一般共同研究 報告書

高潮・波浪災害リスク軽減に向けた大気–海洋– 地盤系における界面力学過程に関する現地調査 (課題番号:24G-05)

## 平成 26 年 3 月 31 日

## 内山 雄介 神戸大学 大学院 工学研究科 市民工学専攻

### 一般共同研究(24G-05)報告書

### 「高潮・波浪災害リスク軽減に向けた大気-海洋-地盤系における 界面力学過程に関する現地調査」

### 目 次

···5
····5 ····5 ····5
•

### 

3.1	はじめに・・・・・	•7
3.2	解析モデル・・・・・	•7
3.3	計算結果・・・・・	•9
3.4	EOF解析·······	11
3.5	おわりに	13
参考	今文献	14

## 

4.1	はじめに・・・・・	·16
4.2	曳航観測・・・・・	·16
4.3	観測塔における連続観測	·18
4.4	高解像度数値モデリング・・・・・	·19
4.5	海水交换特性·····	·20
4.6	おわりに・・・・・	·23
参考	<b>岑文献・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・</b>	·23

5.	台風通過時の広域海洋熱収支変化・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	25
5.1	はじめに・・・・・	·25
5.2	モデル・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	·25
5.3	. 計算結果	·27

5.4 5.5 参	- 海洋熱収支····· おわりに···· 考文献···	·29 · 33 ·33
6.	研究成果の公表	34
7.	参考資料	36

## 1. 概要

### 1.1 研究目的と趣旨

台風通過に伴う高潮・波浪災害リスク軽減に向けた荒天時の海洋混合過程を定量的に把握 するために、白浜海象観測所・田辺中島高潮観測塔において 2012 年と 2013 年の夏期〜秋期 にそれぞれ約4ヶ月間の現地観測を実施した.あわせて、海洋再解析値 JCOPE2 を境界条件 とした領域海洋循環モデル ROMS を用いた 4 段ネストによって田辺湾周辺海域を最内側領 域とした海洋モデリングを行い、台風接近時の海水混合に伴う水温低下の状況、田辺湾口部 での海水交換、およびそれらのメカニズムを明らかにすることを目的とした共同研究を実施 した.

#### 1.2 研究経過

現地観測は 2012 年 8 月 10 日~11 月 1 日,2013 年 8 月 9 日~11 月 14 日に実施した.観 測項目は ADCP による流速鉛直分布,CT チェーンによる密度分布,波浪・水位,各種気象 データである.現地観測では,紀伊半島沿岸を通過した 2012 年 17 号 (JELAWAT),2013 年 17 号 (TORAJI),18 号 (MAN-YI)を含め,西日本に接近した 6 個の台風を捉え,台風 の接近に伴う鉛直混合の強化とそれに伴う境界層の発達などに関する貴重なデータセット を取得することに成功した.海洋モデリングに関しては,2012 年度は 3 段ネストによる瀬 戸内海全域モデル (水平解像度 600 m)を,2013 年度はさらにもう一段階ネストを深めた田 辺湾モデル (水平解像度 120 m)を開発し,台風接近に伴う広域の海洋構造変化と,田辺湾 口通過流量の変動特性とその原因についての詳細な解析を行った.

### **1.3** 主要な研究成果

現地観測データおよび瀬戸内海全域モデルにより、台風接近に伴う大規模な水温低下現象 は、単に台風の強風に伴う海洋混合による局地的な現象ではなく、九州東岸・四国南岸・瀬 戸内海・紀伊水道を含む広域で生じていたこと、その変動パターンは季節変化に伴う線形ト レンド、海上風によるエクマン輸送に伴う沿岸湧昇、高知沖などに形成される低気圧性中規 模渦による湧昇と黒潮による冷水塊の移流などの寄与が複合していることなどを明らかに した. また、田辺湾モデルによって 2013 年観測期間における田辺湾口通過流量および海水 交換機構に対する台風等の現象の寄与は、全流量変動振幅に対して 40%程度であり、半日周 期の潮流および内部潮汐の寄与に匹敵することなどを具体的に明らかにした.

## 2. 実施体制

### 研究代表者

内山 雄介 (神戸大学大学院工学研究科市民工学専攻 准教授)

### 共同研究者/防災研究所内担当者

森 信人 (京都大学防災研究所 大気・水研究グループ 准教授)

### 共同研究者

馬場 康之(京都大学防災研究所 流域災害研究センター 准教授) 平石 哲也(京都大学防災研究所 流域災害研究センター 教授)

### 研究期間

平成 24 年 4 月 1 日~平成 26 年 3 月 31 日

### 研究場所

白浜海象観測所,田辺中島高潮観測塔,神戸大学,防災研究所

### 共同研究参加者数

- 17名 (防災研外 12名, 所内 5名)
- 大学院生の参加状況: 8名(修士7名、博士1名)(内数)
- 大学院生の参加形態 [観測補助,観測データ解析,数値モデリング,対外発表]

## 3. 台風通過に伴う海水温低下と海洋構 造変化

#### 3.1 はじめに

台風通過に伴う暴風時には、海面風応力の増大、ホワイトキャップによる TKE 供給, Langmuir 乱流などの影響によって海洋表層の鉛直混合が強化される.このような強風時の 海洋構造変化を究明することは、高潮、高波、海岸浸食などの沿岸防災や、海洋生態環境変 化に関する予測精度を向上させる上で重要となる.これまで、暴風時における海洋表層の構 造変化については、主に海面境界条件の変化によって生じる鉛直拡散の評価に主眼が置かれ ていた(例えば、森ら、2009).しかしながら、台風は数 100 km の直径を持つ反時計回りの 大気の渦であるため、海洋に与える影響を考える上では局所的な鉛直混合の変化だけではな く、メソスケールの海洋応答、例えば強風に伴うエクマン輸送や中規模渦に伴う鉛直混合、 水平移流拡散効果などを無視することはできない.

本研究では本州太平洋岸に位置する紀伊半島沿岸域(図-3.1)を対象海域に、2012年9月 を主な対象期間とし、台風通過時における広域の海洋構造変化について定量的に評価するこ とを試みる.本海域は紀伊水道を介して瀬戸内海と太平洋が接続する海域であり、黒潮によ る外洋からのシグナルが海域の流動構造に強く影響している.そのため、黒潮流路、瀬戸内 海流動、台風による海洋応答の三者が重畳し、独特な海洋構造変化が生じることが予想され る.また、2012年9月中旬から10月初旬にかけて3つの台風(16,17,18号)が西日本に 接近あるいは上陸し、図-2に示すように本海域において顕著な水温低下をもたらした(Baba ら、2013).このうち17号(Jelawat)は、太平洋上で中心気圧905 hPaまで発達したのち、 9月30日15時頃に紀伊半島先端(和歌山県潮岬)付近を通過(通過時の中心気圧:965 hPa, 最大風速:35 m/s、暴風域半径:約200 km)、同19時頃愛知県東部において強い台風として 本州に上陸し、本州に沿って東海・関東・東北へ北上した(図-3.3).

そこで本研究では、気象庁 GPV-MSM 再解析データを海表面境界条件に用いた3 段ネストによるダウンスケーリング海洋モデルを構築し、2012 年8 月から10 月末までの3ヶ月間を主な対象期間とした紀伊半島沿岸における高解像度数値実験を行う. 観測データとの比較を通じてモデルの再現性を確認するとともに、台風通過に伴う紀伊半島沿岸域における海水温低下のメカニズムを明らかにすることを目的とする.本稿では特に、3 個の台風通過時に対する SST(海表面温度)モデル出力に対して EOF 解析を適用し、特徴的な水温変動パターンを抽出し、EOF モードと物理モードを関連付けるために各 EOF モードに対応する外力と変動メカニズムについて考察を行ったので、その結果について報告する.

### 3.2 解析モデル

本研究では、3 次元変分データ同化を組み込んだ日本近海の海況再解析・予報システム



**図-3.1** 3 段階のネスティング(L1:水平解像度2km, L2:600m, L3:200m) による ROMS 計 算領域(黒枠)と水深分布(カラー).

JCOPE2(Miyazawa ら, 2009;水平解像度 1/12°)を最沖側境界条件として与え,領域海洋 循環モデル ROMS をベースとした 3 段階のネスティングにより,黒潮等の外洋影響を考慮 しつつ,水平空間解像度を 2 km (ROMS-L1) → 600 m (L2) → 200 m (L3) へ順次細密化 させた紀伊半島沿岸ダウンスケーリング海洋モデルを構築した(図-3.1).なお,L1・L2 モ デルには著者らによる瀬戸内海全域モデル(詳細については内山ら, 2012 を参照.以下, 前報と呼称)を用いており,紀伊半島沿岸高解像L3 モデルはこれをさらにもう一段階ダウ ンスケーリングさせたものである.

本研究では L2 および L3 モデルの結果を用いるが, L2 領域は東西 480 km×南北 288 km (格 子数は 800×480×鉛直 32 層), L3 は東西 153.6 km×南北 153.6 km (768×768×鉛直 40 層) であ る. L2, L3 ともに,海上風応力については気象庁 GPV-MSM の 1 時間値,その他海面フラ ックスについては COADS の月平均気候値,SST には AVHRR-Pathfinder データの月平均気 候値を与えた. L2 開境界の順圧成分境界条件に TPXO7 全球調和定数による潮汐を与え,L2 → L3 間では L2 の解を 3 次元的に時空間内挿することにより,内部潮汐等を含む高周波シ グナルを L3 領域内へ伝播させた.領域内に流入する一級河川 (L1:29 本, L2:27 本, L3: 2 本) を考慮し,流量は雨量・流量年表データベース (河川協会)から求めた 10 年間の月 平均値を与えた. L1, L2 地形には JODC-JEGG500 データを SRTM30 データで補完したもの を,L3 地形には内閣府中央防災会議による解像度 50m, 150m,450m のデータを相互補完 したものを使用した.鉛直乱流モデルには海表面・海底面の両境界層に対する KPP モデル を用い,波浪の影響は考慮しない.L1 モデルは 2003/1/1,L2 モデルは 2008/1/1,L3 モデル は 2012/8/1 から計算を開始し,それぞれ十分なスピンアップ期間を設けている.本研究の主 な解析対象期間は 3 個台風の接近時を含む 2012/9/10~2012/10/9 の約 1 ヶ月間である.



図-3.2 紀伊半島先端(和歌山県串本)における 2012/8/1~10/31 の(左)水深5 m 水温の時系列 (実線:計算値,破線:観測値),(右)平均水温(実線)と平均水温±標準偏差(破線)の 鉛直分布(線:L3,○:観測値).



図-3.3 気象庁による 2012 年9月に発生した台風 16 号(緑) 17 号(赤), 18 号(青)のベストト ラック(数字は日付).

### 3.3 計算結果

### (1) ダウンスケーリングモデルの再現性

瀬戸内海モデル (JCOPE → L1 → L2)の再現性については前報の通りであり、L3 モデル に関してもほぼ同様な再現性を確認している.一例として、和歌山県串本における水温の観 測値(水産総合研究センター)と計算値の比較を図-2 に示す.L1~L3 モデルは9月以降の 長期的な水温低下傾向を概ね再現できていることが分かる(図-3.2 左).データ同化された JCOPE2 は、forward モデルである ROMS よりも9月中の再現性は高いが、逆に10月以降の 再現性は低い.また、期間内の水温の平均値、標準偏差(図-3.2 右)も概ね一致しているこ とが確認される.



図-3.4 気象庁 GPV-MSM による室戸沖の風速ベクトル.



図-3.5 ROMS-L2 による海表面温度 SST の瞬間像(左から, 2012/9/17/12:00, 9/26/12:00, 9/30/12:00, 10/5/12:00 JST).

#### (2) 紀伊半島沿岸における水温低下

2012 年9月に日本近海を通過した3個の台風の経路を図-3.3 に示す。台風16号が九州西 岸を通過した9/16以降の約15日間において,紀伊半島沿岸域で海洋表層水温が約2℃減少 するという特徴的な低温化現象が生じている(図-3.2).この期間の海上風を見ると(図-3.4), まず,16号の通過に伴って9/15から9/18にかけて強いSSE風が生じている。9/19以降,風 向は NNE 方向に転じ,後続する2個の台風(9/27に最接近した18号,9/30に本海域を直撃 した17号)の影響を受けつつも、その後約30日間にわたって NNE 風が維持されている。 台風に伴う海上風速のピークは9/16,9/25,9/30に出現している。

この期間における L2 モデルによる海表面水温(SST)の経時変化を図-3.5 に示す.連続 する 3 個の台風の影響などにより,瀬戸内海,黒潮流路を含む全領域で SST 低下が生じて いる.約 28°C 程度であった黒潮流路の SST は 26°C 程度まで漸次低下し,9/17 に九州東岸 から豊後水道にかけて存在する 24°C 以下の冷水塊は,伊予灘,安芸灘,燧灘,備讃瀬戸を 経て,10/5 には播磨灘,大阪湾に達している.瀬戸内海を時計回りに輸送されるこの冷水塊 は,そもそもは 9/15 からの SSE 風によるエクマン輸送によって九州東海岸で生じた沿岸湧 昇に伴うものである.また,黒潮流路のすぐ北側の海域ではメソスケール,サブメソスケー ル渦に伴う顕著な SST 変化が生じている.四国・土佐湾沖および紀伊水道では反時計回り のメソスケール渦が経時的に強化され,それぞれの渦の中心では SST が低減していること から,低気圧性渦に伴う湧昇によって冷水渦を形成していることが分かる.九州東岸から豊 後水道にかけての海域では,直径 20 km 程度のサブメソスケール冷水渦が発達している.こ れらの冷水渦は豊後水道,土佐湾,紀伊水道において孤立した冷水塊を形成しつつも,黒潮 による移流効果によって東方へ輸送され,紀伊半島沿岸の SST を低下させている.9/30 に



図-3.6 ROMS-L3 による紀伊半島沿岸域における(左)表層無次元相対渦度,(右)SSTの日平均 値(2012/9/29).

表-3.1	トレンドを含んだ場合	(図-3.7 に対応)	と除去した場合の EOF 各モードにおける寄与	率.
-------	------------	-------------	-------------------------	----

	モード1	モード2	モード3	モード4
トレンド有り	81.0%	4.2%	3.0%	2.0%
トレンド無し	25.5%	15.7%	10.4%	6.5%

ピークを有する強い NNE 風に伴う沿岸湧昇によって瀬戸内海東部から紀伊水道東岸での SST 低下が生じている様子も見て取れる. 紀伊半島沿岸域における顕著な SST 低下は,これらの現象が重畳したものであると考えられる.

