



Title	津軽海峡における沿岸水位の数日周期変動
Author(s)	馬場, 和美; BABA, Kazumi; 磯田, 豊 他
Citation	北海道大學水産學部研究彙報, 48(3), 29-40
Issue Date	1997-12
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/24160
Type	departmental bulletin paper
File Information	48(3)_P29-40.pdf



津軽海峡における沿岸水位の数日周期変動

馬場 和美¹⁾・磯田 豊²⁾

Coastal Sea-level Variations with a Several-day
Period on the Tsugaru Strait

Kazumi BABA¹⁾ and Yutaka ISODA²⁾

Abstract

To examine the coastal sea-level variations in the Tsugaru Strait response to the wind stress with a several-day period, a wind forced barotropic model used and then the time series of observed sea-level in winter 1977 was simulated. It is found that the characteristics of sea-level response to wind can be divided to the following two different types. One is the response to the local wind forcing around the strait with the short-term variation of less than three days period. The other is the response to the remote forcing mainly from the Japan Sea coast of North Japan with the long-term variation of about ten days period.

Key words: Tsugaru Strait, Coastal sea level, Wind forced barotropic model

緒 言

津軽海峡内において、潮汐周期よりも長い数日周期の水位変動のうち最も顕著な水位変動は高潮である。一般に高潮は数十時間から数日の時間スケールをもつ海面変動であり、発生原因の多くは気象擾乱に伴う気圧低下による吸い上げや風応力に伴う変動と言われている。Isozaki (1969a)は津軽海峡付近を通過した低気圧の移動経路と最高高潮時刻と高潮の大きさの関係を調べた。その結果、低気圧が海峡の東西いずれのコースをとった場合にも海峡内の対岸に位置する函館と青森ではほぼ同時に高潮が起こっていることを指摘し、津軽海峡内の高潮の原因として気圧低下による水の吸い上げ効果の重要性を指摘している。ただし顕著な効果ではないものの、函館の水位変動の中に風向きの違いによる吹き寄せ効果がみられることも示唆されている。

このように数日周期の水位変動としてみた場合、津軽海峡の高潮は気圧低下による吸い上げ効果が重要である。しかし、この吸い上げ効果だけによる水位上昇に伴う流れは微弱と考えられる。例えば、津軽海峡の長さ $L=100$ km, 幅 $w=50$ km, 水深 $H=150$ m で代表させ、 $T=2$ 日で水位が $\eta=10$ cm 上昇したとき、海峡の両端から流入する平均流速 v は、

$$2 \cdot v \cdot H \cdot w = \frac{L \cdot w \cdot \eta}{T} \quad (1)$$

より、

¹⁾ 日本海洋事業(株)
(*Nippon Marine Enterprises Ltd.*)

²⁾ 北海道大学水産学部物理海洋学講座
(*Laboratory of Physical Oceanography, Faculty of Fisheries, Hokkaido University*)

$$v = \frac{L \cdot \eta}{2 \cdot H \cdot T} \approx 0.02 \text{ cm} \cdot \text{sec}^{-1} \quad (2)$$

と見積もられる。

この見積もりから海峡内の流速変動は、気圧低下による吸い上げ効果よりも風に直接引きずられる吹送流の方が重要と考えられる。そこで、本研究では水平二次元の数値モデルを用いて風強制に対する津軽海峡の応答特性を調べ、数日周期スケールの水位及び流速変動が定量的にどれだけ風応力で説明できるのかを明らかにすることを目的とした。

1977年冬季における海峡内沿岸水位の変動特性

津軽海峡内の沿岸水位の数日周期変動を調べるために、海峡に面したできるだけ数多くの地点で同時水位観測が行われた資料を検索した。その結果、青函トンネル施工時に行われた北海道側3点(戸井, 函館, 吉岡)と本州側2点(大間, 竜飛)の水位監視資料(1976年12月~1977年9月)があり、本研究ではこの資料を使用した。各観測点を Fig. 1 に示す。この資料の中から全地点に欠測がなく、海水が鉛直混合されて水平2次元モデルでもある程度表現できると考えられる冬季(1976年12月30日~1977年1月14日)の15日間の水位データを解析対象とした。

一例として函館の水位時系列図を Fig. 2(a) に示す。水位の生データは1時間間隔の瞬時値である。Fig. 2(a) をみると、太平洋から侵入する潮汐波の影響を受けて潮汐変動が最も卓越していることがわかる。潮汐周期よりも長い水位変動を抽出するためには、この潮汐成分を除去する必要がある。そこで、15日間における毎時の水位時系列を用いて、9分潮(M2, S2, K1, O1, P1, Q1,

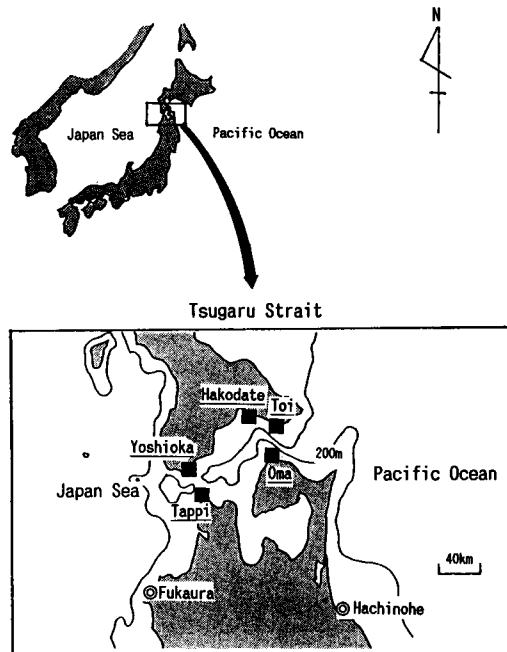


Fig. 1. Location of the observation station (■) around the Tsugaru Strait. Symbol ◎ indicate the station for estimating geostrophic wind.

