

— 論 文 —

房総半島東岸沖で観測された急潮の特徴*

赤羽 敬子^{1**}・黒田 寛²・高橋 大介³

要 旨

房総半島東岸沖で発生する急潮の特性を理解するために、2010年3月からの約1年間、房総半島東岸沖の陸棚上(水深60m)において係留流速観測(設置水深10mと35m)を実施した。流速記録では、岸に沿う北東-南西成分が卓越し、50cm/s以上の強流が9回観測された。このうち8回の強流は、沖を流れる黒潮とは逆向きの南西向流であった。南西向きの強流のうち、3回の強流発生時には、低気圧の通過にともなう北風の連吹と沿岸水位の上昇および水位極大の伝播がみられ、これらの強流が既往の研究で指摘されている風励起の沿岸捕捉波に関係して発生したことがわかった。ただし、このうち1回の強流については、増幅した半日周期の流速変動が重なることで発生していた。残りの強流は、近慣性振動流の増幅時や黒潮の接岸時に発生し、加えて、南風の連吹による湧昇域の伝播にともない南西向きの強流が発生する現象も観測された。それぞれの強流の発生機構や流速変動要因の定量的解明は今後の課題として残されたものの、本研究によって房総半島東岸沖で発生する急潮の特徴が初めて整理されたといえる。

キーワード：急潮，沿岸捕捉波，半日周期内部潮汐波，近慣性振動流，黒潮

1. はじめに

房総半島は本州南東部の太平洋側に位置し、東岸沖の海底地形は、銚子沖から南に延びる幅広い大陸棚が勝浦沖で急に狭くなるという特徴をもつ(Fig. 1)。本海域は、本州南岸を東流してきた黒潮が黒潮統流として離岸する海域であり、黒潮流路や黒潮統流流路は中規模渦などの影響で離接岸を繰り返すことが知られている(Qui and Chen, 2005)。そのため、これらの変動にともなう沿岸域の流れも大きく変化すると推測される。さらに、陸棚域では、風によって励起される沿岸捕捉波にともなう流速変動が重なることから、房総半島東岸沖の海況変動は非常に複雑になると考えられる。しかし、本海

* 2012年5月2日受領; 2013年9月23日受理

著作権: 日本海洋学会, 2014

1 千葉県水産総合研究センター

2 独立行政法人水産総合研究センター北海道区水産研究所

3 東北大学大学院農学研究科

** 連絡著者: 赤羽 敬子

所属: 千葉県水産総合研究センター

住所: 〒295-0024 千葉県南房総市千倉町平磯2492

電話: 0470-43-1134

FAX: 0470-43-1118

現所属: 〒085-0802 北海道釧路市桂恋116

独立行政法人水産総合研究センター北海道区水産研究所

電話: 0154-92-1715

FAX: 0154-91-9355

e-mail: kurodah@affrc.go.jp

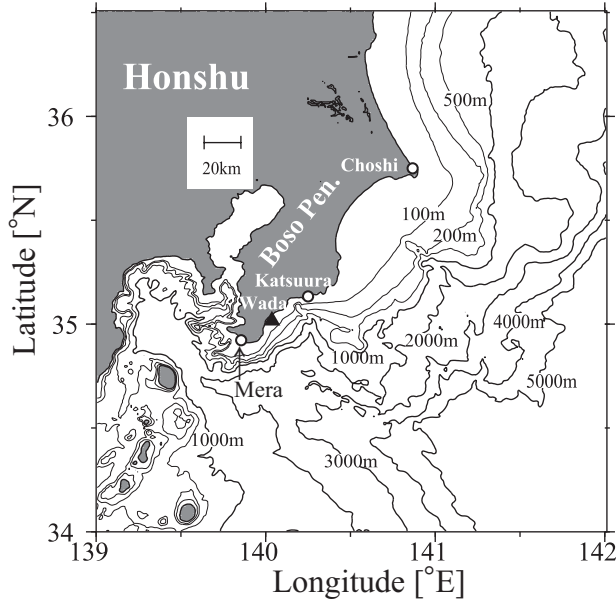


Fig. 1. Bathymetry around the Boso Peninsula, southeast of Honshu, Japan. Locations of the mooring site and tidal stations are indicated by triangle and circles, respectively.

域では長期の係留観測データを用いた研究がほとんど報告されておらず、基礎的な海況変動特性が十分に理解されていない。

一方、定置網漁業などの漁業者の間では、「急潮」と呼ばれる強流が発生することが知られており、定置網の破損や流失など深刻な被害を引き起こすことがある。松山ら(1992)は相模湾での急潮発生要因として、(1)黒潮系暖水などの外洋水の流入(2)気象擾乱によって生じる沿岸捕捉波(3)内部潮汐の増幅などを報告している。房総半島東岸沖についても、黒潮が接岸した場合には強い流れが発生すると予想される。また、房総半島南東岸の和田沖(Fig. 1 ▲印)のように急深で陸棚幅の狭い海域においては、陸棚縁で発生した内部波がほとんど減衰せずに沿岸域に到達する可能性(北出ら, 1993; Matsuyama and Teramoto, 1985)や、共振などにより増幅する可能性(Kitade *et al.*, 2011)があり、内部波が急潮に寄与すると推察される。さらに、気象擾乱による急潮については、台風通過時などの強風により房総半島東岸の銚子沖で励起された沿岸捕捉波が伝播し、相模湾

で急潮を引き起こすことが数値モデルによって示されている(井桁ら, 2003; Igeta *et al.*, 2007)。以上の知見から、房総半島東岸沖では上述の(1)~(3)の全ての要因によって急潮が発生する可能性があるといえる。

千葉県水産総合研究センターでは、房総半島東岸沖で発生している急潮の特性を把握し、急潮被害を軽減するために、房総半島南東岸の和田沖(Fig. 1 ▲印)の定置網設置個所付近において約1年間の係留流速観測を実施した。黒潮沿岸域で発生する急潮の定義としては、杉本・秋(1992)が1~2ノットの流速を指標としている。また、石戸谷ら(2006)は東京湾~相模湾において、全層で最大50 cm/sに達する流れが発生した際に、漁業被害を引き起こしたことを報告している。そこで、本研究では最大流速が50 cm/s以上の流れを急潮と定義し、房総半島東岸沖における急潮の特性を記述・整理するとともにそれらの発生要因を考察する。

2. 観測及び解析資料

2010年3月13日~2011年3月31日の約1年間、房総半島南東部の和田沖(Fig. 1の▲印)に電磁流速計(JFEアドバンテック社製, COMPACT-EM)を設置した。観測点は北緯 $35^{\circ}07.96'$ 、東経 $140^{\circ}21.95'$ に位置しており、水深は約60mである。海面下10mと35mに電磁流速計を係留し、10分毎の流向流速と水温を測定した。解析には、これらのデータから異常値を除去した後、一時間平均したデータを使用する。ただし、2010年8月7日~9月21日は、水深35mの観測記録が欠測となっている。また、2層の流速を比較すると、35mの流速振幅が10mに比べてやや小さいものの、両層に顕著な違いは検出されなかった。そのため、水深35mの観測記録については水温データのみを解析に用いた。そのほかに、銚子における毎時風向風速と気圧データ(気象庁)を使用し、黒潮流路の把握には財団法人日本水路協会が提供している黒潮流軸データ(詳細は<http://www.mirc.jha.jp/products/KCP/>を参照)を用いた。使用した黒潮流軸データの期間は係留観測期間と同じ(2010年3月13日~2011年3月31日)であるが、2010年12月28日~2011年1月2日は欠測である。また、この黒潮流軸データは海洋速報(海上保安庁)に基づい

