



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	2006年5月末の北海道亀田半島沖で発生した急潮現象
Author(s)	小林, 直人; 磯田, 豊; 小林, 雅行 他
Citation	北海道大学水産科学研究彙報, 58(3), 29-41
Issue Date	2009-02-28
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/36085
Type	departmental bulletin paper
File Information	58-3_p29-41.pdf



2006 年 5 月末の北海道亀田半島沖で発生した急潮現象

小林 直人¹⁾・磯田 豊²⁾・小林 雅行³⁾・佐藤 千鶴⁴⁾・木村 修¹⁾
山口 秀一¹⁾・高津 哲也⁵⁾・アナ ルイザ ロサ⁵⁾

(2008 年 11 月 11 日受付, 2008 年 12 月 23 日受理)

The *Kyucho* occurred off Kameda Peninsula, Hokkaido, at the end of May, 2006

Naoto KOBAYASHI¹⁾, Yutaka ISODA²⁾, Masayuki KOBAYASHI³⁾, Chizuru SATOH⁴⁾,
Osamu KIMURA¹⁾, Hidekazu YAMAGUCHI¹⁾, Tetsuya TAKATSU⁵⁾
and Ana Luisa ROSA⁵⁾

Abstract

A large damage to fishing set-nets caused by the *Kyucho* occurred off Kameda peninsula on 30 May, 2006. Such *Kyucho* seldom occurs in this area and hence it is unusual phenomenon. Two current-meters setting off Usujiri located at Kameda peninsula and off Shiraoi faced the Hidaka Bay captured this sudden and swift current. The meteorological and oceanographical conditions in 2005 without the *Kyucho* and those in 2006 with the *Kyucho* were compared. The difference in both years was the oceanic stratification. That is, the surface halocline was thinly formed by a large quantity of rainfall water accompanied by the atmospheric disturbance on 28 May in 2006, before the *Kyucho* occurrence. In the case of such discontinuity subsurface thinner layer than usual, we will expect that the particle velocity of wind-induced internal Kelvin wave increases, but its phase propagation speed rather decreases. In fact, the observed surface current velocity (0.3–1.2 m/s) is almost as same as the estimated propagation speed (0.3–0.8 m/s).

Key words: *Kyucho*, Kameda peninsula, halocline, rainfall water, wind-induced internal Kelvin wave

緒 言

2006 年 5 月 30 日から 31 日にかけて、北海道日高湾に面した亀田半島の鹿部から川汲 (Fig. 1 参照) に至る沿岸海域で北側から順に養殖施設などの漁業施設が破損する被害が発生した。漁業者への聞き取り調査によると、以下のようによまとめられる。30 日早朝 (5:30 頃) の鹿部沖 (Fig. 1(b)①) で恵山岬へ向かう強い南東流が目撃され、その強さは速い潮 (流れ) のために漁業施設の浮き球が沈むほどであった。その後、鹿部沖の潮はたるみ、同日昼頃には鹿部の南側に位置する大船・臼尻沖 (Fig. 1(b)②③) で強い南

東流が確認され、昼過ぎに予定されていた大船・臼尻・川汲 (Fig. 1(b)②③④) の養殖施設作業は全て中止となった。同日夕方には臼尻・川汲 (Fig. 1(b)③④) で養殖施設が破損していることが報告され、鹿部 (Fig. 1(b)①) の漁業者がこの破損報告を聞き、鹿部沖の養殖施設を点検すると破損していることが明らかとなった。翌 31 日、南東方向の強い潮が次第におさまる中、各地で漁業施設の修復作業が開始された。

漁業施設破損の被害のあった 30 日は、大時化などの特筆すべき気象擾乱があった日ではない。よって、施設破損は少なくとも大きな波浪を原因とするものではなく、突発

¹⁾ 北海道大学水産学部附属練習船うしお丸

(e-mail: kobayasi@fish.hokudai.ac.jp (N.Kobayashi))

(Training Ship Ushio-Maru, Faculty of Fisheries Sciences, Hokkaido University)

²⁾ 北海道大学大学院水産科学研究院海洋生物資源科学部門海洋環境科学分野

(Laboratory of Marine Environmental Science, Division of Marine Bioresource and Environmental Science, Graduate School of Fisheries, Hokkaido University)

³⁾ 留萌北部地区水産技術普及指導所

(RUMOI NORTHERN FISHERY EXTENSION CENTER)

⁴⁾ 東京久栄株式会社

(Tokyo Kyuei Co.)

⁵⁾ 北海道大学大学院水産科学研究院海洋生物資源科学部門資源生物学分野

(Laboratory of Marine Bioresource Science, Division of Marine Bioresource and Environmental Science, Graduate School of Fisheries, Hokkaido University)

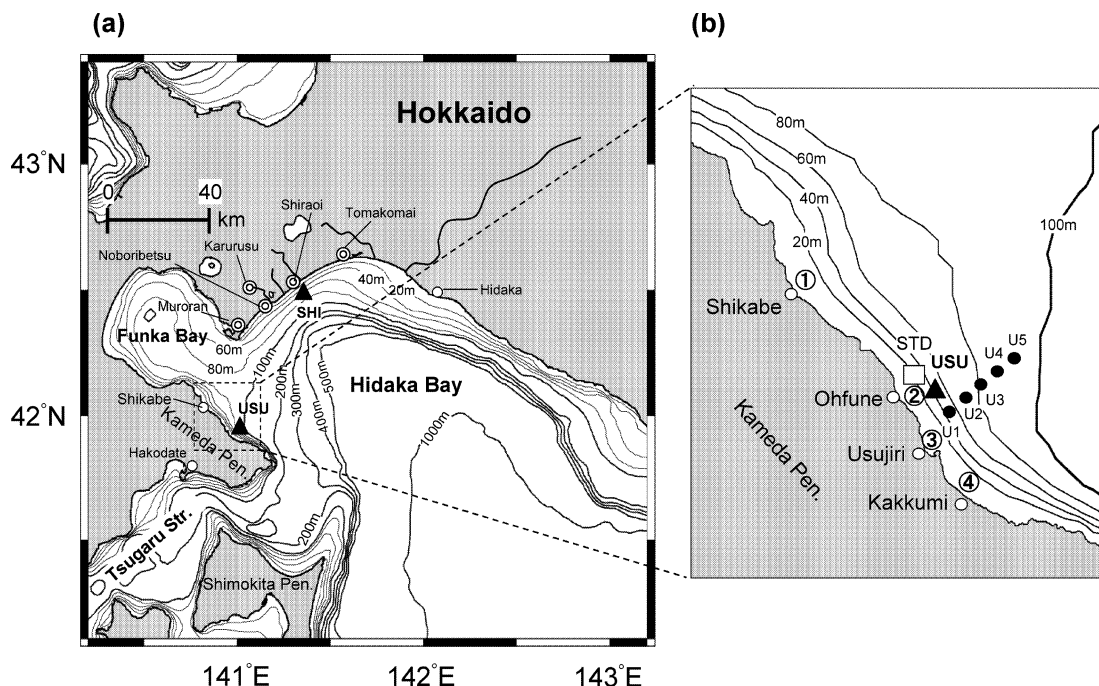


Fig. 1. The bottom topography around the western Hidaka Bay (a), and its detail off Kameda Peninsula (b). Numerals from ① to ④ shown in Fig. 1(b) indicate the fishing set-net locations of Shikabe, Ohfune, Usujiri and Kakkumi, where a large damage to the nets occurred due to the *Kyucho*. Solid triangles (▲), solid circle (●) and open square (□) show the locations of mooring (current and temperature), CTD and STD, respectively. Double circle (◎) shows the location of AMeDAS monitored by the Japan Meteorological Agency.

的に起きた強い南東流による流体抵抗に耐え切れずに施設が沈没・破損したものと推測される。今回のように海況の急変により漁業施設に被害を受ける現象は、一般に「急潮 (*Kyucho*)」と呼ばれている。そこで、施設破損の被害が起こった今回の水温及び流速の急変現象を以後、急潮と呼ぶことにする。過去の知見には大谷 (1986) が噴火湾を含む亀田半島沿岸域の沿岸湧昇と沿岸流の研究において、「急潮」という言葉は使っていないが噴火湾内での沿岸流による漁業被害に言及している。しかし学術的な亀田半島沿岸域の急潮報告は (極めて) 少ないため当海域での急潮の認知度は低い。また、潮 (流れ) の経験的な強弱を熟知している地元の漁業者に聞いても、施設破損が発生するほどの急潮を過去に経験したことがないことから、今回発生した急潮は当海域では非常に稀な海洋現象であったと思われる。

急潮現象は定置網や養殖施設などの漁具に甚大な被害を与えるため、古くからその発生機構の解明と予報の確立の研究が行われている (例えば、木村, 1942, 宇田, 1952 など)。近年、観測機器・技術の向上に伴って相模湾の急潮の時空間的な詳細が明らかとなり、松山ら (1992) は発生要因として黒潮の接岸・台風の通過・内部潮汐波の増幅の3つを挙げ、急潮による漁業被害を最小限にするためには予報の確立が急務であることを提案している。また、井桁ら (2003) は連続成層モデルを用いて数値実験を行い、台風の通過に伴い房総半島東岸沖で発生した陸棚波タイプの沿岸捕捉波が、陸棚が急激に狭まる勝浦沖において内部ケルビ

