

日本南岸の黒潮流路の変動と串本・浦神の 潮位差との関連に関する研究

藤田 弘一

Study on the Relationship between the Variation of the Kuroshio Path to the
South of Japan and the Sea Level Difference between Kushimoto and Uragami

Kouichi FUJITA

The Kuroshio has two stable path patterns to the south of Japan: a straight path flowing eastwards after passing the tip of the Kii Peninsula and a large-meandering path flowing around a large cold water mass, formed to the southeast of the Kii Peninsula (the Large Meander of the Kuroshio). It is well known that the sea level difference between Kushimoto and Uragami, located west and east of the southern tip of the Kii Peninsula, is relatively large in the period of the straight path while being small in the period of the large meander. However, a clear relationship between the sea level difference (Kushimoto-Uragami) and the selection of the Kuroshio path has not yet been ascertained. The purpose of this study is to explain the sea level difference between Kushimoto and Uragami, and to show the relationship between the sea level difference (Kushimoto-Uragami) and the selection of the Kuroshio path.

In Section 1, this study reviews some other studies concerning the selection of the bimodal Kuroshio path. In Section 2, the variation in the Kuroshio path is examined by use of the observational distance of the Kuroshio path from the coast between 1975-1992, based on reports on Oceanic Conditions by the Hydrographic Department of Maritime Safety Agency. In this period, the Large Meander of the Kuroshio was generated 4 times: in 1975 (Meander a), 1981 (Meander b), 1986 (Meander c), 1989 (Meander d). It has been found that the formation of the Large Meander of the Kuroshio occurs in the following way: small-scale meanders of the Kuroshio are generated near the tip of Cape Toi and propagate eastward, and some of these small-scale meanders suddenly develop into the Large Meander just after passing Cape Shionomisaki (the tip of the Kii peninsula). Using nine reference lines from off Cape Toi, Ashizuri, Muroto, Shionomisaki, Daioh, Omaezaki, Irou, Nojima, and Inubou, the variations of the distances along the Kuroshio axis were measured from the coast. Cross covariance functions among these distances, however, did not indicate such eastward "travel" of any small-scale meander along the southern coast of Japan. The position of the western margin does not change significantly but the eastward propagation was found to occur only over the eastern margin of the meander. Just after the eastern margin passes Cape Muroto, a small but strong small-scale eddy is cut off from the eastern portion of the elongated meander. At first, the rapid development of the eddy takes place just off the Kii Channel. It should be noted that no small-scale meander was detected just off Shikoku. The Large Meander of the Kuroshio did not necessarily become stable in east of the Kii Peninsula to Izu Ridge and it was suggested that the Large Meander of the Kuroshio became stable in east and west of Izu Ridge, especially in Meander b - d. The tendency of offshore phenomenon in the Kuroshio axis has been found to occur even at Cape Toi or Cape Muroto in the large meander pass of the Kuroshio. In the Large Meander of the Kuroshio, this phenomenon is now considered to be more widespread than previously thought.

In Section 3, on the basis of observational evidence, the dynamic background underlying the rela-

* 三重大学生物資源学部審査学位論文 (Thesis submitted to the faculty of bioresources, Mie University in partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Philosophy, March 1997.)

relationship between the variation in the Kuroshio path and the sea level difference between Kushimoto and Uragami is examined using the temperature and salinity data observed by Wakayama Prefectural Fisheries Experimental Station and the Fisheries Research Institute of Mie. The sea level difference between Kushimoto and Uragami is relatively large in periods of the non large meander path (nLMP) in comparison with periods of the large meander path (LNP). Based on this clear relationship, the sea level difference between Kushimoto and Uragami has been used as an index showing the periods of nLMP and those of LMP of the Kuroshio south of Japan. It has been pointed out that warm and saline Kuroshio water, separated from the main path of the Kuroshio, has a tendency to approach the western area between the Kii Peninsula and Cape Muroto in periods of nLMP, while it approaches the eastern area from the Kii Peninsula to Omae zaki in periods of LMP. This study shows, among other things, that the characteristics of the variation in the Kuroshio path along 9 reference lines can be classified into four groups using the sea level difference between Kushimoto and Uragami. This is the same result as the classification of the sea level of the southern coast of Japan. It also shows that deviations in vertically integrated specific volume off Kushimoto and Uragami are almost equal to the deviations in the observed sea level at Kushimoto and Uragami, respectively. It further shows that the difference in vertically integrated specific volume between Kushimoto and Uragami almost equals the difference in the observed sea level between Kushimoto and Uragami. As for the Kuroshio water, the high temperature contribution is predominant for its specific volume rather than that of high salinity, which yields thermal expansion in comparison with coastal water. Because the difference in vertically integrated specific volume between Kushimoto and Uragami almost equals the difference in the observed sea level between these points, it is concluded that the relationship between the Kuroshio path and sea level difference between Kushimoto and Uragami is caused by the different approaches of the warm Kuroshio water in non large meander path periods and in large meander path periods.

日本南岸を流れる黒潮には、大きく蛇行する流路と直進する流路の比較的安定な2つの流路が存在する。そして、従来から黒潮の流路の指標として、紀伊半島南端の串本と浦神の潮位の差が直進期に大きく、大蛇行期には小さくなることが知られている。しかし、その背景については不明確な点が多く、はっきりとした理論は得られていない状態にある。そこで、これを明らかにするため、黒潮流路の変動特性と串本・浦神の潮位変動の関連について研究を行った。

はじめに、黒潮流路の変動特性については、1975年から1992年までの期間で海上保安庁水路部の「海洋速報」による黒潮流軸の陸岸からの離岸距離をパラメータとして調べた。この期間に発生した4回の黒潮大蛇行（蛇行a～dと命名）の特性について見ると、従来言われてきた「黒潮大蛇行の前駆現象としての九州南東および四国南方における小蛇行の東進現象」は、むしろ、「九州南端付近で発生した小蛇行がその西縁の位置を固定したまま東西の幅が広がる結果として小蛇行の東縁が東進する」形になること、また、この東縁が、室戸岬から潮岬付近に達したとき、東西に延びた蛇行流路に四国沖でくびれが生じると共に東半分の蛇行が急速に発達して大蛇

行となることが示唆された。また、黒潮大蛇行現象は、離岸距離の特性の違いやラグ相関を用いた空間的連続性のような統計的解析からは、熊野灘から遠州灘沖の現象として捉えられる。しかし、詳しく個々の事例で検討すると、1975年発生の蛇行aでは上流側の都井岬沖まで、1981年発生の蛇行b、1986年発生の蛇行c、1989年発生の蛇行dでは、室戸岬沖まで対応する離岸現象が見られる。このことは、黒潮大蛇行が従来考えられているよりも水平スケールの大きな現象であることを示唆している。4回の黒潮大蛇行では蛇行aが最も振幅が大きく、蛇行の南端において大冷水塊の切離と再結合という非常に珍しい現象が見られた。また、蛇行aは室戸岬から大王崎にかけての離岸距離が大きく御前埼以東では離岸距離が小さい傾向があるのに対し、蛇行b、c、dは反対に室戸岬から潮岬では離岸距離が小さく、御前埼以東で離岸距離が大きくなる傾向があり、蛇行が東寄りとなっている。蛇行b、蛇行c、蛇行dでは黒潮が伊豆海嶺の東西に跨って蛇行する流路パターンが継続して多く見られたことから、この流路パターンは必ずしも大蛇行から直進への遷移段階における不安定な短周期変動とは言えないようである。

次に、串本と浦神の潮位差と黒潮流軸の離岸距離の変動との関連を調べ、また、この潮位差が沖合のどのような海況の変動を反映するかものであるかを考察した。この解析期間は黒潮流路の変動特性を検討した期間と同じであるが、海面の力学的高度の検討には沿岸定線観測が全測点で300m以深にまで行われるようになった1985年以降の資料を用いた。その結果、串本と浦神の潮位差の変動は、潮岬および大王崎沖における黒潮離岸距離の変動とよく一致しており、従来から言われているように黒潮大蛇行の有無のよい指標と言える。しかし、数カ月以下の短周期変動（13ヶ月移動平均値からの偏差）を取り出して比較した場合には、串本・浦神間潮位差と黒潮流軸離岸距離との相関は悪く、潮位差では短周期の流路変動をモニターすることは出来ない。ただし、蛇行時と直進時の潮位差の短周期変動を比較すると、直進時の変動が蛇行時より大きいことが示された。串本・浦神の潮位差は、蛇行期全体を通してほぼ一定の値に保たれており、その期間内の離岸距離の変動あるいは蛇行の振幅変化に応じては余り変化しない。このことは、潮位差の資料が蛇行・直進をモニターすることに非常に有効であるが、その振幅をモニターするものではないことを示している。串本・浦神間の潮位差と黒潮流軸離岸距離との月別値の間の分散図を描くと、潮位差22cmを中心とした離岸距離軸に平行した部分と、潮岬沖で50km、大王崎沖で140km付近で水平軸に平行する部分にデータが集中して、L字型の分布を示す。13ヶ月移動平均値を用いた分散図でも同様のL字型分布が表れるが、月別値の場合に比べると、データの散らばりが減少してL字型分布から飛び離れた特異な点は無くなる。月別値の場合には潮位の短周期成分の変動がこの部分に大きく関与していることが示された。さらに、13ヶ月移動平均値の場合には個々の蛇行に対してデータ点は1つのループの形で表れる。これから見ると、離岸距離軸に平行な部分に対しては蛇行aが大きく関与しており、L字型のコーナーの部分には蛇行bのみのデータが出る。潮岬・大王崎において流軸が、ほぼ直進時の位置に戻った後も遠州灘で顕著な蛇行が継続していた蛇行bの後半時期のデータを例外的なものとして除外すると、蛇行時・直進時を分ける特性的な潮位差や離岸距離を求めることができる。それは潮位差については約28cm、離岸距離については潮岬沖で約100km、大王崎沖で約200kmである。串本・浦神間の潮位差を基準として、それと9つの基準線での黒潮流軸の離岸距離との間の分散図を描くと、データ点の分布形の違いから、流路の変動特性を地域別に分けることが可能で

あり、(1)都井岬沖、(2)足摺岬・室戸岬（・潮岬）沖、(3)浦神・（大王崎・）御前崎・石廊崎・野島崎沖、(4)犬吠崎沖となる。ただし、潮岬沖と大王崎沖の離岸距離については、串本・浦神間の潮位差との間に同じ様なL字型のデータ点の分布を示すので、その両者の間に特性の差を明確に示し得るわけではない。また、野島崎沖を(3)のグループに入れるべきか、(4)のグループに入れるべきであるかは微妙である。しかし、この黒潮流路変動の地域分けは、沿岸潮位の変動特性の地域分け、(1)鹿児島以南の九州南・西方、(2)油津から串本、(3)浦神から油壺、(4)布良から房総半島以北によく対応している。ただし、(2)のグループには蛇行aの特性が、(3)のグループには蛇行b、c、dの特性が大きく反映していることが考えられ、明確な結論を得るためには、今後とも解析例を増やして検討する必要がある。

蛇行時の平均水温から直進時の平均水温を引いた水温差は、潮岬を境にその東方で正、西方が負となって明確な違いが見られ、この正と負の領域は、黒潮が接岸して西から東へ流れる際に潮岬の陰となるような形で分けられる。300m基準の力学的海面水位の蛇行時と直進時の差を見ると、潮岬を境に水位差の正負の境が表れ、蛇行時と直進時の水温差とは、沖合で若干の違いを見せるものの、非常によく対応している。串本の検潮所に最も近い沿岸定線の観測点（和歌山県水産試験場St.25）と浦神に最も近い観測点（和歌山県水産試験場St.31）における海洋観測資料を基に、力学計算基準面の深さを種々に変えて、両測点間の水位差の時系列を計算した。その結果この海域で海面水位に影響するような温度・塩分構造の変化は、200m（ないしは300m）以浅の表層で起こっていることが分かった。串本と浦神の潮位差は黒潮直進期と黒潮大蛇行期とでは5～10cmの差を生じている点に着目すると、300m深を基準とした力学的海面水位差は、量的にも串本・浦神で測られた潮位差（水位差）を十分説明するものである。このことから、串本・浦神間の潮位差（水位差）が生ずる原因は、沿岸海域における水温・塩分の変化に伴う傾圧的变化による海面の膨張と収縮によるものであると結論づけられた。この結論は、2つの観測点間の差ではなく、これらの点をそれぞれ含む観測点のグループについて計算してもほとんど変化しない。このことは、この2点がかなり広い海域の特性を代表していることを意味するのであろう。潮岬東方沖で黒潮直進時に黒潮強流部に含まれるような観測点の資料を加えると、串本・浦神間の潮位差（水位差）よりも大きな水位差を与える傾向がある。

目 次

第1部 序 論	4
第2部 日本南岸における黒潮流路の変動特性	9
2 1. はじめに	9
2 2. 用いた資料と解析方法	9
2 3. 解析期間における黒潮流路の変動特性と大蛇行イベント	10
2 4. 黒潮大蛇行の前駆現象としての九州南東および四国南方における小蛇行の東進	15
2 5. 解析期間に現れた各蛇行イベントの特性	18
2-5-1. 蛇行 a (1975年7月前半 1980年5月後半)	18
2-5-2. 蛇行 b (1981年11月後半 1985年8月前半)	23
2-5-3. 蛇行 c (1986年11月後半 1988年8月後半)および蛇行 d (1989年11月後半 1991年5月前半)	27
2 6. まとめ	30
第3部 串本浦神間の潮位差と黒潮流路との関係	31
3 1. はじめに	31
3 2. 用いた資料と解析方法	31
3 3. 解析期間における串本浦神間の潮位差の変動特性と黒潮流路との関係	32
3-3-1. 串本浦神間の潮位差と潮岬大王崎沖の離岸距離の時間変化	32
3-3-2. 串本浦神間の潮位差と潮岬大王崎沖の離岸距離の相関関係	36
3-3-3. 串本浦神間の潮位差を基準とした黒潮流路の変動特性の地域差	37
3 4. 串本浦神間の潮位差変動によって代表される海況の変動	39
3-4-1. 黒潮蛇行時と直進時における水温差	39
3-4-2. 串本浦神間の潮位差変動に関連する海況変動の起こる深度	42
3-4-3. 力学計算による海面水位の変動特性とその串本浦神間の潮位差との関係	43
3 5. まとめと考察	47
謝 辞	48
引用文献	49

第1部 序 論

黒潮は北太平洋亜熱帯循環の西岸境界流であるが、定常大蛇行を行い、フロリダ海流やブラジル海流など他の大洋の対応する西岸境界流には見られない特徴を持っている。黒潮は台湾東方・トカラ海峡・伊豆海嶺もの3つの海嶺を横切っており、このような事は他の亜熱帯循環の西岸境界流には見られない。また、黒潮は本州南方で、潮岬沖から東方に直進する場合と、熊野灘・遠州灘沖を大きく蛇行する場合とがある。現在この2つの流路は共に安定していると考えられており、いずれの流路のパターンも数年以上にわたって維持されることも多い。この2つの黒潮の流路パターンと、その間の遷移は三重県南部

とその周辺の漁場形成および漁獲量に大きな影響を与えている(伊藤, 1983, 阪本, 1991)。

この黒潮流路の二重性については、多くの理論的研究あるいは数値モデル研究がなされている(例えば、W. b. White and J. P. McCreary, 1976, J. G. Cherney and J. G. Deboe, 1979, I. Yasuda et al., 1985, J. H. Yoon and I. Yasuda, 1987, Y. Sekine, 1988, Y. Sekine, 1990, K. Akitomo et al., 1991, M. Zhang, 1995, M. Zhang and Y. Sekine, 1995). J. H. Yoon and I. Yasuda (1976) および I. Yasuda et al. (1985) は、黒潮の流路がトカラ海峡を出た九州南端のすぐ沖と、八丈島北部の伊豆海嶺の比較的浅い水路の位置とで比較固定されていることに注目し、簡単な数値モデルをたて

