

— 論文 —

気象擾乱通過後に能登半島沿岸で観測された急潮 — 2003年夏季の観測結果より — *

大慶 則之[†]・奥野 充一[†]・千手 智晴[‡]

要 旨

能登半島東岸に甚大な漁業被害をもたらす急潮の実態を解明するため、2003年夏季に能登半島沿岸で流速と水温の連続観測を実施した。9月の台風0314号通過後に発生した急潮の観測結果は、能登半島沖を台風が通過後の南西風の強化時に、半島西岸に生じた強流域が半島先端を迂回後、半島東岸沿いに北から南へ伝播する特性を示した。南西風の卓越時に、能登半島東岸では低温の亜表層水が湧昇し、表層水温の急激な低下後に最大流速 0.84 m s^{-1} に達する急潮が発生した。その発生後に $3 \text{ m} \sim 54 \text{ m}$ 深の水温が急上昇して約 $24 \text{ }^{\circ}\text{C}$ に達したことは、少なくとも 50 m の厚みを持つ暖水の侵入を意味する。観測された急潮は、南西寄りの強風がもたらすエクマン輸送に起因し半島西岸に蓄積した表層暖水が、回転系の密度流あるいは沿岸捕捉波として能登半島先端から東岸沿いを北から南に移動したと解釈される。

キーワード：急潮, 能登半島, 気象擾乱, エクマン輸送, 定置網漁業

1. はじめに

石川県能登半島沿岸は、大陸棚が広がる能登半島西岸海域と、富山湾に面して急深な能登半島東岸海域の二つの特徴的な海域で構成される (Fig. 1)。このうち能登半島東岸海域では、ブリを対象とした定置網漁業が古くから盛んで、なかでも大小多数の定置網が集中する能登町から七尾市にかけての沿岸は、全国屈指の定置網漁場に位置づけられる。能登半島東岸海域では、台風や発達した低気圧が能登半島沖を通過した後に、沿岸の流れが突然強まる現象 (急潮) により、しばしば定置網漁具が破損・流失し、定置網漁業の経営に深刻な

影響を及ぼしている。近年では、1998年と1999年に合わせて5億円を超える被害が発生したほか、台風の接近・上陸が相次いだ2003年から2005年にかけては、合わせて20億円に達する甚大な被害が発生した。

能登半島東岸海域の急潮に関する報告は、1926年発行の石川県水産試験場事業報告書にみられるものが最初 (濱邊, 1926) である。これによれば、1925年11月から12月に猛烈な急潮が3回発生し、珠洲市蛸島沖から七尾市佐々波沖に至る11の定置網漁場で、漁具の流失などの甚大な被害が発生したとされる。特に流れが激しかった1925年12月の急潮では、現在の石川県七尾市沿岸の大型定置が富山県沖の漁場まで流されたことが記録されている。このことから、能登半島東岸海域では、古くから急潮が定置網漁業を始めとする沿岸漁業の大きな脅威となっていたことがうかがわれる。

日本海岸では能登半島東岸海域以外に、若狭湾の京都

* 2007年7月25日受領; 2008年11月6日受理

著作権: 日本海洋学会, 2009

[†] 石川県水産総合センター

〒927-0435 石川県鳳珠郡能登町字宇出津新港 3-7

主著者 e-mail address: ookei@pref.ishikawa.lg.jp

[‡] 九州大学応用力学研究所 〒816-8580 春日市春日公園 6-1

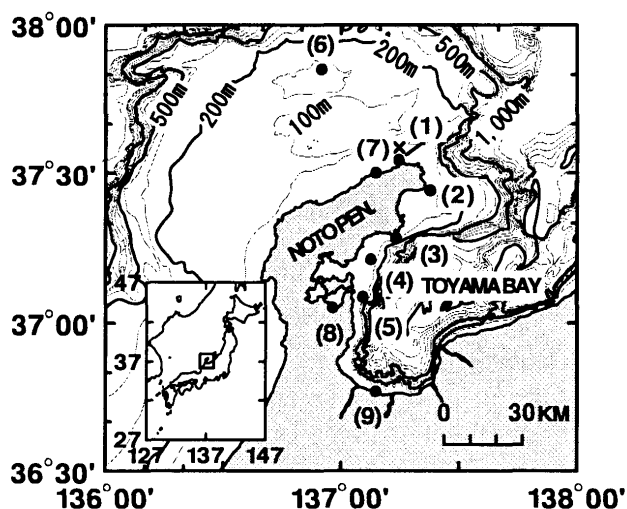


Fig. 1. Bottom topography around the Noto Peninsula and locations of observation stations: Sta. (1): Takaya, Sta. (2): Nagatesaki, Sta. (3): Ogi, Sta. (4): Maenami, Sta. (5): Onogi, Sta. (6): Hegurajima, Sta. (7): Noto, Sta. (8): Nanao, and Sta. (9): Toyama. The CTD observation station is indicated by the cross. Inset shows the location of study area in the Japan Sea.

府沿岸で急潮による定置網の被害が報告されている。京都府沿岸の急潮に関して、加藤 (1969) は低気圧の日本海通過による高潮との関連性を指摘し、和田ら (1990) は台風および発達した低気圧が日本海を通過した際に発生した急潮が、底層水温と沿岸潮位の変動を伴うことを報告した。さらに熊木ら (2005) は、2004年に丹後半島付近で発生した急潮について、台風の通過に伴う南西～西南西の風の連吹により発生した内部ケルビン波的性質の強い沿岸捕捉波が伝播したと推論している。

一方、太平洋岸の相模湾では、半世紀以上前から急潮の研究が行われ、その実態や発生機構が検討されてきた。木村 (1942) は、相模湾で発生する急潮の多くは、水温急上昇を伴う反時計回りの流れで、急潮勢力は相模湾に流入する黒潮分派の季節的な消長によることを指摘した。宇田 (1953) は、相模湾の急潮発生第一要因として、黒潮流路の変動に伴う湾内への暖水の流入、第二要因として台風・低気圧などの通過に伴う気象擾乱、第三要因として大潮回りの潮流増強などをあげている。