て作成され、7日前～当日まで8日間の海洋観測データから日毎の黒潮流軸位置が決定される(詳細は <http://www1.kaiho.mlit.go.jp/KANKYO/KAIYO/qboc/> を参照)。そのため、黒潮流軸データから見積もった黒潮離岸距離の時系列には10日の移動平均を施した。加えて、銚子(気象庁)、勝浦(国土地理院)、布良(気象庁)の毎時潮流位データについては、気圧補正を行い、タイドキラーフィルター(花輪・三寺(1985))によって潮汐成分を除去した後、解析に使用した。

3. 結果と考察

本章では、まず、係留観測点における流速と水温変動

の概要を記述し(3.1節)、次に、急潮の発生要因の一つとして考えられる風変動と流速変動の関係を調べる(3.2節)。その後、それぞれの急潮の特徴を整理するとともに発生要因を考察する(3.3節)。

3.1 流速および水温変動の概要

Fig. 2 に、水深10mで計測された(a)流速ベクトル(13時間移動平均)、(b)流速の北東-南西成分、(c)水深10mと35mにおける水温の時系列を示す。流速では、観測期間を通じて等深線に沿う北東-南西方向の変動が卓越し、数日より長い周期の流速変動がみられる(Fig. 2 (a),(b))。50 cm/s以上の強流(以降、「急潮」)

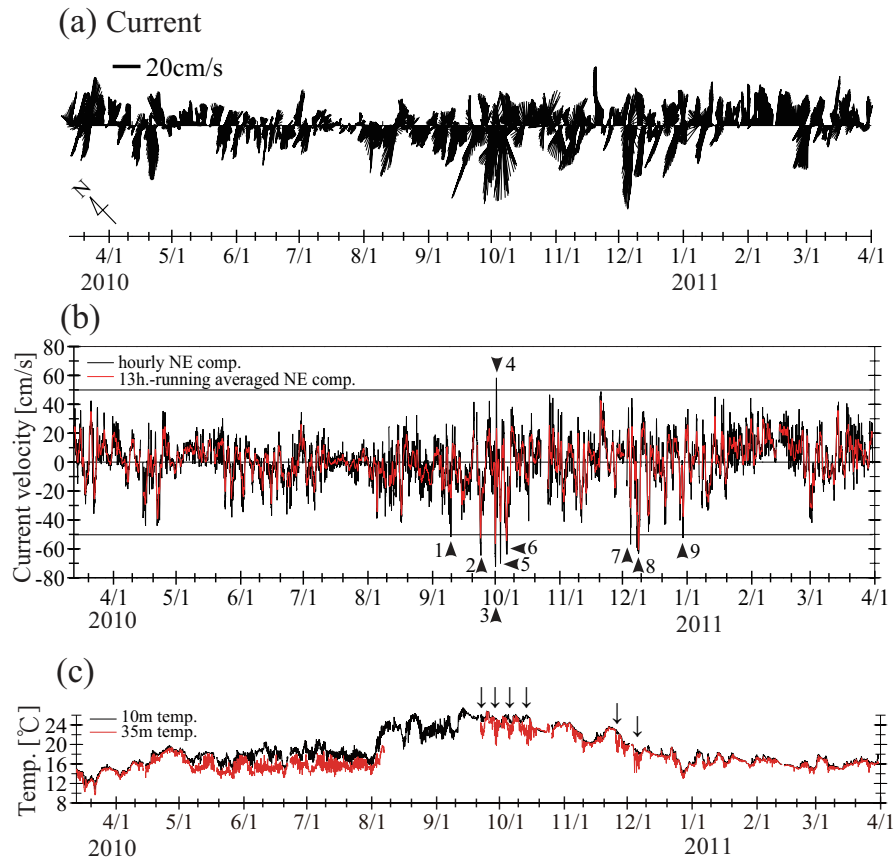


Fig. 2. (a)Time series of 13-hour running averaged current velocities at a depth of 10m (stick diagram). (b) Time series of northeast component of the current at a depth of 10m. Black line denotes time series of the hourly averaged data and red line denotes 13-hour running averaged data respectively. (c)Time series of hourly averaged temperature observed at a depth of 10m (black line) and 35m (red line).

の発生に注目すると、9～12月に、計9回の急潮が観測され (Fig. 2 (b) 黒矢印と番号で表示)、そのうち8回は沖を流れる黒潮とは逆向きの南西向流であった。一方、急潮が観測された9～12月の水温には、海面冷却にともなう季節的な水温低下がみられる (Fig. 2 (c))。さらに、水深35mの水温のみが低下することで2層の水温差が大きくなる期間があり (Fig. 2 (c) 矢印↓で表示)、一時的な成層の形成が繰り返し発生していた。

3.2 急潮発生期間中の流速と風の変動

「はじめに」で触れたように、房総半島東岸沖の陸棚域では、岸に沿う方向の風成分 (銚子での南北風速成分に相当) によって励起された沿岸捕捉波が伝播する際に、急潮が発生する可能性が指摘されている (Kitade and Matsuyama, 2000; 井桁ら, 2003; Igeta *et al.*, 2007)。そのため、急潮発生時を含む観測期間中に卓越していた等深線に沿う方向の流速変動は、風変動によって生じた可能性がある。そこで、急潮発生期間中 (2010年9月4日～2011年1月4日) の流速と風速の変動特性を把握するために、毎時データを用いて、定常過程を仮定したスペクトルおよびクロススペクトル解析を実施した。Fig. 3 (a) に北東向流速成分と銚子の北向風速成分のスペクトル密度を示す。流速には、半日周期付近に95%の信頼限界を超えるエネルギーピークが存在する。また、統計的に有意ではないものの、20～300時間 (約1～10日) 周期帯でエネルギーが大きい。風速でも20～300時間周期のエネルギーが大きく、いくつかのスペクトルピークは流速のそれと同じ周期に出現する (Fig. 3 (a))。次に、Fig. 3 (b) (c) に、流速と風速の自乗コヒーレンスと位相差を示す。自乗コヒーレンスには、28～164時間周期帯に95%信頼限界を超える複数のピークが存在する。さらに、この周期帯のうち100時間以下の周期帯では位相差が負になる傾向があり、北東向流が北向風速に対して遅れる傾向があるが、100時間より長い周期変動では位相差が正で北向風速に対して北東向流が先行する傾向がある (Fig. 3 (c))。以上の結果から、1～10日周期の流速変動には風との対応がみられるものの、10日より長い周期変動においては両者に明瞭な関係がないことがわかった。そこで、本節以降の解析にお

