# 恒流,潮流場における強風イベント時の海洋内部混合

Mixture of ocean in tidal and constant current with a storm event

北海道大学工学院 o学生員 足立 天翔(Amato Adachi) 北海道大学大学院工学研究院 正会員 猿渡亜由未(Ayumi Saruwatari) 函館工業高等専門学校 正会員 宮武誠(Makoto Miyatake) 北海道大学大学院工学研究院 正会員 渡部靖憲(Yasunori Watanabe)

# 1. はじめに

低気圧が海上を移動する際,低気圧による吸い上げ効果 や低気圧近傍に発生する吹送流により内部混合が生じ,海 洋内部の水温分布や流速に大きな影響を与える.一方で,海 面水温や海洋の成層構造は低気圧の強度を決定する要素と なっており,<sup>1)</sup>外洋における水温構造と低気圧強度の関係 の研究も行われている.<sup>2)</sup>Glennら<sup>3)</sup>は海洋表層の鉛直混合 により海面水温が低下すると海表面における熱フラックス の方向が下向きに変化し,この減少が低気圧強度に大きな 影響を与えることを明らかにした.これらのことから低 気圧による海面及び海洋内部への影響を考慮することで, 日本を襲来する台風強度をより正確に予測できると考えら れる.しかし,日本周辺海域は急峻な海底地形を多く有す ることに加え黒潮等の流れの強い海流が存在するため,台 風が海洋に与える影響は複雑となる.

そこで本研究では三次元流れモデルを用いて夏季におけ る台風通過時の海洋流れ場を計算することにより,台風が 誘発する日本周辺海域での擾乱及び海流,潮流の有無がそ の擾乱に与える影響を明らかにすることを目的としている.

## 2. 計算方法

# 2.1. 三次元流れモデル

非静水圧三次元流れモデルであるMIT general circulation model(MITgcm;Marshall et al.1997<sup>4)5)</sup>)を用いて計算 を行った.このモデルでは次式で表される運動方程式, 質量 保存則, 状態方程式, トレーサー(ポテンシャル水温, 塩分) の輸送方程式に基き, 流速, 密度, 水温, 塩分を計算する.

$$\frac{D\boldsymbol{u}}{Dt} = -\frac{1}{\rho}\boldsymbol{\nabla}_h p + (2\Omega \times \boldsymbol{u})_h + \boldsymbol{F}_h \tag{1}$$

$$\frac{Dw}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + (2\Omega \times \boldsymbol{u})_v + \boldsymbol{F}_v$$
(2)

$$\frac{D\rho}{Dt} + \boldsymbol{\nabla} \cdot \boldsymbol{u} = 0 \tag{3}$$

$$\rho = \rho_0 [1 - \alpha (T - T_0) + \beta (S - S_0)]$$
(4)

$$\frac{D\theta}{Dt} = \boldsymbol{\nabla} \cdot (\kappa K \nabla \theta) + \boldsymbol{F}_{\theta}$$
(5)

$$\frac{DS}{Dt} = \boldsymbol{\nabla} \cdot (\kappa K \nabla S) + \boldsymbol{F}_S \tag{6}$$

ここで $u_h$ ,wは水平,鉛直方向流速,pは圧力, $\rho$ は密度, $\theta$ は ポテンシャル水温,Sは塩分である.(1)(2)式の右辺第1項は 圧力勾配,第2項はコリオリ力, $F_h$ , $F_v$ は水平,鉛直成分の その他(粘性,拡散,風応力,底面側面摩擦など)の外力及 びメトリック項を表す.(5)(6)式の右辺における $\kappa$ は等密 度線方向への温度拡散係数,Kは水平,鉛直方向から等密 度線とそれに直交する方向への座標変換テンソルである. 本研究では水面の境界条件として海水面温度SSTと海水面



表-1 計算ケース.		
Case	側方潮流成分	側方海流成分
Case1	あり	あり
Case2	なし	あり
Case3	なし	なし

塩分 SSSを与えているが $F_{\theta}$ ,  $F_{S}$ はそれぞれSST, SSSが境 界条件を満足するようにモデル内で計算される. 非静水圧 力は(1)(2)式から導かれる次式の圧力に関するポアソン方 程式を解くことにより求める.

$$\boldsymbol{\nabla}^2 \phi_{nh} = \boldsymbol{\nabla} \cdot \boldsymbol{G}_v - (\boldsymbol{\nabla}_h^2 \phi_s + \boldsymbol{\nabla}^2 \phi_{hyd})$$
(7)

ここで $\nabla^2 \phi_{nh}$ ,  $\nabla^2 \phi_{hyd}$ ,  $\phi_s$ はそれぞれ非静水圧,静水圧,水 位上昇による静水圧変化である.  $G_v$ は運動方程式の圧力 勾配以外の外力項をまとめたものである.