流量変化に応じた黒潮流路のパターンを論じた。最初日本南岸を東西に走る直線状と仮定しているが (I. Yasuda et al., 1985), その結果を図 1-1 に示す。この場合, 黒潮が非常に低流速の場合はむしろ蛇行型で, 流速を増すにつれ蛇行の振幅が増していく。しかし, ある流速の限界値において流路パターンは突然直進型へと移行する。面白いのは直進型の生じる非常に高速側から実験を行い, 徐々に流速を下げていくと, 前の速度を上げていった場合の遷移流速では蛇行型への移行は生ぜず, はるかに小さい流測値まで直進型が維持される。すなわち, 黒潮がいずれのパターンを取るかは, 流速値に依存せず, それまでの流速変化の履歴に大きく依存することが示されたのである。日本の南岸は正確に東西に延びているとはいえ, 約20度位傾いていると考える方が現実に近い。海岸線をこのように傾けた場合の同様の数値実験結果を図 1-2 に示す。面白いことに, この場合に蛇行型のカーブと直進型のカーブの位置関係がずれて, 非

常に高速型では, 蛇行型になっている。しかし, 現実的な黒潮の流速 (流量) 範囲ではいずれの場合も黒潮流路の二重性が示されている。このモデルから類推される蛇行のメカニズムは, 2つの離れた地点で流路が固定されれば, その間を結ぶ直線状の流れ, その間に1つの波を持った流れ, 2つの波を持った流れといったものが幾何学的に考えられる。いずれにしても, このような長い波長を持った波はロスビー波の性質を持ち, それ自体は西進するはずである。黒潮大蛇行が安定しているということは, 波動の東西の移動速度がゼロ, 言い替えば, ロスビー波の西進速度と黒潮によって運ばれる移流速度がつりあった場合ということになる。このためには, ロスビー波の波長が十分長くなければならず, 2つ以上の波を持った場合は日本南岸で停滞することができないことが示される。ロスビー波が生じるためには, 海岸線がほぼ東西に延びている必要があり, 海岸線がほぼ南北に走っている米国東岸沖のフロリダ海流で大蛇行が見られない

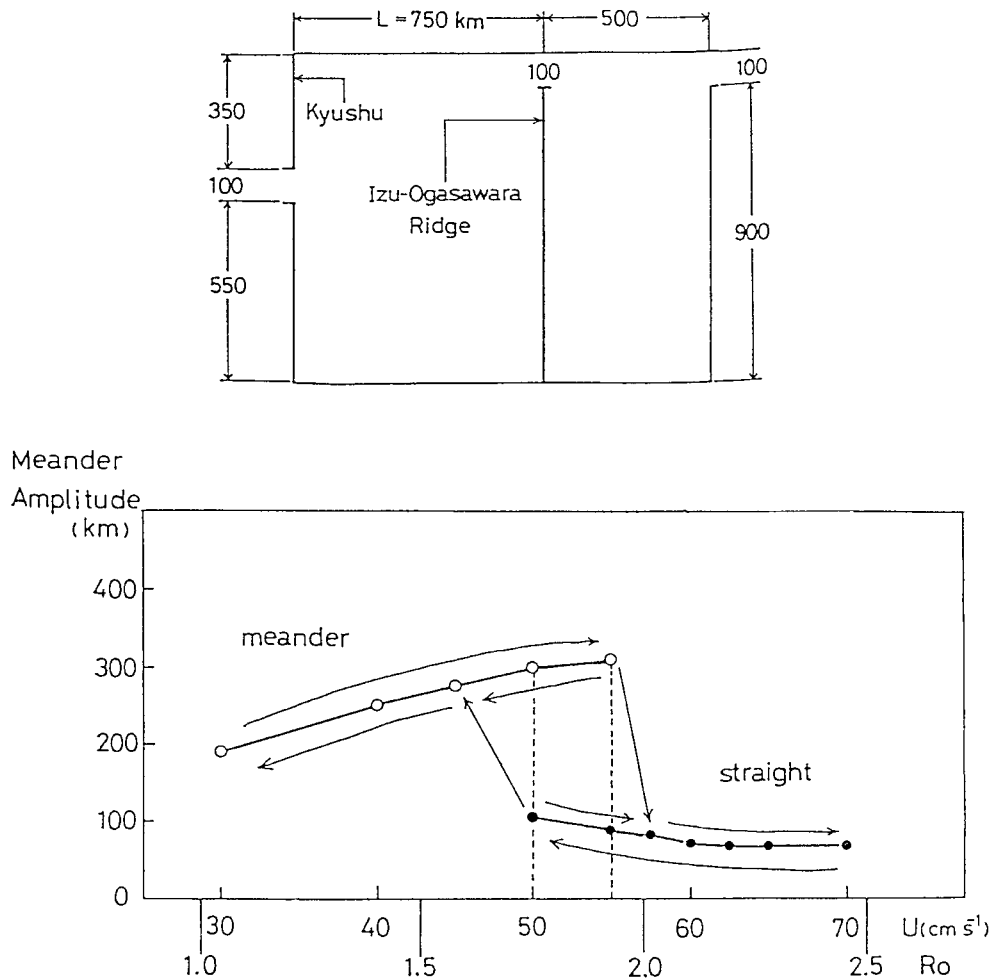


図 1-1 日本南岸の数値モデル実験の模式図および黒潮蛇行の振幅と黒潮流速との関係 (I. Yasuda et al., 1985 より引用)

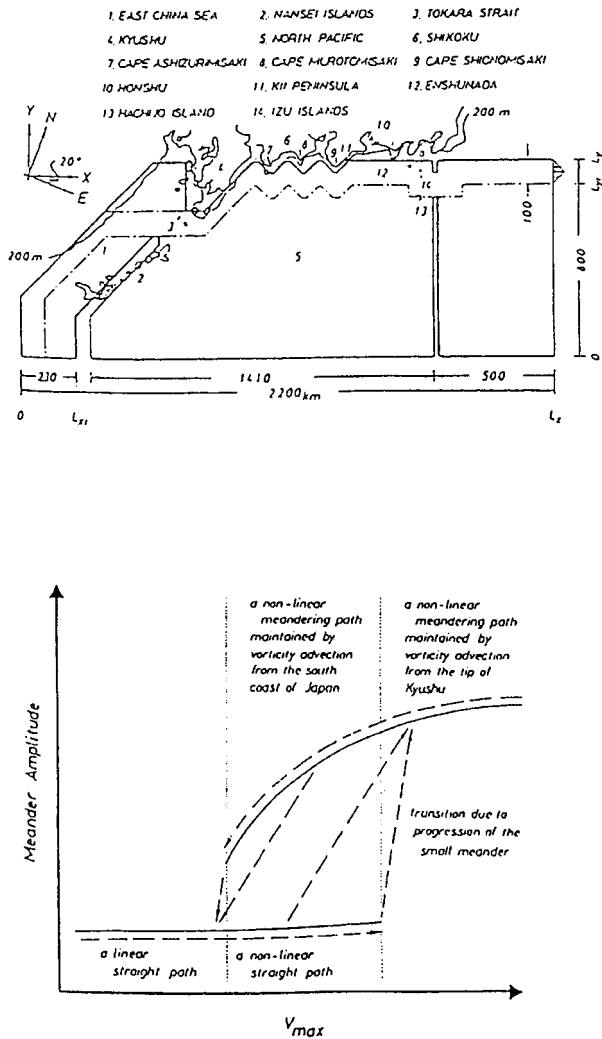


図1-2 日本南岸に相当する北側境界の方向を変えた黒潮蛇行の数値モデル実験の模式図(上段)およびその結果(Akitomo et al., 1991より引用)

こともよく説明するものである。また、図1-1、図1-2に見られるように、海岸線の傾きが結果に大きな影響を与えることもこのためであろう。このように、流路パターンがその過去の履歴に依存するという事は、複雑な変動をする黒潮について、その流路を予報することが非常に難しいことを示唆している。その後、より現実的な海岸地形や海底地形を考慮した地域的な流出入モデル実験による研究、あるいはモデル海域を北太平洋全域に広げ、洋上の風系とその変動を外力としたシミュレーションによる研究等が行われてきており、より精密な黒潮流路の変動が調べられるようになってきている(K. Akitomo, 1996)。しかし、現在においても直接流路予報に応用できるような結果は得られていない。過去において黒潮の流速・流量の変化と流路パターンの関係を求めようとする多くの研究がなされてきたが(例えば、H.

Nitani, 1972; 1975, B. A. Taft, 1972, H. Nishizawa et al., 1978), 明確な関係を得ることができなかったのは、すでに述べたように現実的な黒潮の流速・流量の範囲では、黒潮は上述の理論に示されたように、二重の安定した流路をとり得るためであろう。黒潮大蛇行の発生は、九州南端付近またはその南東沖に生じた小蛇行が東進してきて潮岬を通過した後、急速に成長し、熊野灘・遠州灘沖に大冷水塊を形成し、それを迂回する形で蛇行流路が形成されるとされている(S. Yoshida, 1961, D. Shoji, 1972: 図1-3)。しかし、小蛇行のほとんどは成長することなく消滅する。この小蛇行の発生に関連し、Y. Sekine and Y. Toba (1981a)はその発生に先立ち、名瀬・西之表間のGEK流速値から類推したトカラ海峡での黒潮流速の増加が認められると指摘している。Y. Sekine and Y. Toba (1981b)はその原因として流速増加による慣性力により、九州南方での黒潮の流路が水深の大きい沖側に移動することによるストレッチング効果によるものであるという解釈を数値モデルから示唆している。しかし、海底を平坦としたモデルにおいても小蛇行の発生が見られるから(例えば、K. Akimoto et al., 1991, M. Zhang and Y. Sekine, 1995)、九州南端が突き出ている海岸線の形状が関与して発生した通常のロスビー波と考えることも可能である。しかし、ここで注意しなければならないのは、近年に発生した黒潮の大

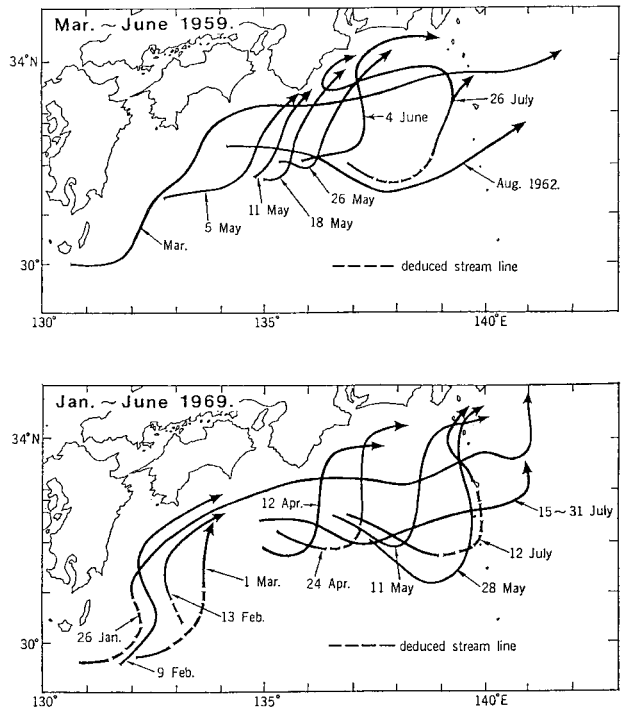


図1-3 九州南端で発生した黒潮小蛇行の東進の例(D. Shoji, 1972より引用)

蛇行に関して、そのすべての発生前に図1-3に示したような小蛇行の発生と東進が明確に示されているとはいえないことである。本論分の第2部では、1975年以降の資料を基にしてこの問題の再検討を試みる。主要なデータ源としては海上保安庁水路部が月2回発行している海洋速報に示された黒潮流路を用いるが、解析期間を1975年以降としたのは、三重県浜島水産試験場（現三重県水産技術センター）をはじめとする各県水産試験場の海洋・海況観測体制がこのころまでに整備され、海洋速報の基となる観測資料が、質・量ともに改善されたことを考慮したことによる。

熊野灘・遠州灘沖の黒潮大蛇行・大冷水塊を記述するにあたり、図1-4に示すような黒潮流路のパターンの分類がよく使われ、水路速報にもこれを用いた記述が与えられている。N型が直進流路、AおよびB型が大蛇行流路であり、初期のM. Uda (1964) 等は直進型（N型：当初この流路が正常なものとして normal の頭文字が使用された）と蛇行型（A型：abnormalの頭文字）のみが論じられている。最近では振幅が大きく流路の最南部が31度N以南に達するものをA型とし、明らかに蛇行しているが、振幅がそれより小さいものをB型と呼ぶことが慣例になっている。これに関連し、C型は大冷水塊の東西の幅が延び、東端が伊豆山嶺を越えたものであり、従来から大蛇行流路から直進流路への遷移期と考えられているため、その継続期間は比較的短いものと考えられてきた。しかし、本論文第2部で示すようにC型がかな

りの長期にわたって持続する場合があつて、必ずしも遷移期と呼べるかどうか検討する必要がある。D型は通常黒潮流路が接岸している房総半島沖で離岸する場合を特に分類したものである。このようにB型・C型等が定義されてから、また、蛇行流路、直進流路が共に安定した流路であることが分かり、A型のAが元々 abnormal の頭文字からきていることは忘れられている傾向がある。ともあれ、このような黒潮流路の分類は、例えば熊野灘周辺の漁海況を論ずる場合等で非常に便利である。しかし、現実に観測された黒潮の流路を少数の型に分類することにはかなりの無理がある。研究者によっては更に多くの型が定義されている。小林ら（1986）では、A型をさらに細かく分類し、大冷水塊迂回後の蛇行北上部の形状からA I～IV型、A s I～IV型に分けている。また、藤本ら（1988）は1959年～1962年の大蛇行の発生、持続、消滅過程を整理して得られた経験則の指標として、蛇行の南端部の位置から準大蛇行を定義している。本論文では、随時必要な場合これらの分類も用いるが、より直接的な幾つかの代表的な線を選定して、その線上での流路の離岸距離を解析し、大蛇行を含む黒潮の流路変動の特性を明らかにすることを試みる。また、従来の黒潮流路の考察は、図1-4に見られるように熊野灘・遠州灘沖の蛇行状態とその下流域の特性に注目しているものが殆どである。本論文では前節で述べた大蛇行発生の引き金となるとされる小蛇行の東進域とされる九州南東・四国南方の海域を含めたより広域の海域を対象と選んで、流路パターンの解析を行う。

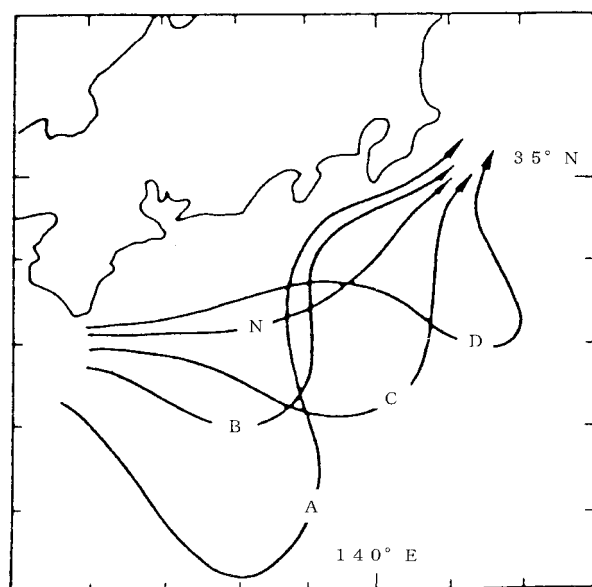


図1-4 黒潮流路のパターン分けによる各型（海上保安庁水路部海洋速報より）

日本近海特に黒潮流域は、時間的にも空間的にも世界で最も観測密度の高い海域であり、1975年以降において先に述べたようにより充実した海洋観測が行われている。しかしそれでも、月2回発行される海洋速報ではしばしば観測資料の空白海域が生じ、連続資料を得るには若干の類推作業ないしはデータの補間作業が要求される。幸いなことに、典型的な大蛇行時と直進時で、串本と浦神の間の潮位差に際立った違いが見られることが分かっている（例えば、津村、1963、岡田・西本、1978、M. Kawabe, 1980）。その例として、1974年から1976年の串本・浦神間と潮位差の記録を図1-5に示す（M. Kawabe, 1980）。この図から、顕著な黒潮大蛇行が発生した1975年7月半ばから8月を境にして、潮位差の大きさが大きく変化していることが分かる。これらの研究に基づき、この潮位差は大蛇行期・直進期をモニターする指標として広く利用されている。この潮位差と潮岬東西の定地水温が良い相関を示すことを和歌山県水産試験場