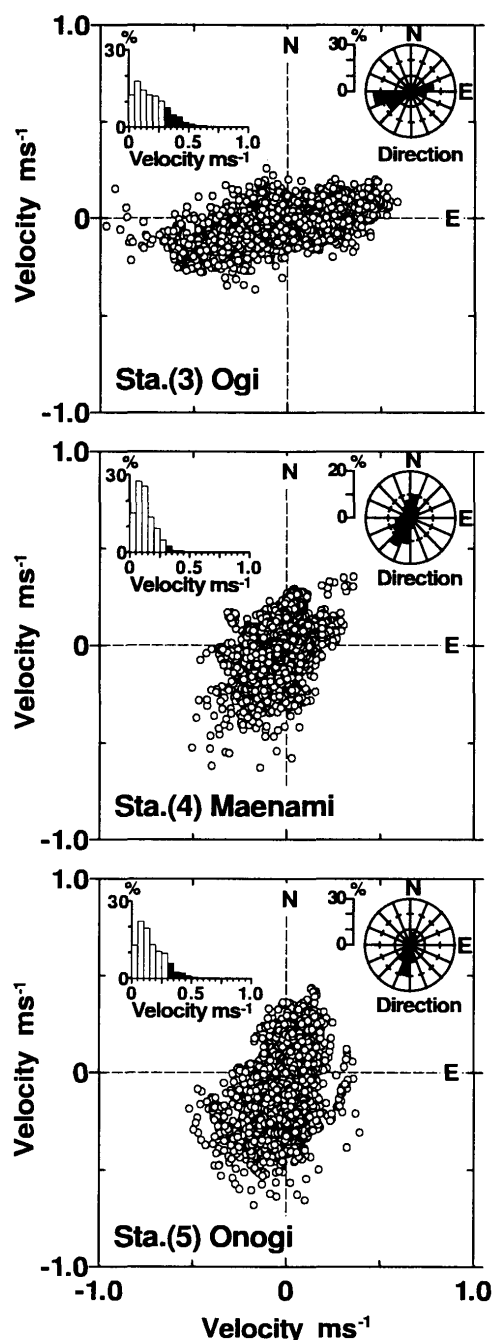


Fig. 2. Scatter diagrams of current vectors in the period from 1 June to 30 September 2003 at Stas. (3), (4), and (5). Frequency distributions of current velocity and direction are shown in the upper left and right, respectively, of the figure. Currents stronger than 0.3 m s^{-1} are shaded.

松山ら (1992) は、1975 年と 1988 年の急潮時の水温や流れの連続観測結果から、発生要因は、(1) 黒潮沿岸にともなう湾内への黒潮系暖水の流入、(2) 台風通過に伴う北寄りの強風により房総沿岸に堆積した沖合表層水の沿岸捕捉波としての伝播、(3) 内部潮汐流による循環流の強化、の 3 タイプに分けられるとした。一方、岩田 (2004) は、1985~2003 年に相模湾で発生した急潮による 31 件の定置網の被害を発生要因別に整理した結果、台風通過に起因するタイプ (2) による被害が 17 件と最も多いことを指摘している。

このように相模湾では急潮の実態と発生機構の解明が進められ、急潮発生の予測につながる調査・研究が行われてきた。その結果、相模湾東部海域における表層水温と流れをモニタリングするとともに、伊豆諸島の潮位変動、各地の定地水温、気象情報などを総合的に解析することにより、急潮による被害を最小限に食い止めるための「急潮予報」を作成し、定置網漁業者に伝達している (岩田ら、1998)。

しかし、能登半島東岸の急潮に関しては、これまでに現場観測による実態把握や発生機構の解明が十分に行われておらず、急潮に対する防災対策を講じることは困難な状況にある。能登半島東岸域の基幹漁業である定置網漁業を急潮被害から守るためには、急潮発生機構を解明し、急潮の発生時刻や強さを予測する技術開発が急務である。そこで我々は急潮の実態解明を目的に、2003 年に能登半島沿岸に係留系を設置し、流れと水温の連続観測を実施した。その結果、6 月から 9 月に発生した 3 例の急潮の観測に成功した。

本報では、まず急潮が観測された 2003 年夏季の流れの変動と風との関わりについて検討する。次いで 3 例の中で定置網漁業に最大の被害を与えた、9 月の台風 0314 号通過に伴って発生した急潮について、測得された流れ、水温、潮位、気象などのデータを解析し、能登半島東岸における急潮の発生機構について考察する。

2. 観測および解析資料

濱邊 (1926) の報告と近年の定置網被害の発生状況からみて、能登半島東岸の急潮は、定置網が設置されている沿岸域に発生する強い流れであると考えられる。ま

た、相模湾の急潮は、水温変動をとともなう強流が沿岸に沿って伝播するということから (松山ら、1992)、能登半島東岸の急潮の物理的な特性をとらえるために、Fig. 1 に示す Sta. (1)~(9) で以下のような観測およびデータ収集を行った。Sta. (1), (2), (3), (4), (5) にはメモリー式流速計 (アレック電子 (株) 製 ACM-8M)、Sta. (3), (4) にはメモリー式水温計 (アレック電子 (株) 製 MDS-MkV/t) を設置して流れと水温を連続観測した。さらに Sta. (6) で海上保安庁が観測した風のデータ、Sta. (7), (9) で気象庁、Sta. (8) で国土交通省北陸地方整備局が観測した潮位データを収集した (各測点の観測情報は Table 1 に示すとおり)。潮位については、観測潮位と各検潮所所在地の推算潮位から求めた潮位偏差を、1 hPa の気圧変化は 1 cm の水位変化を起こすと仮定して海面気圧により補正した。海面気圧は、Sta. (7) については気象庁輪島測候所、Sta. (8) は気象庁伏木特別地域気象観測所、Sta. (9) は気象庁富山地方気象台で得られた値を用いた。

3. 結果

3.1. 能登半島東岸における流れの特徴と強流の発生

主要な定置網漁場に位置する Sta. (3)~(5) で 6~9 月に観測された流向・流速の散布図を Fig. 2 に示す。Sta. (3) では西~西南西向き、Sta. (4) では南西~南南西向き、Sta. (5) では南南西~南向きの流れが卓越し、Fig. 1 の海底地形と比べると、各測点とも強い流れは等深線に沿った方向にあることがわかる。一般に定置網の揚網が困難となる流速 0.3 m s^{-1} 以上の流れに注目すると、その発生頻度は Sta. (3) > (5) > (4) の順になり、陸棚が狭い測点でこれらの発生頻度が高く、広い測点で低い傾向がみられる。

Sta. (3)~(5) の流れと、Sta. (6) の風のスティックダイアグラムを Fig. 3 に示す。各測点での風と流れには、相互に相関性のありそうな 5 日程度の変動周期が認められるが、その中でも特に目立つのは次にあげる気象擾乱の通過に伴う変動である。6 月 20 日に台風 0306 号、7 月 4 日に前線を伴った低気圧、9 月 13 日に台風 0314 号が能登半島沖を通過したときに、Sta. (6) で 15 m s^{-1} ~ 20 m s^{-1} の南西寄りの強風が観測された。その後

Table 1. List of the observation stations.

