HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	津軽海峡西部への沿岸親潮水の流入
Author(s)	大谷, 清隆
Citation	北海道大學水産學部研究彙報, 38(3), 209-220
Issue Date	1987-08
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/23955
Type	bulletin (article)
File Information	38(3)_P209-220.pdf

Instructions for use

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

北 大 水 産 彙 報
38(3), 209-220. 1987.

津軽海峡西部への沿岸親潮水の流入

大 谷 清 隆*

Westward Inflow of the Coastal Oyashio Water into the Tsugaru Strait

Kiyotaka OHTANI*

Abstract

The mean sea level of the Japan Sea is higher than that of the Pacific Ocean around the Tsugaru Strait. Accordingly, a major part of volume transport of the Tsushima Warm Current, a current which originates from the East China Sea and flows along the northwest coast of Honshu island, flows into the Tsugaru Strait in the direction of the Pacific Ocean and is known as the Tsugaru Warm Current. Seasonal variations in the sea level along the coast of Japan Sea is great, thus the mean sea level difference between both sides of the strait is large in autumn (35 cm) and small in early spring (16 cm). However, the tidal range of the Pacific Ocean is in excess of 100 cm while that of the Japan Sea is below 22 cm, therefore a westward flow through the strait is usually generated for only a short period of higher high tide during the diurnal inequality in the low mean sea level season.

In 1984, however, the Coastal Oyashio Water flowing from the Okohtsk Sea along the Pacific coast of Hokkaido island arrived at the northwestern part of the Tsugaru Strait from February to June. The Coastal Oyashio Water is extremely cold and is less saline because it is comprised of melted drift ice which has flowed through the southern passes of the Kuril Islands chain. Thus, the sea temperature at Shiriuchi dropped extraordinarily and this low temperature condition continued throghout spring. This change in the sea condition influenced the production of algae and fishery production.

An anomalistic westward inflow of the Coastal Oyashio Water into the Tsugaru Strait in 1984 is attributed to the lowering of the mean sea level of the Japan Sea which consequently resulted in the reduction of water column of the Tsushima Warm Current due to unusual winter cooling.

は じ め に

日本海は対馬海峡，津軽海峡，宗谷海峡の3海峡によって仕切られ，これらの海峡を経てそれぞれ，東シナ海，太平洋，オホーツク海に通じている。東シナ海からは黒潮と混合した高塩分な暖水が，対馬暖流として日本海に流入し，日本海の東側を北東に流れて北海道に至り，津軽海峡を経て津軽暖流として太平洋に，宗谷海峡を経て宗谷暖流としてオホーツク海，さらに太平洋へと流出している。

このため北海道沿岸はその地理的位置から予想される以上に，遠く東シナ海を源とする暖水の影響を季節的に強く受けている[1]。

* 北海道大学水産学部海洋学気象学講座
(*Laboratory of Oceanography and Meteorology, Faculty of Fisheries, Hokkaido University*)

津軽海峡は海上交通の要路として国際海峡に位置づけられる重要な海峡であり，生物生産の上でも，東シナ海—日本海—太平洋をめぐる生物の輪送・回遊経路として重要な役割を果たしている。

この海峡を通過する漁業対象生物としては，その漁火が夏の風物詩として親しまれているスルメイカをはじめ，マグロ・イワシ・サケ等多くの回遊性魚類が挙げられ，海峡内ではこれらを対象とする漁業が営まれている。また函館以東の北海道沿岸は津軽暖流水と沿岸親潮水とが交互に接岸する狭い範囲に成育するマコンブの主生産地として古くから知られており，津軽海峡は太平洋の冷水と日本海の暖水とを境する関門の役割を果たしているとも言える。

Toba ら[2] は対馬暖流を駆動・制御する主要因は季節変動の大きい東シナ海と津軽海峡東方の太平洋との間の水位差にあると推論し，その季節変動から対馬暖流流量と水位差との関係式を導いている。

堀・新田[3] によれば津軽海峡内の流れは，海峡に沿う方向の潮位差の平方根に比例していて潮位差 (h) と海峡内の流れの速度 (V) は比例定数 C，重力加速度 g とすると

$$V=C\sqrt{2gh} \quad \cdots\cdots(1)$$

で表され，同時に海峡を横切る方向の水位差とも比例することを示している。力石ら[4] は海峡西口の GEK その他の測流結果を用い，平均流が西口最狭部の海面傾斜より地衡流として求めた値と良く一致することを示している。

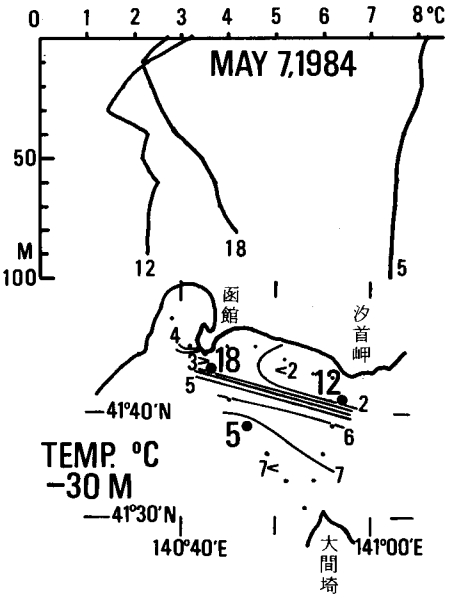


Fig. 1. Vertical Profiles of temperature and horizontal distribution of temperature at the depth of 30 m in the Tsugaru Straits. The area lower than 3°C indicates the Coastal Oyashio Water, and higher than 6°C indicates the Tsugaru Warm Current.

