

— 論 文 —

## 能登半島東岸において2004年に発生した急潮の数値実験\*

浅 勇輔<sup>†</sup> · 広瀬 直毅<sup>‡</sup> · 千手 智晴<sup>‡</sup>

### 要 旨

能登半島東岸では、台風通過後に度々強い海流(急潮)が発生し、強い振動流が1週間以上継続したとの報告もある。本研究では、急潮の全体像を把握するため、3次元海洋モデルを用いた数値実験を行なった。沿岸観測で捉えられた2004年の急潮の特徴、例えば台風通過後の位相差、 $1\text{ m s}^{-1}$ を超える流速や周期性などを、モデルでよく再現することができた。さらに、能登半島北東沖で発生する吹送流が強い移流効果を伴って沿岸部の急潮を引き起こし、富山湾内ではその急潮が線形的な内部ケルビン波として反時計周りに伝播していくことが判明した。2004年の台風15号、16号、18号の場合を比較し、南西風によって励起される吹送流の強さに比例して、半島北部の水塊が富山湾のより奥まで輸送されることが示された。

キーワード：急潮，海洋循環モデル，台風，近慣性振動，沿岸捕捉波

### 1. はじめに

能登半島東岸では、台風通過後にたびたび急潮と呼ばれる強い沿岸流が発生し、定置網漁業を中心に甚大な被害が生じている。特に2004年は、多くの台風が日本海を通過し(Fig. 1)、深刻な急潮被害が発生した。

しかしながら、急潮は能登半島特有の現象ではない。松山ら(1992)は、相模湾に発生する急潮の特徴について考察し、急潮の発生要因として、台風の通過、黒潮の相模湾への接近、内部潮汐の3つを挙げている。また彼らは、台風通過による急潮伝播にともなう水温変化は、非線形内部ケルビン波あるいは回転系の沿岸密度流、水位変化は陸棚波の移動として説明ができると

している。また熊木ら(2005)は、若狭湾丹後半島で発生した急潮について考察し、内部ケルビン波的な性質の強い沿岸捕捉波によるものとしている。

また、これらの地域の急潮について、数値モデルを用いた研究もなされている。Umatani and Yamagata(1987)は、2層モデルを用いた比較的単純な実験結果から、非線形ケルビン波が相模湾の急潮に大きく影響を与えている可能性を示している。北出ら(1996)は、2層モデルを用いた数値実験により、相模湾奥の台風通過後の急潮は内部ケルビン波によるものと説明している。さらに井桁ら(2003)は、連続成層モデルを用いた数値実験によって、房総半島東岸で発生した陸棚波タイプの沿岸捕捉波が、陸棚幅の急激に狭くなる地点で内部ケルビン波タイプの沿岸捕捉波に変化することを示した。

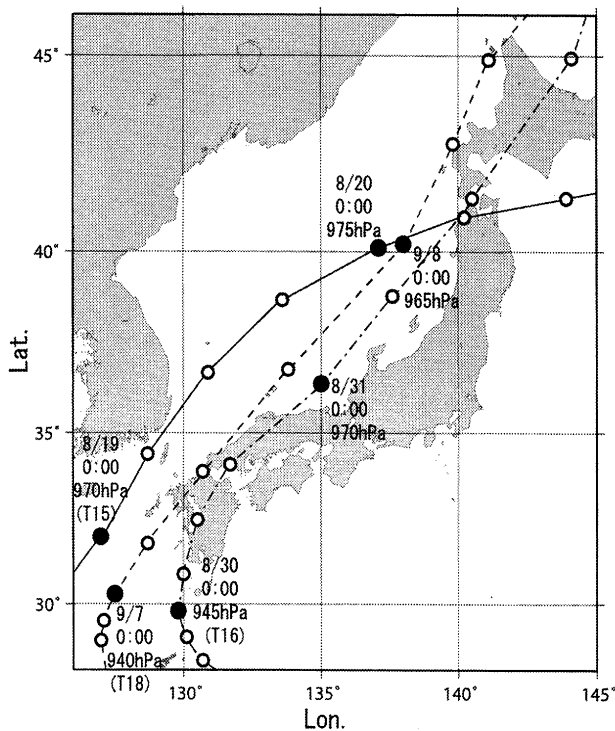
このような観測データ解析や数値モデル研究により、相模湾や若狭湾に襲来する急潮は、内部ケルビン波や陸棚波といった波動現象として理解されている。一方、能

\* 2006年4月4日受領；2006年10月6日受理  
著作権：日本海洋学会，2007

<sup>†</sup>九州大学大学院総合理工学府  
〒816-8580 福岡県春日市春日公園 6-1

<sup>‡</sup>九州大学応用力学研究所  
〒816-8580 福岡県春日市春日公園 6-1

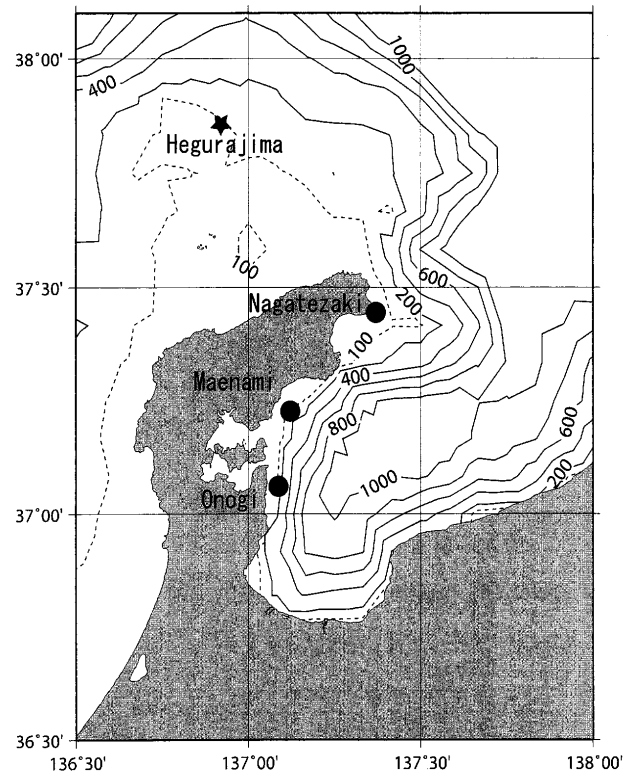
主著者 e-mail address : hirose@riam.kyushu-u.ac.jp



**Fig. 1.** Progress of the typhoon numbered 15, 16, and 18 in 2004 (Megi, Chaba, and Songda) shown by solid, dash-dotted, and dashed curves, respectively. The black and white circles indicate the 24 and 6 hourly positions with each central air pressure.