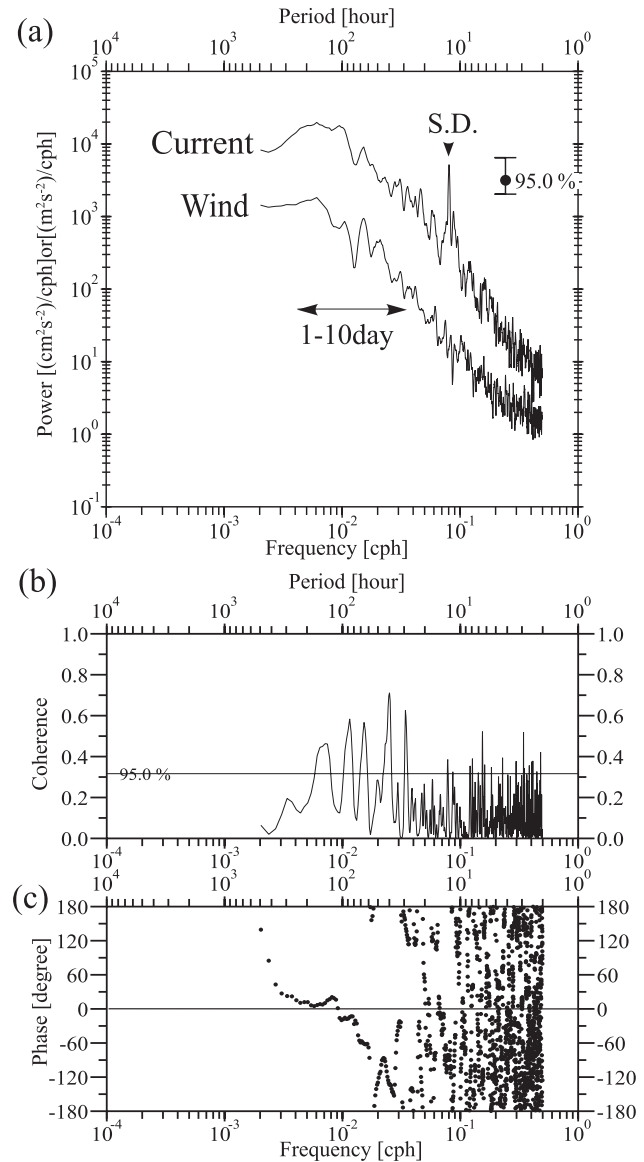


Fig. 3. (a) Spectral density, (b) squared coherence and (c) phase lag of northeast component of the current at a depth of 10m and north component of the wind at Choshi during the period from September 4, 2010 to January 4, 2011.

いて流れと風の間関係を議論する際には、それぞれの毎時データに13時間移動平均を施した値から10日移動平均値を差し引いた時系列 (13時間～10日周期流速成分) を用いる (例えば、Fig. 4 (c) や Fig. 5 (c))。

3.3 急潮の特徴と発生要因の検討

本節では、9回の急潮（以降、急潮1～9）の特徴を記述するとともに各急潮の発生要因を検討する。Fig. 4に急潮1～6、Fig. 5には急潮7～9の期間について（a）気圧、（b）銚子の風ベクトル、（c）北東向流速（黒線）

と北向風速（灰色線）の13時間～10日周期成分を示した。ここで、気圧と銚子の風ベクトルは一時間平均値とし、10 m/sを超える「北風」が観測された期間についてはFig. 4, 5 (b)の日付軸に黒太線（—）を付している。さらに、Fig. 4, 5 (d)に水位、Fig. 4, 5 (e) (f)には一時間平均した（e）北東向流速成分と（f）水温を示す。

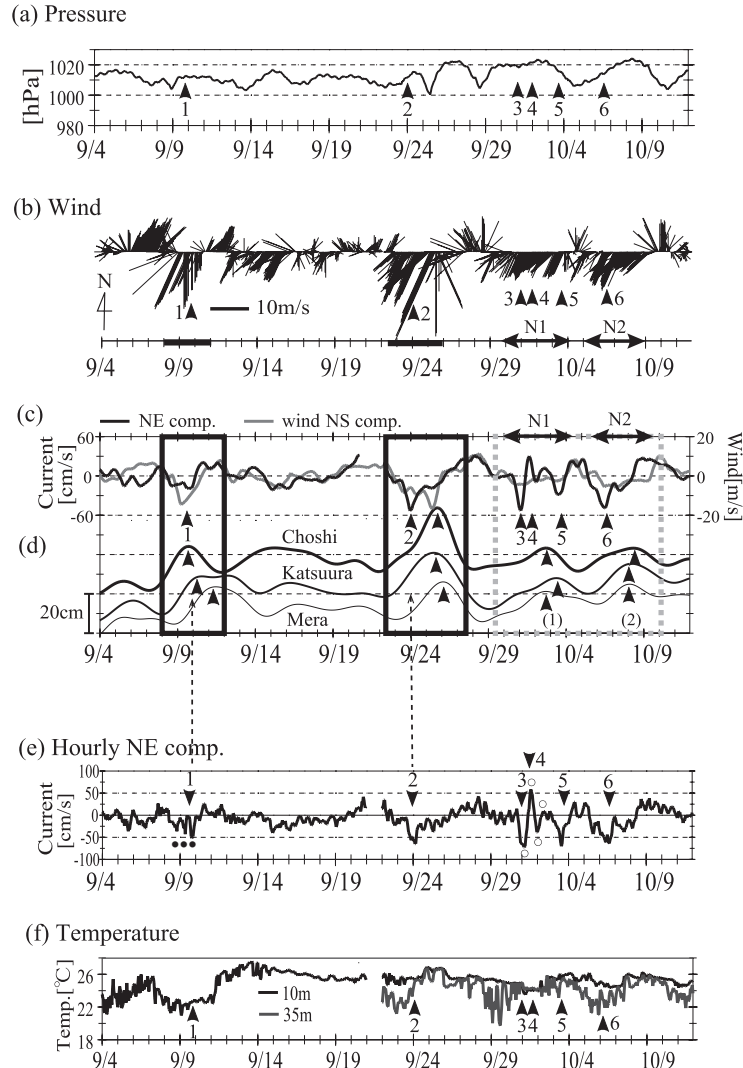


Fig. 4. Time series of (a) hourly averaged pressure, (b) hourly averaged wind vector at Choshi, (c) high-pass filtered (13hour~10-day period) northeast component of the current at a depth of 10m (black line) and north component of the wind at Choshi (gray line), (d) tide-killer filtered sea level at each tidal station, (e) hourly averaged northeast component of the current at a depth of 10m and (f) hourly averaged temperature observed at a depth of 10m (black line) and 35m (gray line) during the period from September 4 to October 11, 2010. Open circles in Fig. 4 (e) represent the maximum or minimum values of northeast component of the current observed during the period of *Kyucho3* and *Kyucho4*.

