— 論 文 —

海面高度計による薩南海域の表面流速の変動特性*

陳 苗陽[†]・山田 二久次[‡]・関根 義彦[†]

要 旨

日本南岸への黒潮の流入海域である薩南海域について、1993年から1999年までの人工衛星の海面高度データより、地衡流バランスを仮定して求まる表面地衡流の時空間変動を解析した。人工衛星の軌道直下から離れた点があるために高度データの誤差が無視できないが、名瀬と中之島、中之島と西之表、西之表と油津の潮位差と海面高度より求めた表面地衡流の間にはトカラ海峡南東部を除いて有意な正の相関が得られた。両者のラグ相関により黒潮上流からの流れの変化に対応して潮位差が生じている。そして、トカラ海峡南部海域では表面地衡流流速が小さく流向が著しく変動するのに対して、中部海域と北部海域は比較的流速が大きく流向が安定していることが示された。トカラ海峡の北部海域では、陸棚上にある黒潮の上流域に比較して下流域の陸棚斜面上の方が表面地衡流の経年および季節変動が大きい傾向にある。またトカラ海峡北部海域では流速の季節変化が小さく、従来の地衡流推算の季節変動の観測値とほぼ一致していた。

キーワード：海面高度計流速、薩南海域、黒潮流速分布

1. はじめに

日本南岸の黒潮は大蛇行流路と非大蛇行流路のどちらからを選択することがよく知られている (Nitani, 1972, 1975; Shoji, 1972; Taft, 1972; Nishida, 1982; Ishii *et al.*, 1983; Kawabe, 1985, 1986)。特に、数年間維持される安定した大蛇行流路は黒潮に独特の現象であり、他の西岸境界流では観測されないことから、黒潮大蛇行については多くの研究がある。従来の研究では、黒潮大蛇行は本質的に定常ロスビーであると考えられ、流速が相対的に小さい期間に大蛇行流路、大きい期間に直進流路となることが指摘されていた (White and McCreary,

1976; Chao and McCreary, 1982; Yasuda *et al.*, 1985; Yamagata and Umatani, 1989)。これらのモデルでは東西に走る陸岸境界が仮定されていた。しかし、陸岸境界の東西方向からの傾きを考慮すると、多重平衡状態が存在するものの、流速の大きい期間に大蛇行流路をとり、小さい期間に直進流路をとる傾向が指摘された (Yoon and Yasuda, 1987; Sekine, 1988; 1990; Akitomo *et al.*, 1991)。つまり、モデル北側の陸岸境界が東西から約 20° 以上傾く場合には、惑星 β 効果により流れが岸に沿う傾向が強くなり、離岸して大蛇行流路が生じるためにはこの惑星 β 効果を上回る沖側への移流 (非線形効果) が必要となるためである。

これに対して、九州南の黒潮流速分布が黒潮流路選択のより重要なパラメータとなることが指摘されている。Akitomo *et al.* (1991) と Akitomo *et al.* (1997) は大蛇行流路の期間は黒潮の流れが九州の南で北側に移動する傾向を示した。この結果は従来の観測結果とほぼ一

* 2004年4月12日受理；2005年3月3日受理
著作権：日本海洋学会, 2005

[†] 三重大学生物資源学部海洋気候学教室
〒514-8507 津市上浜町 1515

主著者 e-mail address: myoyan189@hotmail.com

[‡] 三重大学生物資源学部地域環境管理学教室
〒514-8507 津市上浜町 1515

致する (Kawabe, 1995; Yamashiro and Kawabe, 1996, 2002; Feng *et al.*, 2000; Oka and Kawabe, 2003)。これに関連して、トカラ海峡を流れる黒潮は南流と北流に分離していることも指摘されている (Nakano and Kaneko, 1990; Nakano *et al.*, 1994)。従来より黒潮流量については名瀬と西之表の潮位差がその指標となっていたが (Kawabe, 1980; 1985; 1995), Ishii (1987) はトカラ海峡を流れる黒潮南流と北流では地衡流バランスが成立し、南流の流量は名瀬と中ノ島の潮位差、北流のそれは中ノ島と西之表の潮位差で見積もることができることを示した。さらに、大隅海峡でも地衡流バランスが成立し、そこを通過する流量は西之表と大泊の潮位差で見積もることができることが示された (Ichikawa *et al.*, 1982; Ichikawa, 1990)。