能登半島の急潮に関する文献は少ない。大慶・奥野 (2005) は、台風や強い低気圧の通過に伴い、舢倉島での南西風のピークが観測されてから約 20 時間後に、能登半島中部に位置する前波 (Fig. 2) で急潮が発生する傾向があることや、半島東岸に沿って長手埼→前波→大野木の順に北から南へと急潮が伝播していくことを報告している (各地点の位置は Fig. 2 を参照)。また、流速観測の結果、長手埼や大野木において、急潮発生に続いて近慣性周期の流速変動が確認されている。しかし、能登半島沿岸の急潮に関する研究の歴史は浅く、そのメカニズムも不明で、無論その予測手法も確立されていない。

そこで本研究では、まず現実的な条件の数値モデルを用いて、能登半島の急潮の再現を試みた。大慶・奥野 (2005) が示すように、能登半島東岸の急潮は、台風が日本海を南西から北東へ (Fig. 1 のように) 通過した



**Fig. 2.** Locations of the current measurement of Nagatezaki ( $37^{\circ}27'N$ ,  $137^{\circ}23'E$ ), Maenami ( $37^{\circ}12'N$ ,  $137^{\circ}07'E$ ), and Onogi ( $37^{\circ}05'N$ ,  $137^{\circ}06'E$ ) on the bathymetry map. The isobath is given in 200 m intervals. Ookei and Okuno (2005) compared the wind vector measured at Hegurajima Island ( $37^{\circ}50'N$ ,  $136^{\circ}54'E$ ) and the Kyucho along the eastern coast of the Noto Peninsula.

場合に発生することが多い。つまり、日本海南東海域で半日~1 日程度の間、南西風が卓越する状況である。能登半島から数百 km 以上離れた沖合いを台風が通過した場合でも強い急潮が発生することから、沿岸に限定された局所的な現象に留まらず、広域的な応答を調査する必要があるだろう。その後、断片的な観測事例と比較して計算精度を検証し、急潮の発生と伝播のメカニズムを探索した。

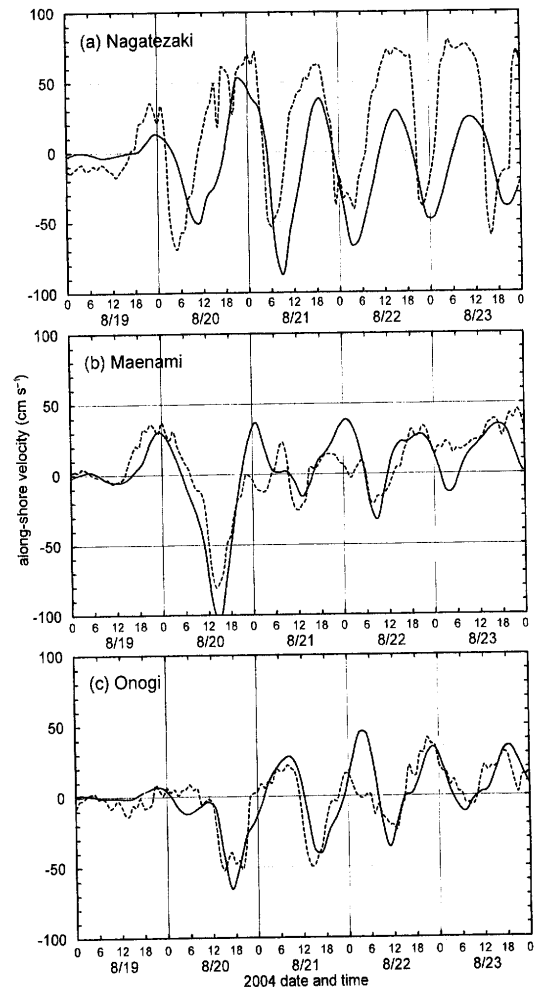
## 2. 数値実験

本研究で使用する数値モデルは、九州大学応用力学研究所で開発された RIAM Ocean Model (RIAMOM) である (Lee et al., 2003)。静水圧近似とブシネスク

近似を施した運動方程式および温度、塩分の移流拡散方程式を差分化したこの数値モデルにより、海洋流動の時間発展をシミュレーションすることができる。本研究では、Hirose *et al.* (2006) に基づき、日本海全域 (東経 126.5°~142.5°, 北緯 33.0°~52.0°) を計算領域とし、水平解像度は  $1/12^\circ \times 1/12^\circ$ 、鉛直層数を 36 とした。鉛直解像度は 5 m~600 m で、水深が深い程、層厚も大きくなるように設定されている。モデルの海底地形は、Hirose (2005) で対馬暖流の再現性がよいと報告されているように、JTOPO1 (海洋情報研究センター, 2003) と SKKU (Choi *et al.*, 2002) の地形データを、3:1 の割合で加重平均して得た。鉛直渦粘性および拡散係数は、Noh and Kim (1999) の混合層スキームにより計算される。水平渦粘性係数 (倍調和) は  $7 \times 10^9 \text{ m}^4 \text{ s}^{-1}$ 、等密度面拡散係数 (単調和) は  $20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  とした。

風応力フラックスは、気象庁格子化予報データ (GPV) の中で最も時空間解像度が高いメソ数値予報モデル (MSM) より、1 時間毎の海上風速データ (水平解像度約 10 km) をバルク式 (Garratt, 1977) で変換して得た。予報初期値は 6 時間毎に与えられるので、その間は 1 時間毎の予報値を用いている。なお、1 日平均の風応力力で海洋モデルを駆動した場合、急潮のように短周期の急激な流速変動は発生しないことが確認されている。日平均データでは、台風による強風変化を十分に解像できないためであろう。急潮の再現のためには、数時間以内の短周期風応力が必要とされる。その他の海面・側面境界条件には、Hirose *et al.* (2006) と同様に、気象庁 GPV MSM データの日平均値、対馬海峡横断フェリーによる流量データと高解像度太平洋モデルの計算結果を与えた。

また、九州大学応用力学研究所で発表されている、日本海海況予報システムの前報初期値を初期条件として流用した (Hirose *et al.*, 2006)。計算期間は、2004 年 8 月 1 日、8 月 26 日からそれぞれ 25 日間である。衛星データ同化の結果に基づいた初期値を使用せず、数値実験を 50 日間続けると、徐々に水温分布などの再現性が悪くなるため、計算期間を 25 日ずつに分割した。実験対象期間のうち、8 月 20 日、8 月 31 日、9 月 8 日に、それぞれ台風 15 号、16 号、18 号が日本海を通過し、急潮被害が報告されている。



**Fig. 3.** Along-shore component of the horizontal velocity ( $\text{cm s}^{-1}$ ) at the depth of 10 m at (a) Nagatezaki, (b) Maenami, and (c) Onogi during the period of typhoon 200415 (Megi). The solid and dotted curves show the numerical simulation and the direct measurement, respectively. The northward or northeastward component is indicated by positive values.