L3 モデルによる表層無次元相対渦度とSST の9/29における日平均値のスナップショット を図-3.6 に示す.四国東岸沖に負,紀伊半島沖に正の強い渦度をもつ渦が対を成して停滞し ており,渦中心のSST は高気圧性渦では高く,低気圧性渦では低い様子が示されている. これらの渦に連行される形で黒潮系暖水が岸に沿って輸送され,紀伊水道方向(北方向)へ 暖水を間欠的に供給している.気象庁によると,2012 年 9 月の黒潮流路は足摺岬,室戸岬, 潮岬では月を通して接岸傾向にあった.黒潮接岸時には紀伊水道から外洋への流出量が抑制 されるため(例えば前報),冷水渦が紀伊半島沿岸域に停滞しやすい構造が形成され,SST 低下を助長させたものと考えられる.

### 3.4 EOF 解析

前章で記述した広域的な SST 低下現象を定量的に記述し、その形成メカニズムについて 検討するため、L2 モデルによる SST データに対して EOF 解析を行う. SST データマトリ クスをh(x, y, t) とすれば、EOF 解析ではその固有値問題を解くことにより

$$h(x,y;t) = \sum_{n=1}^{m} e_n(x,y) \cdot c_n(t)$$

のように, *m* 個の有限な EOF モードに *h* が分解される.ここに,  $e_n(x, y)$ : 固有関数 (EOF, 単位は  $\mathbb{C}$ ),  $c_n(t)$ :時間関数 (主成分, 無次元), *n*:モード番号である.

9月中旬から発生する広域的な低温化を解析対象とするため、L2 モデルによる 2012/9/10



**図-3.7** L2 モデル SST に対する EOF による固有関数 *e<sub>n</sub>*の空間分布.上からモード 1~4. 等高線は 0 を表している.

~10/9 の 30 日間の SST (2 時間毎の平均値)に対して EOF 解析を適用する.主要4モードの固有関数  $e_n$ の空間分布を図-3.7 に、その寄与率を表-3.1 に示す.モード1 では、固有関数  $e_1$ は九州東岸沿岸のごく一部を除くとほぼ全域で負値を取っており、時間関数  $c_1$ (図-3.8 左) は概ね単調に負から正に増加していることから、期間全体を通じて SST が全域的に低下することを意味している. EOF モード1 の物理モードは、 $e_1$ と SST の線形時間変化率分布がほぼ一致することから、SST 線形トレンドの効果を表していると考えられる(図-3.9 上).

一方,-c<sub>1</sub>は室戸沖における SST の線形回帰直線(図-3.8 右)と同様に変化しており,寄 与率も 81%と高く,広域 SST 変化の大部分を説明している.この SST トレンドは季節的な



**図-3.8** (左) モード1時間関数-c<sub>1</sub>と(右) 室戸沖における L2 モデルによる SST (実線. 赤破線 は線形回帰直線).

海洋構造変化に対応している(図-3.10). すなわち,9/10~10/9 にかけて気温は低下し,混 合層深さは増加(季節成層の発達),鉛直拡散係数は増大し,浮力振動数は低下(成層の不 安定化)している.混合層深さのトレンド(図-3.9下)を見ると,土佐湾,紀伊水道,豊後 水道では強い負の値を示しており,鉛直混合が強化されて季節成層が著しく発達している様 子が分かる.したがって,気温低下に伴う海面冷却によって成層が弱まり,鉛直混合が促進 されて混合層が深くなるという,夏から秋への季節変化が反映されたものである.

元データから線形トレンドを除去して EOF 解析を行ったところ,モード1は元データに 対するモード2にほぼ完全に一致し,同様にモード2と3,モード3と4に非常に良好な相 関が見られた.その時の寄与率は**表-3.1**の通りであり,元データに対する EOF 高次モード は季節変動に起因する線形トレンドからの残差を表し,トレンドを含む寄与率は見かけ上小 さいが,台風などの短期的なイベントに対しては有意かつ重要であることが理解される.

モード2(図-3.7,図-3.11 左)を見ると、土佐湾および紀伊水道において 9/17 から 9/25 までに急激に SST が低下・上昇していることが分かる。反対に、九州東岸沖から四国沖に かけては同期間に SST の急増と急減が生じている。固有関数の分布(図-3.7)および時間関 数(図-3.11 左)から、モード2と4の間に高い類似性が見られる。時間関数  $c_2$ ,  $c_4$ と室戸 沖における南北風速(図-3.11 右)を比較すると、モード2は 9/17と 9/25 に、モード4 は 9/17と台風 17号が本海域を直撃した 9/30 にピークを有し、3 者はそれぞれ関連しているこ とが分かる。つまり、モード2と4は南北風によるエクマン輸送に伴う沿岸湧昇による SST 低下を示すものと考えられる。

モード3(図-3.7,図-3.12左)では、土佐湾および紀伊水道における黒潮流路の北側海域 に強いシグナルが現れており、9/16から9/20頃までSSTが低下し、その後10/3に至るまで 増大することが分かる.時間関数 c<sub>3</sub>の傾向は、渦に関連する室戸沖における海面高度(SSH) の変化と概ね一致している.したがって、モード3は土佐湾および紀伊水道で発達するメソ スケール渦による湧昇と、それが黒潮に連行されて東方向に輸送される効果を表しているも のと考えられる.

#### 3.5 おわりに

高解像度海洋モデルと気象庁 GPV-MSM により,紀伊半島沿岸域における台風通過に伴う強風下に生じる広域的な SST 低下現象を再現し,そのメカニズムを考察した.四国沖および紀伊半島沖に発達する複数のメソ/サブメソスケールの低気圧性渦による湧昇,エクマ



図-3.9 ROMS-L2 領域における 2012/9/10~10/9 の(上) SST および(下) KPP モデルによる混合 層深さの線形トレンド. 等高線は0 を表している.

ン輸送に伴う沿岸湧昇が鍵となっており,前者は黒潮による東向き輸送および流路の接岸に よる冷水渦の停滞などで特徴づけられた.また,L2モデルSSTデータに対して EOF 解析を 行ない,その物理モードについて検討した.海面気温の低下に伴う季節成層の発達による長 期的な SST 線形トレンドがモード1に出現し,台風を含む短期的なイベントはモード2以 降で表現された.モード2および4は南北風による沿岸湧昇を,モード3は土佐湾および紀 伊水道で発達する渦の効果を表していた.すなわち,1ヶ月程度の時間スケールにおける台 風による海洋応答には,広域流動の影響が強く現れることが示された.

### 参考文献

- 内山雄介・栗山善昭(2003): 仙台湾蒲生干潟前面海浜の中期地形変動に関する複素主成分 解析,土木学会論文集,No.747/II-65, pp. 135-154.
- 内山雄介・栗山貴生・宮澤泰正(2012):外洋影響を考慮した瀬戸内海周辺海域の流動再現 と黒潮流路変動の効果について、土木学会論文集B2(海岸工学), Vol. 68, No. 2, pp. I 441-I 445.

- 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,土木学会論文集B2 (海岸工学), Vol. 65, No.1, pp. I\_241-I\_245.
- Baba, Y., Kubo, T., Uchiyama, Y., Kihara, N., Mori, N., Muto, Y. and Suzuki, T. (2013): Field observations at an offshore observation tower during the typhoon seasons, *Proc. 35th IAHR World Congress*, Chengdu, China (CD-ROM).
- Miyazawa, Y., R. Zhang, X. Guo, H. Tamura, D. Ambe, J.-S. Lee, A. Okuno, H. Yoshinari, T. Setou and K. Komatsu (2009): Water Mass Variability in the Western North Pacific Detected in 15-Year Eddy Resolving Ocean Reanalysis, *J. Oceanogr.*, Vol. 65, pp. 737 -756.

## 4. 田辺湾湾口部における海水交換特性

### 4.1 はじめに

紀伊半島南西端近くに位置する和歌山県・田辺湾は、黒潮流路に近いために外洋影響を強 く受けつつも、地形的にやや閉鎖性が強い内湾である。湾口部の水質は比較的良好であるが、 湾奥部では河川出水、養殖業、生活排水等による環境負荷に伴う水質悪化や貧酸素水塊・赤 潮の発生などが依然として報告されている(上出、2003)。田辺湾の水質及び生態系保全の 問題の解決に取り組むにあたり、湾周辺の海洋構造、特に外洋との境界である湾口での海水 交換特性を理解する必要がある。本海域においては、主に夏期を対象とした海水交換機構に 関する幾つかの先行研究が行われており、北風に伴う沖向き表層エクマン輸送に起因する沿 岸湧昇性の内部急潮(吉岡ら、1998;田中ら、1998)や、黒潮二次流の接岸状況に対応した 湾内への外洋水侵入(仁木ら、2004; Niki、2004)などが湾内水質環境に少なからぬ影響を 及ぼしている可能性が指摘されている。

著者らのグループでは、田辺湾湾口部に位置する京都大学防災研究所・田辺中島高潮観測 塔(以下,観測塔)を用いて、台風接近時の気象・海象データ計測を目的とした現地観測を 継続して実施しており(馬場ら,2012;馬場ら2014;およびそれらの参考文献を参照),2013 年夏期~秋期に実施した連続観測では台風17号(TORAJI)および18号(MAN-YI)の接 近を捉えることに成功した(馬場ら,2014).本研究では、2013年8月上旬~10月中旬に観 測塔において実施した係留系等を用いた連続観測,船舶による ADCP 曳航観測,および3 段ネスティングによる高解像度領域海洋循環モデルの3通りのアプローチにより,夏期~秋 期における外洋影響を考慮した田辺湾湾口部における海水交換特性とそのメカニズムにつ いて検討したので、その結果について報告する.

#### 4.2 曳航観測

2013 年 8 月 28 日に実施した曳航観測では,防災研・白浜海象観測所所有の調査船に搭載 された ADCP(1200 kHz)と投げ込み式 CTD(塩分水温水深計)を用いて,図-4.1 に示す湾 軸ラインおよび湾ロライン沿った断面において上げ潮時と下げ潮時の二回ずつ,流速,水温, 塩分の鉛直分布を計測した.

湾軸ライン断面内流速分布(図-4.2 (a), (b))では北東方向を正とした湾軸ラインに沿う方向の流速成分を示しており、横軸距離 2 km あたりを境界として西(左)側を湾外、東(右)側を湾内と定義する.上げ潮時(図-4.2 (a))の流速分布は 3 層構造を形成しており、沖側表層で湾外へ流出、中層から湾内表層にかけて流入、湾内下層で流出が生じている.下げ潮時

(図-4.2 (b))には湾外での流速分布は反転する.湾内では上げ潮下げ潮に関わらず最表層に おいて流出が生じているが、これは前日の降雨による湾奥部の会津川河口からの淡水流出の 影響を表している.一方、湾内では下げ潮時であっても水深 20 m 程度までの亜表層におい て流入域が広く残存しおり、地形的に潮流の影響が湾奥に到達しにくい構造であることが分 かる.また、湾口ライン断面内流速分布(図-4.2 (c), (d))では、ラインに直行する東南東方



図-4.1 田辺湾の水深分布(カラー), 曳航観測における湾軸ライン(赤一点鎖線:○は始点, ×は終 点)および湾ロライン(青点線), 黒実線:海水交換解析に用いる田辺湾ロライン, ▲:田辺中 島高潮観測塔.



図-4.2 湾軸方向流速の鉛直分布. 湾軸ラインにおける (a) 上げ潮, (b) 下げ潮時の湾内向き流速, 湾 ロラインにおける (c) 上げ潮, (d) 下げ潮時の断面通過流速. いずれも正値(実線)が湾内への 流入を表す. 黒太線は両ラインが交差する位置を示す.

向(湾内への流入)を正と定義しており、上げ潮時は表層で流出、中層で流入、中央部付近の下層では流出という3層構造が明瞭に見られる。しかしながら、下げ潮時には表層の流出域が縮退し、2層構造化しており、湾軸ライン断面と同様の流動構造が確認できる。

CTD による水温・塩分分布の観測結果を見ると(図-4.3),湾内では上げ潮と下げ潮時で 成層構造に大きな変化はなく,湾内における潮流の影響が限定的であるという流速計測と同 様の傾向が見て取れる.湾軸ラインでは,湾外表層において上げ潮時にボア状の低温高塩分 水塊が湾奥方向へ進入して成層を強化しているのに対し,下げ潮時にはこの部分の水温が上 昇(塩分は低下)し,混合が強化されて成層が弱くなっている.これは内部潮汐の伝播に伴 う混合を示唆しており,特に下げ潮流によって湾口部沖側において強い鉛直混合が生じたも のと解釈される.湾ロライン断面における成層構造にも同様の傾向が見られるが,湾口域北 部の浅海岩礁海域での水塊混合は比較的弱く,海底地形(図-4.1)に沿って流出入する内部 潮汐波が湾口沖側での混合と成層弱化に寄与していることが分かる.



**図-4.3** CTD による上げ潮,下げ潮時の湾軸 (a, b, e, f) および湾ロライン (c, d, g, h) での水温(上段) と塩分(下段)分布.

### 4.3 観測塔における連続観測

田辺湾における中長期的な海洋構造変化を把握するために,連続係留観測データの解析を 行った. 湾軸ラインと湾ロラインの交点付近に位置する観測塔に水温塩分計,風向風速計, 超音波式波高計,ADCP(1200 kHz)などを設置し,2013 年 8 月上旬から約2ヶ月間にわた って気象・海象データを収集した.連続観測データの詳細については馬場ら(2014)を参照 されたい.本稿ではデータの一例として,2013/8/10~10/20の各物理量の時間変化を図-4.4 に示す.このうち 2 級河川流量推定値とは,和歌山県による過年度の流量公表値と気象庁 AMeDAS雨量データに対して最小二乗法を適用して流量–雨量関係式を求め,観測期間中の 実測雨量から推定した河川流量である.

