

バースト層モデルを組込んだ強風下大気-海洋-波浪結合モデル

村上智一* ・ 久保田踊児** ・ 吉野 純***
大澤輝夫**** ・ 安田孝志*****

強風時の水面直下にはベキ則層（バースト層）が生成される。本研究では、これをモデル化したバースト層モデルを海洋モデル CCM に組み込み、強風時の風域場の計算のために気象モデル MM5 を、バースト層モデルに必要な波浪情報を与えるために波浪モデル SWAN をそれぞれ用い、これらを結合させた大気-海洋-波浪結合モデルを開発した。そして、北西風が卓越する冬季伊勢湾での吹送流および南太平洋上の台風 0416 号下での海水流動計算を行い、バースト層モデルを組込むことで強風下吹送流の流速、流向、密度分布の計算精度が改善されるだけでなく、その影響は気象場や波浪場の計算結果にも及ぶことを明らかにした。

1. 緒 言

台風 7919 号による富士海岸への貨物船ゲラティック号の漂着は、依然としてこれまでの高潮やセットアップの取扱いでは説明できない海岸工学上の大きな謎となっている。また、昨年の台風 0416 号による瀬戸内海全域に及ぶ高潮災害は、外洋からの海水流入が予測を上回ったことが主因と考えられ、これらの原因となる強風下吹送流には未解明な点がなお多いことを示すものである。

一方、実験室レベルであるが、強風時の水面直下にベキ則層（バースト層）が生成されることが明らかになり、それが碎波に起因し、強風時の輸送に大きな影響を及ぼすことが実証された（Ogasawara ら, 2004）。これを踏まえて著者らは、バースト層生成の原因となる碎波応力項をモデル化し、バースト層モデルを開発した（村上ら, 2005）。このモデルは、平均海面仮定に基づいて開発されていることから、実海域スケールの計算にも適用可能である。

しかしながら、バースト層モデルを用いて実海域での強風下の海水流動計算を行うには、バースト層モデルを海洋モデルに組み込む必要がある。然るに、水面直下に生成されるバースト層は有義波高程度の薄い層であり、そこでの水平流速の鉛直分布はベキ則に従う非常に急峻なものとなるため（Ogasawara ら, 2004）、水面直下を常に高解像度に計算できる海洋モデルが必要となる。代表的な海洋モデル POM（プリンストン大学）では、 σ 座標系を用いているため鉛直格子間隔が水深に連動して増減し、大水深の場所においてバースト層を適切に扱えない。

そこで本研究では、水面直下の鉛直格子間隔が水深に依存しない多重 σ 座標を用いた沿岸海洋モデル CCM（Coastal ocean Current Model; 村上ら, 2004）にバースト層モデルを組み込み、強風時の風域場の計算のために気象モデル MM5（ペンシルベニア州立大学・米国大気研究センター）を、バースト層モデルに必要な波浪情報を与えるために波浪モデル SWAN（デルフト工科大学）をそれぞれ用い、バースト層モデルを組込んだ CCM とこれらを結合させて大気-海洋-波浪結合モデルを開発する。そして、北西風が卓越する冬季伊勢湾での吹送流および南太平洋上の台風 0416 号下での海水流動を計算し、精度検証を行った。

2. バースト層モデルの大気-海洋-波浪結合モデルへの組み込み

多重 σ 座標系海洋モデル CCM にバースト層モデルを組み込むと、 x 方向のレイノルズ方程式は次式となる。

$$\frac{Du}{Dt} - fv = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P_a}{\partial x} + HPT + DT + D_b \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここで、 D_b は碎波応力項、 HPT は水平圧力勾配項、 DT は拡散項であり、それぞれ加速度 (m/s^2) の次元を持つ。この D_b は、バースト層生成の原因となる碎波応力を水平流速のベキ則分布に基づいてモデル化したものである（詳細は村上ら（2005）を参照）。ただし、バースト層モデルの適用は海面が白波立つ場合であり、その範囲も有義波高相当の厚さと定義されるバースト層内に限定される。

