

潮岬周辺海域の微細構造

前川 陽一¹・中村 亨¹・仲里 慧子¹・小池 隆²・竹内 淳一³・永田 豊⁴

¹ 三重大学大学院生物資源学研究科附属練習船勢水丸

² 三重大学大学院生物資源学研究科

³ 和歌山県農林水産総合技術センター水産試験場

⁴ (財)日本水路協会海洋情報研究センター

Oceanic structure in the vicinity of Cape Shionomisaki

Yoichi MAEKAWA¹, Toru NAKAMURA¹, Keiko NAKAZATO¹, Takashi KOIKE²,
Junichi TAKEUCHI³, and Yutaka NAGATA⁴

¹ Training ship Seisui-maru, Graduate School of Bioresources, Mie University

² Graduate School of Bioresources, Mie University

³ Fisheries Experimental Station, Wakayama Research Center of Agriculture, Forestry and Fisheries

⁴ Marine Information Research Center, Japan Hydrographic Association

Abstract

By using the training ship Seisui-maru, we observed of detailed oceanic condition in the vicinity of Cape Shionomisaki, the tip of the Kii Peninsula in April, 2009 and in October, 2009. The sea level difference between Kushimoto and Uragami tide stations is used to monitor the flowing path of the Kuroshio, or to identify whether the Kuroshio is taking the straight path or the meandering path. It is shown that this sea level difference occurs in the narrow portion of about 7 km from off Cape Shionomisaki to off Oshima Island, and that the sea level difference is mainly created by the oceanic condition in the thin surface layer above 150 m. This indicates that the structure of the Kuroshio does not influence directly to the sea level difference between Kushimoto and Uragami. The sea level difference indicates whether warm and light Kuroshio Water is brought into shelf region to the west of Cape Shionomisaki or not, and whether the sea level difference between coastal waters to the west and to the east of Cape Shionomisaki. The success of this elaborated observation owe to improved facilities of the new training ship Seisui-maru

Key Words: Sea state near Cape Shionomisaki, sea level difference between Kushimoto and Uragami, Kii Bifurcation Current, reference level for dynamic calculation, T/S Seisui-maru

1. はじめに

三重大学大学院生物資源学研究科附属練習船勢水丸や、和歌山県農林水産総合技術センター水産試験場（以下においては和歌山水試と略記する）等の観測資料を用いて、紀伊半島南方の微細海況

の解析を行ってきた。特に、黒潮が直進路を取り、その強流部が潮岬先端に接するように流れるときには、紀伊半島南西海岸に沿って振り分け潮と呼ばれる東西に分かれる特異な流れが現れることを明らかにし、その特性を検討してきた (Takeuchi *et al.*, 1998¹). Nagata *et al.*, 1999²), Uchida *et al.*,

2010年10月6日受理

^{1,2} 〒514-8507 三重県津市栗真町屋町 1577

³ 〒649-3503 和歌山県東牟婁郡串本町串本 1557-20

⁴ 〒144-0041 東京都大田区羽田空港1-6-6第一総合ビル6F

2000³⁾, 中村ら, 2008⁴⁾, 田中ら, 2008⁵⁾)。振り分け潮の発生に伴って, 沖合の黒潮系暖水が潮岬の西方で岸近くまで侵入してくると, 潮岬西方の水位が上昇し, 串本検潮所の水位を上昇させ, 串本・浦神の間の水位差が生じることを示した(Nagata *et al.*, 1999²⁾)。一方, 黒潮が蛇行路を取り, 黒潮の強流部が潮岬から十分離れている時は, 潮岬東西の沿岸水の交換が容易に起こり, 串本・浦神間の水位差は解消される。このことが, 距離が 15 km に過ぎない串本・浦神の両間の水位差が黒潮の流路をモニターする有効な指標になる理由である。

従来, 串本・浦神検潮所の水位差は, 旬ないし半月単位の時間スケールにおける黒潮流路の変動をモニターするのに用いられてきた。しかし, Uchida *et al.*, (2000)³⁾ は, 振り分け潮の強さの変動のような数時間から週程度の時間変動にも, 水位差が指標を与える可能性を指摘している。さらに中村ら (2008)⁴⁾ は, 潮岬のすぐ沖に発生する幅の狭い西向流を解析して, その発生から消滅までの数日程度の変動に対応して, 串本・浦神間の水位差が変動していることを見出し, この 2 つの現象の間には若干の位相差があることを指摘した。これらの研究結果の要約は小池 (2008)⁶⁾ に与えられている。この位相差の存在は, 串本・浦神間の水位差が, 必ずしも直接潮岬を挟んでの水位差を表しておらず, 潮岬周辺の海域に微細な海面水位の水平構造が介在することを示唆している。一方において, 藤田 (1997⁷⁾, 2001⁸⁾) は, 和歌山水試の観測資料を利用して, 串本・浦神間の水位差は, 300 m 水深を基準として計算されたそれぞれの地点の沖合の海面水位の差にほぼ一致することを示している。このことは, 数百 m 以浅の海域で微細海況の観測を通して, 潮岬周辺の海面水位の微細な構造をとらえることが可能であることを示唆している。このような観点から, 紀伊半島先端, 潮岬周辺の微細海況の観測を計画した。

串本・浦神間の距離が約 15 km であるから, その間の海洋構造を明らかにするには, 従来行われたことのないような細かい測点密度の観測を必要とする。また, 永田 (2008)⁹⁾ が論じているように, 黒潮の流路をあらかじめ予測して観測計画を立てることは現状では不可能である。理想的に

は, 黒潮の直進時と蛇行時のそれぞれの代表的な事例を観測することが望ましいし, 直進時にも潮岬東西の沿岸水の交換は間欠的に起こるようで, 水位差は大きく変動することが知られている。種々の海況例を網羅的に把握するには数十年の時間を必要としよう。われわれは, 2009 年度に 4 月と 10 月の 2 回にわたって勢水丸を潮岬周辺に送り微細海況の観測を行った。これらの観測時には, 衛星画像や海洋速報では黒潮は直進路をとっていたように見える。しかし, 4 月の観測時には潮岬のすぐ沖に幅の狭い渦が存在しており, 潮岬東西の沿岸水の間大きな相違は認められず, 串本・浦神間の水位差も小さかった時にあたっていた。また, 10 月の観測時には微細海況観測結果でも黒潮の強流帯が潮岬に接する形になっており, 串本・浦神間にかなりの水位差が見られた。この論文では, この 2 回の観測結果を報告する。