K2, N2, MS4) で調和解析を行った。得られた各調和定数を用いて再現した予報潮を Fig. 2(b) に示す。次に、この予報潮を用いて生データから潮汐成分を除去し、さらに海峡中央部に位置する函館における毎時の海面気圧を用いて気圧係数を $1 \text{ cm} \cdot \text{hPa}^{-1}$ として気圧補正を行った。Fig. 2(c) は函館の海面気圧時系列、Fig. 2(d) は、潮汐及び気圧補正した水位時系列である。なお、日本沿岸の気圧係数の分布特性については Isozaki (1969b) によって議論されている。津軽海峡内の函館では $1.03 \text{ cm} \cdot \text{hPa}^{-1}$ 、青森では $0.99 \text{ cm} \cdot \text{hPa}^{-1}$ という値が見積もられていることから、海峡内の全地点において $1 \text{ cm} \cdot \text{hPa}^{-1}$ 補正を行っても補正精度 (1 mm 以下の誤差) に関して問題はないと考えた。

Fig. 2(d) に示した潮汐及び気圧補正後の水位時系列をみると、明らかに日周潮成分が残っており、9分潮では潮汐成分を十分に除去できていないことがわかる。Isozaki (1968) は1年間の水位資料を用いて日本沿岸 53 地点の潮汐予報を 30 分潮で行い、予報の精度や誤差の性質を吟味している。その結果、他の多くの地点においても潮汐予報の誤差は大きく、平均して予報精度は約 95% 程度であることを示した。おそらく本研究で用いた 15 日間 9 分潮の調和解析では、Isozaki (1968) の用いた 1 年間 30 分潮より少ないために予報値の精度が十分ではなかったと考える。そこで本研究では日周潮成分を除去するために補正水位時系列に、25 時間の数値フィルタ (移動平均) をかけて、以下の解析に使用した。他の地点も同様に潮汐及び気圧補正を行い、25 時間数値フィルタ

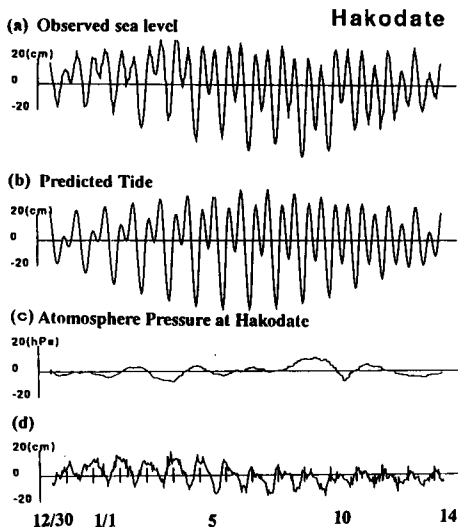


Fig. 2. Time series of (a) the observed sea level, (b) the predicted tide, (c) the atmosphere pressure, (d) the subtracted sea level.

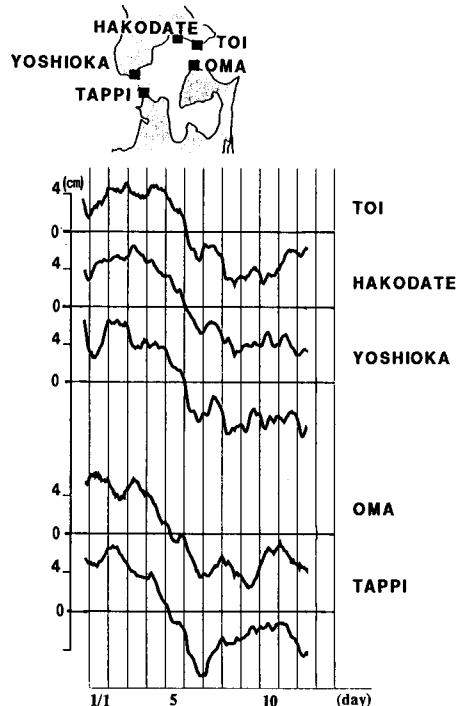


Fig. 3. Time variations of the sea level more than one day period.

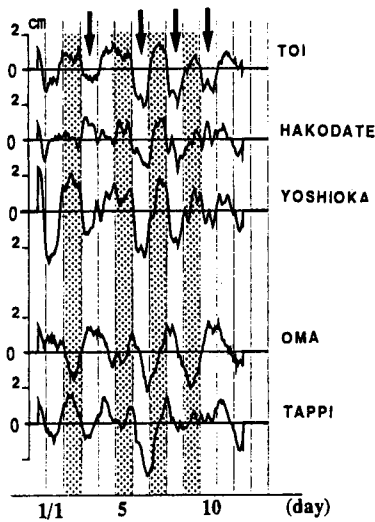


Fig. 4. Time variations of the sea level less than three days period.

