



Title	富山湾における数日周期の風強制流速変動
Author(s)	相木, 智一; 磯田, 豊; 小善, 圭一
Citation	北海道大学水産科学研究彙報, 57(1-2), 9-18
Issue Date	2006-11
Doc URL	<a href="http://hdl.handle.net/2115/32481">http://hdl.handle.net/2115/32481</a>
Type	bulletin (article)
File Information	P9-18.pdf



[Instructions for use](#)

## 富山湾における数日周期の風強制流速変動

相木 智一<sup>1)</sup>・磯田 豊<sup>1)</sup>・小善 圭一<sup>2)</sup>

(2006年5月1日受付, 2006年10月30日受理)

### Current Variations with Several-Day Period Caused by Wind in the Toyama Bay

Tomokazu AIKI<sup>1)</sup>, Yutaka ISODA<sup>1)</sup> and Keiichi SYOUZEN<sup>2)</sup>

#### Abstract

Two-layer current measurements were carried out at the bay-head over the shelf of the Toyama Bay, from 24 February to 13 March 2002. The upper was set at 100 m and lower at 300 m below the sea surface. Current fluctuations caused by wind variation with several-day period are observed. It is found that the phase difference between upper and lower current variations shows about 90 degree. Such fluctuations cannot be explained by a single baroclinic coastal-trapped wave (out of phase) and barotropic one (in phase). So, the generation and propagation of several-day period fluctuations forced by wind were investigated by using the numerical two-layer model. In result, the observed current fluctuations can be reasonably explained by two-type coastal-trapped waves simultaneously excited mainly by north-south wind variations. One is internal Kelvin wave propagated in the upper layer with phase velocity of about  $1\text{ms}^{-1}$  and the other is the bottom-trapped shelf wave slowly propagated with phase velocity of about  $0.25\text{ms}^{-1}$ .

**Key words** : Toyama Bay, current variation, wind forcing, internal Kelvin wave, bottom-trapped shelf wave

#### 1. はじめに

Fig. 1は富山湾周辺海域の海底地形を示す。図のほぼ中央を北側に突き出した半島は能登半島 (Noto Peninsula) である。対馬/大韓海峡から続く 200 m 以浅の陸棚は能登半島北部まで存在し、その陸棚幅は半島北部で最も広がり、白山浅堆 (Hakusan shoal) と呼ばれる浅瀬を形成している。能登半島東側の富山湾 (Toyama Bay) では陸棚が急激に衰退し、沿岸から 10 km 以内で 1,000 m 以深にも達する急深な陸棚斜面となっている。この深みは北側の大和海盆 (Yamato Basin) に繋がるもので、富山海谷 (Toyama trough) を形成している。

このように沿岸近くまで沖合の水塊が接岸できる富山湾沿岸域は全国屈指の定置網銀座 (ブリ, フクラギ, スルメイカ, 蛍イカ, シロエビなど) として知られ、大型定置網約 80 統, 小型定置網 70~80 統が季節毎に敷設されている。この定置網漁業において海流の短期変動 (1ヶ月以内の変動) を知ることは、湾内における魚の回遊経路の予測や低気圧の通過などに伴う急潮から定置網破損の被害を軽減するために重要である。しかし、富山湾の短期変動に関する学術的な流速観測報告はなく、急潮の発生・伝播特性に関

する海洋物理学的な研究もまだ行なわれていない。

富山県水産試験場は深層水の取水口付近の短期流速変動を知ることを目的に、Fig. 1の T 点 (滑川沖陸棚斜面上の水深 332 m) において 2 層の流速観測 (水深 100 m と 300 m) を実施した。観測に用いた流速計は AREC 電子社製の電磁流速計 (COMPACT-EM) で 15 分間の平均流速と水温が同時に記録され、観測期間は海面冷却時である冬季 (2002 年 2 月 24 日~3 月 13 日) の 17 日間である。本研究では上記の観測で捉えられた流速変動を説明できる第一候補として数日周期の風強制の可能性を提示する。解析に使用した風速・風向データは、流速観測期間を含み前後 7 日を加えた 2002 年 2 月 17 日~3 月 20 日における 6 時間毎の NCEP/NCAR surface flux 再解析データ (<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis>) である。なお、抽出した風速・風向データは流速観測地点に最も近い能登半島付近の格子 (東経 136.875°, 北緯 37.1422°) の値とした。観測された流速変動の流速値は最大でも  $20\text{cms}^{-1}$  程度であり、定置網に破損被害を与えるような大きな流速を伴う急潮ではなかった。しかし、上下層間の流速変動は後述するような興味深い位相差を示していた。この位相差は数日周期の風強制に伴う富山湾特有の流速変動と思われ、急潮に関する今後の

<sup>1)</sup> Graduate School of Fisheries Sciences, Hokkaido University  
(北海道大学大学院水産科学研究院)

<sup>2)</sup> Fisheries Station of Toyama Prefecture  
(富山県水産試験場)

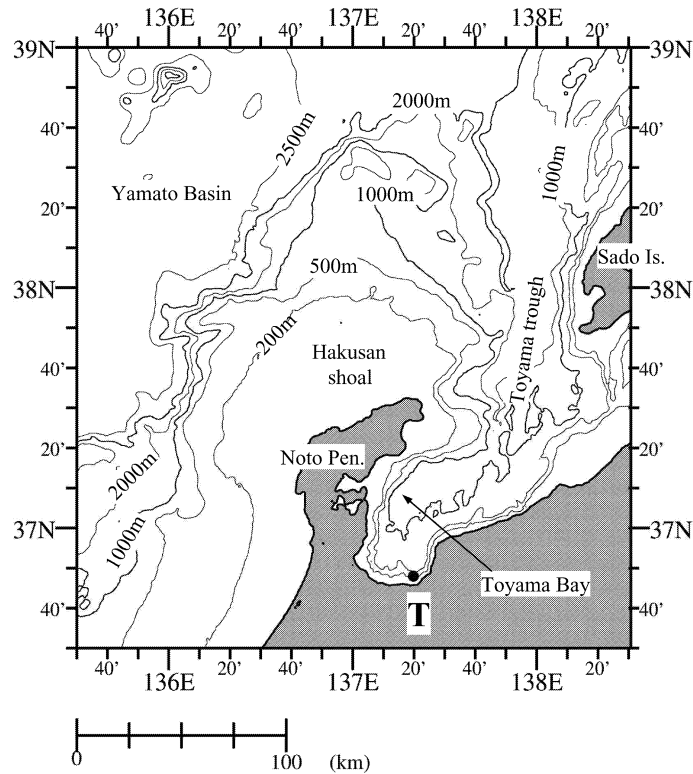


Fig. 1. Bottom topography around the Toyama Bay. Current variations were observed at the point *T* denoted by symbol '●'. Numerals on the bottom contour line are in meters.