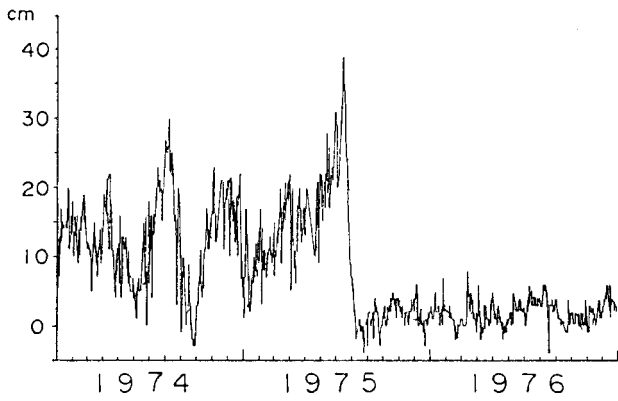


図1-5 1974年～1976年の串本と浦神の日平均潮位差の変動
(串本 浦神の値, M. Kawabe, 1980より引用)

の竹内が指摘しており(竹内, 1995), また, 藤本・友定(1980)は潮岬周辺から常磐沖までの沿岸域において,

黒潮大蛇行期と直進期に分けて, 平均水温をそれぞれ計算し, 4月の100m層における両者の差を示している(図1-6). これによると水温差(蛇行期-直進期)が潮岬を挟んで東側の正の値から西側の負の値に変化していることが示されている。(ただし, 潮岬の西側の資料が殆ど含まれていないので, 本論文第3部でその部分の資料を加えた図を示す.) これらは, 潮位差が, 沖合いの海況の差によって生じていることを示唆しているが, わずか15kmしか離れていない串本・浦神間の潮位差が流路の蛇行・直進のような規模の大きな現象の指標になり得るのか, また沖合い海況の差で十分定量的に潮位差を説明できるのかという点についての明快な回答が得られていないのが現状である. 本論文の第3部では, 1975年以降の三重県浜島水産試験場(現三重県水産技術センター)および和歌山県水産試験場の観測データを解析して, これらの点について解明を試みる.

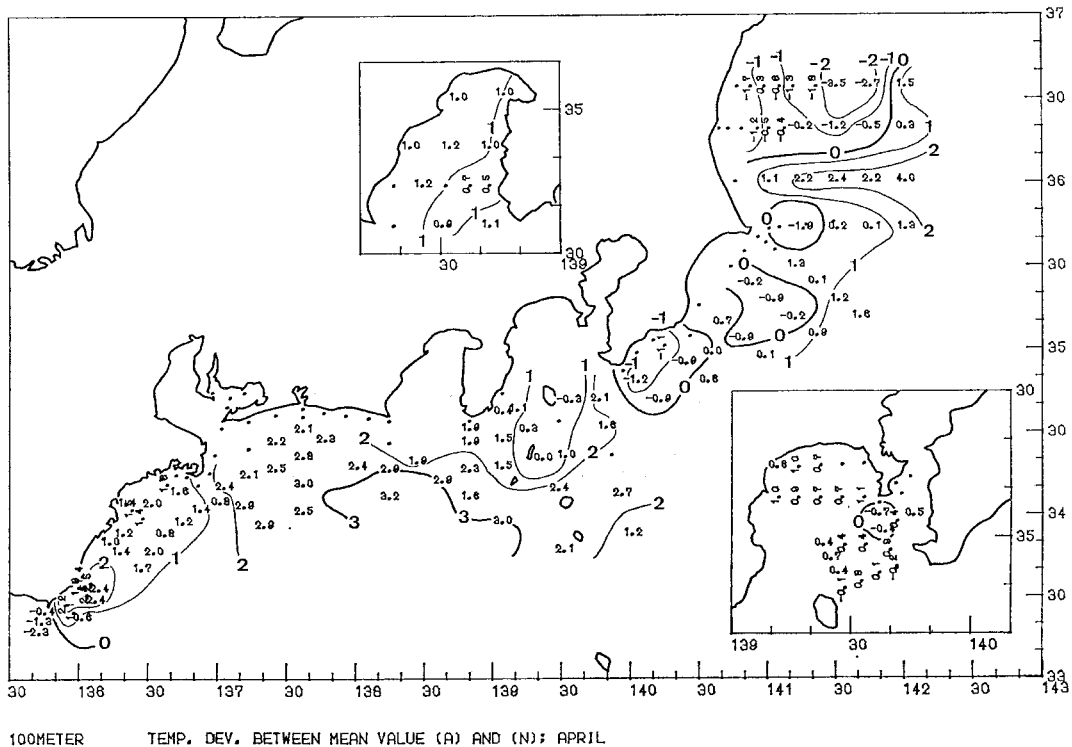


図1-6 関東・東海沿岸海域の平均水温差(TA-TN)分布の例
(4月100m, 藤本・友定, 1980より引用)
TA: 黒潮大蛇行期(1975年8月～1979年7月)の平均水温値
TN: 黒潮直進期(1964年4月～1974年3月)の平均水温値

第2部 日本南岸における黒潮流路の変動特性

2-1. はじめに

日本南岸に沿って流れる黒潮は、北太平洋の亜熱帯循環の西岸境界流であるが、フロリダ海流等の他の大洋の対応する西岸境界流とは異なった特性を示す。すなわち、潮岬近くで接岸した後、まっすぐに東進する直進型の流路をとる場合と熊野灘・遠州灘沖に発生する大冷水塊を迂回して流れる大蛇行型の流路がある。この2つの流路は共に安定しており、一旦その流路をとると数年から十年程度にわたって持続することがあることが知られている。面白いことに、現実的な黒潮の流速・流量の変動範囲においては、理論的にもこの2つの流路が安定して存在することが示されている（例えば、A. Masuda, 1982, J. H. Yoon and Yasuda, 1987）。そうして、実際に黒潮がどちらの流路をとるかは、過去の流速・流量変動の履歴によるとされている。観測面からは、大蛇行発生を引き金が、九州の南端付近ないしはその南東で発生した小蛇行が東進し、潮岬を通過した後、急速に発達して大蛇行となることが指摘されており（例えば、D. Shoji, 1972）、また大蛇行流路（A型）・直進流路（N型）以外にも数多くのパターン分けが試みられている。そのうち

の大冷水塊の東西幅が大きくなり伊豆海嶺を跨ぐ形になったC型は大蛇行流路から直進流路への遷移段階に現れると指摘されてきた。しかし、これらの研究の多くが日本南岸の沿岸海域での資料が十分でなかった1975年以前に行われており、その後の黒潮流路パターンを分類するのに、更に多様な型分けが行われている（例えば小林ら, 1986）。この論文では、三重県浜島水産試験場（現三重県水産技術センター）をはじめとする各県の水産試験場の観測網が充実し、信頼のおける海洋観測資料の増した1975年以降の海況を解析し、過去に得られた黒潮流路に関する上述のような知見を再検討し、その信頼性を調べる。

2-2. 用いた資料と解析方法

この論文で用いた黒潮の流路の位置の決定は、原則として海上保安庁水路部から月2回発行されている海洋速報を用いて行った。この速報には、代表的な地点（岬等）からの最寄りの推定黒潮流路の存在する方向とそれまでの距離が載せられている。しかし、系統的な解析を行うため、九州南端から房総半島周辺までの海域で、通常水路部が選んでいる地点に対応させて、代表する地点から図2-1に示すような9本の基準線を設けて、それぞれの線に沿っての黒潮流軸までの離岸距離を独自に読みとつ

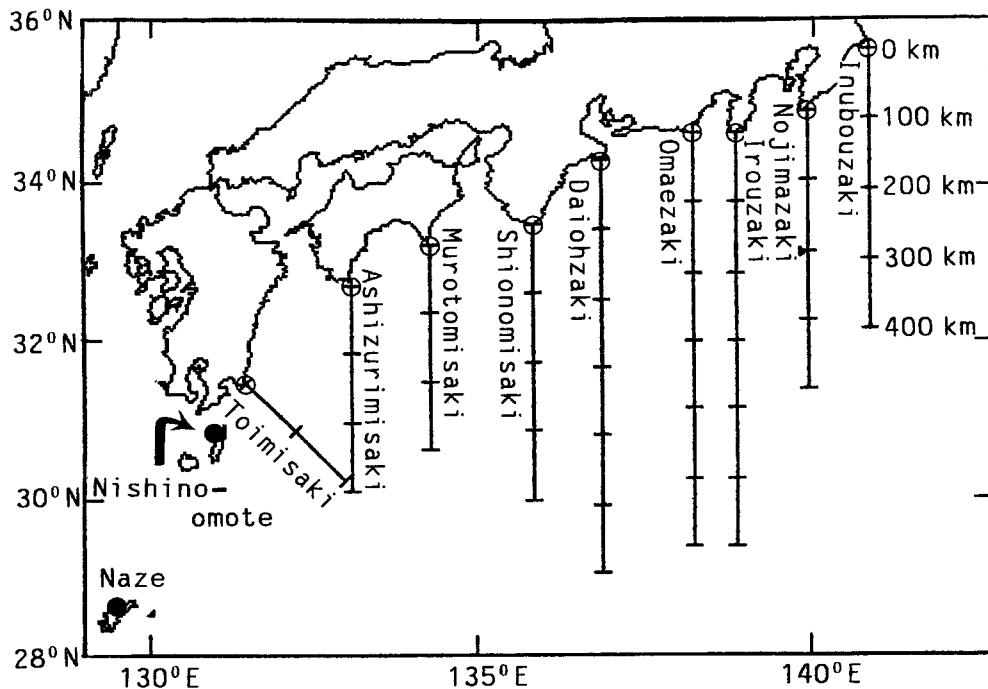


図2-1 黒潮離岸距離測定位置及び名瀬と西之表の位置

た。基準線は都井岬からは南東に延びる線を選んだが、他の8つについては便宜上南北に延びる線を選んでいる。基準線を等間隔にとらず、海洋速報の代表地点を通るように選んだのは、われわれの読みとり値を可能な限り海洋速報に示された離岸距離と比較してチェックしたかったためである。黒潮流軸の位置は、海洋速報に描かれた幅を持った黒潮流路の中心線に一致すると仮定して決めたが、必要に応じて100m水深あるいは200m水深での等温線の最も混み合った部分の位置を参考にした。ここで解析した期間は、1975年1月前半から1993年12月後半まで(海洋速報昭和50年1号から平成7年1号まで)である。

1975年以降では、それ以前に比べて各県水産試験場等の海洋観測の充実に従い、基礎となる海洋観測データの数はそれ以前に比べて増加している。しかし、各月の前半・後半の海況を記述する場合、その半月間に利用できるデータが解析全域で利用しうるとは限らない。そのため、海洋速報では解析期間を月前半と後半に厳密に分けることなく、利用できるデータ密度に応じて、適宜約15日程度の期間を設定して流路を推定している。また、場合によっては2つの隣りあった期間を若干オーバーラップさせて、同じデータを2度使うようなことも行っている。それでもデータに不足する場合は前期間の流路等を参考にして推定した流路が点線で描かれていたり、完全に空白な部分を残したりして編集されている。連続的な資料を得るため、推定された点線の流路もこの論文ではそのまま資料とみなして利用した。また、完全に空白域となっている場合には、前後の海洋速報の離岸距離を直線的に内装して用いた。従って、半月あるいは1カ月程度の期間内の変化に関しては資料に信頼性があるとはいえない。また、黒潮流路がいわゆるA型(S字状の蛇行)をとり、冷水塊東縁沿いに北西向きの流れを生じる場合、あるいは大蛇行の南端が切り離されて、切離した暖水塊を生じる場合には、黒潮流軸(強流部)が複数回基準線を横切ることがある。このような場合、時系列データとしてはその最も岸よりのものを採用した。このような特殊の状態については、必要に応じ海洋速報の流路図に戻って検討する。S字状蛇行による黒潮流軸距離の多重性は特に御前崎沖の基準線で生じるが、その上流側の大王崎基準線や下流側の石廊崎・野島崎基準線においても見られることがある。また、大蛇行の南端からの冷水渦の切離は1977年5-6月に生じているが、その影響は後で論じるように大王崎基準線を中心に現れた。

なお、名瀬と西之表の水位差と流路の変動の相関についても解析しているが、この2地点での水位の資料には

水路部観測報告潮汐編(No.10からNo.29まで:1975年から1993年まで)に記載されている月平均潮位データを利用した。これらのデータは、解析に際して気象庁月報の名瀬と種子島の気圧を利用して気圧補正を行っている。

2-3. 解析期間における黒潮流路の変動特性と大蛇行イベント

1975年1月から1993年12月の期間について、図2-1に示した9つの基準線における流路離岸距離の変動を図2-2に示す。この図には約半月間隔で得られた離岸距離の変化を細い線で、25個のデータの移動平均(12.5ヶ月の移動平均で両端の値は1/2の重みを付けた)を太い線で示してある。1年間の移動平均の算出には、半月毎のデータ25個の内、始めと終わりをそれぞれ2分の1として1年間の平均となるように計算を行った。図の下側に、蛇行期、直進期をそれぞれ白と黒のバンドで示してある。その上側のものが、海洋速報の記載を基にしたもので下側のものが移動平均した流路変動特性を基に独自に蛇行・直進を判断したものである。黒潮流路のパターン分けによる流路変動には図に示されるように、非常に短周期の変動が見られ、海洋速報での流路判定にはこのような短周期変動がその判断に影響しているように思われる。むしろ図の移動平均した流路変動特性を基にして蛇行期、直進期を判断すべきであろう。そのような観点から図でa, b, c, dの文字を付けた幅の広い4つの蛇行期間を定義し、それぞれ大蛇行イベントと考えた。

蛇行aは潮岬・大王崎での離岸距離の大きさから、いわゆるA型の大蛇行と考えられる。しかし、面白いことに離岸現象が上流側の各測線でも認めることができ、従来考えられてきたA型とは必ずしも一致しない。この蛇行時に、室戸岬沖でも大きな離岸現象が起きたことは、藤本(1985)が指摘している。また、M. Kawabe(1980)はこの蛇行の発生直前から蛇行に至るまでの過程を主として、日本南岸で観測された9点における水位の変動を基に論じ、この蛇行に対応する水位の変動が油津から御前崎の全ての水位に認められることを指摘していることは興味深い。これとは違って蛇行b, c, dに際してはむしろ下流側の基準線に対応する離岸現象が認められており、少なくともそれぞれのイベントの後半ではいわゆるC型の蛇行に対応すると考えられる。これらの蛇行イベントについては次章で詳しく論ずることとする。

個々の蛇行イベントの解析に入る前に、この節では図2-2に示されている時系列を利用して、解析期間全体についての若干の変動特性を見てみよう。移動平均を取

る前の生のデータを使って、隣り合った基準線間の離岸距離の変動のラグ相関をとった結果を、通常の大蛇行である潮岬・大王崎沖を含んだものを図2-4に、それよりも上流側の測線間のを図2-3に、下流側の測線間のを図2-5に示す。