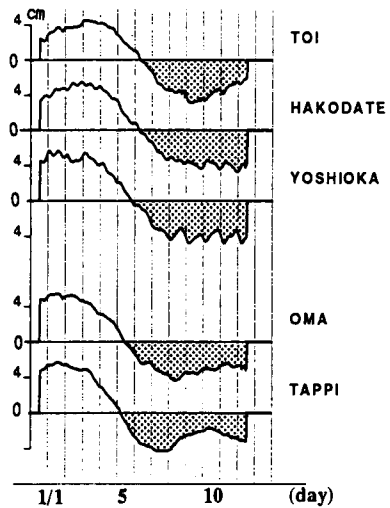


Fig. 5. Time variations of the sea level more than three days period.

をかけた。各地点の水位時系列を Fig. 3 に示す。観測期間前半は全点ほぼ同時に水位が上昇し、後半は下降する水位変動が顕著にみられる。また、全点ともに 2~3 日程度の水位変動も重なっていることがわかる。

本解析では 3 日の移動平均を用いて両変動を分離し、Fig. 4 に 3 日以下の短周期変動を、Fig. 5 に 3 日以上長周期変動を示した。3 日以下の短周期変動 (Fig. 4) は、北海道側と本州側で多少の位相のずれはあるものの、ほぼ逆位相の変動を示している。例えば、1 月 2・5・7・9 日において、北海道側で水位が上昇するとき本州側で下降する傾向がみられる。ただし、本州側の大間と竜飛は、同位相で変化する期間 (1 月 5 日以後) と逆位相で変化する期間 (1 月 5 日以前) がある。加えて、北海道側 3 点の中で函館における振幅は相対的に小さい傾向がみられる。3 日以上長周期変動 (Fig. 5) は、先に述べたように海峡全体でほぼ同振幅で同位相の上昇下降を示している。

数値計算

数値モデルの概要

前節で述べた数日周期の水位変動が海峡周辺の風変動でどれだけ説明できるのかを調べるために、風応力を強制力とした数値モデルを作成した。計算領域は Fig. 6 に示した津軽海峡及びその周辺海域である。格子間隔は 2 km で格子数は 85×150 である。特徴的な海峡地形は両端口で狭く中央部では南北に広がり、西口では白神岬と竜飛崎が、東口では汐首岬と大間崎が海峡に突出している。本研究の資料解析に用いた水位観測点である吉岡、竜飛、戸井、大間は各岬に位置している。各水位観測点を図中に●印で示した。海峡内の平均水深は約 150 m、最も深い水深は大間崎東方約 12 km の 427 m である。海峡外での 1,000 m 以深の領域は一定水深 1,000 m とした。計算時間ステップは CFL 条件をみたく 10 秒とし、下記に示す運動方程式と連続式を差分化し数値積分を行った。

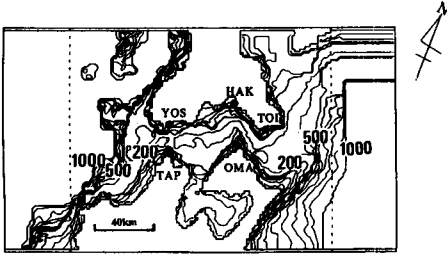


Fig. 6. Model ocean with realistic bottom topography (local model). Forcing area is inside of dashed line.

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} + A_h \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + A_h \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\tau_{wx} - \tau_{bx}}{h + \eta} \quad (3)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fu = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} + A_h \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + A_h \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\tau_{wy} - \tau_{by}}{h + \eta} \quad (4)$$

$$\frac{\partial}{\partial x}((h + \eta)u) + \frac{\partial}{\partial y}((h + \eta)v) + \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0 \quad (5)$$

x 軸は海峡軸に沿うほぼ東西方向, y 軸はそれに直交する方向に設定した。 u, v はそれぞれ x, y 軸方向の鉛直平均流速である。 t は時間, η は静止面からの水位偏差, $f (=9.64 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1})$ は津軽海峡の位置する北緯 41 度 30 分におけるコリオリパラメータ, $g (=980 \text{ cm} \cdot \text{sec}^{-2})$ は重力加速度で, 水平渦動粘性係数 A_h は海峡内一定で $1.0 \times 10^7 \text{ cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$ とした。 τ_{bx}, τ_{by} は海底の摩擦抵抗抗力, τ_{wx}, τ_{wy} は海面の風応力を示し, 下記の式で表現される。

$$\tau_{bx} = \gamma_b^2 u \sqrt{u^2 + v^2} \quad (6)$$

$$\tau_{by} = \gamma_b^2 v \sqrt{u^2 + v^2} \quad (7)$$

$$\tau_{wx} = \rho_a C_d W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \quad (8)$$

$$\tau_{wy} = \rho_a C_d W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \quad (9)$$

