HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	津軽海峡東口の恵山沖における流速変動
Author(s)	丹野, 友海; 黒田, 寛; 磯田, 豊; 相木, 智一
Citation	北海道大学水産科学研究彙報, 56(2), 33-41
Issue Date	2005-07
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/22008
Type	bulletin (article)
File Information	56(2)_P33-41.pdf

Instructions for use

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

北 大 水 産 彙 報
56(2), 33-41, 2005.

津軽海峡東口の恵山沖における流速変動

丹野　友海[1)]・黒田　寛[2)]・磯田　豊[3)]・相木　智一[3)]

(2005年3月20日受付，2005年4月25日受理)

Flow Variations off Cape of Esan, northeast of Tsugaru Strait

Tomomi TANNO[1)] • Hiroshi KURODA[2)] • Yutaka ISODA[3)] • Tomokazu AIKI[3)]

Abstract

To investigate the seasonal and periodical variations of flow in the Tsugaru Strait, the mooring current measurement was carried out off Cape of Esan, northeast of the strait, at a depth of 3 m below the surface during about one year from March 2003 to May 2004. The seasonal variation of flow roughly corresponded to the seasonal change in sea level difference across the strait (between Fukaura and Hakodate), which denotes the strength index of geostrophic surface current passing through the strait. It is found that a noticeable decrease of eastward current occurred from December 2003 to January 2004. Such a rapid decrease in early winter is also seen in ADCP analysis for the Tsugaru Warm Current by Kuroda et al. (2004). Remarkable periodical variations of flow were the four major tidal constituents (M_2, S_2, K_1 and O_1) and about 14-day period. Our study focused only on the 14-day periodicity and examined its seasonal stability. We found that this variation contains a 13.66-day periodicity throughout the years and its amplitude becomes larger in spring to summer. This suggests that the variation for Mf tide or spring-neap tide for K_1 and O_1 constituents may dominate, but it is frequently disturbed by spring-neap tide for M_2 and S_2 constituents and by wind forcing with a similar periodicity in winter.

Key words: Tsugaru Strait, Flow variations, 14-day periodicity, Mf tide, Spring-neap tide for K_1 and O_1 constituents

はじめに

津軽海峡内における流動構造の季節変化や海峡内で卓越する周期流速変動に関する研究はこれまでほとんど報告されていない。これは，過去の研究が海峡内を東向する津軽暖流の流動構造ではなくその通過流量の季節変化を中心に議論したためである。ただし，実測流速が用いられることは少なく，密度場から計算された傾圧地衡流や海峡を挟む沿岸水位差 (Toba et al., 1982) を用いた推測がほとんどである。西田ら (2003) は津軽海峡西口における複数回のADCP往復観測を実施し，流量と南北水位差との線形相関から通過流量の季節変化を議論した。四竈 (1994) は海底設置型ADCPを冬季の半年間海峡内に設置し，通過流量の季節変化を示した。最近，黒田ら (2004) は定期船に搭載されたADCPによる約2年間の流速データを用いて，海峡中央部における津軽暖流流軸付近の表層流の季節変化を提示した。彼らによると，表層流の東向きの偏差は11月～12月に最大となり，その後急激に減少し翌年1月には西向きの偏差に転じる。しかしその原因は明らかではない。

本研究は津軽海峡東口の北側（恵山沖, Fig. 1の●印）において，約1年間の係留流速観測を実施し，その記録から黒田ら (2004) が示した流れの季節変化を確認し，更に，海峡内で卓越する周期流速変動を提示する。本研究で用いた流速データは1時間間隔で計測された時系列であるため，黒田ら (2003) が潮流のエイリアシングを危惧し議論を避けた15日周期帯の流速変動に注目することが可能となる。恵山沖は渡島半島の南東端に位置し，海峡を東向する津軽暖流と北海道の渡島半島に沿って南下する沿岸親潮が接する海域である。それゆえ，本観測により得られた流速データには，津軽暖流と沿岸親潮の両流速変動が記録されている可能性がある。

1) *Faculty of Fisheries, Hokkaido University*
(北海道大学水産学部)
2) *Center for Marine Environmental Studies, Ehime University*
(愛媛大学沿岸環境科学研究センター)
3) *Laboratory of Marine Environmental Science, Guraduate School of Fisheries, Hokkaido University*
(北海道大学大学院水産科学研究科資源環境科学講座)