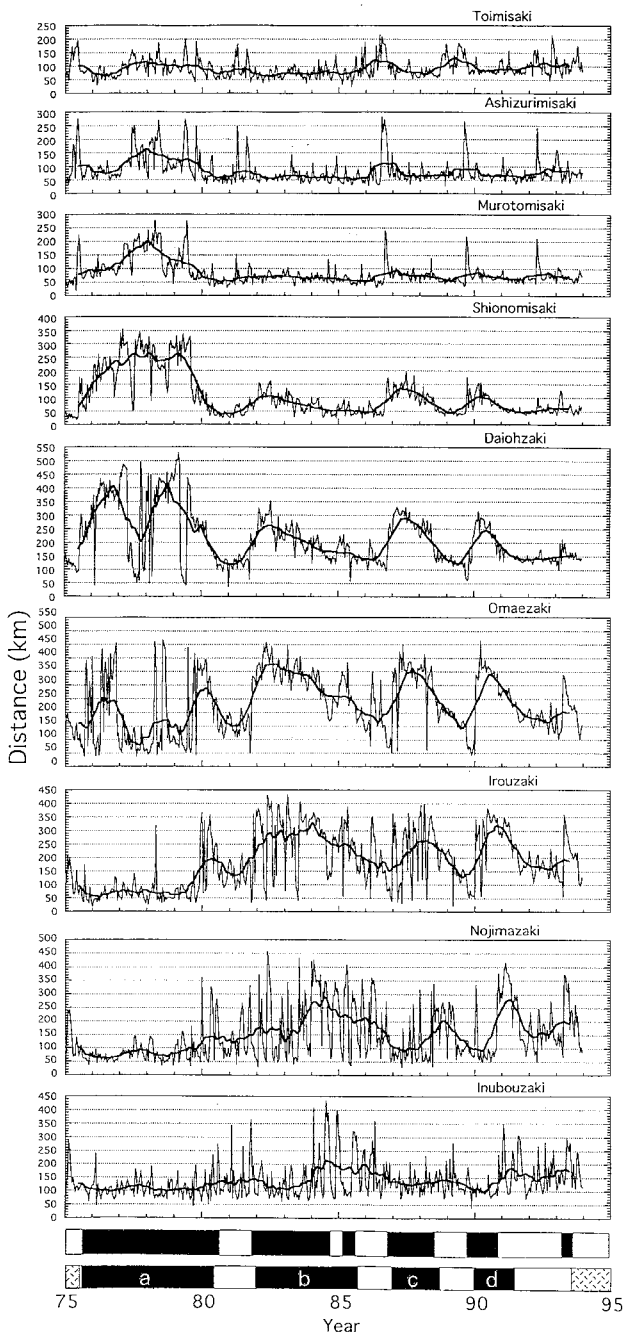


図2-2 1975年から1994年までの都井岬から犬房崎沖の黒潮流軸位置の月平均離岸距離とその1年間の移動平均値を示す。下のバンドには黒潮の大蛇行期を黒で、直進期を白で示す。上段は海洋速報のパターン分けにより、下段は移動平均した黒潮流路を基に判断したものである。

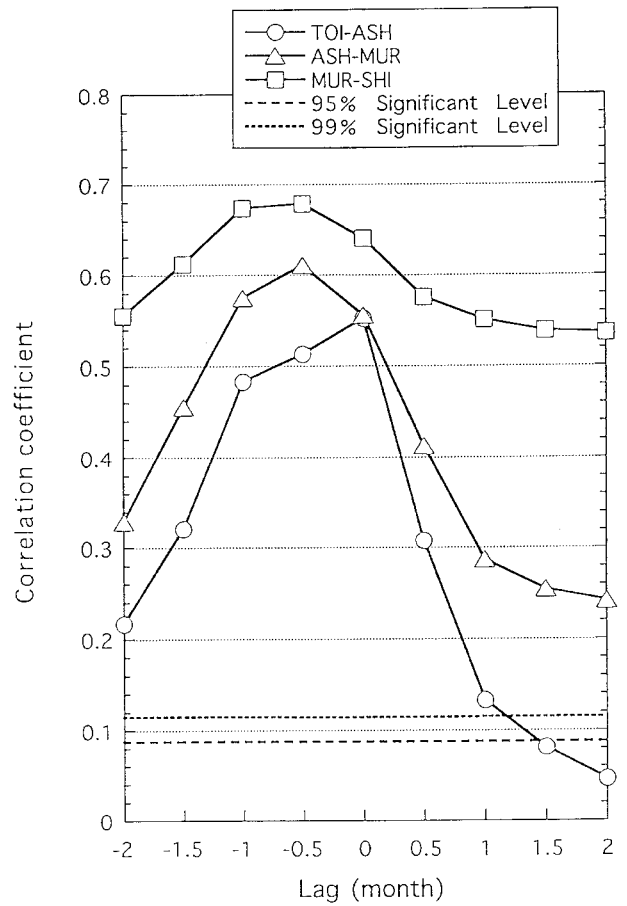


図2-3 都井岬から潮岬における隣り合う岬の黒潮離岸距離のラグ相関。正(負)のラグは右上欄の后者(前者)を遅らせた場合に相当する。点線は99%、破線は95%の信頼限界を示す。

これらの中で、相互の相関が最も大きいのは図2-4の室戸岬・潮岬間と図2-5の潮岬・大王崎間である。潮岬・大王崎沖は共に大蛇行時に蛇行が生じる場所にあたるから、相関が大きいことは当然である。室戸岬・潮岬間の相関が大きいことは予想していなかったが、図2-2において振幅が小さいとはいえ、移動平均した室戸岬沖流路の変動のパターンが、潮岬沖のそれと同じであることに起因している。従って、C型に近い蛇行b, c, dにおいても離岸現象は弱くとも室戸岬沖まで起こっていることになる。また、室戸岬・潮岬間(図2-4)と潮岬・大王崎間(図2-5)の2つのカーブはラグの増加に対してゆるやかに減少しており、移動平均のカーブに明確に現れているような、比較的長周期な変動成分を示している。これに対して大王崎・御前崎基準線間の相関が際だって低いが、これは大冷水塊の東縁でのS字型の流路の出現のような複雑な現象がそこに起こっているためと考えられる。

図2-3の蛇行発生域よりも上流域の基準線間の相関は、この海域が、大蛇行発生の引き金となる小蛇行の東進域に当たることから興味深い。しかし、都井岬・足摺岬間の相関の最大値はラグ0に現れ、足摺岬・室戸岬間ではラグ0.5月に現れており、下流側の室戸岬沖での変動がかえって先行している。第2-2章で述べたように、用いた資料では0.5-1.0カ月のような短期の変動を論じるだけの精度はない。しかし、このことは少なくとも0.5カ月間隔の海洋速報の資料からは小蛇行の東進のような現象を検出することが難しいことを示しているであろう。小蛇行の東進現象については、節を改めて基の海洋速報の流路図に戻って検討する。注目すべきことは、図2-3のカーブのラグの増加にともなう相関の減少が、図2-4に比べて著しいことである。これは図2-2において、蛇行aの時期に卓越する短周期の変動、あるいは蛇行cやdの始まりの時期での離岸距離の鋭いピークがほぼ同時にこれらの基準線で生じており、このような

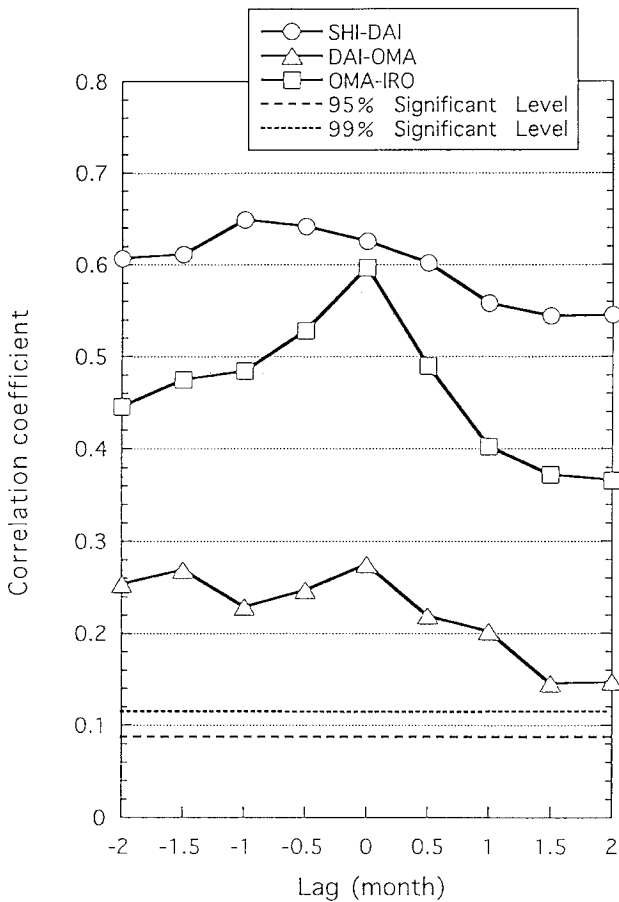


図2-4 潮岬から石廊崎における隣り合う岬の黒潮離岸距離のラグ相関. 正(負)のラグは右上欄の后者(前者)を遅らせた場合に相当する. 点線は99%, 破線は95%の信頼限界を示す.

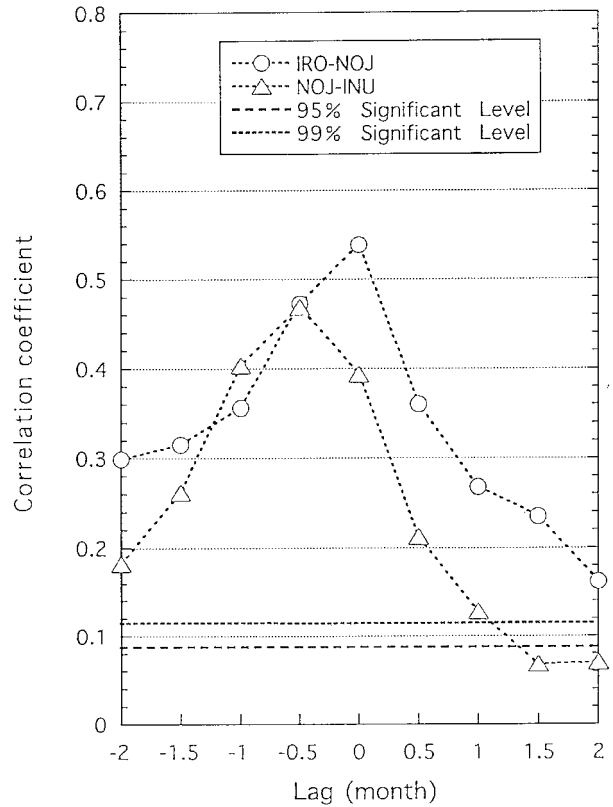


図2-5 石廊崎から犬吠崎における隣り合う岬の黒潮離岸距離のラグ相関. 正(負)のラグは右上欄の后者(前者)を遅らせた場合に相当する. 点線は99%, 破線は95%の信頼限界を示す.

短周期現象が地点間の相関の高さを生み出したと考えられる。

図2-5の大蛇行の下流側のラグ相関もラグ0付近にかなり鋭いピークを持っており、短周期の変動が相関に大きく寄与していることが分かる。しかし、御前崎・石廊崎間のラグの増加にともなう相関の減少率は比較的小さく、移動平均変動に明確に表されるような長周期な変動成分も相関に寄与していると考えられる。図2-2の時間変動のカーブでは、長周期成分の間にかんがりの類似性が認められるが、ラグ相関の減少率はかなり大きい。おそらくこれはこれらの基準線の間で長周期成分の変動の波形がかなり変化していることに対応しているのではないかと考える。正のラグ側と負のラグ側での減衰率の顕著な差については、その原因が分からない。

各基準線において、大蛇行期と直進期に分けて距岸距離の平均と分散を生資料と移動平均した資料について計算した結果を、それぞれ図2-6および図2-7に示す。大王崎から東では一般に直進期にも離岸距離が大き

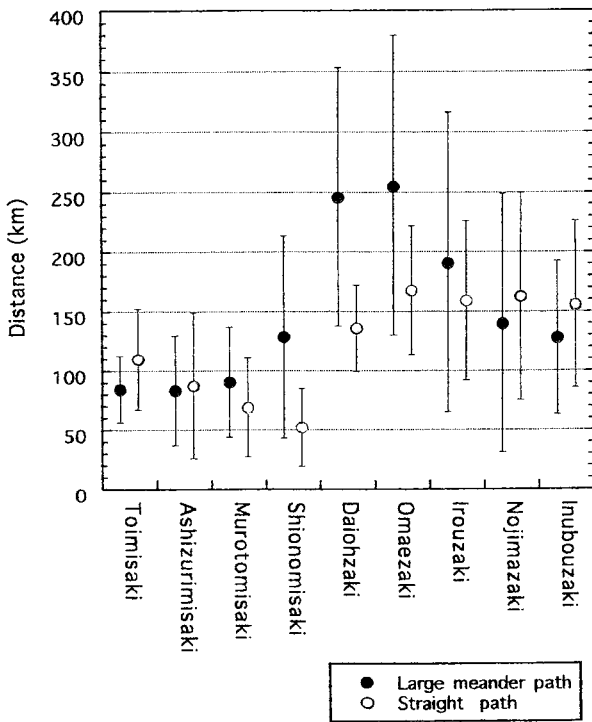


図 2-6 大蛇行流路期間と直進流路期間に分けた場合の各岬の平均離岸距離（生データによる）。黒丸は大蛇行期の平均値を、白丸は直進期の平均値を、縦の直線は標準偏差を示す。

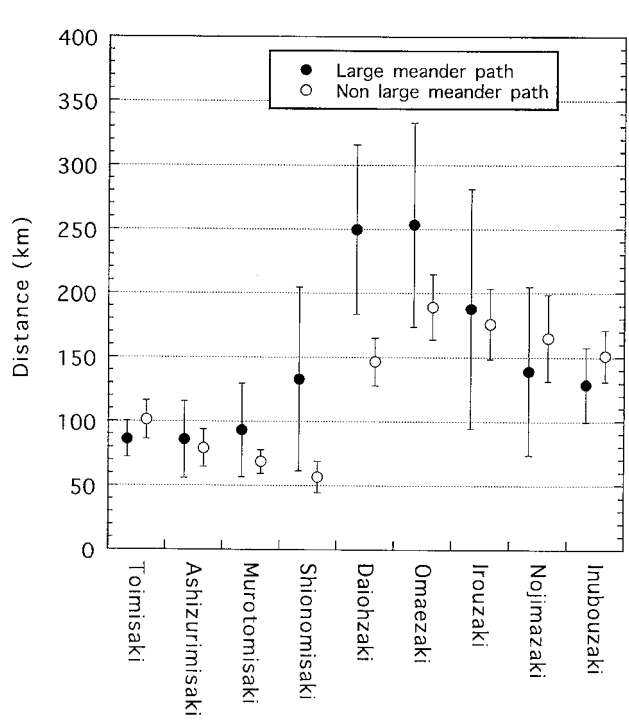


図 2-7 大蛇行流路期間と直進流路期間に分けた場合の各岬の平均離岸距離（移動平均データによる）。黒丸は大蛇行期の平均値を、白丸は直進期の平均値を、縦の直線は標準偏差を示す。

くなっているが、これは海岸形状を反映しており、直進期にも遠州灘沖に冷水塊が恒常的に存在していることに対応している。移動平均した資料に対するものは、生の資料に対するものに比べて分散の値は当然減少しているものの、両者ともほぼ同様の特性を示しており、蛇行期・直進期の差が明確に現れているのは潮岬沖と大王崎沖のみであり、御前崎沖でやや有意な差が見えるのみである。図 2-2 で解析期間中に現れた 4 つの大蛇行で、室戸岬沖で対応するような離岸距離の増大傾向は、このような統計では現れてこないようである。

このような結果は、大蛇行現象の主要な部分は潮岬から大王崎の沖合いに存在するとする従来の知見と一致する。しかし、既に論じたように大蛇行のような現象は蛇行 a の場合には上流側都井岬にまで及んでおり、蛇行 b, c, d についても少なくとも室戸岬まで及んでいることを示している。下流側については、従来から種々の流路のパターン分けからも分かるように、はるか下流の犬吠崎まで及ぶ場合もあるし、石廊崎にも及ばない場合もあり、複雑である。流路パターンとしては蛇行 a が A 型、