潮岬沖の海域は, 我が国において最も頻繁に船舶が航行する主要航路の 1 つであり, 観測は細心の注意が必要である。幸い, 2009 年 1 月に竣工した新しい勢水丸 (前川, 2010¹⁰⁾) の操船も旧船に比べて格段に改良されており, 計測機器も 128 層の同時観測の可能な ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) や, CTD (Conductivity Temperature Depth profiler) には諸種の測定センサーを備えており, 得られる情報も多様化している。また, CTD を下ろす A フレームも改善され, 作業に必要な人数も少なく済むようになり, 記録計を設置してあるブリッジと, 作業甲板の連絡も容易になった。このような新船の能力についても, 併せて紹介しておきたい。

2. 観測経過, 新しい勢水丸の観測作業の改善状況

2009 年 4 月 13 日から 17 日および 2009 年 10 月 19 日から 23 日の 2 回, 三重大学大学院生物資源学研究所附属練習船勢水丸 (2009 年 1 月 30 日竣工, 全長 50.9 m, 総トン数 318 トン, 国際トン数 491 トン) によって潮岬周辺微細海況の観測を行った。この二代目の勢水丸は, 初代に比べて全般に部屋が広くなり, 天井も高くなるなど居住性が良くなった。また, 電気推進が採用されるとともに, 機関室の防振構造が強化されたため騒音が

著しく軽減された。居室にいと測点での停船・発進にも気付かなくなったほどである。船速も早くなり、試運転時には全速では 14 kn (ノット: 1 kn=1.852 km/h) 近いスピードが得られている。運航速度を増すと燃料油の消費が急速に増大(速度の二乗に比例)するため、常に全速運転を行うことは難しいが、緊急避難時や、若干の時間調節の時には、威力を発揮することになる。また、舵にフラップ・ラダーを採用したため、小回りの効く操船ができるようになった。このことは船舶が輻輳する海域で、多くの測点を設定するような場合、他の航行船舶の接近を回避する上で、非常に効果的である。

船には CTD (Sea-Bird 社製 SBE-25) が装備されているが、CTD オクトパス装置としてニスキン採水器 (2.5 l, 12 本), 溶存酸素センサー (Sea-Bird 社製 SBE-43), 濁度センサー (WET-Labs 社製 C-Star), 蛍光光度センサー (Seapoint 社製 Seapoint Fluorometer), 光量子センサー (Biospherical 社製 QSP-2300), 海底高度センサー (測器の海底から高度を測定: Benthos 社製 PSA-916 D) が追加装備されている。また, RD 社製の ADCP が装備されている。本船使用のものは, 2 種の音波周波数の使用が可能で, 600 kHz では 70 m 深までの, 75 kHz では 700 m 深までの測流ができる。表層連続モニタリング装置 (日本海洋社製) が装備されており約 3 m 水深の水温・塩分・蛍光光度の連続記録を取ることが出来る。水温・塩分 (電気伝導度) センサーは Sea-Bird 社製 SBE-45 であり, 蛍光光度計センサーは BBE 社製 AOA である。表層連続モニタリング装置の蛍光光度計は使用しないことが多い。

船位は古野電気社製 GP-150 を用いて決定している。観測用ダビットが, 観測用 A フレームに置き換えられた。観測用 A フレーム (静止荷重 5.88 kN) による振り出し長も 2 m 程度となった。このため, CTD 観測の安全性が増し, 作業人数もウインチ操作を含めても最低 3 名でこなせるようになった。CTD 記録計を設置してあるブリッジの海図・研究区画から, A フレームの状況やウインチ作業を目視あるいは監視モニターで見ることができ, また CTD 作業甲板も別の監視モニターを通して見ることが出来る。そのため, 記録計操作と作業甲板との連絡・指示も 1 人で充分こ

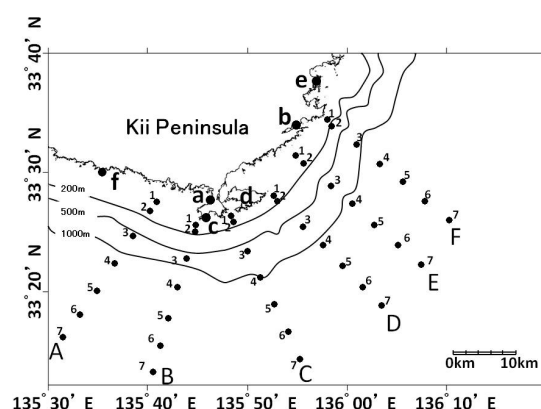


図 1

基本観測計画点分布図。天候等のため、実際の観測では一部の観測点を省略することが多い。2009 年 4 月及び 10 月の観測時に観測した測点は、水温・塩分等の平面分布図に示されている。観測ラインは西から東に向けて A, B, C, D, E, F と名付け、各測点の番号を岸寄りから沖向きに 1, 2, …として、各測点名を C3 というように表す。図中に示したアルファベットは検潮所の位置、または位地名を示す: a 串本検潮所, b. 浦神検潮所, c. 潮岬, d. 大島, e. 勝浦, f. 江須崎。

なすことができるようになった。今回の観測では用いなかったが、ギャロース・鳥居マストの代わりに、船尾に船尾 A フレーム (静止荷重 19.6 kN) が採用されたため、漁労作業・生物採集の作業性も非常に高くなった。