研究においても役立つ知見の一つと考える。本研究ではこの位相差に注目し、その力学的原因を簡単な数値モデルを用いて考察した。

## 2. 上下層の流速ベクトル時系列

本研究では数日周期変動を解析対象としているため、流速・水温データは25時間の移動平均を施し、風速データは線形補間(流速データの観測間隔と同じ15分間隔)を行った後に25時間の移動平均を施した。そして両データともに、6時間毎にサブサンプルしたものを本研究の基本データとした。Fig. 2は上から順に、風速ベクトル時系列(図の上が北向き)、上下層の流速ベクトル時系列(図の上は東向き)である。上下層の流れはともに海岸線に沿った方向の東西流が支配的であり、観測期間(17日間)の平均流でみると、上層は西流( $-5.2 \text{ cm s}^{-1}$ )、下層は東流( $+1.7 \text{ cm s}^{-1}$ )となっている。また、この平均流には3回程度の流向・流速変化による擾乱が重なっており、この擾乱を周期変動とみれば大雑把に(2週間/3回)約5日周期となる。東流の強まりもしくは西流の弱まりの時期を指標にして、3回の擾乱を上層流はa1~a3、下層流はb1~b3で示した。ここでは水温の時系列を示さないが、上層は10.5~11.5°C(1°C以内の変動)、下層は1.0~2.7°C(2°C以内の変動)にあり、水温変動の振幅は非常に小さく、両層の水温差は約10°Cであった。この水温値と水温差から判断して、

上下層の流速計はそれぞれ対馬暖流水内(もしくは冬季表層混合層内)と日本海固有水内に位置していたと考えられ、水深100mと300mの間には対馬暖流下部に相当する永年躍層が存在していたと推測される。

我々が注目した特徴は上下層流の位相差である。平均流が重なっていることを考慮して流速ベクトル時系列をみると、3回の擾乱において上層流(下層流)が極大となったとき、下層(上層)では流向が変化する傾向がみられる。例えば、2月26~27日に上層流が西向き極大となったとき、下層では東から西向きへ流向が変化し、2月28日に上層流が東向き極大となったとき、下層では西から東向きへ流向が変化している。同様な位相関係は3月3・5~6・11日ころにもみられる。すなわち、約5日周期変動の上下層流の位相差は約90°のようにみえる。このことは、観測された約5日周期の流速変動が躍層を挟んで上下層で流れが逆位相(~180°)となる純粋な傾圧波でも、上下層で同位相(~0°)となる純粋な順圧波でも理解できないことを示唆している。

## 3. 流速東西流成分と風のラグ相関解析

上下層流の間には単純には解釈できない位相差はあるものの、約5日周期の流速変動は上下層に共通しており、同じ擾乱の現象と考えられる。このような周期変動を励起する強制力として、Fig. 2の上段に示した風強制が挙げら

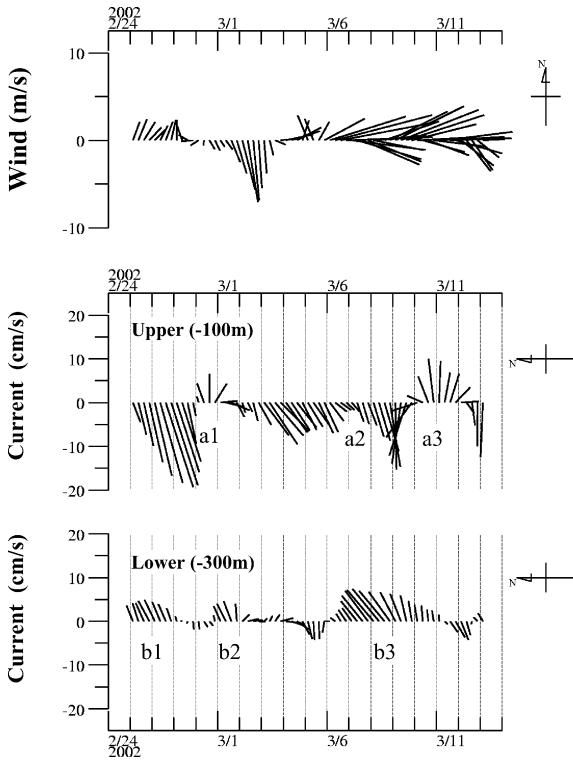


Fig. 2. Time series of 25-hour running mean wind vector, current vectors in the upper (100 m) and lower (300 m) layers. Symbols from a1 to a3 in the upper layer and from b1 to b3 in the lower layer denote the eastward flow disturbances at three times.

れる。観測時期の風速は最大でも  $10 \text{ ms}^{-1}$  程度であり、前半の2月24日～3月2日は約6日で1周期の南北風、後半の3月3～12日は南西風から北西風へ変化する擾乱を2回程度(4～5日周期)みることができる。このように風強制は観測の前半と後半で風向を大きく変化させており、Fig. 2に示したベクトル時系列の比較だけから風速変動と流速変動との関係は明瞭でない。さらに、沿岸に平行な風強制により沿岸捕捉波(北半球では岸または浅瀬を右手に見て伝播する波)が励起されることを想定すれば、能登半島が北側に突き出しているために(Fig. 1を参照)、あらゆる方向の風強制で波が励起される可能性が考えられる。例えば、南北風の場合は半島の東西両側で符号の異なる波動が励起され、適当な位相速度で  $T$  点まで伝播することが推測される。東西風では半島の北側で励起された波動が  $T$  点まで伝播し、湾奥の  $T$  点付近で励起された波動と重ね合わさることが推測される。

そこで、卓越している東西流成分に対して、16方位の風速8成分のラグ相関解析を行った。風速成分の正の方向は北から時計回りに南南東までとし、流速成分は東向きを正とした(Fig. 3(a)の模式図を参照)。Fig. 3(b)の左側が上層流と風速成分、右側が下層流と風速成分、そして上段が風速成分の北・北北東・北東・東北東向き成分(細線→太線)とのラグ相関解析、下段が風速成分の東・東南東・南東・

南南東向き成分(細線→太線)とのラグ相関解析の結果である。流れと風の変動周期が約5日であることより decorrelation time  $T_0$  は5日/4=1.25日、これは風や流れの自己相関から見積もられる  $T_0$  とほぼ一致している(図は省略)。よって、自由度 ( $n$ )=流速観測期間(約16日)/ $T_0$ ~13から、95%の有意水準となる相関係数は0.514(各図の横実線)となる。

風強制を想定して、風が流れよりも先行している領域(ラグ日が正)をみると、上下層の東西流はともに風のほぼ南北成分に対して高い相関を示す。上層流は北向きの風(N)に対して約2.5日遅れで東向きの流れ(ただし、統計的には有意でない)、もしくは南南東向きの風(SSE)に対してほとんど遅れはなく(正確には-0.5日遅れ)東向きの流れに有意な相関がある。下層流は北向きの(NもしくはSSE)の風に対して約6.5日遅れで西向きの流れと有意な相関がある。この下層流の遅れ時間(約6.5日)は、擾乱周期の約5日より大きな値である。この結果をそのまま解釈すれば、あるとき観測される  $T$  点の下層流は約1周期前の風強制による流速変動であることになる。次節以降で示す風強制の数値モデル計算において、この結果の確からしいことがわかる。