$\gamma_b^2 (=0.0026)$ は海底摩擦係数, $\rho_a (=0.0012 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3})$ は大気密度, $C_d (=0.0013)$ は海面抵抗抗係数である。 W_x, W_y はそれぞれ x, y 軸方向の風速を表し, Fig. 6 の点線の内側を風強制領域とした。また陸岸の境界条件は non-slip とした。 $x=0, L$ の両開放境界では,

$$\frac{\partial u}{\partial x} = 0, \quad v = 0, \quad \eta = 0 \quad (10)$$

を設定した。

本計算で用いた風速成分 (W_x, W_y) は函館で観測された地上風を 6 倍した値である。地上風を 6 倍して海上風とした理由を以下に述べる。Fig. 7(a) に深浦, 函館, 八戸の 3 点の日平均海面気圧から計算した地衡風を, Fig. 7(b) に函館における毎時の風を 25 時間移動平均した各時系列を示した。両風の変動パターンはよく似ているものの, 函館の風は海峡軸に沿った方向成分がいくらか卓越し, その風速値は地衡風速値の 1/10 程度である。そこで, 地衡風速を 1/10~1 倍, 函館の風速を 1~10 倍まで変化させた予備的な数値計算を行った結果, 函館の風速を 6 倍した計算結果が観測された水位変動を最もよく再現できた。このことは, 海峡内の海上風は海峡周辺の山地形の影響を受けて海峡軸成分が卓越し, さらに大気上層の地衡風速値から 60% 程度に減じられていることを示唆している。

●印で示した各観測点に最も近いグリッドの水位変化を前節の解析と同様に 3 日の移動平均を用いて, 数値計算された水位時系列を短周期変動と長周期変動に分離して, それぞれ Fig. 8(c),

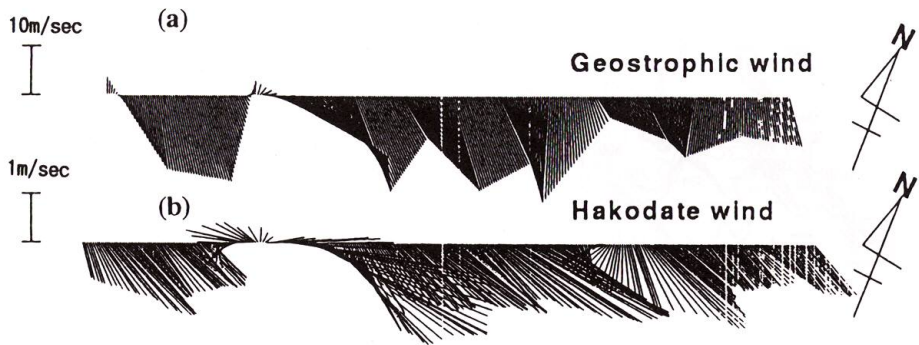


Fig. 7. The comparison of geostrophic wind and the local wind of Hakodate.

9(c) に示した。

海峡周辺のローカルな風に対する水位応答

強制力として与えた函館の風ベクトル時系列を Fig. 8, 9 の (a) に、風成分 (W_x, W_y) を (b) に示した。風成分 W_x は海峡軸成分を表し、 W_y は海峡軸に直行した成分である。Fig. 8, 9 の (c) に示した実線が観測値、点線が計算値である。まず短周期変動 (Fig. 8) をみると、竜飛に関しては位相、振幅ともに再現は不十分であるものの、他の地点に関しては解析結果にみられた北海道側と本州側の逆位相の水位変動を再現している。また、海峡内の奥に位置する函館の水位振幅が

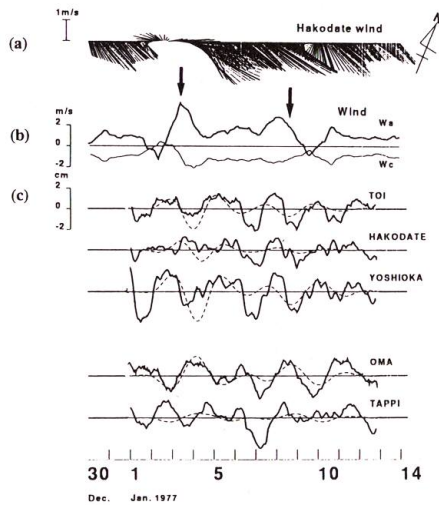


Fig. 8. (a) The local wind of Hakodate. (b) W_x ; wind force component of parallel to the strait axis. W_c ; wind force component of vertical to the strait axis. (c) Solid line is the observed sea level, dashed line is the calculated sea level under three days period.

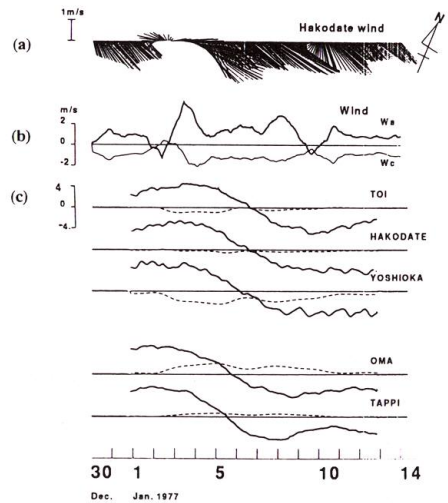


Fig. 9. (a) The local wind of Hakodate. (b) W_x ; wind force component of parallel to the strait axis. W_c ; wind force component of vertical to the strait axis. (c) Solid line is the observed sea level, dashed line is the calculated sea level more than three days period.