ン波タイプの沿岸捕捉波に特性を変え、相模湾内へ伝播して急潮を引き起こしている可能性を示唆した。相模湾以外の海域では、豊後水道周辺海域において周期的な急潮の発生が報告されている。武岡ら (1992) はこの周期的な急潮は潮汐の大潮小潮 (約 15 日周期) に伴う海水鉛直混合の強弱に同期した密度流であること示し、秋山 (1991) は同水道南東部に位置する宿毛湾の急潮 (8~10 日周期) では黒潮から派生した暖水舌の四国沿岸への衝突が要因であることを示した。

上記の過去の急潮の発生要因を整理すると、松山ら (1992) の指摘と同様、(1) 黒潮や暖水舌などの接近による水塊の突発的な移流、(2) 台風や低気圧などの大きな気象擾乱に伴う強い流れ、(3) 潮汐現象に関係した内部波や鉛直混合に伴う密度流の3つに分けることができる。まず、亀田半島沖の潮流振幅は最大でも $2 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 程度 (小林ら, 2006) であり、大きな内部潮汐波の発生が期待できないことから、要因 (3) の可能性は十分に低いと考えられる。津軽暖流が Gyre モードを形成し始める初夏、日高湾の北側で分岐した暖水が湾内の陸棚域を反時計回りに移流することが報告されている (Rosa et al., 2007)。それゆえ、その分岐初期の水塊が急潮として出現した可能性 (要因 (1)) は考えられ、急潮発生前後の水塊を調べれば、この要因の有無を確認することができる。急潮発生当日は出漁可能な天気であったが (実際には潮が速くて作業自体は中止)、その数日前に低気圧が通過していた。井桁ら (2003) が指摘しているように、離れた海域の気象擾乱により励起された波動

が沿岸捕捉波として伝播し、当海域に遅れて出現した可能性（要因(2)）も確認すべきである。

急潮現象が昔から広く認知されていた地域では、上述のような海洋物理学的な研究が進み、急潮発生の前兆及び現況を捉えるための広域且つ継続的な水温や流速のモニタリングが実施されている。しかしながら、亀田半島沖では急潮による漁業被害がこれまで極めて少ないために、社会的な要請もなく、突発的な海洋現象を捉えられる継続した海洋モニタリングは行われていない。ところが機会良く、今回の急潮が発生したとき、水産庁によるスケトウダラの太平洋系群を研究対象とした動向要因調査の一環として、北海道胆振管内の白老沖と亀田半島の臼尻沖（Fig. 1(a)の印）において係留による流速・水温観測が実施中であった。そして、それらの記録には2地点で時間差を伴う急潮現象が捉えられていた。本研究の目的は、これら2地点の流速・水温データが示す情報の裏付けとして、急潮発生の前後一ヶ月以内に本海域周辺で実施されていたSTD（Salinity Temperature Depth）・CTD（Conductivity Temperature Depth）・ADCP（Acoustic Doppler Current Profiler）・サーモサリノグラフ（表層塩分）データ及び気象データを収集・解析し、今回突発的に発生した急潮現象の発生から衰退までの記述とその発生要因について考察することにある。

解 析 資 料

今回解析に使用した流速流向・水温データは、Fig. 1(a)に▲印で示した日高湾の北西部に位置する白老沖（略記号SHI）と南西部の亀田半島に位置する臼尻沖（略記号USU）の水深5mに設置された電磁流速計（アレック電子社製のCOMPACT-EM：流速値の分解能 $0.1\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ ・精度2%，水温値の分解能 0.02°C ・精度 0.05°C ）で得られた毎時の記録である。係留地点の水深は白老（SHI）が約30m、臼尻（USU）が約40mである。なお、同係留系の下層側の水温を把握するために、白老（SHI）は水深25m、臼尻（USU）は水深30mに水温計（アレック電子社製のMDS-MkV/T：分解能 0.015°C 、精度 0.05°C ）が別途設置され、上下2層における毎時の水温記録が得られている。これらの係留観測期間は白老（SHI）が2004年11月～2006年6月上旬、臼尻（USU）が2004年4月～2006年6月上旬であった。

小林ら（2006）によると、亀田半島東岸海域で急潮が発生した初夏の一般的な海況は、表層には主に雪解け水による低塩分躍層が発達し始める時期にあり、その表層の平均流速は $0.2\sim 0.5\text{ kt}$ の弱い南東流（恵山潮）である。この季節は塩分成層が発達する遷移的な時期に当たるものの、なぜ、2006年に急潮が発生したのか、他の年との相違という視点からも調べることにした。選んだ年は、係留観測が行われており急潮が発生しなかった2005年とし、比較する期間は両年ともに5月1日から6月10日までの同時期とし

た。

急潮発生の前後一ヶ月以内に臼尻沖で実施されていた定期的な水温塩分観測は、北海道大学水産学部附属練習船うしお丸（以下、うしお丸と略す）がほぼ月1回の割合で実施している臼尻沖のCTD（Sea-Bird Electronics社製のSBE-19plus SEACAT Profiler）による定線観測データと渡島南部地区水産技術普及指導所南茅部駐在（以下、水産技術普及指導所と略す）がFig. 1(b)の□印で実施しているSTD（アレック電子社製のAST200-PK）による定点観測である。うしお丸による定線CTD観測はFig. 1(b)に●印で示したU1～U5までの計5測点で構成され、2005年は5月17日（CTD2005）、2006年は5月21日（CTD2006）に実施されていた。水産技術普及指導所による定点STD観測は、急潮発生前の2006年5月12日（STD1）、そして急遽、急潮発生中の5月30日（STD2）に実施された。また、不定期であり、定点観測でもないが、2006年の5～6月には日高湾から噴火湾の海域を対象としたうしお丸による広域海洋調査（CTD・ADCP観測とサーモサリノグラフによる表層の水温塩分観測）が実施されていた。この広域調査日は2006年の5月13～16日（CTD1・S/A1）、5月25～26日（S/A2）、6月1日（S/A3）、6月13日（CTD2・S/A4）であり、調査海域は後述のサーモサリノグラフによる表層塩分分布で示した航跡図（Fig. 5）に示す。これらの水温・塩分資料では時空間的に断片的な情報しか得ることはできないが、急潮発生前後の水塊変化の有無は捉えることができ、要因(1)の可能性を判断できる。

要因(2)の可能性を調べるためには、亀田半島の西側の噴火湾や日高湾の北側を含めた広域において、急潮発生前の気象擾乱を調べることが不可欠である。そこで、2005・2006両年の海上風の代表として、NCEP/NCAR surface flux 再解析値（Kalnay and Coauthors, 1996）の風向風速（6時間毎）の格子データ（格子の中心が 140.625°E 、 42.856°N にある噴火湾北側格子）を使用した。データ抽出期間は、流速データ解析と同じ5月1日から6月10日である。さらに、海洋の成層状態に影響を与える気象要因と考えられる降水量と全天日射量のAMeDAS（Automated Meteorological Data Acquisition System）データを気象庁のホームページ（<http://www.jma.go.jp/jma/index.html>）から入手した。全天日射量のデータは亀田半島の北側に位置する室蘭で代表し、本解析では2005・2006年の月平均値（ただし、2006年は10月まで）を使用した。一方、降水量に関しては地域差が非常に大きいことがわかったため、室蘭に加えて、Fig. 1(a)に◎印で示した登別・カルルス・白老・苫小牧の2005・2006年の日及び月ごとの降水量データ（ただし、2006年は10月まで）を使用した。

解 析 結 果

係留系データに記録された2006年5月末の急潮

卓越風向と2地点係留流速の卓越流向を求めるため、解

析期間の各日平均データを用いてスキャタリングプロット図を作成して中立回帰直線を求め（ここでは示さない）、この直線の方向を卓越軸とした。その結果、卓越風向は 135° T、白老 (SHI) と臼尻 (USU) の卓越流向は 65° T と 345° T になった (Fig. 2)。すなわち、両係留点の卓越流向は、ほぼ海岸線に平行な成分である。これらを正の方向とし（日高湾を時計回りの循環方向が正）、急潮発生時 (Event と表示した 2006 年 5 月 30 日) を含む 5 月 27 日から 6 月 2 日までにおける生の流速ベクトル (毎時) 及び上下層の水温 (毎時) の各時系列を Fig. 3 に示した。なお、気象擾乱の代表として、これらの時系列の上段に同期間における北西風を正とした生の風速ベクトル (6 時間毎) を示した。図中の数字①～④は現象を記述する上での特徴的な時期を示し、①は南東風が極大を迎えた 28 日ころ、②は白老 (SHI) で極大流速が観測された 29 日ころ、③は臼尻 (USU) で極大流速が観測された 30 日ころ (急潮発生時)、④は北西風が極大を迎えた 6 月 1 日ころである。

① (28 日) のころ、白老 (SHI)・臼尻 (USU) 両地点の流速はまだ小さいものの、風向き方向 (南東風) に対応した、白老 (SHI) では弱い西南西流、臼尻 (USU) では弱い北北西流となる。このように岸に沿った方向の水平流は十分弱いにもかかわらず、大きな水温変化が開始される。白老 (SHI) では下層 (水深 25 m) の水温が 4°C から上層 (水深 5 m) の水温と同じ 9°C まで急上昇し、臼尻 (USU) では逆に、上層 (水深 5 m) の水温が 10°C から下層 (水深 30 m) の水温と同じ 4°C まで下降を始める。