Observation stations		Information of observation				Water depth (m)
Name	No.	Item	Sensor depth (m)	Interval (min)	Period in 2003	
Taqkaya	(1)	Current	10	30	14 Apr. – 21 Oct.	63
Nagatesaki	(2)	Current	10	30	1 Jan. – 31 Dec.	63
Ogi	(3)	Current	10	30	1 Jan. – 31 Dec.	75
		Temperature	3, 9, 15, 21, 27, 33	10	15 Jul. – 31 Dec.	
Maenami	(4)	Current	10	30	1 Jan. – 31 Dec.	83
		Temperature	3, 9, 15, 21, 27, 30, 42, 48, 54	10	23 May – 31 Dec.	
Onogi	(5)	Current	10	30	1 Jan. – 31 Dec.	73
Hegurajima	(6)	Wind	–	60	1 Jan. – 31 Dec.	–
Noto	(7)	Sea level	–	60	1 Jan. – 31 Dec.	–
Nanao	(8)	Sea level	–	60	1 Jan. – 31 Dec.	–
Toyama	(9)	Sea level	–	60	1 Jan. – 31 Dec.	–

各測点の流れが急に強くなり、 $0.5 \text{ m s}^{-1} \sim 1 \text{ m s}^{-1}$ に達する強流(急潮)が発生している(Fig. 3の矢印)。強流の流向は、Sta. (3), (4), (5)でそれぞれ西向き、南西向き、南向きを示し、等深線に沿う方向の強流であったことがわかる。

台風0306号通過後の急潮により、能登町沿岸では大型定置網2ヶ統、台風0314号通過後の急潮により能登町から七尾市能登島町沿岸では大小定置網12ヶ統に破網等の被害が発生した。また、能登半島西岸の輪島市周辺の定置網漁場でも、前者では3ヶ統、後者では4ヶ統が被害を受けた。一方、7月の急潮では、ほとんどの定置網漁場が夏季の休漁中であったため、被害は発生しなかった。

3.2. 台風0314号の通過に伴って発生した急潮の特徴と風との関係

2003年に発生した3例の急潮のなかで、定置網漁業に最大の被害を与えた台風0314号の通過に伴う急潮について、急潮発生前後の流れの特徴を調べた。

まず、急潮の原因と考えられる台風0314号の動向をFig. 4に示す。台風0314号は強烈な勢力(中心気圧910 hPa, 中心付近の最大風速 55 m s^{-1})で、9月11日に宮古島付近を通過し、9月12日に東シナ海を北上して朝鮮半島南部に上陸した。9月13日には日本海中央部を北東に進み、14日にオホーツク海に入り温帯低気圧に変わった。

台風通過前後の9月12~16日にSta. (6)で観測された風のスティックダイアグラムと、Sta. (1), (2), (3), (4), (5)で観測された流れの卓越流向成分の経時変化をFig. 5に示す。Sta. (6)の風をみると、9月12日には $5 \sim 10 \text{ m s}^{-1}$ の東~北東の風が吹いていたが、13日未明に台風が朝鮮半島から日本海に進むと南東の風が強まった。台風の進行に伴い風は西寄りに変わってさらに強まり、13日11時~19時まで、 12 m s^{-1} を超える南南西~西南西の強風が連吹した。13日17時には最大風速(南西の風 21 m s^{-1})を記録している。その後、台風が北海道西岸に達する13日深夜まで西寄りの強風が観測されたが、風は14日早朝に急速に弱まり、16日にかけて 10 m s^{-1} 未満で推移した。

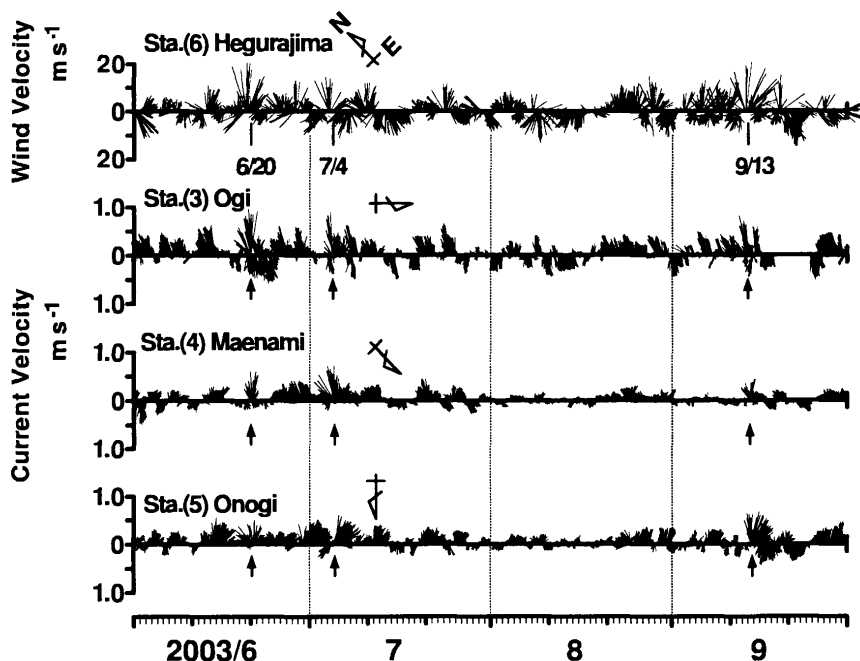


Fig. 3. Time series of the wind vectors at Sta. (6) (top) and the current vectors at Stas. (3), (4), and (5) (lower three) in the period from 1 June to 30 September 2003. Arrows under each time series denote the time when the Kyucho was occurred.

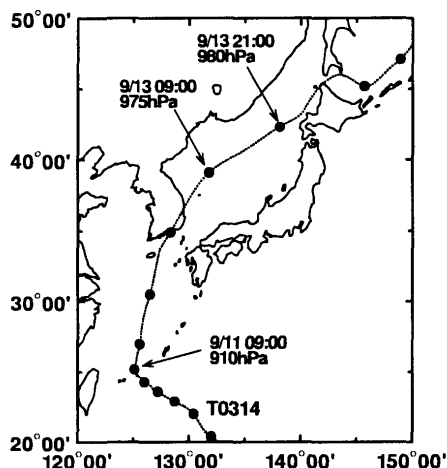


Fig. 4. Track of the Typhoon 0314. Black circles indicate positions of the Typhoon 0314 every 12 hour.