#### 4. 風強制による2層の数値モデル

数値モデルは永年躍層を表現した2層モデル(Fig. 4a)とした。本モデルを用いて、はじめに、Fig. 2上段に示した風強制を与えて観測された流速変動がどれだけ再現できるのかをまず検討し、次に、流速変動と相関が高かった南北風成分を5日周期の理想的な風強制とした海洋の応答問題を考える(5節)。

地形条件及びモデル設定は下記の通りである。数値計算のモデル海は励起される波の伝播方向(岸及び浅瀬を右手に伝播する波)を考慮して、富山湾よりも西側の能登半島を含む領域とした。Fig. 4(b)はモデル海底地形であり、白山浅堆上の極端に浅い地形を除去するために水深300m以浅は300m一定、また水深1,000mより深い領域は1,000mで一定とした。図の一点破線で示した東・西・北側は開境界、実線で示した南側及び陸岸は閉境界としてslip条件を採用した。計算領域内で励起された波動を開境界からスムーズに除去するために、東西方向に一樣な人工的な陸棚地形を東西両境界付近に設け、さらに、空間スケールの小さな擾乱を抑えるために開境界から40kmの範囲で水平渦動粘性係数を100倍、海底摩擦の抵抗係数を10倍としたスポンジ領域を設定した。風強制領域は能登半島周辺の陸棚域と富山湾内を含む図の破線間の領域のみとした。

2層流体においてリジッドリッド、ブシネスク、f平面、静水圧近似を適用し、鉛直積分した渦度方程式、シア方程式、連続式は下記のようなになる(Isobe and Imawaki, 2002<sup>1)</sup>)。

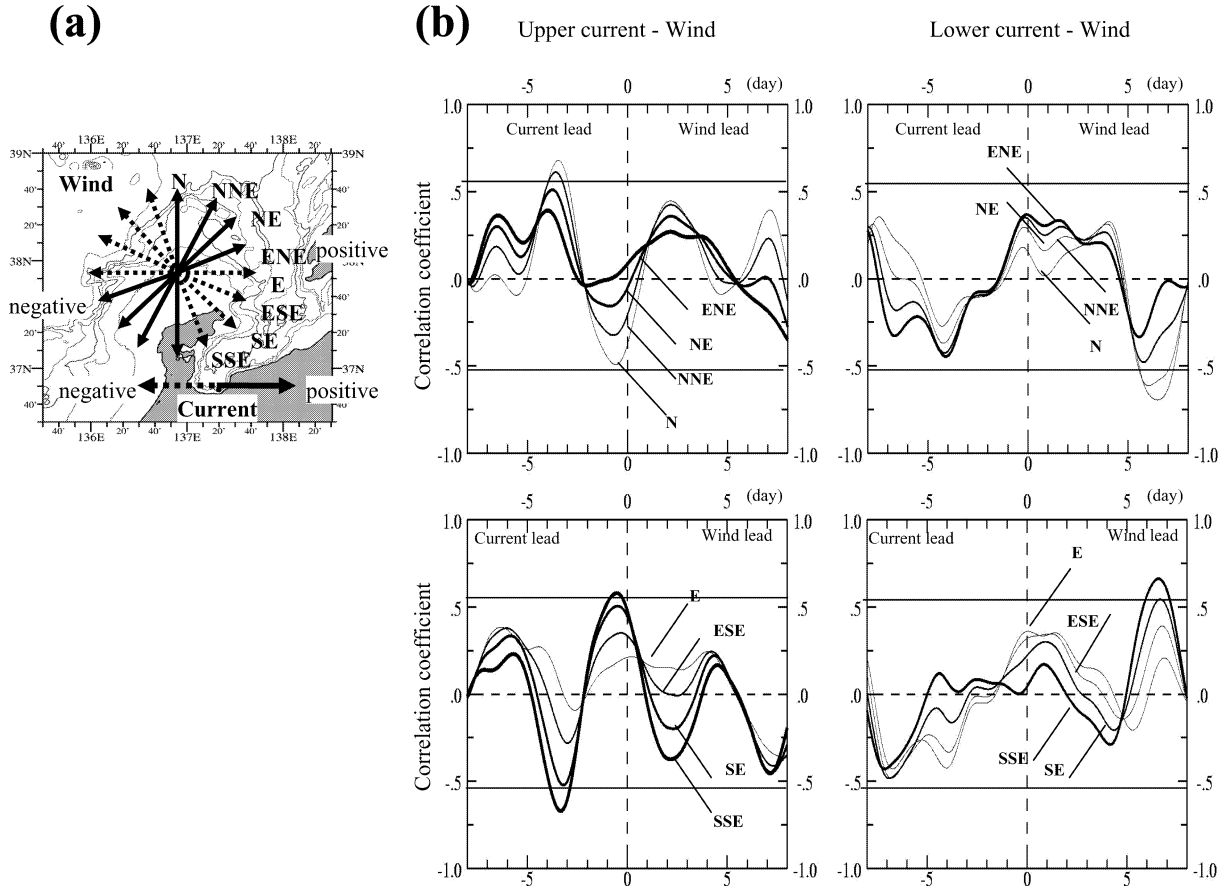


Fig. 3. (a) Schematic definition of eight components of wind (N to SSE) and the eastward current at the point *T*, which were used in the lag-correlation analysis between wind and current components. (b) Results in the lag-correlation analysis against the upper-layer current (left panels) and the lower-layer current (right panels). The lateral solid line denotes the 95% confidence level of 0.514.

$$\begin{aligned} \frac{\partial \xi}{\partial t} + J\left(\psi, \frac{f}{H}\right) &= g^* J\left(\frac{h_2}{H}, h_1\right) + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\tau^y}{\rho_1 H} \right) \\ &\quad - \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\tau^x}{\rho_1 H} \right) - \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{K v_2}{\rho_2 H} \right) \\ &\quad + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{K u_2}{\rho_2 H} \right) + A_H \nabla^2 \xi \end{aligned} \quad (1)$$

$$\frac{\partial u_s}{\partial t} - f v_s = g^* \frac{\partial \eta_1}{\partial x} + A_H \nabla^2 u_s + \frac{\tau^x}{\rho_1 H_1} + \frac{K}{h_2} u_s \quad (2a)$$

$$\frac{\partial v_s}{\partial t} + f u_s = g^* \frac{\partial \eta_1}{\partial y} + A_H \nabla^2 v_s + \frac{\tau^y}{\rho_1 H_1} + \frac{K}{h_2} v_s \quad (2a)$$

$$\frac{\partial h_1}{\partial t} + \frac{\partial u_1 h_1}{\partial x} + \frac{\partial v_1 h_1}{\partial y} = 0 \quad (3)$$