戸井や吉岡に比べて相対的に小さい傾向も再現されている。竜飛の水位変動に関しては後述するように海峡周辺のローカルな風応答よりもむしろ外洋（日本海）から侵入する水位変動の影響を強く受けている可能性がある。

ところが長周期変動（Fig. 9）に関しては、海峡周辺に風強制した本モデルでは全く再現できなかった。津軽海峡内の長周期変動は、その変動周期が長いことから海峡を挟む日本海及び太平洋を含めたもっと広い海域で起こった現象と考えられる。この長周期変動に関しては大領域モデルを用いて後節で改めて考察する。

一様風に対する海峡内の水位応答による考察

前節でみたように3日以下の短周期水位応答は、海峡周辺のローカルな風応答としてほぼ再現できると考えられる。本節では理想的な一様風でモデルを強制し、海峡内の水位応答のメカニズムを調べた。与えた風は海峡軸に直交方向（ W_y ）と平行方向（ W_x ）の2ケース（以下直交風、平行風とよぶ）であり、それぞれ Fig. 6 に示した点線の内側領域一様に $30 \text{ m}\cdot\text{sec}^{-1}$ の風を強制した。Fig. 10 が平行風、Fig. 11 が直交風のケースであり、上から5時間後、17時間後、37時間後の計算結果である。なお、特徴的な水位変化をみるために津軽海峡を模した単純地形を用いた計算も行った。ここで単純地形とは、津軽海峡を幅40 km、海峡内の水深を150 mの直方体の海とし、海峡両側約10 kmの範囲で外海に向けて水深を線形に増加させ、外海では1,000 mとした地形である。左から順に、単純地形における水位偏差、実際の地形を用いた水位偏差と流速ベクトルの各水平分布図である。水位偏差図のハッチの部分は負の偏差を示す。

平行風を日本海側から太平洋側に吹かせた場合（Fig. 10）、基本的には風応力とコリオリ力がバランスしたエクマン輸送によって本州側の水位が上昇し始め、時間経過とともに海峡横断方向の圧力勾配力とコリオリ力がバランスした風向きと同じ方向に地衡流が発達していくことがわかる。そして風強制から17時間でほぼ定常に達している。このような水位応答は明らかに本州側と北海道側の逆位相で変化するセンスである。

一方、直交風を北海道側から本州側へ吹かせた場合（Fig. 11）、吹き始め（5時間後）は岸境界付

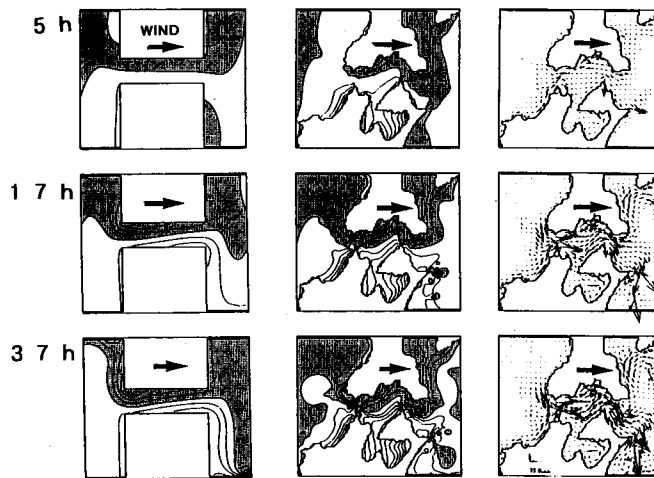


Fig. 10. Calculation of the case of a parallel wind to the strait axis.

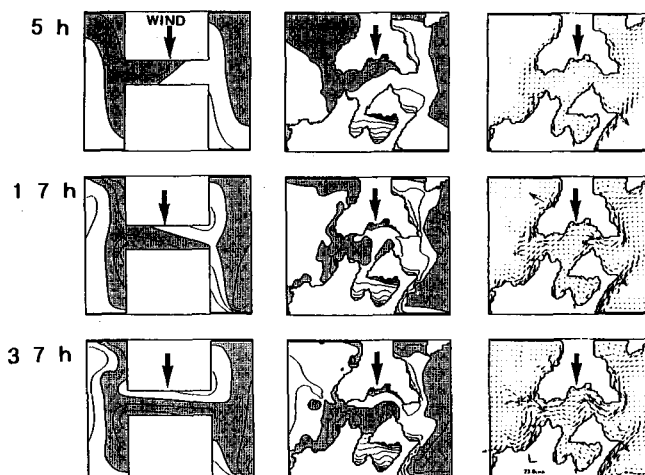


Fig. 11. Calculation of the case of a perpendicular wind to the strait axis.