能登半島北端の Sta. (1) では、13 日午後から 15 日午後にかけて 3 回の周期的な強流が発生した。最初の強流 (Fig. 5 の a) は 13 日午後から強まった北東向きの流れで、13 日 18 時 30 分に最大流速 (0.64 m s^{-1}) を記録している。その後、14 日 16 時に 2 回目 (b)、15 日 10 時に 3 回目 (c) の 0.5 m s^{-1} 程度の強流が観測されている。能登半島東端の Sta. (2) では、台風 0314 号が通過する以前の 12 日から周期的な流速変動が認められ、12 日午前から 15 日午後にかけて北東向きの流れと南西向きの流れが 6 回にわたり反復した。このうち台風 0314 号通過後の 13 日夜から 15 日には、3 回の強い南西向きの流れが発生している。最初の強流 (d) では 13 日 20 時 30 分に 0.52 m s^{-1} 、2 回目の強流 (e) では 14 日 20 時に 0.77 m s^{-1} 、3 回目の強流 (f) では 15 日 15 時に 0.55 m s^{-1} の最大流速が観測されている。Sta. (3) では 13 日夜半から 15 日午前にかけて、2 回の強い西向きの流れが発生した。最初の強流 (g) では 14 日 03 時

に 0.86 m s^{-1} 、2 回目の強流 (h) では 15 日 07 時 30 分に 0.61 m s^{-1} の最大流速が観測されている。Sta. (4) では 14 日未明から南西向きの流れ (i) が強まり、07 時 30 分に最大流速 0.46 m s^{-1} を観測したが、その後流れは弱まり、他の観測点にみられた周期的な流速変動は認められなかった。最も南に位置する Sta. (5) では、14 日午前から 16 日午前にかけて 2 回の強い南向きの流れが発生した。最初の強流 (j) では 14 日 14 時 30 分に 0.70 m s^{-1} 、2 回目の強流 (k) では 16 日 02 時に 0.51 m s^{-1} の最大流速が観測されている。

Sta. (1) で観測された 3 回の強い流れと各測点で観測された強流の出現時刻を比較すると、最初の強流 (a) については、半島先端を迂回し、半島東岸の Sta. (2) から Sta. (5) を d, g, i, j として北から南に伝播したことがわかる。一方、2 回目の強流 (b) は、Sta. (2) から Sta. (3) に e, h となって伝播したが、Sta. (4), (5) への伝播は認められなかった。3 回目の強流 (c) は、Sta. (2) に f となって伝播したが、Sta. (3) 以南への伝播は不明瞭であった。各測点における最大流速の発生時刻と測点間の距離から求めた 3 回の強流の伝播速度を Table 2 に示す。最初の強流の伝播速度は、Sta. (1)~(2) で約 3 m s^{-1} と最も大きいのが、Sta. (2)~(3) では約 $1/3$ 、Sta. (4)~(5) では約 $1/5$ にまで低下している。2 回目の強流の伝播速度は Sta. (1)~(2)、Sta. (2)~(3) とともに最初の強流の伝播速度の約 $1/2$ の値を示した。3 回目の強流の Sta. (1)~(2) の伝播速度は同区間の伝播速度のなかで最も小さく、最初の強流のもの約 40% 程度であった。

Table 2. Propagation speed of the velocity peak (m s^{-1}).

Section	Order of velocity peak		
	1st	2nd	3rd
Sta. (1) - (2)	2.97	1.49	1.19
Sta. (2) - (3)	0.95	0.54	-
Sta. (3) - (4)	0.78	-	-
Sta. (4) - (5)	0.58	-	-

※ (1), (2), (3), (4), (5) indicate the number of observation stations.

3.3. 台風 0314 号による急潮時の水温変動

台風通過前後の 9 月 12~16 日に Sta. (3), (4) で観測された水温の時間変化を Fig. 6 に示す。Sta. (6) で南西寄りの強風が吹き始める前の 13 日 10 時以前には、Sta. (3) の 33 m 以浅には 24°C 台の高温水が分布していた。また同時間帯の Sta. (4) には、30 m 以浅に $24\sim 25^\circ\text{C}$ の高温水、42~54 m 深に $20\sim 22^\circ\text{C}$ の低温水が分布しており、30~40 m 付近に水温躍層が形成されていたことがわかる。

13 日 11 時以降、Sta. (6) では 12 m s^{-1} を超える南南西~西南西の強風が吹き始めた。この強風とほぼ同時に Sta. (3) の 33 m の水温が低下し始め、続いてそれ以浅の水温が下層から表層へ順に低下した。各層の水温は、13 日 21 時頃から $21\sim 23^\circ\text{C}$ 前後で推移した後、14 日 04 時頃に全層が 21°C 台となり、表層 (3 m) では 04 時 10 分に 21.5°C の最低水温が観測された。一方、Sta. (4) では 42 m 以深の水温が 12 日 12 時から 14 日 00 時にかけて $1.2\sim 2.0^\circ\text{C}$ 低下した。30 m 以浅の水温は、13 日 15 時から 14 日 04 時にかけて表層に向かって順に低下し始め、21 m 以浅では 14 日 04 時以降に急速な降温がみられた。14 日 06 時には表層で 22.4°C の最低水温が観測され、54 m 以浅の水温が $21.4\sim 22.4^\circ\text{C}$ のほぼ様な値を示した。

Sta. (3), (4) の表層で観測された 22°C 前後の低温水は、南西寄りの強風が吹く前は 30 m 以深に分布していた海水である。Sta. (6) で南西寄りの風が強まった時間帯には、Sta. (3) で東向きの流れ、Sta. (4) で北東向きの流れが観測されている。これらの沖合へ向かう流れによって、能登半島東岸の表層水が沖向きに輸送され、下層から低温水が湧昇したと考えることができる。

最低水温が記録された時刻以降、Sta. (3) では表層から下層へ水温が変動を繰り返しながら上昇し、14 日 07 時に 33 m 以浅の全層が 24°C 台に一様化した。Sta. (4) でも 42 m 以深の水温が 14 日 00 時過ぎから上昇し始め、14 日 06 時頃には 30 m 以浅の水温も下層から上層に向かって順に上昇し、10 時には 54 m 以浅の全層が 24°C 台に一様化した。このように、両測点とも 13 日午後表層から 30 m までの水温が大きく低下したのに続いて、14 日午前には各層で急速な水温上昇が起こり、