### 3. 数値実験と観測データの比較

まず、台風 15 号接近前後の長手崎、前波、大野木における流軸 (等深線) 方向の流速成分について、モデル計算と観測結果を比較した (Fig. 3)。台風 15 号が能登半島に最接近したのは 8 月 19 日午後 9 時頃で、従来の知見どおり、最強流の発生は数時間~十数時間以上遅れている。流軸はほぼ等深線に沿った方向である。

長手崎での観測結果をみると、ほぼ一定の周期で  $0.5 \text{ m s}^{-1}$  を超える強流が発生していることがわかる。こ

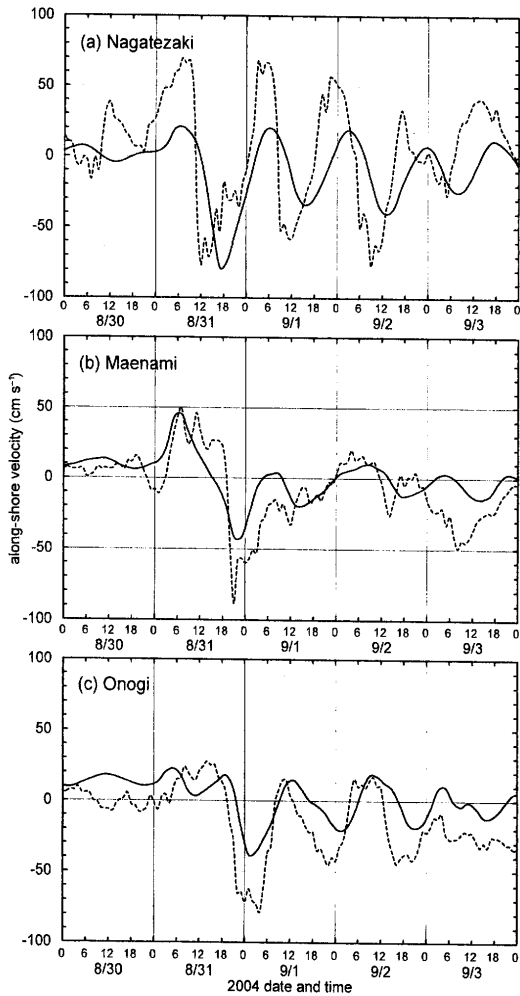


Fig. 4. The same as Fig. 3 but for the typhoon 200416 (Chaba).

の周期は観測緯度での慣性周期(約 19.7 時間)とほぼ一致している。しかし前波では、8月 20 日午後 1 時頃に  $1 \text{ m s}^{-1}$  にも達する強流が発生するものの、減衰が早い。大野木では、長手崎と同様に、近慣性周期の流速変動がみられるが、その振幅は長手崎より小さい。このように、急潮と呼ばれる強い沿岸流が各地点で観測されているものの、その特徴は場所により異なることがわかる。

一方、数値計算結果においても、長手崎や大野木にみられる近慣性周期の現象、前波で発生する  $1 \text{ m s}^{-1}$  近い強流とその後の減衰など、観測データにみられる様々な特徴がよく再現されており、また流速の大きさも観測結果に近い。

同様に、2004 年の台風 16 号及び 18 号接近前後の流

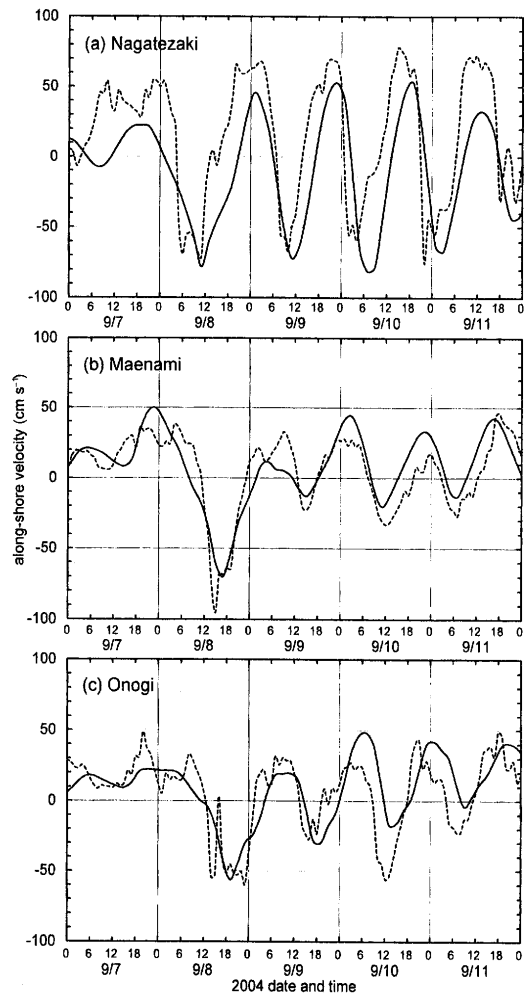
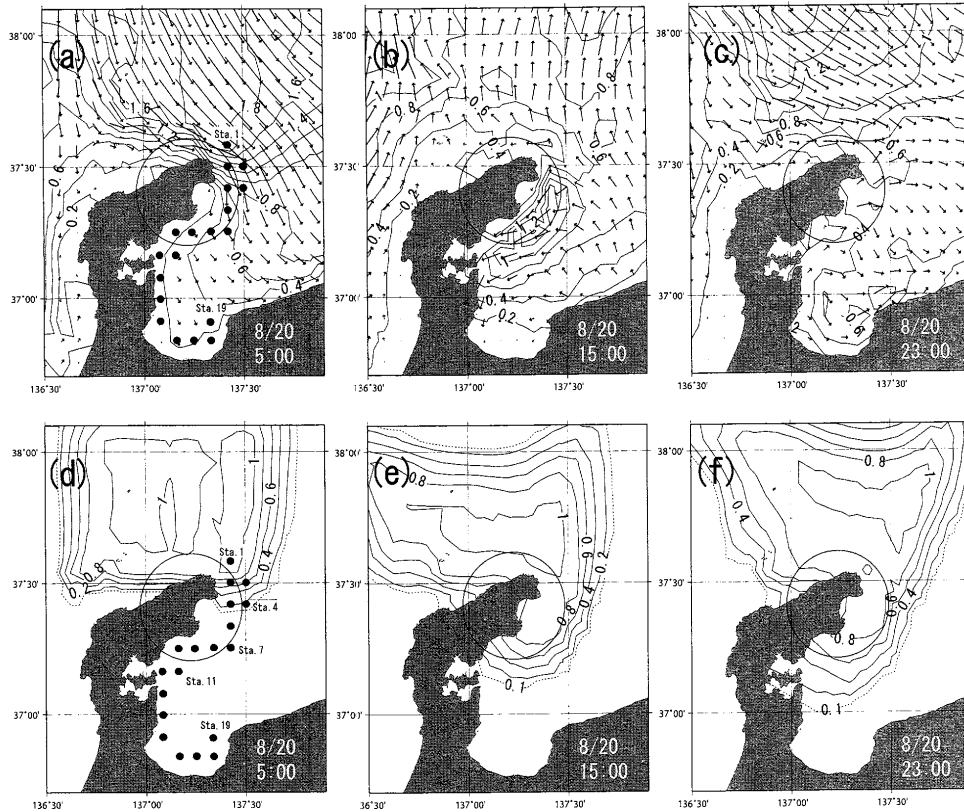


Fig. 5. The same as Fig. 3 but for the typhoon 200418 (Songda).