水温の鉛直分布を見ると、8月中に発達した強い温度成層は9月以降徐々に弱まり、9月 下旬にはほぼ解消されている. 成層期である8月中は潮位変動に対応した温度躍層の振動が 顕著に見られ、湾口域は内部潮汐の影響を受けていることが分かる. 9/4、9/15、10/15 にそ れぞれ台風17号、18号、26号が来襲し、そのたびに鉛直混合作用を受けて水温が一様化し、 台風通過後の潜熱低下や河川出水によって再成層化するというプロセスが確認される. しか しながら、9月下旬以降は少なくとも水深約25 mまで水温がほぼ一様となり、海面冷却に 伴う混合層の季節的な発達が生じている. また、台風接近に伴って風速の強化と南から北へ の風向変化が生じ、同時に有義波高、有義波周期、河川流量が増加している. 成層構造が比 較的明瞭であった 9/4 と 9/15 に最接近した台風に着目すると、水温データから、暴浪による 鉛直混合効果は表層20 m程度に達しており、9/15 は台風に伴う降雨による河川出水の影響 によって大規模な低塩分化が生じている.



図-4.4 田辺湾口部に位置する田辺中島高潮観測塔における 2013 年夏・秋期に実施された連続観測結果の一例.上から、潮位、水温鉛直分布、水深 10m における塩分、海面上 10m の風速ベクトル、有義波高、有義波周期、2 級河川流量推定値(日平均値).



図-4.5 ROMSによる3段ネスト領域と水深分布(カラー). 黒枠は外側から, ROMS-L1(水平解像度2km), L2(同600m:瀬戸内海全域モデル), L3領域(同120m:田辺湾モデル)の境界を示している.

### 4.4 高解像度数値モデリング

曳航観測と連続観測の結果から、季節成層の消長に伴う混合層の発達、3つの台風に伴う



 図-4.6 田辺湾ロライン(図-1 黒実線)を通過する体積フラックスの時系列.(上)2時間平均値, (下)周波数分解された体積フラックス.下段では,周期28時間以上のsubtidal成分(黒), 18~28時間の日周成分(マゼンタ),8~18時間の半日周成分(シアン),8時間未満の乱流 成分(青)に分解した.

鉛直混合の助長とその後の再成層化,成層期における内部潮汐の影響など,長・短周期現象 と突発的な気象擾乱イベントが重畳して湾口周辺の水塊構造が形成されていることが示さ れた.そこで次に,湾口での通過流量の時間変動とその原因を解析するため,領域海洋循環 モデル ROMS を用いた3段階のネスティングによる田辺湾モデル(図-4.5)を構築し,2013 年夏・秋期の高解像度再解析を実施した.JCOPE2(水平解像度10km)→ROMS-L1(同2km) →ROMS-L2(同600mの瀬戸内海全域モデル;内山ら,2012,2013)をベースにROMS-L3 領域(田辺湾モデル)を新たに開発した.L3領域の格子数は256×256×鉛直32層,水平 解像度は120mであり,L2の2時間平均出力を境界条件とした.地形データには内閣府中 央防災会議によるデータ(解像度50m)を与え,海面フラックスは気象庁 GPV-MSM デー タを用いた COAMPS型バルク法により評価し,領域内に河口を有する3本の2級河川流量 推定値(図-4.4)を考慮した.紙面の都合上図示しないが,観測塔における水温の鉛直構造 や水位変動,曳航観測時の流速・密度分布等に関してデータとモデル出力とを比較し,モデ ルの再現性が十分であることを確認している.

### 4.5 海水交換特性

#### (1) 湾口通過体積フラックス

L3モデルの結果を用いて田辺湾湾口における海水交換特性について解析する.ここでは, 湾ロライン(図-4.1 黒実線)直交方向の流速成分を断面積分することにより湾口通過体積フ ラックス(流量)を求め,さらにそれを周波数分解して各成分の寄与を評価する(図-4.6). 本解析では,周期 28 時間以上を subtidal 成分とし,それ以下の短周期成分を日周,半日周, 表−4.1 湾口通過体積フラックスの各周期成分における流量変動の RMS, RMS 寄与率, 海水交換時間スケール

		周期 T(h)	流量 RMS (m <sup>3</sup> /s)	RMS 寄与率 (%)	海水交換時間 スケール(日)
-	subtidal	T>28	884	44.07	4.70
-	日周期	$20 < T \le 28$	220	10.97	18.89
-	半日周期	$6 < T \leq 20$	838	41.77	4.96
-	乱流	<i>T</i> <6	64	3.19	64.92



図-4.7(左)湾口通過体積フラックス(マゼンタ)と田辺湾沖合における北向き表層流速(青)の無次元パワースペクトル,(右)両者のコヒーレンス.

周期8時間以下の乱流成分に分けることで、計4成分に分解した.図-4.6下から、振幅が明 らかに大きいのは subtidal 成分および半日周成分であることが分かる.それらの寄与を定量 的に評価するために、各成分による流量変動の RMS (標準偏差)を求めた (表-4.1). subtidal 成分と半日周成分による流量 RMS は 800 m<sup>3</sup>/s を超えるが、これらは全体の変動レベルの 40%以上にも及ぶ.湾ロライン内側の田辺湾の容積を流量 RMS で除すことにより求められ る海水交換時間スケールは、subtidal 成分、半日周成分ともに5日弱である.一方、日周成 分の寄与は半日周成分の 1/4 程度にとどまっており、日周潮や慣性振動(本海域の慣性周期 は約21.5 h)の寄与は限定的であるとともに、半日周以下の乱流成分の寄与は極めて小さい. したがって、田辺湾の海水交換には半日周成分、すなわち半日周期の潮流および内部潮汐の 寄与と、subtidal 成分、すなわち長周期の流量変動が同程度に影響することが明らかとなった.

#### (2) 湾口フラックスと沖合(湾外)流動との関係

湾口通過体積フラックスと様々な変量との相関を取って比較したところ,湾外の沖合海域 における南北流速との相関が極めて高いことが判明した.両者の無次元パワースペクトル密 度を求めると(図-4.7),半日周期に強いピーク,日周期に弱いピークが見られ,低周波成分 のパワーが全体的に高くなっている.両者の相関を二乗コヒーレンスによって評価すると, スペクトルピークに対応して半日周期近傍で 0.8 以上の相関が見られ,同時に周期 2・3 日



図-4.8 流出イベント時(2013/8/15)における(左)田辺湾を含む周辺海域の海洋表層無次元相対 渦度(カラー),(右)田辺湾ロ周辺における東向き体積輸送量(カラー).ベクトルはいずれ も表層流速である.右図は左図中のL3領域を含む正方形ボックス内の拡大図である.



図-4.9 図-4.8 と同じ. ただし, 流入イベント時(2013/8/30)のスナップショット.

の subtidal バンドにも 0.78 程度の相関が見られる. つまり, 2・3 日周期で変動する沖合南北 流速によって subtidal 流量変動が引き起こされているものと理解できる.

沖合流動と湾口フラックスの関係の例として、最も強い流出が生じた 8/15 (図-4.8) および最も強い流入が生じた 8/29 (図-4.9) における沖合を含む広域の平面流動構造を調べた. 8/15 の流出イベント時には、紀伊水道南西部で時計回り(負)のメソスケール渦が存在するが、紀伊半島沿岸ではこれに逆行する強い北上流が発達し(図-4.8 左)、田辺湾湾口部において湾内の海水が連行されて負の東向き体積輸送、すなわち流出が卓越するという構造にな っている(図-4.8 右).一方,8/29の流入イベント時には,紀伊水道南西部において弱い反時計周り(正)の渦が,紀伊半島側沿岸域には負の渦度が生じ,紀伊半島西岸に沿って強い南下流が発達しており,沖合水塊の湾内への直接的な流入を助長している様子が見て取れる. つまり,田辺湾の長周期の海水交換と湾内環境は,沿紀伊水道と黒潮域に挟まれた海域に発達するメソスケール環流の影響を受けて形成される,沿岸域における北上流・南下流に強く支配されているものと理解される.

### **4.6** おわりに

本研究では、調査船を用いた短期曳航観測と、田辺中島高潮観測塔を用いた約2ヶ月間の 連続観測を行い、田辺湾の海水交換が内部潮汐の伝播に代表される短周期現象と、台風等の 気象イベントを含む長周期現象の両者によって特徴付けられることを示した.さらに、湾口 での海水交換特性をより定量的に評価するために3段ネストによる高解像度海洋モデリン グを行った.湾口部での海水交換に対しては、半日周期の潮流と内部潮汐による短周期変動 成分に加え、2~3日の周期帯を中心とする subtidal 長周期成分の影響が大きく、両者は同程 度の寄与率を有することが示された(表-1).特に subtidal 流量変動に対しては湾外における メソスケール渦に伴う広域循環流が重要な役割を果たしており、主にその向き(相対渦度の 正負)によって沖合水塊の湾内への流入・流出が助長されていた.つまり、田辺湾における 海水交換特性、ひいてはその湾内水質環境は、100 km オーダーの広域の外洋影響を強く受 けて形成されていることが示唆された.

### 参考文献

- 内山雄介・栗山貴生・宮澤泰正(2012):外洋影響を考慮した瀬戸内海周辺海域の流動再現 と黒潮流路変動の効果について、土木学会論文集 B2(海岸工学),68(2),pp.I 441-I 445.
- 内山雄介・西井達也・森 信人・馬場康之 (2013): 紀伊半島沿岸域における台風通過に伴う 海水温低下と海洋構造変化について,土木学会論文集 B2(海岸工学),69(2), pp.I 481-I 485.
- 上出貴士 (2003): 和歌山県沿岸における赤潮–1981 年から 2000 年の赤潮発生状況–, 和歌山 農林水技セ研報, Vol. 5, pp. 107–116.
- 田中祐志・芹澤重厚・吉岡 洋・山下隆男・加藤 茂・山根 猛・土井 崇・菅原 亘 (1998): 田辺湾における海象, 水質およびプランクトン個体数の観測, 京都大学防災研究所年報. 第 42 号, pp.415-420
- 仁木将人・山下隆男・芹澤重厚・山口弘誠・福神和興 (2004): 田辺湾における夏期成層時の 海水交換過程,海岸工学論文集,第 51 巻, pp. 896 – 900.
- 馬場康之・久保輝広・森 信人・木原直人 (2012): 田辺湾中島高潮観測等における 2011 年夏 期台風接近時の現地観測結果,京都大学防災研究所年報,第55号 B, pp. 343 – 350.
- 馬場康之・水谷英朗・久保輝広・内山雄介・森 信人・渡部靖憲・大塚淳一・山田朋人・猿 渡亜由未・二宮順一 (2014): 台風通過に伴う田辺湾湾口部における海水温変化について, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 70, No. 2 (投稿中)

- 吉岡 洋・芹澤重厚・高山知司・田中祐志 (1998): 夏期田辺湾における内部急潮による海水 交換,海岸工学論文集,第45巻, pp.456-460.
- Niki, M. (2004): Coastal environment system and its numerical simulation –Observation and prediction of coastal environment in the Tanabe Bay–, *Disaster Prevention Research Institute Annuals*, Vol. 47 (C), pp.255–262.

## 5. 台風通過時の広域海洋熱収支変化

### 5.1 はじめに

台風は数 100km の直径を持つ反時計回りの大気の渦であるため、台風通過に伴う暴風時 の海洋構造変化を究明する上では、鉛直混合による局所的な構造変化だけでなく、メソスケ ールの海洋応答や、海洋熱収支の広域的変動に関しても検討が必要である。海洋での熱収支 は大きく分けて、(1)海面を通じての大気との熱交換、2)移流による熱輸送の2つに分け られ、例えば強風に伴う海面冷却や、黒潮系移流の作用を受けた熱輸送などを無視すること はできない。このような強風時における広域での海洋構造を明らかにすることは、高潮、高 波、沿岸防災や、海洋生態環境変化に関する予測精度を向上させる上で重要となる。

本研究では、瀬戸内海周辺海域を研究対象海域(図-5.1)として、台風通過時における広 域海洋構造変化について定量的に評価することを試みる. 瀬戸内海は東西2つの狭窄な水道 で結ばれた長い水路とみなすことができるが、その内部構造は決して単調ではなく、多数の 海峡・湾・灘によって構成され、約3,000の島嶼群を有し、しかもそれら海岸線の複雑性な ども相まって、極めて特徴的な海岸海底地形条件下にある. また、瀬戸内海は豊後水道と紀 伊水道を介して太平洋と接続されており、外洋からの黒潮の流入が内部の流動構造に多大な 影響を与えていることがよく知られている.

2012年9月中旬から10月初旬にかけて3つの台風(16号,17号,18号)が,2013年9 月には、2つの台風(17号,18号)が西日本に接近あるいは上陸し(図-5.1)、瀬戸内海及 び紀伊水道沿岸域において顕著な水温低下などの海洋構造変化をもたらした。2012年にお ける3個の台風通過時に対するSST(海面水温)モデル出力に対してEOF解析を適用した 結果、海面気温の低下に伴う季節成層の発達による長期的なSST線形トレンド(SST低下) がモード1に出現し、台風を含む短期的なイベントはモード2以降で表現された(詳細につ いては内山ら、2013を参照.以下、前報と呼称)。事前調査の結果、2013年の台風通過時の SSTに対するEOF各モードの応答は、2012年夏季~秋季の場合と概ね同様の傾向であるこ とを確認している。

そこで本研究では、気象庁 GPV-MSM 再解析データを海表面境界条件に用いた 2 段ネストによるダウンスケーリング海洋モデルを構築し、2012、2013 年の夏期を主な対象期間とした瀬戸内海周辺海域における高解像度数値実験を行う. 観測データとの比較を通じてモデルの再現性を確認するとともに、台風通過に伴う SST 低下時の広域海洋構造変化を定量的に把握することを目的とする.本稿では、前報の海洋モデルをベースとして、バルク式に沿った精緻な計算により海面熱収支を解いた瀬戸内海全域モデルを新たに開発した.このモデル出力を用いて台風通過に伴う SST 低下時の広域海洋熱収支変化に関する解析と考察を行ったので、その結果について報告する.

### 5.2 モデル

本研究では、3 次元変分データ同化を組み込んだ日本近海の海況再解析・予報システム



図-5.1 2段階のネスティング(L1:水平解像度2km, L2:600m,)による ROMS 計算領域(黒枠)と水深分布(カラー).2012年(実線)9月に発生した台風16号(赤),17号(緑),18号(黄),2013年(点線)9月に発生した台風17号(赤),18号(緑)のベストトラック(数字は日付).