各記号の意味は Table 1 に、用いた計算パラメータは Table 2 にそれぞれまとめた。なお、下添え字 1 は上層、2 は下層を示し、変数  $h_i, u_i, v_i, \rho_i$  ( $i=1, 2$ ) と  $H, H_1$  の定義については Fig. 4(a) を参考にされたい。ここで、 $J(A, B) = A_x B_y - A_y B_x$  はヤコビアン演算子、 $\nabla^2$  は水平のラプラシアン演算子、 $u_s = u_1 - u_2, v_s = v_1 - v_2$  は上・下層間のシア一流を示す。流量流線関数  $\psi$  は下記のように定義され、

$$u_1 h_1 + u_2 h_2 = -\frac{\partial \psi}{\partial y} \quad (4a)$$

$$v_1 h_1 + v_2 h_2 = \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (4b)$$

渦度  $\xi$  は次のように表される。

$$\xi = \nabla \cdot \left( \frac{1}{H} \nabla \psi \right) \quad (5)$$

渦度方程式 (1) の各項の意味は、左辺の第 1 項目が渦度の時間変化項、第 2 項が海底地形変化による発散項、右辺の第 1 項が JEBAR 項、第 2・3 項が風強制項、第 4・5 項が海底摩擦項、第 6 項が水平粘性項である。シア方程式 (2ab) の各項の意味は、左辺の第 1 項目が加速度項、第 2 項がコリオリ項、右辺の第 1 項が圧力勾配項、第 2 項が水平粘性項、第 3 項が風強制項、第 4 項が海底摩擦項である。渦度方程式 (1) とシア方程式 (2a) (2b) を時間方向には  $\Delta t$  でリーブフロッグ、空間方向には  $\Delta x$  と  $\Delta y$  で中央差分を用いて差分化した。数値不安定を避けるために、25 ステップ毎にオイラーバックワード・スキームを適用し、(5) 式はリチャードソン法を用いて数値的に解いた。

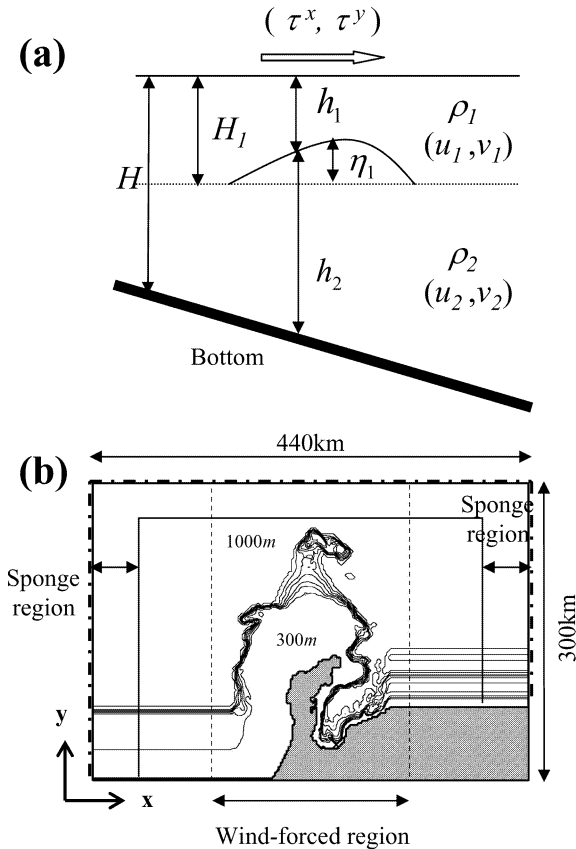


Fig. 4. (a) The vertical view of two-layer model. (b) Model topography adopted in this study. To avoid computational instability, the depths greater than 1,000 m and shallower 300 m are set to the constant of 1,000 m and 300 m, respectively. Solid line is the closed boundary and dash-dot line is the open boundary. The area contained by two broken lines is the wind-forcing region.

Table 1 List of symbols at the equations used in our study

Horizontal viscosity coefficient	$A_h$
Coriolis parameter	$f$
Reduced gravity	$g^*$
Layer depth	$h_i (i=1, 2)$
Depth	$H$
Bottom drag coefficient	$K$
Time	$t$
Horizontal velocity in x-direction	$u_i (i=1, 2)$
Horizontal velocity in y-direction	$v_i (i=1, 2)$
Baroclinic amplitude in x-direction	$u_s (= u_1 - u_2)$
Baroclinic amplitude in y-direction	$v_s (= v_1 - v_2)$
Interface displacement	$\eta$
Relative vorticity	$\xi$
Water density	$\rho$
Volume transport function	$\psi$

Table 2 Parameters used in the model calculation

$g^*$	$3.0 \text{ cm s}^{-2}$
$f$	$8.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$
$A_h$	$1.0 \times 10^6 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$
$K$	$0.01 \text{ cm s}^{-1}$
$\Delta t$	60 s
$\Delta x, \Delta y$	1 km

## 5. 結 果

### 5.1 観測された流速変動の再現性

3節のラグ相関解析結果から、下層流は約6.5日前の風強制の影響を受けていることが示唆されたため、流速観測時より1週間前の2月17日からの風強制を与え、 $T$ 点に近い格子における計算結果を出力した。計算結果の生時系列には(ここでは示さない)、計算領域内及び湾内における数時間スケールの内部副振動がみられ、上下層の平均流とともに西向きとなっていた。計算された下層の西向き平均流は、観測された下層の流向(東流)と全く逆向きである。この結果は、流速観測時期における上下層流の平均場は少なくとも吹送流では説明できないことを示す。そこで、平均流に関しては計算時間の平均値を差し引くことで除去し、内部副振動に関しては流速観測データと同様に出力データに25時間の移動平均を行って除去した。このようにして作成された流速偏差ベクトル時系列を6時間毎にサブサンプリングしてFig.5に示した。

本モデル計算においても3回程度の擾乱(流向変化)が再現されており、Fig.2と同様に、東流の強まりの時期を指標にして、上層流はa1~a3、下層流はb1~b3で示した。まず、観測結果(Fig.2)とモデル結果(Fig.5)の上層流を比べると、a1~a3で示した東流が強まる時期はほぼ一致しているが、モデル結果には観測結果にはみられない1~2日周期程度の変動が重なっている。モデル結果は平均流を除去してあるが、前半の2月24~27日における西流は再現されていない。下層流を比べると、モデル結果の東流が強まる時期(b1~b3)は観測結果よりも1~2日遅れる傾向がみられるものの、観測結果によく似た3回の流速変動が再現されている。モデルによる再現性の悪さの原因にはいくつか理由があり、次節の理想的な風強制のモデル結果からその理由を推測することができる。ここでは上下層流の位相差に注目して欲しい。本モデル計算においても、上下層流の変動は逆位相でも同位相でもない。上層流に1~2日周期程度の変動が重なっているためわかり難いが、例えば、下層流のb2期に上層流は東から西向きに転じ、b3期に上層流は西から東向きに転じている。流速観測点 $T$ に近い格子で出力された上下層流が少なくとも同位相・逆位相にならないモデル結果から、我々は本モデルが風強制に対する富山湾の基本的な海洋応答を再現できる要素をもっていると