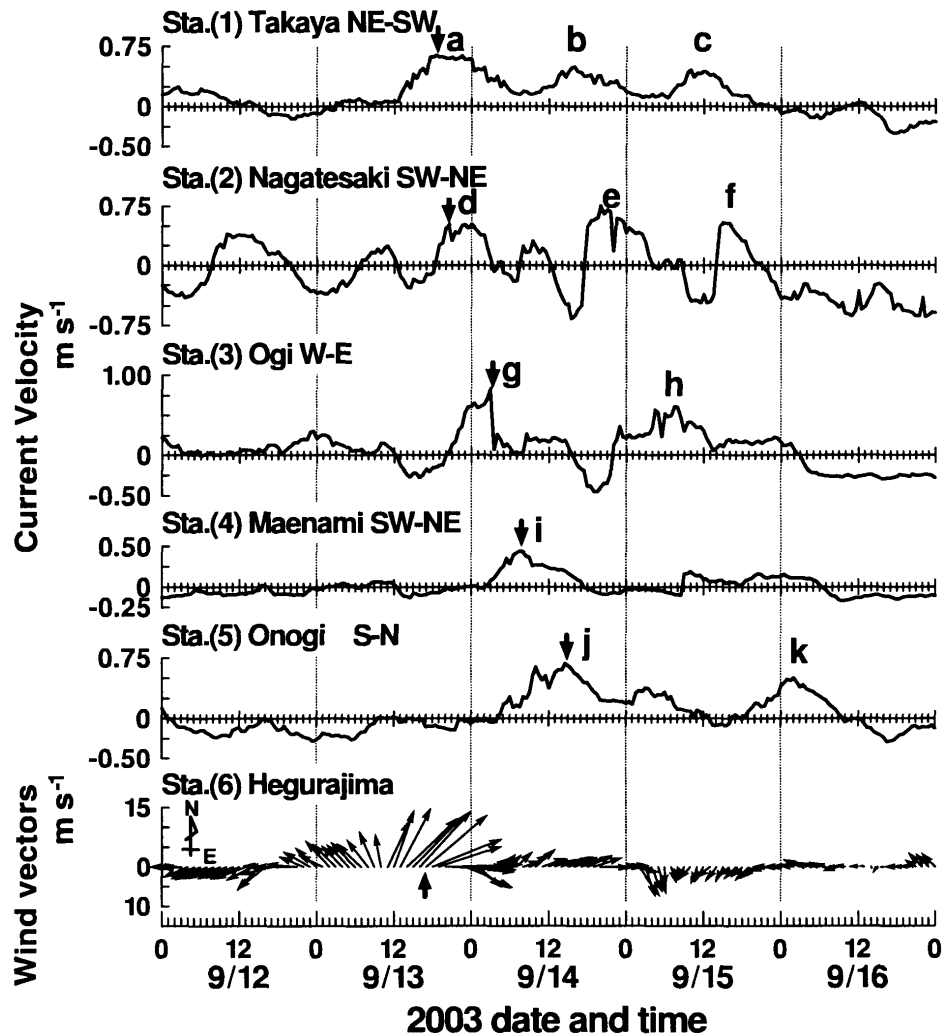


Fig. 5. Time series of the main-axis component of currents at Stas. (1), (2), (3), (4), and (5) (upper five), and wind vectors at Sta. (6) (bottom) in the period from 12–16 September 2003. Positive values at Stas. (1), (2), (3), (4), and (5) show the northeastward, southwestward, westward, southwestward, and southward, respectively, currents. Thick arrow in the bottom figure denotes maximum wind, and those in the upper four figures the first maximum velocity after the maximum wind. The letters a-k indicate the striking peaks in the current time series (See text).

すべての観測層の水温が 24 °C 台を示した。両測点の急潮 (Fig. 6 の下向き矢印) は表層から下層へと水温が上昇して、全層が 24 °C 台となる過程で発生した。さらに 16 日にかけては、Sta. (3) で東向きの流れのときに成層が強まり、逆に西向きの流れのときに成層が弱まる特徴的な水温変動がみられた。同様な関係は Sta. (4)

の水温変動と流速変動にも認められる。

3.4. 台風 0314 号による急潮時の潮位変動

Sta. (7)~(9) における 9 月 12~16 日の潮位変動を Fig. 7 に示す。半島北端の Sta. (7) では、Sta. (6) で南西寄りの風が非常に強まった 13 日 14 時より急激な

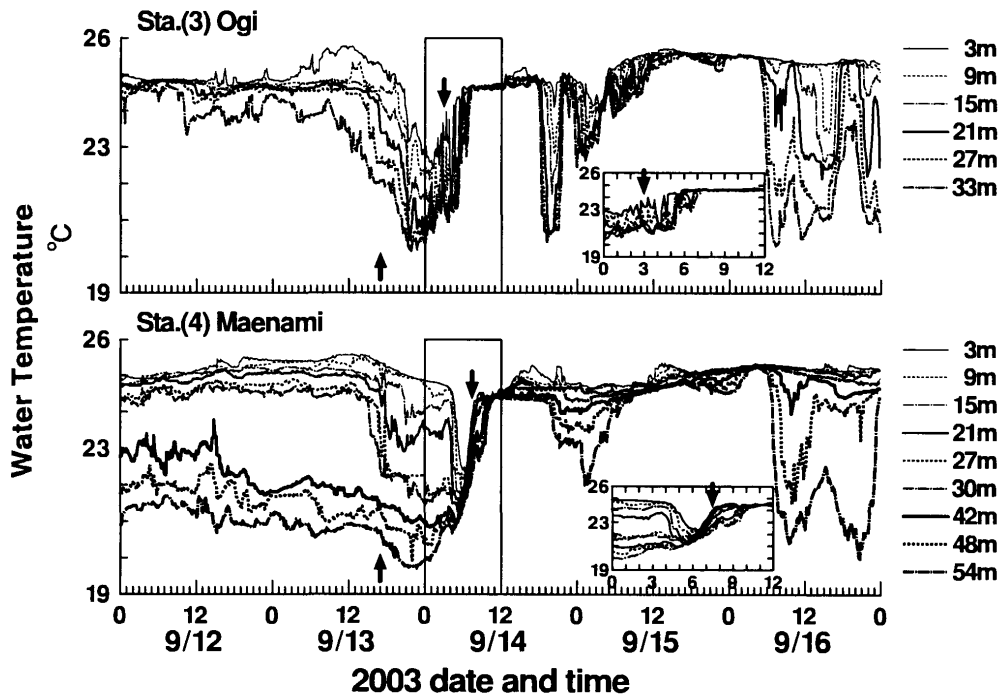


Fig. 6. Time series of the temperature at Stas. (3) and (4) in the period of 12–16 September 2003. Upward arrows denote the time when the maximum wind velocity was observed at Sta. (6), and downward arrows the time when the first maximum velocity was observed. Enlarged time series in the period of 0:00–12:00 on 14 September are inserted.