沿岸親潮水の流入

津軽海峡内の日平均流は津軽海峡を狭む日本海と太平洋との平均海面高の差から，東向流が卓越すると考えられていて，大平洋の水は海峡東口の北海道岸恵山岬から汐首岬の間に，海峡中央部の強流に対する補償流として西向きに流れるのみと思われていた。

大石ら[5] は昆布の育成地と海流との関係を知るために，1984 年 5 月に函館沖の海洋観測を行った。その資料によると図 1 に示すように，明らかに沿岸親潮水 (大谷[1),6)]) が北海道岸寄りに厚く流入していることが認められた。このような冷水が函館沖まで流入していることは，函館海洋気象台が 1943 年 4 月 2～3 日に初めて青函連絡船に便乗して，1 または 5～10 分おきに採水・測温した結果に 1 例示されているが，その後 1947 年から 1957 年にわたって，同様に青函連絡船の航路上で採水・測温した観測資料には記録されていない[7]。

図 2 に津軽海峡の地形図を示す。海峡西部の知内町には北海道電力株式会社知内火力発電所があり，1977 年以降毎時の水温自記観測を行っている。冬季は冷却による対流混合によって，沿岸浅所では海面から海底まで水温はほとんど

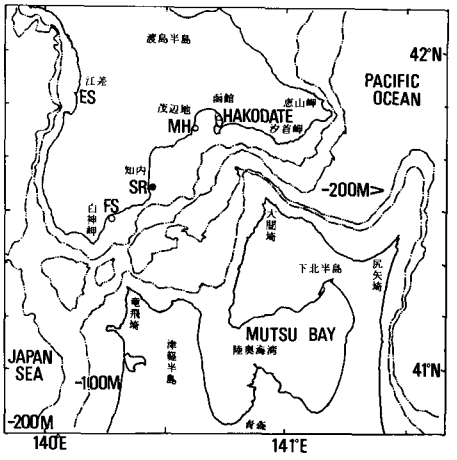


Fig. 2. Topography of the Tsugaru Strait. SR : Shiriuchi, MH : Moheji, FS : Fukushima

等しくなっているが，3月を過ぎると海面水温は昇温するので，冷水を検出するため最も深い観測深度の-7 m の値を用い，1977年以降の日最低水温を図3に示す。図中の鎖線は1977年から1983年（一部欠測あり）間の14日移動平均値で，破線は前述の函館海洋気象台が観測した青函航路上の函館沖の10年平均の旬海面水温である。この期間の水温は1979年4月と1981年2月のように低温な時期も認められるが3°C程度に止どまり，月齢に対応する振動を繰り返しながら，ほぼ平均値の付近を上下していて，極端な低温は持続されていない。しかし，1984年の場合，2月下旬から日最低水温は急激に低下して3°C以下となり，月齢に対応する変動を繰り返しながら，最低水温は2°C以下にまで低下

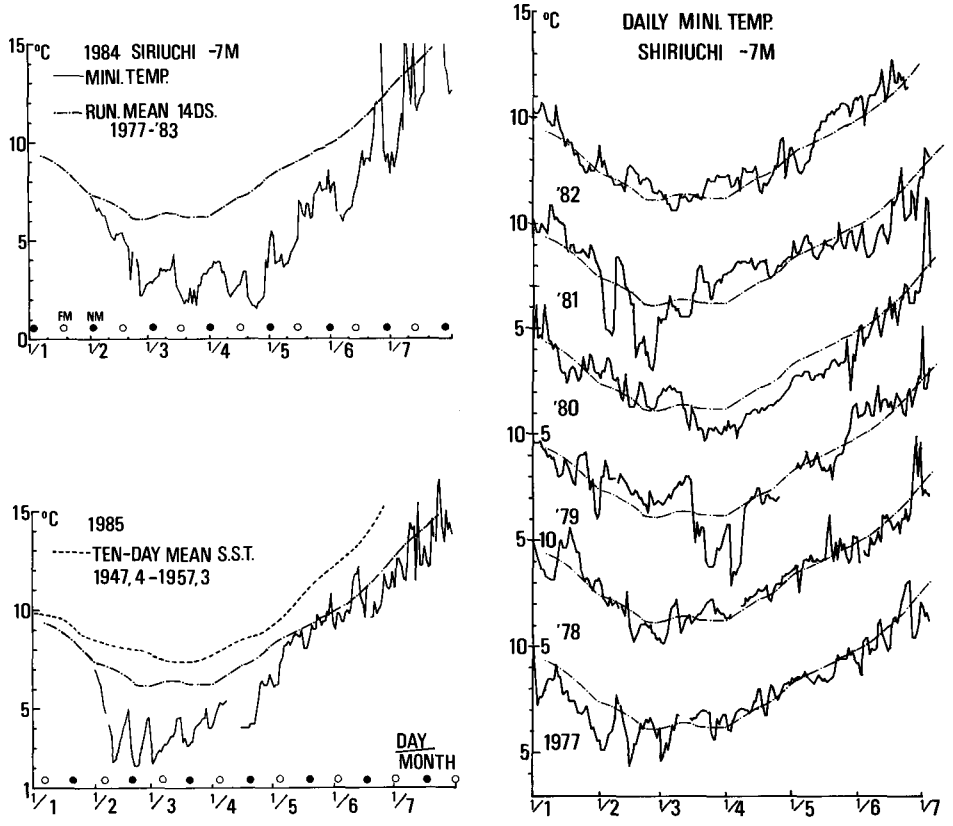
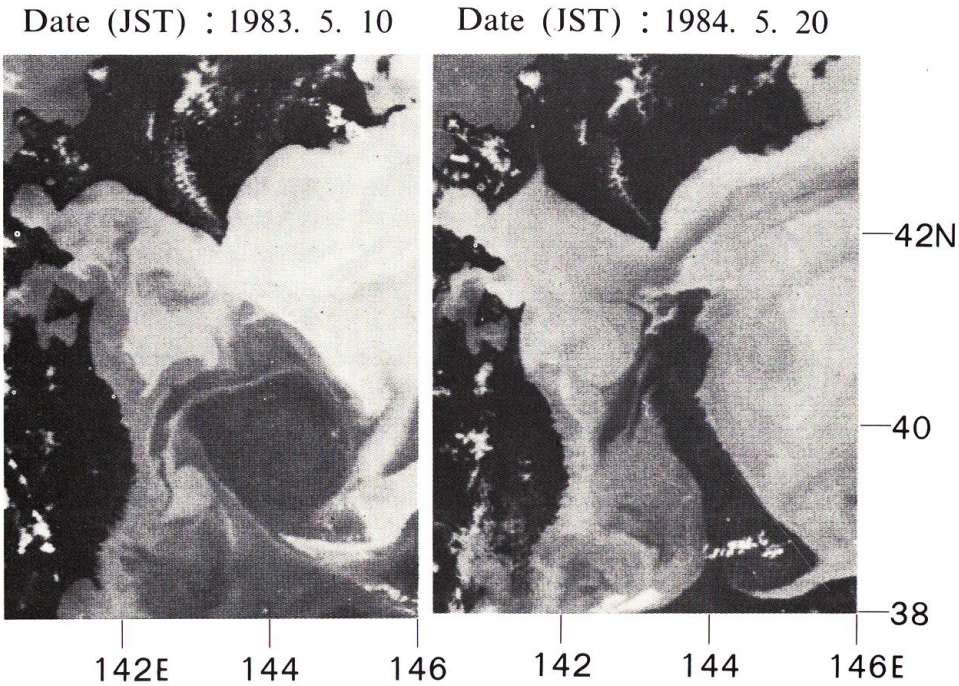