② (29 日) のころ、南東風が極大となった①から約 1 日遅れて、白老 (SHI) では強い西南西流が観測される。このとき、臼尻 (USU) では弱い南南東流 (1 の番号) が一時

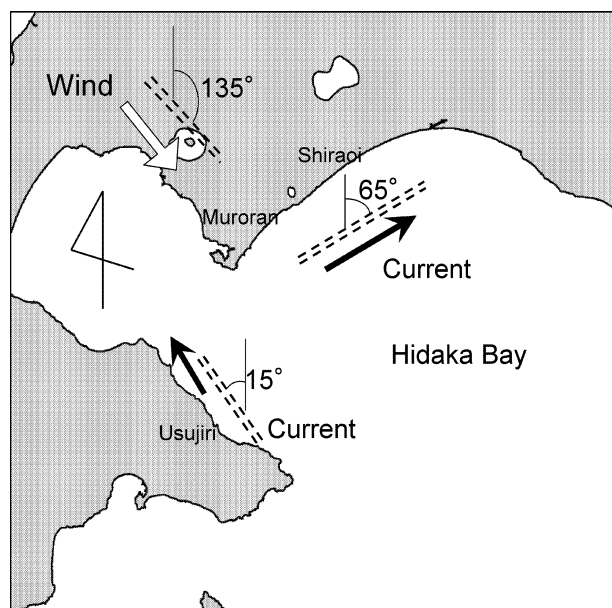


Fig. 2. The prevailing wind direction and prevailing current directions at Shiraoi (SHI) and Usujiri (USU). Each arrow indicates positive direction.

的に観測されているが、これが白老 (SHI) に出現した強い西南西流に関係した現象であるか否かはわからない。このとき、臼尻 (USU) の上下層の水温は約 4°C となり、一方、白老 (SHI) の上下層の水温は約 9°C となり、両地点間に大きな水温差が生じている。

③ (30 日) のころ、海上風は弱い北西風へ変化し始め、白老 (SHI) の西南西流も弱まったとき、臼尻 (USU) では南南東向きの急潮が発生した。このときの風速値は十分に小さく、養殖作業を行なう上での気象条件は良好な状態であった。そして、この急潮に伴い、 4°C であった上下層の水温は、ほぼ同時に $8\sim 10^\circ\text{C}$ まで急上昇している。この水温

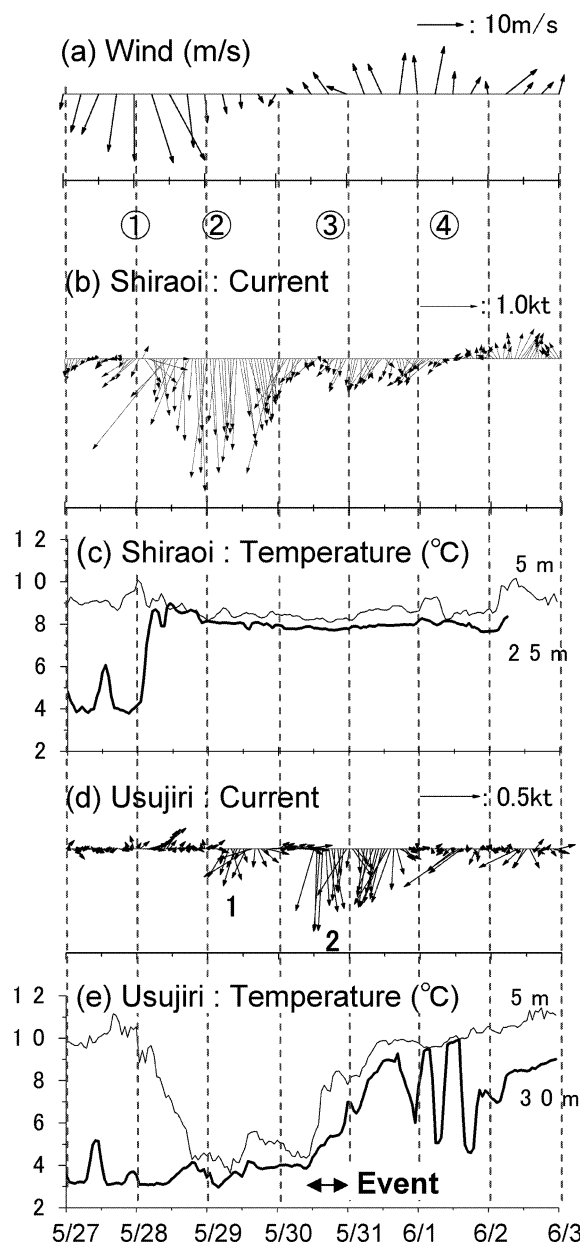


Fig. 3. The time series of six-hourly prevailing wind vectors and hourly prevailing current vectors at Shiraoi (SHI) and Usujiri (USU) during the period from 27 to 30 May, 2006.

値は同時期の白老 (SHI) の水温値とほぼ同じであり、2 地点間の水温差は解消されている。

④ (6 月 1 日) のころ、北西風が最強となり、その風速の絶対値は急潮発生前の南東風と同程度である。このときの臼尻 (USU) の流速と水温には半日周期程度の短周期変動がみられるものの、白老 (SHI) ではこのような短周期変動はみられない。

このように、臼尻 (USU) で発生した急潮は、白老 (SHI) において約 1.5 日先行して発生しており、少なくとも、亀田半島沖だけの局所的な現象ではないことが推測される。さらに、この急潮は 1 日以内で 4°C 以上も急変する水温変動を伴っており、急潮に伴う水塊変化、もしくは大きな内部境界面変位が起こっていたことも推測される。そして、急潮の流向から判断すれば、白老 (SHI) から臼尻 (USU) に向かって、水塊の移流、もしくは内部境界面変位の伝播が期待される。このような白老 (SHI) から臼尻 (USU) への急潮の伝播は、出漁可能(おだやか)な天気の中、亀田半島の北側から南側へ順に速い潮が認知されたという漁業者の報告とも矛盾しない。そこで、次節では断片的な海洋観測資料を繋ぎ合わせて、今回の急潮現象に伴う水塊変化について調べる。

急潮発生 (2006 年 5 月末) 前後の海況変化

急潮発生前後の水温・塩分・流速の広域分布

急潮発生前の 5 月 13~16 日 (CTD1) と発生後の 6 月 13 日 (CTD2) に実施された CTD 観測による水深 5 m の水温と塩分の水平分布を Fig. 4 に示す。これら 2 回の CTD 観測の間には、さらに 2 回の航走観測 (サーモサリノグラ

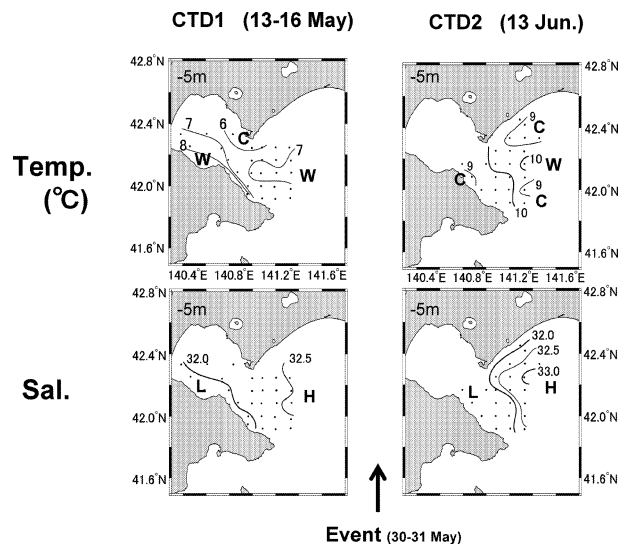


Fig. 4. Horizontal distributions of temperature (upper) and salinity (lower) at the depth of 5 m on 13~16 May (left) and on 13 Jun (right), 2006. Contour intervals of temperature and salinity are 1°C and 0.5 respectively. Symbols of “W”, “C”, “L” and “H” imply “Warm”, “Cold”, “Low salinity” and “High salinity” waters, respectively.