潮位上昇がみられ、最大風速が観測された時刻から4時間後の13日21時に最大潮位49 cmを観測した。この後、潮位は14日午後に僅かな上昇を示した後、風の弱まりとともに、16日にかけて緩やかに低下した。一方、半島東岸の七尾南湾に位置する Sta. (8) と富山湾奥の Sta. (9) では、14日から16日にかけて3回の類似した潮位上昇が観測された。最初の潮位上昇のピークは、Sta. (8) では14日09時、Sta. (9) では14日11時に記録されている。最初の潮位上昇が Sta. (7) から(9) に伝播したと仮定して、最大潮位の発生時刻と測点間の距離から伝播速度を求めると、Sta. (7)~(8) では 2.0 m s^{-1} 、Sta. (8)~(9) では 4.7 m s^{-1} となる。一方、2回目の潮位上昇のピークは Sta. (8) では15日11時、Sta. (9) では同10時とほぼ同時に発生したが、3回目の潮位上昇のピークは Sta. (8) では15日23時、Sta. (9) では16日06時と7時間ほど遅れて発生した。

4. まとめと考察

台風0314号が能登半島沖を通過して南西寄りの風が強まると、半島北端の Sta. (7) で潮位の上昇が観測されるとともに、Sta. (1) では強い北東向きの流れが発生した。この強流は陸岸に沿って半島先端を迂回し、半島東岸を Sta. (2) から Sta. (5) へと伝播した。Sta. (4) で強流が発生した時刻にほぼ対応して、Sta. (2), (3) で潮位の上昇が観測された。また、能登半島東岸の Sta. (3), (4) では、南西風の吹き出しから数時間遅れて低温な中・下層水の湧昇が観測され、強風が止んだ9月14日未明から早朝にかけて、30 m以深の水塊が表層付近にまで上昇した。その後、表層から下層に向かって急速に暖水域が拡大し、すべての層の水温が $24 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 台となった。Sta. (4) では昇温が54 m層でも確認されたことから、暖水は少なくとも50 m以上の厚みを有していた。

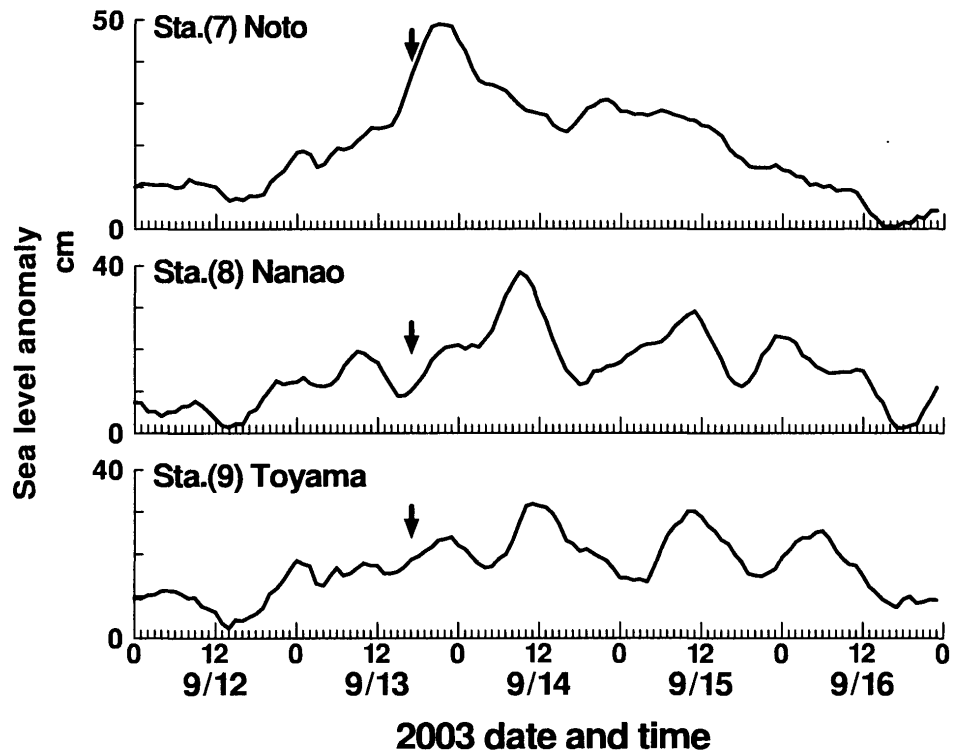


Fig. 7. Time series of sea level anomaly from predicted sea level, corrected for barometric effect, at Stas. (7), (8), and (9) in the period of 12–16 September 2003. Arrows denote the time when the maximum wind velocity was observed at Sta. (6).

急潮は、表層から下層に暖水が拡がる過程で観測され、Sta. (3) では 24 °C 台の暖水が 33 m 深に達する 4 時間前、Sta. (4) では 54 m 深に達する 2 時間 30 分前に最大流速が観測された。

4.1. 台風 0314 号による急潮の発生と伝播特性

Sta. (6) で南西風が吹き始めてから最大風速に達するまでに観測された現象は、以下のように説明できる。南西寄りの強風がもたらすエクマン輸送は、能登半島西岸では表層水の蓄積と沈降を、半島東岸では沿岸湧昇を生じさせると考えられる。Sta. (7) で観測された潮位上昇は半島西岸への表層水の蓄積にともなう現象と考えられ、一方、半島東岸でみられた水温低下は沿岸湧昇によるものと推測される。能登半島西岸では、沿岸に表層の暖水が蓄えられた結果、岸沖方向に海面勾配が生じ、岸を右手にみて半島先端に向かう沿岸流(沿岸

ジェット)が発達すると考えられる。Sta. (1) で観測された北東向きの流れは、Sta. (6) での南西風や Sta. (7) での潮位変動と対応していることから、沿岸ジェット流であると推測される。

半島東岸における強流域は、岸に沿って富山湾口から湾奥に向かって伝播するが、その伝播速度は半島東岸を南下するにつれて低下するという特徴がみられた (Table 2)。一方、暖水が Sta. (3) から (4) に伝播したと仮定して、両測点の 30 m 以浅の水温が 24 °C 台に一樣化した時間差と測点間の直線距離から暖水の伝播速度を見積もると 2.1 m s^{-1} となる。この速度は同区間の強流の伝播速度 (0.8 m s^{-1}) の倍以上の値であるが、これは Sta. (4) では Sta. (3) よりも、最大流速が観測されてから全層の水温が一樣になるまでの時間が 1 時間 30 分ほど短くなっていることに対応している (Fig. 6)。このような場所による水温変化の違いは、水温前線の

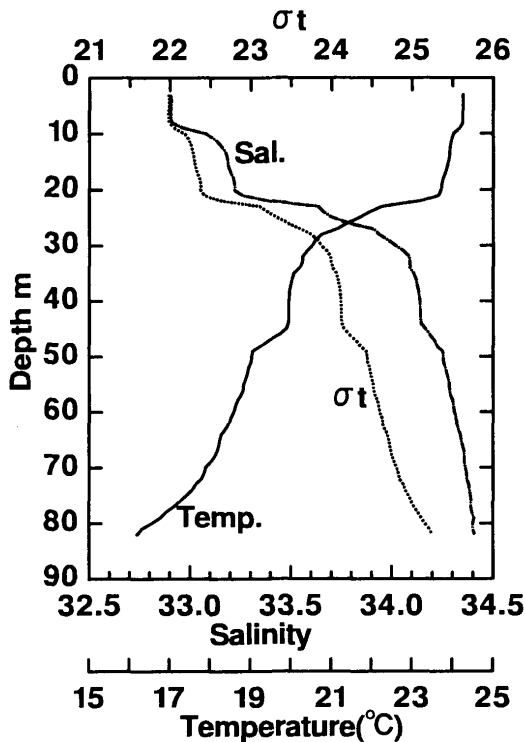


Fig. 8. Vertical profiles of temperature, salinity, and σ_t by the CTD observation off Noto Peninsula (Fig. 1) on 1 September.

