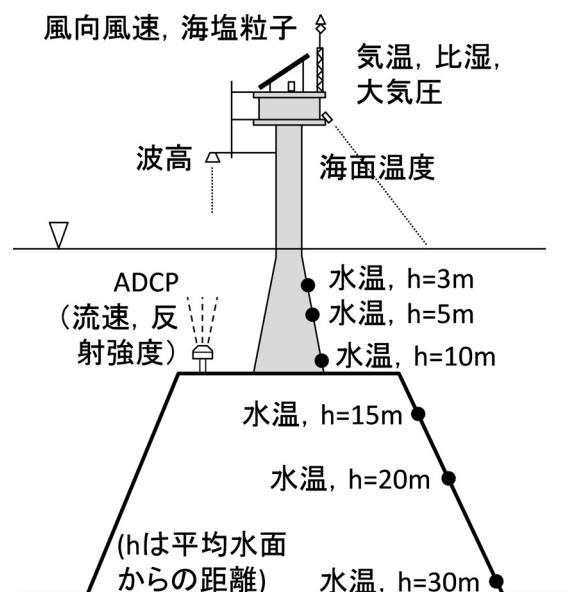


Fig. 2 Illustration of observatory tower and instruments

降を通過後と表記する。Fig. 3 からわかるように、最低気圧観測直後に潮位偏差および風速のピークが出現している。このとき、風向は西から東に短時間で変化しており、これは台風が田辺湾の東側を通過したことに対応している。波浪については、Fig. 3 からわかるように、風速の時間変化が単一ピークを示しているのに対し、有義波高のピークは 2 つあり、最接近の約 12 時間前の 7 日正午に波高 3.2m、周期 15 秒のうねりが観測されている。有義波高の最大値は風速の最大値より数時間前に出現しており、最接近前日の 7 日午後には周期 15 秒を超えるうねりが来襲している一方で、周期は、台風最接近時直前に急激に短くなり、最接近後には 7 秒まで短くなっている。

Fig. 4 に示すのは、観測塔付近で計測した水温の鉛直分布の時間変化である。台風接近前の通常時は、中層 ($h = 10\text{m}$) の水温が最も高く、これより上下層では 0.5~1.0 度ほど低い。これは、外境界から流入している海流の影響であると考えられる。一方、台風の通過に伴い、全層において台風の通過前後で約 1 度の水温低下が観測されている。台風最接近時の水温の鉛直分布は、全層の温度が均一化し、この混合 (均一化) は、台風最接近の 18 時間前 (7 日 6 時) から起こっており、通過後 12 時間程度持続している。また、特に最接近時に短時間で約 0.5 度の低下が見られるのが特徴的である。このため、以下では、主に水温の鉛直分布について考察していく。さらに、Fig. 3 に示したように、風速が増加したのは台風最接近直前であり、18 時間前から生じている水温の混合を風速

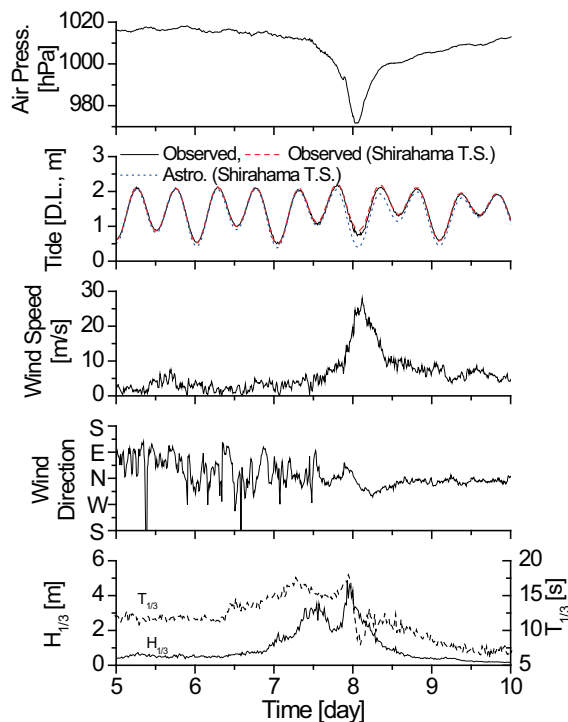


Fig. 3 Time history of weather condition in Tanabe bay

だけで説明することは難しい。台風接近前の海水混合の原因としては、外界からの移流効果と風以外の外力による混合が考えられる。以下では、主にこれら水温鉛直分布の変化に絞って考察を進める。