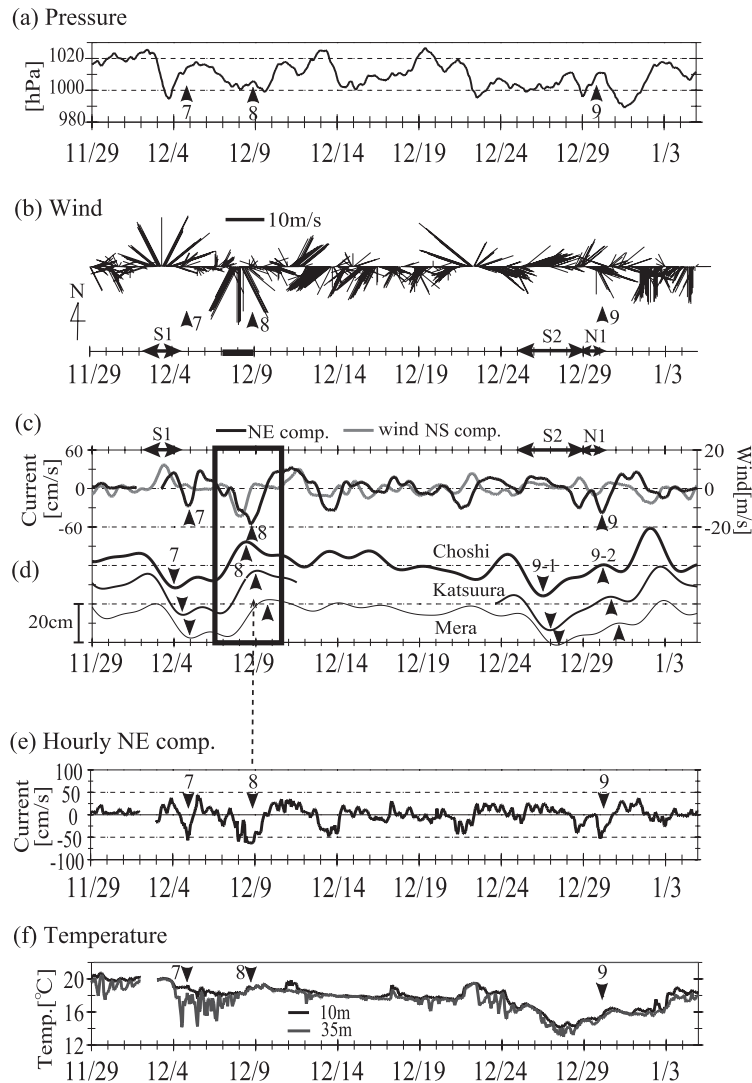


Fig. 5. Same as Fig. 4 but for the period from November 29, 2010 to January 4, 2011.

水位データについては、銚子の気圧データを用いた気圧補正を施すとともに、タイドキラーフィルター（花輪・三寺, 1985）によって短周期変動を除去している。また、これらのデータをもとに判断した各急潮の発生時刻、流速や銚子の風、水位伝播の特徴については Table 1 に整理した。Table 1 において急潮の発生時刻は最大流速観測時とし、同日に複数回、同方向の強流が観測された場合には1回の急潮として整理している。

急潮の特徴を簡単に紹介すると、9回の急潮のうち、3回の急潮（急潮1, 2, 8）時には10 m/s以上の強い北風が

半日以上継続し（Fig. 4, 5 (b)）、水位極大の西方への伝播が観測された（Fig. 4, 5 (c) (d) 太枠内上向き矢印）。また、そのほかの2回の急潮（急潮7, 9）時には、強い北風の連吹はなく（Fig. 5 (b) 黒矢印7, 9）、水位の西方伝播のみが観測された（Fig. 5 (d) 下向き矢印7, 9-1と上向き矢印9-2）。一方、残り4回の急潮（急潮3-6）時には、強い北風の連吹（Fig. 4 (b) 黒矢印3-6）と明瞭な水位の西方伝播（Fig. 4 (d) 上向き矢印(1)(2)）がみられなかった。そこで以下では、9回の急潮を三つに分類し、特徴を記述するとともに発生要因を考察する。

Table 1. Characteristics of the *Kyucho*

Index	Kyucho		Wind at Choshi				Time lag: Occurrence time of Kyucho minus observed time of the maximum wind speed [hour]	Low-pressure passage	Additional information
	Occurrence Time	Current direction	Observed time of the maximum wind speed (>10m/s)	Dominant wind direction	Strong wind (>10m/s) duration [hour]	Coastal-sea-level propagation			
①	2010/9/9 18:00	Southwest ward	2010/9/9 2:00	Southward	20	Yes	-16	Yes	semi-diurnal
②	2010/9/24 4:00	Southwest ward	2010/9/25 0:00	Southward	39	Yes	+31	Yes	
③	2010/10/1 4:00	Southwest ward	*	Southward	---	---	---	---	near-inertial
④	2010/10/1 14:00	Northeast ward	*	Southward	---	---	---	---	near-inertial
⑤	2010/10/3 13:00	Southwest ward	*	Southward	---	---	---	---	
⑥	2010/10/6 15:00	Southwest ward	2010/10/6 13:00	Southward	1	---	-2	---	
⑦	2010/12/4 22:00	Southwest ward	2010/12/3 22:00	Northward	19	Yes	-24	Yes	
⑧	2010/12/8 17:00	Southwest ward	2010/12/8 1:00	Southward	21	Yes	-16	Yes	
⑨	2010/12/30 0:00	Southwest ward	2010/12/29 13:00	Southward	5	Yes	-11	Yes	

* : The maximum wind speed is less than 10m/s and no clear peak

--- : No detection

3.3.1 強い北風の連吹および明瞭な水位伝播をともなう急潮 (急潮 1, 2, 8)

急潮発生前後における気圧変化 (Fig. 4, 5 (a)) と気圧配置 (図は示さない) を確認すると, 急潮 1, 2, 8 では, 観測点付近を低気圧が通過しており (Fig. 4 (a) 黒矢印 1, 2 と Fig. 5 (a) 黒矢印 8), それにともない, 銚子で最大風速が 10 m/s 以上の北風の連吹が観測されていた (Fig. 4, 5 (b) 黒矢印 1, 2, 8)。また, これら急潮の前後には, 各検潮所における水位が 20 cm 以上上昇 (Fig. 4, 5 (d) 太枠内上向き矢印) し, 銚子から布良に向かう水位極大の伝播 (Fig. 4, 5 (d) 太枠内上向き矢印) と南西向流 (Fig. 4, 5 (e) 黒矢印 1, 2, 8) が観測された。すなわち, 急潮 1, 2, 8 発生時には, 北風の連吹によって岸付近で表層水の収束が発生し, 水位上昇を伴う南向きの強流が岸を右手にみて伝播するという沿岸捕捉波の伝播構造の特徴があることがわかった。

加えて, 急潮 1 では, 急潮発生 の 2 日前 (9 月 7 日) に水深 10 m の水温が大幅 (4 °C) に低下し (Fig. 4 (f) 黒矢印 1), 約 1 日前から複数回の南西向流の極大 (急潮 1 の 10 時間前に -42.8 cm/s と 23 時間前に -36.4 cm/s) が観測されている (Fig. 4 (e) ●印)。つまり, 約半日周期で南西向流が強化されていた。そこで, バンドパスフィルター (黒田ら, 2003) を用いて抽出した約半日周期の北東向流速成分と水温変動を Fig. 6 (a) に示す。バンドパスフィルターのカットオフ周期は 10.5 時間と 13.5 時間である。ここで, 水温は同期間の変動の振幅が大きい水深 35 m の値を示した。急潮 1 発生時 (Fig. 6 (a) 黒矢印 1) には, 本周期の流速変動が増大し, 振幅は 10 cm/s 以上に及ぶ。さらに, 同期間の半日周期流速変動には, 大潮小潮といった周期性がみられないことがわかった (Fig. 6 (a))。急潮 1 発生時は水深 35 m の水温が欠測のため, 水温躍層の鉛直変位は把握できないものの, 期間後半には水深 35 m の水温に振幅が 1 °C 以