軸方向の流速成分をそれぞれ Fig. 4, Fig. 5 に示す。長手崎と大野木で観測された近慣性周期の現象、前波での強流後の流速の減衰傾向など、台風 15 号の場合とある程度特徴が類似している。台風 16 号の場合では、流速値が全体的にやや低くシミュレーションされているものの、各地点の急潮は定性的によく表現できている。

実験結果と観測値をより詳細に比較すると、計算された長手崎の位相がやや遅れる傾向が認められる。長手崎の流速データは沿岸から 500 m 程度の海域に設置されているため、本モデルの解像度(格子幅 8~10 km)では、沿岸の流速変化を詳細には再現できなかった。逆に、前波と大野木では、測器が海岸線から数 km 以上離れて設置しており、台風 18 号の場合も含めて、流速変化の再現性が良い。



**Fig. 6.** Horizontal velocity distribution superimposed on the water speed at 2.5 m depth for (a) 5:00, (b) 15:00, and (c) 23:00 of August 20th, 2004 JST. (d)~(f). Bottom rows indicate the time sequence of non-dimensional passive tracer concentration released at 2:00 on 20 August 2004. Black dots indicate sampling locations numbered 1 to 19 from north to south in Fig. 7.

以上の比較から、本数値計算は、能登半島周辺の急潮を大局的によく再現できることが示された。以降では、数値計算結果の解析を通して、急潮のメカニズムについて調べていく。

#### 4. 能登半島周辺海域の急潮の特性

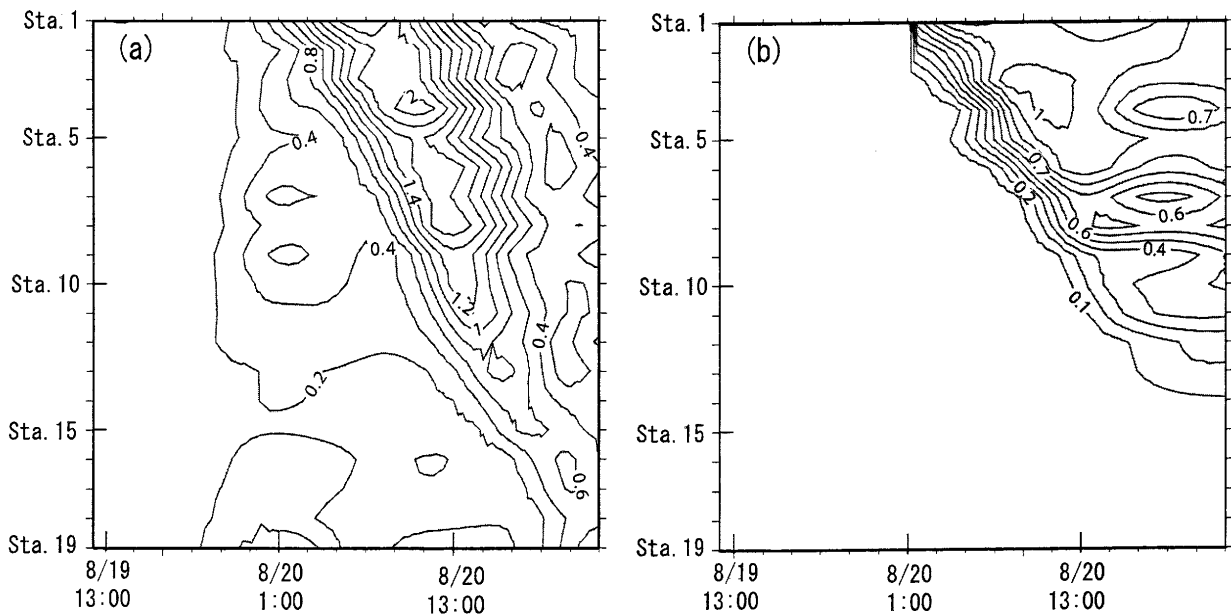
##### 4.1. 急潮の発生

モデル計算によって得た台風15号通過に伴う急潮発生時の流速分布図を Fig. 6 上段に示す。8月20日午前5時では能登半島北岸にて  $2 \text{ m s}^{-1}$  弱、午後3時頃には能登半島東岸で  $1 \text{ m s}^{-1}$  強の非常に強い流れ、すなわち急潮が発生している。その後、午後11時頃には、富山湾奥でも  $0.6 \text{ m s}^{-1}$  の強流が見られる。一連の急潮は、能登半島北方から、ほぼ等深線に沿って半島北東岸から富山湾内へと侵入していると考えられる。

伝播の速さを推定するため、流速絶対値の時間-距離

断面図を作成した (Fig. 7a)。観測点は Fig. 6a の Sta. 1 ~ Sta. 19 に示したとおりで、これらは各時刻において能登半島岸沿いの流速絶対値が極大となる地点、つまり急潮の経路上に位置するように配置してある。図をみると、大慶・奥野 (2005) の報告と同様に、急潮が長手崎→前波→大野木の順に、約  $2 \text{ m s}^{-1}$  の速さで伝播していくことが確認できる。

源流域である能登半島北方 (北緯  $38^\circ$ 、東経  $137^\circ$ ) においては、8月20日の台風接近により、急激に強い流速が生じていた (Fig. 8)。台風接近後は、南北方向と東西方向の流速成分の振幅がほぼ等しく、位相が約  $90^\circ$  異なる、時計回りの回転を示している。流速成分に対するスペクトル解析を行なうと (Fig. 9)、同地点での慣性周期 (約 0.812 日) に非常に近い周期の運動が卓越していることが分かる。このような特徴は日本海南部の広い領域で見られ、台風の通過に伴って急激に (近) 慣性振動が励起されたと判断される。実際に、台風通過



**Fig. 7.** Time-space diagram of (a) the water speed and (b) the nondimensional passive tracer along the Noto Peninsula during the period from 13:00, 19th to 23:00, 20th of August, 2004. The stations 1~19 are defined in Fig. 6. The contour intervals are (a)  $0.2 \text{ m s}^{-1}$  and (b) 0.1, respectively.

後における表層流は、日本海南部のほとんどの海域で  $1 \text{ m s}^{-1}$  を超え、 $2 \text{ m s}^{-1}$  をも超える流速も推算されている (Fig. 10)。対馬暖流の流速は一桁小さく、表層流の運動エネルギーのほとんどは慣性周期に集中している。鉛直方向には、季節躍層を境界として水平流速ベクトルが螺旋構造を示すので、夏季の強い成層状態に依存して、実質的に 20~30 m の薄い表層のみが台風の風応力に応答し、全域的に強い吹送流が励起されたものと理解できる。

能登半島周辺に注目すると、半島の東岸の方が北岸・西岸沿いよりも 2 倍以上の流速 (運動エネルギーとして評価すると約 4 倍以上) を示している (Fig. 10)。モデル計算結果に基づき運動エネルギーの伝達過程を解析すると、能登半島東岸の急潮は、明らかに北方沖合いから南向きに伝播しており、海岸線沿いに能登半島を周回して来るエネルギーは相対的に小さい。能登半島北東方で発生する近慣性流が直接能登半島東岸に襲来し、急潮発生の主要因となったと判断される。