Fig. 3. Yearly changes of daily minimum temperature at Shiriuchi. Broken line indicates ten-day mean sea surface temperature at Hakodate region on the Seikan line observed by Hakodate Marine Observatory.



Photograph. NOAA-8 stellite images 1317 JST 10 May 1983 and 0729 JST 20 May 1984 showing the Oyashio (white area), the Kroshio Warm Ring (black) and the Tsugaru Warm Current (thin black). In 1984, the Tsugaru Warm Current along the coast of Hokkaido in the Tsugaru Strait and along the east coast of Honshu is covered by the Coastal Oyashio Water.

して，4月末まで低温状態が継続している。5月以降も例年にない低温が続き，うしお丸で観測された沿岸親潮水が長期にわたって知内まで到達していた事が明らかに示されている。NOAA AVHRR 画像にもこの冷水が北海道岸に沿って海峡西部に達しているのが撮影されている (写真)。このような沿岸親潮水の流入は1985年2～4月の期間にも認められ，この現象が再現性を持つものであることが示唆される。

海面水位の変化

日本海の平均海面水位は季節的あるいは経年変化が大きく，太平洋との水位差の変動は主として日本海側に主因があることを Toba ら[2] や杉本・川崎[8] が指摘している。

津軽海峡及び北海道周辺の月平均海面水位の統計値を図4に示す。資料は国土地理院海岸昇降検知センター潮位年報に依り，1010 mb 基準に 1 mb＝1 cm の気圧補正をし，T.P 上の値に統一して示す。統計年数は欠測等があるので，検潮所ごとに異なるが季節変化の型は明瞭に示される。

対馬暖流が流れる日本海岸では水温が最も低くなる3月に水位は最低となり，9～10月の間に最も高くなる。津軽海峡に近い深浦では平均年較差は 24.3 cm と大きく，大潮時の日潮差を越える

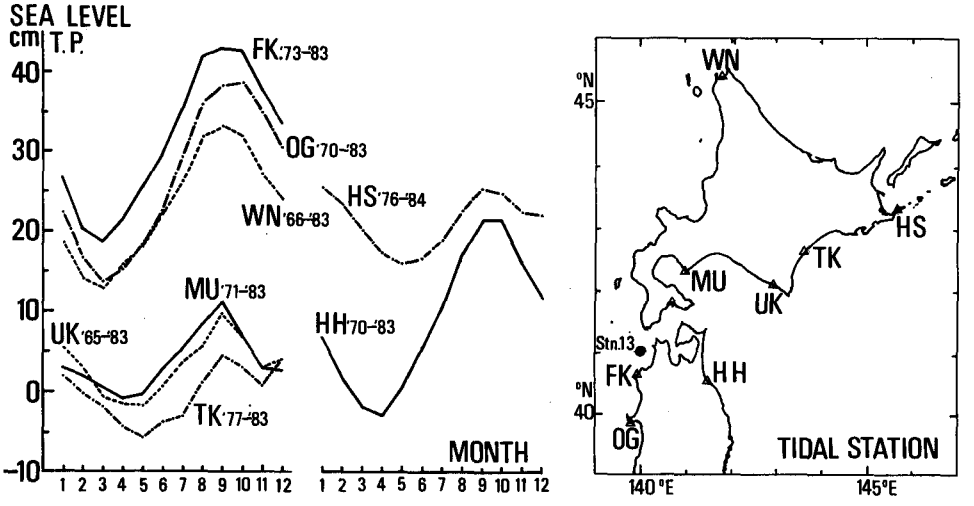


Fig. 4. Longterm averaged monthly mean sea level at the tidal stations along the Japan Sea coast and the Pacific around the Tsugaru Straits.
FK : Fukaura, OG : Oga, WN : Wakkanai, MN : Muroran, UK : Urakawa, TK : Tokachi, HS : Hanasaki, HH : Hachinohe