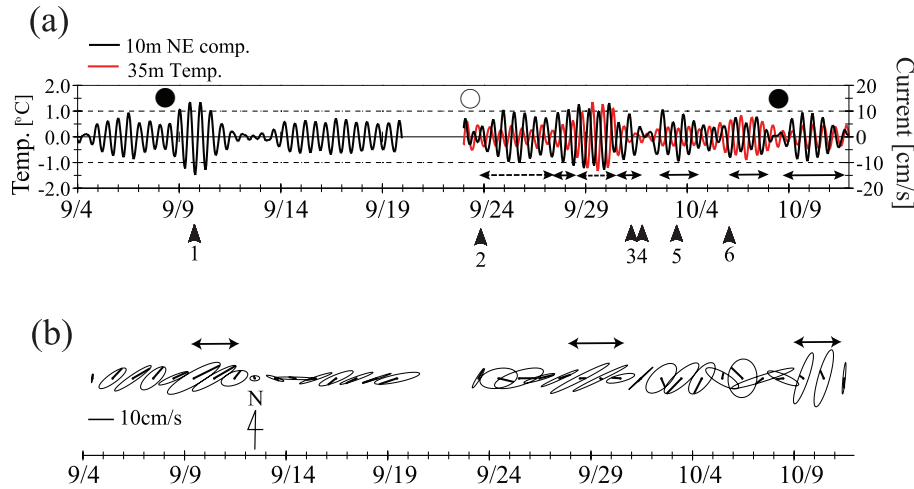


Fig. 6. (a) Band-pass filtered (semi-diurnal) time series of northeast component of the current at a depth of 10m (black line) and temperature at a depth of 35m (red line). (b) Tidal current ellipses for the semi-diurnal tide calculated from the current data observed at a depth of 10m.

上の変動が存在する (Fig. 6 (a))。そのため、急潮1は沿岸捕捉波の伝播に加えて、半日周期内部潮汐流の増幅が重なって発生した可能性がある。そこで、観測された半日周潮流の特徴を簡単に記述すると、流速と水温の位相差は安定せず、位相差が約 90° で定在波の性質を示す期間 (Fig. 6 (a) 破線両矢印期間) と、位相差が 0° もしくは 180° で進行波の性質を示す期間 (Fig. 6 (a) 両矢印期間) とが存在する。さらに、2日間のデータを用いて算出した半日周期の潮流楕円 (Fig. 6 (b)) をみると、流速振幅増大時には楕円の偏平率が大きいことから (Fig. 6 (b) 両矢印期間)、岸の影響を強く受けていることがわかる。

以上の結果から、急潮1, 2, 8には風励起の沿岸捕捉波にともなう流速変動が関与していることがわかった。ただし、急潮1, 2, 8を比較すると、係留観測点での急潮の発生時刻と、北風が最大になる時刻 (Table 1) および水位極大が勝浦と布良間に位置する係留観測点付近を通過する時刻の関係 (Fig. 4, 5 (d) (e) 点線矢印) は、急潮毎に異なる。こうした違いの原因を沿岸捕捉波の構造の違いとして解釈する場合には、今後、励起時の密度成層に依存する沿岸捕捉波のモード構造 (Igeta *et al.*, 2007) やモードの重ね合わせについて検討する必要がある。また、銚子沖で励起され自由波として係留観測点付

近を伝播する沿岸捕捉波に加えて、観測点付近で励起される強制波や両者の重ね合わせについても検討する必要があるといえる。さらに、急潮1の発生には半日周期の内部潮汐流が関与している可能性があることから、その性質や発生場所の特定が今後の課題であるといえる。

3.3.2 強い北風の連吹がなく明瞭な水位伝播をともなう急潮 (急潮7, 9)

急潮7, 9では、急潮発生前に低気圧が通過していたものの (Fig. 5 (a)) 強い北風の連吹は観測されなかった (Fig. 5 (b) 黒矢印7, 9)。急潮7に注目すると、最大流速が10 m/s以上の南風が連吹し (Fig. 5 (b) (c) 両矢印S1)、この南風に応答するように20 cm程度の水位低下と水位極小の伝播が観測されている (Fig. 5 (d) 下向き矢印7)。すなわち、南風によるエクマン輸送によって岸付近で表層水の発散が生じ、水位低下が岸を右手にみて伝播したことが推測される。しかし、これを沿岸捕捉波の伝播と仮定すると係留観測点では北東向流が観測されるはずである (例えば、Igeta *et al.*, 2007)。しかし、急潮7はこれとは逆の南西向流であり (Fig. 5 (e) 黒矢印7)、既往の研究によって示されている沿岸捕捉波の構造では説明できない。さらに、急潮7発生時には水深35 mの水温が低下し (Fig. 5 (f) 黒矢印7)、表層には

一時的な成層構造が形成されていた。要因は明らかではないものの、本海域において観測された南風の連吹と水位極小値の伝播をともなう南西向流の急潮は、本研究での新しい知見の一つとなる可能性がある。そこで、急潮7についてはFig. 7に流速と風速、水位の拡大図を示し、時間発達の詳細を記述する。まず急潮7発生前の南風前後に注目すると、各検潮所の水位変動が銚子の風に対応しており、南風が最大となる時刻(12月3日9時)に銚子で顕著な水位低下が観測されている(Fig. 7)。同図に示した各検潮所の水位極大・極小値の観測時刻から見積もった水位の伝播速度は、銚子～勝浦では約2 m/s、勝浦～布良では約1 m/sであった。この伝播速度と、南風の極大後(12月4日0時)に北東向流が極大値をとる特徴は、過去にIgeta *et al.*, (2007)などで指摘されている沿岸捕捉波の特徴と一致する。しかし、急潮7では、その後、水位極小が観測点付近に到達したと推定される時刻(12月4日20時)に、下層水温の低下(Fig. 5(f) 黒矢印7)とともに南西向流の極大値が観測された(Fig. 7)。以上のように、急潮7は、南風の連吹によって生じた水位低下が岸を右手にみる方向に伝播し、観測点において下層水温の低下が観測された際に発生したことがわかった。これは、風によって形成された湧昇域が岸に沿って伝播した際に急潮が発生したことを示唆している。しかし、この湧昇域の伝播にともない、どのような過程で観測点での南西向流が強化されたのかについては、限られたデータから説明することは困難であった。

同様に、急潮9発生前の5日前(12月25日)から2日前(12月28日)にかけても、南寄りの風が観測され(Fig. 5(b)(c) 両矢印S2)、顕著な水位低下と水位極小の伝播構造が観測される(Fig. 5(d) 下向き矢印9-1)。その後、南西向流の急潮9(Fig. 5(e) 黒矢印9)が観測される特徴は、急潮7と類似しているようにもみえる。一方、別の見方をすると、急潮9は弱い北風にもなう水位上昇と伝播時に発生したと捉えることもできる。すなわち、急潮9の発生1日前(12月29日)には風が北寄りに変化しており(Fig. 5(b)(c) 両矢印N1)、振幅の小さな水位上昇と水位極大の伝播(Fig. 5(d) 上向き矢印9-2)とともに、南西向流の急潮9(Fig. 5(e) 黒矢印9)が発生している。以上の過程は、急潮1, 2, 8とよく似た急潮発生過程を連想させる。ただし、この場