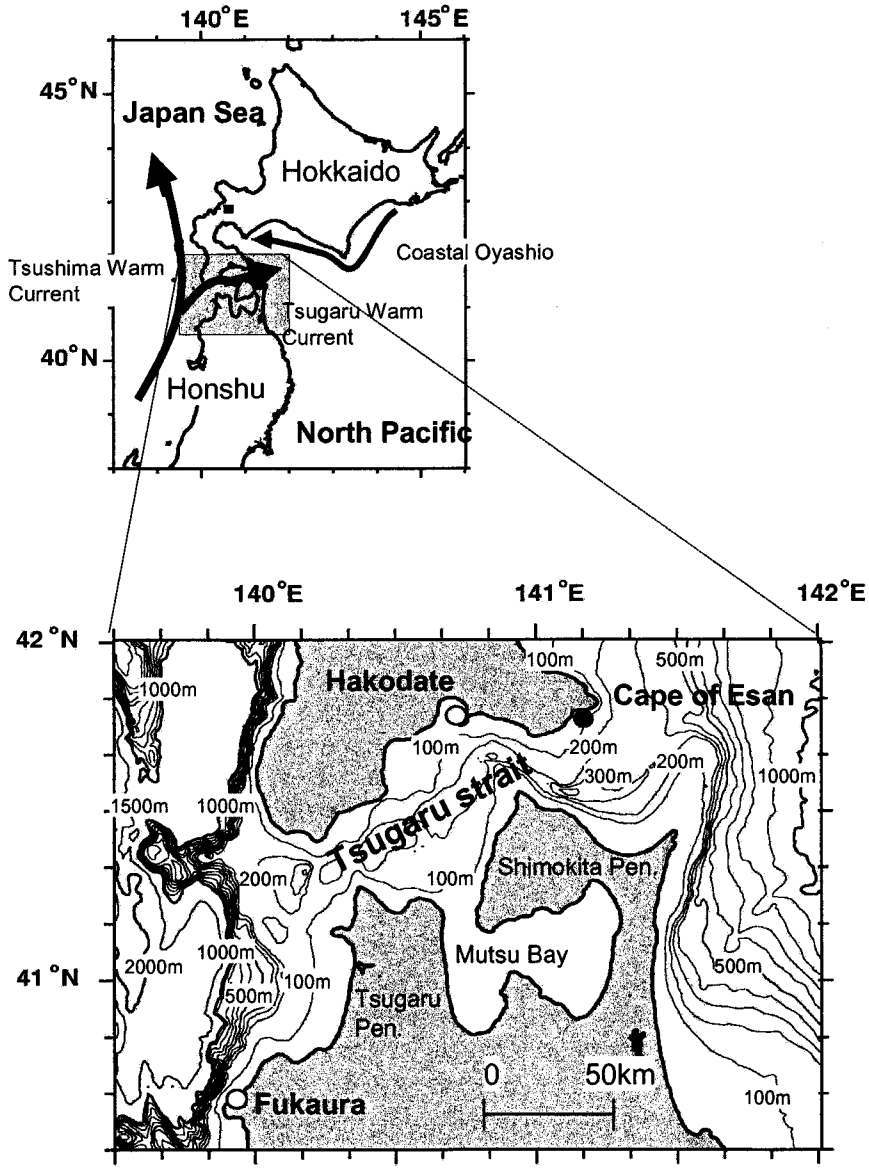

Fig. 1 Upper: Study area indicating a schematic view of the flow paths of Tsushima Warm Current, Tsugaru Warm Current and Costal Oyashio. Lower: Bottom topography around the Tsugaru Strait. Solid circle indicates the current observation point off Cape of Esan. Open circles indicate the locations of tidal stations in Hakodate and Fukaura.

解 析 資 料

恵山沖約 1 km の水深約 20 m に設置されている航路標識ブイ (41°46.350′N, 141°06.947′E, Fig. 1 の●印) の海面下 3 m に，ALEC 社製の電磁流速計 (COMPACT-EM) を係留した。毎正時 1 分間の平均流速と水温が同時に記録される。観測期間は 2003 年 3 月 25 日～2004 年 5 月 12 日までの約 1 年間 (414 日) である。ただし，2003 年 7 月 1 日～7 日の約 1 週間は流速計交換のために欠測となり，欠測期間中の時系列は前後の流向流速値を用いて線形補間し解析に使用した。

津軽海峡を通過する流れの力学構造は Ohshima (1994) や Rikiishi (1989) の中で議論されている。彼らによると，海峡横断方向の水位勾配はコリオリ力とバランスし (地衡流バランス)，日本海と太平洋間の水位勾配は摩擦力とバランスする。それゆえ，津軽海峡を通過する津軽暖流に伴う海峡周辺の水位は，日本海側の津軽半島周辺 (海峡の南西側) で最も高く，太平洋側の恵山周辺 (海峡の北東側) で最も低くなることが推測される。そこで，青森県の深浦 (40°39′N, 139°56′E) の水位を海峡南西側の代表として，函館 (41°47′N, 140°43′E) の水位を海峡北東側の代表として選択し，両地点間の水位差 (深浦－函館) を東向する津軽暖流の表層流速の指標とした。両検潮所位置を Fig. 1 に○印で示す。水位及び海面気圧資料は，気象庁 (www.data.kishou.go.jp) が web 上で公開している毎時データを使用し，解析期間は流向流速データと同期間である。水位は同

時刻に記録された海面気圧を使用し，静力学応答の仮定の下で気圧補正（−1 cm/1 hPa）を行い，解析期間中の平均からの偏差を解析に使用した。

本研究で用いた風速風向データは，6時間間隔の NCEP/NCAR 再解析データ（www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis/）であり，流向流速データと同期間使用した。津軽海峡に最も近い格子のデータを取得し，その中心位置は 42.8564°N, 140.625°E である。なお，風速ベクトル $W=(W_N, W_E)$ から下記の式を用いて風応力ベクトル τ の南北と東西成分 (τ_N, τ_E) に換算した。

$$\tau=(\tau_N, \tau_E)=\rho_a C_d W\,|\,W\,|$$

ここで，ρ_a は大気の密度，C_d は抵抗係数である。

解 析 結 果

流速，水温，水位，風応力の季節変化

Fig. 2 は上から順に，(a) 恵山沖における東西と南北流速成分，(b) 水温，(c) 気圧補正後の函館における水位，そして (d) 風応力の東西と南北成分の時系列を示している。流速と風応力は，いずれも東西成分は東向きを正，南北成分は北向きを正として表示した。時系列の大まかな特徴として，観測前半の成層期である 4 月～10 月に短周期の流速変動が卓越し，水温は 9 月を極大とした季節変化が明瞭であった。水位は約 2 週間周期の大潮小潮に 10 月を極大とした季節変化が重なっていた。また，風応力は冬季季節風が卓越する 10 月～4 月に数日周期の変動が顕著に現れていた。

まず，季節変化に注目するために，各時系列（深浦の水位を含む）に 30 日の移動平均を施し，5 日毎にサブサンプルした時系列を Fig. 3 に示す。上から順に，(a) 恵山沖の流速ベクトル，(b) 恵山沖の水温，(c) 深浦－函館の水位差，(d) 風応力ベクトルである。なお，流速と風応力のベクトル図の上方は北向きを表す。Fig. 1 の地形図を眺めながら，恵山沖における流れの季節変化を記述する。2003 年 4 月～5 月の流向は西北西方向（津軽海峡内へ流入する方向）であり，流速値は約 5 cm/s と比較的弱い。その後，2003 年 6 月～8 月に 10 cm/s 近くまで流速値は増加し，流向は西北西から北北東へ大きく変化した。すなわち，恵山沖の流れは海峡内への流入から海峡外への流出に転じていた。2003 年 8 月～12 月は 7 cm/s 程度の流速値で安定した北北東向流が継続していたが，2004 年 1 月には流速値が 2 cm/s 以下の微弱な流れとなり，観測終了時（2004 年 5 月）まで継続していた。