フ・ADCP) が行われていた。Fig. 5 は 5 月 13~16 日 (S/A1), 5 月 25~26 日 (S/A2), 6 月 1 日 (急潮発生後: S/A3), 6 月 13 日 (S/A4) の計 4 回における表層の塩分 (サーモサリノグラフ) と水深 16 m の流速ベクトル (ADCP) の水平分布図である。これらの図の比較により、急潮発生による海洋構造変化の様子を大雑把に把握することができる。

急潮発生 15 日前 (Fig. 4 左側), 噴火湾南部から亀田半島沿岸域には水温 8°C 以上で塩分 32 以下の高温低塩分水, その亀田半島の沖合には津軽暖流水と思われる水温 7°C 以上で塩分 32.5 以上の高温高塩分水が分布している。ただし、これらの水温・塩分分布の水平勾配はあまり大きくない。急潮発生 14 日後 (Fig. 4 右側) には、水温が $2\text{--}4^{\circ}\text{C}$ 程度上昇して $9\text{--}10^{\circ}\text{C}$ となるが、水平的な水温勾配は小さく、塩分 32 以下の低塩分水が噴火湾口から亀田半島沖合へ広がっていたことがわかる。その沖合域には塩分 33 以上の高塩分水 (津軽暖流水) が現れ、噴火湾口の沖合では、ほぼ南北方向に走る塩分フロントが形成されている。これら急潮発生前後の表層水塊分布の比較から、ほぼ一ヶ月の間で、空間的に一様な水温上昇と亀田半島沿岸域が低塩化していることがわかる。

サーモサリノグラフによる表層の塩分分布 (Fig. 5 上段) からは、上述の塩分分布変化のさらに細かい時間変化を記述できる。5 月 13~16 日 (CTD1・S/A1) は Fig. 4 でみたように、噴火湾側が低塩、沖合側が高塩となっている。5 月 25~26 日 (S/A2) の航路が空間的に疎であるために詳細はわからないが、基本的には 5 月 13~16 日 (CTD1・S/A1) の塩分分布と似ている。ただし、亀田半島南端の恵山岬付近の塩分がさらに低下しているようにみえる。なお、これらの時期 (急潮発生前) の表層流ベクトルは空間的なバラツキが大きく、物理的に意味のある強い流れを特定することはできない。急潮発生 2 日後の 6 月 1 日 (S/A3) は噴火湾口近くまで高塩分水が接岸しているが、亀田半島沿岸域は低塩分水のままである。陸棚に沿った航路上の流れは、日高湾を反時計回りに向く強い流れを示している。ここでは示さないが、このような反時計回り方向の流れは海底に近い水深 50~60 m 付近まで認めることができる。6 月 13 日 (CTD2・S/A4) の表層塩分と流れ場は、再び、急潮発生前と同様な分布となり、噴火湾口を含む亀田半島沖一帯は低塩化し、流速ベクトルの空間的なバラツキは大きい。

急潮発生時における臼尻沖の水塊変化

Fig. 6 の左側は急潮前の 5 月 12 日 (STD1), 右側が急潮発生時の 5 月 30 日 (STD2) の STD 観測による水温・塩分・密度の鉛直プロファイルである。なお、STD 観測は手作業で行われたため、器機の降下速度が一定でない。それゆえ、塩分値にはスパイク値が多々みられ、それらを除くために、鉛直方向に 7 m の median フィルターを施した平滑化を行っている。水塊変化を定量的に示すことを目的に、各プロファイル上に○印と□印で、特徴的な水温・

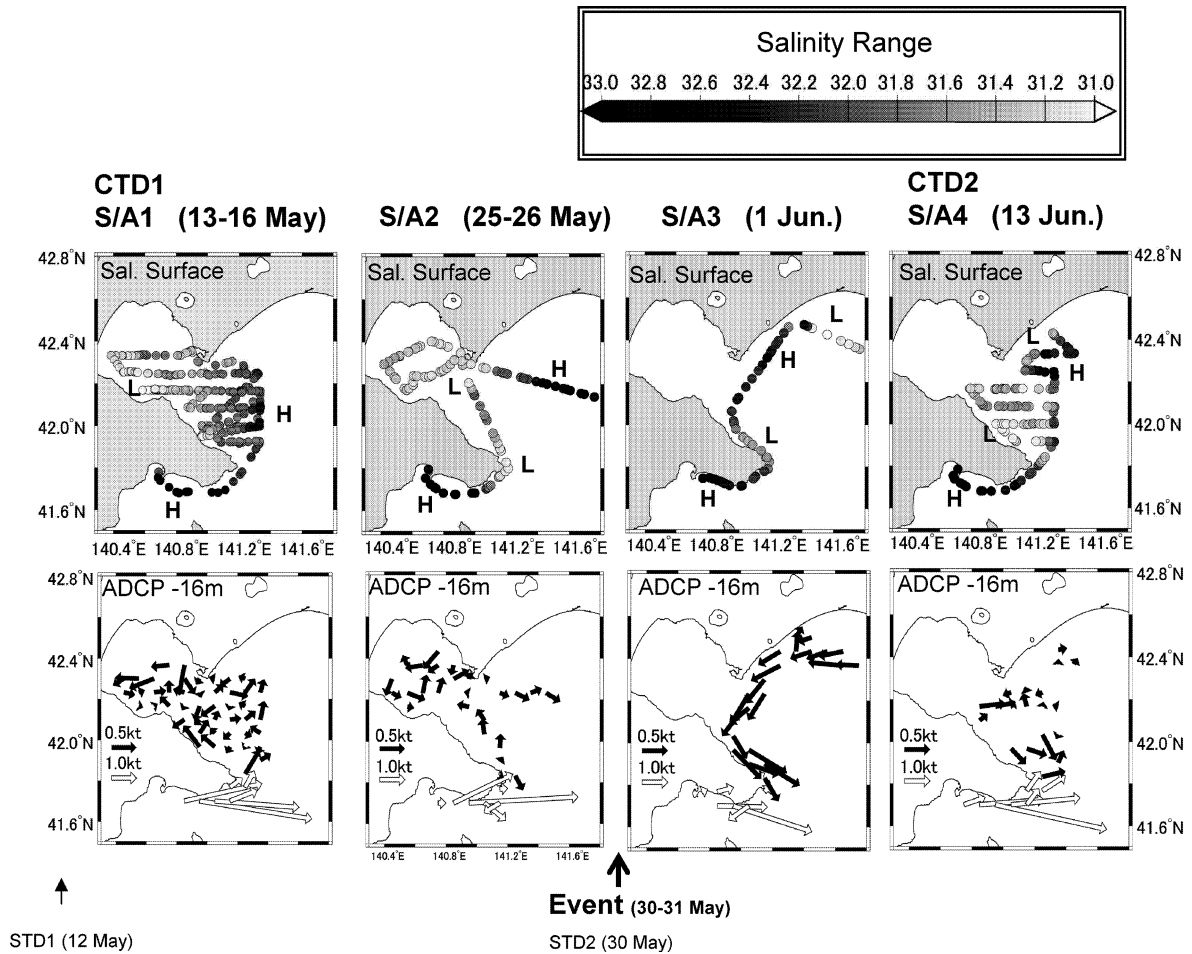


Fig. 5. Horizontal distributions of surface salinity (salino-meter) and current vectors (ADCP) at the depth of 16 m along the track chart of *Ushio Maru* cruise on 13–16 May, 25–26 May, 1 June and 13 June in 2006.

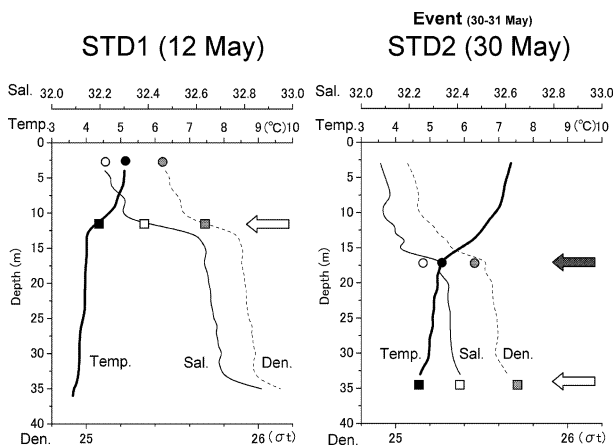


Fig. 6. Vertical profiles of temperature (thick solid line), salinity (thin solid line) and density (dashed line) observed by STD off Ohfuné on 12 May (left) and 30 May (right) in 2006. The surface water mass indicated from circle to square on 12 May sinks below the depth of about 15 m due to the warm and low salinity water intrusion accompanied by the *Kyūcho* event on 30 May.

塩分・密度値を強調した。急潮発生前の 12 日における海面付近の値を○印、躍層付近の値を□印で表示した。そして、急潮発生時の 30 日において、12 日のこれらの印と同じ値をもつ水深に同じ印でプロットしている。

急潮発生前の 12 日の STD 観測では水深 10～15 m 付近に各躍層（白抜き矢印）があったことがわかる。12 日の表層水（○印）及び躍層（□印）を構成する水塊は、30 日の急潮発生時には 15 m 以深にあり（○印は水深 15 m へ、□印は水深 35 m へ深化）、15 m 以浅はより高温低塩な軽い水塊により占められている。水深 5 m に設置された電磁流速計は、この高温低塩な軽い水塊の中に位置して、強い南南東流を計測していたことになる。すなわち、流向から判断して、急潮発生に現れたこの表層水塊は、亀田半島の北側の噴火湾から、もしくは噴火湾より東の白老（SHI）側から移流された水塊と推測される。一方、先にみた Fig. 5（S/A3）において、急潮発生後（6 月 1 日）の噴火湾口付近には高塩分水が接岸し、この水塊は日高湾を反時計回りに向く強い流れに移流されているようにみえた。上述の STD 観測の結果は、急潮発生時においても、この高塩分水は亀田半島沿岸に接岸することなく、沿岸近傍には低塩分水が

保たれていることを示している。おそらく、急潮発生（5 月 30 日）から、少なくとも発生 2 日後（6 月 1 日）までの間、日高湾の陸棚上において強い循環流が一時的に形成され、沖合の高塩分水と沿岸側の低塩分水はいずれも反時計回りに移流されていたことが推測される。今回観測された急潮現象に伴う表層水塊が低塩分水であったことから、急潮の発生要因として、日高湾の北側で分岐した津軽暖流水（高塩分水）の突発的な移流が直接的な要因である可能性（要因 (1)）は否定されると思われる。