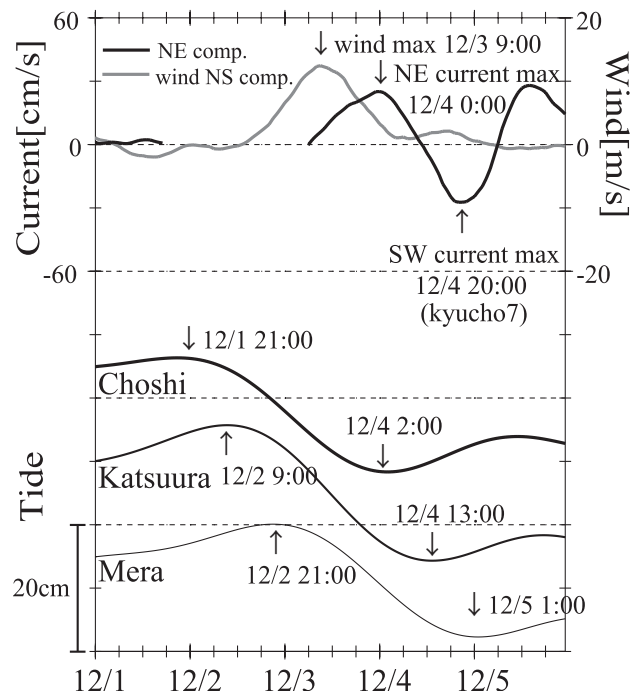


Fig. 7. Same as Fig. 5 (c) (d) but for the period from December 1 to December 5, 2010.

合には、弱い北風に対応する強い南西向流の発生機構の解明が必要となる。結果として、要因の究明には至らないものの、急潮9は急潮7もしくは急潮1, 2, 8と同様の過程によって説明される可能性があることがわかった。

3.3.3 強い北風の連吹および水位伝播をともなわない急潮(急潮3-6)

急潮3-6の発生前後には、強い北風の連吹は観測されず(Fig. 4(b) 黒矢印3-6)、銚子から布良への岸を右手にみた水位伝播も明瞭ではないことがわかった(Fig. 4(d) 上向き矢印(1)(2))。急潮3-6の期間には、急潮5, 6の発生前後(9月29日～10月3日と10月4日～10月9日)に、銚子で最大風速が5～8 m/sの北寄りの風の連吹が観測されている(Fig. 4(b)(c) 両矢印N1, N2)。これに応答するように、水位観測点では同期間に2回の水位極大が観測されるが(Fig. 4(d) 上向き矢印(1)(2))、水位の伝播構造は不明瞭である。このような水位変動の特徴は、風による沿岸捕捉波の励起・伝播と黒潮の影響の重ね合わせとして解釈することもできる。

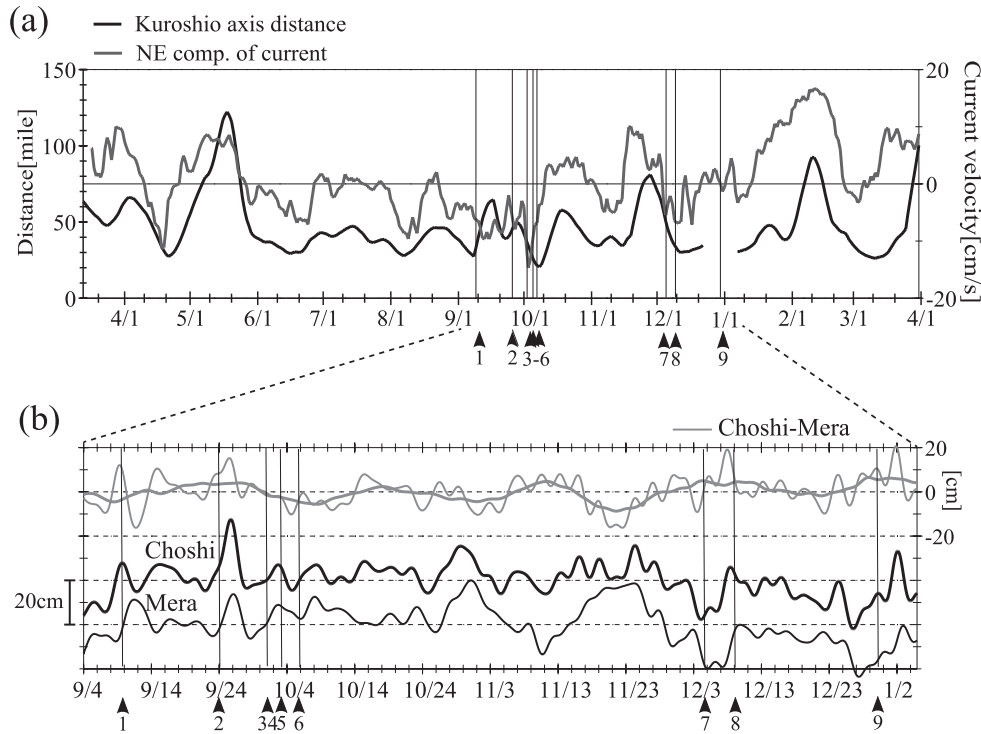


Fig. 8. (a) Low-pass filtered (>10-day period) time series of the Kuroshio axis distance from the coast (black line) and northeast component of the current at a depth of 10m (gray line). (b) Time series of tide-killer filtered sea level at Choshi (black thick line) and Mera (black thin line). Gray thin line denotes time series of the sea level difference of these two tidal stations and gray thick line denotes low pass filtered (>10-day period) time series of it.

そこで、Fig. 8 (a) に観測点沿岸から南東方向に計測した黒潮離岸距離 (黒線) を示し、急潮発生を黒矢印と番号で示した。さらに、Fig. 8 (b) には急潮発生期間中の銚子 (黒太線) と布良 (黒細線) の水位および両地点の水位差 (灰色線) を示している。強風をともしなわぬ急潮のうち、急潮 3-6 の特徴としては、これらの急潮が黒潮流軸の離岸から接岸への遷移期に、短期間に集中して発生していることがある (Fig. 8 (a))。急潮 3-6 は、黒潮が約 50 マイルから約 20 マイルまで接岸する時期に発生し (Fig. 8 (a))、この期間は黒潮が係留観測期間内で最も接岸した時期に対応している。さらに、水位をみると、急潮 3-6 の期間は係留観測点最寄りの検潮所である布良の水位上昇の振幅が、銚子と比べて相対的に大きく (Fig. 8 (b) 黒矢印 3-6 期間)、両地点の水位差が減少している。水位差は沿岸捕捉波の伝播構造も反映するため、必ずしも黒潮変動に起因する変動だけの指標ではな

いことに注意が必要であるが、急潮 3-6 発生時には、観測点付近に黒潮が接岸し沿岸水位に黒潮による影響が加わったため、水位伝播が不明瞭となった可能性がある。したがって、急潮 3-6 の要因には、風による流速変動と黒潮の影響の両者を考える必要があると推察される。