Fig. 5 に示すのは、ADCP で計測された流速の鉛直分布の時間変化である。通常時の水深 2m 以深では見られない 30cm/s 以上の速い流れが、台風最接近直後に計測されている。水温が一斉に低下した 8 日 0 時の最接近時に流速が最も大きくなっており、最接近前後の海水混合が風速依存の鉛直混合によるものであることがわかる。しかし、流速のデータを見る限り、台風最接近の 18 時間前から起こった第 1 回目の水温の混合に対応する急激な変化は見られない。一方、Fig. 3 に示した台風接近前日に来襲したうねりのピークが第 1 回目の水温の混合とほぼ同時刻であるため、うねりが海水混合におよぼす影響について検討を行った。Fig. 6 に示すのは、Srokosz・Longuet-Higgins (1983) の方法に従って、水面変位の周波数スペクトルから碎波率を求めた結果（上段）と ADCP の反射強度（下段）である。ADCP の反射強度の図に示されている 2 本の実線は、水面変位と、波高の 3 倍の水深である。ADCP の反射強度は、音波の伝達距離と水中の浮遊物質に依存するものであり、水面近傍においては碎波により混入する気泡密度に大きく依存する。最接近

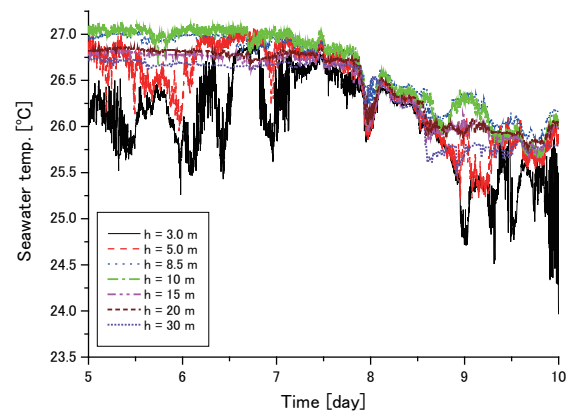


Fig. 4 Vertical distribution of water temperature at the tower

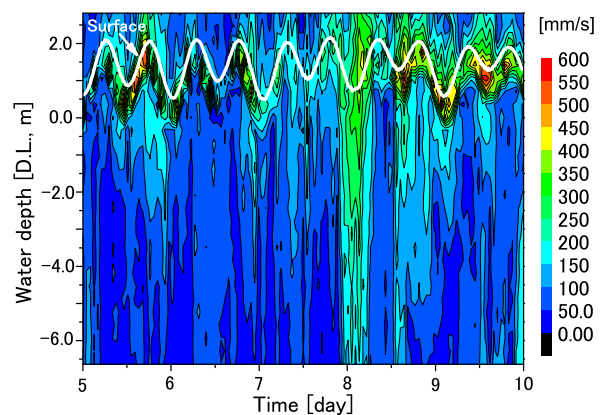


Fig. 5 Vertical distribution of water velocity at the tower

時に水面近傍の ADCP 反射強度（下段）が最も大きくなるが、その 24 時間前から反射強度の顕著な増加が見られ、この変化は碎波率（上段）の時間変化と良く対応している。これらの結果から、台風接近 24 時間前の混合には、うねりの碎波による気泡混入の影響が示唆される。

以上、台風 200918 号の観測結果より、台風による水温鉛直混合には、一般的な風応力による直接混合に加えてそれ以外の外力による混合があることが示唆された。定点観測結果からは、移流の影響について議論できないため、以下では、数値モデルによる計算結果と対比し、水温の鉛直混合に関する総合的な議論を行う。

3.2 数値計算結果

観測データの流速、水温および ADCP 反射強度の関係に見られた、台風最接近時の風による強混合とその前日に生じていた 2 種類の混合について理解するため、海洋モデルを用いた数値計算を行った。観測データで見ら