過去の実績から研究航海として計画しやすいと考えられる月曜日から金曜日までの 5 日間の観測を想定して、潮岬周辺の微細海況の観測計画を立てた。観測点分布を図 1 のように計画した。松阪港と潮岬付近の間の航行時間は約 12 時間であるから、出港を朝 11 時、帰港を朝 8 時半とすると、現地での観測に使用できる時間は、69 時間となる。図 1 の観測点は、各測点で 520 m までの CTD 観測を実施することになると、30 分を要すると考え、航走時間を考えて、若干の余裕を持って実行できるように設定してある。潮岬をはさんで西から東に向かって 6 本の測線を設け、A 線から F 線と名付け、各線で岸側から沖側に向かって 1, 2, 3 というように測点番号を付け、A 1, A 2…、B 1, B 2…のように表記する。測点の位置は水深 50 m を若干超す位置に測点 1 を、水深 100 m を若干超す位置に測点 2 をとり、それより先は 2.5 海里 (約 4.6 km) 間隔に測点を 7 まで設

け、充分 500 m を超す深さまで観測を行う。なお、測点 4 より陸側の測点は船舶の輻輳する主要な航路筋の中にあるため、できるだけ日中に実施するように配慮した。

天候条件や出港時間が若干遅れるような場合もあるため、実際には、この測点の全てをカバーすることは難しい。現在まで、2009年4月13日から17日、10月19日から23日の2回の観測を実施しているが、4月の航海では最も沖合の測点 A7, C7, D7 の観測を取りやめ、10月の航海では最も浅い測点 A1, B1, …F1 を取りやめざるを得なかった。また、各測点の位置は予定観測点から若干ずれることがある。4月、10月の実際の測点分布については、観測結果の諸量の水平分布図に示している。4月の航海では13日15時19分に松阪港を出港し、21時12分に大王崎南方に達したところで ADCP を 75 kHz に切り替えた。それ以後の航跡を図 4 上図に示す。測線 F の観測を終えた時点（14日08時00分）で、天候が悪化したので勝浦港に避難した。15日08時27分に同港を出港し、09時50分測点 E1 に達し、測線 E の観測を行った。再び天候悪化の兆しがあったので、E7 から D3 に向かい船舶の輻輳する D3, D2, D1 の測点の観測を日没前に終了させてから、串本港港外に仮泊（18時31分）した。翌16日05時27分に抜錨、07時01分測点 A1 から観測を再開、測線 A, 測線 B, 測線 C の観測を行った。16時13分に C3 の観測を終了し、船舶の輻輳する測点の全てを日没前に終了することができた。C6 の観測終了（18時05分）後、測線 D に移り、前日観測できなかった D4, D5, D6 の観測を行い、20時20分に全ての予定測点の観測を終了し、松阪港に向かって航走を開始した。この間の航走方向を ADCP による 21 m 層の流速ベクトル図（図 4 上図）に矢印で示してある。10月の航海では19日13時21分に松阪港を出港、20日03時43分に A7 の測点に着き観測を開始した。航走方向は 21 m 層の流速ベクトル図（図 4 下図）に示すが、この航海では天候に恵まれたこともあり、測線 A から測線 F まで、一気に観測することができた。最終測点 F7 の観測を21日06時52分に終了して、松阪港に向かって帰航の途についた。

CTD 観測から、水温・塩分・溶存酸素・濁度・

蛍光光度の 1 m 間隔の測得値を求めて解析に使用した。本観測では採水観測は時間の都合で行わなかった。したがって、溶存酸素等の検定は行えなかったため、溶存酸素の値は、相対的なものと考えらるべきである。ADCP については、観測対象海域では 75 kHz を使用し、21.5 m 深から 8 m ピッチで 60 層において測流を行った。ADCP による測定には種々のオプションがあるが、本船では通常「Ping as fast possible」に設定し、ほぼ 5 秒に 1 回の割合で取られるシグナルを記録している。この測得値はやや不安定なので、実際の解析には 50 秒間（約 10 個）に得られた値の平均値を使用している。

3. ADCP 観測

潮岬周辺海域の ADCP 観測の結果を 4 月の航海から、潮岬近くの B5→B1→C1→C5 の部分について ADCP の最浅測定水深 21.5 m の流速場を図 2 に示す。各測点位置で停船中の測流値は時間の経過に従って複数個得られるがこれらの流速ベクトルが扇型に並んでいる。停船中にも定点に留まるのに若干の操船が行われるが、船首方向は絶えず変化する。ADCP の測定値は、すでに述べたように流速値は約 20 個の測定値のベクトル平均である。平均される時間内に 4 つの測流値が得られていて、船がこの間に 90° 右に回転（回頭）したとする（図 3 左）。船の回転速度が一定

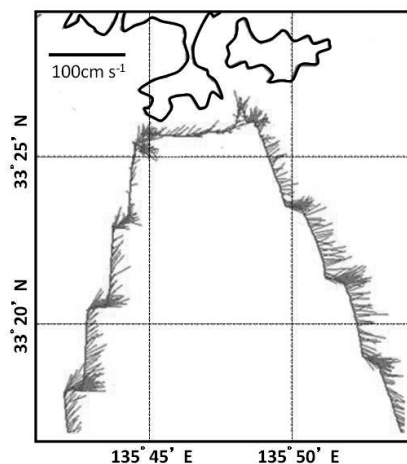


図 2

ADCP により測定された流速ベクトルの分布例。各観測地点でベクトルが扇状に広がって見える。

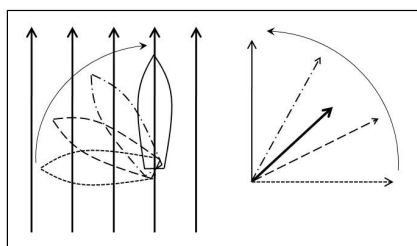


図 3

図 2 の不自然な測流値が生じる原因の模式図。流れが一様であるとして、平均操作の時間内に船首方向が左の図のように等速で 90° 回転し、この間に 4 つの測流値が得られたとすると、平均ベクトルは 45° 左にずれ、ベクトルの大きさは約 6 割になる。

れが一定であっても、測得ベクトルは扇型に現れることになる。このような見かけ上の誤差は、停船時や発進時の船速の変化時にも現れる。したがって、以下の解析には、測点に近づいて減速し船速が 5 kn になったときから、観測終了後船が運航を開始し船速が 5 kn に達するまでの間の測流値を除くことにする。