JCOPE2(Miyazawa ら, 2009;水平解像度 1/12°)を最沖側境界条件として与え,領域海洋 循環モデル ROMS をベースとした 2 段階のネスティングにより,黒潮等の外洋影響を考慮 しつつ,水平空間解像度を 2 km (ROMS-L1) → 600 m (L2) へ順次細密化させた瀬戸内海 ダウンスケーリング海洋モデルを構築した(図-5.1).なお,ROMS-L1,L2 モデルは前報の 瀬戸内海全域モデルをベースとしており,これに新たにバルク法による海面熱収支計算を適 用し(前報では月平均気候値を使用),計算期間を延長したものである.

本研究では ROMS-L2 モデルの結果を用いるが,L2 領域は東西 480 km×南北 288 km(格 子数は 800×480×鉛直 32 層)の大きさを有し,四国沖の黒潮流路から瀬戸内海全域を水平解 像度 600 m で表現している.海上風応力については気象庁 GPV-MSM の1時間値,海面熱 フラックスには COAMPS (Hodur, 1997) に準拠したバルク式により評価する.バルク法へ の入力データとしては,風応力,海上気温・比湿などについて原則として MSM 再解析値を 与えるが,下向き短波放射量については気象庁による全天日射量観測値を用いた.SST は AVHRR-Pathfinder データの月平均気候値に弱く緩和させ,ドリフトを抑制した.領域内に 流入する一級河川 (L1:29本,L2:27本)を考慮し,流量は雨量・流量年表データベース (河川協会)から求めた 10 年間の月平均値を与えた.L2 境界において TPXO7.1 による天 文潮汐も考慮した.L1,L2 地形には JODC-JEGG500 データを SRTM30 データで補完したも のを使用した.鉛直乱流モデルには海表面・海底面の両境界層に対する KPP モデルを用い た.L1 モデルは 2007 年,L2 モデルは 2008 年から計算を開始し,それぞれ十分なスピンア ップ期間を設定している.本研究の主な解析対象期間は、台風の接近時を含む 2012,2013 年の夏期~秋期である.



 図-5.2 紀伊半島先端(和歌山県串本)における 2013/8/1~10/29 の(左)水深 5m 水温の時系列(実線: 計算値,破線:観測値),(右)平均水温(実線)と平均水温±標準偏差(破線)の鉛直分布(線: L2,○:観測値).



図-5.3 ROMS-L2 による海表面水温 SST の瞬間像(左上から, 2012/9/17, 9/26, 10/3, 10/9, 左中央から 2013/8/28, 9/5, 9/12, 9/20, 左下から 2013/9/17, 9/26, 10/3, 10/9 における正午).

### 5.3. 計算結果

### (1) ダウンスケーリングモデルの再現性

瀬戸内海モデル (JCOPE → L1 → L2)の出力特性については、前報および内山ら(2012) によって評価されており、各種観測データに対して良好な再現性が確認されている.ここで はその一例として、和歌山県串本における水温の観測値(水産総合研究センター)と、本研 究で新たに開発した L2 モデルによる計算値の比較を図-5.2 に示す.L1~L2 モデルは9月以 降の長期的な水温低下傾向を概ね再現できていることが分かる(図-5.2 左).また、解析期 間全体を通して、同化や緩和を行わない forward モデルである ROMS 出力は、人工衛星デー



図-5.4 2012 年の瀬戸内海領域おける正味の海面熱フラックスQと移流による熱輸送量Hの日平 均値(上)と月平均値(下).

タや ARGO データに同化された JCOPE2 と同程度以上の再現性を有することが見て取れる. さらに、同期間内の水温の平均値、標準偏差(図-5.2 右)に関しても、観測値と概ね一致し ていることが確認される.

#### (2) 瀬戸内海における水温低下

2012年9月に日本近海を通過した3個の台風と,2013年9月に日本近海を通過した2個 の台風の経路(ベストトラック)は図-5.1の通りである.図には示さないが,瀬戸内海領域 における海上風速のピークは,2012年は9/16,25,30に,2013年は9/4,15に出現してい る.2012年に台風16号が九州西岸を通過した9/16以降に,黒潮流路含む瀬戸内海全域で長 期的なSST低下が発生し,2013年は8月末からSSTが低下し,9/5に台風17号通過に伴っ て一時的ではあるが急激なSST低下イベントが発生していることが確認できる(図-5.3上, 中央).このような長期的なSST低下は,夏から秋にかけての気温低下に伴う季節成層の発 達の影響を最も強く受けており,台風の影響としては,南北風によるエクマン輸送に伴う沿 岸湧昇と,土佐湾および紀伊水道で発達するメソスケール渦による湧昇に伴ってSST低下 現象が形成されたものである(前報).2013年において,2012年の台風接近時と同期間の SSTを見てみると,九州東岸および黒潮流路上でのSST低下が2012年と比べると緩やかで あり,さらに,2012年に見られる土佐湾からの冷水渦の東向き輸送と,紀伊半島沿岸域に おける冷水渦の停滞現象はそれほど顕著ではない(図-5.3下).これは,2013年の9月中旬 から10月初旬にかけては,2012年のような強風イベントが生じなかったことと,8~10月に



図-5.5 2012年(上)と2013年(下)夏期の ROMS-L2 領域における各種海面熱フラックス(短波放射 SW,長波放射量 LW,顕熱フラックス SE,潜熱フラックス LA,海面での正味の熱フラックス Q),SST,気温の空間平均値(日平均).(黒色破線:0)

かけて黒潮流路の離岸状態が継続した(気象庁報告)ことが原因だと考えられる. すなわち, 2012 年は黒潮が接岸傾向であったため,紀伊水道から外洋への流出が抑制され,冷水渦が 紀伊半島沿岸域に停滞しやすい構造が形成されたものと解釈される.

### 5.4 海洋熱収支

前章で記述した夏から秋にかけての季節変化と、台風通過に伴う SST 低下時の海洋熱収 支変化に関する検討を行う。海洋熱収支は、以下のような正味の海面熱フラックス Q およ び水平移流による熱輸送量 H から構成される。

$$Q = SW + LW + SE + LA$$

SW:短波放射量,LW:長波放射量(下向き放射から上向き放射を差し引いたもの),SE: 顕熱フラックス,LA:潜熱フラックスであり,下向きを正と定義する.移流熱輸送量は,

$$H = \int \int \rho C_p T v \, dx \, dz$$

と定義される.ここに、 $\rho$ :海水密度、 $C_p$ :海水の比熱、T:水温、v:断面に直交する流速、 x:格子転換の水平距離、z:層厚である.

まず,正味の海面熱フラックス Q と熱輸送量 H の関係を定量的に把握するために,2012 年の瀬戸内海領域(豊後水道と紀伊水道で囲まれた北側の海域)における時系列を示す.な お,Q は瀬戸内海領域における各グリッドの総和をとったもの,Hは,豊後水道からの流入 熱輸送量(北向き正)から紀伊水道からの流出熱輸送量(南向き正)を差し引いたものと定



図-5.6 2012年(上)と2013年(下)夏期の ROMS-L2 領域における各種海面熱フラックス(短波放射 SW,長波放射量 LW,顕熱フラックス SE,潜熱フラックス LA,海面での正味の熱フラックス Q),SST,気温の空間平均値(日平均).

義した. 月平均値で見ると,移流による熱輸送量 H の季節変動は小さく,正味の海面熱フ ラックス Q の季節変動が相対的に大きいことが分かる(図-5.4 下). 一方,日平均値では, H の値も大きく短期的な水温変動には有意な影響を及ぼしていることが推察できる(図-5.4 上).しかしながら,台風通過時において H は概ね規則的な変化(潮汐変動が卓越)をして おり,有意な長周期変動傾向が見られなかったため,本稿では SST 低下時における海面熱 フラックス変化についての検討結果を示す.

L2 領域における 2012, 2013 年夏期の海面熱収支変化を図-5.5 に示す。長波放射量 LW, 顕熱フラックス SE には長期変化傾向はほぼ見られないが、短波放射量 SW は夏から秋にか けて緩やかに減少し、潜熱フラックス LA は9 月中旬以降に負方向に増大(すなわち蒸発の 強化)しており、短波放射と潜熱フラックスが正味の海面熱フラックス Q に対して支配的 な影響を及ぼしていることが分かる。2012 年9 月中旬から Q が負に転換し、海面から熱が 奪われるため、SST 低下を強力に促進する海洋構造が形成されていたことが明らかになった (前報の EOF モード1 に対応)。2013 年は、8 月下旬から9 月上旬の西日本を中心とした継 続的な大雨による短波放射量の減少に伴って、Q が8 月末から9 月初旬にかけて短期的に負



 図-5.7 ROMS-L2 における各種海面熱フラックス(短波放射 SW, 潜熱フラックス LA, 海面での 正味の熱フラックス Q), SST, 気温, 大気の比湿, 風速の空間平均値(2時間平均). (a): 2012 年台風 16 号通過時, (b): 2012 年台風 17 号通過時.

値を取っているが、顕著な海面冷却は2012年の場合と同様に9月中旬以降に生じている。

次に,熱収支構造の季節的な消長に大きな影響を及ぼす潜熱フラックスの変動要因を検討 する.本研究では潜熱フラックスは次式で定義されている.以下では*LA*を構成する各要素 の寄与について検討を行う.

$$LA = \rho LCV(q_s - q_a)$$

ここに、 $\rho$ :大気密度、L:蒸発の潜熱、C:バルク係数、V:絶対風速、 $q_s$ :海面比湿、 $q_a$ : 大気比湿である.まず、絶対風速 Vとの関係を見ると、9月中旬以降では強風時に潜熱フラ ックスが顕著に強化されているが、それ以前では、強風時であっても潜熱強化が限定的であ ることが確認できる(図-5.6上).ここで、バルク係数 Cの変化について見てみると、9月 中旬から増加しており、潜熱変化は Cの影響を受けていることが分かる(図-5.6中央).Cは海上接地境界層の安定度によって定義されており、SST と気温との差に比例し、絶対風速



図-5.7 続き. (c): 2013 年台風 18 号通過時.

 $V 0 2 乗に反比例する. 安定度は、SST <math>\leq$  気温のとき安定状態、SST > 気温のとき不安定状態 と定義され、それぞれの場合に算出される *C* は、安定時に小さく、不安定時に相対的に大 きな値となる(詳細については近藤、1994を参照).また、海面比湿  $q_s$  と大気比湿  $q_a$  の差を 見てみると、9 月中旬以降に  $q_a$ が顕著に減少することで、 $q_s-q_a$ が増大し、潜熱強化を助長し ていることが分かる(図-5.6 下).ここでの  $q_a$ の減少は、気温低下に伴う大気の水蒸気圧低 下(飽和混合比の減少)によるものである.なお、蒸発の潜熱 *L* (SST に依存)に関しては、 潜熱強化に有意な影響を及ぼさなかった.すなわち、1)気温が SST を下回った海上接地境 界層の不安定状態と、2)気温低下に伴う大気の比湿減少の 2 つの機構が重畳している状況 下において、強風が吹くと潜熱フラックスが強化される、という構造になっているものと理 解される.

続いて、台風最接近時における海面熱収支について検討する. 2012 年台風 17 号通過時の 熱収支を見ると、日射量低下に伴う短波放射 SW 減少と、強風による潜熱 LA 強化が相まっ て、Q は-500W/m<sup>2</sup>程度まで減少し、顕著な海面冷却が生じていることが分かる. 一方、2012 年台風 16 号接近時は(図-5.7 (a))、気温が SST を上回っているため海面接地境界層は安定 成層を形成しており、バルク係数 C の増大が限定的となるため潜熱強化は抑制され、風速 のピーク時においても Q はたかだか-150W/m<sup>2</sup>程度にしか発達しないことが分かる. また、 図には示さないが、2013 年台風 17 号は勢力が弱く最接近時の風速も小さかったため、台風 通過時の海面冷却はそれほど顕著にはならなかった. 一方で、2013 年台風 18 号通過時は、 2012 年台風 17 号の場合と同様に最接近時に顕著な海面冷却が生じているが、2012 年 17 号 のケースとは違って、台風通過直後にも潜熱が強化されている(図-5.7 (c)). これは、乾燥 した大気の流入に伴い急激な大気の比湿減少が発生し、蒸発が促進されたことにより、台風 通過直後にも潜熱 LA が強化されたものである. 台風通過後半日~1 日程度で Q は元の状態 に戻るため、台風最接近時における領域平均された SST に顕著な変動は確認できなかった ものの、海面での熱収支が一時的に大きく改変され、しかもそれぞれの台風で異なる熱収支 構造が形成されていることが示された.

### 5.5 おわりに

バルク式を組み込んだ高解像度海洋モデルと気象庁 GPV-MSM により,瀬戸内海周辺海 域における台風通過に伴う SST 低下時の海洋熱収支変化に関する解析を行った.1ヶ月程度 の時間スケールでは,水平移流による熱輸送量の寄与は大きくなく,正味の海面熱フラック スの季節変動の影響が卓越していた.熱収支解析から,2012,2013 年ともに9月中旬以降 に,気温低下に伴う海上接地境界層の不安定成層化と大気の比湿減少によって正味の海面熱 フラックスが負となり,広域的な SST 低下で特徴付けられる海洋構造が形成されることが 示された.この季節的な水温低下現象は,内山ら(2013)で行った SST に対する EOF 解析モ ード1に対応するものである.台風接近時の正味の海面熱フラックス変化は,強風と台風通 過後の比湿減少に伴う潜熱フラックス強化,日射量低下に伴う短波放射量減少によって特徴 付けられた.正味の海面熱フラックスは,台風通過後約半日~1日程度で元の状態に戻るた め,領域平均された SST には有意な変化はなかったが,海面での熱収支が顕著に改変され ることが明らかになった.

### 参考文献

- 内山雄介・西井達也・森 信人・馬場康之(2013):紀伊半島沿岸域における台風通過に伴 う海水温低下と海洋構造変化について,土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol. 69, No. 2, pp. I\_481-I\_485.
- 内山雄介・栗山貴生・宮澤泰正(2012):外洋影響を考慮した瀬戸内海周辺海域の流動再現 と黒潮流路変動の効果について,土木学会論文集B2 (海岸工学), Vol. 68, No. 2, pp. I 441-I 445.
- 近藤純正(1994):水環境の気象学-地上面の水収支・熱収支-, 朝倉書店, pp.98-184.
- Miyazawa, Y., R. Zhang, X. Guo, H. Tamura, D. Ambe, J.-S. Lee, A. Okuno, H. Yoshinari, T. Setou and K. Komatsu (2009): Water Mass Variability in the Western North Pacific Detected in 15-Year Eddy Resolving Ocean Reanalysis, J. Oceanogr., Vol. 65, pp. 737 -756.
- Richard M. Hodur (1997): The Naval Reserch Laboratory's Couples Ocean/Atmosphere Mesoscale Prediction System (COAMPS), *Mon. Wea. Rev.*, Vol.125, pp. 1414-1430.