#### 4.2. 能登半島北東海域

水平流速と急潮の伝播速度が同程度であることから、受動濃度トレーサー実験によって、海水自身の移動を

調査し、輸送の影響を定量的に評価する。この受動トレーサーは、温度や塩分と同一の移流拡散方程式で支配される濃度変数としてモデル内で計算される。濃度分布の動きを追跡することで、水塊がどのように移動し、拡散するかを把握することができる。一方、海水や物質の移動を調査するためには、ラグランジュ的粒子トレーサー計算の方がより広く認知されているかもしれない (今里・淡路, 1982 など)。粒子数が多くなると、粒子トレーサーの濃度と濃度トレーサーの解はほぼ一致するので、今回の実験では、数値計算の簡便さの面から有利な濃度トレーサーを計算した。

まず、台風 15 号通過時である 2004 年 8 月 20 日午前 2 時に、単位濃度 1.0 の受動トレーサーを能登半島北方の約  $70 \text{ km} \times 80 \text{ km}$  の範囲に一様に分配した。直後には、鉛直混合や移流などの効果によって、その水平濃度分布は不均一になる (Fig. 6d)。その後、Sta. 8 付近まで濃度はほとんど薄まらず、初期濃度に近い濃度を保ったまま能登半島に沿って時計回りに輸送されている (Fig. 7b)。また、濃度の移動速度は水平流速ベクトルとよく一致している。この時間スケールでは、拡散項の影響はほとんど無視できるので、強い水平流速によって能登半島北方の海水が直接移動 (移流) したと

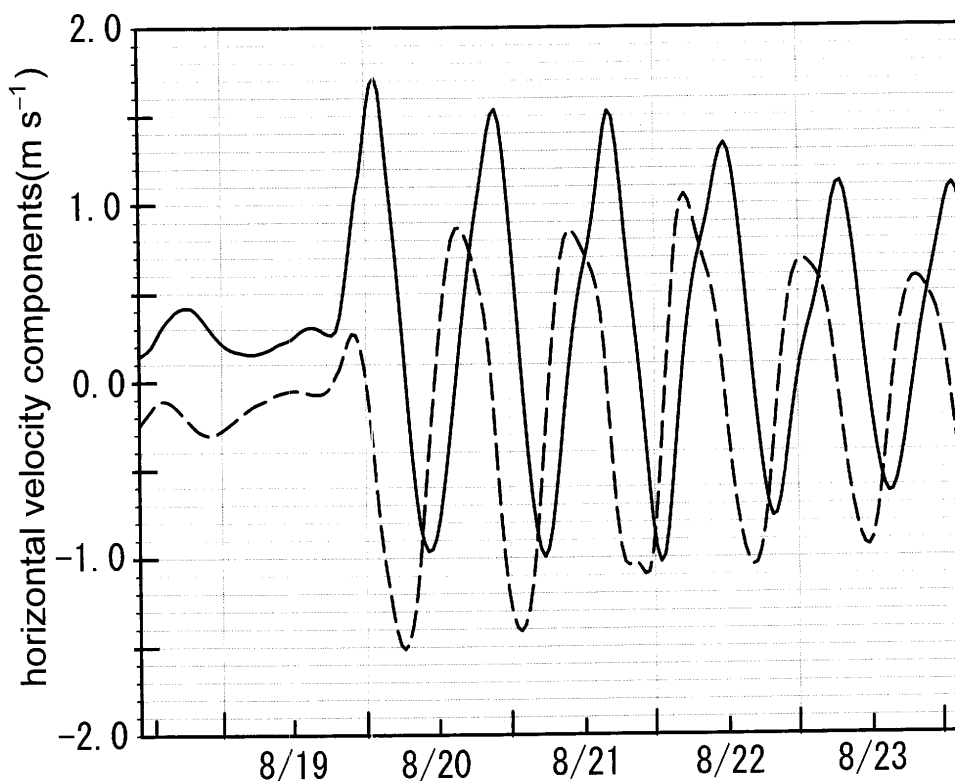


Fig. 8. Time series of the horizontal velocity components ( $\text{m s}^{-1}$ ) simulated at  $38^\circ\text{N}$ ,  $137^\circ\text{E}$ . The solid and dotted curves indicate the eastward and northward components, respectively.

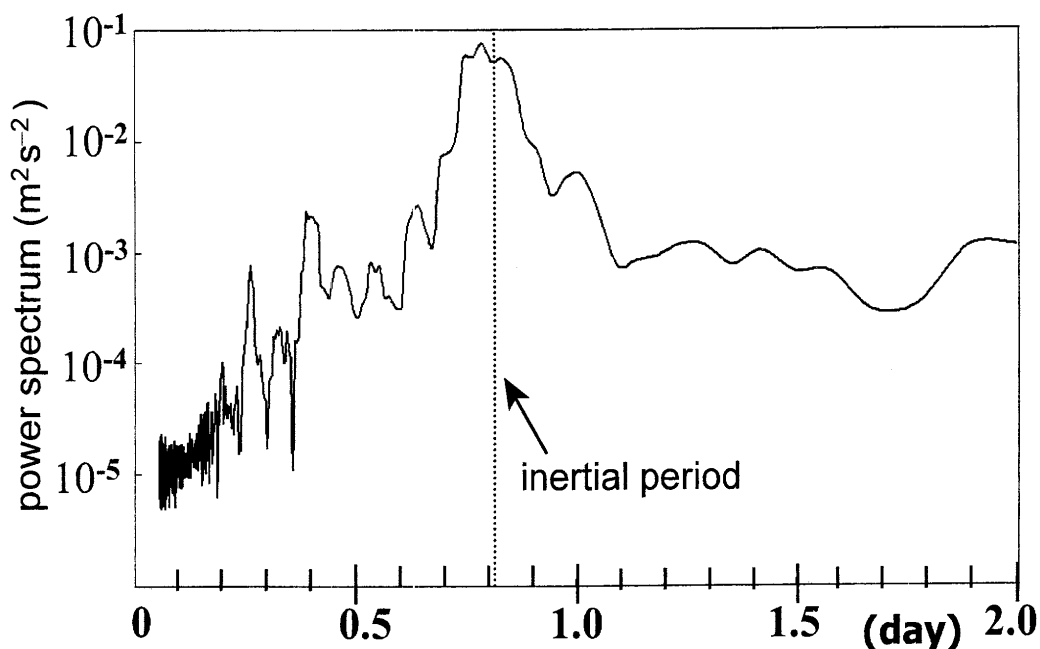
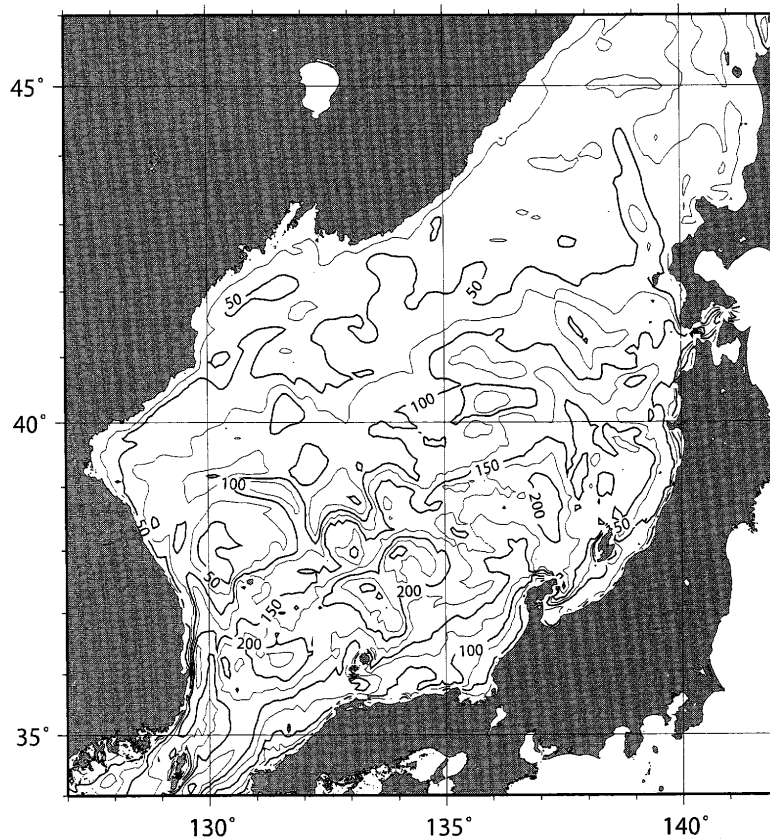