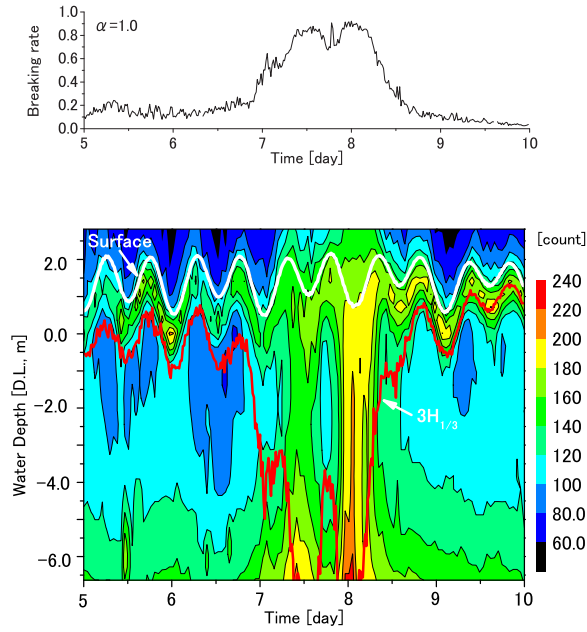
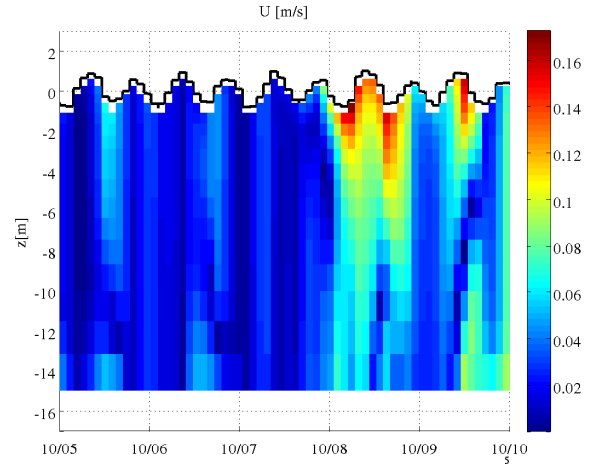


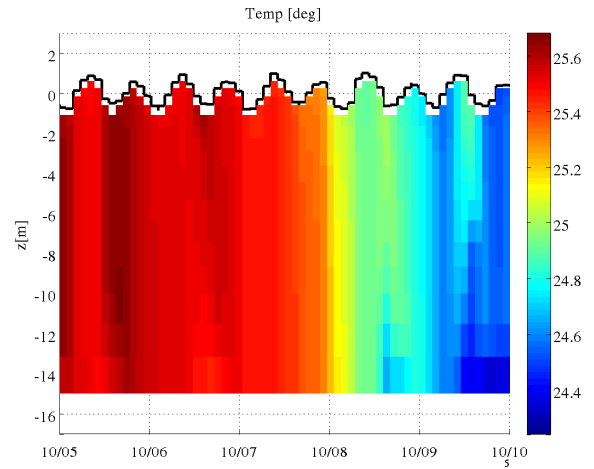
Fig. 6 Time history of wave breaking probability (upper panel) and ADCP signal intensity (lower panel) at the tower

れた台風接近に伴う水温の鉛直混合について理解するため、海洋モデルを用いた数値計算を行った。Fig. 7 に示すのは、海洋モデル単独による計算結果であり、観測塔に最も近い計算格子における流速、水温および TKE の鉛直分布である（鉛直深さが観測データと異なることに留意）。流速は、通常時において最大でも 15cm/s であるのに対し、最接近時には約 2 倍の 30cm/s まで大きくなっている。水面近傍極表層（ $h < 30\text{cm}$ ）を除くと、流速の鉛直分布の計算結果は観測結果と近いものとなっている。通常時に観測された水温は、観測値が中層でもっとも暖かく、表層と底層温度が 1 度ほどこれより低い。気温が SST より低いため、温度分布が表層で不安定となっているのが特徴である。一方、計算の方では、外境界から流入する海水の温度分布を考慮していないために、通常時の温度が鉛直方向にほぼ一様になっている。この境界条件の違いにより、観測に比べて計算モデルの方が水温の鉛直混合が起きにくい状態となっている。紙面の関係上図には示さないが、TKE の鉛直分布は、最接近時に瞬間的に大きくなっているが、これ以外の時間帯ではほとんど 0 に近い。