そのため、気象場の計算に MM5、有義波高の計算に SWAN をそれぞれ用い、これらをバースト層モデルを組み込んだ CCM と共に PC-Linux 上のシェルスクリプトで結合させて、大気-海洋-波浪結合モデルを開発した。その際に各モデル間で交換する相互作用変数を図-1 に示す。これによって、強風下吹送流などの運動力学過程に加え、内湾の水温を支配する日射や台風のエネギー源となる潜熱・顕熱などの熱力学過程も同時に扱うこと

* 学生会員 修(理) 岐阜大学大学院工学研究科環境エネルギーシステム専攻

** 正 会 員 修(工) (株)ハイドロソフト技術研究所

*** 正 会 員 博(理) 岐阜大学助手大学院工学研究科環境エネルギーシステム専攻

**** 正 会 員 博(理) 神戸大学助教授海事科学部海洋情報科学講座

***** フェロー 工博 岐阜大学教授大学院工学研究科環境エネルギーシステム専攻

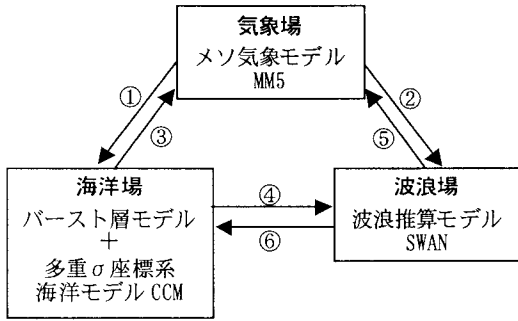


図-1 大気-海洋-波浪結合モデルにおいて海面相互作用として各モデル間で交換する変数

ができる。

3. 冬季伊勢湾に対する数値計算

(1) 計算条件

計算領域は伊勢湾とし、外洋水の進入を扱うために広く計算領域を設けた(図-2)。計算期間は、北西風が卓越する冬季で、かつ VHF レーダ観測データが取得された2002年2月17~26日とした。計算条件は表-1とし、バースト層モデルを組み込んだモデル(Case1)と組込まないモデル(Case2)をそれぞれ計算して比較した。

(2) 計算結果

図-3は、図-2のA点における海面上10mの風速の観測値と計算値の比較を示したものである。これから、両モデル共に、観測値を良く表していることがわかる。また、Case1とCase2の風速は、ほとんど一致しているが、これはCase1においてバースト層モデルを適用する強風日が18, 19日の2日間と比較的短く、気象場に影響を与えるほどCase1とCase2の海面水温に差が生じなかったためである。

図-4は、図-2のA点における海面下2mの流速の観測値と計算値の比較を示したものである。ここでは、強風日の18, 19日のものを示した。この図より、バースト層モデルを組み込まないCase2では、流速の過大評価傾向が顕著であり、計算精度が悪いことがよくわかる。図-3で示したように風速が精度良く計算されているにも関わらず、流速の計算精度が悪いというこの事実は、通常の海洋モデルでは強風下吹送流を適切に扱えないことを示すものである。これに対して、Case1ではCase2の過大評価が改善されていることがわかる。このことは、図-4のBIAS(平均流速のずれ)とRMSE(二乗平均誤差の平方根)を示した表-2の比較からも明らかであり、