係留系データに記録された流速変化と風変化を並べて表示した Fig. 3 を再びみると、白尻（USU）で観測された急潮は、その 1.5 日前の白老（SHI）ではすでに発生し、この急潮はさらに 2.5 日前の日高湾で卓越した南東風により励起された現象であると理解することもできる。すなわち、気象擾乱により励起された波動（要因 (2)）の可能性である。もし、そのように理解しようとした場合、急潮を励起した南東風が非常に強いことが条件となるが、急潮発生 2.5 日前の気象擾乱は特別に大きな風速を伴うものではなかった。そこで、次節では 2005 年と 2006 年の初夏における海象・気象状態を比較し、両年の共通点・相違点を調べることによって、急潮の発生条件を探ることにした。

2005 年と 2006 年の初夏における海象・気象状態の比較

風速・流速・水温時系列の比較

Fig. 7 の左側が 2005 年、右側が 2006 年で、上から順に、NCEP/NCAR の日平均風速ベクトル、白老（SHI）の日平均流速ベクトルと日平均水温（水深 5 m・25 m）、白尻（USU）の日平均流速ベクトルと日平均水温（水深 5 m・30 m）の各時系列（5 月 1 日～6 月 10 日）である。各ベクトル時系列の上側が北向きである。2006 年における白老（SHI）の水深 25 m の水温計は 6 月 3 日以降のデータ、白尻（USU）の水深 30 m の水温計は 6 月 8 日以降のデータは、水温計の不調により欠測となった。

風速ベクトル時系列から、両年ともに似たような数日周期の気象擾乱があったことが推測される。2006 年の急潮発生は南東風から北西風に変化した時期にあるが、他の時期の気象擾乱と比較しても特別に風速が大きかった擾乱とは言えない。流速ベクトル時系列から、両年ともに白老（SHI）では西南西-東北東流、白尻（USU）では南南東-北北東流が卓越しており、風変動と同様な数日周期の流速変動を示している。なお、これらの流向はほぼ海岸線に沿った方向である。そして、流速計により観測された急潮は白老（SHI）が西南西流、白尻（USU）が南南東流であり、日高湾を反時計回り方向の強い流れであったことがわかる。

水温時系列から、両年の成層構造の違いを推測することができる。噴火湾周辺海域では 4 月ころから海面加熱期に入るため（磯田・長谷川 1997）、5～6 月の表層水は一般に水温上昇期にある。それゆえ、両年両地点の水深 5 m（上層）の水温は数日周期の変動を伴いながらも、一ヶ月間に 5℃ 程度から 10℃ 程度まで上昇している。下層の水温上昇は水

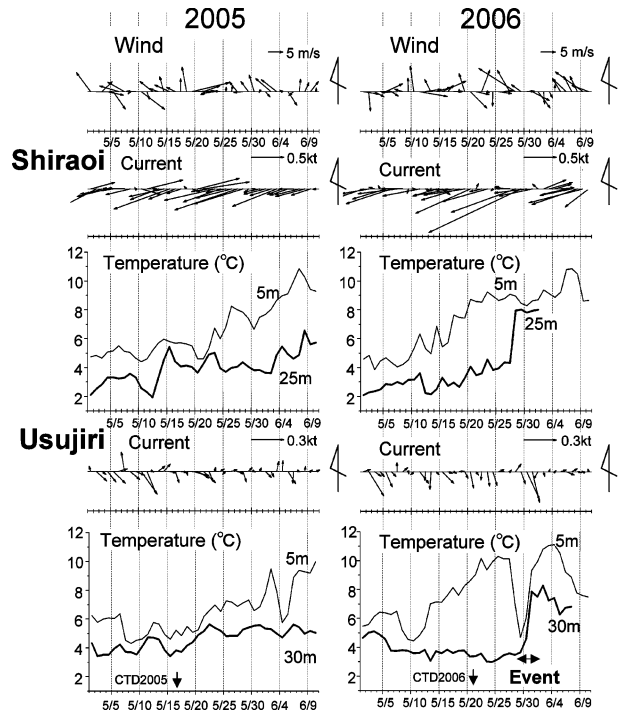


Fig. 7. From the top figure, time series of daily mean wind vectors taken from NCEP/NCAR reanalysis data near western Hidaka Bay, daily mean current vectors and daily mean temperature at Shiraoi (SHI: middle row) and at Usujiri (USU: lower row) based on the mooring data in 2005 (left panels) and in 2006 (right panels). Thin arrows under the bottom figures are plotted at the date of CTD, STD and salino-meter/ADCP observations in the present study.

深 5 m（上層）の水温上昇に比べて小さい。2005 年と 2006 年の相違は、両層の水温差と急潮発生時の大きな水温変動にみられる。まず、両地点における 5 月初めころの上下層の水温差は 2005 年も 2006 年も同程度であり、2℃ 前後であった。2005 年の下層水温はゆっくりであるが徐々に上昇し、6 月初めの上下層の水温差は 4℃ 前後に留まっている。一方、2006 年の下層水温の上昇は非常に小さい、もしくはほとんど上昇しないために、5 月末の急潮前における上下層の水温差は白老（SHI）で約 5℃、白尻（USU）では 6℃ 以上にもなる。すなわち、水温成層で比較した場合、2006 年は 2005 年に比べて強い成層状態にあったことがわかる。そして、2006 年 5 月末の急潮発生時、上層水温の低下と下層水温の急上昇によって、上下層水温差は一気に小さくなっている。

風速変動と流速変動の相関関係の比較

今回の急潮に伴う流速値は確かに大きかったものの、Fig. 7 にみられる数日周期の流速変動の中の一つの事例にしかすぎないとみることでもある。この数日周期の流速変動の原因としてまず考えるべきは、似たような周期性をもつ風速変動との関係である。ここでは、両変動の統計的關係が 2005 年と 2006 年で異なるか否かを調べる。

Fig. 8 の左側が 2005 年, 右側が 2006 年で, 上から順に風速, 白老 (SHI) と臼尻 (USU) の卓越方向の日平均時系列である。これらの時系列データを用いて, 風速変動に対する流速変動のラグ相関解析を行った結果が Fig. 9 である。左側が 2005 年, 右側が 2006 年で, 太線が白老 (SHI), 細線が臼尻 (USU) の結果を示し, 点線は自由度から計算される 95% の信頼区間である。ラグ相関係数の極大値は統計的に有意であり, 定性的な結果は両年で全く同じ結果となった。例として, 急潮発生前に卓越した南東風に対する応答として表現すると, 南東風が極大を向かえた後, 白老 (SHI) では 1 日遅れて西南西流 (岸を右手にみる流れ) が極大となり, 臼尻 (USU) ではさらに 3 日も遅れて南南東流 (同じく岸を右手にみる流れ) が極大となることを示す。また, ラグ相関係数が極大・極小となる時間差から変動周期を概算すると, 2005 年では白老が $2 \text{ 日} \times 2 = 4 \text{ 日}$ 周期, 臼尻が $3 \text{ 日} \times 2 = 6 \text{ 日}$ 周期, 2006 年では白老 (SHI) が 4

日 $\times 2 = 8 \text{ 日}$ 周期, 臼尻 (USU) が 4 日 $\times 2 = 8 \text{ 日}$ 周期となり, 少なくとも 4 日以上周期帯において風変動と流速変動に相関のあることがわかる。

このような統計的平均状態の位相関係 (時間差) は, 2006 年 5 月 28 日に南東風が極大となって 1 日後に白老 (SHI) で急潮が発生し, さらに 2.5 日後に臼尻 (USU) で急潮が発生するという位相関係とほぼ同じである。すなわち, 岸 (または浅瀬) を右手にみる急潮の位相伝播方向 (回転系の波動伝播方向に一致) の特徴から, 今回観測された急潮は要因 (2) である「台風や低気圧などの大きな気象擾乱に伴う強い流れ」の可能性が高いと考えられる。ただし, 通常の気象擾乱においても, 同様の位相関係を示す流速変動が起こっており, なぜ, 2006 年 5 月 28 日の気象擾乱に限って, 励起された流速変動の流速値が極端に大きかったのかの説明が必要である。

臼尻沖定線における海洋構造の比較

係留系に設置した水温計の記録 (Fig. 7) から, 急潮発生前の 5 月中旬において 2005 年と 2006 年の水温成層には違いがあることが推測された。2005 年は 5 月 17 日 (CTD2005), 2006 年は急潮発生前の 5 月 21 日 (CTD2005) における臼尻沖の水温・塩分・密度の鉛直断面図を Fig. 10 に示す。係留系に最も近い観測点は沿岸側の U1 である。なお, 2005 年は U5 が欠測点, 2006 年は U1 が欠測点であった。

水温鉛直断面から比較すると, 両年で共通した特徴は水深 20~60 m の中層に存在する 4°C 以下の中冷水である。2006 年の U1 が欠測しているものの, 2005 年に比べて 2006 年の沿岸側中層に広く中冷水が拡がっているようにみえる。そして, 2005 年は中冷水よりも上層側の水温が $5\sim 6^{\circ}\text{C}$ と低いのにに対し, 2006 年は水深 20 m 付近に水温躍層 (白抜き矢印) が形成されて表層は 7°C 以上となり, 水温成層が比較的強かったことがわかる。2006 年の水温躍層は塩分躍層 (白抜き矢印) にも対応しており, 2005 年の表層塩分が 32.4 に対し, 2006 年の表層塩分は 31.8 と 0.6 低い値になっていた。それゆえ, 2006 年の密度分布には表層の高温低塩水と中層の低温高塩水の間に明瞭な密度躍層 (白抜き矢印) が形成されており, 急潮に伴う水温変動は大きな密