値である。太平洋岸では，沿岸親潮が接岸する 4•5 月に最も低くなり，津軽暖流が接岸する 9 月に最高になる。しかし，津軽暖流水が厚く接岸する八戸を除くと，潮位の年較差は 9.2 (花咲)～12.0 (室蘭) cm と深浦•八戸の約半分の値である。図に示されるように，いづれの時期でも日本海の平均水位は太平洋より高く，水位差は冷却期末の 2•3 月に小さく，対馬暖流の流量が最大となる 10 月ころに大きくなる。

月平均海面水位は年による変動があるので 1 例として，日本海岸の深浦と太平洋岸の室蘭の水位と，深浦-室蘭，函館-室蘭の水位差を図 5 に示す。月平均水位の経年変動は前述のように，日本海岸の深浦で大きく，この期間内でも，年最高水位の値は 53 cm (1981) から 39 cm (1982•'84)，年最低水位は 21 cm (1975) から 12 cm (1980•'84) と平均年較差の 58～37% にも及ぶ変動を生じている。従って水位差の経年変動も深浦-室蘭の値では大きく，年最高水位差の値は 47 cm (1978) から 29 cm (1982)，年最低水位差は 21 cm (1975) から 6.5 cm (1984) とこの期間の月平均水位の年最高•最低値の差 19 cm に対し，95～76% にも達する変動がある。特に 1984 年は図 6 に示すようにこの期間の平均最低水位差 16 cm に対し，6.5 cm と低く，2 月から 8 月にかけて例年より 10 cm も水位差の小さい期間が続いていた。

(函館-室蘭) の水位差は例年 8～11 月の期間は大きく 12～20 cm に及ぶが，春先には小さく 5～－2 cm 程度である。1984 年は 2～4 月の間は例年と異なって，室蘭の水位の方が函館より高くなっているので，(深浦-室蘭) の水位差より (深浦-函館) の水位差の方が大きくなっている。このように，日本海と太平洋との間の平均海面水位差は夏～秋に大きく，春先に小さくなるという明瞭な季節変化をしていて，常に日本海の方が高くなっている。しかし，日本海の日潮差は深浦で 18～22 cm であるのに対して，太平洋では大きく，函館の朔望平均満潮位と干潮位の潮差は 102 cm もある[9]。従って平均海面水位差の小さな季節には，潮時によって太平洋の潮位の方が日本海より高くなる時間を生じる。

1984 年 2 月から 5 月の期間について，深浦と函館の毎時の潮位を基準として，潮位差と水温変動の状態を図 7 に示す。深浦と函館は地理的に海峡を挟んで位置するので，両地点の水位差は，津

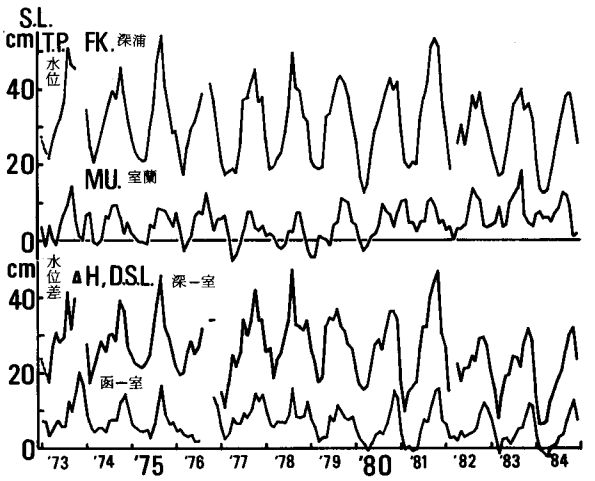


Fig. 5. Year to year changes of monthly mean sea level of Fukaura and Muroran, and differences of sea level of Fukaura minus Muroran, and Hakodate minus Muroran.

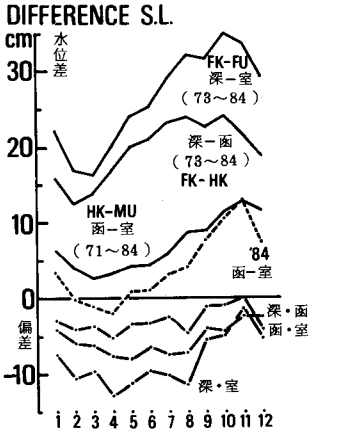


Fig. 6. Longterm averaged differences of monthly mean sea level of Fukaura minus Muroran, Fukaura minus Hakodate (HK) and Hakodate minus Muroran. Broken line indicates difference of monthly sea level of Hakodate minus Muroran in 1984. Deviations in 1984 from longterm mean are shown in lower.

軽暖流の流下方向に沿う落差と，地衡流として流れる際の流れを横切る方向の海面傾斜によって生じる水位差の，両方の成分が合成されていると考えられる。しかしこれらによって生じる水位差は流れを生じる力として共に同じ方向に働くので，ここでは深浦の水位が津軽海峡西口まで同水準を保っていると仮定し，函館の水位もこの時期には室蘭と大差がないことから太平洋の水位を代表し得るものとする。海峡内の潮流がこの水位差によって駆動される場合の流速を (1) 式によって求め，東向流と西向流のそれぞれを時間積分して各潮時間流程を算出した。求められた値は，図中に矢印で示すが，前述のような仮定を含んでいるので相対的な値である。従って相対流程の単位は未知の係数 a を付した距離で表してある。

1984 年 2 月初めの新月のころ，日潮不等の高高潮時に函館の潮位が深浦の潮位より高くなり，40a・Km 未満の西向流が生じていると考えられる。これに対応して知内の水温は最大 1.6°C 程度の日周変動を示すが，最低水温でも 6°C 台と高く，日本海の暖水と海峡東部でより冷やされた水が交互に接岸しているものと思われる。上弦のころに日潮不等が小さくなると，東向流は小さくなり西向流はわずかに現れるだけで，水温の日周変動も消え一様に水温下降が続く。再び日潮不等が始まり，満月近くに日潮差が大きくなると，相対流程は共に大きくなり，東向流で昇温，西向流で降温という水温の日周変動を生じるが，西向流が東向流と同程度あるいはこれをしのぐ 100a・Km と大きくなると，水温の日周変動は小さくなり，5°C 台の水温が数日持続される。これは海峡内を同質の水塊が往復していることを示すものと思われる。下弦を過ぎて西向流程が大きくなると水温の日周変動を生じ始めるが，最低水温は 3°C 以下に下がり，沿岸親潮水が知内まで到達したことが知れる。