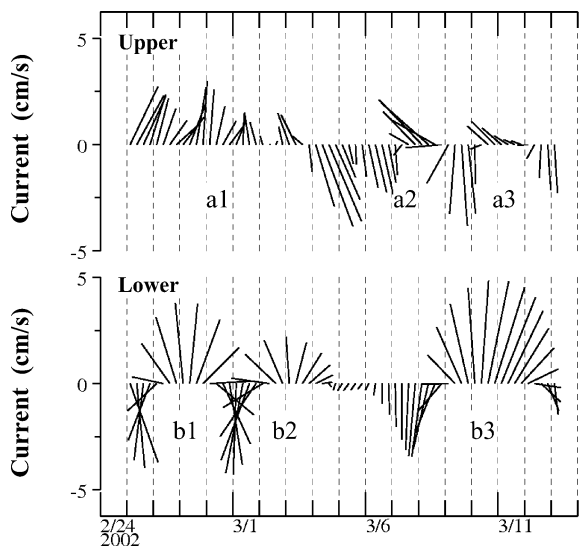


Fig. 5. Time series of 25-hour running mean current vectors in the upper and lower layers at the modeled point of  $T$ . Symbols from a1 to a3 in the upper layer and from b1 to b3 in the lower layer denote the eastward flow disturbances at three times.

判断した。

### 5.2 5日周期の南北風強制による流速変動

風強制の条件以外は先のモデル計算と全く同じで、振幅  $1 \text{ dyn cm}^{-2}$  の南北風を5日周期の正弦関数で強制し、計算時間は3周期分の擾乱を含む18日間とした。流速観測点  $T$  近くの格子に加え、湾内の西側に  $T-1 \cdot T-2$  と名付けた2格子点、東側に  $T+1$  と名付けた1格子点の流速データも出力した (Fig. 6(a) の黒丸印の地点)。各点それぞれの沿岸に沿う距離は約50 kmである。Fig. 6(b) はこれら4格子点における18日間の上下層の流速ベクトル時系列であり、各時系列の正の値は Fig. 6(a) の矢印の方向 (岸を右手にみる方向) である。なお、各図に示した太い黒矢印で下層流が正の極大を示した時期を強調している。まず、 $T$  点の上下層流をみると、観測結果にもみられたように下層 (上層) 流が極大のとき、上層 (下層) の流向が変化している。すなわち、上下層流の位相差はほぼ  $90^\circ$  である。ところが、他の地点をみると上下層流の位相関係は  $T$  点とは異なることがわかる。 $T-2$  点では上下層流はほぼ同位相、 $T-1$  点では下層流が極大のとき、上層流の流向が変化しているが、その変化の仕方は  $T$  点とは逆である。

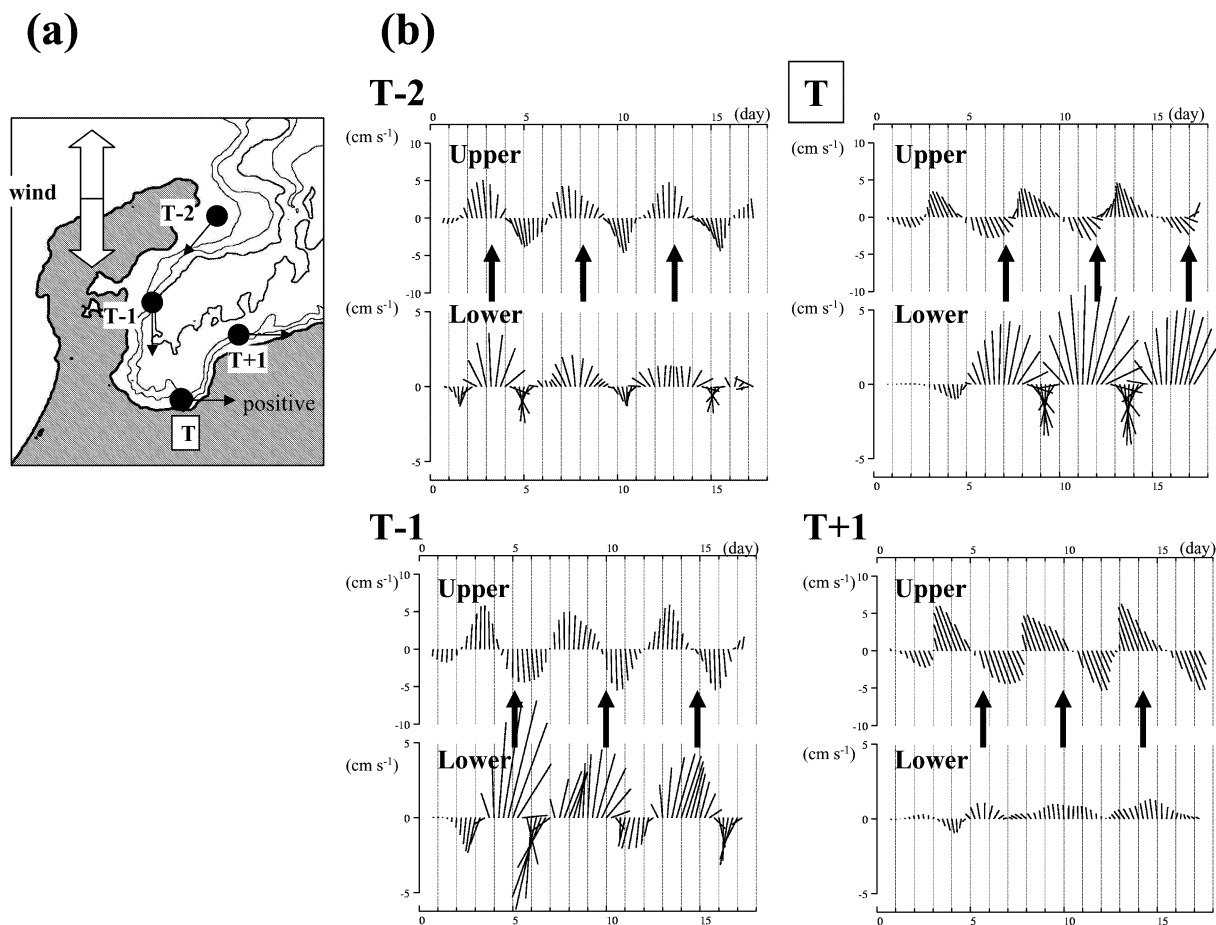


Fig. 6. (a) The calculated data pick-up for four points from  $T-1$  to  $T+1$  in the model. (b) Time series of 25-hour running mean current vectors in the upper and lower layers at each point.