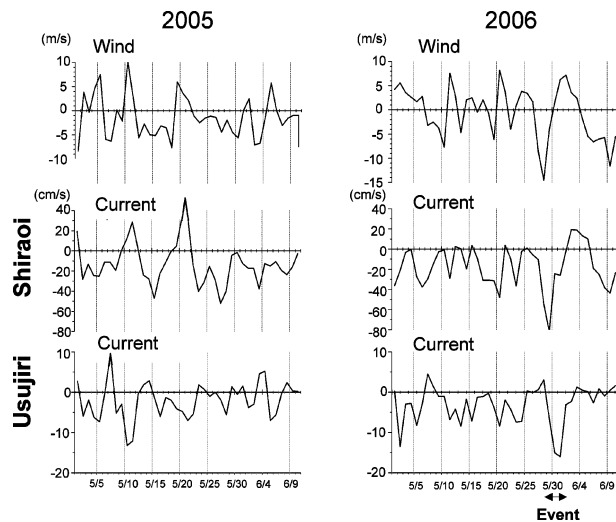


Fig. 8. Time series of daily mean prevailing wind velocity (upper), current velocities at Shiraoi (SHI: middle) and Usujiri (USU: bottom) in 2005 (left) and in 2006 (right). Here, the northwesterly wind component, the northeastward current component at Shiraoi (SHI) and the northward current component at Usujiri (USU) are positive values. A double-pointed arrow shows the period of *Kyūcho* occurrence.

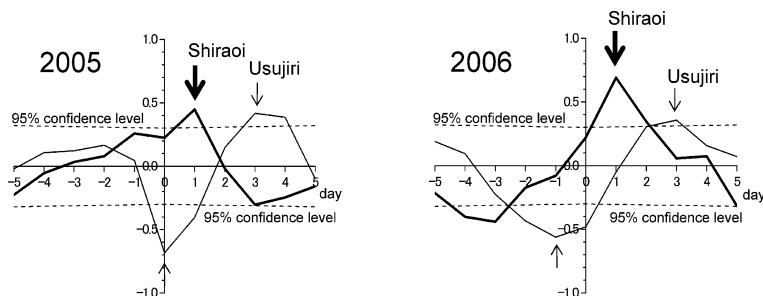
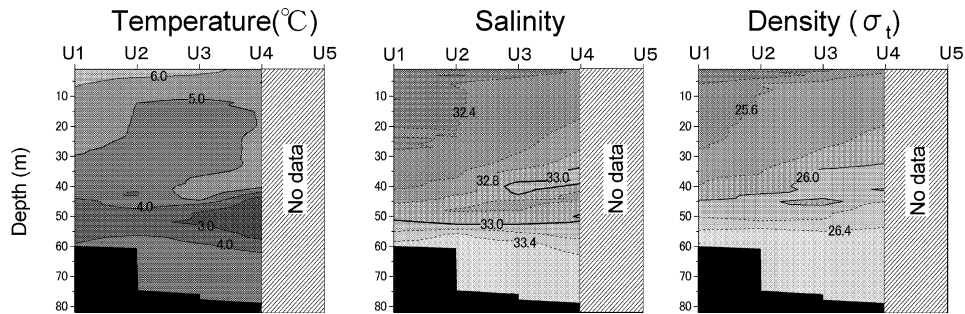


Fig. 9. Correlation coefficient with time lag between the daily variations of wind and current components, based on data in Fig. 3, in 2005 (left) and in 2006 (right). Thick and thin lines, respectively, are the results using the Shiraoi (SHI) and Usujiri (USU) data. Dashed lines in both figures indicate the 95% confidence level.

CTD2005 (17 May)



CTD2006 (21 May)

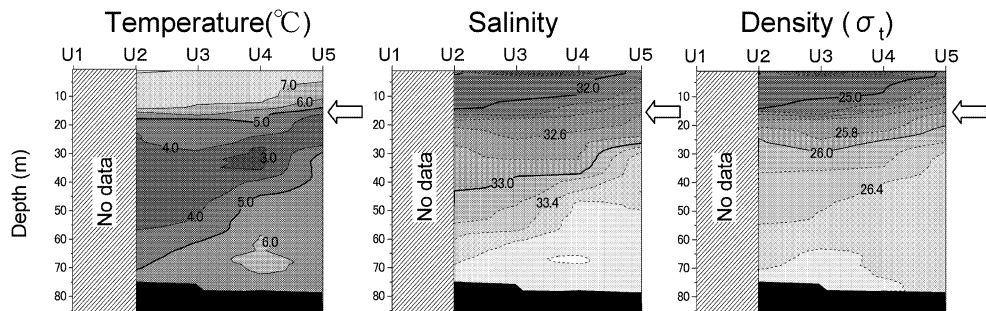


Fig. 10. Vertical distributions of temperature, salinity and density off Usujiri (USU) (from U1 to U5 shown in Fig. 1) on 17 May, 2005 (upper) and on 21 May, 2006 (lower). Open arrows indicate the depth of shallow thermocline, halocline and pycnocline observed on 21 May, 2006.

度変化を伴っていた可能性が高いと推測する。一方、2005 年の密度躍層は弱いながらも中冷水の下部付近にみられ、その上層は弱い連続成層構造となっていた。

日射量と降水量の比較

2006 年の表層が 2005 年の表層に比べて高温低塩であったことから、海面加熱と淡水供給に両年で相違があったことが推測される。磯田ら (2004) は各月の正味の海面熱輸送に最も影響を与える海洋・気象パラメータを調べ、海面加熱期 (4~5 月) は雲量が主たるパラメータであることを示している。そこで、ここでは海面加熱量の指標として、室蘭における全天日射量 (短波放射) を用いることにした。淡水供給の起源は、海面への直接降水と陸上への降水が集積した河川水が考えられる。河川水の場合、降水時よりも遅れ、さらに沿岸境界 (河口) から水平的に淡水が供給されるが、ここでは河川を経由しての降水による淡水供給のタイムラグは厳密に考慮せず、淡水供給量として両年の相違を調べるため、指標に、室蘭・登別・カルルス・白老・苫小牧の 5 地点を合計した降水量を使用した。

5 月の表層水の水温塩分値は、それ以前の海面加熱と淡水供給の積算により影響されると考えられるため、ここでは両年毎に 1 月から累積した全天日射量と降水量をそれぞれ Fig. 11(a)(b) に示した。2005 年と 2006 年の累積全天日射量の差異はほとんど認められず、両年はほぼ同様な海面加熱量であったことが推測される (Fig. 11(a))。一方、累積

降水量には急潮発生時期を含む 5 月~6 月に両年の相違がみられ、この時期に限って、2006 年の降水量は 2005 年の降水量に比べて多い。その降水量が多かった 2006 年 5 月の日平均降水量を用いて、上記の 5 地点毎に 5 月 1 日から 5 月 31 日までの累積降水量を Fig. 11(c) に示した。2006 年 5 月には 10 日と 28 日の 2 回ほど大きな降水があり、特に、急潮発生前の 28 日におけるカルルスでは、この日一日で 200 mm を超える降水量 (カルルスでは観測史上最大) が計測された。

2006 年 5 月 17 日の定線観測で捉えられた表層の低塩水及び塩分躍層は、1 回目 (5 月 10 日) の降水により形成された可能性が示唆される。また、海面加熱量は両年で相違がないことから、2006 年の場合、降水による薄い塩分躍層の形成によって、海面加熱による熱輸送が強い密度躍層より降下できず表層付近に閉じ込められ、その結果として表層がより高温となり、塩分躍層と同じ水深に水温躍層が形成されたものと推測される。

2006 年急潮発生時の気象擾乱

どのような気象擾乱が今回の急潮を引き起こしたのかを調べるために、急潮発生前である 5 月 27 日から発生中の 30 日までの天気図 (午前 9 時) を Fig. 12 に示した。各天気図に黒丸印で示した位置が亀田半島である。27 日 (Fig. 12(a)) は日本列島を挟むように黄海上に低気圧、太平洋側に高気圧の気圧配置となり、日本列島の南側には東西に走