このような状況を考慮すると、黒潮の四国海盆への流入海域である九州南の黒潮流速分布と、その時に見られる黒潮流路パターンとの関連を詳細に調べることが重要となる。そこで本研究では、まず九州南の黒潮流速の時空間変動特性を調べた。特に、人工衛星の海面高度計による海面高度データより、地衡流バランスを仮定して求まる表面地衡流流速に注目した。この表面地衡流流速は時空間的に豊富なデータを得ることができ、多くの情報を得ることができる。次節では用いる基礎観測データの詳細を述べ、3 節と 4 節では解析結果をまとめた。最後に 5 節で全体の解析結果のまとめと議論を行なった。

2. 使用データ

本論で使用した海面高度データは、気象庁の海洋気象情報室が『北太平洋亜寒帯循環と気候変動に関する国際協同研究』の成果として提供している海面高度データである。このデータは TOPEX/POSEIDON による海面高度データを時空間に最適内挿法を用いて 5 日間隔で東西南北に 0.5 度ごとに求め (Kuragano and Kamachi, 2000), その高度データの平均値からの偏差を 1993 年から 1999 年までの平均海面力学高度 (Kuragano and Shibata, 1977) に加えたものである。平均海面力学高度にはその地衡流推算の過程で順圧流の問題が残るが、それが正しく推定されていれば、この海面高度は絶対

Table 1. Mean sea surface height (SSH) and its analysis error (AE) at the stations shown in Fig. 1. $\pm$ shows the standard deviation.

Sta. No.	SSH (cm)	AE (cm)
H01	221.830 $\pm$ 7.161	9.630 $\pm$ 0.046
H02	225.287 $\pm$ 8.453	8.275 $\pm$ 0.253
H03	230.204 $\pm$ 11.127	6.107 $\pm$ 0.392
H04	227.661 $\pm$ 6.990	9.573 $\pm$ 0.044
H05	230.590 $\pm$ 10.448	5.160 $\pm$ 0.550
H06	236.597 $\pm$ 12.761	4.033 $\pm$ 0.324
H07	231.516 $\pm$ 6.901	8.369 $\pm$ 0.049
H08	233.116 $\pm$ 6.755	8.854 $\pm$ 0.050
H09	234.423 $\pm$ 6.943	8.951 $\pm$ 0.071
H10	237.938 $\pm$ 12.211	4.204 $\pm$ 0.323
H11	242.835 $\pm$ 8.092	6.245 $\pm$ 0.379
H12	244.092 $\pm$ 6.240	7.992 $\pm$ 0.028
H13	245.317 $\pm$ 6.388	8.509 $\pm$ 0.029
H14	245.993 $\pm$ 7.281	8.498 $\pm$ 0.081
H15	248.934 $\pm$ 13.065	4.355 $\pm$ 0.189
H16	254.743 $\pm$ 6.631	5.854 $\pm$ 0.419
H17	254.941 $\pm$ 5.835	7.501 $\pm$ 0.012
H18	255.662 $\pm$ 6.425	8.039 $\pm$ 0.060
H19	256.730 $\pm$ 8.020	7.814 $\pm$ 0.099
H20	259.689 $\pm$ 6.047	4.576 $\pm$ 0.341
H21	259.571 $\pm$ 7.199	5.646 $\pm$ 0.281
H22	260.289 $\pm$ 9.206	5.294 $\pm$ 0.331
H23	260.525 $\pm$ 10.183	4.097 $\pm$ 0.287