構造が伝播の過程で変化したことを示唆している。

Sta. (3), (4), (5) 付近の定置網では、流速が最も大きな最初の強流が被害をもたらしたことが判明している。そこで、ここでは最初の強流に着目して考察を進める。今回の急潮が沖合の暖水の侵入(密度流)によるものか、沿岸捕捉波に伴う現象なのかは現時点では特定できない。しかし、南西風に対応した能登半島西岸の潮位上昇と各測点での流速変動に関連がみられたこと、強流の発生に伴って Sta. (3), (4) で急激な水温上昇が観測されたことなどから、少なくとも各測点で最初に観測された強流は、南西風がもたらすエクマン輸送によって半島西岸に蓄積された沖合暖水の侵入によるものである可能性が高いと考え、理論的な値との比較を試みた。

相模湾に発生する黒潮系沖合水の流入に起因する急潮を、Yamagata (1980) は回転成層流体中の衝撃波と

して、Kubokawa and Hanawa (1984) は回転系での岸に沿う密度流の侵入として説明している。ここでは、Kubokawa and Hanawa (1984) の沿岸密度流先端部の伝播速度 $C = (1.45 \pm 0.02)\sqrt{g'h}$ (g' : 有効重力, h : 密度流の層厚) を用いて、現場海域での暖水の伝播速度を試算した。まず、能登半島東岸に侵入した暖水は、表層から少なくとも 54 m までは 24 °C 台の様な水塊であったことから (Fig. 6), 水温 24 °C 以上の表層水が 60 m の厚みに堆積したと仮定した。次に有効重力の算定であるが、それには急潮時の半島周辺の成層状態についての情報が必要である。しかしながら、そのような資料を入手することができなかったため、ここでは直近の定線観測 (2003 年 9 月 1 日) で得られた能登半島 祿剛崎北西約 10 km (Fig. 1 に × で示す海深 90 m の地点) での CTD 観測値 (Fig. 8) を利用する。定線観測は急潮発生の 11 日前に実施されているが、急潮直前の成層状態を代表するものと仮定する。24 °C 以上を示した水深帯 (10 m 以浅) を表層部, 61 m 以深 (61~82 m) を下層部として、各々の平均密度 (σ_t) を求めると、平均密度は表層部で 22.01, 下層部で 24.88 となり、 $g' = 0.02744 \text{ m s}^{-2}$ となる。これらの値を上式に代入すると、 $1.83 \sim 1.89 \text{ m s}^{-1}$ となり、観測値から求めた暖水の伝播速度 (2.1 m s^{-1}) よりも 10% 程度小さな値となった。

急潮に伴う暖水の伝播速度は、黒潮系沖合水の流入に伴うものとして、相模湾で約 1.0 m s^{-1} (松山・岩田, 1977), 駿河湾で 0.79 m s^{-1} (稲葉ら, 2003), 台風通過後の沿岸捕捉波に伴うものとしては、相模湾で $0.6 \sim 0.7 \text{ m s}^{-1}$ (岩田ら, 1990), 若狭湾で $0.35 \sim 0.59 \text{ m s}^{-1}$ (熊木ら, 2005) が報告されている。今回の急潮では、これらの 2~6 倍の速度で暖水が伝播したことになるが、上述の理論値との比較から、非論理的な値ではないと考えられる。

なお、各測点で観測された最初の強流の最大流速は Sta. (3) > (5) > (2) > (4) の順であり、測点ごとにばらつきがみられる。半島東岸の海底地形 (Fig. 1) に着目すると、Sta. (2), (4) と比較して、Sta. (3), (5) は陸棚幅が急に狭まる海域に位置している。Sta. (3), (5) ではこのような海底地形のために流れが収束し、流速が大きくなるものと考えられる。

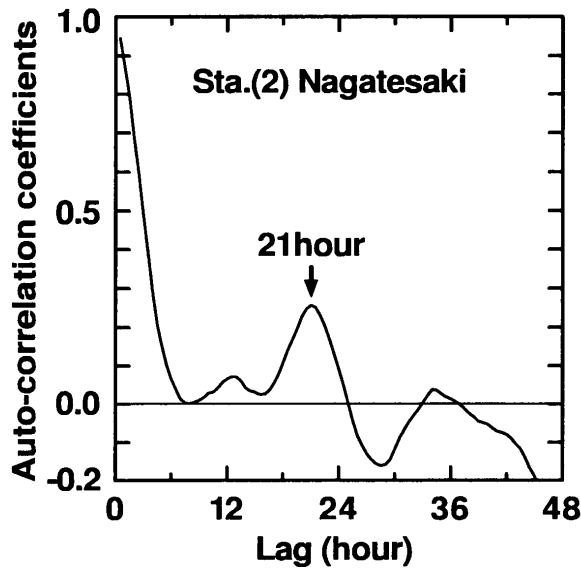


Fig. 9. Auto-correlation coefficients for the main-axis component of currents at Sta. (2) in the period of 12-16 September 2003.