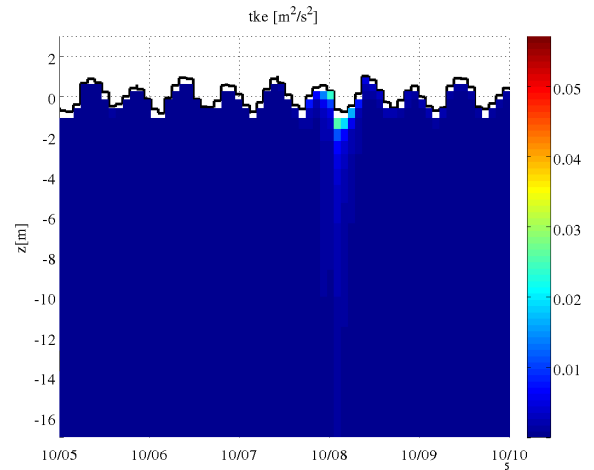
それでは観測された水温の低下は、どこから来るのであろうか。Fig. 8 は、最接近時における流速と SST の空間分布である。図からわかるように、地形依存の複雑な流況を示しており、南西にある反時計回りの渦と、北風による沿岸風による渦が見られる。沖に比べて沿岸部では SST が低く、岸から起きに向かう流速の大きな収束域において低温な SST の移流が顕著に見られ、この水塊は



(a) Velocity (m/s)

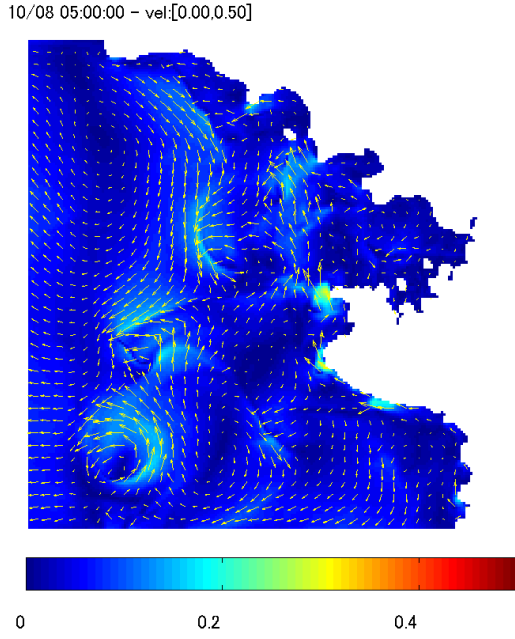


(b) Temperature (deg)

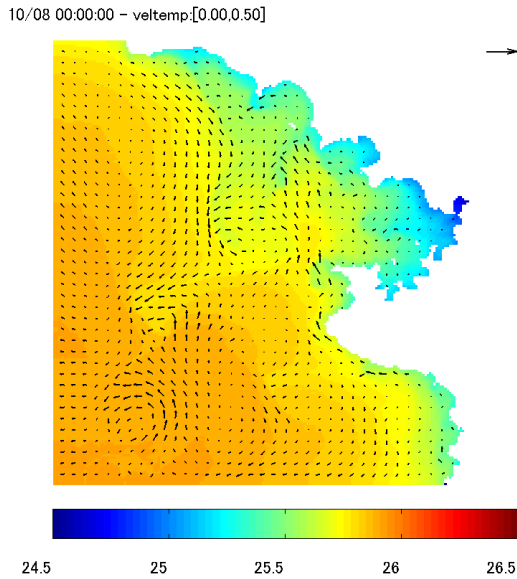


(c) TKE (m^2/s^2)

Fig. 7 Time histories of vertical distribution of velocity, temperature and TKE by ROMS



(a) Surface velocity (m/s)



(b) SST (deg)

Fig. 8 Snapshot of velocity and SST at 0:00, Oct. 8

周辺温度と比較して最大で 0.75 度程度低い。底層の流速と温度についても解析した結果、外海からの低温水の移流は見られず、沿岸部で冷やされた低温水の移流が、観測塔で記録された水温の低下と鉛直混合に対応している。他の時刻についても SST の空間分布を解析した結果、今

回対象とした季節・時間スケールでは、SST の変化は風波による温度躍層の混合よりも、沿岸方向からの低温水の沖側への拡大が支配的であることがわかった。これは、水深に応じた熱容量の差により浅海域のほうが大気温度の変化に鋭敏に反応するためと考えられる。風波の変化による TKE フラックスの鉛直混合への影響を見るため、式 (3) の係数 α_{CB} を 1400 から 56000 へ 40 倍増加させた計算を行った。