また、4 回の急潮のうち、急潮 3, 4 に注目すると、急潮 3 の南西向流 (-72.3 cm/s) が発生した 10 時間後に急潮 4 の北東向流 (58.3 cm/s) が発生している (Fig. 4 (e) 黒矢印 3, 4 および ○印)。さらに、急潮 4 発生 10 時間後には、再び南西向流 (-38 cm/s) が極大となり、その 9 時間後には北東向流 (8.9 cm/s) が極大となる (Fig. 4 (e) ○印)。結果として、急潮 3 以降の流速極値は 10 時間または 9 時間間隔 (18 ~ 20 時間周期) で記録されており、流速極値の絶対値は時間とともに減衰していた。この流速変動の周期は観測点付近の慣性周期 (20.8 時間) に近いことから、急潮 3, 4 は近慣性振動流

の発生によって生じた可能性がある。

沿岸域における近慣性振動流の発生要因には、突発的な風変動にともなう慣性振動流の発生がある(例えば、浅ら, 2007)。そこで、観測点付近の風による近慣性振動流増幅の可能性を検討するため、銚子における毎時風向風速データを強制力とした海面混合層モデル(Pollard and Millard, 1970; 赤羽ら, 2008)を適用した(図では示さない)。しかしこのモデルによって急潮3, 4の発生時の近慣性振動流の増幅を再現することはできなかった。この結果から、急潮3, 4発生時には、観測点付近の風の突発的な変化以外の要因によって近慣性振動流が発生した可能性が高いことがわかった。

以上のモデル結果と、上述の黒潮流軸の変動を併せて考えると、急潮3, 4の発生には、摂動を受けた平均流(本研究での黒潮)の地衡流調節過程における近慣性振動流の発生(Gill, 1982; Tang, 1979; Lelong *et al.*, 1999)や黒潮前線付近における近慣性振動流の発生(Kunze and Sanford, 1984; Mied *et al.*, 1986)が関与している可能性が考えられる。さらに、その後発生した急潮5, 6についても風に加えて黒潮の影響を考慮する必要があると推測される。

4. 議論

本節では、急潮3-6以外の急潮も含めて急潮の発生と黒潮流軸変動との関係を議論する。Fig. 8 (a)に、10日移動平均した黒潮離岸距離(黒線)に加えて同様の移動平均を施した北東向流速成分(灰色線)を示した。黒潮離岸距離と北東向流速成分を比較すると、両者は単純な線形相関ではないが、黒潮の離岸(接岸)に北東(南西)向流が対応しているように見える(Fig. 8 (a))。そこで、係留観測の全期間(約1年間)を対象とするクロススペクトル解析を実施した。黒潮離岸距離と北東向流速成分の自乗コヒーレンスと位相差をFig. 9 (a) (b)に示す。自乗コヒーレンスは、約700時間(約30日)以上周期帯で95%の信頼限界を超え(Fig. 9 (a))、その周期帯における位相差は0~30°で(Fig. 9 (b))黒潮離岸距離の変動が北東向流の変動に先行していた。すなわち、30日以上周期においては、黒潮接岸(離岸)と南西(北東)向流の発達に対応しており、位相は黒潮流軸の変動

が1~2日程度先行していた。このような黒潮と流速変動の関係は、土佐湾や相模湾において黒潮流軸の接岸時に発達する反流構造(Kuroda *et al.*, 2008; 高橋ら, 2011)を連想させる。仮に、10日より長い周期の流速変動が全て黒潮流軸変動に起因すると仮定すると、その変動幅は10~20 cm/sであり(Fig. 8 (a) 灰色線)、この変動幅は急潮時の最大流速(>50 cm/s)よりも明らかに小さい。しかし、南西向流を示す急潮(急潮1-3と5-9)はすべて、10日より長い周期の流速成分が南西向きとなる期間に発生していた(Fig. 8 (a) 黒矢印1-3, 5-9)。このことから、黒潮流軸変動に起因する10日より長い周期の流速変動が単独で急潮を引き起こす可能性は低いものの、風変動などに関連する短周期の流速変動が重なった場合には急潮に発展する可能性があると考えられる。すなわち、10日より長い周期の黒潮流軸変動にともなう流速変動は、本海域での急潮の発生を促進あるいは抑制するための背景流として重要な役割を果たしていることが示唆される。

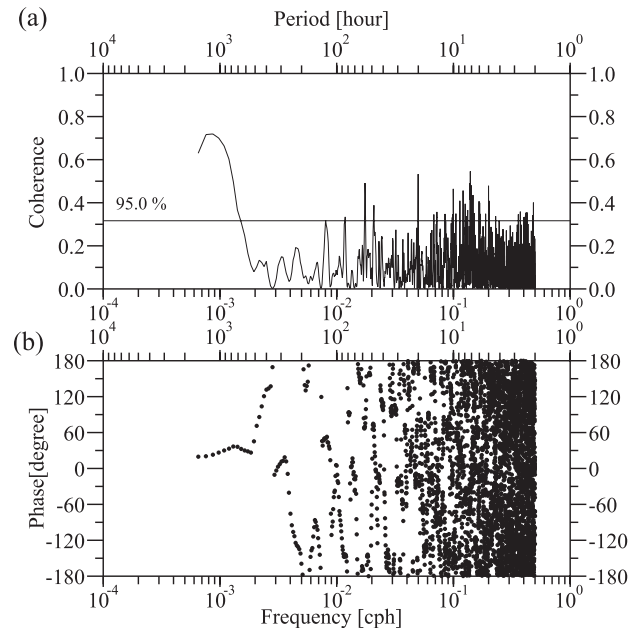


Fig. 9. (a) Squared coherence and (b) phase lag of northeast component of the current at a depth of 10m and the Kuroshio axis distance from the coast during the period from March 13, 2010 to March 31, 2011.

5. 結論

房総半島東岸の陸棚域で約1年間の係留流速観測を実施し、振幅が50 cm/sを超える強流が9回観測された。このうち8回の強流は沖を流れる黒潮とは逆向きの南西向流として記録された。さらに、8回のうち3回の強流発生時には、低気圧の通過にともなう強い北風の連吹による顕著な沿岸水位の上昇と、水位極大の岸を右手にみた伝播構造が観測された。加えて、このうち1回の強流は半日周期の内部潮汐と考えられる変動の増幅が重なって発生していた。この結果から、従来から考えられてきた風励起の沿岸捕捉波のみで説明される強流は全体の約2割程度であることがわかった。これは、房総半島東岸沖における急潮の複雑な発生過程を示唆している。

残り6回の強流のうち4回の強流は、黒潮流軸が接岸する過程で生じており、このうち本論で急潮3,4とした2回の強流は、観測点付近の突発的な風速変動ではない、何らかの要因によって発生した近慣性周期の流速変動によって発生した可能性が高いと推測された。そのため、これら2回の強流については、1つの現象として捉えることが適切かもしれない。また、黒潮流軸の接岸期に発生した残り2回の強流の発生要因については、風と黒潮、両者の影響を考慮する必要があると推察された。

さらに興味深いのは残り2回の強流である。これらの発生前には、低気圧の通過にともなう南風の連吹による水位低下と水位極小の伝播が観測されたが、その後発生した強流は北東向きではなく南西向きであった。すなわち、これらの強流発生時には、現象としては湧昇域が沿岸捕捉波として伝播する過程が示されたものの、南西向流強化の機構の解明が今後の課題として残された。