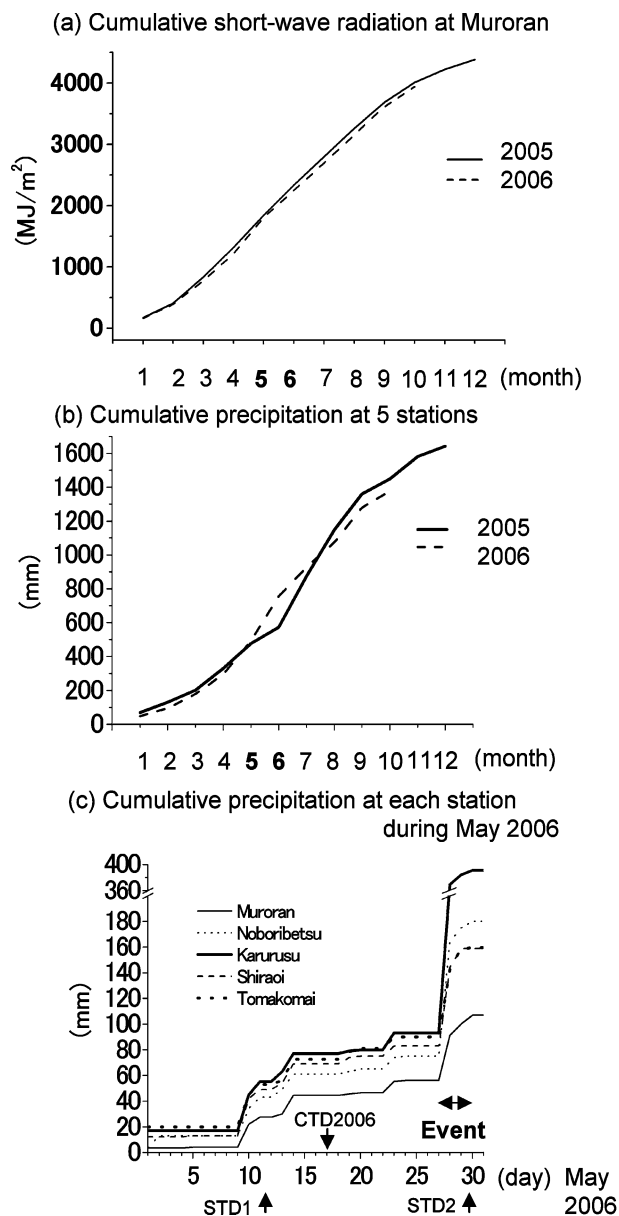


Fig. 11. Monthly cumulative charts of (a) short-wave radiation at Muroran and (b) precipitation at five AMEDAS stations in 2005 and 2006. (c) Daily cumulative chart of precipitation at each AMEDAS station during the period of May 2006. Solid arrows are plotted at the date of CTD (17 May, 2006) and STD (12 and 30 May, 2006) observations.

る梅雨前線が存在している。このような西低東高の気圧配置はゆっくりと東へ移動しながらも、30日 (Fig. 12(d)) まで続く。それゆえ、27~30日の亀田半島を含む日本列島周辺は南風の期間であり、実際に同時期の日高湾における風向は南東風であった (Fig. 3を参照)。そして、日高湾において南東風が極大となった28日、北海道周辺で等圧線が東西方向に混むのに加え、梅雨前線が低気圧の東側を一時的に大きく北上していることがわかる。この梅雨前線の北上により28日の天気は、この活発化した梅雨前線近くの関東

地方から北日本の広い範囲において雨であった。特に、北海道道南地方には多量の降雨があり、前述したように、カルルスでは記録的な降雨量が観測された。カルルスが位置する日高湾北西の山岳地帯は、南東風に対して直交する方向に走っており、湿った大気がこの山岳地形に正面から接することによって、他の道南地域に比べて多量の降雨となったことが推測される。このように、今回急潮を引き起こした気象擾乱は、並の低気圧の通過によるものであるが、多量の降雨を伴っていたことが大きな特徴として挙げられる。Fig. 1(a)の地形図には日高湾に接続した主要な河川を描いている。これらの主要河川は白老 (SHI) を挟む日高一室蘭間の日高湾北西の山岳地帯に集中していることがわかる。よって、この多量の降雨がそのまま海面へ入るものと河川を通して白老 (SHI) 沖海域へ流出するものによって、急潮に伴う表層低塩分水の原因となったことが推測される。

以上の解析から、急潮が発生しなかった2005年と急潮が発生した2006年の初夏における海象・気象状態の比較は、次のようにまとめられる。まず、2006年の急潮現象も含み、数日周期の気象擾乱 (風速変動) に対する流速変動の応答は、両年で定性的な相違はみられなかった。すなわち、2006年の急潮現象も風強制による海洋の応答として基本的には理解される。両年の相違は、急潮前における白尻沖の海洋構造にみられ、2005年は弱い連続成層であったのに対し、2006年は降水の影響と推測される塩分 (密度) 躍層が水深20 m付近に形成されていたことにある。加えて、2006年の急潮発生直前の28日には、日高湾北西の山岳地帯で極端に大きな降水があり、それゆえ、表層水がさらに低塩化して強い塩分 (密度) 躍層が形成されていたことが示唆される。そして、急潮発生時の30日に白尻 (USU) 沖の表層に出現した低塩分水は、急潮の流向から判断して上流側に位置する白老 (SHI) 側から、多量の降水の影響を受けた水塊が移流されたことが推測される。

まとめと考察

今回観測された急潮現象の発生から終息までを風強制により励起された回転系密度流 (要因 (2)) としてまとめ、海上風・流れ場・成層の様子を亀田半島側 (または白尻 (USU) 側) 一日高側 (または白老 (SHI) 側) の鉛直断面と水平分布として模式的に Fig. 13に示した。①から④の図は、Fig. 3を用いて急潮の様子を記述した特徴的な時期 (前章「係留系データに記録された2006年5月末の急潮」) に対応する。鉛直断面図に示した実線及び破線は、急潮の水温変化から推測される躍層 (内部境界面変位) を示す。ここで、実線は急潮発生前に存在していた躍層、破線は降雨により急潮発生中に形成されたと推測される低塩分水を伴う躍層である。また、⊗は紙面に向かう流れや風、⊙は紙面から手前へ向かう流れや風を示し、表層付近に示した左右向きの矢印は風向から推測される表層エクマン流であ

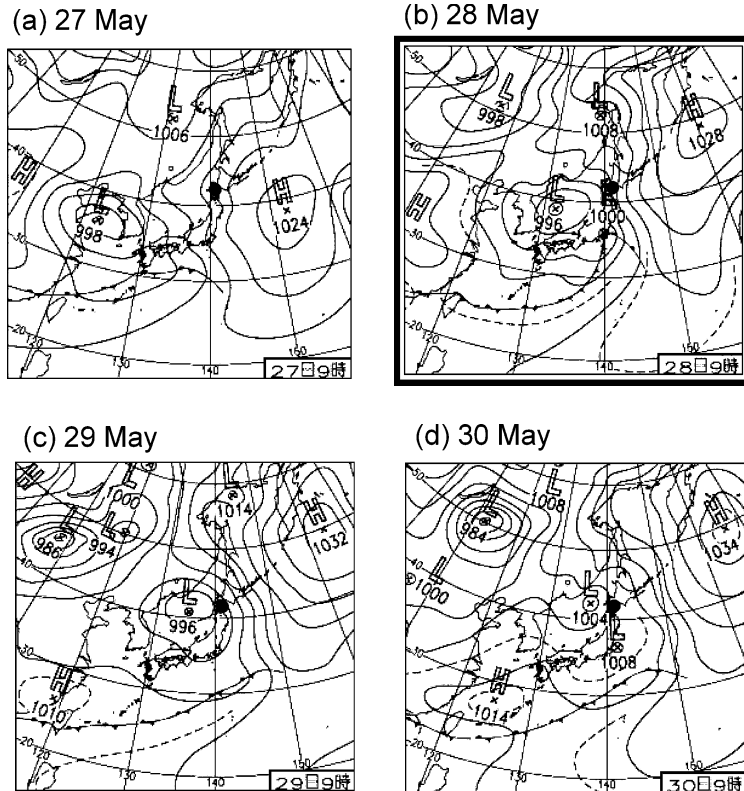


Fig. 12. The weather maps on (a) 27, (b) 28, (c) 29 and (d) 30 May, 2006. The solid circle plotted on the weather map is our study area. A large quantity of rainfall occurred on 28 May denoted by the weather map enclosed with thick frame.

る。

① (28 日) のころ、白老 (SHI)・臼尻 (USU) 両地点の流速はまだ小さく水平流は十分弱いにもかかわらず、大きな水温変化が開始された。表層エクマン流を想定すれば、亀田半島 (臼尻 (USU)) 側から対岸の日高側へのエクマン輸送となり、上述の水温変化を臼尻 (USU) 側で沿岸湧昇、白老 (SHI) を含む日高湾北側陸棚上で沿岸沈降が起こった結果と考えても矛盾しない。白老 (SHI) 側の海洋観測がないため確認はできないものの、このとき、日高湾一帯では多量の降雨により、表層の低塩化が開始されたと推測される。

② (29 日) のころ、エクマン輸送により日高湾北側陸棚上に堆積した水が岸沖方向の圧力勾配 (水位偏差もしくは密度偏差) を形成し、準地衡流波動 (内部ケルビン波もしくは陸棚波) として岸を右手にみる伝播を開始する。今回の気象擾乱で励起された流れが急潮となった原因として、このように堆積した水に加えて、多量の降雨による河川水の流出、もしくは表層水の低塩化が重要な条件として加わる。その結果として、南東風が極大となった①から約 1 日遅れて、白老 (SHI) では強い西南西流が観測される。このとき、臼尻 (USU) の上下層の水温は中冷水と同じほぼ 4°C となり、水深 30~40 m にあった水塊 (中冷水) が海面まで湧昇していたことがわかる。