海面高度として考えることができる。本論文では薩南海域のトカラ海峡と大隅海峡の流れについて、Fig. 1 に示した 11 地点で海面高度より地衡流バランスを仮定して海面流速を求めた。

海面地衡流流速と潮位差との関連を解析するために用いた名瀬、中之島、西之表、油津における同期間の毎時の潮位データは、日本海洋データセンター (1993～1999) によった。気圧補正には気象業務支援センター (1961～1999) の気圧データを用いた。潮位観測地点の位置は Fig. 1 に示している。ここで西之表と大泊の潮

Fig. 1. Points (closed circles) at which the surface geostrophic current velocities were estimated from the TOPEX/POSEIDON data (Kuragano and Shibata, 1997; Kuragano and Kamachi, 2000) at the points (open circles). The arrows on the lines show the normal current direction to the line between the two tidal stations. Locations of tidal stations and the isopleth of depth (in meters) are also shown.

位差と西之表と油津の潮位差はほぼコヒーレントであることが関根・陳 (2003) で示されているので、後者で代表する。

本研究で使用了海面高度データには衛星軌道からの距離などに依存して内挿誤差が含まれる。本研究で用いた Fig. 1 に示した 11 点における海面高度の平均と標準偏差、それに解析誤差の平均とその標準偏差を Table 1 に示す。Kuragano and Kamachi (2000) によると、黒潮流域ではデータの補間の平均空間 e -fold は長軸で 260 km、短軸で 170 km であり、時間のそれは 24 日である。Fig. 1 の各点の値は異なるデータから補間されているが、明確に独立した値ではない。Table 1 の誤差の平均値は地点によって大きく異なるが、標準偏差については平均値と比べると地点毎の違いはあま

り大きくない。一般的に、誤差の平均値は陸域に近い地点の H01, H04, H09, H08 で大きく、H06, H23, H10, H15 などの陸域から離れた地点で小さくなっている。一般に、前者では観測値の標準偏差よりも誤差の平均値が大きくなるため、メッシュデータには無視できない誤差が含まれている可能性がある。この点を考慮して、解析の用いることの妥当性をチェックするため、海面高度データから算出した地衡流速と名瀬と西之表などの潮位差との相関関係を調べた。これら全体において有意な正の相関が得られ、特に海面高度計の誤差が大きい H01 と H04 の値 (Table 1 参照) を用いて計算される O1 (Fig. 1 参照) と西之表と油津の潮位差においてさえも t 検定で 99% の有意水準を超える正の相関が得られたので、本研究で用いた海面高度データから算出し

Fig. 2. Vectors of the surface geostrophic current velocity from the satellite altimeter data at the points shown in Fig. 1.

た地衡流速は概ね現実の地衡流速を表現していると考えて解析を行なった。

3. 海面流速の変動特性

TOPEX/POSEIDON による海面高度データから地衡流バランスを仮定して求めた海面地衡流流速を Fig. 2 に示す。まず注目されるのは、トカラ海峡南部の S4, S5 および S6 (Fig. 1 参照) の流速や流向が著しく変動するのに対して、中部海域 (S1–S3) と北部海域 (N1–N3) では流れが比較的安定していることである。またトカラ海峡南部の S4, S5 および S6 では流速が小さく、この結果は Oka and Kawabe (2003) の地衡流推算の結果ともほぼ一致する。

トカラ海峡の北部海域 (N1–N3) では、黒潮上流側

にある N1 と N2 は比較的安定で流速もほぼ一定であるが、下流側にある N3 はやや流速と流向の変動が大きい傾向にあった。これらの変動特性をみるために、これらの観測点の月別平均流速と、それからの標準偏差 (以下月別標準偏差) を Fig. 3 に示す。N1 が東西と南北の流速で最も安定しており、N2 では南北流速においてやや変動が大きくなった。N3 では両方向に著しい変化があった。