本研究によって、房総半島東岸の急潮は、風による沿岸捕捉波以外にも複数の要因が関わり発生していることがわかった。一方、黒潮流軸変動にともなう流速変動の評価や、風変動と黒潮変動に起因する流速変動の分離など、流速変動要因の定量的な解明に向けては多くの課題が残されている。そのため、将来的には、より広範囲での継続的な流速観測や海洋構造のモニタリングが望まれるとともに、高解像度海洋流動シミュレーションを用いた研究による流速変動機構の解明が期待される。

謝辞

長期にわたる係留観測に快くご協力頂きました(株)庄司政吉商店所属、「純丸」船頭の和田謙太郎氏、副船頭井口勝氏、ならびに乗組員の皆様に心より感謝いたします。加えて、本論文の改訂において、丁寧な査読と適切なご助言を頂きました編集委員と査読者様に深くお礼を申し上げます。第二著者は科学研究費若手B(課題番号23740365)と文部科学省海洋資源利用促進技術開発のうちSKEDプロジェクト研究の補助を受けました。

References

- 赤羽敏子, 磯田豊, 三宅秀男, 高橋大介, 木戸和男, 黒田寛, 東屋知範 (2008): 噴火湾湾口付近で観測された慣性振動流の解析. *海の研究*, **17**, 265–279.
- 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.
- Gill, A. E. (1982): Atmosphere-ocean dynamics. *Academic Press*. 662pp.
- 花輪公雄, 三寺史夫 (1985): 海洋資料における日平均値の作成について. *沿岸海洋研究ノート*, **23**, 79–87.
- 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.
- Igeta, Y., Y. Kitade and M. Matsuyama (2007): Characteristics of coastal-trapped waves induced by typhoon along the southeast coast of Honshu, Japan. *Journal of Oceanography*, **63**, 745–760.
- 石戸谷博範, 北出裕二郎, 松山優治, 岩田静夫, 石井光廣, 井桁庸介 (2006): 黒潮小蛇行の東進に伴い相模湾および東京湾湾口に発生した急潮. *海の研究*, **15**, 235–247.
- 北出裕二郎, 松山優治, 岩田静夫 (1993): 相模湾上層で観測された内部潮汐の特性. *海の研究*, **2**, 333–341.
- Kitade, Y. and M. Matsuyama (2000): Coastal-trapped waves with several-day period caused by wind along the southeast coast of Honshu, Japan. *Journal of Oceanography*, **56**, 727–744.
- Kitade, Y., Y. Igeta, R. Fujii and M. Ishii (2011): Amplification of semidiurnal internal tide observed in the outer part of Tokyo Bay. *Journal of Oceanography*, **67**, 613–625.
- Kunze, E., and T. B. Sanford (1984): Observations of near-inertial waves in a front. *Journal of Physical Oceanography*, **14**, 566–581.
- 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, 西沢慶介, 島茂樹, 外川織彦 (2003): 日高湾西部陸棚上における10日, 25日, 60日周期流速変動. *海の研究*, **12**, 195–214.
- Kuroda, H., M. Shimizu, Y. Hirota, D. Ambe and H. Akiyama (2008): Surface current and vertical thermal structure on the continental slope in Tosa Bay. *Journal of Oceanography*, **64**, 81–91.
- Lelong, M. P., T. J. Dunkerton, and D. S. Darr (1999): Near-Inertial wave generation on an unsteady ocean current. *Proceedings of the 11th 'Aha Huliko'a Hawaiian winter workshop*, 197–203.
- Matsuyama and Teramoto (1985): Observations of internal tides in Uchiura Bay. *Journal of Oceanography Society of Japan*, **41**, 39–48.

- 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.
- Mied, R. P., C. Y. Shen, C. L. Trump, and G. J. Lindemann (1986): Internal-inertial waves in a Sargasso Sea front. *Journal of Physical Oceanography*, **16**, 1751–1762.
- Pollard, R. T., and R. C. Millard (1970): Comparison between observed and simulated wind-generated inertial oscillations. *Deep-Sea Research*, **17**, 813–816.
- Qui, B., and S. Chen (2005): Variability of the Kuroshio Extension jet, recirculation gyre, and mesoscale eddies on decadal time scales. *Journal of Physical Oceanography*, **35**, 2090–2103.
- 杉本隆成, 秋孝尚 (1992): 黒潮沿岸域における急潮の発生機構. *沿岸海洋研究ノート*, **30**, 45–57.
- 高橋大介, 森本昭彦, 中村哲也, 保坂拓志, 三野義尚, 才野敏郎 (2011): 黒潮の非大蛇行離岸流路期における相模湾の50–70日周期の流速変動. *海の研究*, **20**, 59–83.
- Tang, C. L. (1979): Inertial waves in the gulf of St Lawrence: A study of geostrophic adjustment. *Atmosphere-Ocean*, **17**, 135–156.

Characteristics of the *Kyucho* observed off the eastern coast of the Boso Peninsula

Hiroko Akabane¹, Hiroshi Kuroda² and Daisuke Takahashi³

Abstract

To comprehend the characteristics of an intermittent strong current, “*Kyucho*”, off the east coast of Boso Peninsula, current and temperature measurements at the depth of 10 and 35m were conducted for one year from March 2010 at a mooring station (water depth: 60 m) off Wada. Alongshore northeast-southwest flow prevailed throughout the year and strong currents which have large velocities exceeding 50 cm/s, which are defined as *Kyucho* in the present study, were recorded nine times. Except for one case, the strong current exhibits a southwestward flow, which is opposite to the Kuroshio flowing eastward in the offshore region. It was found that there were three cases that strong currents were related to coastal-trapped waves induced by strong wind variations. In this regard, one of the three cases should be also superposed with amplified internal tidal currents with a semidiurnal period. In regard to the rest cases, it was found that the currents occurring with suddenly-amplified near-inertial oscillations, the currents occurring when the Kuroshio axis approaches to the coast, and the currents exhibit strong southwestward flow occurring together with continuous southerly wind and propagation of the coastal upwelling region. Unfortunately, we could not specify all the mechanisms of occurrences of these strong currents and the variations of current quantitatively, this study describes individual features of *Kyucho* observed off the Eastern Coast of the Boso Peninsula for the first time.

Key words: *Kyucho*, coastal trapped wave, semi-diurnal internal tide, near inertial current, Kuroshio

(Corresponding author’s e-mail address: kurodah@affrc.go.jp)

(Received 2 May 2012; accepted 23 September 2013)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2014)

1 Chiba Prefectural Fisheries Research Center

2 Hokkaido National Fisheries Research Institute, Fisheries Research Agency

3 Graduate School of Agricultural Science Faculty, Tohoku University.

Corresponding author: Hiroko Akabane

Address: 2492, Hiraiso, Chikura, Minamiboso, Chiba 295–0024, Japan.

TEL: +81470431134 FAX: +81470431118

Present address 1: 116, Katsurakoi, Kushiro, Hokkaido 085–0802, Japan.

TEL: +81154921715 FAX: +81154919355

e-mail: kurodah@affrc.go.jp