3 月に入っても，東向流から西向流に転流するころに水温は最も高くなり，西向流になると下降

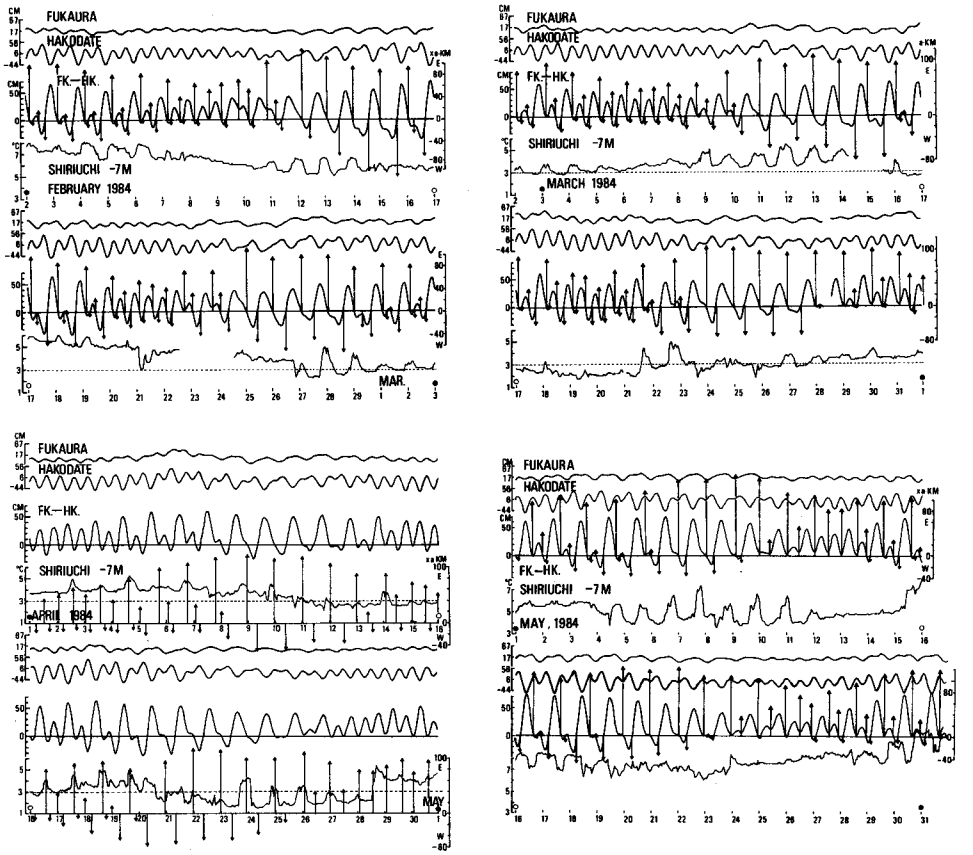


Fig. 7. Tidal curves of Fukaura and Hakodate, difference of the tidal height between them, and temperature at Shiriuchi. Arrows indicate relative tidal excursion calculated from the tidal height differences. The periods below 3°C indicate inflow of the Coastal Oyashio Water.

し次の東向流に変わるころ最も低くなるという，同様な変動をしながら西向流が大きくなると極小水温は低下し，満月以降の日潮不等の小さい期間には3°C以下の低温が続き，沿岸親潮水が滞留していたと思われる。

4月初めの新月以後，西向流は小さくなり，水温は4°C台に上昇したが，上弦のころから西向流程がやや大きくなると再び3°C以下に低下し，下弦のころには最低水温が1°C台にも低下した。しかしその後，西向流が生じなくなると数日で水温は急に上昇し，5月初めには5°C台に回復した。

5月に入ると東向流程は全体的に大きくなり，日潮不等の小さい期間は西向流は生じなくなるが，数10a・Km程度の西向流程があると水温の日周変動を生じ，日水温差は3～4°Cにもなる。

いずれの時期でも水温が極小値を示すのは西向流程が最大となった後，再び小さくなるころに記録され，西向流が生じなくなっても数日は同様な水温状態が持続される。津軽海峡内の流れの状態は複雑で，これ等の資料からはその変化の実体を知ることはできないが，衛星画像や図1から推定すると，沿岸親潮水は同時期の津軽暖流水に比べて，低温であるが低塩分であるため低密度であるので，沿岸境界流[10]的に細い流れとして北海道岸を右手に見るように西に流れ，汐首岬

から函館山を越えて海峡西部に達したものと思われる。知内は地形的に海峡中央部の強流帯の北側に湾入した位置にあるので，函館山を越えてさらに西に達した沿岸親潮水は西向流が生じなくなっても，この湾入部を環流しながら数日間は滞在すると考えられる。これらの詳細は連続した衛星画像や自記水温記録が数地点で得られるようになれば，さらに明瞭になるものと思う。

日本海水位の低下

上述のように例年になく，沿岸親潮水が津軽海峡西部にまで流入したのは，1984 年春先に日本海と太平洋との平均海面水位差が減少したため，高潮時に太平洋の海面水位の方が日本海より高くなる時間が長く，その結果西向流程が例年より大きくなったことに起因している。