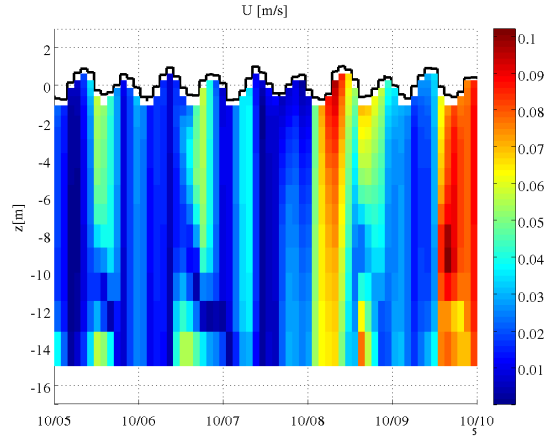
Fig. 9 は、観測塔位置における流速・水温および TKE 鉛直分布の時間変化である。 α_{CB} を大きくすることにより、海面での TKE フラックスを増加させることになり、これにより水温の鉛直混合と流速分布自体が大きく変化し、およそ 10 % 程度流速が小さくなる。しかし、CB の式を使う限り、鉛直分布の大きさを変化させることは可能であるが、最接近時の水温低下と最接近前に見られたような風速と無関係な鉛直混合を評価することは難しいことがわかった。一方、通過後の流速と水温の変化は、 α_{CB} の値により大きく変化しており、これは強風時の混合の慣性によるものと考えられる。

風波だけでは表現できなかった水温の鉛直混合に波浪が与える影響を見るため、海洋・波浪結合モデルを用いた計算を実施した。結合モデルにおける z_0 と TKE フラックスは、 H_s と碎波エネルギー散逸率 $\epsilon_{w diss}$ を用いて以下のように定義される。

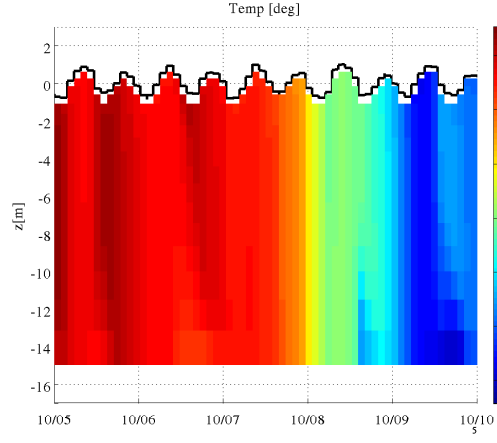
$$z_0 = \alpha_{zos} H_s \quad (4)$$

$$K_k \frac{\partial k}{\partial z} = \alpha_{w diss} \epsilon_{w diss} \quad (5)$$

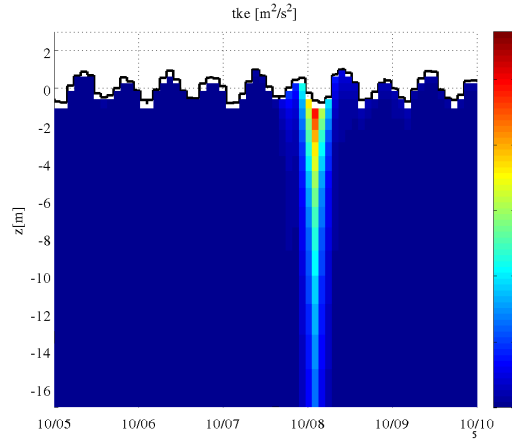
ここで、 α_{zos} および $\alpha_{w diss}$ は係数であり、Terray ら (1996) と Feddersen ら (2005) に従い、 $\alpha_{zos} = 1/2$ および $\alpha_{w diss} = 1/4$ となる条件で計算を行った（これらの係数は経験的に与えられており、確定値ではないことに留意）。結合モデルでは、境界条件を変化させて 1) 風波のみを考慮、2) 風波とうねりを考慮した場合の 2 ケースを行った。Fig. 10 はその結果であり、海洋モデル単独の結果である Fig. 7 の場合と比べて、式 (4) および式 (5) を用いて海面境界条件を波浪から与えた場合、通常時の流速が小さく、最接近時の流速の鉛直分布が急峻になり、観測結果に近い分布となっていることがわかる。一方、水温については、観測結果で見られた最接近前日の混合と、最接近時に一時的に低下する水温の鉛直分布の変化の両者を再現できており、海洋モデル単独の結果を大きく改善している。さらに、TKE については、鉛直方向の分布がかなり異なり、結合モデル方が値も大きく、その進入深さも深い。