以下では，このような流向流速の季節変化と水温，水位差，風応力の関係を比較する。流速計は表層（海面下 3 m）に設置したため，水温の季節変化は，主に海面加熱と冷却によって支配されていると考えられる。それゆえ，流速の季節変化と明瞭な関係はみられず，2003 年 4 月～9 月は海面加熱による水温上昇期，2003 年 9 月～2004 年 3 月は海面

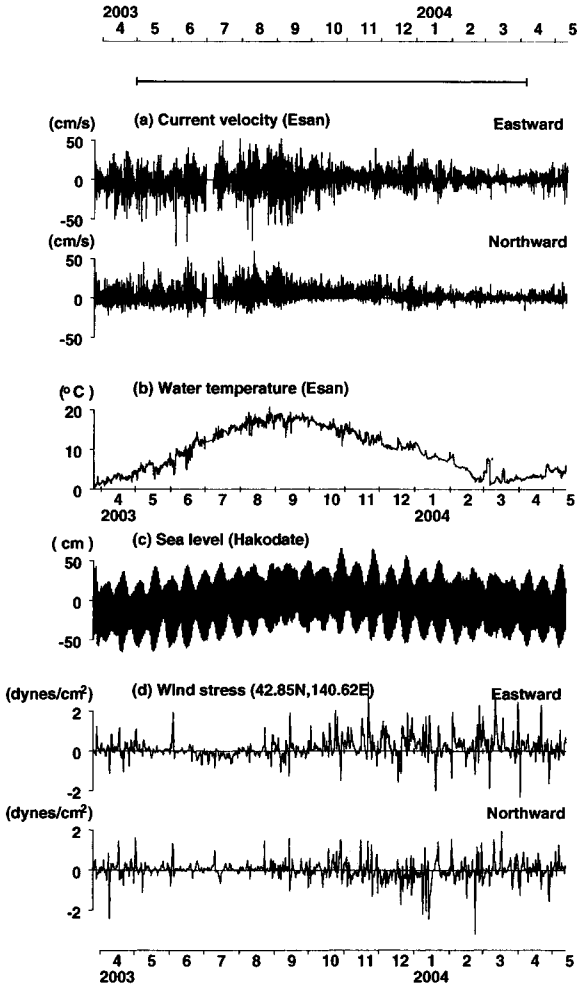

Fig. 2 Time series of the observed raw data. (a) Eastward and northward current velocity components (Esan), (b) water temperature (Esan), (c) sea level (Hakodate), and (d) eastward and northward wind stress components (42.85°N, 140.62°E).

冷却による水温下降期となっている。海峡内の表層流に地衡流バランスを仮定すれば，海峡横断方向の水位差が大きな時期は海峡内の表層東向流が強化され，その水位差が小さい時期は東向流が弱くなることが推測される。恵山沖の流速値が小さく，海峡内への流入（西北西方向）が確認された 2003 年 4 月～5 月は，横断方向の水位差が小さく東向流が弱いと推測される時期に対応している。一方，恵山沖で流入から流出に転じた 2003 年 6 月～8 月と，安定した北北東向きの強い流れが継続した 12 月までは，水位差も大きく強い東向流が推測される時期に対応している。更に，恵山沖で流速値が急激に減少した 2003 年 12 月～2004 年 1 月には，水位差も大きく減少し東向流が急激に弱まると推測される時期によく対応している。12 月～1 月における東向流速の大きな減少は，「はじめに」で紹介した黒田ら (2004) の知見とも一致する。このように，海峡横断方向の水位差は恵山沖の流れ場の季節変化を推定できる良い指標であることが示唆される。ただし，観測された恵山沖の流

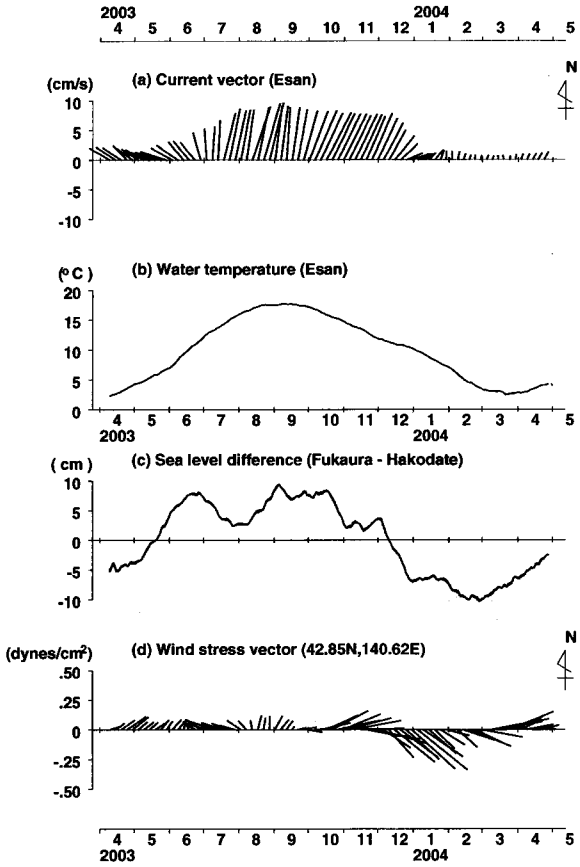

Fig. 3 Time series of 30-days running mean data. (a) Current vectors (Esan), (b) water temperature (Esan), (c) sea level difference between Fukaura and Hakodate, and (d) wind stress vectors (42.85°N, 140.62°E).