中部海域 (Fig. 4) では、S2 の月別標準偏差が小さく、S3 と S1 のそれは大きかった。南部海域 (Fig. 5) では、Fig. 2 から推定できるように季節変動と月別標準偏差が大きかった。また、平均流速が中部海域 (Fig. 5) と北部海域は 30 cm s^{-1} 程度あるのに、南部では 20 cm s^{-1} 以下で小さかった。中部海域 (Fig. 4) と同様に東の S6 で東方向の月別標準偏差が大きく、西の S4 で南

Fig. 3. Monthly means of eastward (a) and northward (b) velocity at Stations N1, N2 and N3 (Fig. 1). Vertical bars show the standard deviations of the velocity for each month.

Fig. 4. The same as in Fig. 3, but for S1, S2 and S3.

北方向のそれが大きかった。この特性は大隅海峡でも見られた (Fig. 6)。琉球列島以東で流速変動が大きい

ことについての詳細な原因は不明であるが、東の観測点の東西流速変動については順圧惑星ロスビー波の伝

Fig. 5. The same as in Fig. 3, but for S4, S5 and S6.

Fig. 6. The same as in Fig. 3, but for O1 and O2.

播の可能性が示唆される。東の海域は陸棚斜面上にあり、西の海域は浅い陸棚斜面上にある。西進する順圧惑星ロスビー波は、ほぼ陸棚斜面上でトラップされて西進できないため、東の海域で大きくなることが示唆

される。

S4とS6では月別標準偏差は大きいですが、平均値の季節変動に注目すると冬季の1月と夏季に東西流速のピークが見られた。特に冬のピークについては冬に最大と

Fig. 7. Lag correlations between the sea level difference at Naze and Nakanoshima and the surface velocity at S1, S2, S3, S4, S5 and S6 as estimated from the satellite data normal to the line (Fig. 1) between the two stations (left); correlations between the same sea level difference and the angular velocity component from the normal direction; positive (negative) degree corresponds to the anticlockwise (clockwise) direction (right). Plus (minus) lag in (a) means that the sea level difference lags behind (leads) the surface velocity. Levels of the significant confidence of 99% as estimated by t-test is shown by the solid line.

なるスベルドラップ流量の変動に関連する順圧応答に対応する可能性がある。しかし、O2 ではその傾向は見られない。順圧ロスビー波として西進した流れが北上してから、黒潮本流と合流して東進し、大隅海峡までには達していないことも推量される。

4. 海面流速と潮位差との関連

トカラ海峡南部海域の黒潮流量を示す名瀬と中之島の潮位差と、その間にある6地点の流速との相関を Fig. 7 に示す。ここでは両者の関連を詳細に見るために、名瀬と中之島を結ぶ線に直行する方向の流速と潮位差についてのラグ相関 (Fig. 7 左図) と、直行する方向から各度を変化させた場合の流速と潮位差の同時相関 (Fig. 7

右図) を示す。同時相関では S1, S4 および S2 に関して、t 検定で 99% の信頼限界を越える顕著な有意な正の相関があった。これらの観測点は名瀬と中之島を結ぶ線の北西側にあり (Fig. 1), 南東側にある S3 と S6 では有意な正の相関が辛うじて認められたが、S5 では正の相関は認められない。ラグに注目すると、S1 と S4 については流れが 5 日先行しており、S2 と S3 では逆に 10 日程度流れが遅れた方が相関がよかった。流れの上流からの流速の変化があると、それに対して地衡流バランスが徐々に達成され、潮位もそれに関連して地衡流バランスした形に変化することが示唆される。

流向を変えた流速と潮位差の同時相関 (Fig. 7 右図) では、S1 を省くと正の角度方向である反時計回りに 30 度程度回転した西北西方向の流速の方が相関がよかつ

Fig. 8. The same as in Fig. 7, but for the sea level difference between Nakanoshima and Nishinoomote and the surface velocity at N1, N2, and N3.