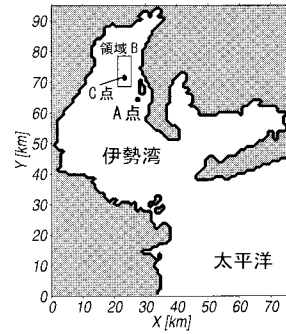


図-2 伊勢湾を含む計算領域

表-1 冬季伊勢湾に対する計算条件

気象モデル MM5	水平格子数	47×50 (東西×南北)
	鉛直層数	20層
	タイムステップ	9秒
	水平解像度	3km×3km
	大気境界層スキーム	Eta scheme
海洋モデル CCM	初期値・境界値	気象庁メソ観解析値 (6時間間隔, 10km格子, 20層)
	水平格子数	76×95 (東西×南北)
	タイムステップ	10秒
	水平解像度	1km×1km
	σ座標の適用領域数	5
波浪モデル SWAN	各領域の層数	領域Ⅰ: 7, 領域Ⅱ: 5, 領域Ⅲ: 5, 領域Ⅳ: 5, 領域Ⅴ: 5
	境界面水深 S(m)	S _I =3m, S _{II} =14m, S _{III} =26m, S _{IV} =69m
	初期値・境界値	・日本周辺潮汐モデル NAO99Jb (Matsumoto ら, 2000) ・気候値(Sekine ら, 1993) ・河川流量データ(国土交通省中部 地方整備局)
結合モデル	水平格子数	76×95 (東西×南北)
	タイムステップ	5分
結合モデル	水平解像度	1km×1km
	交換時間間隔	10分

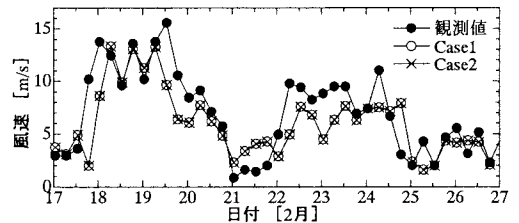


図-3 A点(図-1)における海面上10mの風速の観測値と計算値の比較

Case2に比べてCase1ではBIASが大きく改善されていることがわかる。これは、バースト層モデルが水平流速に対して極く表層で駆動力、それ以深で抵抗力として作用するためであり(村上ら, 2005)、バースト層モデルによって水面下2mの流速に対して通常の海洋モデルにおける過大評価が改善されたと考えられる。

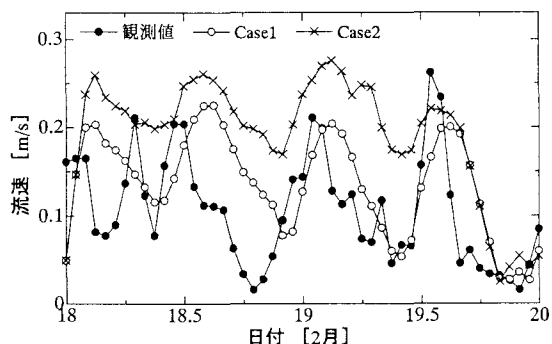


図-4 A点(図-1)における海面下2mの流速の観測値と計算値の比較

表-2 計算結果の観測結果に対する平均値のずれ(BIAS)と二乗平均誤差の平方根(RMSE)の比較

	Case1	Case2
BIAS(m/s)	0.03	0.08
RMSE(m/s)	0.07	0.11

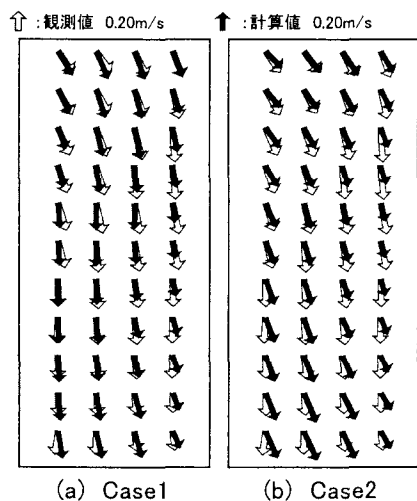


図-5 領域B(図-1)における2月18日の日平均流速ベクトルの観測値と計算値の比較；白のベクトルが観測値，黒のベクトルが計算値

図-5は、前出の図-1の領域Bにおいて計算期間中最も風の強かった18日にVHFレーダによって観測された日平均流速ベクトルと計算値を比較したものである。なお、VHFレーダは、極く表層の流れ場を観測するため(坂井ら, 2002)、計算値も最上層の流速を用いて比較した。この図より、Case1はCase2に比べて、流向の計算精度が改善されていることがわかる。特に図中の下部付近での流向の精度改善が著しい。また、図中の中央部から上部にかけて、Case2では流速が過小評価傾向となっているが、Case1ではこれが改善されている。