蛇行 b が初期に A 型で後半が C 型、蛇行 c, d は初期が B ないし A 型、後半が C 型に分類されると考えられる。しかし、C 型である期間は相当長く、従来大蛇行から直進への遷移期と考えられてきた C 型についても、かなり長期間、数年程度は持続することが珍しくないようである。

Sekine and Toba (1981a) はトカラ海峡における G EK 測流による海面流速と九州南端付近に発生する小蛇行との関連を指摘している。このことをチェックするために、解析期間における名瀬・西之表間の水位差の変動を計算した結果を図 2-8 に示す。水位差のデータは 1 カ月平均値を求めたのでこれに対応させるために各基準線での流路についても月平均離岸距離を求めそれと水位差との間でラグ相関を調べた。その結果を図 2-9 に示すが、最もトカラ海峡に近い都井岬基準線での離岸距離との間にも特に有為な相関は得られなかった。トカラ海峡を挟む水位差が、どれだけ黒潮流量の指標になり得るか必ずしも明確でないが、少なくとも図 2-9 からは、各基準線での離岸距離と黒潮流速との関係を示唆するような結果は得られなかった。

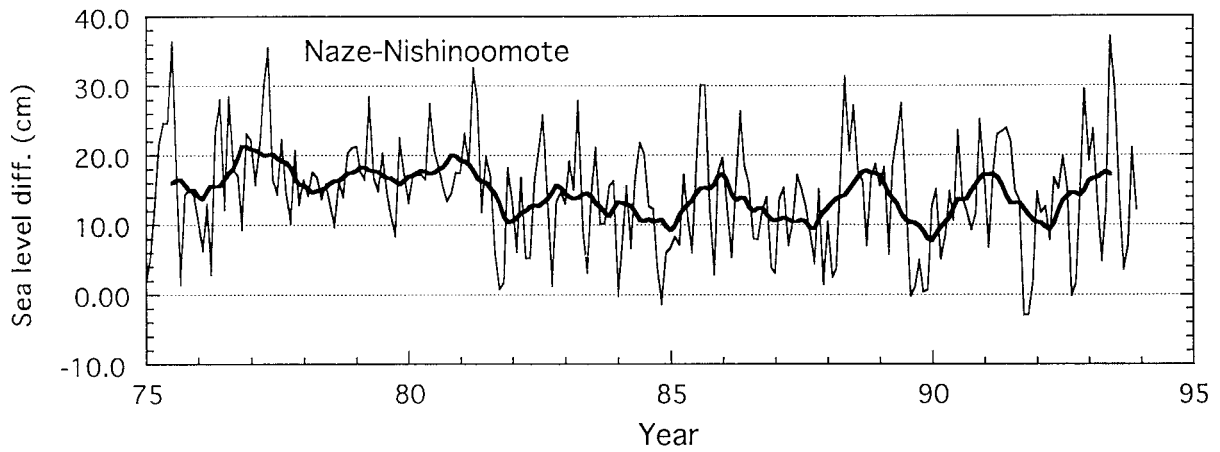


図2-8 1975年から1994年までの名瀬と西之表の潮位差 (名瀬 西之表).
 細い線は月平均値の差を太い線は13ヶ月移動平均値を示す.

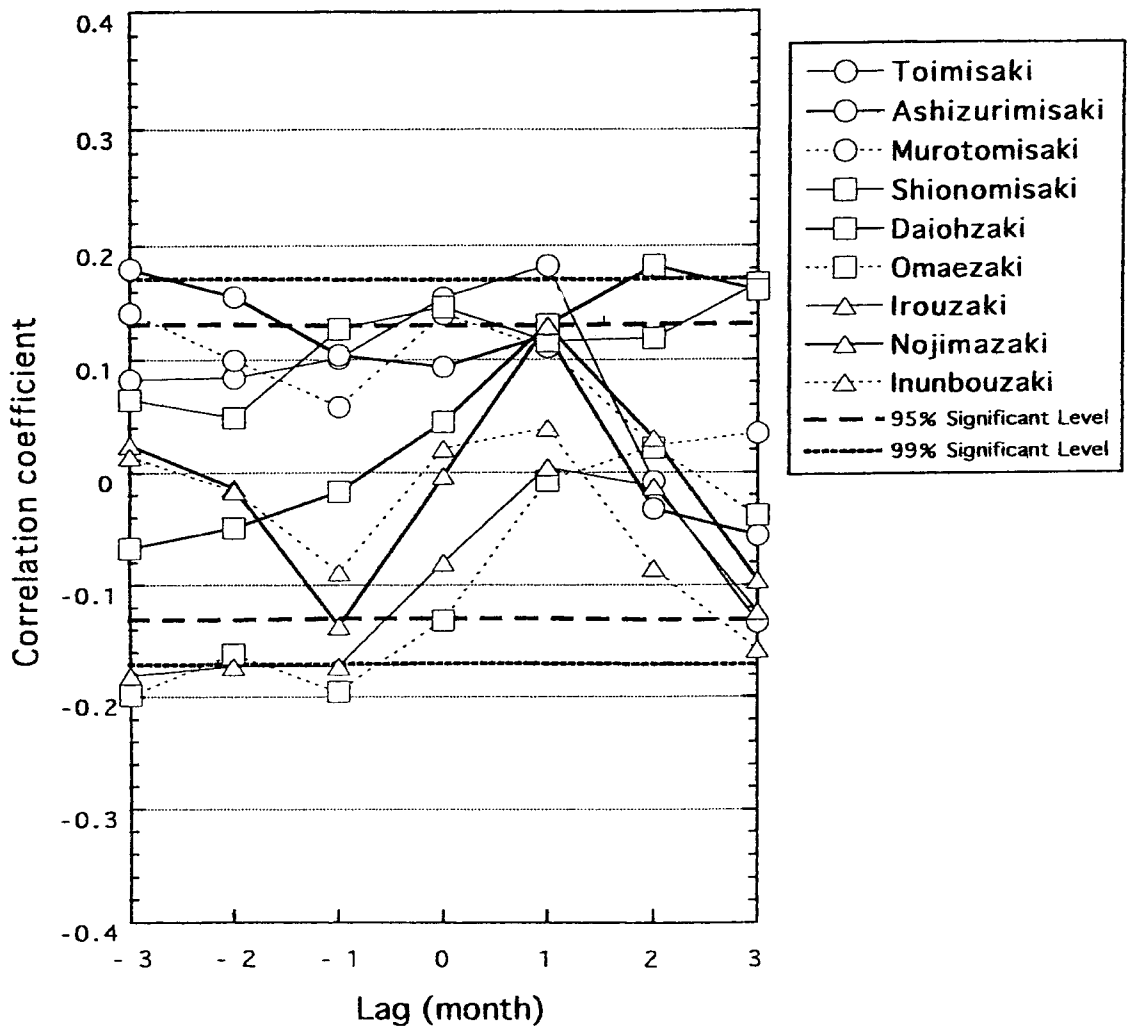


図2-9 名瀬・西之表間の潮位差と各岬の離岸距離とのラグ相関

2-4. 黒潮大蛇行の前駆現象としての九州南東および四国南方における小蛇行の東進

解析された期間に現れた4つの各蛇行について、図2-2の時間軸を伸ばして離岸距離の短周期の変動に注目した詳細な解析を次節以降に行うが、その前にこれらの蛇行の前駆現象として、九州南東で発生した小蛇行の東進現象が見られたかどうかを検討しておこう。図2-2の各基準線での距岸距離の時間変動の記録からは、小蛇行の東進に伴うような変動は認められない。M. Kawabe (1980) は、月2回の海洋速報の資料からは小蛇行の東進現象を明確にし得ないと指摘しているが、1975年に発生した蛇行Aの直前の海洋速報から若干の考察を行っている。図2-10にその解析図を示すが、彼はこの図からS. Yoshida (1961) やD. Shoji (1972) が1959年7月に発生した大蛇行について示したような小蛇行東進の前駆現象(図1-3)が起こっていた可能性があるとして指摘している。また、藤本ら(1988)は1986年12月に発生した大蛇行(蛇行c)の直前について同様の解析を行っている。その結果を図2-11に引用するが、このときの状況は、1986年7月上旬に九州南端付近で発生した小蛇行(図2-12a)の東西幅が広がって行き、9月にはその東縁が室戸岬付近に達している(図2-12b)。さらに10月上旬には東縁は潮岬に達し、10月下旬には潮岬を越えている(図2-12c)。しかし、このとき黒潮流路に土佐湾沖にくびれが生じ、東西に長く伸びた蛇行が2つに分裂したように見える。この後、東側の蛇行が急速に発達して熊野灘・遠州灘沖の大蛇行になる。図2-13に1989年の大蛇行発生時の黒潮流路の変遷を示すが、この

場合も、1986年の場合と全く同じような変遷を経て、大蛇行が起こっていることが考えられる。M. Kawabeの与えた図2-10の変遷図も、ほぼ同じような発生過程を経たと解釈することが可能である。さらに従来から典型的な前駆現象を捉えたとされるS. Yoshida (1961) らが示した図1-3において、東進したとされる小蛇行の西側の流路が資料の不足から描かれていない。この1959年の蛇行の発生時の流路の変遷も、1986年の事例と同じような過程を経たと考えることもできる。

もう一つ藤本ら(1988)の変遷図(図2-11)で面白いのは、「蛇行が潮岬を通過した直後に発達し、大蛇行となる」従来の定説とはかなり様相が違っていることで、この場合ではむしろ紀伊水道沖から大蛇行の成長が始まっていることである。

このように従来から定説のようにになっている「黒潮大蛇行の前駆現象としての九州南東および四国南方における小蛇行の東進現象」という考え方は必ずしも観測から裏付けられたものではない。ここで示した九州先端付近で発生した小蛇行の、その西端が固定されたままで東西幅が増大し、その東端が室戸岬・潮岬に達し、それが大蛇行の発生のかきかけを与えるという考え方もさらに今後検討していく必要がある。残念ながら1975年以降の比較的観測資料が充実した期間においても海洋速報の基礎となる観測資料が十分といえないが、次章の各蛇行の対するケース・スタディに際して、以上のような観点にたって距岸距離の変動の時系列を検討することにする。しかし、この問題について明確な結論を得るためには、時間的にも空間的にもさらに充実した観測を行う必要が

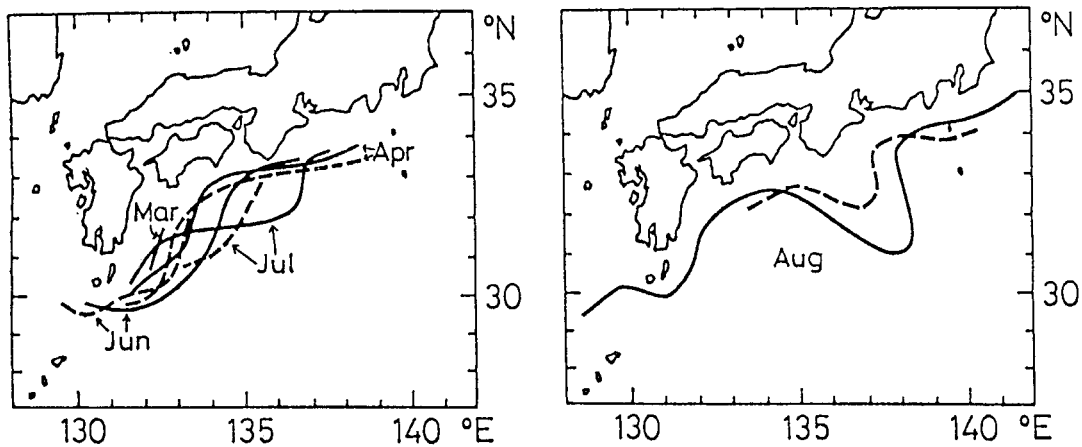


図2-10 1975年黒潮大蛇行発生時の流路変動。

左：3月から7月 右：8月
点線が月の前半 実線が月の後半を示す。
(M. Kawabe, 1980 より引用)

あることは勿論である。また、前節で述べたように典型的な大蛇行である蛇行 a について、その現象の及ぶ範囲が上流側の都井岬にまで及んでいること、その発生が全基準線でほぼ同時に起こっていること等と整合性を持ったモデルの構築が必要である。また僅か15kmしか離れていない串本・浦神の水位差と蛇行か直進かという流路

特性との間により相関があるとされるが、一方で油津から串本まで、及び浦神から油壺までのそれぞれ広い範囲において水位変化特性が似ていることも指摘されている(たとえばM. Kawabe, 1980)。この2つの大きく異なった空間スケールとの関わり合いも今後の検討課題である。

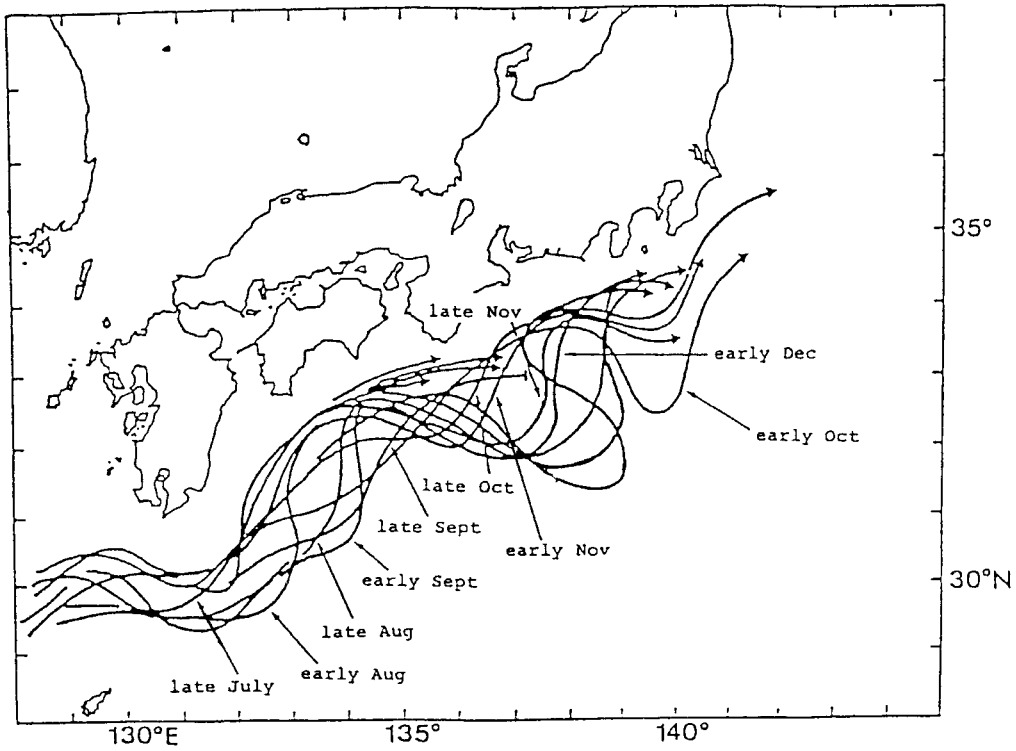


図 2-11 1986年黒潮大蛇行発生時の流路変動。
7月後半から12月まで
(藤本ら、1988より引用)

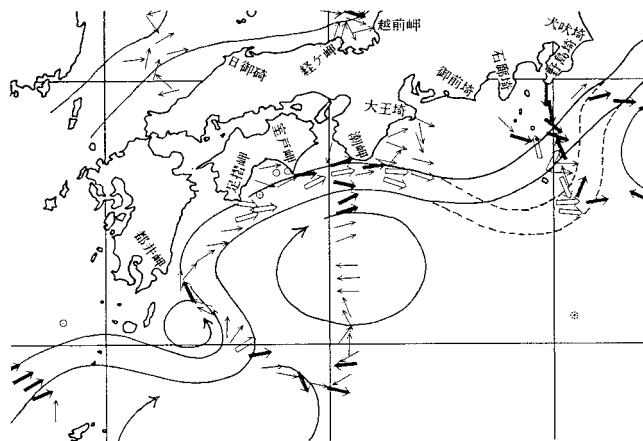


図 2-12 a 1986年10月前半 (海洋速報より)