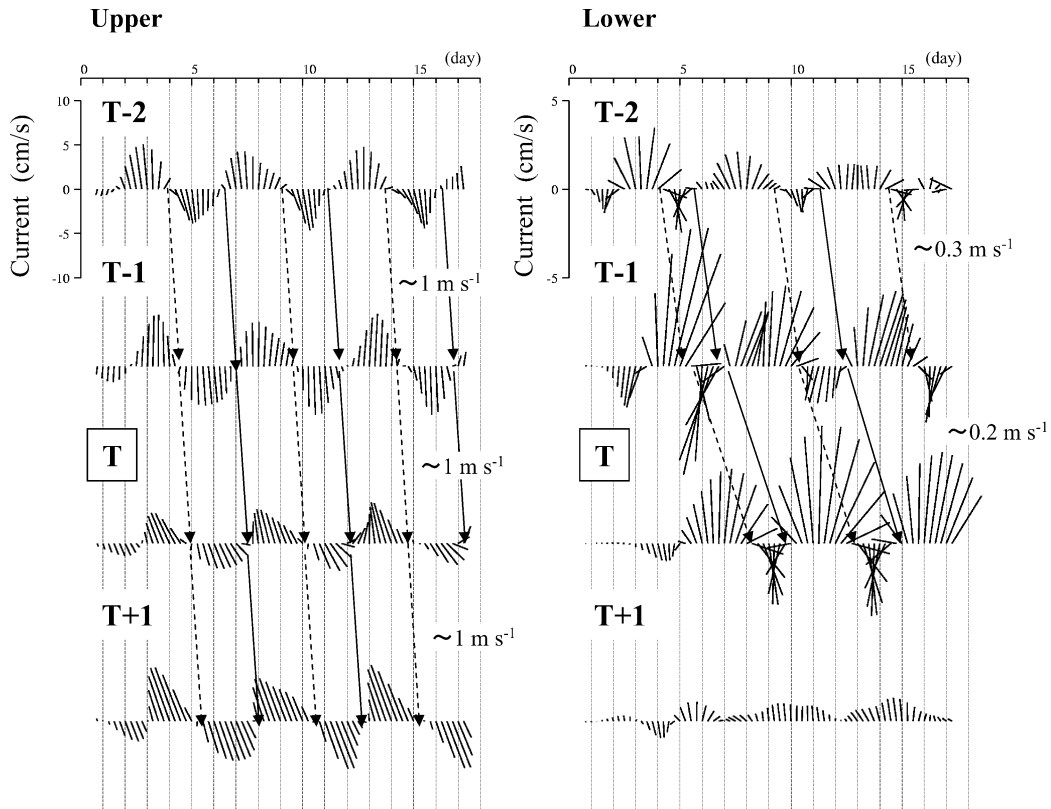


Fig. 7. The same current vectors as Fig. 6 but for the time series at each layer. Arrows show the phase propagations of wave from  $T-1$  to  $T+1$  (or  $T$ ).

$T-2$ ~ $T+1$ の各地点によって上下層流の位相差の違いが生じる原因は、上層と下層を別々にまとめて地点間の流速時系列を比較すると理解し易い。Fig. 7はFig. 6と全く同じ流速ベクトル時系列であるが、左側に上層流、右側に下層流をまとめ、上から順に  $T-2$  点から  $T+1$  点へ並べたものである。流向の正から負、負から正の位相変化に注目し、各地点で同じ位相変化の部分を実印で結んでいる。上層流の位相変化をみると、 $T-2$  点から  $T+1$  点へ向かって岸を右手にみながら伝播し、その位相速度を概算すると約  $1 \text{ m s}^{-1}$  となる。一方、下層流も  $T-2$  点から  $T$  点へ向かって岸を右手にみながら伝播しているが、その位相速度は上層流の変動よりもゆっくりしており、 $0.2 \sim 0.3 \text{ m s}^{-1}$  と概算される。この非常にゆっくりとした位相速度のため、下層流の変動は  $T-2$  点から  $T$  点に達するのに4~5日を有している。すなわち、モデルの  $T$  点における下層流の変動は、1周期前の風強制による流速変動を示すことになる。これは、3節のラグ相関解析から示唆された、下層流が約6.5日前の風強制の影響であるという解釈を支持するものである。なお、 $T+1$  点における下層流の変動が  $T$  点の変動と繋がっているようにはみえない理由については、次節で議論する。

このように、上下層流の位相差が  $T-2$ ~ $T+1$  の各地点で異なっていた原因は、上層と下層でみられる流速変動がそれぞれ異なる位相速度で通過していたためである。これ

は5日周期の風強制に対して位相速度の異なる2種類の波動が励起され、富山湾内を伝播していることを示唆している。そこで、次節では富山湾の陸棚地形と成層条件において理論上、どのような波動が存在可能なかを調べた。

### 5.3 階段状の陸棚地形を有する2層モデルに存在する波動

陸棚域において、数日周期の風強制により励起された沿岸捕捉波が成層と陸棚幅の関係により、内部ケルビン波と陸棚波の2種類の波動間で相互に移行できることは Kitade and Matsuyama (2000)<sup>2)</sup> が日本列島南岸海域を例に示している。彼らは、階段地形を有する2層モデルを設定した Kajiura (1974)<sup>3)</sup> の理論的研究と数値モデルを用いて、両波動の移行及び存在条件に関する先駆的な研究を行っている。本研究においても Kajiura (1974)<sup>3)</sup> の理論的研究をもとにして、富山湾の陸棚地形と成層条件において存在できる波動を調べる。

Kajiura (1974)<sup>3)</sup> が提示した階段地形を有する2層モデルを Fig. 8(a) に示す。陸棚幅は  $L$ 、陸棚の水深は  $D$ 、沖合の水深は  $D'$ 、上・下層の密度は  $\rho_1 \cdot \rho_2$  である。そして上層の厚さ ( $D_1$ ) は陸棚の水深 ( $D$ ) よりも浅い場合を想定しており、本モデルの永年躍層と同じ状況が設定されている。このような地形・成層状態で存在し得る波動の分散関係式は Kajiura (1974)<sup>3)</sup> の (2.24) 式で与えられ、ここでは