近の吹き寄せ効果によって北海道側の水位が低下し、本州側の水位が上昇し始める。その後(17時間後), 海峡外のエクマン輸送によって太平洋沿岸域では水位が高くなり, 日本海側沿岸域で水位が低くなる。この水位差によって太平洋側から日本海側へ流れが駆動されるようになる。その結果, 半日~1日程度で海峡内の水位分布は変化し, 低下していた北海道側の水位が次第に上昇し始める。その結果, 海峡内の水位偏差は比較的小きな値になっている。ただし, 水深の浅い函館周辺や陸奥湾内は海底摩擦力と風応力がバランスしたままで風の吹き寄せ効果が卓越し, 17時間以後における水位変化はほとんどみられない。Fig. 10 と Fig. 11 を比較すると, 同じ大きさの風強制にも関わらず, 海峡軸に平行風を吹かせた場合の方が水位偏差の空間勾配が大きく, 直交風の約3倍の水位偏差が計算されている。このことから津軽海峡内における短周期変動は海峡軸方向の風に対する応答がより顕著であることがわかる。

外洋を考慮した大領域モデル

数値モデルの概要

海峡周辺を模した小領域モデルでは, 3日以上長周期水位変動を再現することができなかった。海峡内で同時に上昇下降する水位変動は, 外洋から海峡内に侵入した擾乱である可能性が考えられる。そこで, 計算領域は津軽海峡を中心として日本海と太平洋の陸棚地形を表現した大領域モデルを作成した。Fig. 12 に大領域モデル地形を示す。格子間隔は多少荒く 42 km とし格子数は 30×60 とした。x 軸は東方向, y 軸は北方向を正とした。なお, 陸棚上で励起された擾乱を分散させることを目的に津軽海峡から東西に 600 km 以上離れた格子の水深を x 軸方向に一定とした。計算時間ステップは CFL 条件をみたす 10 秒とし, 小領域モデルと同じ運動方程式と連続式を差分化し数値積分した。 $f (=9.64 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1})$ は, 津軽海峡の位置する北緯 41 度 30 分におけるコリオリパラメータである。海域を広げたにもかかわらず, 小領域モデルと同じ f 平面を仮定している。これは本研究では沿岸水位変動を調べるのが目的であり, 数日周期の沿岸水位変動においては惑星 β 効果 ($\sim 1.4 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ sec}^{-1}$) よりも地形性 β 効果 ($\sim 2.5 \times 10^{-2} \text{ m}^{-1} \text{ sec}^{-1}$) が十分大きいと考えられるためである。他のパラメータ値及び境界条件は小領域モデルと全く同じとした。

馬場ら：津軽海峡における沿岸水位の数日周期変動

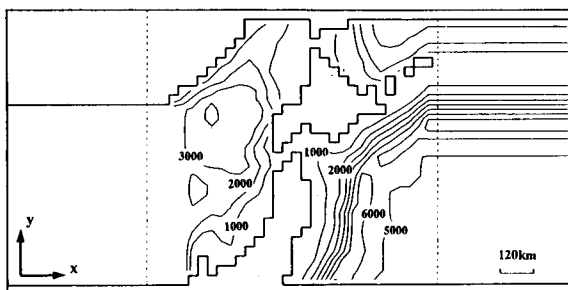


Fig. 12. Model ocean with realistic bottom topography. Forcing area is inside of dashed line.

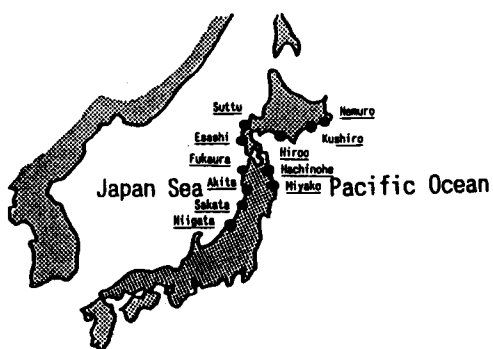


Fig. 13. Location of the wind observation station.

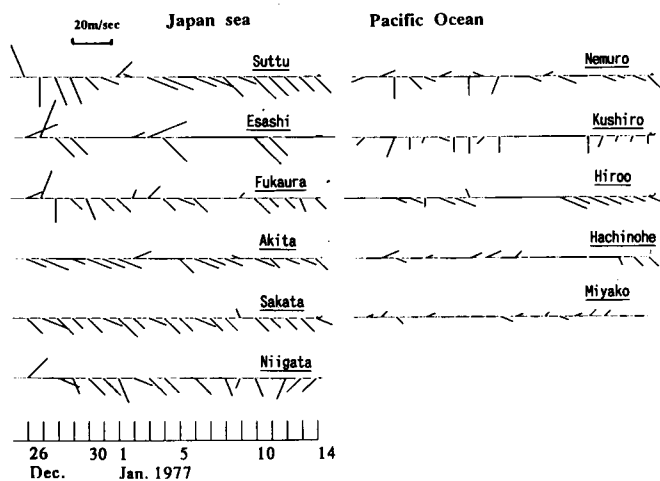


Fig. 14. Time series of the wind observation.