Fig. 9. Power spectrum of the eastward velocity component at  $38^\circ\text{N}$ ,  $137^\circ\text{E}$  ( $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ ) in variance-preserving form.

解釈できる。さらに、午後3時 (Fig. 6e) から午後11時 (Fig. 6f) へと、湾内にトレーサーが侵入していくが、

先端の濃度は徐々に小さくなっている。前波以南では、湾外の海水の流入は限定的である。



**Fig. 10.** Maximum water speed ( $\text{cm s}^{-1}$ ) simulated at 5~12.5 m depth during the typhoon 200415 period. The contour interval is  $25 \text{ cm s}^{-1}$ .

Fig. 6 内に描いた円は、振幅を  $2 \text{ m s}^{-1}$  と仮定した場合の慣性円であるが、この大きさと能登半島の半周回スケールはほぼ一致する。能登半島北方で理想的な慣性振動が励起されたとすれば、陸地境界に遮られることなく、約半周期後に富山湾内に達することができる距離である。実際には沿岸境界が存在するため、波動伝播の性質は慣性振動から強制的に近慣性周期の沿岸捕捉波へ変化していると考えられるが、その流速の大きさから、非線形の移流効果が主要な役割を果たしている可能性が高い。しかし、沿岸に接した後は、流速が徐々に減衰するため、南方ほど移流の効果が徐々に失われていくと見なされる。

移流項の卓越は、長手埼における流速変化、特に観測データの時系列 (Fig. 3, Fig. 4, Fig. 5) にも現れている。非線形波動に特有な非正弦的な流速変化、つまり急激な南あるいは南西向き流速の発生の後、なだらかに流速が弱まる傾向が認められる。解像度に限りがあるため、観測値ほど急激な非線形変化を数値モデルで

再現することは困難だが、ゆるやかな北上流の後に南下流へ急転する非正弦的傾向が確認できる。逆に、南方の地点ほど正弦的な流速変化を示すことが多く、間接的ながら、能登半島北東海域での移流項の卓越を支持する根拠となる。

2004年の台風15号、16号、18号の急潮の強さを比較すると、長手埼付近で15号 > 18号 > 16号の順に流速が大きく、受動トレーサーの南進も同様の傾向である (Fig. 11, Fig. 12)。台風によって励起された吹送流が強いほど、水塊移動を伴った急潮がより勢いよく湾内へと侵入している。一方、その流速差に関わらず、台風の最接近から沿岸への急潮襲来までの経過時間や流速変化の様子は、どの台風の場合でも大差ない。したがって、吹送流の大きさに応じた慣性相当円を經由して、能登半島沿岸の急潮が引き起こされていると考えることができる。

能登半島付近における台風通過時の風速は、再接近した台風16号の場合が最も強かったが、急潮の大きさ



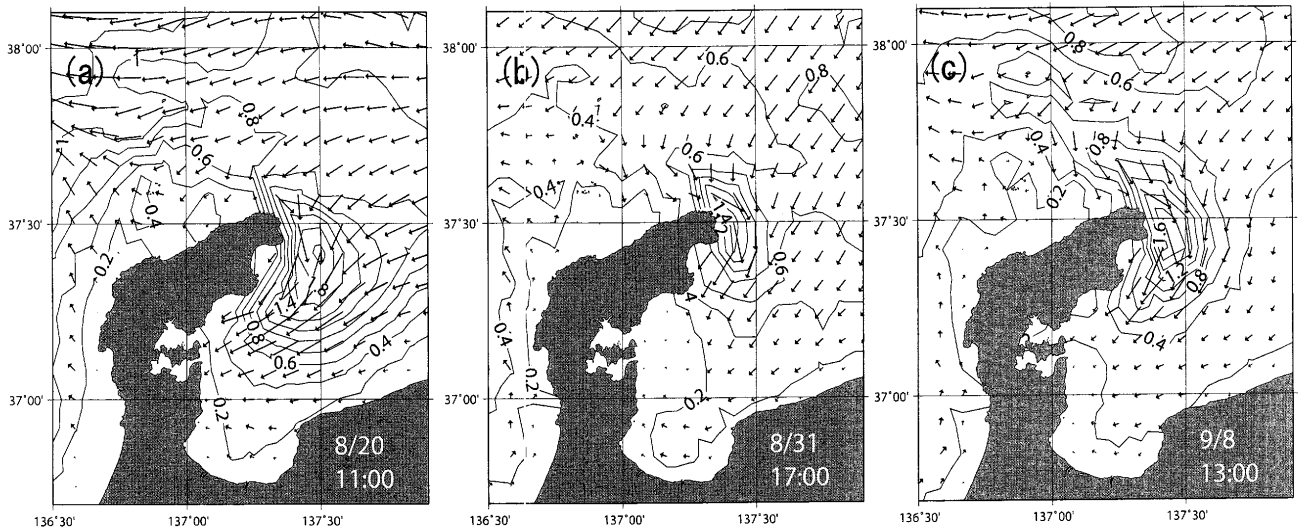


Fig. 11. Velocity field strongest at Nagatezaki during each typhoon period. The amplitude and directions of velocity are indicated by contour and arrow, respectively. The contour interval is  $0.2 \text{ m s}^{-1}$ .