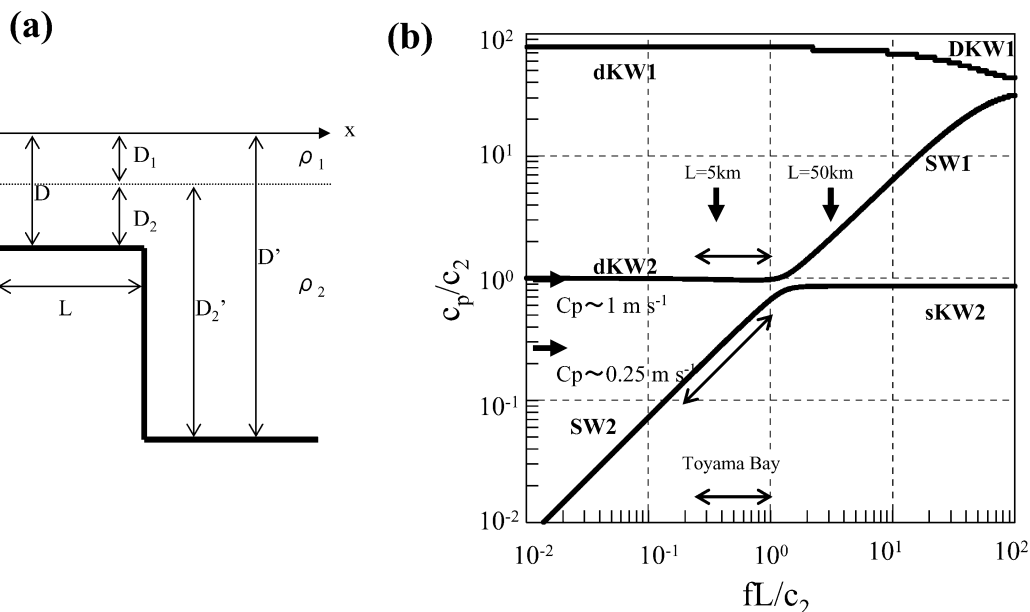


Fig. 8. (a) Schematic view of step-like shelf topography and the parameters (Kajiura<sup>3)</sup>). (b) Phase velocity  $c_p/c_2$  as a function of the shelf width  $fL/c_2$  in the two-layer model with step-like shelf where water depths are 300 m in shallow region and 1,000 m in deeper region. The indexes indicate; SW1: barotropic shelf wave, SW2: baroclinic (bottom-trapped) shelf wave, sKW2: baroclinic shallow-water Kelvin wave, dKW2: baroclinic deep-water Kelvin wave. In the Toyama Bay, dKW2 and SW2 are considered to exist.

富山湾周辺を模した本モデルの条件 ( $D'=1,000$  m,  $D=300$  m,  $D_1=200$  m,  $\Delta\rho=2$  kgm<sup>-3</sup>) を代入して求められた波の位相速度図を Fig. 8(b) に示す。この図は陸棚幅  $L$  の変化 (横軸) に対する波の位相速度の表示 (縦軸) となっている。横軸は陸棚幅 ( $L$ ) を陸棚上 (水深  $D$  の領域) の内部変形半径 ( $c_2/f$ ) で規格化した  $fL/c_2$ , 縦軸は求められた波の位相速度  $c_p$  を内部長波の位相速度  $c_2$  で規格化した  $c_p/c_2$  である。なお, 5.2 節のモデル計算では 5 日周期の風強制を与えているため, 励起される波の周期も 5 日として計算した。

位相速度図には 3 つのモードが存在するが, 最も位相速度の速いモード (順圧のケルビン波) はリジッドリッド近似した我々の数値モデルでは除外されている。このモードの (外部) 変形半径は 100~1,000 km オーダとなるため, この波動は富山湾の局所的な地形をほとんど感じることなく, 非常に速い位相速度 ( $\sim 100$  ms<sup>-1</sup>) で富山湾を通過してしまうと考えられる。一方, 位相速度の遅い他の二つのモードは, 陸棚幅が内部変形半径に等しい場合 ( $fL/c_2=1$ :  $L\sim 12.9$  km) を境界に波の分散性を大きく変化させ, 富山湾周辺の海底地形変化の影響を受けている可能性がある。まず, 中間の位相速度の波は,  $fL/c_2 < 1$  では深い水深 ( $D'$ ) を感じた内部ケルビン波 (dKW2: baroclinic deep-water Kelvin wave) であるが,  $fL/c_2 > 1$  では順圧の陸棚波 (SW1: barotropic shelf wave) へ移行する。最も遅い位相速度の波は,  $fL/c_2 < 1$  では海底に捕捉された傾圧の陸棚波 (SW2: baroclinic shelf wave) であるが,  $fL/c_2 > 1$  では浅い水深 ( $D$ ) を感じた内部ケルビン波 (sKW2: baroclinic

shallow-water Kelvin wave) へ移行する。

富山湾内の陸棚幅は内部変形半径 (12.9 km) よりも狭い 4~10 km (図の細矢印) の範囲にある。それゆえ, Fig. 8(b) が示す湾内に存在できる波動は, 深い水深 ( $D'$ ) を感じた内部ケルビン波 (dKW2) と傾圧の陸棚波 (SW2) になる。陸棚幅  $L=5$  km における理論上の位相速度  $c_p$  は, 内部ケルビン波 (dKW2) は  $c_p\sim 1$  ms<sup>-1</sup>, 傾圧の陸棚波 (SW2) は  $c_p\sim 0.25$  ms<sup>-1</sup> である。Fig. 7 でみた上層流及び下層流の位相速度は, それぞれ内部ケルビン波と傾圧の陸棚波の位相速度に近いことがわかる。

内部ケルビン波は重力モードの波であることから内部境界面の変位に現れ易く, 傾圧の陸棚波は基本的に渦モードの波であることから流線関数に現れ易いと考えられる。Fig. 9 は 5.2 節のモデル計算における風強制 3 周期目の半周期分 (10~12.5 日) の流量流線関数  $\psi$  と内部境界面変位  $\eta_1$  の水平分布図 (富山湾内を拡大) を 0.5 日毎に示したものである。流量流線関数  $\psi$  の実線は正の値 (高い値を左手にみる流れ) で,  $6\times 10^{-10}$  cm<sup>3</sup>s<sup>-1</sup> 以上の領域を灰色で強調している。内部境界面変位  $\eta_1$  の実線も正の値 (上に凸の変位) で, 変位 4 m 以上の領域を灰色で強調している。また, この図に表示された時期は北向きの風強制の期間で, 11 日目と 11.5 日目の間で極大の北向き風強制となっている。

まず, 内部ケルビン波の伝播を示唆する内部境界面変位  $\eta_1$  は岸側で振幅が大きく, 岸を右手に見ながら約 1 日で富山湾の湾奥に達し (11 日目), 2 日後には湾外へ消えている。11 日目の湾奥 ( $T$  点) における上層流は Fig. 7 から西流が極大となり (これは内部境界面変位が上凸になってい