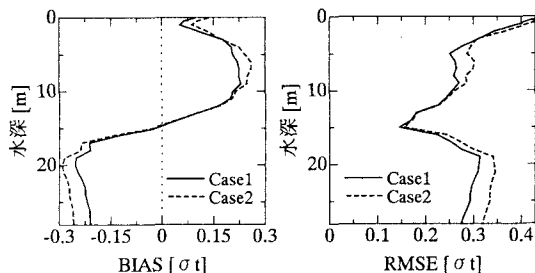


図-6 C点(図-1)において観測された密度に対する全計算期間の計算値のBIASおよびRMSE

図-6は、前出の図-1のC点において観測された水温と塩分のデータから密度を求め、それに対する全計算期間の両モデルのBIASおよびRMSEを示したものである。この図から、Case1はCase2に比べてBIASおよびRMSE共に計算精度が良いことがわかるが、特に上層より下層で計算精度が改善している。冬季の伊勢湾では卓越した北西風のために表層で湾内から外洋へ内湾水が流出し、下層で外洋からの海水が進入して密度分布を支配する構造になっている点に着目すれば、下層での密度分布の精度改善は常に強風が吹く外洋の海水流動をバースト層モデルによって適切に扱うことができるようになったことによっていってよい。今回の計算期間は10日間と短かったため、その改善の程度は小さいものであったが、長期間の計算を行う場合には改善効果は遙かに大きくなり、バースト層モデルの有用性がより明瞭になると考えられる。

4. 台風0416号に対する数値計算

(1) 計算条件

計算領域は、図-7に示すように東経126度～144度、北緯20度～36度とし、台風0416号の進路(図-7の実線)およびその影響の及ぶ範囲を広く覆うように設定した。計算期間は、2004年8月27日12時～29日12時とし、計算条件は表-3とした。特にバースト層を高解像度で解くために、CCMにおいて多重 σ 座標の水面直下の領域を4mと狭く設けた。この多重 σ 座標は、水深5,000mの深海域から水深数mの内海・内湾までの海底地形を正確に表した上で水面直下を高精度に解くことができる。これは、バースト層モデルを組込んだ計算を行う際に本質的に重要となる。そして、バースト層モデルを組込んだモデル(Case1)と組込まないモデル(Case2)をそれぞれ計算して比較した。

(2) 計算結果

図-8は、計算期間中の最上層の選点における平均流速の比較を示したものである。これより、バースト層モデルを組込まないCase2では、台風を中心として広い範

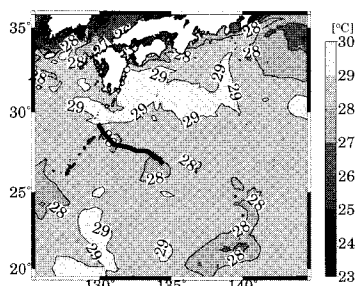


図-7 台風0416号に対する計算領域；黒の実線は計算期間中の台風の進路(気象庁ベストトラック)，陰影部およびコンターは計算初期の海面水温で1℃間隔

表-3 台風0416号に対する計算条件

気象モデル MM5	水平格子数	200×200 (東西×南北)
	鉛直層数	24層
	タイムステップ	30秒
	水平解像度	10 km×10 km
	大気境界層スキーム	Eta scheme
	初期値・境界値	・NCEP 全球客観解析データ ・台風ボーガス
海洋モデル CCM	水平格子数	130×130 (東西×南北)
	タイムステップ	30秒
	水平解像度	14 km×14 km
	σ 座標の適用領域数	6
	各領域の層数	領域Ⅰ：6，領域Ⅱ：5， 領域Ⅲ：5，領域Ⅳ：4， 領域Ⅴ：4，領域Ⅵ：4
	境界面水深 S(m)	$S_I=4$ m, $S_{II}=50$ m, $S_{III}=100$ m, $S_{IV}=200$ m, $S_V=1000$ m
波浪モデル SWAN	初期値・境界値	・JCOPE 海洋領域客観解析データ(10 km×10 km) ・グローバル海洋潮汐モデル NAO(Matsumoto ら, 2000)
	水平格子数	130×130 (東西×南北)
	タイムステップ	150秒
結合モデル	水平解像度	14 km×14 km
	交換時間間隔	10分