速が津軽暖流の流れ場だけを反映しているとするのは危険かもしれない。例えば，大谷 (1971) は春季～夏季の恵山沖には低温低塩の沿岸親潮水が存在し，海峡内へ流入することを指摘している。すなわち，2003年4月～5月にみられた弱い西北西向流がそれに対応しているかもしれない。加えて，本観測は表層流を計測したため，表層は津軽暖流水であっても下層には沿岸親潮水が存在するような傾圧構造の可能性も考えられる。

風応力は2003年4月～9月に弱く，2003年10月から北西または西の冬季季節風が卓越している。この冬季季節風は海峡内における強い東向きの吹送流を想像させるが，同時期の恵山沖では流速値が急激に低下していた。これは恵山沖における冬季の微弱な流れが海峡内の吹送流では説明できないことを意味している。それゆえ，恵山沖の吹送流については，恵山の北東側に位置する日高湾内で励起され伝播してくる波動の影響も考慮する必要があろう。

流速，水温，水位，風応力に卓越する周期変動

恵山沖の流速と水温，函館の水位と海峡周辺の風応力に卓越した変動周期を検出するために，FFT法によるスペクトル解析を行った。スペクトル解析を行った期間は，Fig. 2の上段に示した太線の期間 (2003年5月～2004年4月) で，データ数は計2^{13}個である。ただし，風応力データのみサンプリング間隔 (6時間) が異なるため，2003年5月～2004年1月までの計2^{10}個のデータを使用した。スペクトルは5回のハニングフィルター (重み 0.25, 0.5, 0.25) で平滑化し，このときの自由度は60となる。

Fig. 4に流速の回転スペクトルを示す。上段はスペクトル密度を示し，太い実線が時計回り成分，細い実線が反時計回り成分，破線が全スペクトル量を示す。中段は全スペクトル量に占める時計回り成分と反時計回り成分の割合

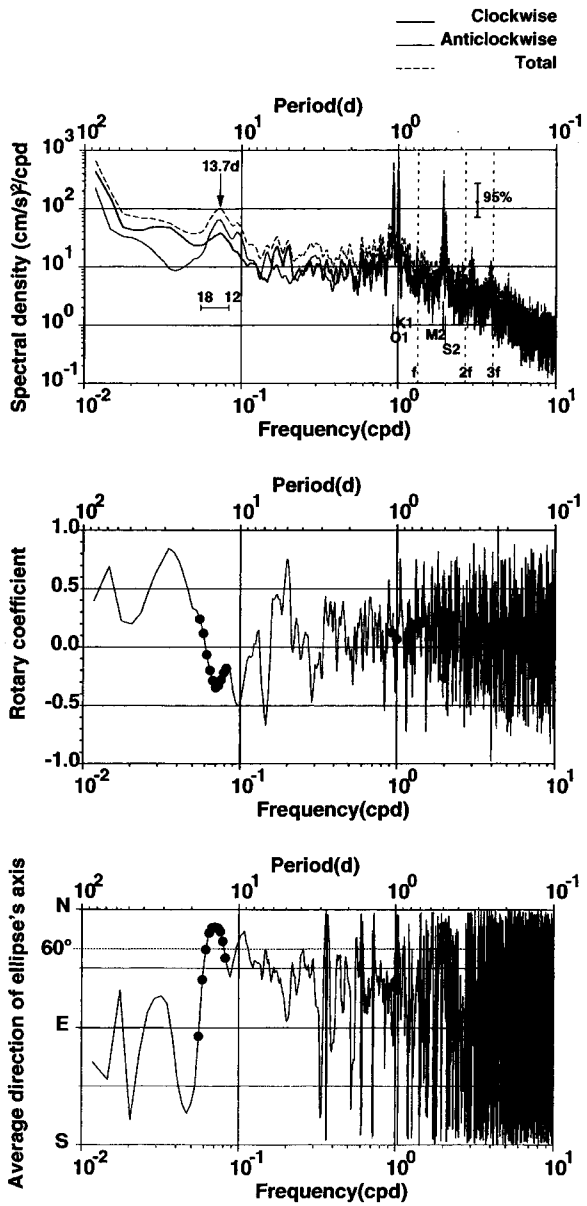

Fig. 4 Rotary spectra (upper), rotary coefficients (center) and average directions of major axis (lower) using current data (Esan) from March in 2003 to May in 2004. The frequency with solid circle in lower two panels indicate four tidal periods (M_2, S_2, K_1 and O_1) and about 14-days period (12-18 day).

(回転係数) であり，下段は平均長軸方向を示している。まず，スペクトル密度 (上段) をみると，潮汐周期帯である日周潮 (K_1 分潮，O_1 分潮) と半日周潮 (M_2 分潮，S_2 分潮) そして 13.7 日周期に 95% の信頼限界幅を超える有意なピークがみられる。よって，以下では主要 4 分潮と 13.7 日を中心とした 12 日～18 日周期帯に注目し，中段と下段の図ではそれらの周期帯における値に●印をつけて強調した。周期によって多少バラツキはあるものの，潮汐周期帯及び 13.7 日周期帯の回転係数値はほぼ 0 付近にあり，平均長軸方向は東から反時計回りに約 60° 付近にある。すなわち，両周期帯の変動は，海岸線に沿った (Fig. 1 を参照) ほぼ直線的な振動である。

次に，恵山沖の水温と函館の水位のスペクトルを Fig. 5(a) に示した。細い実線が水位，太い実線が水温を表す。函館の水位には，恵山沖の流速と同様に，潮汐周期帯 (K_1, O_1, M_2, S_2 分潮) と 13.7 日周期に有意なピークが現れている。恵山沖の水温に有意なピークはみられないが，13.7 日周期付近に小さなピークが検出されている。風応力から流速と同様に回転スペクトルを計算し，スペクトル密度のみを示した。水温と同様に統計的に有意なピークは検出されず，