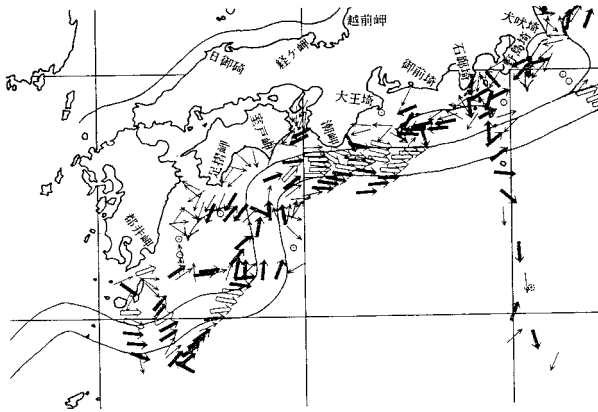


図 2-12b 1986年9月前半 (海洋速報より)

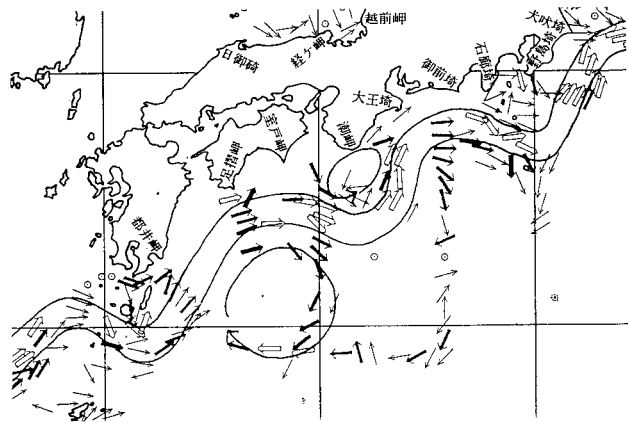


図 2-12c 1986年10月前半 (海洋速報より)

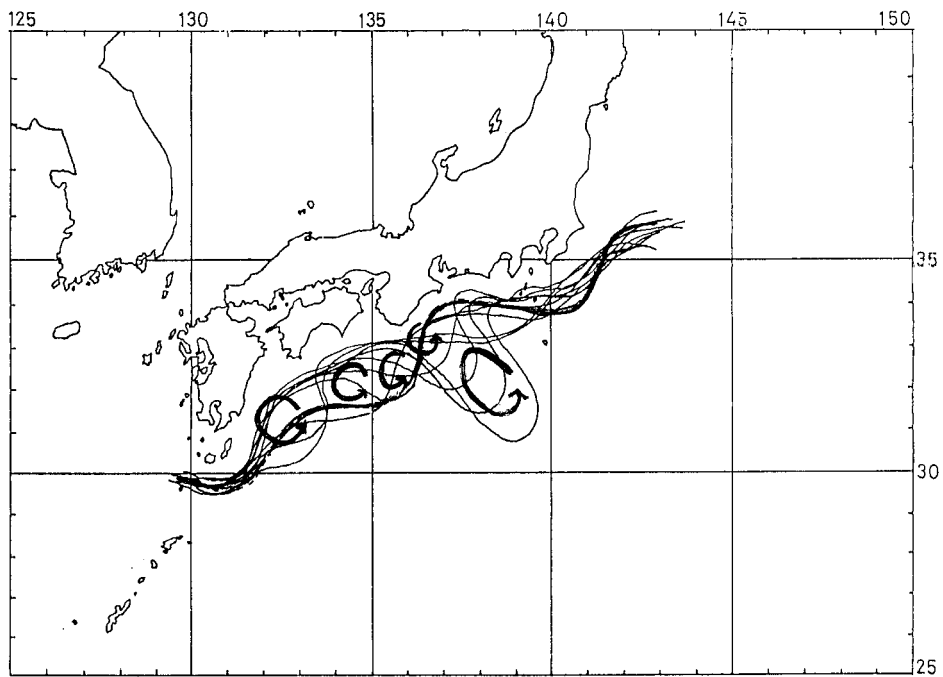


図 2-13 1989年8月後半から12月後半の黒潮流路変動 (海洋速報より作成)

2-5. 解析期間に現れた各蛇行イベントの特性

2-5-1. 蛇行 a (1975年7月前半~1980年5月後半)

1975年7月前半から1980年5月後半にかけて発生した蛇行 a は、すでに論じてきたように、典型的なA型パターンの蛇行と考えられる。図2-14aから14iに、この蛇行期をはさむ期間について、図2-2の時間軸を引き延ばして見やすくした各基準線における距岸距離とその12.5ヶ月移動平均の変動を示す。すでに指摘したように、この蛇行期に対応した流路の離岸傾向は上流側の都井岬沖基準線にも振幅は小さいものの(約50 km) はっきり

と現れている。

この大蛇行時に見られる最も顕著な特徴の1つは、大王崎沖の距岸距離の移動平均のカーブに見られる10月を中心とした離岸距離の顕著な減少(図2-14e)であり、このような現象は潮岬沖にはほとんど見られない。ただし、生の資料によるカーブではこの減少は5月前半から起こり、10月にはむしろ回復しているが11月以降に再度減少を見ている。潮岬沖ではこれに対応する変化としては7月前半と後半に離岸距離の減少が見られている(図2-14d)。