風は Fig. 12 に示した点線の内側領域で強制した。日本海側及び太平洋側の風については日本海沿岸 6 地点と太平洋沿岸 5 地点の測候所における日最大風速とその風向を用いて調べた。Fig. 13 に各地点を ● 印で示した。資料は気象庁月報に掲載されている 1976 年 12 月 26 日～1977 年 1 月

14日の値を用いた。Fig. 14に各地点の風速ベクトル時系列を示す。日本海沿岸では北西風、太平洋沿岸では西風が卓越し、両海域における卓越風向が多少異なっていることがわかる。そこで、モデル海域の日本海側と太平洋側で異なる風を吹かせることにした。各地点における風の局地性を除去するために日本海及び太平洋毎に地理的な平均風を求め、さらに日単位の風速ベクトルを線形補間して1時間毎の風速値を計算した。先のローカルな風の数値計算と同様に予備的な計算を行ない、風速値を3倍したものが観測された水位変動を定量的に最もよく再現できた。

外洋から海峡内へのリモート強制の影響

モデル海域の日本海、太平洋に与えた風をそれぞれ Fig. 15の上段に示した。なお、(a)が日本海側、(b)が太平洋側の計算結果である。長周期変動では、観測期間以前に発生した擾乱の影響が現れている可能性が十分考えられる。そこで、本観測期間の5日前から風強制を行った。Fig. 15の中段に、水位偏差の時空間分布を示した。ここで縦軸は各海域の沿岸に沿った格子を、横軸は時間を示す。日本海側はJ1からJ3の格子が、太平洋側はP1からP4の格子がそれぞれ縦軸に対応している。ハッチ領域は負の偏差水位を示す。JTは日本海と津軽海峡が接続する格子を、PTは太平洋と接続する格子を示している。Fig. 15の下段は、JT、PTにおける水位偏差の時間変化を表している。白抜き枠で囲った範囲が本研究の観測期間に相当する。細線は計算された日平均水位を示し、太線は3日の移動平均をかけた長周期の水位変動を示す。

まず日本海側の数値計算結果 (Fig. 15(a)) をみる。中段に示した偏差の時空間分布図をみると正及び負の水位偏差が南北沿岸に沿ってほぼ同時に変動し、陸棚に沿った波動伝播はみられない。時空間分布図を時間軸に沿ってみていくと12月28日～1月1日と1月5日以後において沿岸水位が低下していることがわかる。強い北風による沖向きのエクマン輸送によって沿岸水位が低下したと考えられる。下段に示した海峡西端JT点における水位変動をみると、細線で示した短周期変動は風の日変化に応答し、1月1・4・8日において水位の低下がみられる。このような短周期変動は海峡西端に位置する竜飛において観測された短周期変動 (Fig. 5(a)) にほぼ一致していることがわかる。このように竜飛においては、海峡内のローカルな風応答に加え、日本海側の風応答の影響を受けている可能性が考えられる。そして注目すべき点は、太線で示した観測期間前半で水位が上昇、後半下降するという長周期の水位変動が再現されている点である。

次に太平洋側の数値計算結果 (Fig. 15(b)) をみる。太平洋側は西風が卓越し、北海道南岸域では沖向きエクマン輸送のセンスになる。中段に示す水位偏差の時空間分布図をみると西風が強まったあと、P2からP3へ負の偏差水位がゆっくりと伝播していることがわかる。Isozaki (1969a)によれば、気象擾乱によって起こる高潮の伝播が北海道南岸から銚子沖に存在し、その伝播速度は $4.2 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ と見積もられ、陸棚波の存在を示唆している。本数値モデル結果から得られる伝播速度は $2.9 \sim 5.8 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ であることから陸棚波の発生伝播が示唆される。下段に示した太平洋側の津軽海峡と接続する格子PTにおける水位変動をみると水位変動の振幅は1.5 cm以下と小さく、顕著な長周期変動はみられない。

以上の結果から、1977年1月の観測期間にみられた津軽海峡全体同位相の長周期水位変動は日本海側で発生した擾乱が海峡内に侵入した結果と推測される。

結 言

津軽海峡内5点の沿岸水位資料解析から、潮汐を除いた数日周期の水位変動は、周期が3日以下の短周期変動と、3日以上長周期変動に分けられることがわかった。前者の変動は、北海道側