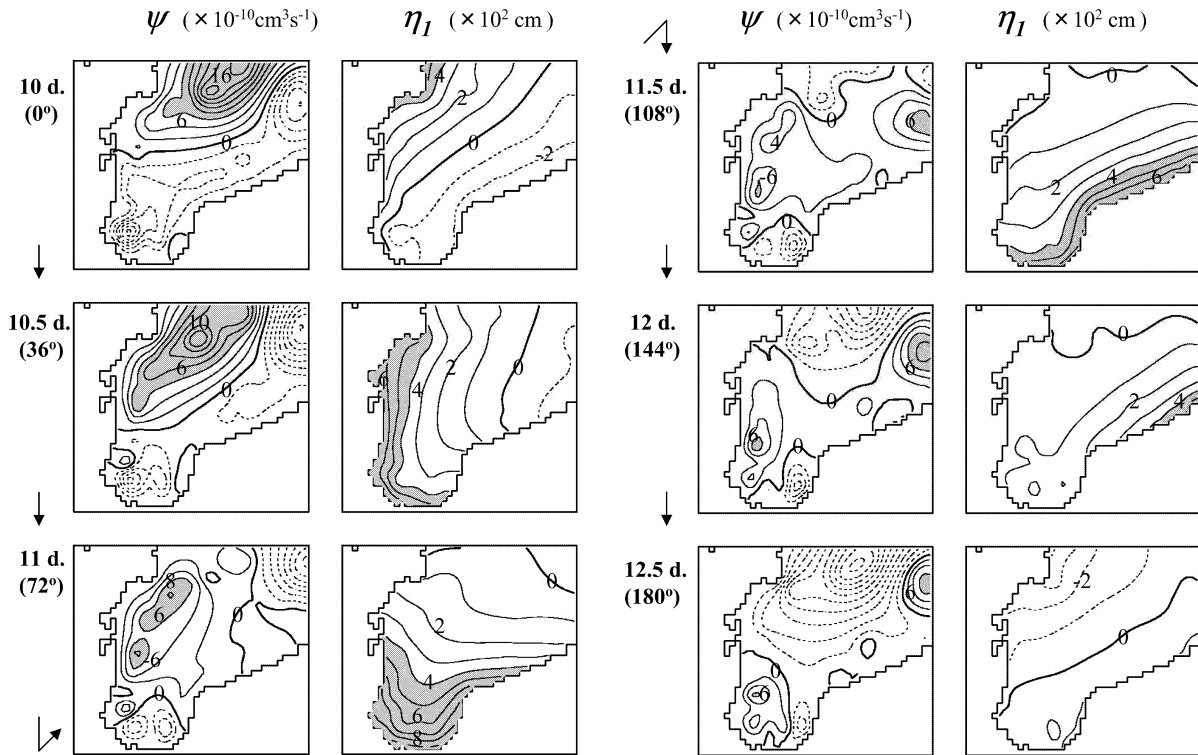


Fig. 9. The time series of the instantaneous fields for volume transport function  $\psi$  (left panels) and interface displacement  $\eta_1$  (right panels) from 10 to 12.5 days with 0.5 days interval. Contour interval of volume transport function is  $2 \times 10^{-10} \text{ cm}^3 \text{ s}^{-1}$ , and solid line is the positive and dashed line is the negative. Contour interval of interface displacement is 1 m, and solid line is the upward (positive) displacement and dashed line is the downward (negative) displacement, respectively. Gray areas in both panels indicate higher values around the maximum or minimum.

ることからも推測可能), このとき北向きの風がほぼ極大となっている。これは3節のラグ相関解析が示した, 南南東向き風の風に対してほとんど遅れはなく東向き流れに有意な相関があること(北向きの風では西向き流れに対応)とも矛盾しない。一方, 傾圧の陸棚波を示唆する流量流線関数  $\psi$  は10日目に時計回りの渦として湾の北側に現れ, 渦の強さを弱めながら, 12.5日目でもまだ湾奥に達していない。後半の半周期分における伝播の様子を流量流線関数  $\psi$  の負の値から推測すると, 湾奥の  $T$  点に達するのは12.5日からさらに半周期以上を有し, そこで消滅しているように見える。ここで再び, Fig. 8(b) の伝播速度図のSW2 (傾圧の陸棚波) をみると, 陸棚幅  $L$  の変化によって位相速度が大きく変化することを示している。すなわち, 湾内の微妙な陸棚地形変化によって, この波の位相速度は大きく左右され, モデルによる下層流の再現には精度の高い海底地形の表現が必要であることがわかる。Fig. 5でモデル再現した下層流の変動が観測結果よりも系統的に1~2日遅れる傾向がみられたのは, モデル海底地形の微妙な設定が原因と推測される。以上より, Fig. 7に示した上層流は位相速度の速い内部ケルビン波, 下層流は位相速度の遅い海底に捕捉された傾圧の陸棚波, すなわち,  $T$  点で観測された流速変動はこれら2種類の波動伝播現象で説明することができる。

なお, 11.5日目における湾の東側には内部ケルビン波の通過時に, 新たな時計回りの渦が形成されているように見える。この領域は陸棚が再び発達する場所(陸棚幅  $> 10 \text{ km}$ )である(Fig. 4(b)を参照)。Fig. 8(b)の伝播速度図をもとに考えると, このような場所で内部ケルビン波(dKW2)から順圧の陸棚波(SW1)への移行が生じていることが示唆される。よって, Fig. 7に示した  $T+1$  点の下層流は,  $T-2$  点から  $T$  点へ伝播した傾圧の陸棚波とは異なり,  $T+1$  点の東側で新たに励起された順圧の陸棚波の影響を受けたものと解釈される。

## 6. ま と め

我々は富山湾湾奥で観測された数日周期の流速変動が示す上下層流の位相差(約  $90^\circ$ )に興味をもち, その原因を解明するために作成した風強制2層の数値モデル計算から, 湾内を同時に伝播する2種類の沿岸捕捉波の存在を提示した。富山湾は急深の陸棚地形であるため, 永年躍層を挟む密度差から計算される内部変形半径(約  $10 \text{ km}$ )は陸棚幅(約  $5 \text{ km}$ )よりも大きい。このような条件において存在する沿岸捕捉波は, 内部ケルビン波と海底に捕捉された傾圧の陸棚波であり, 本観測期間の場合は主に南北風によって両波動が同時に励起されていた。上層流は位相速度

の速い ( $1 \text{ ms}^{-1}$  程度) 内部ケルビン波に伴う流れ, 下層流は位相速度の違い ( $0.2 \sim 0.3 \text{ ms}^{-1}$ ) 傾圧の陸棚波に伴う流れがそれぞれ卓越し, 両波動の位相速度の違いが上下層流の位相差を生じさせていることがわかった。

もし, 強い風強制によって富山湾で急潮が発生した場合, 上記の知見は上下層流の位相差が湾内の場所によって大きく異なることを示唆するものである。我々のモデル結果 (5日周期の風強制) をもとに推測すれば, 能登半島側の湾口付近では上下層流が同位相, 湾口と湾奥の間で逆位相となる。ちょうど逆位相となる場所では鉛直シアー流が大きく, そこでは定置網の破損被害が相対的に大きいかもしれない。いつ発生するか予測できない急潮現象の全体像を捉えることは難しいものの, 今後の急潮研究を行う上において, 湾内の沿岸に沿った2地点以上の流速モニタリングの必要性を強調したい。

#### 謝 辞

富山水産試験場が実施した流速観測データを解析させ

て頂けるよう交渉して下さった (株) 芙蓉情報海洋の大村寿昭氏, 2層モデルを提供して頂いた九州大学大学院総合理工学研究科の磯辺篤彦助教授に心より感謝致します。また, 原稿に対してコメントを頂いた査読者に深く感謝致します。なお, 本研究を遂行するにあたり, 研究費の一部を文部科学省科学研究費 (「気候変化と人間活動に応答する海洋生態系の歴史の変遷と将来予測」課題番号 16108002) の補助を受けたことを付記する。

#### 参 考 文 献

- 1) Isobe, A. and Imawaki, S. (2002) Annual Variation of the Kuroshio Transport in a Two-Layer Numerical Model with a Ridge. *J. Phys. Oceanogr.*, **32**, 994-1009.
- 2) Kitade, Y. and Matsuyama, M. (2000) Coastal-Trapped Waves with Several-Day Period Caused by Wind along the Southeast Coast of Honshu, Japan. *J. Oceanogr.*, **56**, 727-744.
- 3) Kajitara, K. (1974) Effect of Stratification on Long Period Trapped Waves on the Shelf. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **30**, 271-281.