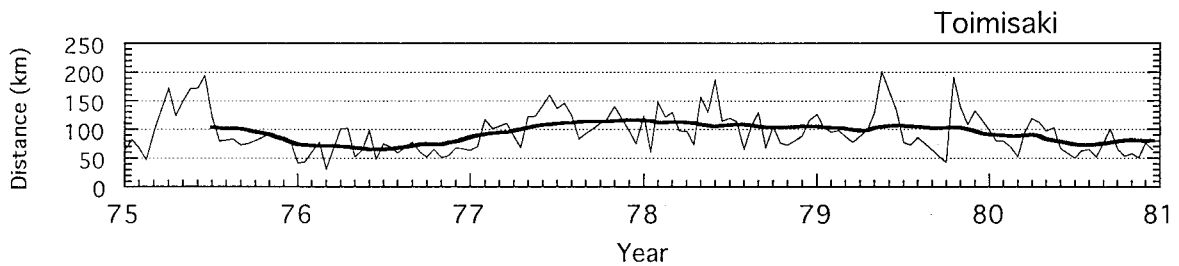


図2-14a 都井岬基準線における黒潮離岸距離 (1975年~1981年)
細線：半月毎のデータ 太線：12.5ヶ月移動平均値

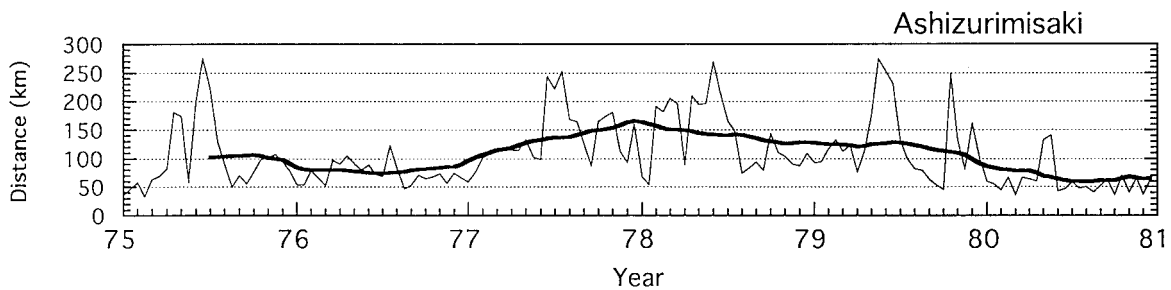


図2-14b 足摺岬基準線における黒潮離岸距離 (1975年~1981年)
細線：半月毎のデータ 太線：12.5ヶ月移動平均値

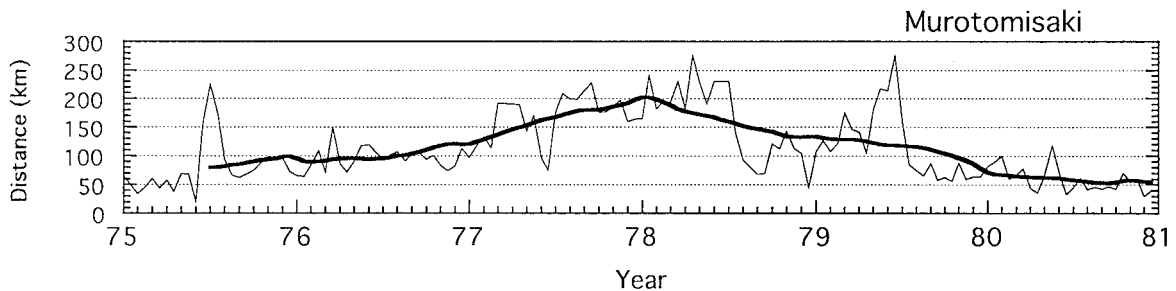


図2-14c 室戸岬基準線における黒潮離岸距離 (1975年~1981年)
細線：半月毎のデータ 太線：12.5ヶ月移動平均値

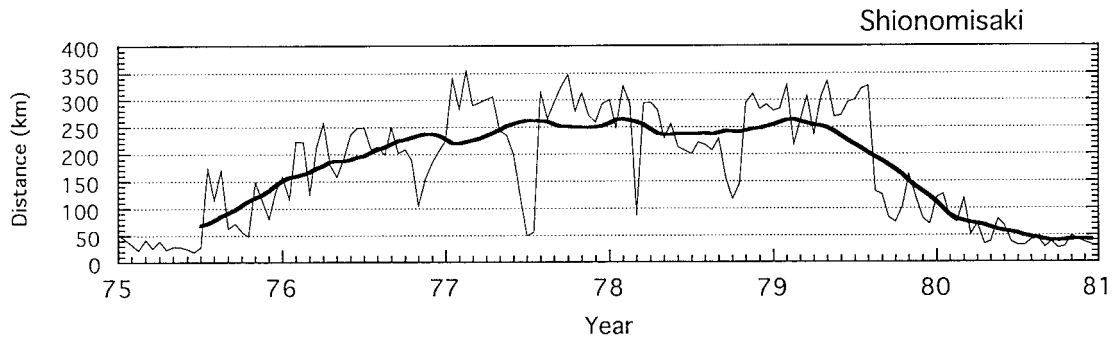


図 2-14 d 潮岬基準線における黒潮離岸距離 (1975年~1981年)
細線：半月毎のデータ 太線：12.5ヶ月移動平均値

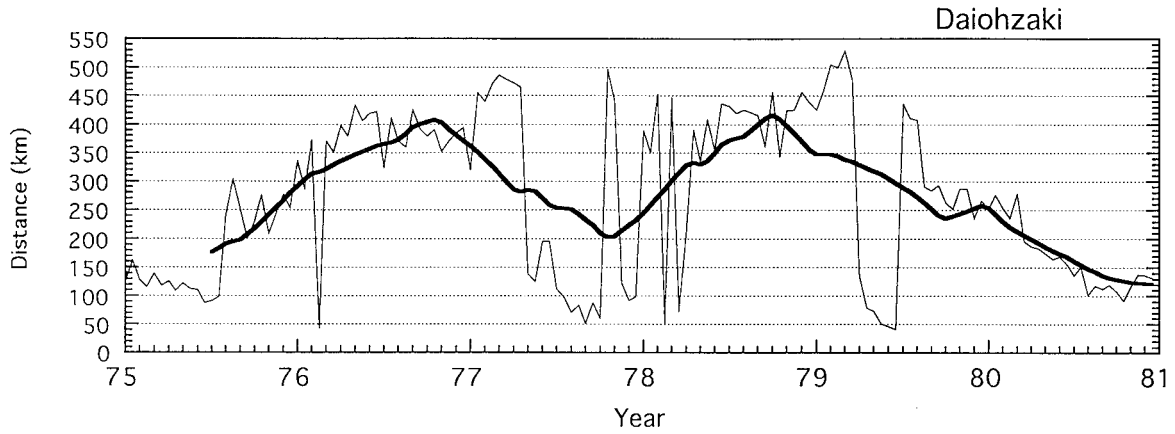


図 2-14 e 大王崎基準線における黒潮離岸距離 (1975年~1981年)
細線：半月毎のデータ 太線：12.5ヶ月移動平均値

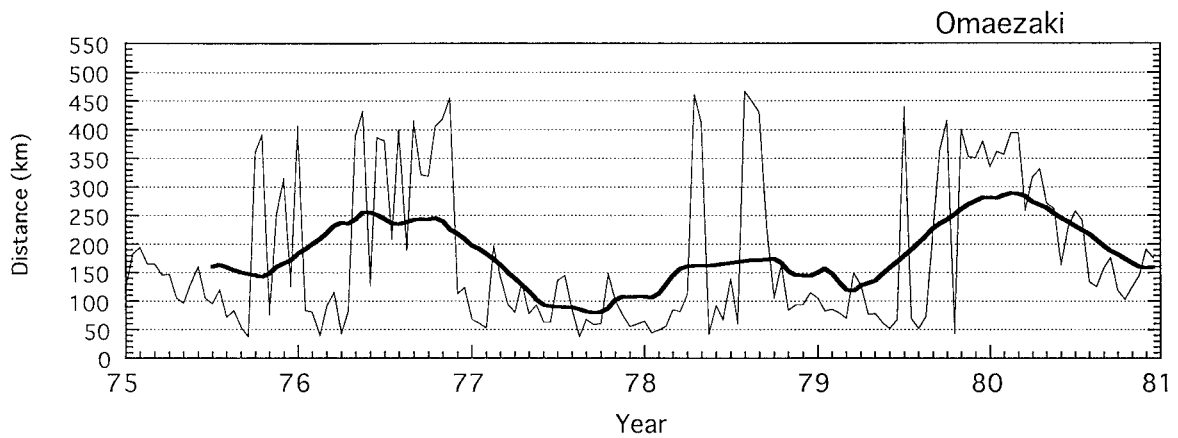


図 2-14 f 御前崎基準線における黒潮離岸距離 (1975年~1981年)
細線：半月毎のデータ 太線：12.5ヶ月移動平均値

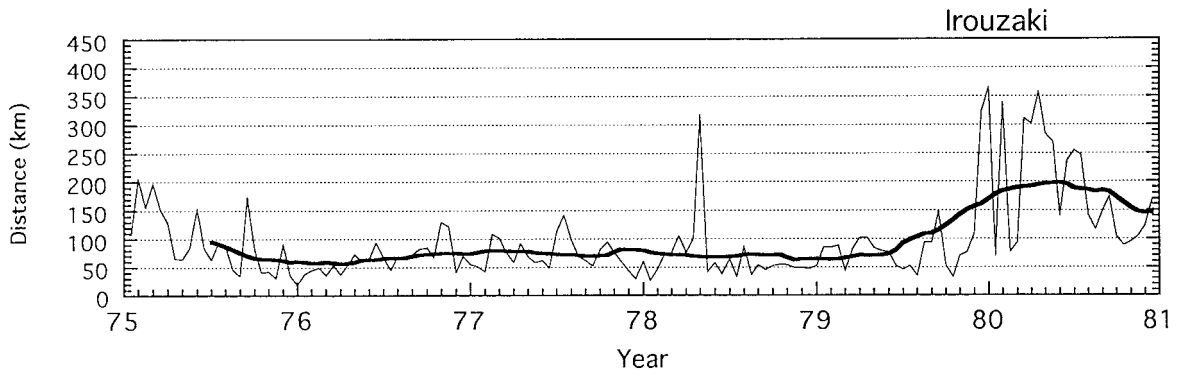


図 2-14 g 石廊崎基準線における黒潮離岸距離 (1975年~1981年)
細線：半月毎のデータ 太線：12.5ヶ月移動平均値

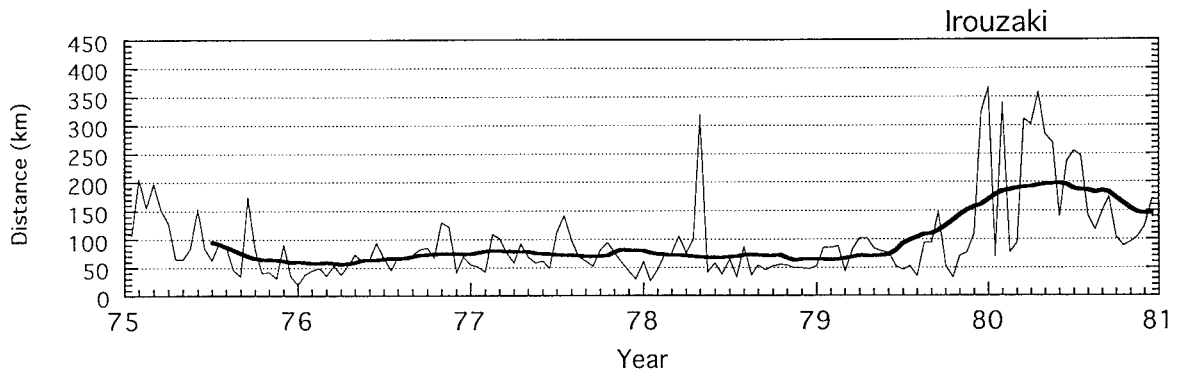


図 2-14 h 野島崎基準線における黒潮離岸距離 (1975年~1981年)
細線：半月毎のデータ 太線：12.5ヶ月移動平均値

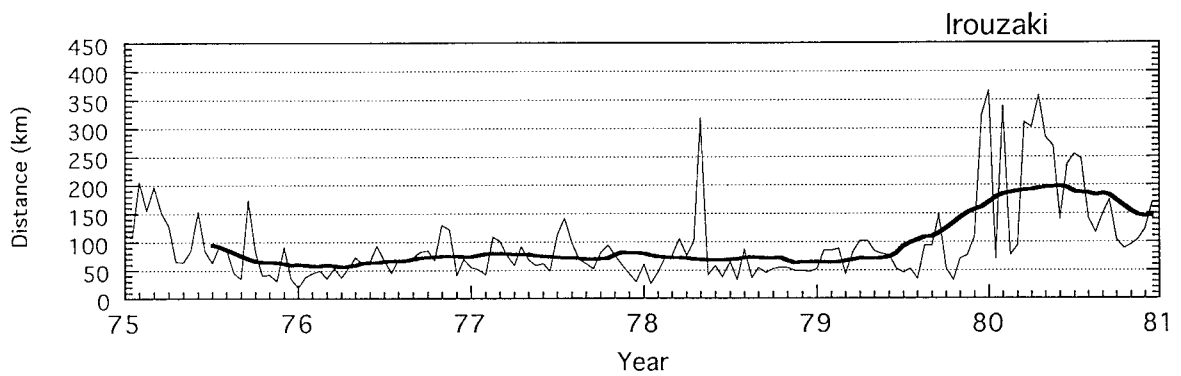


図 2-14 i 犬吠崎基準線における黒潮離岸距離 (1975年~1981年)
細線：半月毎のデータ 太線：12.5ヶ月移動平均値

図2-15 a, 15 b, 15 c, 15 d, 15 e, 15 f に、それぞれ5月前半、5月後半、7月後半、8月前半、10月後半、12月前半の海洋速報の流路図を示す。これらは比較的基礎となる海洋観測数の多かった時期で、このときの流路変遷の種々の段階の特徴的なパターンを代表させるように選んだものである。この大蛇行の振幅は5月前半(図2-15 a)には非常に大きくなり、東縁では流路がS字型になっており、基準線で流路が複数となる時、最も近い距岸距離を採用していることから、大王崎沖での距岸距離がすでに減少している。5月後半(図2-15 b)では、観測資料が乏しいが大蛇行の先端が切離して、そこに冷水渦を生じたと推定される。この渦は7月の流路(図2-15 c)を見ると、この楕円形の渦の南北に延びた長径は350kmを越すような巨大なものであることがわかる。この時、都井岬から室戸岬にかけて流路は著しい離岸傾向を示しているものの、潮岬・大王崎では冷水渦の北の黒潮主流部はむしろ直進路に近い形となっている。このような大冷水塊の切離は、岡田(1978)によると1936年にも起こったとされるが、非常に珍しい現象である。この切離冷水塊は8月前半(図2-15 d)には紀伊水道沖で黒潮主流に合体したと見なされ、10月後半(図2-15 e)では細長く南に延びた蛇行路が見られる。しかし、図2-15 d, 15 f で見られるように蛇行の東縁はしばしばS字型となり、ここでの定義に従えば大王崎での離岸距離がしばしば極小値をとることになる。串本・浦神の水位差については第3部で論じるが、この大冷水塊の切離と主流部の潮岬への接岸は、水位差としては直進時期に似た値となることが示される。この切離大冷水塊は神戸海洋気象台によって、これを見つけた観測船春風丸にちなんで「はるかぜ」と命名されたが、この言葉はあまり一般には用いられていない。

黒潮大蛇行の振幅は1978年11月前半から1979年7月後半にかけて再び大冷水塊切離の時と同じ程度に成長している。この時も、大蛇行に伴う、冷水の張り出しが大きく南東に傾く傾向が見られたが、冷水塊の切離は見られなかった。しかし、冷水塊の東縁に現れた大きなS字型の流路の消長が図2-14 e の大王崎沖基準線でのこの時期の接岸・離岸の複雑な変化に現れている。

この蛇行 a の消滅期には、流路パターンのA型からC型を経て、直進路のN型へ移行するという形態をとっている。1980年2月前半に蛇行東縁の北上する黒潮流軸の位置が、伊豆海嶺を越えたかのような流路図が示されているが、その後位置が東西に振れてC型への移行にはかなりの期間を要した。1980年2月後半から4月後半まで

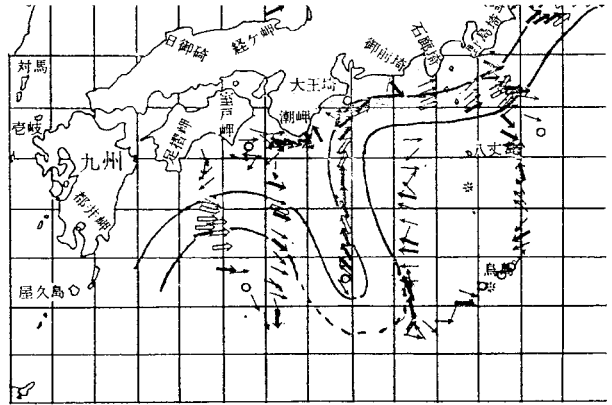


図2-15 a 1977年5月前半(海洋速報より)

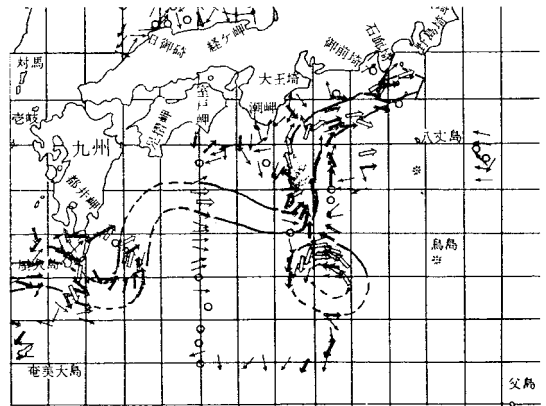


図2-15 b 1977年5月後半(海洋速報より)

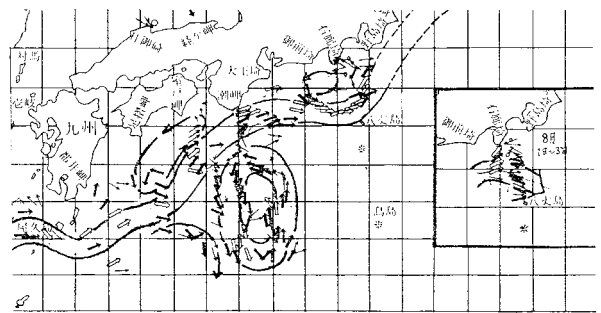


図2-15 c 1977年7月後半(海洋速報より)

の海洋速報は、流路図と共に八丈島での水位変化の記録を載せている。これは八丈島の水位は黒潮流軸がその北を通るか南を通るか大きく変化することが知られており、流路決定の参考に使われたことを物語っている。図2-16 a と16 b に1980年4月後半と5月後半の流路図を示す。前後の流路図の変化から見て、この2つの時期の間で、A型蛇行から明確なC型蛇行への遷移が起こったと考えられる。図2-14 d, 14 e, 14 f の潮岬沖、大王

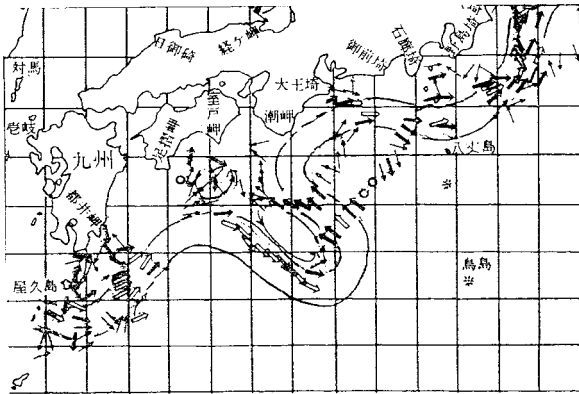


図2-15d 1977年8月前半 (海洋速報より)

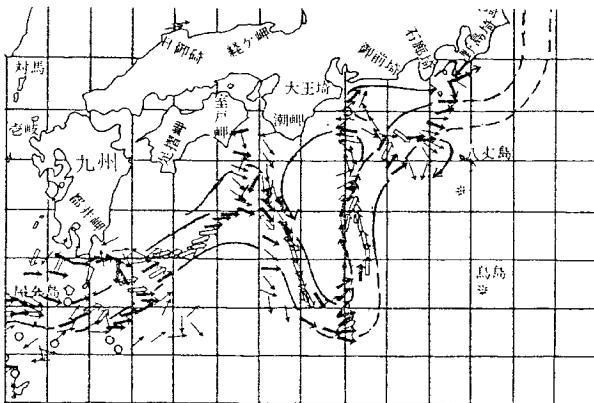


図2-15e 1977年10月後半 (海洋速報より)

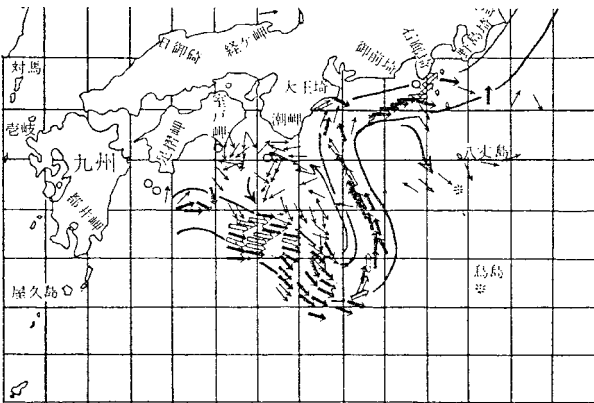


図2-15f 1977年12月前半 (海洋速報より)

の急変時以降で、大王崎の距岸距離はほぼ直線状に減少している。これに対して御前崎沖ではこの期間距岸距離は大きな変動を伴いながら増大し、1979年9月から1980年2月頃にかけて距岸距離の大きな時期を示している。海洋速報の流路図からは観測資料の少ない流路推定図がこの期間比較的多く、ここの事例でこのことを読みとめることはかなり難しい。しかし、図2-14e, 14fに示されたカーブの特性は、少なくとも蛇行aのC型への移行に先行して、蛇行先端部の位置が徐々に東にずれていったことを示していると考えられる。これがA型大蛇行の

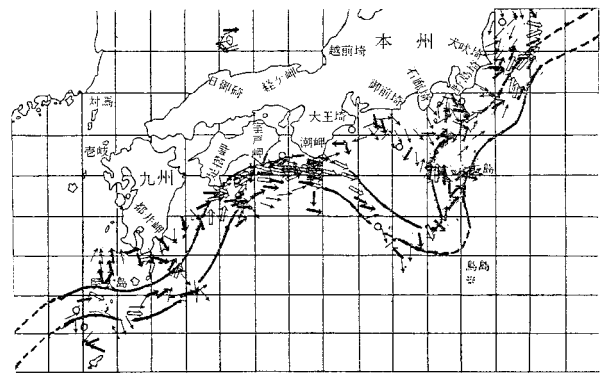
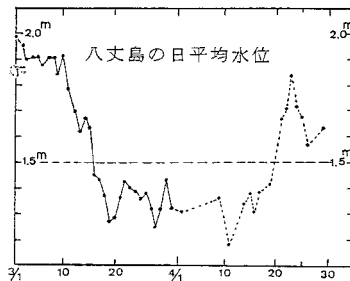


図2-16a 1980年4月後半 (海洋速報より)

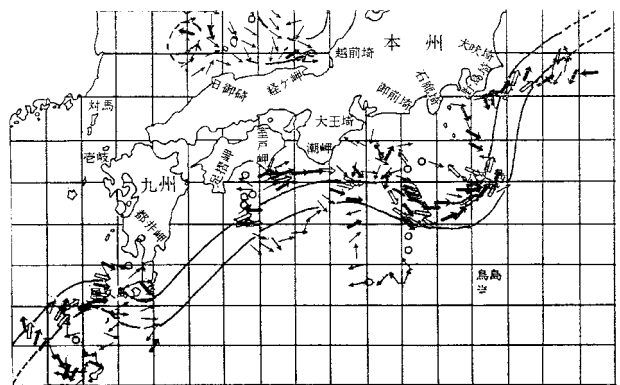


図2-16b 1980年5月後半 (海洋速報より)

崎沖、御前崎沖の離岸距離のカーブから、遷移期の流路の変遷を見てみよう。このC型への遷移に先立ち1979年8月には潮岬において距岸距離の突然の減少が起り、その後距岸距離が小さい状態に移っている(移動平均を取っていない生の資料に注目)。この潮岬での距岸距離

消滅期の一般的な特性であるかは、今後事例を増やして検討する必要がある。しかし、もしこれが、一般的特性であるならば、蛇行の消滅時期の予想に使えるであろう。

この他、いくつかの短周期の変動ピークについて、流路図に戻って検討してみたが、いずれも海洋速報の基礎となる海洋観測点の不足から流路測定の不確かさによるものがほとんどで、半月毎の資料では明確な結論が引き出せるような事例は見つからなかった。

2-5-2. 蛇行b (1981年11月下旬~1985年8月前半)

蛇行bの起こった時期(1981年11月下旬~1985年8月前半)を含んだ、1980年から1985年までの6年間の距岸距離の変動を、室戸岬沖・潮岬沖・大王崎沖・御前崎沖・石廊崎沖・野島崎沖・犬吠崎沖の各基準線について、2-17aから2-17gまでにそれぞれ示す。この期間の最初の部分には蛇行aの消滅期の距岸距離の変化が現れている。