は能登半島から離れた日本海を約1日かけて横断した台風15号直後の方が強かった (Fig. 1)。風速の大きさもさることながら、近慣性流を励起する吹送時間も重要な要素であると考えられる。移流効果の強さは、台風によって励起される吹送流の大きさに依存して決定され、外洋域で振幅  $2 \text{ m s}^{-1}$  を超える近慣性流は、半島中部 (前波付近) まで時計回りに直接達することができる、とするのが一つの目安となるだろう。

#### 4.3. 富山湾内

Fig. 6 からも明らかなように、前波以南の富山湾内では、台風通過後もしばらく強い流速がみられないことから、湾内の風で局所的に急潮が励起されたとは考えられない。湾外からの影響によって急潮が発生するとする従来からの定説 (大慶・奥野, 2005) は、今回の数値実験においても確認される。

能登半島の北方から伝播してきた急潮は、湾内において徐々に弱くなるものの、前波以南も沿岸に沿って約  $2 \text{ m s}^{-1}$  の速さのまま南進を続けている (Fig. 7a)。しかし、受動トレーサーは、そこまで侵入しない (Fig. 7b)。流速値 ( $1 \text{ m s}^{-1}$  以内) が伝播速度 (約  $2 \text{ m s}^{-1}$ ) をかなり下回るため、もはや水塊の移流効果は小さい。湾内の急潮は相模湾、若狭湾などで報告されているように、

内部ケルビン波や陸棚波などに代表される線形的沿岸捕捉波の伝播によってもたらされた可能性が高い。

Huthnance (1978) は、陸棚が存在する成層海洋での沿岸捕捉波を、陸棚波型か内部ケルビン波型かを区別する手法として、成層パラメータ

$$\epsilon = \frac{\lambda}{L} \quad (1)$$

を導入している。 $\lambda$  は内部ロスビー変形半径、 $L$  は陸棚の幅であり、 $\epsilon \ll 1$  の時は陸棚波タイプ、 $\epsilon > 1$  の時は内部ケルビン波タイプとなる、としている。夏季～秋季の富山湾の鉛直密度構造に対して、力学モード展開 (Gill, 1982) を行なうことにより求めた傾圧第一モードの位相速度 (固有値)、つまり内部重力波の位相速度から内部ロスビー変形半径を求めると、約  $20 \text{ km}$  となった。一方、Fig. 2 の等深線を見ると、富山湾内は陸棚がほとんど無く、陸棚の幅は  $10 \text{ km}$  程度である。つまり、成層パラメータは2程度と見積もられ、富山湾内では内部ケルビン波が卓越すると判断できる。

力学モード展開によって求められた、湾内での平均的な内部重力波位相速度は約  $2 \text{ m s}^{-1}$  となった。一方、急潮の伝播速度も約  $2 \text{ m s}^{-1}$  で、内部重力波の位相速度とよく一致する。やはり、流速が弱まった海域においては、急潮は線形内部ケルビン波の性質をもって伝播すると考えて問題ないだろう。台風15号だけでなく、

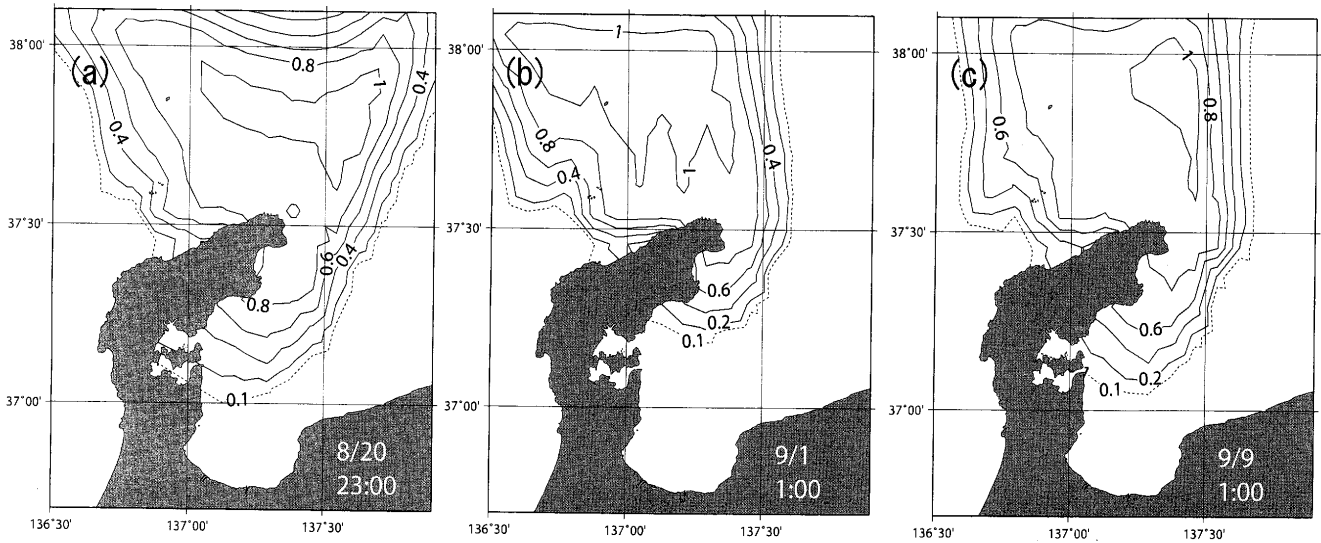


Fig. 12. Maximum passive tracer intrusion into Toyama Bay during each typhoon period.

16号, 18号の場合でも急潮は富山湾内に侵入しており, やはり内部ケルビン波が重要になると考えられる。例えば, Fig. 12より明らかなように, 受動トレーサーは湾奥までは達することがない。底摩擦や粘性によって流速が減衰し, 移流項が相対的に小さくなることによって, 前波付近かその北東沿岸で圧力傾度項が卓越するため, 線形内部ケルビン波の性質が強くなると考えられる。

## 5. おわりに

本研究では, 2004年夏季に発生した急潮について数値計算を行なった。まだ実態の解明が十分でない能登半島東岸の急潮に関して, 初めて高い再現性を得たといえるだろう。また, その発生や伝播のメカニズムについてもかなり示唆に富んだ結果を得た。

強い台風が夏季から秋季に日本海を通過した場合, 対馬暖流の広い海域に吹送流としてほぼ円運動する近慣性振動が励起される。しかし, 躍層の弱い亜寒帯循環域では, 励起される表層流も弱い。実際に, 能登半島東岸で急潮が観測されるのは夏から秋の成層期のみであり(大慶・奥野, 2005), 季節躍層の存在が, 強い近慣性運動の発生に深く関連しているに違いない。台風襲来前の成層状態を初期値として正確に与えることが, 慣性振動を再現するための必須条件であろう。

また, 本研究のシミュレーションの結果,  $2 \text{ m s}^{-1}$ にも達する吹送流が, その強い流速の移流効果によって直接的に湾内へ貫入してくると判断された。地球回転の効果により, 吹送流は慣性振動の性質を帯びるが, 能登半島の周辺においても, 強流が時計回りに慣性周期で周回している。その一部として, 能登半島北東方で生じた吹送流が, 慣性振動の周回方向に移動し, 能登半島東岸に10時間以上遅れて強流をもたらしている。慣性周回方向と沿岸地形捕捉波の伝播方向が一致し, 波動の分散性がさらに小さくなっている可能性もある。

外洋域であれば, 海域全体が慣性振動によって円運動するため, 移流項の空間微分を零と見なすことができるが, 実際に発生する近慣性振動の波長は, 特に沿岸付近で有限となる。本実験の結果においても, Fig. 7aなどから明らかなように, 台風通過後に湾外と沿岸域で大きな流速差が生じており, 移流効果が急潮の初期伝播に重要な役割を果たしているものと推察される。沖合いでの慣性円運動が沿岸に近づくと, 境界条件の制約から海岸線に直交する成分が減衰され, 結果的に海岸線に沿った方向のみに運動が卓越するはずである。数値実験の結果においても, 半島中部(前波付近)での急潮の流速は  $1 \text{ m s}^{-1}$ 程度にまで減衰され, 移流効果よりも内部ケルビン波の性質が顕著になる。結果的に急潮の伝播速度は, 内部ケルビン波の位相速度 ( $2 \text{ m s}^{-1}$ 程度)に維持され, 沿岸に沿って南進を続けることとな