囲で発散の流速分布が見られ，そこでの流速は0.5 m/s～1 m/s と大きなものとなっている．これに対してバースト層モデルを組み込んだ Case1 では，台風の進路付近のみに強い流速が見られ，発散の流速分布も台風の進路付近に限定されている．

図-9 は，計算終了時における海面水温分布を示したものである．これと図-7 に示した計算初期の海面水温から，Case1 では，計算期間の2日間で台風の進路付近の海面水温が約2℃低下したことがわかる．これに対して，Case2 では広い範囲で海面水温が低下しており，特に台風の進路付近では約5℃の低下となっている．この海面水温の低下は，強風による海水の強い鉛直混合やエクマン湧昇によって海中の低温水が上昇し表層水と混合した結果である．このため，台風を中心として広い範囲で大きな流速が見られる Case2 では，海面水温も広い範囲で大きく低下している．これに対して Case1 では，台

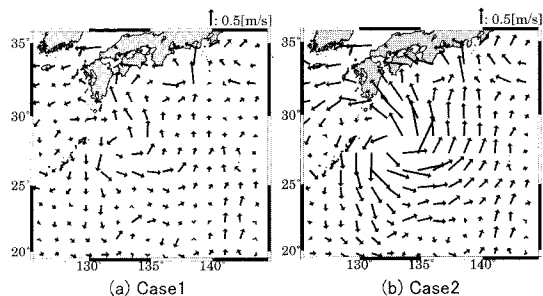
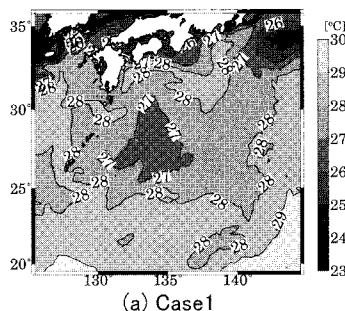
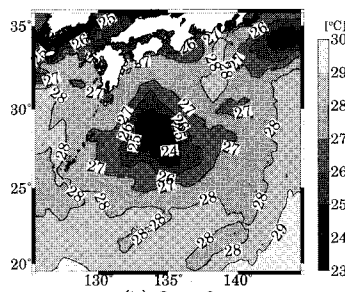


図-8 計算期間(8/27～29)中の最上層の選点における平均流速分布



(a) Case1



(b) Case2

図-9 計算終了時(8/29)における海面水温分布；陰影部およびコンターは1℃間隔

風直下に限定して大きな流速を持ち，海面水温が低下した範囲や度合も Case2 より小さくなっている．

図-10 は，台風の中心気圧の観測値(気象庁ベストトラック)と計算値の比較を示したものである．これから，Case2 では計算期間の2日間で20 hPa 気圧が上昇し，観測値に比べて台風が過大に衰弱していることがわかる．これは，台風への熱エネルギー流入が過小であったためだと考えられ，このことから前述の Case2 の海面水温の低下および，それを支配する流速が過大なものであることが示唆された．これに対し，Case1 では観測値と同じように10 hPa の緩やかな気圧上昇となっており，中心気圧の再現性が良いことがわかり，前述の海面水温および流速がより現実的なものであると考えられる．