4.2. 流れと潮位にみられる周期的な変動

外海に面した Sta. (1), (2) の流れには、1日程度の時間スケールをもつ明瞭な周期変動が認められる (Fig. 5)。特に Sta. (2) では台風通過前の9月12日にも周期変動が観測されており、波動的な現象の存在が予想される。そこで、Fig. 5に示す Sta. (2) の流速変動に基づいて自己相関関数を算出し、変動の卓越周期を調べた (Fig. 9)。自己相関関数の最大のピークは21.0時間に現れており、これは同地点での慣性周期 (19.7時間) に対応するものと考えられる。このことは、浅ら (2007) や Igeta *et al.* (2007) が数値モデル実験によって示したように、外洋域で発生した慣性振動あるいは近慣性周期の重力波が沿岸域に波及したことを示唆している。

3.2節では、Sta. (1) で観測された2回目、3回目の強流も半島東岸を北から南に伝播することを述べたが、これらは外洋から波及した慣性周期帯の波動が沿岸捕捉波の形で陸岸に捕捉され、岸に沿って伝播したものと解釈できる。なお、類似の周期変動は Sta. (8), (9)

の潮位変動にも現れており (Fig. 7)、9月14日以降に観測された3回の潮位上昇の平均周期は Sta. (8) では19時間、Sta. (9) では21.5時間となっている。ただし、両測点は湾の奥部に位置していることや、潮位変動の様子が非常に類似していることなどから、富山湾内で生じた慣性周期帯の波動に起因するものかも知れない。

5. 終わりに

能登半島東岸に発生する急潮の実態を解明するため、2003年夏季に能登半島沿岸で流速と水温の連続観測を実施した。観測された流れや水温の変動を風や潮位の変動と併せて解析した結果、気象擾乱の通過に伴う南西寄りの強風が急潮の引き金となること、半島東岸の定置網漁場では南西風のピークから約半日遅れて強流が発生すること、強流域は水温上昇を伴って、陸岸に沿って北から南に伝播すること等が明らかになった。これらは、今後定置網の防災対策を立案する上での重要なポイントと考えられる。また、外海に面した測点では慣性周期に近い流速変動が観測されたことから、各測点での流れは、慣性周期の変動にイベント的な急潮や沿岸ジェットが重なったものと考えられる。しかしながら、その詳細を明らかにするためには、フィルタリング処理などにより現象を分離するなど、さらなる検討が必要である。

今後は、急潮前後の成層状態の変化を詳細に調べるとともに、ADCPを用いた流況観測を実施し、急潮現象の規模や三次元的な構造を把握する必要がある。

謝辞

係留観測を始めとする各種観測の実施に多大な尽力をいただいた石川県漁業指導調査船「禄剛丸」又多敏昭船長、町中衛船長、「白山丸」白田光司船長をはじめとする乗組員の方々に心から感謝申し上げます。舩倉島の気象観測データは海上保安庁能登航路標識事務所 (当時) から提供していただきました。厚くお礼申し上げます。本研究の一部は、農林水産省「先端技術を活用した農林水産研究高度化事業」より援助を受けました。

References

- 浅 勇輔, 広瀬 直毅, 千手 智晴 (2007): 能登半島東岸において 2004 年に発生した急潮の数値実験. *海の研究*, **16**, 39–50.
- 濱邊 清蔵 (1926): 石川県鱒定置網漁業調査. 石川水試事業報告, 23–37.
- Igeta, Y., Y. Kitade, and M. Matsuyama (2007): Numerical experiment on Kyucho around the Tango Peninsula induced by Typhoon 0406. *J. Oceanogr.*, **63**, 835–847.
- 稲葉 栄生, 安田 訓啓, 川畑 広紀, 勝間田 高明 (2003): 1992 年 3 月に発生した駿河湾の急潮. *海の研究*, **12**, 59–67.
- 岩田 静夫, 松山 優治, 前田 明夫 (1990): 相模湾の急潮 (2). 神奈川水試研報, **11**, 11–15.
- 岩田 静夫, 石戸谷 博範, 渡部 勲, 松山 優治 (1998): 定置網の被害の実態と発生要因, 急潮予報について. *水産海洋研究*, **62**, 385–391.
- 岩田 静夫 (2004): 急潮の特徴と予報について. *ていち*, **105**, 39–66.
- 加藤 安雄 (1969): 若狭湾の急潮流による定置網の被害について. *ていち*, **40**, 8–19.
- 木村 喜之助 (1942): 沿岸の大急潮に就いて. *中央気象台彙報*, **19**, 1–85.
- Kubokawa, A. and K. Hanawa (1984): A theory of semi-geostrophic gravity waves and its application to the intrusion of a density current along a coast. Part 2. Intrusion of a density current along a coast in a rotating fluid. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **40**, 260–270.
- 熊木 豊, 上野 陽一郎, 傍島 直樹, 松山 優治 (2005): 台風 0406 号通過に伴い発生した京都府沿岸の急潮. *海の研究*, **14**, 653–664.
- 松山 優治, 岩田 静夫 (1977): 相模湾の急潮について (1) 1975 年に起こった急潮. *水産海洋研究会報*, **30**, 1–7.
- 松山 優治, 岩田 静夫, 前田 明夫, 鈴木 亨 (1992): 相模湾の急潮. *沿岸海洋研究ノート*, **30**, 4–15.
- 宇田 道隆 (1953): 相模湾の急潮とその予知について (第 1 報). *日本海洋学会誌*, **9**, 15–22.
- 和田 洋蔵, 河岸 賢, 宗清 正廣 (1990): 京都府沿岸の定置網に被害を及ぼした急潮の特徴について. *京都海洋セ研報*, **13**, 57–63.
- Yamagata, T. (1980): A theory for propagation of an oceanic warm front with application to Sagami Bay. *Tellus*, **32**, 73–76.

Kyucho Around the Noto Peninsula Induced by the Passage of Meteorological Disturbances – the Observations in Summer 2003 –

Noriyuki Okei *, Junichi Okuno *, and Tomoharu Senju †

Abstract

Continuous observations of current and temperature along the coast of the Noto Peninsula, Japan, were carried out in summer 2003 to clarify the characteristics of Kyucho (stormy current). In this area, a strong current has occurred on the western coast of the peninsula when the southwesterly wind enhanced, accompanied by the passage of Typhoon 0314. The region of strong current turned around near the tip of the Noto Peninsula, and then migrated southward along the eastern coast of the peninsula. When the southwesterly wind was prevailing, the subsurface cold water was upwelled to the surface layer along the eastern coast of the peninsula. After the rapid temperature decrease due to the upwelling, a Kyucho with the maximum velocity of 0.84 m s^{-1} was observed. Following the Kyucho occurrence, a sudden increase in the temperature of about 24°C was observed at a depth of 3–54 m which signifies the intrusion of warm water mass thicker than 50 m. These give an interpretation for the Kyucho that the surface warm water piled up on the western coast of the peninsula due to the Ekman transport migrated from north to south along the eastern coast of the Noto Peninsula as a density current or coastally-trapped waves which caused by the rotating system.

Key words: Kyucho, Noto Peninsula, meteorological disturbance,
Ekman transport, set-net fishery

(Corresponding author's e-mail address: ookei@pref.ishikawa.lg.jp)

(Received 25 July 2007; accepted 6 November 2008)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2009)

* Ishikawa Prefecture Fisheries Research Center; 3-7 Ushitsu, Noto-chou, Housu-gun, Ishikawa 927-0435, Japan

† Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University; 6-1 Kasuga-koen, Kasuga 816-8580, Japan