以上のような操作を施した流速ベクトルの分布図を 2009 年 4 月 13 日から 17 日、10 月 19 日から 23 日の 2 回の観測時における 21.5 m 深の流速場を図 4 上図および下図にそれぞれ示す。2 回の観測時には、衛星画像や海洋速報では黒潮は潮岬にかなり近いところを真東に流れる直進流路をとっていたように見える。しかし、4 月（図 4 上図）では、潮岬のすぐ沖での流速は弱く、黒潮の流軸あるいは強流域は観測範囲よりも沖側にあると考えるのが自然である。これに対して 10 月（図 4 下図）では潮岬の位置では岸のすぐ近くで非常に強い東流が認められ、黒潮の強流部は潮岬に接していたと見なせる。

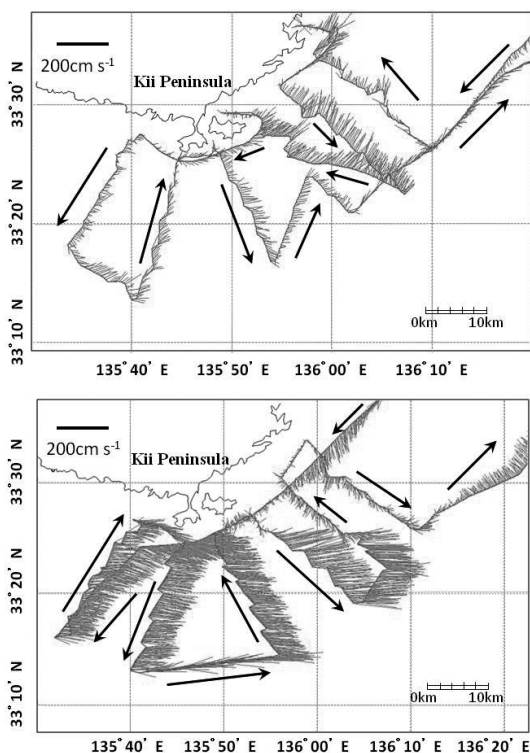


図 4

21.5 m 層での流速ベクトルの分布。上図：2009 年 4 月 14～16 日、下図 2009 年 10 月 20 日～21 日。流速のスケールを左上に、距離のスケールを右下に示す。各測点付近の測流値は除いてある。

なら、この間の流速値は図 3 右のように変化し、そのベクトル平均値の方向は太い矢印のように、真のベクトルよりも右に 45° ずれた方向となる。実際の船の回転は右に左にと複雑であるから、流

4. 水温・塩分場

紀伊半島沖での黒潮の流線の形は、200 m 深の水温平面図の等温線でほぼ近似できることが経験から知られている。もちろん、このことを非常に微細な海洋構造を論じている現在の解析に応用できるかどうかは検討の余地がある。例えば、田中ら (2008)⁹⁾ の紀伊半島南西部の解析に現れた事例のように、200 m 深の水温平面図の等温線が紀伊半島南西沿岸にぶつかっている形になっていたように、時間変動に富む流れは地衡流的なバランスの基にあるとは限らない。しかし、黒潮流軸付近のおよその状況は掴めるであろう。

CTD 観測の結果から 200 m 深の水温および塩分の水平分布を 4 月の観測から示したのが、図 5 上図と下図である。また、10 月の観測から示したのが図 6 上図と下図である。また、測線 C に沿った水温・塩分の断面分布を、4 月と 10 月の観測から図 7 に示す。上図に 4 月の断面を、下図に 10 月の断面を示す。それぞれについて、左側が水温、右側が塩分の断面図である。

4 月の 200 m での水温の平面分布（図 5 上図）は、C 5 点で水温が 9°C を切っており、この海域

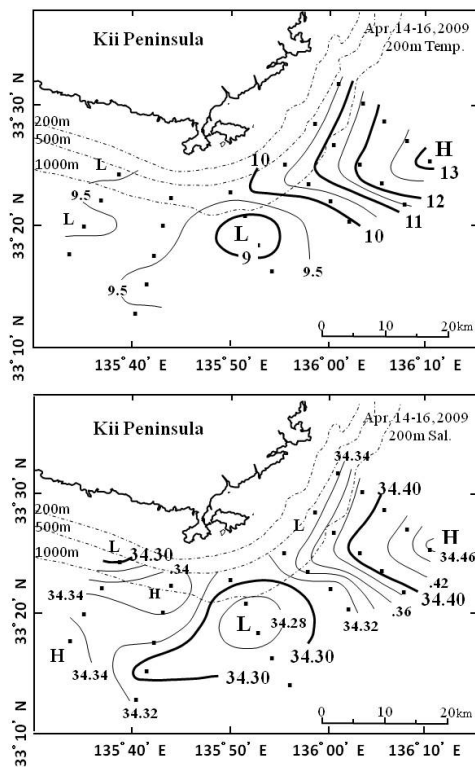


図5

2009年4月14～16日の200m層での水温（上図）・塩分（下図）の水平分布。水温は0.5°C間隔で、塩分は0.02間隔で等値線が引かれている。

でこのような低水温が200m層に現れることは珍しい。また、塩分値もこの点で極小を示している（図5下図）。図4上図の流速場はこの付近ではほぼ一様な東流域になっているが、水温・塩分場はこの点を中心とした左回りの渦の存在を示唆している。図7上図の断面構造は、90ないし100mより浅層では水温・塩分の等値線の形に殆ど相関が見とれられないが、それ以深で両者の等値線は互いによく対応している。200m層の平面図に現れた水温・塩分の低温・低塩分の極小値に対応して、断面図（図7上図）において200m深付近（100m～250m）では、C4近くからC5近くまでの部分で、水温・塩分の等値線の盛り上がりが見られる。しかし、このように薄い層の現象が、流速場に反映されるかどうかは疑問である。これらの盛り上がりの構造は、観測時間・位置の変化に応じて、内部波（内部潮汐波）の位相を追ったために見かけ上現れたものである可能性がある。このような微細構造を無視し、断面図に現れた等値線の全体の形状から判断すると、この海域での