## 6. 研究成果の公表

### 審査付き論文(審査付き国際会議 proceedings を含む)

- 内山雄介・西井達也・森 信人・馬場康之 (2013):紀伊半島沿岸域における台風通過に伴う 海水温低下と海洋構造変化について、土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.69, No.2, I\_481-I\_485.
- Baba, Y., Kubo, T., Uchiyama, Y., Kihara, N., Mori, N., Muto, Y. and Suzuki, T. (2013): Field observations at an offshore observation tower during the typhoon seasons, *Proc. 35th IAHR World Congress*, Chengdu, China (on CD-ROM).
- Uchiyama, Y., Kanki, R. and Nakayama, A. (2014): Coastal dispersal of urban treated wastewater in semi-enclosed estuaries, *Proc. 24th International Ocean and Polar Engineering Conference*, Busan, Korea, 4p (on CD-ROM).
- 内山雄介・松川大佑・神吉亮佑・馬場康之・森 信人・水谷英朗・渡部靖憲・大塚淳一・山 田朋人・猿渡亜由未・二宮順一 (2014):紀伊半島田辺湾湾口部における海水交換特性に 関する研究,土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.70, No.2. (投稿中)
- 馬場康之・水谷英朗・久保輝広・内山雄介・森 信人・渡部靖憲・大塚淳一・山田朋人・猿 渡亜由未・二宮順一 (2014):台風通過に伴う田辺湾湾口部における海水温変化について, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 70, No. 2. (投稿中)

### その他の論文

- 馬場康之・久保輝広・内山雄介・森 信人 (2013):田辺中島高潮観測塔における 2012 年夏 季観測結果,京都大学防災研究所年報,第56号 B,441-447.
- 馬場康之・水谷英朗・久保輝広・内山雄介・森 信人・渡部靖憲・山田朋人・猿渡亜由未・ 大塚淳一 (2014):田辺中島高潮観測塔における 2013 年夏季観測結果, 京都大学防災研 究所年報, 第 57 号.(投稿中)

### 学会等発表

- Uchiyama, Y. (2013): Wave-current interaction in inner shelf circulation: a high resolution regional ocean modeling with a vortex-force formalism, *International Workshop on Ocean Waves and Related Processes*, JAMSTEC, Yokohama, Japan, Jul. 2013. (招待講演)
- 西井達也・内山雄介・森 信人・馬場康之 (2013):紀伊半島沿岸域における台風通過に伴う 海水温低下機構, 2013 年度日本海洋学会秋季大会・講演要旨集, 2013 年 9 月 (口頭発 表)
- Nishii, T., Uchiyama, Y., Mori, N. and Baba, Y. (2014): Cooling the upper ocean around Seto Inland Sea due to typhoons, *Ocean Sciences Meeting 2014*, Honolulu, HI, USA, Feb. 2014. (ポスター 発表)

- Uchiyama, Y. and Nishii, T. (2014): Heat budget analysis on cooling events associated with typhoon passages in Seto Inland Sea, Japan, *Japan Geosciences Union Meeting 2014*, Yokohama, Japan. (口頭発表)
- Uchiyama, Y. and Nishii, T. (2014): Cold water formation in response to typhoon passages in and around Seto Inland Sea, Japan, AOGS 11th Annual Meeting (AOGS 2014), Sapporo, Japan, Jul. 2014. (口頭発表予定)
- 松川大佑・内山雄介(2014):外洋影響を考慮した紀伊半島田辺湾周辺海域の海洋構造に関 する研究,土木学会関西支部年次学術講演会・講演概要集,2014年6月.(ロ頭発表)

## 7. 参考資料

以下の論文を順次添付する.

- 内山雄介・西井達也・森 信人・馬場康之 (2013):紀伊半島沿岸域における台風通過に伴う 海水温低下と海洋構造変化について、土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.69, No.2, I 481-I 485.
- Baba, Y., Kubo, T., Uchiyama, Y., Kihara, N., Mori, N., Muto, Y. and Suzuki, T. (2013): Field observations at an offshore observation tower during the typhoon seasons, *Proc. 35th IAHR World Congress*, Chengdu, China (on CD-ROM).
- 内山雄介・松川大佑・神吉亮佑・馬場康之・森 信人・水谷英朗・渡部靖憲・大塚淳一・山 田朋人・猿渡亜由未・二宮順一 (2014):紀伊半島田辺湾湾口部における海水交換特性に 関する研究,土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.70, No.2. (投稿中)

以上.

### 紀伊半島沿岸域における台風通過に伴う 海水温低下と海洋構造変化について

#### Cold-water Formation and Oceanic Response Associated with Typhoon Passages off Kii Peninsula

内山雄介<sup>1</sup>·西井達也<sup>2</sup>·森 信人<sup>3</sup>·馬場康之<sup>4</sup>

#### Yusuke UCHIYAMA, Tatsuya NISHII, Nobuhito MORI and Yasuyuki BABA

Oceanic response to a series of typhoon passages is investigated with a triply-nested oceanic downscaling model forced by the assimilative GPV-MSM reanalysis dataset for the coastal marginal sea off Kii Peninsula, Japan. Temperature is decreased about 2 degrees for 2 weeks during three typhoons passing by. An EOF analysis decomposes the modeled SST properly into 1) a seasonal signal as a linear trend attributed to enhanced vertical mixing and mixed layer deepening due to the seasonal surface cooling in the 1st mode, 2) coastal upwelling at several locations through the Ekman transport due to the stormy surface wind field in the 2nd and 4th modes, and 3) SSH changes caused by the meso- and submeso-scale, cyclonic cold eddies near the topography and subsequent eastward transport by the Kuroshio in the 3rd mode.

#### 1. はじめに

台風通過に伴う暴風時には,海面風応力の増大,ホワ イトキャップによるTKE供給,Langmuir乱流などの影響 によって海洋表層の鉛直混合が強化される.このような 強風時の海洋構造変化を究明することは,高潮,高波, 海岸浸食などの沿岸防災や,海洋生態環境変化に関する 予測精度を向上させる上で重要となる.これまで,暴風 時における海洋表層の構造変化については,主に海面境 界条件の変化によって生じる鉛直拡散の評価に主眼が置 かれていた(例えば,森ら,2009).しかしながら,台 風は数100kmの直径を持つ反時計回りの大気の渦である ため,海洋に与える影響を考える上では局所的な鉛直混 合の変化だけではなく,メソスケールの海洋応答,例え ば強風に伴うエクマン輸送や中規模渦に伴う鉛直混合, 水平移流拡散効果などを無視することはできない.

本研究では本州太平洋岸に位置する紀伊半島沿岸域 (図-1)を対象海域に、2012年9月を主な対象期間とし、 台風通過時における広域の海洋構造変化について定量的 に評価することを試みる.本海域は紀伊水道を介して瀬 戸内海と太平洋が接続する海域であり、黒潮による外洋 からのシグナルが海域の流動構造に強く影響している. そのため、黒潮流路、瀬戸内海流動、台風による海洋応 答の三者が重畳し、独特な海洋構造変化が生じることが 予想される.また、2012年9月中旬から10月初旬にかけ

1	正会員	博(工)	神戸大学准教授 大学院工学研究科市民 工学専攻
2	学生会員	学(工)	神戸大学大学院工学研究科市民工学専攻
3	正会員	博(工)	京都大学准教授防災研究所
4	正会員	博(工)	京都大学准教授防災研究所

て3つの台風(16, 17, 18号)が西日本に接近あるいは 上陸し,図-2に示すように本海域において顕著な水温低 下をもたらした(Babaら, 2013).このうち17号(Jelawat) は,太平洋上で中心気圧905hPaまで発達したのち,9月 30日15時頃に紀伊半島先端(和歌山県潮岬)付近を通過 (通過時の中心気圧:965hPa,最大風速:35m/s,暴風域 半径:約200km),同19時頃愛知県東部において強い台 風として本州に上陸し,本州に沿って東海・関東・東北 へ北上した(図-3).

そこで本研究では、気象庁GPV-MSM再解析データを 海表面境界条件に用いた3段ネストによるダウンスケー リング海洋モデルを構築し、2012年8月から10月末まで の3ヶ月間を主な対象期間とした紀伊半島沿岸における 高解像度数値実験を行う.観測データとの比較を通じて モデルの再現性を確認するとともに、台風通過に伴う紀 伊半島沿岸域における海水温低下のメカニズムを明らか



図-1 3段階のネスティング (L1:水平解像度2km, L2: 600m, L3:200m) によるROMS計算領域 (黒枠) と水 深分布 (カラー)



図-2 紀伊半島先端(和歌山県串本)における2012/8/1~10/31の(左)水深5m水温の時系列(実線:計算値,破線:観測値),(右) 平均水温(実線)と平均水温 ±標準偏差(破線)の鉛直分布(線:L3,〇:観測値)



図-3 気象庁による2012年9月に発生した台風16号(緑)17
 号(赤),18号(青)のベストトラック(数字は日付)

にすることを目的とする.本稿では特に,3個の台風通 過時に対するSST(海表面温度)モデル出力に対して EOF解析を適用し,特徴的な水温変動パターンを抽出し, EOFモードと物理モードを関連付けるために各EOFモー ドに対応する外力と変動メカニズムについて考察を行っ たので,その結果について報告する.

#### 2. モデル

本研究では、3次元変分データ同化を組み込んだ日本 近海の海況再解析・予報システムJCOPE2 (Miyazawa ら, 2009;水平解像度1/12°)を最沖側境界条件として与え、 領域海洋循環モデル ROMS をベースとした3段階のネス ティングにより、黒潮等の外洋影響を考慮しつつ、水平 空間解像度を2km (ROMS-L1)→600m (L2)→200m (L3) へ順次細密化させた紀伊半島沿岸ダウンスケーリ ング海洋モデルを構築した (図-1). なお、L1・L2モデ ルには著者らによる瀬戸内海全域モデル (詳細について は内山ら、2012を参照.以下,前報と呼称)を用いてお り、紀伊半島沿岸高解像L3モデルはこれをさらにもう一 段階ダウンスケーリングさせたものである.

本研究ではL2およびL3モデルの結果を用いるが,L2 領域は東西480km×南北288km(格子数は800×480×鉛 直32層),L3は東西153.6km×南北153.6km(768×



768×鉛直40層)である.L2,L3ともに,海上風応力に ついては気象庁 GPV-MSMの1時間値,その他海面フラ ックスについてはCOADSの月平均気候値、SSTには AVHRR-Pathfinderデータの月平均気候値を与えた. L2開 境界の順圧成分境界条件にTPXO7全球調和定数による潮 汐を与え、L2→L3間ではL2の解を3次元的に時空間内 挿することにより, 内部潮汐等を含む高周波シグナルを L3領域内へ伝播させた.領域内に流入する一級河川 (L1:29本,L2:27本,L3:2本)を考慮し,流量は雨 量・流量年表データベース(河川協会)から求めた10年 間の月平均値を与えた.L1,L2地形にはJODC-JEGG500 データをSRTM30データで補完したものを、L3地形には 内閣府中央防災会議による解像度50m, 150m, 450mの データを相互補完したものを使用した. 鉛直乱流モデル には海表面・海底面の両境界層に対するKPPモデルを用 い,波浪の影響は考慮しない.L1モデルは2003/1/1,L2 モデルは2008/1/1、L3モデルは2012/8/1から計算を開始 し、それぞれ十分なスピンアップ期間を設けている.本 研究の主な解析対象期間は3個台風の接近時を含む 2012/9/10~2012/10/9の約1ヶ月間である.

#### 3. 計算結果

#### (1) ダウンスケーリングモデルの再現性

瀬戸内海モデル (JCOPE→L1→L2) の再現性につい ては前報の通りであり,L3モデルに関してもほぼ同様な 再現性を確認している.一例として,和歌山県串本にお ける水温の観測値(水産総合研究センター)と計算値の 比較を図-2に示す.L1~L3モデルは9月以降の長期的な

#### 紀伊半島沿岸域における台風通過に伴う海水温低下と海洋構造変化について







図-6 ROMS-L3による紀伊半島沿岸域における(左)表層無 次元相対渦度,(右)SSTの日平均値(2012/9/29)

水温低下傾向を概ね再現できていることが分かる(図-2 左).データ同化されたJCOPE2は,forwardモデルであ るROMSよりも9月中の再現性は高いが,逆に10月以降 の再現性は低い.また,期間内の水温の平均値,標準偏 差(図-2右)も概ね一致していることが確認される.

#### (2) 紀伊半島沿岸における水温低下

2012年9月に日本近海を通過した3個の台風の経路を 図-3に示す.台風16号が九州西岸を通過した9/16以降の 約15日間において,紀伊半島沿岸域で海洋表層水温が約 2oC減少するという特徴的な低温化現象が生じている (図-2).この期間の海上風を見ると(図-4),まず,16号 の通過に伴って9/15から9/18にかけて強いSSE風が生じ ている.9/19以降,風向はNNE方向に転じ,後続する2 個の台風(9/27に最接近した18号,9/30に本海域を直撃 した17号)の影響を受けつつも,その後約30日間にわ たってNNE風が維持されている.台風に伴う海上風速の ピークは9/16,9/25,9/30に出現している.

この期間におけるL2モデルによる海表面水温(SST) の経時変化を図-5に示す.連続する3個の台風の影響な どにより,瀬戸内海,黒潮流路を含む全領域でSST低下 が生じている.約28℃程度であった黒潮流路のSSTは 26℃程度まで漸次低下し,9/17に九州東岸から豊後水道 にかけて存在する24℃以下の冷水塊は,伊予灘,安芸灘, 燧灘,備讃瀬戸を経て,10/5には播磨灘,大阪湾に達し ている.瀬戸内海を時計回りに輸送されるこの冷水塊は, そもそもは9/15からのSSE風によるエクマン輸送によっ て九州東海岸で生じた沿岸湧昇に伴うものである.また, 黒潮流路のすぐ北側の海域ではメソスケール,サブメソ スケール渦に伴う顕著なSST変化が生じている.四国・ 土佐湾沖および紀伊水道では反時計回りのメソスケール 渦が経時的に強化され,それぞれの渦の中心ではSSTが 低減していることから,低気圧性渦に伴う湧昇によって 冷水渦を形成していることが分かる.九州東岸から豊後 水道にかけての海域では,直径20km程度のサブメソス ケール冷水渦が発達している.これらの冷水渦は豊後水 道,土佐湾,紀伊水道において孤立した冷水塊を形成し つつも,黒潮による移流効果によって東方へ輸送され, 紀伊半島沿岸のSSTを低下させている.9/30にピークを 有する強いNNE風に伴う沿岸湧昇によって瀬戸内海東部 から紀伊水道東岸でのSST低下が生じている様子も見て 取れる.紀伊半島沿岸域における顕著なSST低下は,こ れらの現象が重畳したものであると考えられる.