た。反対に、S1 については負の角度 (時計回り) の南東向きの流れの方が相関は高かった。これらは九州南西の東シナ海を北上した流れがトカラ海峡に流入するために南下していることに関連し、黒潮の本流の流速と潮位差との相関係数がより有意になることが示唆される。

トカラ海峡北部の流量と関連する中之島と西之表の潮位差と表面流速との関連 (Fig. 8) では、西側の N1 から N2, N3 の順に有意なラグ相関の係数が最大であった。つまり、N1 では流れが 45 日先行しており、N2 では 20 日で N3 では 5 日程度の先行であった。この結果は、Fig. 7 に示された名瀬と中之島の潮位差と流れの同じ関連を示す。角度を時計回りに回転した方が相関係数は高くなり (Fig. 8 右図)、この海域でも南下する黒潮本流との相関係数が大きくなっていた。N1 については、同時相関では角度をかえても有意な相関は見られないが、40 日の流れが先行するラグの流速については直角方向の成分で相関係数が最大で、両方の角度範囲で 40 度まで有意な正の相関であった (図略)。

トカラ海峡の全流量と関連する名瀬と西之表の潮位差との関連 (Fig. 9) では広い海域を解析対象としてい

るためか、すべての点に関して有意な正の相関があった。ラグ相関 (Fig. 9a) でみると、中部海域では西の S1 の流れが潮位差に 10 日先行しており、東の S2 と S3 ではほぼ同時相関が最大の相関係数であった。北部海域でも同じ傾向があり、N1 で流れが 25 日先行し、N2 が 15 日先行、東の N3 では逆に流れが 5 日程度遅れていた。中部海域については、S2 と S3 の流れが 10 日程度先行した場合に相関が最大となり、西の海域にある S1 が 10 日程度流れを遅らせた方が相関係数は大きく、逆の傾向となっていた。詳細は不明であるが、この中部海域は名瀬と西之表からかなり離れた所にあり、黒潮の上流から下流に向けて行なわれる地衡流バランスの達成の様子が明確に潮位差に現れていない可能性が示唆される。

流向を考慮した相関 (Fig. 9b) では南部海域では反時計回りに回転した方が相関は良くなり、中部海域では西の S1 で時計回り東の S3 で反時計回りに流速値を回転した方が正の相関が高くなっていた。北部海域では、西の N1 で時計回りの方が相関係数は大きく、全体として名瀬と西之表を結ぶ線の西で南下し、東で北上する黒潮の本流に対応する形で名瀬と西之表の潮位差が

Fig. 9. The same as in Fig. 7, but for the sea level difference between Naze and Nishinoomote and the surface velocity at S4, S5 and S6 (left), S1, S2, and S3 (middle) and N1, N2, and N3 (right). Lag correlations are shown in (a) and correlations for the angular velocity component in (b).

対応していたことが示唆される。

西之表と油津の潮位差との関連 (Fig. 10) では、O1, O2 ともに有意な正の相関があるが、東側の O2の方がより有意な相関があった。角度では時計回りの方向に回転した方がよい相関となった。

5. まとめと議論

日本南岸への黒潮の流入海域である薩南海域の流況状況について、人工衛星による海面高度データから地衡流バランスを仮定して求まる表面地衡流の時空間変動

を解析した。また、この表面地衡流と名瀬、中ノ島、西之表、油津の間の潮位差との関連も調べた。主な結果をまとめると以下ようになる。

(1) トカラ海峡南部海域では流速が小さく、流向が著しく変動した。これに対して、中部海域と北部海域は流速が大きく、流向が安定していた。東部の陸棚斜面上では冬と夏に流速が大きくなる傾向があり、冬の流速の増加はスベルドラップ流量増大に関連する順圧応答であることが示唆された。

(2) トカラ海峡の北部海域では西の黒潮の上流域に比較

Fig. 10. The same as in Fig. 7, but for the sea level difference between Nishinoomote and Aburatsu and the surface velocity at O1 (left) and O2 (right).