(a) Velocity (m/s)

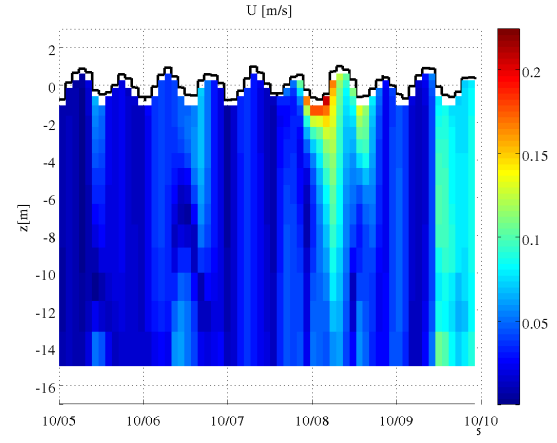


(b) Temperature (deg)

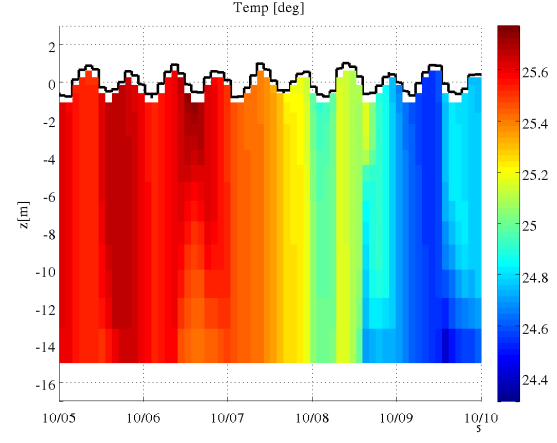


(c) TKE (m^2/s^2)

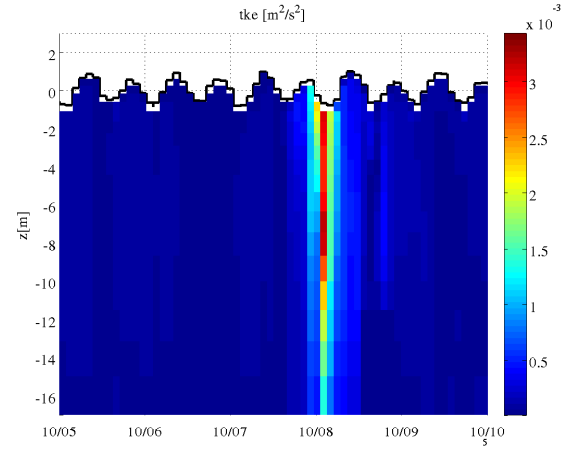
Fig. 9 Time histories of vertical distribution of velocity, temperature and TKE by ROMS in the case of $\alpha_{CB} = 56000$



(a) Velocity (m/s)



(b) Temperature (deg)



(c) TKE (m^2/s^2)

Fig. 10 Time histories of vertical distribution of velocity, temperature and TKE by ROMS-SWAN coupling model

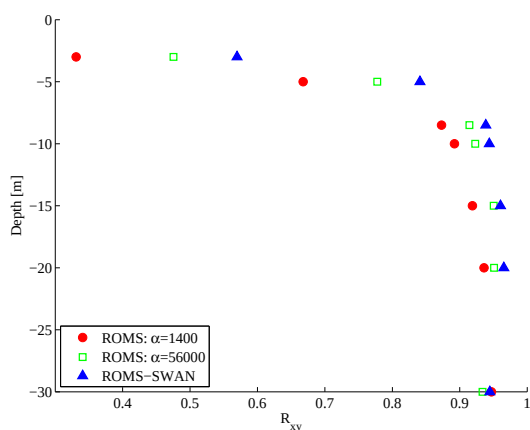


Fig. 11 Correlation between observed temperature and simulated one (●: ROMS with $\alpha_{CB} = 1400$, □: ROMS with $\alpha_{CB} = 56000$, ▲: ROMS-SWAN)