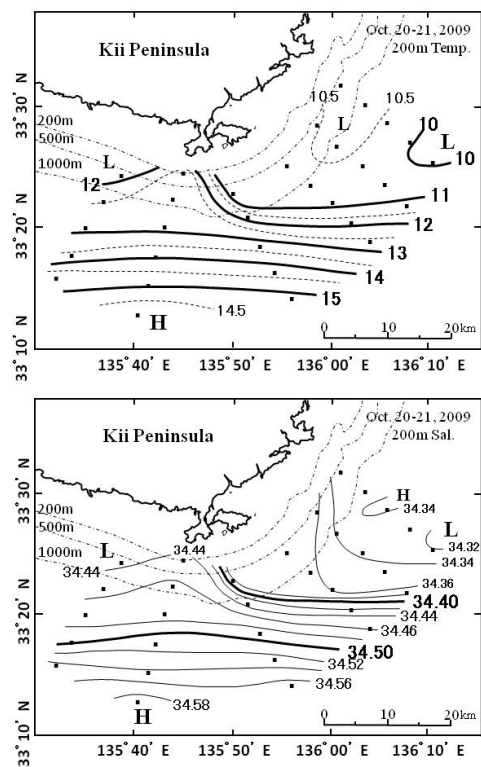


図6

2009年10月20～21日の200m層での水温（上図）・塩分（下図）の水平分布。水温は0.5°C間隔で、塩分は0.02間隔で等値線が引かれている。

等値線が全般的にほぼ水平になっていると考えるべきなのであろう。

10月の200mでの水温の平面分布（図6上図）を見ると、沖側の13～15°Cの等温線は東西に走っており、直進路の黒潮の流線に対応している。岸よりの11～12.5°Cの等温線は潮岬のやや西方で北に膨らんでいる。これはおそらく振り分け潮の振り分け点が潮岬のすぐ西方に現れていて、そこへ向かって黒潮系の暖水が岸向きに吸い込まれていることを示すのであろう。測線Aと測線Bの間に、もう1本観測線があれば、より明確な推論が得られたであろう。10月の測線Cに沿った水温・塩分の断面分布（図7下図）をみると、この場合は90～100mより浅層では水温・塩分の等値線の形に殆ど相関が見られない。塩分分布において浅層に低塩分層が存在しており、その下側に顕著な塩分極大層が見られる。この塩分極大層より下では水温・塩分の構造は互いに良く対応している。水温の断面構造に注目すると、等温線が一般に左上がりになっており、表層まで続いており、

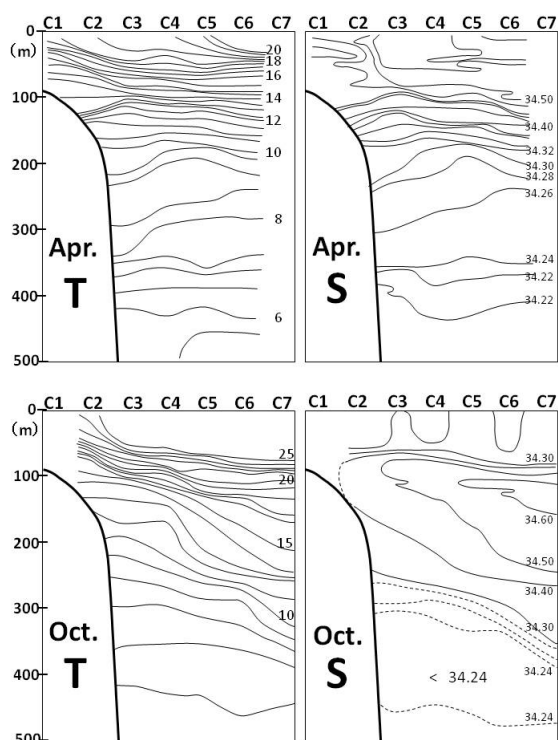


図7

測線Cに沿った水温(左)・塩分(右)の鉛直断面分布。左図に水温, 右図に塩分分布を, 上図に2009年4月14~16日の観測結果を, 下図2009年10月20~21日の観測結果を示す。等値線の間隔は左上図では0.5°C間隔で, 左下図では1.0°Cの間隔で, 右上図では0.02の間隔で引いてある。右下図では0.1間隔で等値線が引かれているが, 34.30以下では0.02の間隔の点線で補助線が引かれている。この図には400m水深付近に34.24以下の塩分極小が現れている。

黒潮の水温構造が浅層では岸まで達している。この構造は, 図4下図の流速ベクトルの分布図や図6上図の200m層水温の平面分布と良く対応している。

5. 沖合海面水位の分布と串本・浦神間の水位差

藤田(2001)⁸⁾は, 串本・浦神の検潮所のそれぞれに最も近い和歌山水試の沿岸定線観測点(W25とW31)を選び, 種々の深さの基準面に相対的な海面水位を計算し, 計算した2点間の水位差を串本・浦神間の水位差と比較している。そうして基準面を300mより大きい深度にとると, 十分串本・浦神間の水位差を説明することができる

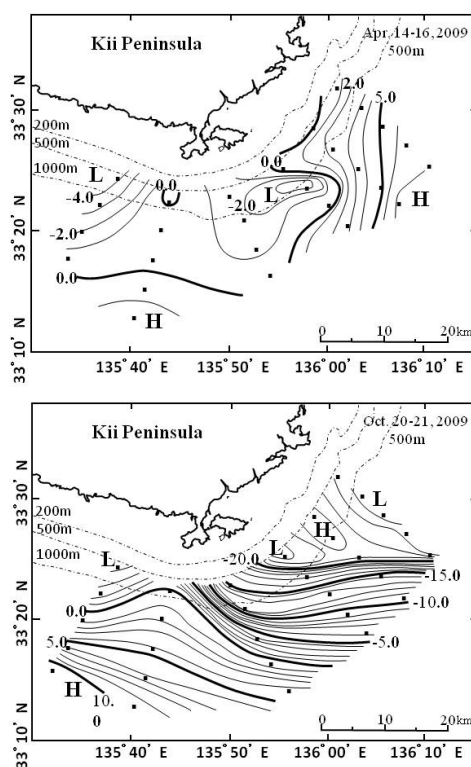


図8

500mを基準とした海面水位(500m層からの海面のジオポテンシャル距離)の水平分布(m)。上図に2009年4月14~16日の観測結果を, 下図に2009年10月20~21日の観測結果を示す。等値線0.01m間隔で引かれている。