して東の下流域の方が流速の変動が大きく、中部海域と南部海域では陸棚斜面上で東西の流速の月別標準偏差が大きく、陸棚斜面上では南北方向の月別標準偏差が大きかった。

(3) 表面地衡流流速と名瀬から油津の間の中之島と西之島の潮位差と間には一部を除いて有意な正の相関が得られた。潮位差と流速のラグ相関では黒潮の上流側(西側)で流れが先行し、下流側(東側)では先行時間が減少した。黒潮の上流側での流れの変化に対応して潮位差が生じている傾向が示唆された。

(4) 潮位差を求めた2点に直角な方向の流速よりも、黒潮本流方向の流速の方が潮位差との間では、より有意で高い相関係数を与えた。

(1) に関連しては、九州の南東で黒潮はかなり非線形効果による北岸強化を受けており、北側の流れが強いことが理解される。Chen and Sekine (2004) では薩南海域をモデル化した数値実験を行ない、この海域は東シナ海の陸棚斜面を北西岸とする黒潮の離岸海域であることを示している。九州の西で黒潮が北上する傾向が

あると、九州の南では陸岸地形効果により黒潮は南下する傾向が強くなり、九州の地形効果が大きいことが示唆される。

トカラ海峡西部のS1やS2およびN1とN2などでは流速の季節変化は小さかった。仮にこれらが黒潮流量と関連すると考えると、その小さい季節変化は従来の黒潮流量の季節変動とほぼ一致する(Imawaki *et al.*, 2001)。Isobe and Imawaki (2002) は伊豆海嶺の地形効果を考慮した数値モデルにより、黒潮流量の季節変化が小さくなることを示した。つまり、風の海面応力の季節変動については海洋の順圧応答が卓越するが(Sekine and Kutsuwada, 1994; Kagimoto and Yamagata, 1997), 冬に最大となるスヴェルドラップ流量が伊豆海嶺の東側で遮断されて、スヴェルドラップ流量が少ない夏には傾圧応答が進んで伊豆海嶺の東で遮断された流量が九州南端まで到達し、結果として黒潮流量の季節変化が小さくなる。本論文も、黒潮流速の季節変動が小さく、スヴェルドラップ流量と伊豆海嶺の地形効果で黒潮流量の季節変化が説明できることを示している。

(4) については統計解析上潮位差をみる二地点に直角的な方向に比べて、黒潮本流の方が流れは大きくて安定しているために、月別標準偏差も小さくなり相関係数が大きくなるのが理解される。等潮位線が流れの流線関数となるので、潮位差の解釈としてはその間の流量ということになるが、流速との関連では流線関数が混んでいる黒潮本流の流速との関連が強いと考える方が妥当であろう。