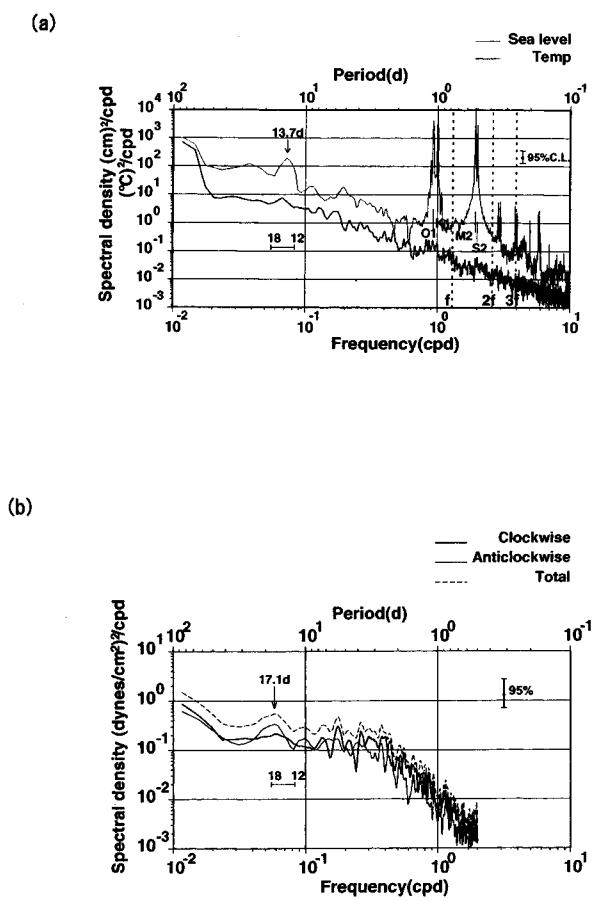

Fig. 5 (a) Spectral densities of sea level (Hakodate) and water temperature (Esan). (b) Rotary spectra of wind stress (42.85°N, 140.62°E), which is calculated from the rotary-spectral analysis.

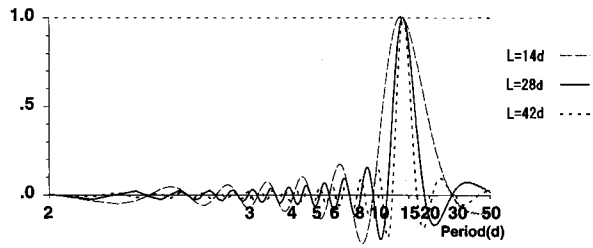

Fig. 6 Frequency response functions of the HAB method with a 14-day period in the cases for the resolved periods of 14-day (dashed line), 28-day (solid line) and 42-day (dotted line).

流速と水位にみられた 13.7 日周期より長周期側の 17.1 日周期付近にピークが存在している。

津軽海峡の潮汐潮流に関しては，小田巻 (1984) や黒田ら (2004) で詳しく議論されているため，本論ではこれ以上の言及しないことにした。以下では，流速と水位にみられた 13.7 日周期変動を 14 日周期変動と称し，次節ではバンドパスフィルターを用いて季節的な振幅の変動とその要因について考察する。

バンドパスフィルターを用いた 14 日周期変動の抽出

本解析で使用したバンドパスフィルターは，黒田ら (2003) が提案した HAB 法 (Harmonic Analysis Band-Pass Method) に基づき設計した。HAB 法の利点は，注目した周期帯の振幅を減じることなく抽出できることにある。よって，バンドパスされた時系列の振幅値を定量的に議論することができる。Fig. 7 は最小 2 乗で分解する周期を 14 日とし，分解期間 L を L＝14 日, 28 日, 42 日とした場合の周波数応答関数を示す。先に見た Fig. 4 と Fig. 5(a) のスペクトルピーク幅が 13.7 日周期を中心とした 12～18 日周期にあったことから，本解析ではその周期帯を抽出できる L＝28 日を選択することにした。Fig. 2 の生の時系列に HAB 法を施した 14 日周期帯のバンドパス時系列を Fig. 7 に示す。恵山沖のバンドパス流速は Alongshore 成分 (東から反時計回りに 60° の方向) と Onshore 成分に分解してある。

流速のバンドパス時系列は，14 日周期変動が一年を通じて安定した振幅をもつ振動流ではないことを示している。観測前半の 2003 年 4 月～9 月は Alongshore 成分の振幅が 3～5 cm/s で比較的大きいものの，観測後半の 2003 年 10 月以降の振幅は 2 cm/s 以下に減少する。水温の 14 日周期変動の振幅は最大でも 1°C 以下であるが，2003 年 5 月～6 月と 2004 年 2 月～3 月の 2 回ほど振幅の増大がみられる。ただし，これら 2 回の振幅の増大は流速の 14 日周期変動にはみられない。函館の水位の 14 日周期変動は，流速の 14 日周期変動が卓越していた前半時期は約 2 cm の安定した振幅を示すが，後半は振幅の増減が激しい不安定な時期になる。風応力の 14 日周期変動は，北西もしくは西の冬季季節風が吹き始める 2003 年 9 月以降に卓越する傾向がみられる。

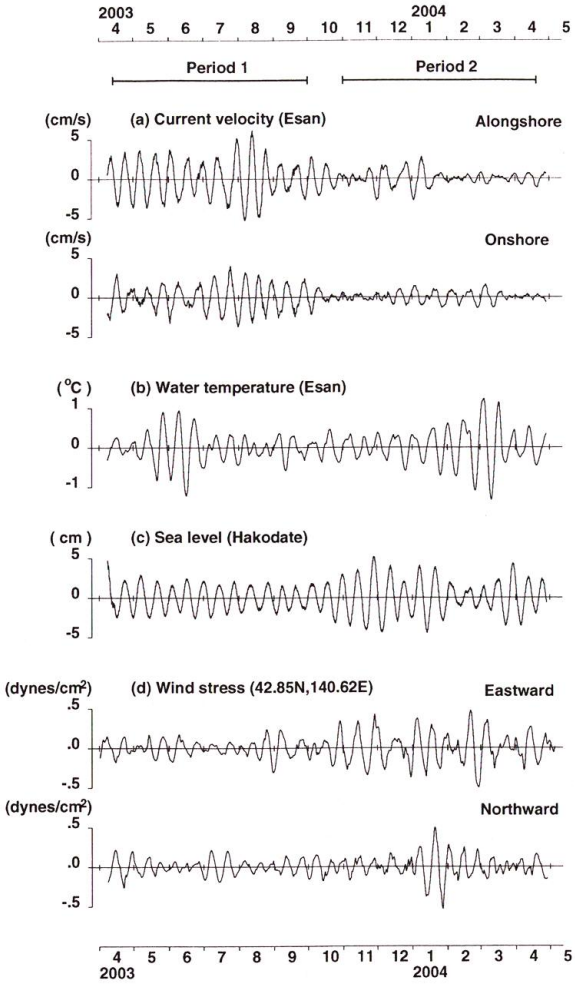

Fig. 7 Time series of 14-day band-pass data using HAB method. (a) Major-axis and minor-axis current components (Esan), (b) water temperature (Esan), (c) sea level (Hakodate), and (d) eastward and northward wind stress components (42.85°N, 140.62°E).