# 2.2. 計算条件

計算領域は図1に示す日本列島周辺海域(E125°-150°,N28°-45°,4'×4')とし,海底地形は英国海洋データセンターが提供するGEBCO2014(解像度30秒)に基き作成した.鉛直解像度は海面から海底に向かって徐々に大きくしており,躍層で2m、躍層深付近で約5m,最下層で366.7mとした.初期条件及び境界条件として与える海流流速,水温,塩分,海面水温(SST)と海面塩分(SSS)はJAMSTECが提供するFRA-JCOPE2<sup>6)</sup>(水平解像度1/12°,時間間隔24時間)により与えた.また,海上風速と海面更正気圧は気象庁が提供する再解析データJMA-MSM(水平解像度5km,時間間隔1時間)により与えた.

解析対象としたのは2018年に発生した台風21号であり, 経路及び中心気圧を図1に示す.中心最低気圧は915hPaで



図-2 (a)田辺中島高潮観測塔において計測された水温分 布.(b)本計算結果.〈黒い矢印は台風最接近時刻.)



図-3 (a)Case1, (b)Case3における典型的な流速分布.

あり,非常に強い勢力で本州に上陸し,近畿地方に甚大な 被害をもたらした台風である.計算期間は2018年8月29日 00:00(UTC)より672hrとし,計算開始から48時間後までは 助走計算期間として解析対象から除外してる.また,潮流 及び海流の影響を調べるため,表1に示す3ケースの計算を 行った.潮流成分を全球海洋潮汐モデルTPXO9-atlus<sup>7)</sup>よ り作成し,側方境界条件の流速に足し合わせることで潮流 を再現した.Case3の海流成分は計算の安定を保持するた めFRA-JCOPE2より作成した初期条件のみを与え,側方境 界条件には流速0ms<sup>-1</sup>を入力した.

# 2.3. 結果検証

図2(a)は和歌山県田辺湾湾口(北緯33度42分32秒, 東経 135度19分58秒)に設置された田辺中島高潮観測塔におい て観測された,本研究で扱う2018年台風21号が日本を襲来 した際の水温の鉛直プロファイルの時間変化を示している. 台風通過前は潮流による振動が生じており,台風通過に伴 い内部混合が引き起こされ,海面水温の低下と回復の様子 が確認できる.図2(b)はCase1における観測塔に近い地点 (北緯33度24分0秒, 東経135度0分0秒)での水温の鉛直プ ロファイルの時間変化を示しているが, 概ね観測データと 同様の特徴が見られ本計算による結果の再現性について確 認できた.計算結果の水温がわずかに高くなっているが,こ れは観測点よりも沖側の点での結果であるため,より黒潮 による影響を受けているためであると考えられる.



図-4 Case1における(a)平均躍層水深,(b)ブラントヴァイ サラ振動数.



**図-5** Case1, 140hr後における(a)流速の絶対値, (b)初期値 からの水温差の表層分布.

#### 3. 計算結果

#### 3.1. 流況特性

図3(a)はCase1における台風通過前の典型的な表層流速 分布を示している.1ms<sup>-1</sup>を越える北東方向への強い黒潮 の流れが確認できる.また、この期間は流路が紀伊半島か ら東海地方沖で南へ大きく蛇行する黒潮大蛇行が観測され ており、その様子も再現できている.図3(b)はCase3におけ る同様の流速分布であり、側方境界からの流速は現れてい ないものの、水温や塩分の初期条件及び側方境界条件には 実際の値を入力している為助走計算の間に黒潮を始めとし て主要な海流は発生している.本研究ではCase3を海流の 流路が異なるケースとして扱い、解析を行う.

### 3.2. 成層構造

図4(a)はCase1における平均躍層水深を示しており,黒潮 の流れが強い海域では50m付近,その他の領域では成層期 であるためおよそ20mから30m付近に密度躍層が存在して いることが確認できる.図4(b)は成層構造の強さを示すブ ラントヴァイサラ振動数の時間平均を示しており,領域南 側では黒潮により内部混合が生じるため成層構造は弱くな り,領域北側では強くなっていることが確認できる.特に 日本海は閉鎖的な海域であるため成層構造の強さが顕著で ある.

#### 4. 内部混合

# 4.1. 台風による流速,水温変動

図5はCase1における台風が日本列島に接近した際の流速, 初期値からの水温差の表層分布を気圧のコンター及び台風 経路と共に示している. 台風中心より東側では反時計回り の風速により発生する流速が黒潮の流れよりも強力に現れ ていることが確認できる.また,風応力及び低気圧による 吸い上げ効果によって台風東側,北側で水温低下が見られ



図-6 Case1における, (a)P2(b)P3の(1)流速鉛直プロファイル, (2)水温鉛直プロファイル, (3)海上気圧及び風速.

る. これらの流れ場の乱れは台風通過後も振動となり長 期間継続することを確認している.

図6は図5(a)に示す台風経路直下の太平洋地点P2,日本 海地点P3におけるCase1での流速及び水温の鉛直プロファ イルの時間変化を示している.P2では黒潮の影響が水深 100m程まで及んでいるため台風が最接近し気圧が急激に 下がり風速が増大すると流速,水温共に80m程まで変動が 生じる.台風通過後も振動が継続するが,海流の影響を受 けおよそ250hr後には回復している.一方P3では表層が浅 いため変動は30m付近までとなっており,その後は成層構 造の強さから密度躍層が振動しやすく水温回復にはP2より も長い時間を要していることが確認できる.これらの特徴 はCase2, Case3でも同様に見られた.