References

- Akitomo, K., T. Awaji, and N. Imasato (1991): Kuroshio path variation south of Japan 1. Barotropic inflow-outflow model. *J. Geophys. Res.*, **96**, 2,549–2,560.
- Akitomo, K., S. Masuda, and T. Awaji (1997): Kuroshio path variation south of Japan: Stability of the paths in a multiple equilibrium regime. *J. Oceanogr.*, **53**, 129–142.
- Chao, S.-Y. and J. P. McCreary (1982): A numerical study of the Kuroshio south of Japan. *J. Phys. Oceanogr.*, **12**, 679–693.
- Chen, M. Y. and Y. Sekine (2004): A numerical experiment on the coastal and bottom topographic effect of the Tokara Strait on the Kuroshio flow. *La mer* (in press).
- Feng, M., H. Mitsudera, and Y. Yoshikawa (2000): Structure and variability of the Kuroshio current in Tokara Strait. *J. Phys. Oceanogr.*, **30**, 2,257–2,276.
- Ichikawa, H. (1990): Oceanic region around Nansei Islands. In *Coastal Oceanography of Japanese Islands*, Supplementary volume, edited by Coastal Oceanogr. Res. Committee, 642–653 pp (in Japanese).
- Ichikawa, H., N. Tokunaga, and T. Takahashi (1982): Variation of current velocity in the Osumi Strait. Extended Abstracts of 1982. Fall Meeting of Oceanogr. Soc. Japan, p.43 (in Japanese).
- Imawaki, S. H. Uchida, H. Ichikawa, M. Fukasawa, S. Umatani, and ASUKA Group (2001): Satellite altimeter monitoring the Kuroshio transport south of Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 17–20.
- Ishii, H. (1987): Relationship between surface velocity and sea level difference at the Tokara Strait. Report of the Kuroshio Exploitation and Utilization Research, the Second Period. Science and Technology Agency, 79–83 (in Japanese).
- Ishii, H., Y. Sekine, and Y. Toba (1983): Hydrographic structure of the Kuroshio large-cold water mass region down to the deeper layers of the ocean. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **39**, 240–250.
- Isobe, A. and S. Imawaki (2002): Annual variation of the Kuroshio transport in a two-layer numerical model with a ridge. *J. Phys. Oceanogr.*, **32**, 994–1,009.
- Kagimoto, T. and T. Yamagata (1997): Seasonal transport variation of the Kuroshio: An OGCM simulation. *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 403–418.
- 気象業務支援センター (1961–2000): 地上気象観測時日別データ, 気象庁監修.
- Kawabe, M. (1980): Sea level variation along the south coast of Japan and the large meander of the Kuroshio. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **36**, 97–104.
- Kawabe, M. (1985): Sea level variations at the Izu Islands and typical stable paths of the Kuroshio. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **41**, 307–326.
- Kawabe, M. (1986): Transition process between three typical paths of the Kuroshio. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **42**, 174–191.
- Kawabe, M. (1995): Variations of current path, and volume transport of the Kuroshio in relation with the large meander. *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 3,103–3,117.
- Kuragano, T. and A. Shibata (1997): Sea surface dynamic height of the Pacific Ocean derived from TOPEX/POSEIDON altimeter data: Calculation method and accuracy. *J. Oceanogr.*, **53**, 585–599.
- Kuragano, T. and M. Kamachi (2000): Global statistical space-time scales of oceanic variability estimated from TOPEX/POSEIDON altimeter data. *J. Geophys. Res.*, **105**, 955–974.
- Nakano, T. and I. Kaneko (1990): The Kuroshio structure and volume transport around the Tokara Strait in the region south of Kyushu. *Umi to Sora*, **66**, 153–161 (in Japanese with English abstract and legends).
- Nakano, T., I. Kaneko, and Y. Takatsuki (1994): The Kuroshio structure and transport estimated by the inverse method. *J. Phys. Oceanogr.*, **24**, 609–618.
- 日本海洋データセンター (1993–1999): 潮汐観測 (毎時潮高) データ (<http://www.jodc.go.jp/2000/tide-data.jp>).
- Nishida, H. (1982): Description of the Kuroshio meander in 1975–1980: Large meander of the Kuroshio in 1975–1980 (I). *Rep. Hydrogr. Res.*, **17**, 181–207.
- Nitani, H. (1972): Beginning of the Kuroshio. p.129–156. In *Kuroshio, Physical Aspect of the Japan Current*, edited by H. Stommel and K. Yoshida, Univ. Washington Press.
- Nitani, H. (1975): Variation of the Kuroshio south of Japan. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **31**, 154–173.
- Oka, E. and M. Kawabe (2003): Dynamic structure of the Kuroshio south of Kyushu in relation to the Kuroshio path variations. *J. Oceanogr.*, **59**, 595–608.