以上の結果から，流速と水位の 14 日周期変動は，2003 年 10 月を境とした前半と後半の間で異なる振動パターンであることが示唆される。そこで，解析期間を図の上段に太い実線で示した前半 (Period 1) と後半 (Period 2) に分けて，各要素間の 14 日周期変動の相関関係を調べることにした。

14 日周期変動における流速，水温，水位，風応力の相関関係

5 つの要素を流速の Alongshore 成分，水温，函館の水位，風応力の東西と南北成分とし，各要素同士の 14 日周期における 2 乗コヒーレンスと位相差を計算した。前半の Period 1 は 2003 年 4 月～10 月，後半の Period 2 は 2003 年 10 月～2004 年 4 月とし，それぞれ計 4096 ($=2^{12}$) 個のデータ数である。平滑化フィルターと自由度は前述のスペクトル解析と同じである。ただし，風応力とのクロススペクトル解析において，風応力以外の要素を風応力の時刻に合わせた 6 時間間隔でサブサンプルして相関を求めた。この場合，解析期間も異なり，前半が 2003 年 5 月～9 月，後半が 2003 年 11 月～2004 年 3 月で，それぞれ計 512 ($=2^9$) 個のデータ数である。結果は Table 1 にまとめ，(a) が前半の Period 1，(b) が後半の Period 2 であり，各表の右上半分が 2 乗コヒーレンスの値，左下半分が位相差 (単位は degree) である。なお，各ボックスの背景色が濃い灰色ほど高い相関を示し，2 乗コヒーレンス値の信頼限界を 3 段階 (99% 以上，95-99%, 90-95%) で表示した。

前半の Period 1 で有意な相関を示す組み合わせは，流速と水位でほぼ逆相関 (99% 以上)，水温と水位でほぼ同位相

Table 1 Coherence squared values (upper right hand side) and phase values (lower left hand side; the unit is degree) between five components, i.e., alongshore current (Esan), water temperature (Esan), sea level (Hakodata), and wind stress components (EW and NS). They are calculated from the cross-spectral analysis during the Period 1 and 2 shown in Fig. 7, respectively. The box with a darker tone shows higher confidence level of coherence squared greater than 99, 95 and 90%.

99%<
95-99%
90-95%

Period 1

	Alongshore Current (Esan)	Water temperature (Esan)	Sea level (Hakodate)	Wind stress (EW)	Wind stress (NS)
Alongshore Current (Esan)		0.33	0.53	0.00	0.33
Water temperature (Esan)	178°		0.44	0.33	0.05
Sea level (Hakodate)	9°	177°		0.05	0.15
Wind stress (EW)	61°	126°	122°		
Wind stress (NS)	159°	140°	163°		

Period 2

	Alongshore Current (Esan)	Water temperature (Esan)	Sea level (Hakodate)	Wind stress (EW)	Wind stress (NS)
Alongshore Current (Esan)		0.14	0.04	0.24	0.02
Water temperature (Esan)	176°		0.01	0.34	0.06
Sea level (Hakodate)	10°	23°		0.27	0.37
Wind stress (EW)	21°	144°	149°		
Wind stress (NS)	145°	34°	18°		

(95-99%)，信頼性は低い (90-95%) が流速と水温でほぼ逆位相，風応力東西成分と水温で位相差 126° (風応力先行)，風応力南北成分と流速で位相差 159° (流速先行) となる。このように恵山の流速と函館の水位に高い相関関係がみられ，両者の位相差は，函館の水位が極大であるとき恵山沖の東向流が極大となることを意味している。前半の結果と比較して，後半の Period 2 ではどの組み合わせも 2 乗コヒーレンスの値が低く，流速との組み合わせでは 90% 以上の信頼限界を越えるものはない。ただし，統計的な信頼性は低い (90-95%) ものの，風応力南北成分と水位でほぼ同位相，風応力東西成分と水温で位相差 144° (風応力先行) の関係がみられる。

恵山沖における 14 日周期流速変動の要因に関する考察

恵山沖で 14 日周期の流速変動が卓越するのは成層期である 4 月～9 月 (Period 1) であった。この 14 日周期変動は函館の水位変動にも明瞭にみられ，その位相関係は函館の水位上昇が恵山沖の東向流に対応していた。しかし，函館の水位の 14 日周期変動は非成層期である 10 月以降 (Period 2) にもみられ，この時期は風応力との間に低い相関がみられた。以上の解析結果から，14 日周期変動の要因として次の 3 つの可能性を考える。一つ目は潮汐による約 2 週間周期の大潮小潮，二つ目は長周期潮である 13.66 日周期の Mf 分潮，三つ目は風強制による 14 日周期変動 (吹送流) である。

潮汐による 14 日周期変動に関しては，半日周潮 (M_2 と S_2 分潮) による大潮小潮の 14.8 日周期と日周潮 (K_1 と O_1 分潮) による大潮小潮の 13.7 日周期がある。大潮時は大きな潮流の往復運動による海底摩擦エネルギーが水塊の混合に寄与することで密度流が発生し難くなり，逆に小潮時には密度流が発生し易くなることが定性的には推測される (例えば，Takeoka, 1993)。もし，このようなメカニズムが約 2 週間周期の密度流を発生させるならば，それは成層期に限られる現象であろう。この解釈を用いれば，成層期 (Period 1) における 14 日周期の流速変動の卓越を説明できる可能性はあるが，非成層期 (Period 2) の水位変動に 14 日周期変動がみられる理由については説明できない。