L3モデルによる表層無次元相対渦度とSSTの9/29にお ける日平均値のスナップショットを図-6に示す.四国東 岸沖に負,紀伊半島沖に正の強い渦度をもつ渦が対を成 して停滞しており,渦中心のSSTは高気圧性渦では高く, 低気圧性渦では低い様子が示されている.これらの渦に 連行される形で黒潮系暖水が岸に沿って輸送され,紀伊 水道方向(北方向)へ暖水を間欠的に供給している.気 象庁によると,2012年9月の黒潮流路は足摺岬,室戸岬, 潮岬では月を通して接岸傾向にあった.黒潮接岸時には 紀伊水道から外洋への流出量が抑制されるため(例えば 前報),冷水渦が紀伊半島沿岸域に停滞しやすい構造が 形成され,SST低下を助長させたものと考えられる.

#### 4. EOF解析

前章で記述した広域的なSST低下現象を定量的に記述 し、その形成メカニズムについて検討するため、L2モデ ルによるSSTデータに対してEOF解析を行う.SSTデー タマトリクスをh(x, y; t)とすれば、EOF解析ではそ の固有値問題を解くことにより

$$h(x,y;t) = \sum_{n=1}^{m} e_n(x,y) \cdot c_n(t)$$

のように, m個の有限なEOFモードにhが分解される. ここに,  $e_n(x, y)$ :固有関数 (EOF,単位は $\mathbb{C}$ ),  $c_n$ (t):時間関数 (主成分, 無次元), n:モード番号である.

9月中旬から発生する広域的な低温化を解析対象とす るため、L2モデルによる2012/9/10~10/9の30日間の SST (2時間毎の平均値) に対してEOF解析を適用する.



図-7 L2モデルSSTに対するEOFによる固有関数enの空間分布(上からモード1~4.等高線は0を表している)

表-1 トレンドを含んだ場合(図-7に対応)と除去した場合の EOF各モードにおける寄与率

	モード1	モード2	モード3	モード4
トレンド有り	81.0%	4.2%	3.0%	2.0%
トレンド無し	25.5%	15.7%	10.4%	6.5%

主要4モードの固有関数e<sub>n</sub>の空間分布を図-7に,その寄 与率を表-1に示す.モード1では,固有関数e<sub>1</sub>は九州東 岸沿岸のごく一部を除くとほぼ全域で負値を取ってお り,時間関数c<sub>1</sub>(図-8左)は概ね単調に負から正に増加 していることから,期間全体を通じてSSTが全域的に低 下することを意味している.EOFモード1の物理モード は,e<sub>1</sub>とSSTの線形時間変化率分布がほぼ一致すること から,SST線形トレンドの効果を表していると考えられ る(図-9上).一方,-c<sub>1</sub>は室戸沖におけるSSTの線形回 帰直線(図-8右)と同様に変化しており,寄与率も81% と高く,広域SST変化の大部分を説明している.この SSTトレンドは季節的な海洋構造変化に対応している (図-10).すなわち,9/10~10/9にかけて気温は低下し, 混合層深さは増加(季節成層の発達),鉛直拡散係数は







図-9 ROMS-L2領域における2012/9/10~10/9の(上) SSTおよび(下) KPPモデルによる混合層深さの線形トレンド (等高線は0を表している)

増大し,浮力振動数は低下(成層の不安定化)している. 混合層深さのトレンド(図-9下)を見ると,土佐湾,紀 伊水道,豊後水道では強い負の値を示しており,鉛直混 合が強化されて季節成層が著しく発達している様子が分 かる.したがって,気温低下に伴う海面冷却によって成 層が弱まり,鉛直混合が促進されて混合層が深くなると いう,夏から秋への季節変化が反映されたものである.

元データから線形トレンドを除去してEOF解析を行っ たところ,モード1は元データに対するモード2にほぼ 完全に一致し,同様にモード2と3,モード3と4に非常 に良好な相関が見られた.その時の寄与率は表-1の通り であり,元データに対するEOF高次モードは季節変動に 起因する線形トレンドからの残差を表し,トレンドを含 む寄与率は見かけ上小さいが,台風などの短期的なイベ ントに対しては有意かつ重要であることが理解される.

モード2(図-7,図-11左)を見ると,土佐湾および紀 伊水道において9/17から9/25までに急激にSSTが低下・ 上昇していることが分かる.反対に,九州東岸沖から四



図-10 左から,9月10日~10月9日の室戸沖における気温T<sub>a</sub>の観測値(気象庁),L2モデルによる混合層深さh<sub>b</sub>,鉛直拡散係数K<sub>v</sub>, 浮力振動数N<sup>\*</sup>.実線:生データ,赤破線:線形回帰直線.K<sub>v</sub>およびN<sup>\*</sup>は混合層内平均値



図-11 (左) モード2,4の時間関数と(右)室戸沖における 南北風速(北風が正)

国沖にかけては同期間にSSTの急増と急減が生じてい る.固有関数の分布(図-7)および時間関数(図-11左) から,モード2と4の間に高い類似性が見られる.時間 関数c<sub>2</sub>,c<sub>4</sub>と室戸沖における南北風速(図-11右)を比較 すると,モード2は9/17と9/25に,モード4は9/17と台風 17号が本海域を直撃した9/30にピークを有し,3者はそ れぞれ関連していることが分かる.つまり,モード2と4 は南北風によるエクマン輸送に伴う沿岸湧昇によるSST 低下を示すものと考えられる.

モード3 (図-7,図-12左) では、土佐湾および紀伊水 道における黒潮流路の北側海域に強いシグナルが現れて おり、9/16から9/20頃までSSTが低下し、その後10/3に 至るまで増大することが分かる.時間関数*c*<sub>3</sub>の傾向は、 渦に関連する室戸沖における海面高度(SSH)の変化と 概ね一致している.したがって、モード3は土佐湾およ び紀伊水道で発達するメソスケール渦による湧昇と、そ れが黒潮に連行されて東方向に輸送される効果を表して いるものと考えられる.

#### 5.おわりに

高解像度海洋モデルと気象庁GPV-MSMにより,紀伊 半島沿岸域における台風通過に伴う強風下に生じる広域 的なSST低下現象を再現し,そのメカニズムを考察した. 四国沖および紀伊半島沖に発達する複数のメソ/サブメ ソスケールの低気圧性渦による湧昇,エクマン輸送に伴 う沿岸湧昇が鍵となっており,前者は黒潮による東向き 輸送および流路の接岸による冷水渦の停滞などで特徴づ けられた.また,L2モデルSSTデータに対してEOF解析 を行ない,その物理モードについて検討した.海面気温



P0079

I\_485

図-12 (左) モード3の時間関数と(右)室戸沖におけるL2 モデルによるSSH (36時間以下の成分を除去)

の低下に伴う季節成層の発達による長期的なSST線形ト レンドがモード1(寄与率81.0%)に出現し,台風を含 む短期的なイベントはモード2以降で表現された.モー ド2および4は南北風による沿岸湧昇を,モード3は土佐 湾および紀伊水道で発達する渦の効果を表していた.す なわち,1ヶ月程度の時間スケールにおける台風による 海洋応答には,広域流動の影響が強く現れることが示さ れた.

謝辞:本研究は科学研究費基盤研究C(24560622)および京都大学防災研究所一般共同研究(24G-05)の援助を 受けた.

#### 参考文献

- 内山雄介・栗山善昭(2003):仙台湾蒲生干潟前面海浜の中期 地形変動に関する複素主成分解析,土木学会論文集, No.747/II-65, pp.135-154.
- 内山雄介・栗山貴生・宮澤泰正 (2012):外洋影響を考慮した 瀬戸内海周辺海域の流動再現と黒潮流路変動の効果につ いて,土木学会論文集B2(海岸工学), Vol. 68, No. 2, pp. I\_441-I\_445.
- 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,土木学会論文集B2 (海岸工学), Vol. 65, No.1, pp. I\_241-I\_245.
- Baba, Y., Kubo, T., Uchiyama, Y., Kihara, N., Mori, N., Muto, Y. and Suzuki, T. (2013): Field observations at an offshore observation tower during the typhoon seasons, 35th IAHR World Congress, Chengdu, China. (投稿中)
- Miyazawa, Y., R. Zhang, X. Guo, H. Tamura, D. Ambe, J.-S. Lee, A. Okuno, H. Yoshinari, T. Setou and K. Komatsu (2009): Water Mass Variability in the Western North Pacific Detected in 15-Year Eddy Resolving Ocean Reanalysis, J. Oceanogr., Vol. 65, pp. 737 -756.

# Field observations at an offshore observation tower during the typhoon seasons

#### Yasuyuki Baba

Assoc. Prof., Shirahama Oceanographic Observatory, DPRI, Kyoto Univ., Shirahama, Nishimuro, Wakayama, JAPAN, E-mail: baba@uh31.dpri.kyoto-u.ac.jp

#### Teruhiro Kubo

Technician, Shirahama Oceanographic Observatory, DPRI, Kyoto Univ., Shirahama, Nishimuro, Wakayama, JAPAN, E-mail: kubo.teruhiro.3s@kyoto-u.ac.jp

Yusuke Uchiyama Assoc. Prof., Dept. of Civil Engineering, Kobe Univ., Rokkodai, Nada, Kobe, JAPAN, E-mail: uchiyama@harbor.kobe-u.ac.jp

#### Naoto Kihara

Research Scientist, Central Research Institute of Electric Power Industry, Abiko, Chiba, JAPAN, E-mail: kihara@criepi.denken.or.jp

#### Nobuhito Mori

Assoc. Prof., DPRI, Kyoto Univ, Gokasho, Uji, JAPAN, E-mail: mori.nobuhito.8a@kyoto-u.ac.jp

Yasunori Muto Professor., Dept. of Civil and Environmental Engineering, Tokushima Univ, Tokushima, JAPAN, E-mail: muto\_yas@ce.tokushima-u.ac.jp

#### Takayuki Suzuki

Assoc. Prof., Faculty of Urban Innovation, Yokohama National Univ., Yokohama, JAPAN E-mail: suzuki-t@ynu.ac.jp

ABSTRACT: This paper shows some results of intensive field observations carried out in the summer seasons since 2009. The intensive field observations have been conducted at the observation tower of Shirahama Oceanographic Observatory (SOO), DPRI, Kyoto University. The observation tower of SOO is an offshore platform for the oceanographic and meteorological observation and it is located at the bay mouth of Tanabe bay, the southwestern part of Kii Penisula, Japan. One of the aims of the observations is field data measurements to comprehend the vertical mixing process due to wind and wind wave. During the observations, five typhoons (Melor in 2009, Ma-on, Talas and Roke in 2011 and Jelawat in2012) hit the Kii peninsula. Three of them (Melor, Roke and Jelawat) passed along the southern coast of Japan and they have similar tracks around the Kii peninsula. Only Talas in 2011 passed across the main island of Japan and reached the Sea of Japan. In the observations, the vertical profiles of currents and water temperature have been measured as well as wind and wave conditions. The main results are as follows: Wind and wave conditions have common characteristics like the temporal variation of wave period and the incidence of high wave peak even though these conditions are affected by the typhoon tracks. The temporal variations of water temperature have also similar trends when the typhoons come close to the observation site, however, the vertical profiles of water temperature before and after the typhoon coming have big difference. The observed results underline the needs for the continuous observation activities and multidimensional data analysis combined with numerical simulations in order to investigate the mixing process under stormy conditions.

**KEY WORDS:** Typhoon, Field observation, Vertical mixing

#### **1 INTRODUCTION**

The intensive field observations have been conducted at the observation tower of Shirahama



Oceanographic Observatory (SOO), DPRI, Kyoto University (Figure 1). The observation tower of SOO is an offshore platform for the oceanographic and meteorological observation and it is located at the bay mouth of Tanabe bay, the southwestern part of Kii peninsula, Japan. Kii peninsula is often affected by typhoons, and the torrential rain caused by typhoons sometimes inflicted enormous damage in the wide area in Kii peninsula. Since 2009, five typhoons (Melor in 2009, Ma-on, Talas and Roke in 2011 and Jelawat in 2012) hit the Kii peninsula. When the typhoons come close to the observation site, high wave and strong wind conditions have occurred. High wave and strong wind condition is one of the major driving force of vertical mixing process, and the observed results under stormy conditions due to the typhoons would be the fundamental information to comprehend the vertical mixing process.

This paper shows some measurement results of intensive field observations carried out in the summer seasons since 2009. The vertical mixing process under stormy condition due to the typhoon is discussed with the vertical distributions of water temperature and echo intensity measured by ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler).

#### 2 TYPHOONS OBSERVED AT SOO TOWER

Five typhoons (Melor in 2009, Ma-on, Talas and Roke in 2011 and Jelawat in 2012) in all approached and hit the Kii peninsula. Figure 2 shows the tracks of each typhoon. Each track of the typhoons passed close to the Kii peninsula. Four of them (Melor, Ma-on, Roke and Jelawat) passed along the southern coast of Japan and the tracks of three typhoons (Melor, Roke and Jelawat) have similar characteristics. Ma-on and Talas have relative slow moving velocity around the Kii peninsula. Only Talas in 2011 passed across the main island of Japan and reached the Sea of Japan. The intensity of Talas is less than the others although Talas brought the record-breaking heavy rainfall over a wide area in Kii peninsula.