③ (30 日) のころ、海上風は弱い北西風へ変化し、白老

(SHI) の西南西流も弱まったとき、臼尻 (USU) では南南東向きの強い急潮が発生した。この急潮に伴い、 4°C であった上下層の水温は、ほぼ同時に $8\sim 10^{\circ}\text{C}$ まで上昇する。この水温値は白老 (SHI) の水温値とほぼ同じである。白老 (SHI) と臼尻 (USU) の直線距離は約 80 km、白老 (SHI) で観測された流速は $50\sim 100\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 程度、これらの値から移流時間を概算すると 1~2 日となり、白老 (SHI) 側からの水塊の移流により水温が上昇したと考えても無理はない。一般には、臼尻 (USU) 沖の内部境界面が下がって、元の水温値へ戻ったとも解釈されるが、今回の急潮の場合、内部境界面の下降に加えて、降水の影響を受けた表層水の移流が大きな特徴的である。一方、白老 (SHI) では西南西流が弱まった、また、④のころには北西風によるエクマン流により湧昇 (低温化) が期待されるにもかかわらず、水温は高い $8\sim 9^{\circ}\text{C}$ のままであった。この理由は推測を出ないものの、強い南東風による水塊の鉛直混合があったのかもしれない。

④ (6 月 1 日) のころ、臼尻 (USU) の流速と水温には短周期変動がみられるが、これが急潮通過に伴う変動であるのか否かは判断できない。なお、沿岸近傍における急潮は終了しているものの、沖合の陸棚上では反時計回りの流れ (水平模式図の破線で表示) が観測された。この流れは海底付近まで存在しており、陸棚地形を感じた順圧的な流れである可能性が示唆される。①~③の記述は、密度境界

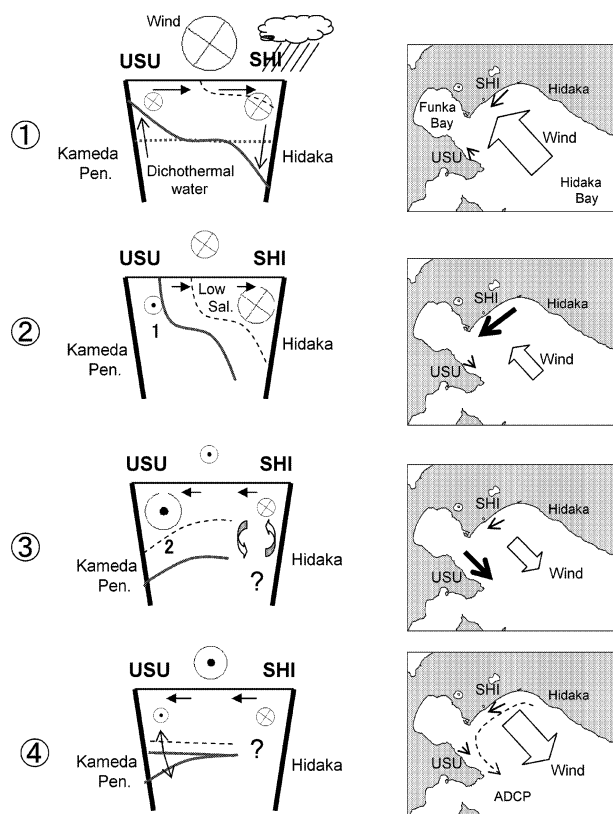


Fig. 13. Left and right panels show the schematic vertical and horizontal views of wind, current and interface variations at four times denoted by the numerals from ① to ④. Symbols of $\otimes$ and $\odot$ indicate the flow into the page and out of the page, respectively. Gray solid lines and dashed lines, respectively, show the schematic interface estimated from the temporal temperature variations and the halocline formed by a large quantity of rainfall on 28 May. At the time of ①, the southeasterly wind was prevailing with a heavily rainfall, and the upwelling at the side of Kameda peninsula (including USU) and the downwelling at the side of Hidaka (including SHI) occurred. At the time of ②, current velocity had the maximum off Shiraoi (SHI), and we infer that low salinity water, originated in the temporal heavy rainfall water, was accumulated off Shiraoi (SHI) due to the surface Ekman transport. At the time of ③, the *Kyuchō* with a rapid increase of temperature occurred off Usujiri (USU) (along Kameda Peninsula), and we infer that low salinity water might be advected from Shiraoi (SHI) to Usujiri (USU). At the time of ④, the barotropic counter-clockwise flow over the shelf of Hidaka Bay was observed, although the *Kyuchō* off Usujiri (USU) was already finished.

面変位を伴う傾圧流（密度流）を想定したものである。しかし、陸棚域における風強制では理論上、陸棚波も励起されるはずである。急潮発生後に観測された順圧的な流れは、急潮発生中においても順圧応答を考慮しなければならないことを示唆しているのかもしれない。

急潮は突発的に発生する現象であるため、継続的なモニ

タリングがない海域では、急潮を捉えるための綿密な観測を予め設定することは不可能である。さらに、研究対象とした亀田半島沖の急潮は稀な海洋現象であるため、他の事例が全くなく、時空間的にも不十分な海象・気象データを用いて記述した今回の急潮現象を定量的に記述するには無理があるのかもしれない。しかし、一回きりの稀な急潮の記述であるからこそ、その特徴を強調できるとも考える。本研究では、急潮が発生する新たな条件として「気象擾乱に伴う降雨により形成される表層の薄い塩分成層」を提案したい。

一般に、岸境界に平行な風強制があれば、上述したように、沿岸近傍は湧昇流もしくは沈降流となり、海底地形変化を無視すれば、内部境界面の変位を伴う内部ケルビン波が励起される。このとき、多量の降水、それによる多量の河川水の流出によって、沿岸近傍における表層の躍層が強く、さらに薄くなった場合を考えると、そうでない場合に比べて、励起される内部ケルビン波の水粒子流速は大きくなるが、位相伝播速度は逆に小さくなる。今回の急潮を引き起こした風強制がそれほど大きくなかったにもかかわらず、急潮となった原因は、この薄くて強い躍層の形成にあると考える。本研究の急潮の場合、表層とその下層の密度差 $\Delta\rho$ は $0.6\sigma_t$ 程度、表層厚 H は $10\sim15\text{ m}$ であり (Fig. 6 右図を参照)、位相伝播速度を概算すると、 $C = \sqrt{(\Delta\rho/\rho)gH} = 0.3\sim0.8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ となる。一方、白老 (SHI) と臼尻 (USU) で観測された流速は $U = 0.3\sim1.2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ であった (Fig. 3 を参照) にもなる。すなわち、薄い塩分成層が形成された今回の急潮では、内部ケルビン波の位相伝播速度と水粒子速度は同程度、もしくは水粒子速度の方がむしろ大きくなっていた可能性が推測される。このような場合、Hydraulic control の力学から推測すれば、励起される内部ケルビン波の前面では内部境界面が切り立った形になり、非線形性の強い衝撃波となる (例えば、Yamagata 1980)。もし、今回の急潮が衝撃波の性質をもっていたならば、漁業施設を破損したことも理解できる。しかしながら、白老 (USU) と臼尻 (SHI) の間には噴火湾が存在しているため、密度流を伴った内部ケルビン波が岸境界のない湾口をどのように伝播したのかの疑問も残る。さらに、風強制による陸棚波の励起（順圧応答）も推測され、今後は数値モデルを用いて、今回の急潮の再現を試みたいと考えている。

謝 辞

最後に、急潮による被害の詳細と STD 観測データを提供してくださった渡島南部地区水産技術普及指導所南茅部駐在の方々、動向要因調査で得られた流速データを使用させて頂いた水産庁、その流速設置に協力して頂いた北海道水産試験場の奥村裕弥氏、臼尻漁協、白老漁協、(株)道南資材、(株)エスイーシーにお礼を申し上げます。さらに、鹿部沖の状況について有益な情報を提供して頂いた澤田登氏

と澤田信之氏，そして定期的な海洋観測に協力して頂いている練習船うしお丸乗組員の皆様に感謝致します。

参 考 文 献

- 秋山秀樹 (1991) 宿毛湾の急潮. 沿岸研究ノート, **29**, 90-96.
- Rosa A.L., Y. Isoda, K. Uehara, and T. Aiki (2007) Seasonal Variations of Water System Distribution and Flow Patterns in the Southern Sea Area of Hokkaido, Japan. *Journal of Oceanography*, **63**, 573-588.
- 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.
- 磯田 豊, 長谷川伸彦 (1997) 噴火湾の熱収支. 海と空, **72**, 93-101.
- 磯田 豊, 末武秀己, 東屋知範 (2004) 噴火湾における正味の海面熱輸送量の簡易計算法. 北大水産彙報, **55**, 43-52.
- Kalnay, E., and Coauthors (1996) The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.
- 木村喜之助 (1942) 沿岸の大急潮について. 中央気象台彙報, **19**, 1-85.
- 小林直人, 磯田 豊, 黒田 寛, 木村 修, 山口秀一, 大西光代, アナ ルイザ ロザ (2006) 北海道亀田半島沖における流れ場及び水塊の季節変化. 沿岸海洋研究, **44**, 59-67.
- 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, **30**, 4-15.
- 大谷清隆 (1986) 短時日吹く風によって生じる沿岸湧昇. 沿岸海洋研究ノート, **23**, 155-165.
- 武岡英隆, 秋山秀樹, 菊池隆展 (1992) 豊後水道の急潮. 沿岸海洋研究ノート, **30**, 16-26.
- 宇田道隆 (1952) 相模湾の急潮とその予知について. 日本海洋学会誌, **19**, 15-22.
- Yamagata, T. (1980) A theory for a propagation of oceanic warm front with application to Sagami Bay. *Tellus*, **32**, 73-76.