長周期潮である Mf 分潮は日本海で卓越しており，Onishi et al. (2004) は冬季の ADCP データの解析から，日本海側の Mf 分潮の水位上昇と海峡内の東向流の強化がほぼ同位相であることを示している。ただし，日本海において Mf 分潮がなぜ卓越するのかは，まだ明らかにされていない。もし，Onishi et al. (2004) が示したように Mf 分潮に伴う 14 日周期変動が津軽海峡付近で卓越しているのならば，年中同じ振幅の水位変動と流速変動が期待されるはずである。しかし，恵山沖の 14 日周期流速変動の振幅は非成層期に小さくなっている。

Fig. 8 は Period 1 (細い実線) と Period 2 (太い実線) に分けて風応力の回転スペクトルを計算し全スペクトル量のみを示した。冬季季節風が卓越する Period 2 (非成層期)

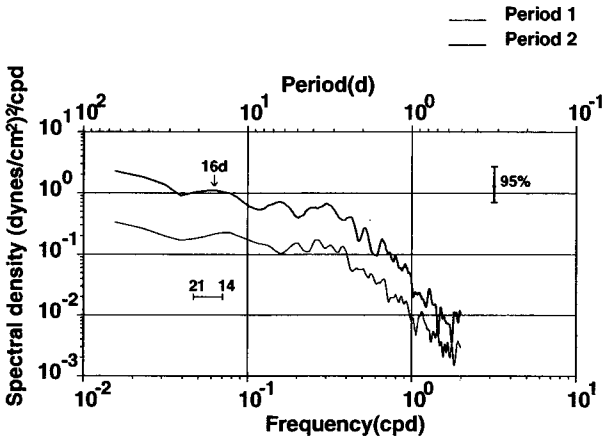

Fig. 8 Total spectral densities of wind stress during Period 1 and 2, respectively.

のスペクトル密度が Period 1 (成層期) に比べて 1 オーダも大きいことがわかる。ただし，14 日周期付近には明瞭なピークは存在しておらず，16 日周期に小さなピークがみられる。それゆえ，14 日周期の風強制によって 14 日周期の流速や水位変動が卓越するという単純なメカニズムでは説明できない。しかし，水位や流速変動に風強制とは関係のない 14 日周期変動がもし安定的に存在していた場合，14 日を含む周期帯の風強制 (または吹送流) に伴う擾乱がその安定性を崩してしまう可能性は十分に考えられる。その一方で，風強制による擾乱の影響が水位や流速の振幅値を大きく変化させたとしても，潮汐による大潮小潮や Mf 分潮が 14 日周期変動の主要因であれば，周期性に関する安定性はある程度保たれるはずである。

そこで，Fig. 7(a) と (c) に示した流速の Alongshore 成分と函館の水位のバンドパス時系列を Mf 分潮の周期 (13.66 日) 毎に分割して，Mf 分潮の周期性と大潮小潮の周期性について調べた。Fig. 9 の横軸は 13.66 日の分割を示し，縦軸はその分割数 (1-29) を上から時間順に並べたもので，流速 (上段) と水位 (下段) の等値線図となっている。灰色領域は負の偏差であり，コンター間隔はそれぞれ 1 cm/s と 1 cm である。図中の●と○は新月と満月，◐と◑は上弦と下弦で M_2 と S_2 分潮の大潮小潮を示し，N, E, S は回帰潮で K_1 と O_1 分潮による大潮小潮を示す。この日周潮による大潮小潮の周期は Mf 分潮の周期とほぼ同じであるため，現場では両者の区別は難しいと考えられる。それゆえ，回帰潮に関連した全ての記号はほぼ縦方向に並んでいる。まず，流速の 15-25 分割 (Period 2 に対応) 付近では位相が大きく変化しているが，それ以外の流速の分割期間及び水位の全期間において 13.66 日周期変動が安定していることがわかる。ここでは Mf 分潮によるものか，日周潮の大潮小潮によるものかの区別は難しいが，13.66 日の周期性は比較的安定しているとみることができる。ただし，細かい位相のずれに注目すると，半日周潮による大潮小潮に対応した位相の歪みが確認できる。例えば，流速の 15 分割以降 (Period 2) において負の偏差 (灰色領域) と●と○ (新