図-11 は，計算終了時における有義波高分布を示した

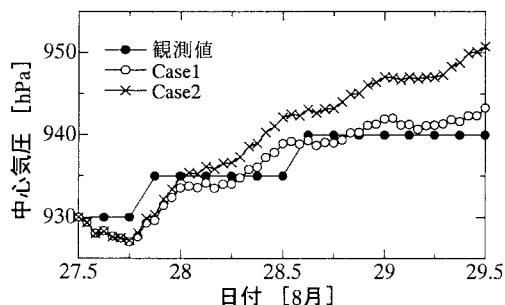


図-10 台風0416号における中心気圧の観測値(気象庁ベストトラック)と計算値の比較

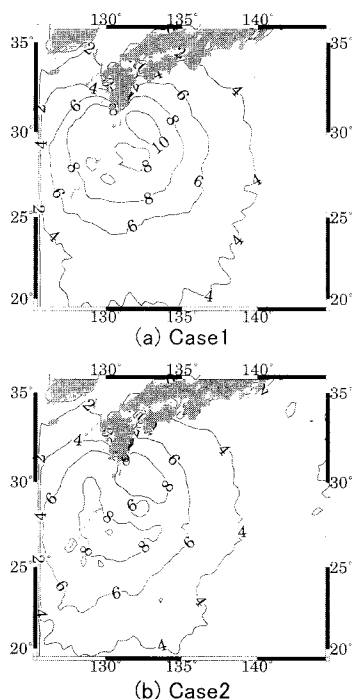


図-11 計算終了時(8/29)における有義波高分布;コンターは2m間隔

ものである。この図から、両モデルとも台風直下で有義波高が大きくなっているが、Case2の最大有義波高は8 mである。一方で、Case1では最大10 mとなっており、両モデル間で大きな差があることがわかる。これは、前述の図-10に示したように台風強度がバースト層モデルの有無によって変わるためであり、台風強度の強いCase1はCase2に比べて有義波高も大きくなっている。以上より、バースト層は薄い層であるが、これをモデル化して計算に組込むことで、海洋場のみならず気象場や

波浪場の計算結果に大きな影響を及ぼすことが明らかとなった。

5. 結 語

本研究では、実験室レベルであったバースト層モデルを海洋モデル CCM に組み込み、気象モデル MM5 および波浪モデル SWAN と共に結合させた大気-海洋-波浪結合モデルを開発し、冬季伊勢湾での吹送流および南太平洋上の台風0416号下での海水流動計算を行った。その結果、バースト層モデルを組込むことで強風下吹送流の流速、流向、密度分布の計算精度が改善されただけでなく、気象場や波浪場の計算結果にも影響を及ぼすことが明らかとなった。

今回の計算では、相似則については無視し、実験データに基づく回帰式をそのまま実海域に適用するなどの課題を残すが、バースト層が強風下の海水流動計算に与える影響は大きく、これをモデル化したバースト層モデルは、強風下吹送流に起因する災害の予測や対策に有用となる可能性を示すことができた。

謝辞：海洋観測データは愛知県企業庁・中部国際空港株式会社より、VHF レーダデータは財電力中央研究所より、河川流量データは国土交通省中部地方整備局からそれぞれご提供頂いた。また、本研究は科学研究費(B)(2)16360243による成果であることを付記し、ここに併せて謝意を表する。

参 考 文 献

- 坂井伸一・平口博丸・松山昌史・坪野考樹・森 信人・杉山陽一・藤井智史・佐藤健治・松岡建志(2002): 短時間観測が可能なデジタルビームフォーミング方式による沿岸海洋レーダの開発, 海岸工学論文集, 第49巻, pp. 1511-1515.
- 村上智一・久保田踊児・安田孝志(2005): 平均海面仮定に基づく強風下吹送流のバースト層モデル, 海岸工学論文集, 第52巻, (印刷中).
- 村上智一・安田孝志・大澤輝夫(2004): 気象場と結合させた湾内海水流動計算のための多重 σ 座標モデルの開発, 海岸工学論文集, 第51巻, pp. 366-370.
- Ogasawara, T. and T. Yasuda (2004): Mass flux and vertical distribution of currents caused by strong winds in a wave tank. J. Phys. Oceanogr., Vol.34, No.12, pp. 2712-2720.
- Matsumoto, K., T. Takanezawa and M. Ooe (2000): Ocean tide models developed by assimilating TOPEX/POSEIDON altimeter data into hydrodynamical model: A global model and a regional around Japan. J. Oceanography, 56, pp. 567-581.
- Sekine, Y. and H. Mizutani (1993): Seasonal variations in vertical distribution of temperature, salinity and density in- and off Ise Bay. Bull. Fac. Bioresources, Mie Univ., No.10, pp. 147-164.