- Sekine Y. (1988): Coastal and bottom topographic effects on the path dynamics of the western boundary current with special reference to the Kuroshio south of Japan. *La mer*, **26**, 99–114.
- Sekine, Y.(1990): A numerical experiment on the path dynamics of the Kuroshio with reference to the formation of the large meander path south of Japan. *Deep-Sea Res.*, **37**, 359–380.
- Sekine, Y. and K. Kutsuwada (1994): Seasonal variation in volume transport of the Kuroshio south of Japan. *J. Phys. Oceanogr.*, **24**, 261–272.
- 関根 義彦, 陳 苗陽 (2003): 離岸距離の解析による日本南岸の黒潮流路の変動特性. *海の研究*, **12**, 277–289.
- Shoji, D.(1972): Time variation of the Kuroshio south of Japan. p. 217–232. In *Kuroshio, Physical Aspect of the Japan Current*, edited by H. Stommel and K.Yoshida, Univ. Washington Press.
- Taft, B. A.(1972): Characteristics of the flow of the Kuroshio south of Japan. p. 165–214. In *Kuroshio, Physical Aspect of the Japan Current*, edited by H. Stommel and K. Yoshida, Univ. Washington Press.
- White W. B. and J. P. McCreary (1976): The Kuroshio meander and its relationship to the large-scale ocean circulation. *Deep-Sea Res.*, **23**, 33–47.
- Yamagata, T. and S. Umatani (1989): Geometry-forced coherent structure as a model of the Kuroshio large meander. *J. Phys. Oceanogr.*, **19**, 130–138.
- Yamashiro, T. and M. Kawabe (1996): Monitoring of the position of the Kuroshio axis in the Tokara Strait using sea level data. *J. Oceanogr.*, **52**, 675–687.
- Yamashiro, T. and M. Kawabe (2002): Variation of the Kuroshio axis south of Kyushu in relation to the large meander of the Kuroshio. *J. Oceanogr.*, **58**, 487–503.
- Yasuda I., J.H. Yoon, and N. Sugimotohara (1985): Dynamics of the Kuroshio large meander – barotropic model –. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **41**, 259–273.
- Yoon J. H. and I. Yasuda (1987): Dynamics of the Kuroshio large meander. Two-layer model. *J. Phys. Oceanogr.*, **17**, 66–81.

Variation in Surface Velocity Estimated from TOPEX/POSEIDON Altimeter Data in the Satsunan Region South of Kyushu

Miao Yang Chen [†], Fukuji Yamada [‡], and Yoshihiko Sekine[†]

Abstract

Variation in surface velocity from 1993 to 1999, as estimated from TOPEX/POSEIDON altimeter data with the assumption of the geostrophic flow balance, was analyzed in the Satsunan Region south of Kyushu, where the Kuroshio flows into the Shikoku Basin from the East China Sea. Although the interpolation error of the satellite altimeter data was not negligible, a significant positive correlation with more than 99% confidence was found between the surface velocity estimated from the altimeter data with the largest interpolation error and the corresponding sea level difference between Nishinoomote and Aburatsu. It was also found that the surface velocity in the southern region of the Tokara Strait was weak with a large variation in flow direction, while that in the middle and northern regions was relatively large and showed weak variation. The surface velocity showed a relatively larger variation in the eastern region over the continental slope in comparison with the western region over the continental slope. Weak seasonal variation in the surface velocity in the northern region of the Tokara Strait showed good agreement with the historical geostrophic flow estimation. It was shown from the lag correlation that the surface velocity of the Kuroshio preceded the sea level difference, and its preceding period was less in the downstream region; further, the attainment of the geostrophic flow balance was carried out in response to the velocity variation from the upstream region to the downstream region of the Kuroshio.

Key words: altimeter velocity, Satsunan region, Kuroshio surface velocity

(Corresponding author's e-mail address: myoyan189@hotmail.com)

(Received 12 April 2004; accepted 3 March 2005)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2005)

[†] Institute of Physical Oceanography & Climate, Faculty of Bioresources, Mie University,
1515, Kamihama, Tsu, Mie, 514-8507 Japan

[‡] Institute of Regional Environmental Management, Faculty of Bioresources, Mie University,
1515, Kamihama, Tsu, Mie, 514-8507 Japan