ことを示した。今回の観測において最深観測層を500mに選んだのは, 300mより十分深い海洋情報を得るためである。

500m以浅の種々の基準面を選び, その上にある海水層の厚さ(ジオポテンシャル距離)を毎1mの水温・塩分値から計算した。そうして, 潮岬沖合の測点B3の海面高度に相対的な水面の高さの分布を求めた。500m水深を基準面とした場合の結果を2009年4月の観測に基づくものを図8上図に, 2009年10月の観測に基づくものを図8下図に示す。図7の断面図を見ると, 黒潮にともなう水温躍層, 塩分躍層は現在考えている岸に近い領域では, 400m以浅に見られるから, 500mを基準とした等水位線は, ほぼ表面流の流線に一致すると考えられる。また, 200m層の水温が黒潮の流線の近似を与えるならば500m基準の等水位線は200m層の等温線に似てくるであろう。2009年4月の等水位線(図8上図)200m

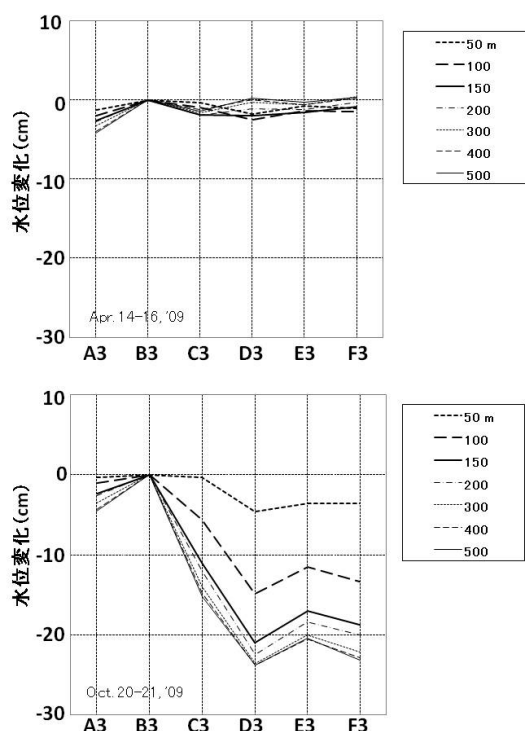


図9

各測線の測点3を結んだ線上での水位の変化。潮岬に最も近いB3をゼロとして示す。図では基準線を50 m, 100 m, 150 m, 200 m, 300 m, 400 m, 500 mとした場合の水位変化を、上図に2009年4月、下図に2009年10月の場合をそれぞれ示す。

層水温水平分布(図5上図)の等温線を比べると、流速場(図4上図)において顕著な北上流が見られる潮岬東方の $33^{\circ}25'N$ より北、 $136^{\circ}00'E$ より東の領域で、両等値線が南北に走っていて、共通した形状が現れている。これに対し、黒潮の北縁より北に当たる潮岬南方の観測海域では、流れが弱く両者の間の相関は乏しいが、潮岬南西に低水温域、低水位域が現れていることは注目される。両者の位置には微妙なずれがあり、低水位域の方が、東に寄っているが、このため水位の分布には測線B沿いに高水位域が北に延びて、黒潮水が岸方向に北方向に張り出しており、黒潮系の岸方向の突っ込みを示唆しているのは興味深い。

これに対して、観測域内に黒潮の強流帯が存在していたと考えられる2009年10月の場合には、500 m基準の等水位線(図8下図)と200 m層の等温線(図6上図)の形状は非常に似ている。た

だし、潮岬東方の黒潮より北の弱流部での形状にはかなりの違いが見られる。等値線が混んだ領域が水位分布の場合の方が、より北まで広がっている。強流域の範囲は水位分布の方が、図4下図の流速ベクトル分布図と比較すると、ADCPの測流結果により合致していると言える。

各測線の測点番号1, 2では水深が浅いため、500 m水深までの観測が実行できなかった。そこで、各測線の測点3を結んだ線上での水位の変化を調べて、串本・浦神間の水位差との比較を試みよう。基準水深面を50 m, 100 m, 150 m, 200 m, 300 m, 400 m, 500 mとした場合の、それぞれの水位の変化を図9に示す。図9の上図が2009年4月の場合で、下図が2009年10月の場合である。図8を見ると潮岬に最も近いB3の水位が最も高くなっているのも、どの基準面に対しても、やはりB3の水位をゼロとしてある。

2009年4月の場合には、すでに論じてきたように黒潮の強流帯は現在対象としている海域よりも南方沖合(図9上図)にあると考えられる。そのため、各測線の測点3を結んだ線上での水位変化は小さい。B3と西側のA3を比較したとき、基準面を深く取るほど両者の水位の差が規則的に増大している。また、B3より東方の測点でも、各測点の水位とB3の水位と差は、基準面の深さにとまない大きくなる傾向にはあるが、規則的な変化をしていない。いずれにせよ、各点の水位とB3の水位との差は高々3 cm程度である。検潮記録から求めた観測時の串本・浦神間の水位差は串本側が約4 cm高くなっていた。このことは水位が最高になる位置がB3よりいくらかA3よりであった可能性を示すものの、確言することはできない。

2009年10月でのAからF測線の測点3を結んだ線上での水位の変化(図9下図)を見ると、B3点との水位の差は全ての点で、基準面を深く取るほど規則的に大きくなっている。しかし、基準面が300 mを超すとこの増加の割合は小さくなり、基準面400 mと500 mのカーブは殆ど重なっている。このことは藤田(1997⁷⁾, 2001⁸⁾が、基準面を300 m程度に取れば串本・浦神間の水位差を十分説明できるとしたことに対応すると思われる。東側ではD3点を過ぎると上下に大きく変動するものの、ほぼ一定の水位に落ち着