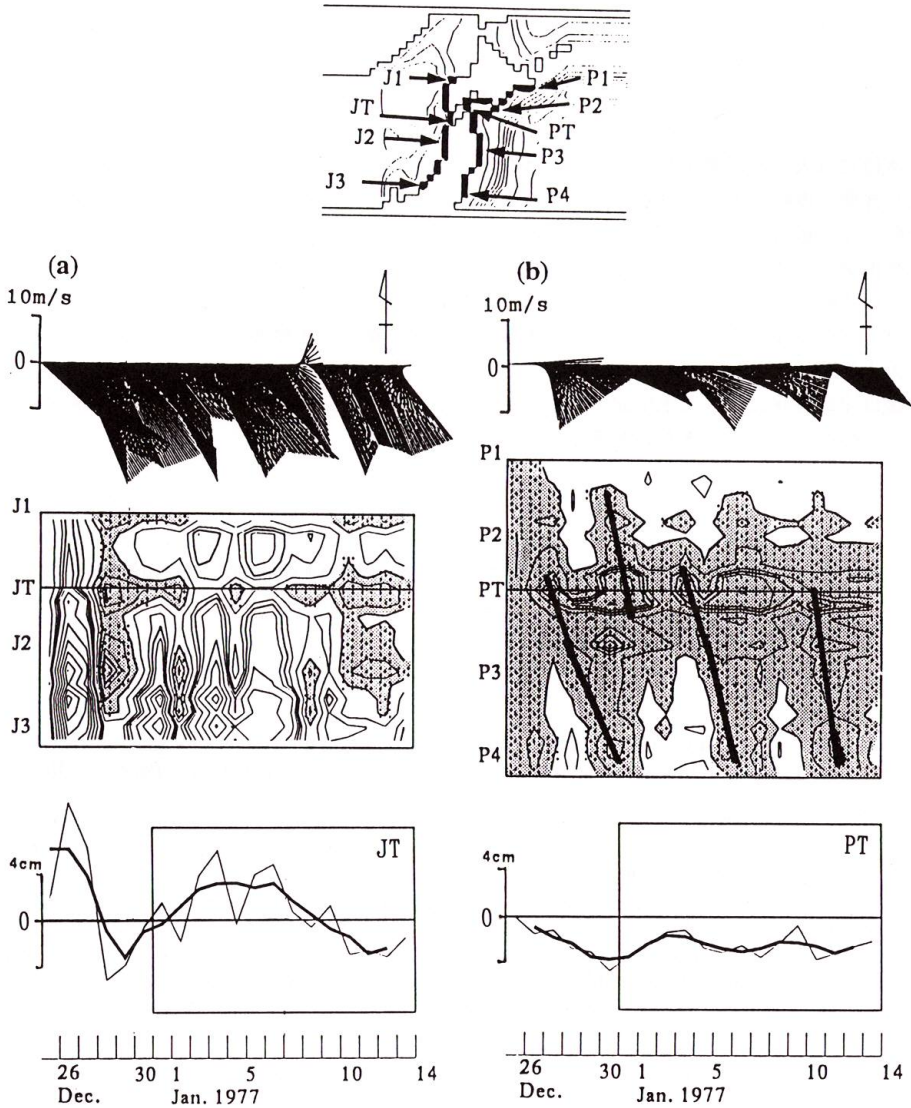


Fig. 15. (a) Forcing wind of the Japan Sea area, time variation of sea level at the Japan Sea coast, time variation of sea level of JT grid. (b) Forcing wind of the Pacific area, time variation of sea level at the Pacific coast, time variation of sea level of PT grid.

と本州側で逆位相の関係を示し、後者の変動は海峡全体でほぼ同位相の変動を示す。本研究ではこのような水位変化の原因の一つと考えられる風応力を強制力とした数値計算を行い、風に対する海峡内の水位応答を調べた。

海峡周辺を対象海域とした小領域モデル計算によって、対岸同士で逆位相の関係を示す短周期変動はほぼ再現できたものの、長周期変動は全く再現することができなかった。短周期の水位変動は、主として海峡軸方向の風応力によって駆動されるエクマン輸送とこの輸送の結果生じる海峡横断方向の圧力勾配にコリオリ力がバランスした地衡流で説明される。そして、その応答時間

は1~2日程度であることがわかった。一方、長周期水位変動は津軽海峡を含む日本海と太平洋の陸棚域を模した大領域計算によって再現することができた。この計算結果は北西季節風の変動に伴い発生した日本海沿岸全域の水位変動が海峡内に侵入したことを示している。太平洋側の陸棚域では、北海道南岸から岸を右手にみて伝播する陸棚波と考えられる水位変動が現れたが海峡口での水位には大きな影響を及ぼすものではなかった。しかし、今回の観測期間中においてたまたま太平洋側で振幅の大きな高潮が発生しなかっただけであり、太平洋側の擾乱が津軽海峡内の水位変動に全く影響しないと結論づけることはできない。なぜなら、Isozaki (1969a) は1956年2月の温帯低気圧によって発生した高潮の大きさは釧路において44 cmの値を記録し、さらに南方伝播している様子を記述しているためである。本数値計算において沿岸を南方伝播した波動の釧路における水位偏差は4 cm未満と小さく、本観測期間中に顕著な陸棚波が発生しなかったために海峡内の水位変化に対し太平洋側の影響が小さかったと考えられる。

今後は津軽海峡に大きな水位偏差を生じさせたより多くの気象擾乱を取り挙げ、海峡内の水位変動の特徴をまとめていきたいと考える。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、助言を与えてくださった北海道大学水産学部の東屋知範博士、清水学氏をはじめ同学部物理海洋学講座の皆様には感謝致します。

文 献

- Isozaki, I (1968). An investigation on the variations of sea level due to meteorological disturbances on the coast of Japanese Islands(I), On the accuracy of tide prediction. *Papers in Meteorol. and Geophys.*, **19**, 401-426.
- Isozaki, I (1969b). An investigation on the variations of sea level due to meteorological disturbances on the coast of Japanese Islands(III) On the variation of daily mean sea level. *Jour. Oceanogr. Soc. Japan.*, **25**, 91-102.
- Isozaki, I (1969a). An investigation on the variations of sea level due to meteorological disturbances on the coast of Japanese Islands (IV), Storm Surges on the Pacific Okhotsk Sea coasts of North Japan. *Jour. Oceanogr. Soc. Japan.*, **25**, 25-34.
- Unoki, S. and I. Isozaki (1965). Mean sea level in bays, with special reference to the mean slope of sea surface due to the standing oscillation of tide. *Oceanogr. Mag.*, **17**, 11-35.