最後に Fig. 11 に示すのは、観測と再現計算の水温の時系列の相関係数の鉛直分布である。概して相関係数は表層で低く、低層で高いが、これは低層での時間変化が小さいための見かけ上のものである。図からわかるように、海洋モデル単独の計算では、 α_{CB} の値を通常より大きくしたほうが、全層において水温変化の再現性は高い。これは、砕波の影響を強くした方が表層での水温の変化をよく表すことができることを示唆している。一方、結合モデルの結果は、単独モデルと比較して $z = 3\text{m}$ および 5m の表層付近における相関係数を大きく改善する。特に $z = 5\text{m}$ では、単独モデルと比較して相関係数を最大0.2以上増加させ、観測との対応は非常に良くなっている。

4. 結 論

本研究では、沿岸域における台風時の強風時の表層近くの強混合鉛直混合を対象に着目し、現地観測と数値計算を実施した。

台風接近時に顕著な水温の低下が観測され、極浅海で生じる低温水が沖に輸送されて沿岸部の水温を低下され

ることがわかった。また、海面での海面粗度や TKE フラックスを波浪のスペクトルから与えることにより、台風最接近時の水温低下が再現できた。

今回は流速と水温のみについて検討を行ったが、運動量および熱フラックスの評価も重要であり、今後詳細な観測とこれを踏まえたモデル化を実施していきたい。

謝辞

本研究を行うに当たり、防災研究所武藤裕則准教授、(財)電力中央研究所 平口博丸上席研究員、松山昌史上席研究員、坪野考樹主任研究員には大変お世話になった。ここに感謝の意を表す。また、本研究は、京大防災研共同研究費および科学研究費補助金による成果である。

参考文献

- 森 信人・木原直人 (2008) : 地球環境における大気・海洋相互作用, 混相流学会誌, 22 巻, 1 号, pp.42-49.
- 森 信人・高田理絵・安田誠宏・間瀬 肇・金 洙列 (2009) : 強風時の表層鉛直混合が高潮および物理環境へおよぼす影響, 海岸工学論文集, 第 56 巻, pp.241-245.
- Black et al. (2007) Air-sea exchange in hurricanes: Synthesis of observations from the Coupled Boundary Layer Air-Sea Transfer experiment. , Bull. Amer. Meteor. Soc., 88, pp.357-374.
- Craig, P.D. and M.L. Banner (1994) : Modeling wave-enhanced turbulence in the ocean surface layer, JPO, Vol.24, No.12, pp.2546-2559.
- Feddersen, F. and J. H. Trowbridge (2005) : The effect of wave breaking on surf-zone turbulence and alongshore currents, pp.2187-2203.
- Mellor, G. L., (2003) : The three-dimensional current and surface wave equations, JPO, 33, pp.1978-1989.
- Powell et al. (2003) : Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones. Nature, 422, 279-283.
- Shchepetkin, A.F., and J.C. McWilliams (2005): The regional oceanic modeling system, Ocean Modeling, Vol.9, pp.347-404.
- Srokosz, M.A. (1986) : On the probability of breaking in deep water. JPO, 16, p.382-385.
- Terray, E.A. et al. (1996) : Estimation of kinetic energy dissipation under breaking waves, JPO, Vol.26, pp.792-807.
- Umlauf, L., and H. Burchard (2003) : A generic length-scale equation for geophysical turbulence models , Journal of Marine Research, 61(2), pp.235-265.
- Zhang (2009) : First direct measurements of enthalpy flux in the hurricane boundary layer: The CBLAST results, Geophys. Res. Lett., 35, L14813, doi:10.1029/2008GL034374.

Wave Effects on Upper Ocean Mixing under Strong Wind Condition

Nobuhito MORI, Takayuki SUZUKI* and Naoto KIHARA**

* Yokohama National University

** Central Research Institute of Electric Power Industry

Synopsis

Since major driving forces of vertical mixing processes are wind and wind wave mixing, the boundary condition of turbulent kinetic energy flux at the ocean face is formulated as cubic of friction velocity by Craig-Banner relation. It is not well verified in general conditions including wave conditions and shallow water environment. This study estimates effects of wave conditions on vertical mixing processes at the ocean upper layers in the stormy condition. The field observation was conducted during typhoon Melor in 2009. The observed water temperature distributions indicate importance of wind and wave induced mixing in the nearshore. The numerical results show that the wave induced vertical turbulent flux significantly influences on the water temperature and the current, respectively.

Keywords: typhoon, ocean upper layer, strong mixing, ocean wave, breaking wave