いてしまう。この水位の値は基準面を 500 m に取った場合、22~23 cm である。串本・浦神間の検潮記録から求めた水位差は、10 月 17 日には 21 cm であり、それから下がり始め、観測期間の 20~21 日の間に約 18 cm から約 14 cm まで降下した。中村ら (2008)⁴⁾ は、潮岬沖の部分での東西の水位勾配と串本・浦神間の水位差の変化に、数日を超す時間差が生じる可能性を示唆している。したがって、正確な比較はできないが、B3~F3 の水位差は、串本・浦神間の水位差とは一応の一致を示していると言えよう。図 9 下図の変化を見ると、どの基準面をとっても、変化は測線 B と測線 D の間、すなわち潮岬から大島沖の僅か東西 7 km の部分で起こっていることは、注目に値する。中村ら (2008)⁴⁾ は、潮岬沖西向流が潮岬先端付近に水位の東西差から起こっていると類推しているが、この結果は、この考えの妥当性を示唆しているように思われる。

図 9 下図の変化で、もう 1 つ注目されるのは、基準面の取り方による水位差の現れ方の違いである。B3 と D3 との差は 500 m の場合に比べて、150 m でもその 88.2%、100 m で 62.6%、50 m でも 19.3% が説明できることである。これは、測線 C の水温・塩分の鉛直断面 (図 7 下図) で 300 m 以深では岸よりの部分で、水温・塩分の勾配がほとんどなく、等値線がほとんど水平になっており、黒潮の水温・塩分構造が海底面まで達していなかったことに対応する。黒潮を横切って、約 1 m の水位差があることは広く知られているが、この値を得るには基準面 (無流面) を 1000 m 以上の深さに取るのが必要である。しかし、串本・浦神間の水位差を説明するには著しく薄い表層海洋の構造を考えれば良いことになる。黒潮系の水が岸近く引き込まれることに関係していると考えられる振り分け潮は 100 m 程度の浅海域で認められることを考えると、串本・浦神間の水位差の変動に非常に浅い表層の現象が関係していることは自然である。言い換えれば、この水位差は沖合の黒潮の構造とは直接の関係を持たず、串本西方へ侵入する暖水の有無と、それに伴って潮岬を挟んで東方と西方との沿岸水の特性に差異の発生によって生じることを示している。

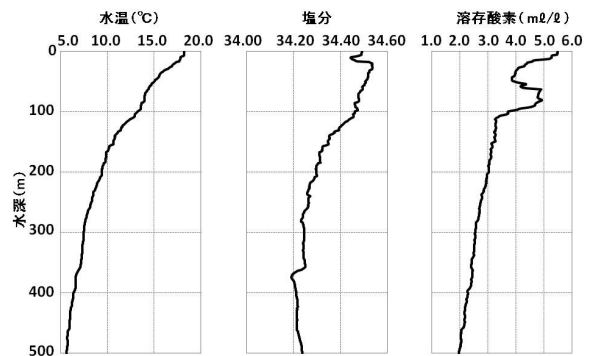


図 10

2009 年 4 月の航海において、A3 測点で 4 月 16 日 07 時 58 分開始に開始された CTD 観測で得られた水温 (右)・塩分 (中)・溶存酸素 (左) の鉛直プロファイル。

6. 溶存酸素の鉛直分布に現れた微細構造

2009 年 4 月の航海時に、A3 点での 4 月 16 日 07 時 58 分開始の CTD 観測で、図 10 に示すような溶存酸素の鉛直分布が観測された。図 10 には、水温・塩分の鉛直分布も示してあるが、これらのプロファイルには対応するようなシグナルは見いだせない。このプロファイルだけでは、15~60 m の層に低酸素水が貫入してきたものか、50~110 m の層に高酸素水が貫入してきたのか分からないが、周辺の観測点のプロファイルと比較すると、後者であると考えられる。これに似たプロファイルは、隣接した B2 点で、4 月 16 日 14 時 28 分開始の CTD 観測でも得られている。CTD 観測には、このような高酸素水が侵入と考えられるプロファイルが 4 月の航海では多く観測された。しかし、隣接する観測点間で同じ貫入現象と推定される事例は A3 と B2 点の組しか見いだされなかった。この貫入現象は層の厚さも比較的小さく、出現した深度も比較的浅い。しかし、図 11 に例を示すような層厚の非常に大きい貫入も多く見いだされる。図 10 に示したような比較的薄い貫入と、図 11 のような厚さが 100 m を超すような貫入層の出現場所をそれぞれ図示したのが図 12 である。調査海域の中央の東西に伸びた帯状の部分では、高酸素水の貫入を示すようなプロファイルは観測されていない。200 m 水深の水温・塩分の水平分布図 (図 5) に現れた低温・低塩分の極小域、海

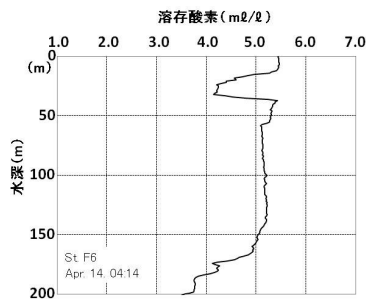


図 11

2009年4月の航海において、F6測点で4月14日04時14分開始のCTD観測で得られた溶存酸素の鉛直プロファイル。

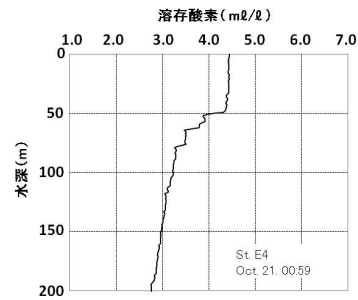


図 13

2009年10月の航海において、E4測点で10月21日00時59分開始のCTD観測で得られた溶存酸素の鉛直プロファイル。

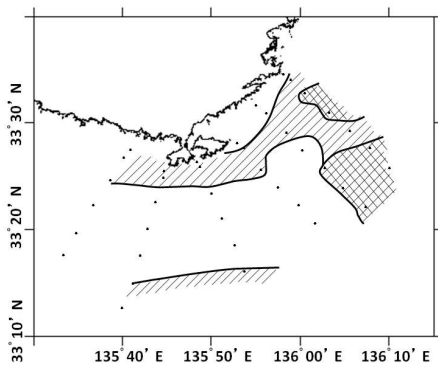


図 12

高酸素水の貫入現象が観測された海域。比較的厚さの薄い貫入現象が観測された海域を斜線領域で、厚い貫入現象が観測された海域を網目領域で示す。網目領域には薄い貫入層も観測された場合も含んでいる。