Figure 2 Tracks of typhoon (Left: Melor, Right: Ma-on, from Digital Typhoon Data)



Figure 2 Tracks of typhoon (Left: Talas, Right: Roke, Bottom: Jelawat, from Digital Typhoon Data)



Figure 3 Moving velocity of the typhoons and the angle to the observation tower of SOO

Figure 3 display the moving velocity of the typhoons. Zero on the time axis means that the timing when the distance between the position of the typhoon (based on the best tracks) and the SOO tower is minimal. It is obvious that Melor, Roke and Jelawat increase their moving velocity when they passed around the observation site. Melor and Jelawat have similar moving trends. On the other hand, the moving velocity of Ma-on and Talas is very slow around the timing closest to the tower of SOO, and Talas kept the slower moving for almost two days.





(Upper lert: Melor, Upper right: Ma-on, Middle left: Talas, Middle right: Roke, Bottom: Jelawat)

#### **3 MEAAUREMENT RESULTS**

#### 3.1 Wind and Wave Conditions

Wind and wave data observed at SOO tower are shown in Figure 4. Wind and wave conditions reach the peak at the almost same time when the typhoons come close to the observation site. In each case, long period waves (around 12 sec) have been measured when the typhoons approach to the observation site. Wave period decreases gradually after wave condition has reached the peak. High wave conditions with more than 4m high have been observed when the typhoons approach.

In case the moving velocity of the typhoon is slow (in case of Ma-on), high wave conditions continued for more than a day. However, in case of Talas, wave height keeps less than 2m high even though Talas moved very slowly around the observation site for two days. The moving track of Talas is the totally different from the others, and the difference of the moving track would be the reason for the relative lower wave condition (Baba et al., 2012). In case the moving velocity of the typhoon is fast (in case of Melor, Roke and Jelawat), a clear peak of wave height is observed in each case. Additionally, the time series of wave height has bimodal peaks in case of Melor, and the preceding high wave condition is measured in case of Roke.

Wind conditions have also affected by the typhoon track. In case the moving velocity of the typhoon is slow (in case of Ma-on and Talas), strong southern wind continuously blows for more than a day. On the contrary, in case the moving velocity of the typhoon is fast (in case of Melor, Roke and Jelawat), the temporal variation of the wind velocity has clear peak, and the duration of the strong wind condition is about a half of day.

#### **3.2 Current Velocity Profiles**

The vertical distributions of current velocity are shown in Figure 5. These velocity profiles have been measured by ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler). The ADCP is installed at a depth of about 10m near the observation tower. The average depth around the observation tower is 30m deep. The observed velocity data by ADCP show the current profiles in the upper third part.

According to the moving of the typhoons, clear direction changes are found in the north-south component, especially in case of Roke. In case of Roke, northward currents developed well under continuous south wind condition, and suddenly the current direction turned to south after the typhoon Roke passed with north wind.

The current direction change according to the typhoon passing is also observed in case of Jewalat. However, the change of current direction is not so clear due to the data missing, and the magnitude of the currents is smaller. The north-south component of the currents in case of Talas doesn't show clear direction change like in case of Roke because strong south wind blew continuously and the rapid change of wind direction didn't exist.

In case of Talas, northward currents developed well vertically for more than 24 hours. After the typhoon Talas passed, the stratified current condition is observed (around 72 - 96 hrs). The typhoon Talas brought the record-breaking heavy rainfall over a wide area in Kii peninsula, and a large amount of flood water flew into Tanabe bay from some rivers. A possible factor for the stratified current condition is the flood water from the rivers due to the heavy rainfall by Talas.

#### **3.3** Temporal Variations of Water Temperature

Figure 6 shows the temporal variations of water temperature at different depths under stormy condition due to the typhoons. In cases of Talas and Roke, it is obvious that water temperature at different depths reaches almost same degree and that vertical profile of water temperature become uniform when the typhoons come close to the observation site. The mixing process induced by wind and wave has some contributions to make the uniform profile of water temperature.

In case of Melor, it is found that water temperature dropped down at the same time when almost uniform distribution of water temperature existed (around 48 hrs). The typhoon Melor hit Kii peninsula in October. In October, air temperature is already lower than water temperature, and it is found that surface cooling sometimes occurred in case of Melor.











(c) Jelawat

Figure 5 Velocity contours measured by ADCP

(Red points in the figures show the sea surface)

The mixing process induced by wind and wave also happened in case of Jelawat. However, the change of vertical profile of water temperature is not clear because the vertical profile of water temperature is already close to uniform condition.

In each case, the decline in water temperature occurs after the typhoon passed, and the different characteristics of the profile change of water temperature are found as follows;

- 1) In each case, the rapid change of water temperature is observed close to the surface layer
- 2) In cases of Talas and Roke, only water temperature close to the surface falls down and the uniform profile of water temperature still exists in the deeper layer
- In case of Jelawat, water temperature close to the surface rapidly decreases first, and water temperature at the deeper layers decreases

As mentioned above, the mixing process due to wind and wave and the decline in water temperature after the typhoon passed are observed as common features caused by the typhoon. However, the vertical profiles of water temperature before and after the typhoon (coming?) have big difference in each case. These results indicate that other considerable factors exist like the intrusion of oceanic water into Tanabe bay, flooding water and so on.



Figure 6 Temporal variations of water temperature at SOO tower

#### 4 DISCUSSION AND CONCLUDING REMARKS

In the previous section, some field data under stormy condition due to the typhoons are shown. Wind and wave conditions induced by the typhoons are affected by the typhoon track and moving velocity, and these conditions have common characteristics like the temporal variation of wave period the incidence of high wave peak. Current profiles, especially in north-south component, have a clear direction change when the typhoons passed by the observation site. The temporal variations of water temperature have also similar trends caused by the typhoon, however, the vertical profiles of water temperature before and after the typhoon coming have big difference shown in Figure 6.

Figure 7 shows the temporal variations of echo intensity measured by ADCP. Red points in Figure 7 shows the sea surface and blue or green points the depth corresponding to three times of significant wave height (Yoshioka et al., 2003). An ADCP uses ultrasonic wave and analyze the reflected ultrasonic wave to get the vertical current profile. Echo intensity is one of the measurement objects and corresponds to the amount of substance which contributes the reflection of ultrasonic wave.

Under stormy condition, a large value of echo intensity means that entrained air bubbles exist so much and indicates the magnitude of the vertical mixing process. In each case, large values of echo intensity are observed when typhoons come close to the observation site even though some data missing occurs in case of Jelawat. In case of Jelawat, a clear single peak exists in the temporal variation of echo intensity, and a large value of echo intensity is found in the deepest measurement layer. This result means that the influence of the vertical mixing reach to the whole measurement layers of ADCP.

In cases of Talas and Roke, the temporal variations of echo intensity have some peaks. When the typhoons come close to the observation site, large values of echo intensity reach to the deepest measurement layer. In addition, high values of echo intensity are observed before the typhoons come. In both cases of Talas and Roke, long-period wave conditions continue before the typhoons hit the observation site, and this results indicate that long-period wave have some influence to the vertical mixing before the typhoons comes.







Figure 7 Contours of echo intensity (including depth related to wave height)

In the intensive field observations in 2012, water temperature near the sea surface has been observed at 1m interval in vertical direction. Figure 8 and Figure 9 show the contour of water temperature near the sea surface and the temporal variations of wind, wave and temperature (air, sea surface and the shallowest point), respectively, in case of Jelawat. As shown in Figure 7, a clear peak of echo intensity is observed (around 710 hrs), and it is expected that the vertical mixing develops well vertically.

In Figure 6, it is found that water temperature near the sea surface falls down in case of Jelawat. It is found in Figure 8 that the drop of water temperature occurs after about 6 - 7 hours of the peak of wind and wave conditions. In case of Melor in 2009 (Mori et al., 2010), the drop of water temperature occurs at almost same time of the peak of wind and wave conditions (see Figure 4 and Figure 6).



Figure 8 Contours of water temperature in case of Jelawat



Figure 9 Temporal variations of wind, wave and temperature in case of Jelawat

As the results of the intensive field observations, it has been shown that strong wind and high wave condition give considerable effects the current profiles and the vertical mixing process around the observation site. The vertical profiles of water temperature are influenced by the wind and wave conditions due to the typhoons, and it has been found that the mixing process under stormy conditions and the decline in water temperature after the typhoon passed are observed as common features caused by the typhoon. However, the temporal variations of water temperature show different characteristics, and the measured results underline the needs for the continuous observation activities and multidimensional data analysis combined with numerical simulations.

#### ACKNOWLEDGEMENT

The authors express their appreciation for the support and cooperation of all members joining the intensive field observations at the observation tower of Shirahama Oceanographic Observatory.

This paper is based on achievements of the collaborative research program of the Disaster Prevention Research Institute of Kyoto University.

#### References

Baba Y., Kubo T., Mori N. and Kihara N., 2012, Field Measurements at Tanabe-Nakashima Observation Tower in the Summer of 2011(during the typhoon season), Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 55 B, pp.343-350, 2012.

Digital Typhoon Data: http://agora.ex.nii.ac.jp/digital-typhoon/

- Mori N., Suzuki T. and Kihara N., 2010, A Study on Air-Sea Mixing due to Wind and Wave under Strong Wind Condition, Journal of JSCE, Ser. B2 (Coastal Engineering), Vol.66, pp.311-315.
- Yoshioka H., Matsumoto M., Serizawa S. and Takayama T., 2003, Acoustically Observed Characteristics of Bubble Entrainment due to Wave Breaking, Proceedings of Coastal Engineering, JSCE, Vol.50, pp.116-120.

### 紀伊半島田辺湾湾口部における海水交換特性に関する研究

Water Exchange at the Mouth of Tanabe Bay in Kii Peninsula, Japan

内山雄介<sup>1</sup>・松川大佑<sup>2</sup>・神吉亮佑<sup>3</sup>・馬場康之<sup>4</sup>・森 信人<sup>4</sup>・水谷英朗<sup>5</sup>・ 渡部靖憲<sup>6</sup>・大塚淳一<sup>7</sup>・山田朋人<sup>6</sup>・猿渡亜由未<sup>8</sup>・二宮順一<sup>9</sup>

#### Yusuke UCHIYAMA, Daisuke MATSUKAWA, Ryosuke KANKI, Yasuyuki BABA, Nobuhito MORI, Hideaki MIZUTANI, Yasunori WATANABE, Junichi OTSUKA, Tomohito YAMADA, Ayumi SARUWATARI and Junichi NINOMIYA

Tanabe bay is a small embayment connected directly to the Pacific Ocean to the south, whereas frequently suffer from harmful algal blooms due to sewage effluent and the local aquaculture industry. For preserving the ecosystem in the bay, it is necessary to understand an oceanic structure in the bay along with water exchange at the bay entrance. We thus conduct a comprehensive investigation consisting of a shipboard measurement, a season-long platform observation, and a triply nested high-resolution ocean modeling. The water exchange at the bay mouth is largely affected by semi-diumal tidal currents and episodic subtidal intrusion of the offshore water controlled by mesoscale circulations.

#### 1. はじめに

紀伊半島南西端近くに位置する和歌山県・田辺湾は, 黒潮流路に近いために外洋影響を強く受けつつも、地形 的にやや閉鎖性が強い内湾である.湾口部の水質は比較 的良好であるが、湾奥部では河川出水、養殖業、生活排 水等による環境負荷に伴う水質悪化や貧酸素水塊・赤潮 の発生などが依然として報告されている(上出, 2003). 田辺湾の水質及び生態系保全の問題の解決に取り組むに あたり、湾周辺の海洋構造、特に外洋との境界である湾 口での海水交換特性を理解する必要がある.本海域にお いては、主に夏期を対象とした海水交換機構に関する幾 つかの先行研究が行われており,北風に伴う沖向き表層 エクマン輸送に起因する沿岸湧昇性の内部急潮(吉岡ら, 1998;田中ら,1998)や,黒潮二次流の接岸状況に対応 した湾内への外洋水侵入(仁木ら, 2004; Niki, 2004)な どが湾内水質環境に少なからぬ影響を及ぼしている可能 性が指摘されている.

著者らのグループでは、田辺湾湾口部に位置する京都 大学防災研究所・田辺中島高潮観測塔(以下,観測塔) を用いて,台風接近時の気象・海象データ計測を目的と した現地観測を継続して実施しており(馬場ら,2012;

1	正会員	博(工)	神戸大学准教授 大学院工学研究科
2		学(工)	神戸大学工学部市民工学科(現 和歌山県)
3	学正会員	学(工)	神戸大学大学院 工学研究科市民工学専攻
4	正会員	博(工)	京都大学准教授 防災研究所
5	正会員	博(工)	京都大学助教 防災研究所
6	正会員	博(工)	北海道大学准教授 大学院工学研究院
7	正会員	博(工)	(独法)土木研究所寒地土木研究所 寒冷沿岸域チーム
8	正会員	博(工)	北海道大学助教 大学院工学研究院
9	学正会員	修(工)	京都大学大学院 工学研究科

馬場ら 2014;およびそれらの参考文献を参照),2013 年 夏期~秋期に実施した連続観測では台風 17 号 (TORAJI) および 18 号 (MAN-YI)の接近を捉えることに成功した (馬場ら,2014).本研究では,2013 年 8 月上旬~10 月 中旬に観測塔において実施した係留系等を用いた連続観 測,船舶による ADCP 曳航観測,および 3 段ネスティン グによる高解像度領域海洋循環モデルの 3 通りのアプロ ーチにより,夏期~秋期における外洋影響を考慮した田 辺湾湾口部における海水交換特性とそのメカニズムにつ いて検討したので,その結果について報告する.

#### 2. 曳航観測

2013 年 8 月 28 日に実施した曳航観測では,防災研・白 浜海象観測所所有の調査船に搭載された ADCP(1200



図-1 田辺湾の水深分布(カラー),曳航観測における湾軸ライン (赤一点鎖線:○は始点,×は終点)および湾ロライン(青 点線),黒実線:海水交換解析に用いる田辺湾ロライン,▲: 田辺中島高潮観測塔.



図-2 湾軸方向流速の鉛直分布. 湾軸ラインにおける (a) 上げ潮, (b) 下げ潮時の湾内向き流速, 湾ロラインにおける (c) 上げ潮, (d) 下げ潮時の断面通過流速.いずれも正値(実線)が湾内への流入を表す. 黒太線は両ラインが交差する位置を示す.



図-3 CTD による上げ潮,下げ潮時の湾軸 (a, b, e, f)および湾ロライン (c, d, g, h) での水温(上段)と塩分(下段)分布.

kHz) と投げ込み式 CTD(塩分水温水深計)を用いて, 図-1に示す湾軸ラインおよび湾ロライン沿った断面にお いて上げ潮時と下げ潮時の二回ずつ,流速,水温,塩分 の鉛直分布を計測した.