青森県水産試験場では津軽半島西側の日本海に定線を設け，8 月を除く 3 月から 11 月まで月 1 回の海洋観測を行っている[11),12)]。周年対馬暖流の領域にある St. 13 の 300 db 基準としたジオポテンシャルアノマリーの月別の値と，気圧補正をした深浦の月平均水位との関係を示すと図 8 のようになる。ジオポテンシャルアノマリーの値は各月 1 回の観測結果から求めたものであるが，月平均水位の季節変化と良い直線関係にある。このことは日本海沿岸の季節的な水位変動の大部分は対馬暖流内部の質的な変動に起因していることを意味するものである。

対馬暖流は冷却期末でも津軽海峡付近ではその温暖性を保っていて，例年 8～9°C 台である。冷却による対流混合は深くまで達しているので，鉛直的に同質の水が日本海固有水の冷水と陸岸の間に挟まれて存在することになり，冬期間でも日本海固有水に対し地衡流として流れていると考えられる。この時期の日本海固有水の海面高の経年変化は，固有水の均質性から[13)] 小さいものと判断される。従って，深浦の水位が例年より低下したことは，流れを横切る方向の水位差が減少したことになり，これは流量の減少をも意味することになる。

1984 年春先に深浦の月平均水位が例年より 6～8 cm も低かったことを，前述のように対馬暖流の質的変化で生じ得るか検討してみる。気象庁海洋旬報から，厳原 (IZ)，輪島 (WJ)，飛島 (TS)，江差 (ES) の日本海沿岸の 4 地点について，冬季の旬平均水温の最低値を取り出し，経年変化と平年からの偏差を図 9 に示す。この期間では 4 年間隔で，各地とも高低を繰り返しているが，1984 年の場合全地点で平年偏差が −2°C と大きく低下している。

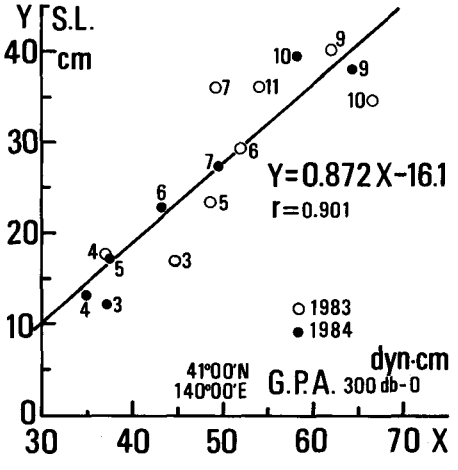


Fig. 8. Relation between geopotential anomaly at the Stn. 13 north off Fukaura and the monthly mean sea level at Fukaura.

平年より対馬暖流の水温が全深度一様に 2°C 低下した場合，例年の水温 8°C と 9°C の水柱に比べどの程度縮小するのか，塩分 34.0，対馬暖流の厚さを 200 m または 300 m として，ジオポテンシャルアノマリー値の差として求めると図 10 のようになる。'84 年春の深浦の水位が例年平均値より低かった分のほとんどは，図 10 に示すように単純に対馬暖流の水温低下によって説明される。このような水温低下を生じたのは異常気象と騒がれた 1984 年冬～春先の低温，特に東シナ海への寒気の流入と日本海を覆った寒気によるものであろうが，本例は短期的な気象変動が広範囲に影響する海洋変動を引き起こした一例とも言えよう。

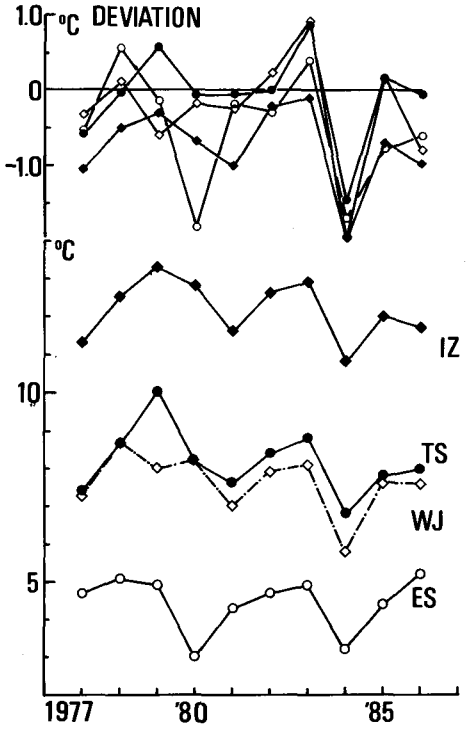


Fig. 9. Year to year change of minimum ten-day mean sea surface temperature and deviation at Izuhara (IZ), Wajima (WJ), Tobishima (TS) and Esashi (ES) along the Tsushima Warm Current.

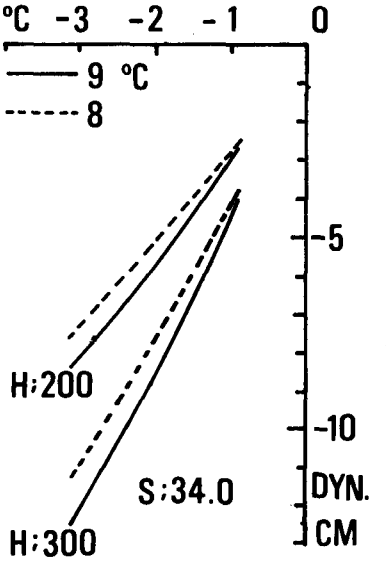


Fig. 10. Decrease of geopotential anomaly of a warm water column caused by unusual cooling in the Tsushima Warm Current.