る。ただし、本モデルの解像度は 10 km 弱と粗いので、湾内の波動が十分解像されていない。今後、より詳細な構造の再現が望まれる。同時に、慣性円運動から内部ケルビン波への詳細な減衰・変換過程も明らかにする必要がある。

なお、台風 16 号に関して数値計算と観測結果を比較した結果、流動の傾向は類似していたものの、流速値は数値計算結果の方が全体的に低く見積もられた。台風 15 号、18 号と比較して、台風 16 号の中心部はかなり能登半島に接近した (Fig. 1)。南西風の領域が狭かったため、再現性を向上するためには、より高い解像度の気象モデル・海洋モデルが要求されるのかもしれない。数値計算結果よりも観測された流速絶対値が大きいことから、実際には Fig. 12b よりも受動トレーサの侵入が強い、つまりより多量の水塊が能登半島北方から湾内へ侵入していることが考えられる。

能登半島東岸で発生する急潮は、主に日本海を台風が通過し、南西風が卓越した場合に発生することが多い事実に疑いはない。しかし、一般的に台風通過に伴う強風は、進行方向の右側で強く、左側は弱い傾向にあること、日本海を通過した場合は勢力が維持されやすいが、本州を横断した場合は、台風の勢力が弱まりやすい等の気象条件から、成層期に同海域では南西風のみが強く吹く可能性がある、という見方もできる。しかしながら、例は少ないものの、その他の進路で、特性の異なった急潮が発生することもあるようだ (2004 年台風 23 号等)。今後は、さらに多様なケースでの実験を行ない、台風の進路の依存性なども考慮していく必要があるだろう。

## 謝 辞

急潮時の流速データは石川県水産総合センターの大慶 則之様から提供していただきました。厚く御礼申し上げます。また、九州大学応用力学研究所の尹 宗煥先生、松野 健先生、馬谷 紳一郎先生、東京海洋大学の井桁 庸介様、京都府立海洋センターの傍島 直樹様、その他大勢の方から有益なコメントをいただきました。心より感謝いたします。本研究の一部は、文部科学省「科学技術振興調整費」及び農林水産省「先端技術を活用した農林水産研究高度化事業」より援助を受けました。

## References

- Choi, B. H., K. O. Kim, and H. M. Eum (2002): Digital bathymetric and topographic data for neighboring seas of Korea. *J. Korean Soc. Coastal Ocean Eng.*, **14**, 41–50 (in Korean with English abstract).
- Garratt, J. R. (1977): Review of drag coefficients over oceans and continents. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 915–929.
- Gill, A. E. (1982): *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press, San Diego, 662 pp.
- Hirose, N. (2005): Least-squares estimation of bottom topography using horizontal velocity measurements in the Tsushima/Korea Straits. *J. Oceanogr.*, **61**, 789–794.
- Hirose, N., J.-H. Yoon, H. J. Lee, and H. Kawamura (2006): Sequential forecasting of the surface and sub-surface conditions in the Japan Sea, submitted.
- Huthnance, J. M. (1978): On coastal trapped waves: analysis and numerical calculation by inverse iteration. *J. Phys. Oceanogr.*, **8**, 74–92.
- 井桁 庸介, 北出 裕二郎, 松山 優治 (2003): 台風 8818 号の通過に伴い発生した相模湾の急潮に関する数値実験. 海の研究, **12**, 603–617.
- 今里 哲久, 淡路 敏之 (1982): 明石・鳴門海峡を通過しての海水交換の数値実験. 沿岸海洋研究ノート, **20**, 19–32.
- 海洋情報研究センター (2003): JTOPO1-北西太平洋 1 グリッド水深データ, CD-ROM.
- 北出 裕二郎, 松山 優治, 岩田 静夫, 石戸谷 博範, 清水 顕太郎, 渡辺 勲 (1996): 台風の通過に伴う相模湾の水温・流速変動. 沿岸海洋研究, **33**, 191–202.
- 熊木 豊, 上野 陽一郎, 傍島 直樹, 松山 優治 (2005): 台風 0406 号通過に伴い発生した京都府沿岸の急潮. 海の研究, **14**, 653–664.
- Lee, H. J., J. H. Yoon, H. Kawamura, and H.-W. Kang (2003): Comparison of RIAMOM and MOM in modeling the East Sea/Japan Sea circulation. *Ocean Polar Res.*, **25**, 287–302.
- 松山 優治, 岩田 静夫, 前田 明夫, 鈴木 亨 (1992): 相模湾の急潮. 沿岸海洋研究ノート, **30**, 4–15.
- Noh, Y. and H. J. Kim (1999): Simulations of temperature and turbulence structure of the oceanic boundary layer with the improved near-surface process. *J. Geophys. Res.*, **104**, 15,621–15,634.
- 大慶 則之, 奥野 充一 (2005): 能登半島東岸で観測された急潮の特性. ていち, **108**, 1–10.
- Umatani, S. and T. Yamagata (1987): Evolution of an isolated eddy near a coast and its relevance to the “Kyucho”. *J. Oceanogr. Soc. Jpn.*, **43**, 197–203.

## Numerical Simulation of Kyucho along the Eastern Coast of the Noto Peninsula in 2004

Yusuke Asa<sup>†</sup>, Naoki Hirose<sup>‡</sup>, and Tomoharu Senjyu<sup>‡</sup>

### Abstract

After the passage of typhoons along the eastern coast of the Noto Peninsula, the high-frequency strong current, Kyucho, often damaged the set-net fisheries. Numerical experiments were performed in this study, using a three-dimensional ocean general circulation model to understand the characteristics of the Kyucho. The model simulates well features such as the 20-hour lag of the typhoon, together with the large magnitude and periodicity of the horizontal velocity directly measured by current meters in 2004. The simulated results indicate that the surface drift current caused by the strong wind north of the peninsula causes the Kyucho along the eastern coast to have a strong advection effect, and to propagate along the coast of Toyama Bay as a linear, internal Kelvin wave. The difference among the three typhoon cases showed that the inertial amplitude of the drift current essentially controls the penetration of water mass from north of the peninsula into the bay.

**Key words:** Kyucho, OGCM, typhoon, near-inertial current, coastally trapped wave

(Corresponding author's e-mail address: [hirose@riam.kyushu-u.ac.jp](mailto:hirose@riam.kyushu-u.ac.jp))

(Received 4 April 2006; accepted 6 October 2006)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2007)

---

<sup>†</sup> Interdisciplinary Graduate School of Engineering Sciences, Kyushu University, 6-1 Kasuga, Fukuoka, 816-8580, Japan

<sup>‡</sup> Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University, 6-1 Kasuga, Fukuoka, 816-8580, Japan