面水位（500 m 層からの海面のジオポテンシャル距離）の水平分布図（図 8 上図）の水位の極小域が、この高酸素水の貫入プロファイルが見られない領域に含まれていることは興味深い。高酸素水の起源は分からないが、一種のトレーサーと見るならば、貫入が見られない部分を取り囲む形で渦が存在していたか、あるいは少し以前に存在していたと考えるのが自然である。

2009年10月で観測され溶存酸素の鉛直プロファイルの一例をE4点での10月21日00時59分開始のCTD観測から図13に示す。10月の観測では、この例に見られるようなステップ構造は多く

見られたが、高酸素水の貫入を示すようなプロファイルは全く認められなかった。

7. おわりに

2009年4月と10月の2回にわたって、勢水丸を潮岬周辺に派遣して、従来に見られないような海況の詳細観測を実施した。直接の目的は、黒潮の流路が直進路をとっているか、蛇行路を取っているかをモニターするのにしばしば利用される串本・浦神の検潮所間の水位差が、沖合の海況とどのように関連しているかを調べるためである。その結果、この水位差は、潮岬から大島の沖、東西約7 kmの部分に生じる水位差に対応することが示された。また、この水位差の殆どは、僅か100~150 mのごく表層の海洋構造が関与していることが示された。このことは、串本・浦神間の水位差には、黒潮主流部の構造が直接関与しているのではなく、振り分け潮ともなう黒潮系水の沿岸域侵入の有無、あるいはそれに伴って生じる潮岬の東西の沿岸水の性質の違いを通してもたらされていることを示している。この微細海況観測成功には、新しい二代目の勢水丸の著しく向上した操船性能、Aフレームのような観測装置、観測機器の能力の増進が非常に役立った。今後、機会があれば、さらに充実した観測の継続実施を考えている。しかし、練習船として学生の実習観測の充実を図っている現状では、研究目的の航海日数には制限があり、十分な航海日数を組むことは

難しいのが現状である。

謝 辞

この研究に当たり、種々ご指導を頂いた勢水丸の内田誠船長をはじめとして、困難な観測に献身的に従事していただいた勢水丸の乗組員に心からの感謝の意を表します。

和文要約

2009年4月と10月の2回にわたって、勢水丸を潮岬周辺に派遣して、従来に見られない詳細な海況の観測を実施した。黒潮の流路が直進路をとっているか、蛇行路をとっているかをモニターするのに串本・浦神の検潮所間の水位差が用いられるが、この水位差は潮岬から大島の沖、東西7kmの部分で生じていることが示された。また、この水位差の殆どは、僅か100~150mのごく表層の海洋構造によって作り出されたものであることが示された。串本・浦神の水位差には、黒潮本来の構造が直接関与しているのではなく、振り分け潮にともなう黒潮系水の潮岬西の沿岸域への侵入の有無、あるいはそれに伴って生じる潮岬東西の沿岸水の性質の違いを通してもたらされている。この微細海況観測成功には、著しく向上した新しい二代目の勢水丸の能力が不可欠なものであった。

引用文献

- 1) TAKEUCHI, J., J. HONDA, Y. MORIKAWA, T. KOIKE, and Y. NAGATA (1998): Bifurcation Current along the southeast coast of the Kii Peninsula. *J. Oceanogr.*, **54**, 45-52.
- 2) NAGATA, Y., J. TAKEUCHI, M. UCHIDA, Y. MORIKAWA, and T. KOIKE (1998): Current nature of the Kuroshio in the vicinity of the Kii Peninsula. *J. Oceanogr.*, **55**, 407-416.
- 3) UCHIDA, M., J. TAKEUCHI, Y. MORIKAWA, Y. MAEKAWA, O. MOMOSE, T. KOIKE, and Y. NAGATA (2000): on the structure and temporal variation of the Bifurcation Current off the Kii Peninsula. *J. Oceanogr.*, **56**, 17-30.
- 4) 中村亨・田中綾子・前川陽一・内田誠・小池隆・中地良樹・竹内淳一・永田豊 (2008) : 潮岬沖西向流について. *海の研究*, **17**, 319-335.
- 5) 田中綾子・中村亨・前川陽一・内田誠・小池隆・中地良樹・竹内淳一・石田鉄平・永田豊 (2008) : 振り分け潮と紀伊水道内の冷水渦. *海の研究*, **17**, 193-204.
- 6) 小池隆 (2008) : 勢水丸による紀伊半島周辺の沿岸海況と海洋生物に与える黒潮の影響の研究. (学内COE研究成果発表シンポジウム). 三重大学大学院生物資源学研究科紀要, **35**, 93-134.
- 7) 藤田弘一 (1997) : 日本南岸の黒潮流路の変動と串本・浦神の潮位差の関連に関する研究. 三重大学大学院生物資源学研究科博士論文, pp.136.
- 8) 藤田弘一 (2001) : 日本南岸の黒潮流路の変動と串本・浦神の潮位差の関連に関する研究. 三重県水産技術センター研究報告, **10**, 1-50.
- 9) 永田豊 (2008) : 黒潮流路と串本・浦神間の水位差. 三重大学大学院生物資源学研究科紀要, **35**, 95-99.
- 10) 前川行幸 (2010) : 新「勢水丸」建造回想録. 三重大学大学院生物資源学部研究科紀要, **36**, 69-80.