変動の影響

1984 年は親潮系水の南下が著しく，東北地方の太平洋側の農作物が冷害によって壊滅的な被害を受けたと報じられている。奥田・武藤[14] は 1984 年春先の東北海区の海況を解析し，沿岸親潮水 (Oi 水) が下北半島沿いに南下する津軽暖流水の上方を厚く覆い，下北半島沿岸に接岸したため，三陸沿岸に至る太平洋岸全域にわたって異常に低温化した事を示し，通常は津軽暖流が接岸している下北半島へ沿岸親潮が接岸した理由として親潮系水の流量増加と，高塩分な津軽暖流水が冷却によって低温となり，沿岸親潮水より高密度になったため沿岸親潮の下方に沈潜したことを挙げている。このためこの沿岸のアワビ・ウニのへい死やワカメの穴あき等沿岸漁業資源に多大な被害を生じたことを報告している。

津軽海峡西部の北海道岸は津軽暖流水が接岸しているので，例年の日最低水温平均値は図 3 に示すように冷却期末でも 6°C 台と沿岸親潮水に比較して温暖である。沿岸親潮水の影響の強さを図 7 に示すように各年の知内の毎時の水温資料から，2～4 月の期間に 3°C および 4°C 以下の水温となった延べ時間で表現し，その経年変化を図 11 に示す。3°C 以下の場合は沿岸親潮水自体が接岸していたと考えられ，4°C 以下の場合は津軽暖流水との混合水であっても，沿岸親潮水の混合率が高い水が接岸していたと判断して良いだろう。

1982年以前（1983年欠測）の期間では1979年4月に3°C以下の水温が2時間記録されているのみで他の年には見られない。4°C以下の水温は同年3月に36時間，4月に44時間，計80時間記録され，1981年2月に65時間記録されているだけである。

1984年の場合，3°C以下は2月38時間，3月266時間，4月296時間，計600時間と，期間内に測定された回数（欠測率13.1%）の28.8%を占めている。4°C以下は2月113時間，3月615時間，4月558時間，計1731時間と多く，測定回数の83.6%に達していて，3•4月のほとんどは沿岸親潮水の影響下にあったと判断される。1985年以後もこれより規模は小さくなっているが，3°C以下144時間，4°C以下660時間（27.5%），1986年4°C以下152時間（6.3%）と沿岸親潮水の流入が認められる。

天然マコンブの生産は従来函館山以東の海岸に限られていたが，北海道最南端の白神岬に近い，福島町浦和地先で，ウニ漁場調査等の一環として調査された海藻類の現存量の資料（函館水産試験場，吾妻行雄氏私信）によれば，1980年から'86年の調査期間（'82年欠測）に，図12に示すように1984年夏以降，マコンブが急増した事実がある。'84年以降函館山以西の沿岸でマコンブが急増したことは茂辺地以西の多くの漁業関係者が認めているところで，従来採取されなかったマコンブを'85・'86年には採取し，わずかながら製品化している。

函館湾内の茂辺地漁協では図11に示すように，ウニ（ムラサキウニ・エゾバフンウニ）の漁獲が1985年に皆無となっている。ウニの漁獲が不能になったのは知内漁協でも同様で漁業関係者はその理由として，従来の漁場にウニが居なくなったことと，海藻類が多いためウニが発見しにくいこと及び漁獲作業に伴って葉上の沈着物が舞い上がって透明度が下がることを挙げている。

津軽海峡から太平洋に流入する津軽暖流はその流量の小さいころは下北半島を岸沿いに南下し，流量が多い時期には東に広がり襟裳岬に達するという季節変化をすることが以前から知られていた[15]が，Conlon[16]は岸沿いの流れをコースタルモード，東沖合に広がった状態にジャイアモードと名付け，季節変動に力学的イメージを与えた。

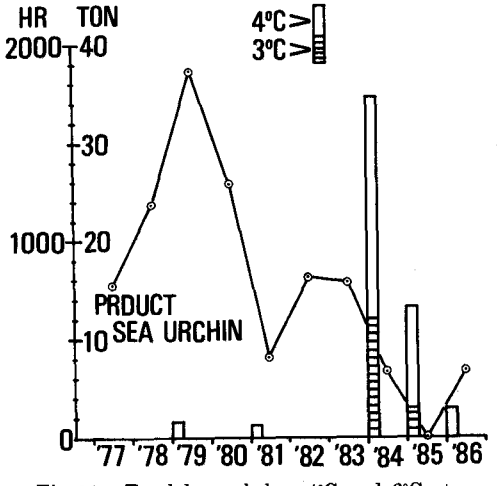


Fig. 11. Total hours below 4°C and 3°C at Shiriuchi. Solid line indicates fishery production of sea urchin at Moheji.

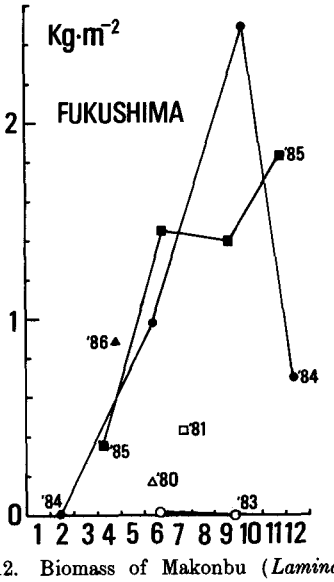


Fig. 12. Biomass of Makonbu (*Laminalia Japonica*) at Fukushima.