## 4.2. 潮流, 海流が振動に与える影響

図7(a)は図5(a)に示す4地点での表層(1-50m)流速にお ける平均値の時間変化をプロットしたものである. P1は Case1, Case2で同様の変動が生じているのに対し, Case3 では海流の流路の違いから大きな変動が生じ,他のケース よりも振動の減衰が緩やかである. P2では3ケース共にほ ぼ同様の変動を示しているが,潮流成分を含むCase1にお ける振幅がわずかに大きい. 日本海のP3では,閉鎖的な海 域であるため潮流や海流の影響が小さく,全てのケースで 同様の値となった. P4では潮流成分を含んだケースである Case1の振動が大きく現れている.

本計算結果に現れた台風通過後の振動における周波数成 分の分布について調べるため,各地点の平均表層流速の時 間変化に対してフーリエ解析を行った. 図7(b)は図7(a)に おける台風通過後の流速変動パワースペクトルを表したグ ラフである. P1ではCase3における慣性振動成分が大幅に 大きくなっており、これは図7(a1)に示した通り流速変動の 振幅が大きくなっているからであると考えられる. 従って 流路の違いによって台風通過後の慣性振動が強化される可 能性があることを示している. P2ではCase1において潮流 成分が卓越しているのに加え、全てのケースでこの地点の 慣性振動成分が卓越した. その中でもCase1における慣性 振動成分がCase2よりもおよそ1.1倍大きくなっているため、 潮流成分によって慣性振動が強化されたと考えられる. P3 は潮流や海流の有無による影響が少ないため、全てのケー スで同様の値となった.加えてP1,P2に対し成層構造が強 いためより慣性振動が継続しやすく, 慣性振動成分がより 強く現れている. P4では潮流成分の12hr周期が慣性振動成 分を大きく上回っており、 台風通過後も潮流による振動が 支配的であることが分かる.これらの結果は、複雑な地形 を有する津軽海峡では強風イベント下においても潮汐由来 の振動が慣性振動よりも支配的になることを示した本間ら <sup>8)</sup>の結果とも一致する.

## 5. 結論

本研究では夏季における台風通過イベントによる内部混 合,及び潮流,海流の影響について三次元流れモデルを用い た数値計算を元に調査した.潮流の影響を強く受ける海域 では台風通過後の慣性振動の振幅やパワースペクトルが増 大することが明らかとなった.また,流路の異なるケースの



図-7 各地点((1)P1, (2)P2, (3)P3, (4)P4)における(a)流速の時間変化, (b)流速パワースペクトル分布.

同地点を比較することにより, 流速の強さが台風後の慣性 振動の強さに影響を与える可能性があることが示された. さらに, 複雑な地形を有する津軽海峡西側においては台風 通過後も潮流による振動が支配的であることが示された.

# 参考文献

- Jaimes, B. and Shay, L. K. Enthalpy and momentum fluxes during Hurricane Earl relative to underlying ocean features. Mon. Weather Rev. 143, 111131 (2015).
- Ma, Z., Fei, J., Liu, L., Huang, X. and Cheng, X. Effects of the cold core eddy on tropical cyclone intensity and structure under idealized airsea interaction conditions. Mon. Weather Rev. 141, 12851303 (2012).
- Glenn, S., Miles, T., Seroka, G. et al. Stratified coastal ocean interactions with tropical cyclones. Nat Commun 7, 10887 (2016) doi:10.1038/ncomms10887
- Marshall, J., Adcroft, A.,Hill, C., Perelman, L., and Heisey, C.:A finite-volume, incompressible Navier Storkes model for studies of the ocean on parallel computers, J. Geophis. Res. Oceans, Vol.102, C3, pp.5753-5766, 1997.
- Marshall, J., C. Hill, L. Perelman, and A. Adcroft, (1997) Hydrostatic, quasi-hydrostatic, and nonhydrostatic ocean modeling, J. Geophysical Res. 102(C3), pp 5733-5752, doi:10.1029/96JC02776
- Miyazawa, Y., R. Zhang, X. Guo, H. Tamura, D. Ambe, J.-S. Lee, A. Okuno, H. Yoshinetou, and K.

Komatsu, 2009: Water mass variability in the western North Pacific detected in a 15-year eddy resolving ocean reanalysis, J. Oceanogr. 65, 737-756.

- Egbert, Gary D., and Svetlana Y. Erofeeva. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. Journal lf Atmospheric and Oceanic Technology 19.2(2002):183-204.
- 本間翔希,猿渡亜由未,宮武誠,津軽海峡における三次元 密度構造の特徴化. 土木学会論文集B2(海岸工学), Vol. 73, No. 2, pp. I\_67-I\_72, 2017.