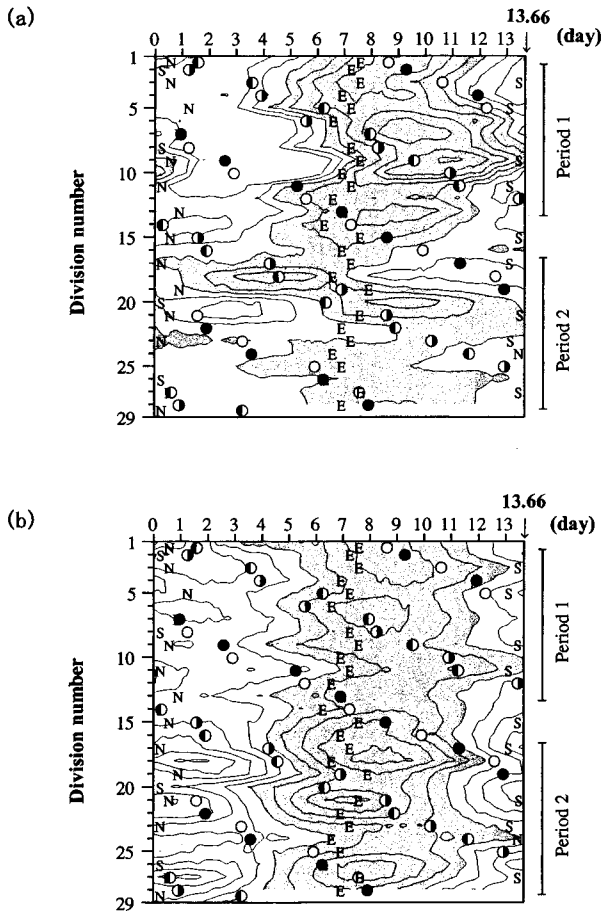

Fig. 9 The contour maps for 14-day band-passed time series of (a) alongshore current (Esan) and (b) sea level (Hakodate). In these maps, the time series are divided by 13.66-days for the period of Mf tide, so the lateral axis is always fixed by the period of 13.66-days and the vertical axis denotes its division number from 1 to 29. Contour intervals are 1 cm s^{-1} in (a) and 1 cm in (b), respectively. Hatched area indicates the negative value, i.e., roughly eastward flow in (a) and lower sea level in (b). Symbols of ●, ◐, ○ and ◑ denote the new moon, the first quarter, the full moon and the last quarter, respectively. Symbols of N, S and E denote the maximum south declination, the maximum north declination and the equator, respectively.

月と満月）印及び◐と◑（上弦と下弦）印が一致しているように見え，水位は全期間において●と○印及び◐と◑印にほぼ対応した振幅の増加がみられる。このような対応関係が本当であるとするならば，その物理的解釈は前述した大潮時の密度流の抑制，小潮時の密度流の強化では説明できない。

本論では14日周期変動の要因についてこれ以上の考察はできないが，少なくとも約14日ではなく，13.66日という明瞭な周期性をもった変動が津軽海峡周辺に存在していることは確かと思われる。

お わ り に

本研究は，津軽海峡東口北側の恵山沖で約1年間にわたる表層流速観測を実施し，海峡通過流の季節変化と海峡内で卓越する周期変動を記述した。まず，恵山沖における流速の季節変化は，海峡横断方向の水位差の季節変化（深浦－函館）によく対応しており，黒田ら（2004）が指摘した初冬（12月～1月）における東向流の急激な衰退が確認された。冬季は北西の季節風が卓越し，海峡を東向する吹送流の強化が推測されたが，この時期の恵山沖の流れは微弱なものであった。本論ではこの理由を明らかにすることができず，冬季季節風に対する津軽海峡周辺の流れ場の応答については今後の課題としたい。恵山沖で卓越する周期変動は，日周潮（K_1 と O_1 分潮）と半日周潮（M_2 と S_2 分潮）の潮汐周期帯と約14日の周期帯で検出された。本論では14日周期変動に注目し，この変動の季節的な出現の様子や水位と風強制の関係を調べ，その要因について考察した。14日周期に近い規則的な周期性をもつ振動流の候補として，K_1 と O_1 分潮の大潮小潮周期と長周期潮である Mf 分潮が挙げられる。これらの周期はいずれも13.66日周期である。HAB法を用いて14日周期帯のバンドパス時系列を作成し，13.66日という周期性が一年を通じて比較的安定していることを確認した。ただし，14.8日周期の M_2 と S_2 分潮の大潮小潮や16日周期付近の風強制に起因した位相の歪みや振幅の変調も示唆された。津軽海峡内では14日周期変動が卓越していることは確かであるが，その物理的要因を明らかにするためには，今後，海峡を挟む水位差の変動（Mf分潮），大潮小潮に伴う潮汐混合，周期的な風強制に伴う吹送流，それぞれの応答問題を個別に調べていく必要があると考える。

最後に，本研究を遂行するにあたり，恵山沖の流速観測を許可して頂き，さらに流速計設置と交換を手伝って頂いた恵山町役場水産開発課の大野様と伊勢様に心より感謝致します。

参 考 文 献

Toba, Y., K. Tomizawa, Y. Kurasawa, and K. Hanawa (1982): Seasonal and Year-to-Year Variability of the Tsushima-Tsugaru Warm Current System with its Possible Cause. *La mer*, **20**, 41-51.

西田芳則・鹿又一良・田中伊織・佐藤晋一・高橋進吾・松原久(2003)：津軽海峡を通過する流量の季節・経年変化．海の研究，**12**, 487-499.

四竈信行（1994）：海底設置型ADCPによる実測された津軽海峡内の流量変動．海洋，**26**, 815-818.

黒田寛・磯田豊・大西光代・岩橋雅行・佐藤千鶴・中山智治・伊藤集通・伊勢田賢一・西澤慶介・島茂樹・外川織彦（2004）：定期船ADCPによる semi-regular sampling データを用いた調和解析手法の検討－津軽海峡東口における潮流と残差流の評価－．海の研究，**13**, 553-564.

黒田寛・磯田豊・大西光代・岩橋雅行・佐藤千鶴・中山智治・伊藤集通・伊勢田賢一・西澤慶介・島茂樹・外川織

彦 (2003)：日高湾西部陸棚上で卓越する 10 日，25 日，60 日周期流速変動．海の研究，**12**, 195-214.

Ohsima, K.I. (1994): The flow system in the Japan Sea caused by a sea level difference through shallow straits. *J. Geophys. Res.*, **99**, C5, 9925-9940.

Rikiishi, K., H. Sato, and S. Matsuo (1989): Sea surface Inclination Due to the Effect of the Coliolis Force on an Ocean Current. *J. Geophys. Res.*, **94**, C3, 3237-3246.

大谷清隆 (1971)：噴火湾の海況変動の研究－II噴火湾に流入・滞留する水の特性－．北大水産彙報，**22**, 58-66.

小田巻実 (1984)：津軽海峡の潮汐・潮流について．海洋，**22**, 12-22.

Takeoka, H., H. Akiyama, and T. Kikuchi (1993): The Kyucyo in the Bungo Channel, Japan. Periodic Intrusion of Ocean Warm Water. *J. Oceanogr.*, **49**, 369-382.

Onishi, M., Y. Isoda, H. Kuroda, M. Iwahashi, C. Sato, T. Nakayama, T. Ito, K. Iseda, K. Nishizawa, S. Shima, and O. Togawa (2004): Winter Transport and Tidal Current in the Tsugaru strait. *Bull. Fac. Fish. Hokkaido Univ.*, **55**, 105-119.