1984年の場合，深浦の水位低下から推測されるように，8月までは対馬暖流の流量は小さく，9月に入って例年並に回復している。気象庁海洋旬報によれば，太平洋に流出した津軽暖流は8月まではコースタルモードあるいはループ流[8]に終わっていて，右旋環流のジャイアモードは10月にやっと認められる状態であった。

従って，例年6•7月ころから日高沖を回って噴火湾に入る津軽暖流水の流入時期も遅く，かわって沿岸親潮水の滞留が長く続いた。このためか噴火湾海域のホタテガイの麻痺性貝毒の毒力の最高値は西浜[17]の資料によれば，1979年をしのいで960 MU/g-中腸線 にも達している。津軽海峡西部の北海道沿岸の養殖ホタテでも，1983年には麻痺性貝毒が6月中旬に初めて検出されているのに対し，1984年は4月上旬に既に検出されている[17]。両年とも噴火湾内では3月には毒性が検出されていることを考慮すると，津軽海峡内で1984年に毒化が早まったのは，沿岸親潮水が早くに海峡西部にまで達したため，毒性プランクトンが輸送された結果と推測される。

渡島半島東岸の南茅部町沿岸は北海道における大型定置網（大謀網）発祥の地として知られ，現在でも20カ統を越える定置網漁業が営まれている。例年春先にはマス•サケ類が定置網によって漁獲され，漁獲物の少ないこの時期の漁獲高を支えている。1985年春には南茅部町木直漁協で267 tのマス類を漁獲しているが，これは1977～1986年の1985年を除く9年間の平均漁獲量32.9 tの8倍の数量で，豊漁だった1979年の86 tの3倍にもあたる。この反面1984年には6.3 tと最低の漁獲量となっていて，海況の変化が，魚群の行動に大きな影響を与えていることの一面を示すものと考えられるが，その結果は限定された海域においてはなお多面的にあらわれることを意味している。

お わ り に

北海道の沿岸は，東北太平洋岸と共に，東シナ海を源とする対馬暖流の終末の地である。自然の大きな領域内に生じた変化は，領域内では小さな現象の変化として目立たなくとも，異なった領域との境界では，その変化が強調されて表れやすいものである。本著に述べた内容は，対馬暖流系（東シナ海-対馬暖流-津軽暖流•宗谷暖流）が受けた1984年冬の気象変動の影響が，末流部の北海道•東北沿岸で，沿岸親潮水との境界の位置の変動として強調されて生じた現象であろう。同時的に沿岸親潮にも気象変動の影響が生じているものと思われるが，暖水の冷却という意味で，変動の要因の多くは対馬暖流系にあると判断される。

北海道・東北沿岸は漁業資源の宝庫としてまた増養殖漁場として重要な位置にあるが，これらの沿岸を流れる海流の変動が遠く東シナ海に端を発しているものとすると，沿岸漁業の振興と安定を計るうえでも，より広い観点から海を観察し，これらの変動に耐え得る，あるいは順応した方策を取ることが肝要であろう。

本論をまとめるにあたって漁獲資料をはじめ，沿岸の生物の数量等の資料を収集しようとしたが，多くの情報は概括的であったり，感覚的であったりと，数値として示し得るものは少なかった。今後沿岸海域の利用は多方面から計られるであろうが，海域の使用を合理的に計画するためにも長年月継続された基本的な生物資料の整備が望まれる。

謝　　辞

本報告を作成するうえで，水温記録の提供を頂いた北海道電力株式会社知内火力発電所，榊山礼士所長，伊藤英明技術環境課長および課員の方々にお礼を申し上げます。深浦と函館の毎時の潮位記録は函館海洋気象台海洋課の皆様の便宜を頂き使用できた。他の潮位記録は国土地理院海

岸昇降検知センターから提供を受けた。あわせて関係者皆様にお礼を申し上げます。
資料の補正計算等および原稿の浄書は海洋学気象学講座源まゆみ事務官の手を煩わした。記して感謝の意を表します。

文　　献

1) 大谷清隆 (1985). 北方沿岸域の流動特性—北海道沿岸—. 物質輸送機能としての沿岸海潮流の研究. p. 3-20. 文部省科研総研 (A) 報告 (研究代表者平野敏行) 160 p.
2) Toba, Y., K. Tomizawa, Y. Kurasawa and K. Hanawa (1982). Seasonal and Year-to-Year Variability of the Tsushima-Tugaru Warm Current System with its Possible Cause. *La mer* **20**, 41-51.
3) 堀　定清・新田　清 (1979). 津軽海峡における海水流動機構の解明, 津軽暖流域に関する総合研究報告書. p. 14-55. 科学技術庁研究調整局. 335 p. 東京.
4) 力石国男・萩原快次・後藤勇二 (1987). 津軽海峡の潮流と潮汐. 海洋科学 **19**(1), 26-33.
5) 大石圭一・I.S.L. Alfredo・松島寛治 (1984). 津軽海峡海流調査—昆布の育成地の確認の為に. New Food Industry **26**(8), 33-43.
6) 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.
7) 函館海洋気象台 (1961). 津軽海峡観測 15 年報. 気象庁技術報告 **9**, 1-62.
8) 杉本隆成・川崎康寛 (1984). 津軽暖流の季節・経年変動とその力学的解釈. 沿岸海洋研究ノート **22**(1), 1-11.
9) 日本気象協会北海道本部函館支部 (1985). 渡島・桧山気象歴. 68 p. 函館.
10) 花輪公雄 (1984). 沿岸境界流. 沿岸海洋研究ノート **22**(1), 67-82.
11) 青森県水産試験場 (1984). 昭和 58 年度定線観測結果表, 7-46.
12) 青森県水産試験場 (1985). 昭和 59 年度同上, 7-46.
13) 海洋資料センター (1975). 海洋環境図. 外洋編—北西太平洋. 164 p. 日本水路協会, 東京.
14) 奥田邦明・武藤清一郎 (1986). 東北海区の異常冷水現象の特徴とその発生要因. 水産海洋研究会報 **50**(3), 231-238.
15) Sugiura, J. (1958). On the Tsugaru Warm Current. Geophys. Mag. **28**, 399-409.
16) Conlon, D.M. (1982). On the Outflow Modes of the Tsugaru Warm Current. *La mer* **20**, 60-64.
17) 西浜雄二 (1985). 毒性プランクトンの出現状況について. ホタテ総合講習会テキスト. p 94. 北日本海洋センター, 札幌.