湾軸ライン断面内流速分布(図-2(a),(b))では北東方 向を正とした湾軸ラインに沿う方向の流速成分を示して おり,横軸距離2kmあたりを境界として西(左)側を湾 外,東(右)側を湾内と定義する.上げ潮時(図-2(a)) の流速分布は3層構造を形成しており,沖側表層で湾外 へ流出,中層から湾内表層にかけて流入,湾内下層で流 出が生じている.下げ潮時(図-2(b))には湾外での流速 分布は反転する.湾内では上げ潮下げ潮に関わらず最表 層において流出が生じているが,これは前日の降雨によ る湾奥部の会津川河口からの淡水流出の影響を表してい る.一方,湾内では下げ潮時であっても水深20m程度ま での亜表層において流入域が広く残存しおり,地形的に 潮流の影響が湾奥に到達しにくい構造であることが分か る.また,湾口ライン断面内流速分布(図-2(c),(d))で は、ラインに直行する東南東方向(湾内への流入)を正 と定義しており、上げ潮時は表層で流出、中層で流入、 中央部付近の下層では流出という3層構造が明瞭に見ら れる.しかしながら、下げ潮時には表層の流出域が縮退 し、2層構造化しており、湾軸ライン断面と同様の流動構 造が確認できる.

CTDによる水温・塩分分布の観測結果を見ると(図-3), 湾内では上げ潮と下げ潮時で成層構造に大きな変化はな く,湾内における潮流の影響が限定的であるという流速 計測と同様の傾向が見て取れる.湾軸ラインでは,湾外 表層において上げ潮時にボア状の低温高塩分水塊が湾奥 方向へ進入して成層を強化しているのに対し,下げ潮時 にはこの部分の水温が上昇(塩分は低下)し,混合が強 化されて成層が弱くなっている.これは内部潮汐の伝播 に伴う混合を示唆しており,特に下げ潮流によって湾口 部沖側において強い鉛直混合が生じたものと解釈される. 湾ロライン断面における成層構造にも同様の傾向が見ら れるが,湾口域北部の浅海岩礁海域での水塊混合は比較 的弱く,海底地形(図-1)に沿って流出入する内部潮汐



図-4 田辺湾口部に位置する田辺中島高潮観測塔における 2013 年夏・秋期に実施された連続観測結果の一例.上から、潮位、水温鉛 直分布、水深 10mにおける塩分、海面上 10mの風速ベクトル、有義波高、有義波周期、2級河川流量推定値(日平均値).

波が湾口沖側での混合と成層弱化に寄与していることが 分かる.

#### 3. 観測塔における連続観測

田辺湾における中長期的な海洋構造変化を把握するた めに,連続係留観測データの解析を行った.湾軸ライン と湾ロラインの交点付近に位置する観測塔に水温塩分計, 風向風速計,超音波式波高計,ADCP(1200 kHz)などを 設置し,2013 年 8 月上旬から約 2 ヶ月間にわたって気象・ 海象データを収集した.連続観測データの詳細について は馬場ら(2014)を参照されたい.本稿ではデータの一 例として,2013/8/10~10/20の各物理量の時間変化を図-4 に示す.このうち 2 級河川流量推定値とは,和歌山県に よる過年度の流量公表値と気象庁 AMeDAS 雨量データ に対して最小二乗法を適用して流量-雨量関係式を求め, 観測期間中の実測雨量から推定した河川流量である.

水温の鉛直分布を見ると,8月中に発達した強い温度成 層は9月以降徐々に弱まり,9月下旬にはほぼ解消されて いる.成層期である8月中は潮位変動に対応した温度躍 層の振動が顕著に見られ,湾口域は内部潮汐の影響を受 けていることが分かる.9/4,9/15,10/15にそれぞれ台風 17号,18号,26号が来襲し,そのたびに鉛直混合作用を 受けて水温が一様化し,台風通過後の潜熱低下や河川出 水によって再成層化するというプロセスが確認される. しかしながら、9月下旬以降は少なくとも水深約25mまで水温がほぼ一様となり,海面冷却に伴う混合層の季節的な発達が生じている.また,台風接近に伴って風速の強化と南から北への風向変化が生じ,同時に有義波高, 有義波周期,河川流量が増加している.成層構造が比較的明瞭であった9/4と9/15に最接近した台風に着目すると,水温データから,暴浪による鉛直混合効果は表層20m 程度に達しており、9/15は台風に伴う降雨による河川出 水の影響によって大規模な低塩分化が生じている.

#### 4. 高解像度数値モデリング

曳航観測と連続観測の結果から、季節成層の消長に伴う混合層の発達、3つの台風に伴う鉛直混合の助長とその後の再成層化、成層期における内部潮汐の影響など、長・短周期現象と突発的な気象擾乱イベントが重畳して湾口周辺の水塊構造が形成されていることが示された.そこで次に、湾口での通過流量の時間変動とその原因を解析するため、領域海洋循環モデル ROMS を用いた 3 段階のネスティングによる田辺湾モデル (図-5)を構築し、2013年夏・秋期の高解像度再解析を実施した.JCOPE2(水平解像度10 km)→ROMS-L1(同 2 km)→ROMS-L2(同600 m の瀬戸内海全域モデル;内山ら、2012、2013)を



 図-5 ROMSによる3段ネスト領域と水深 分布(カラー). 黒枠は外側から, ROMS-L1(水平解像度2km), L2(同 600m:瀬戸内海全域モデル), L3領 域(同120m:田辺湾モデル)の境界 を示している.



図-6 田辺湾ロライン(図-1黒実線)を通過する体積フラックスの時系列.(上)2時間平均値,(下)周波数分解された体積フラックス.下段では,周期28時間以上のsubtidal成分(黒),18~28時間の日周成分(マゼンタ),8~18時間の半日周成分(シアン),8時間未満の乱流成分(青)に分解した.

ベースに ROMS-L3 領域(田辺湾モデル)を新たに開発 した.L3 領域の格子数は256×256×鉛直32層,水平解 像度は120mであり,L2の2時間平均出力を境界条件と した.地形データには内閣府中央防災会議によるデータ (解像度 50m)を与え,海面フラックスは気象庁 GPV-MSM データを用いた COAMPS 型バルク法により 評価し,領域内に河口を有する3本の2級河川流量推定 値(図-4)を考慮した.紙面の都合上図示しないが,観 測塔における水温の鉛直構造や水位変動,曳航観測時の 流速・密度分布等に関してデータとモデル出力とを比較 し,モデルの再現性が十分であることを確認している.

#### 5. 海水交換特性

#### (1) 湾口通過体積フラックス

L3 モデルの結果を用いて田辺湾湾口における海水交 換特性について解析する.ここでは、湾ロライン(図-1 黒実線) 直交方向の流速成分を断面積分することにより 湾口通過体積フラックス(流量)を求め、さらにそれを 周波数分解して各成分の寄与を評価する(図-6).本解析 では、周期28時間以上をsubtidal成分とし、それ以下の 短周期成分を日周,半日周,周期8時間以下の乱流成分 に分けることで、計4成分に分解した.図-6下から、振 幅が明らかに大きいのは subtidal 成分および半日周成分 であることが分かる. それらの寄与を定量的に評価する ために、各成分による流量変動の RMS (標準偏差)を求 めた(表-1). subtidal 成分と半日周成分による流量 RMS は 800 m<sup>3</sup>/s を超えるが、これらは全体の変動レベルの 40%以上にも及ぶ.湾ロライン内側の田辺湾の容積を流 量 RMS で除すことにより求められる海水交換時間スケ ールは, subtidal 成分, 半日周成分ともに 5 日弱である. 一方,日周成分の寄与は半日周成分の1/4程度にとどまっ

周期 T(h) 流量 RMS RMS 寄与率 海水交換時間 ( $m^{3}/s$ ) (%) スケール(日)

表-1 湾口通過体積フラックスの各周期成分における流量変動の

RMS, RMS 寄与率,海水交換時間スケール

subtidal	T>28	884	44.07	4.70	
日周期	$20 < T \le 28$	220	10.97	18.89	
半日周期	$6 < T \leq 20$	838	41.77	4.96	
乱流	T < 6	64	3.19	64.92	



図-7(左)湾口通過体積フラックス(マゼンタ)と田辺湾沖合に おける北向き表層流速(青)の無次元パワースペクトル,(右) 両者のコヒーレンス.

ており,日周潮や慣性振動(本海域の慣性周期は約21.5h) の寄与は限定的であるとともに、半日周以下の乱流成分 の寄与は極めて小さい.したがって、田辺湾の海水交換 には半日周成分,すなわち半日周期の潮流および内部潮 汐の寄与と,subtidal 成分,すなわち長周期の流量変動が 同程度に影響することが明らかとなった.

#### (2) 湾ロフラックスと沖合(湾外)流動との関係

湾ロ通過体積フラックスと様々な変量との相関を取っ て比較したところ,湾外の沖合海域における南北流速と の相関が極めて高いことが判明した.両者の無次元パワ ースペクトル密度を求めると(図-7),半日周期に強いピ



図-8 流出イベント時(2013/8/15)における(左)田辺湾 を含む周辺海域の海洋表層無次元相対渦度(カラー), (右)田辺湾口周辺における東向き体積輸送量(カラ ー).ベクトルはいずれも表層流速である.右図は左図 中のL3領域を含む正方形ボックス内の拡大図である.



図-9 図-8 と同じ. ただし, 流入イベント時 (2013/8/30) のスナップショット.

ーク,日周期に弱いピークが見られ,低周波成分のパワ ーが全体的に高くなっている.両者の相関を二乗コヒー レンスによって評価すると,スペクトルピークに対応し て半日周期近傍で 0.8 以上の相関が見られ,同時に周期 2・3 日の subtidal バンドにも0.78 程度の相関が見られる. つまり,2・3 日周期で変動する沖合南北流速によって subtidal 流量変動が引き起こされているものと理解できる.

沖合流動と湾ロフラックスの関係の例として、最も強 い流出が生じた 8/15 (図-8) および最も強い流入が生じ た 8/29 (図-9) における沖合を含む広域の平面流動構造 を調べた. 8/15 の流出イベント時には、紀伊水道南西部 で時計回り(負)のメソスケール渦が存在するが、紀伊 半島沿岸ではこれに逆行する強い北上流が発達し(図-8 左),田辺湾湾口部において湾内の海水が連行されて負の 東向き体積輸送、すなわち流出が卓越するという構造に なっている(図-8右).一方,8/29の流入イベント時には, 紀伊水道南西部において弱い反時計周り(正)の渦が、 紀伊半島側沿岸域には負の渦度が生じ、紀伊半島西岸に 沿って強い南下流が発達しており、沖合水塊の湾内への 直接的な流入を助長している様子が見て取れる. つまり, 田辺湾の長周期の海水交換と湾内環境は、沿紀伊水道と 黒潮域に挟まれた海域に発達するメソスケール環流の影 響を受けて形成される、沿岸域における北上流・南下流 に強く支配されているものと理解される.

#### 6. おわりに

本研究では、調査船を用いた短期曳航観測と、田辺中 島高潮観測塔を用いた約2ヶ月間の連続観測を行い、田 辺湾の海水交換が内部潮汐の伝播に代表される短周期現 象と、台風等の気象イベントを含む長周期現象の両者に よって特徴付けられることを示した. さらに, 湾口での 海水交換特性をより定量的に評価するために3段ネスト による高解像度海洋モデリングを行った.湾口部での海 水交換に対しては、半日周期の潮流と内部潮汐による短 周期変動成分に加え、2~3日の周期帯を中心とする subtidal 長周期成分の影響が大きく、両者は同程度の寄与 率を有することが示された(表-1).特に subtidal 流量変 動に対しては湾外におけるメソスケール渦に伴う広域循 環流が重要な役割を果たしており、主にその向き(相対 渦度の正負)によって沖合水塊の湾内への流入<br />
・流出が 助長されていた. つまり, 田辺湾における海水交換特性, ひいてはその湾内水質環境は、100km オーダーの広域の 外洋影響を強く受けて形成されていることが示唆された.

謝辞:本研究は京都大学防災研究所一般共同研究(24G-05, 26G-05),科学研究費基盤研究C(24560622)の援助を受 けた.

#### 参考文献

- 内山雄介・栗山貴生・宮澤泰正 (2012):外洋影響を考慮した瀬 戸内海周辺海域の流動再現と黒潮流路変動の効果について, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), 68 (2), pp. I 441-I 445.
- 内山雄介・西井達也・森 信人・馬場康之 (2013): 紀伊半島沿岸 域における台風通過に伴う海水温低下と海洋構造変化につ いて、土木学会論文集 B2(海岸工学), 69 (2), pp.I 481-I 485.
- 上出貴士 (2003): 和歌山県沿岸における赤潮-1981 年から 2000 年の赤潮発生状況-, 和歌山農林水技セ研報, Vol. 5, pp. 107-116.
- 田中祐志・芹澤重厚・吉岡 洋・山下隆男・加藤 茂・山根 猛・ 土井 崇・菅原 亘 (1998):田辺湾における海象,水質および プランクトン個体数の観測,京都大学防災研究所年報.第42 号, pp.415-420
- 仁木将人・山下隆男・芹澤重厚・山口弘誠・福神和興 (2004):田 辺湾における夏期成層時の海水交換過程,海岸工学論文集, 第 51 巻, pp. 896 – 900.
- 馬場康之・久保輝広・森 信人・木原直人 (2012): 田辺湾中島高 潮観測等における 2011 年夏期台風接近時の現地観測結果, 京都大学防災研究所年報., 第 55 号 B, pp. 343 – 350.
- 馬場康之・水谷英朗・久保輝広・内山雄介・森 信人・渡部靖憲・ 大塚淳一・山田朋人・猿渡亜由未・二宮順一 (2014): 台風通 過に伴う田辺湾湾口部における海水温変化について, 土木学 会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 70, No. 2 (投稿中)
- 吉岡 洋・芹澤重厚・高山知司・田中祐志 (1998): 夏期田辺湾に おける内部急潮による海水交換,海岸工学論文集,第45巻, pp.456-460.
- Niki, M. (2004): Coastal environment system and its numerical simulation –Observation and prediction of coastal environment in the Tanabe Bay–, Disaster Prevention Research Institute Annuals, Vol. 47 (C), pp.255 – 262.