この蛇行期では、蛇行に伴う潮岬沖・大王崎沖での距岸距離の増大に対応するような上流側での距岸距離の増

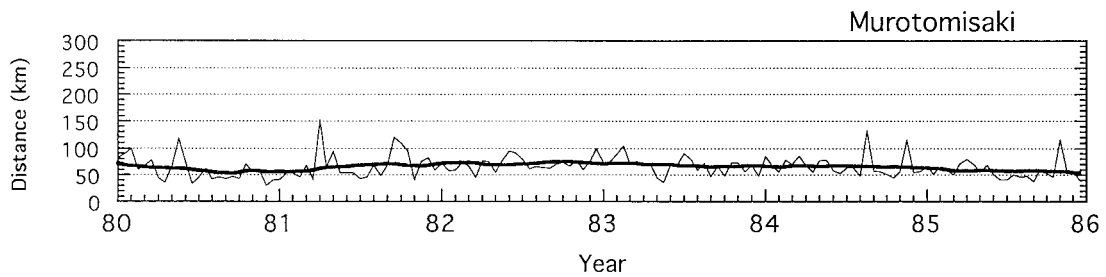


図2-17a 室戸岬基準線における黒潮流岸距離 (1980年~1986年)
細線：半月毎のデータ 太線：12.5ヶ月移動平均値

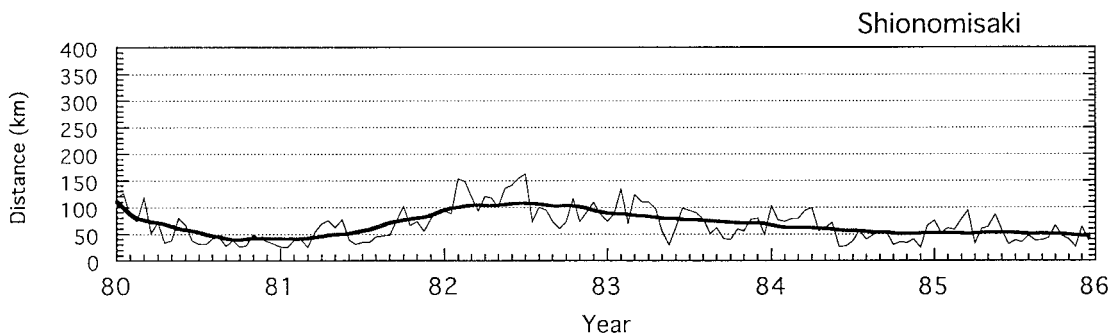


図2-17b 潮岬基準線における黒潮流岸距離 (1980年~1986年)
細線：半月毎のデータ 太線：12.5ヶ月移動平均値

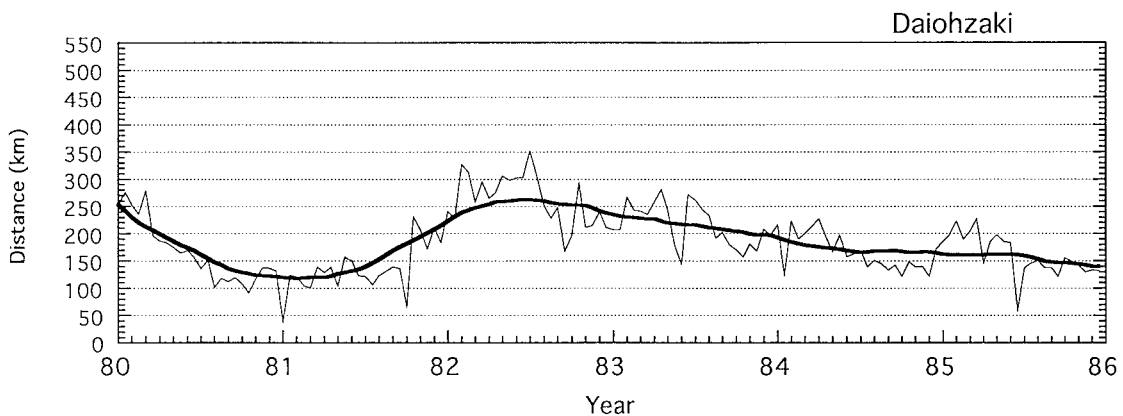


図2-17c 大王崎基準線における黒潮流岸距離 (1980年~1986年)
細線：半月毎のデータ 太線：12.5ヶ月移動平均値

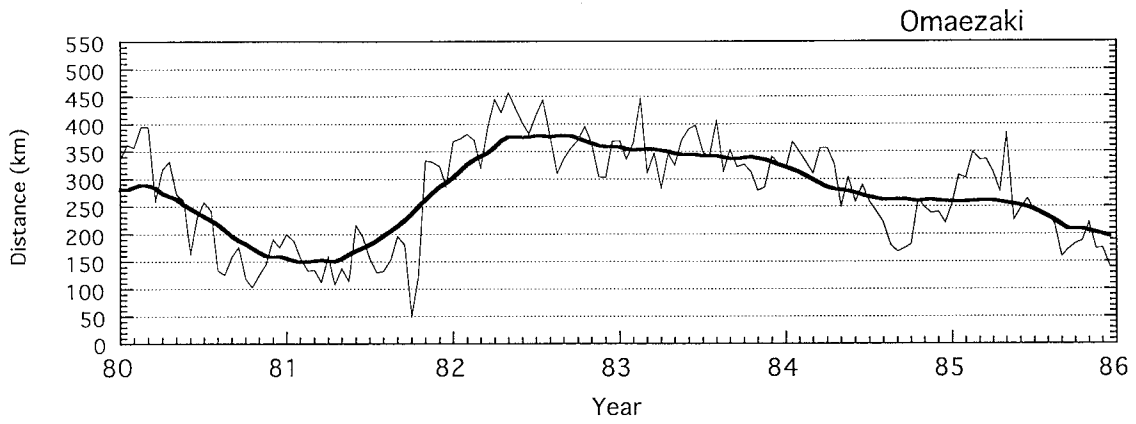


図 2-17 d 御前崎基準線における黒潮離岸距離 (1980年~1986年)
細線：半月毎のデータ 太線：12.5ヶ月移動平均値

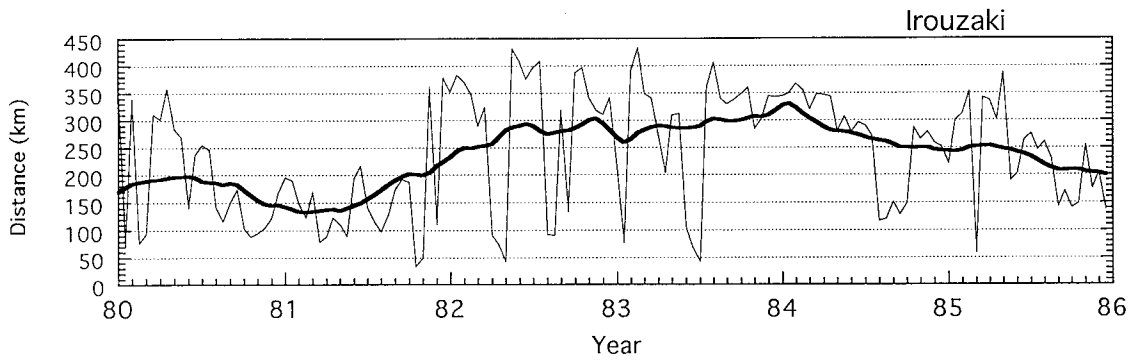


図 2-17 e 石廊崎基準線における黒潮離岸距離 (1980年~1986年)
細線：半月毎のデータ 太線：12.5ヶ月移動平均値

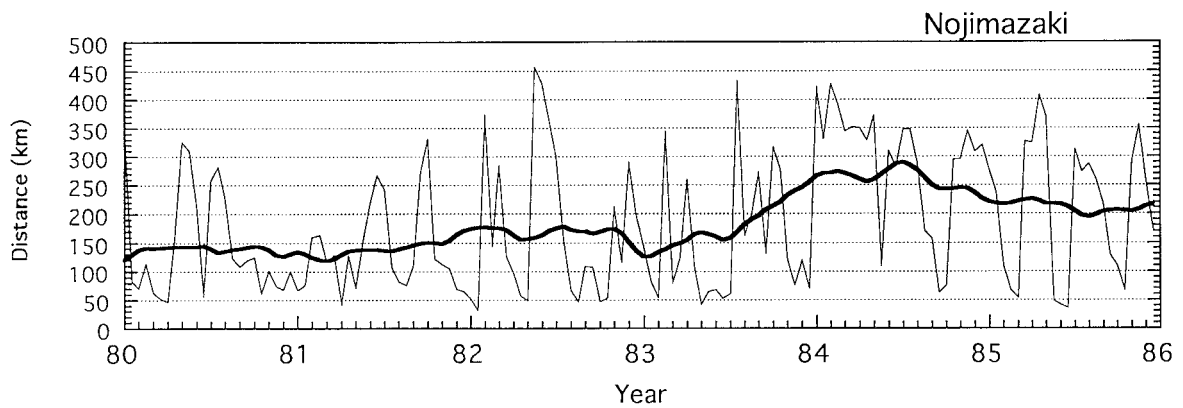


図 2-17 f 野島崎基準線における黒潮離岸距離 (1980年~1986年)
細線：半月毎のデータ 太線：12.5ヶ月移動平均値

移行は、野島崎沖での明確な離岸が見られる1983年7月頃であろう。犬吠崎沖での離岸はこれよりかなり遅れて、1984年2月頃と考えられる。この時期になっても、潮岬沖から御前崎沖の離岸傾向は振幅が小さくなってはいるものの明確に認められ、C型大蛇行と考えられる流路になっている。大きな短周期変動が示すように、伊豆海嶺

の西側の通常の大蛇行流域に比べて、その東側の流路は不安定となるようである。面白いのはC型パターンに入った後に、潮岬から御前崎に至る離岸距離がいずれも緩やかに減少しており、通常考えられているように、移行期のC型パターンが不安定ないしは、その継続期間が短いとは言えない。

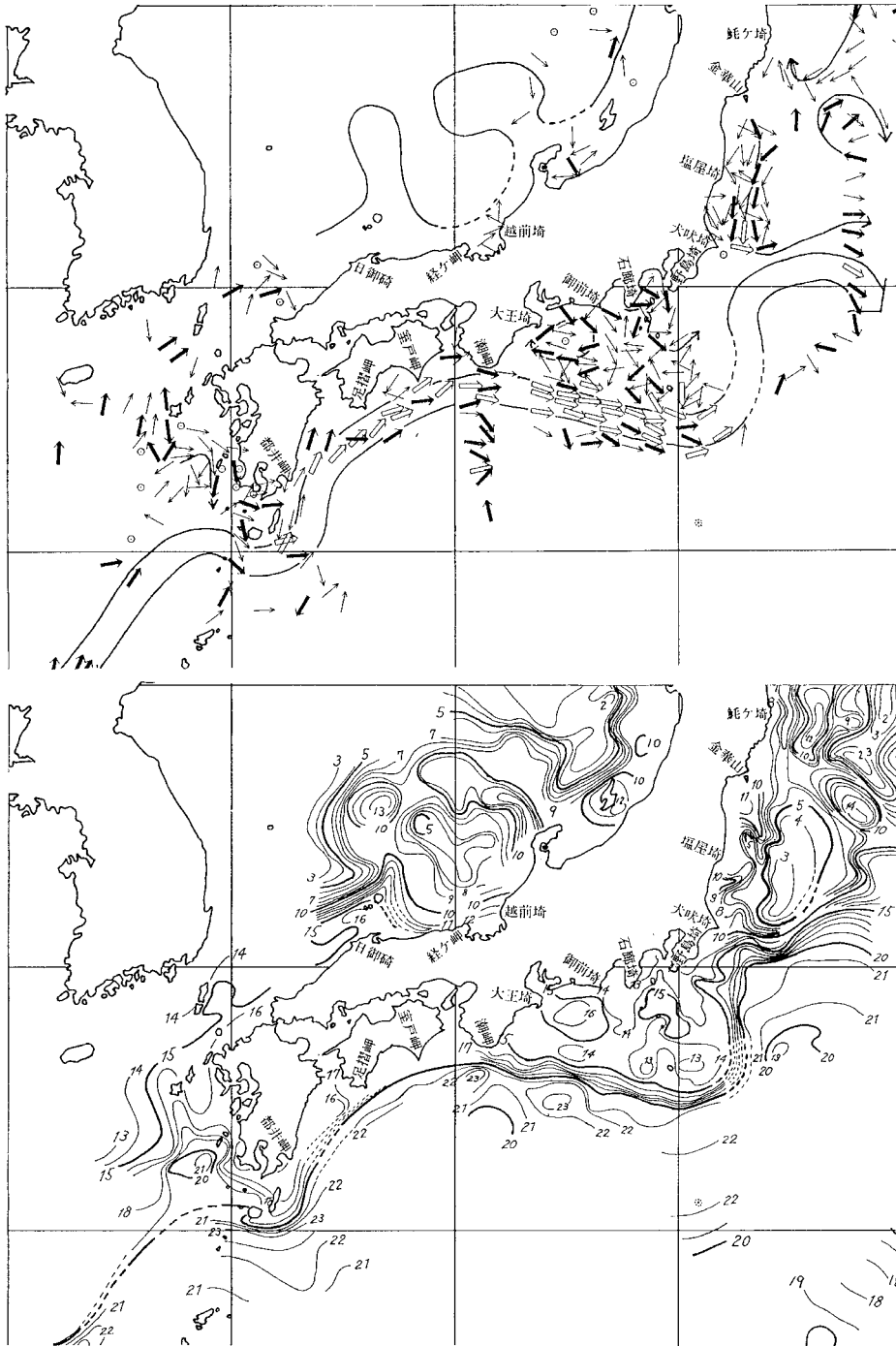


図2-19 1984年8月前半 上：海流図 下：100m水温
(観測期間：8月1日～15日 海洋速報より)

2-5-3. 蛇行c (1986年11月後半~1988年8月後半)
および蛇行d (1989年11月後半~1991年5月前半)

蛇行cおよび蛇行dを含む期間の1985年から1991年までの7年間における各基準線における離岸距離の変化を図2-20aから20iに示す。この図で、蛇行cおよび蛇行dの初期に対応して足摺岬・室戸岬の離岸距離(特に室戸岬沖で)のカーブにほぼ同時に鋭いピークが現れている。これについて海洋速報の流路図に戻って検討してみたが、この時期は2-4章で述べた九州南端付近に発生した小蛇行の幅(東西スケール)が増大し、その東縁がこれらの基準線を通過したときにあたると考えられる。しかし、ピーク発生の時間はやや足摺岬が先行しているように見えるが、波形の違いや幅の違いから、この図から伝搬性を論じるのは難しい。むしろ注目すべきことは、これらの足摺岬・室戸岬での著しい離岸現象の時間スケールが非常に短く、短期間の後に接岸流路に対応する小

い値に戻ることである。このことは、東西に延びた小蛇行の東西幅の東縁が室戸岬を通過した頃に、四国沖でくびれが生じ流路がその位置で岸に寄ることに対応している。1つの考えとして蛇行先端が紀伊水道沖に達したとき、そこはかなり定常的に存在している反時計回りの渦と相互作用を起し、東西に延びた小蛇行の東縁付近内側に水平規模は小さいが強い渦を生じ、四国沖の流路の接岸をもたらすのかもしれない。蛇行c, dにおいて大蛇行の発生は紀伊水道沖から紀伊水道沖から始まっていることもこの考えから説明が可能である。蛇行aの発生時の流路変化にも同様の現象が起こったとして、蛇行に先行して1975年6~7月に見られる足摺岬・室戸岬の短周期の離岸現象(図2-14b, 14c)を解釈することが可能である。ただし、海洋速報にもどって検討したが、この時期の利用観測資料が少なく、流路も推測でだされたことを示す点線によるものが多く、明確な結論は出せ

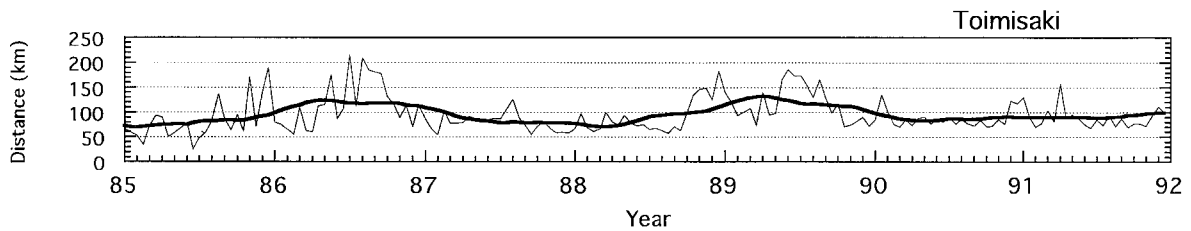


図2-20a 都井岬基準線における黒潮離岸距離 (1985年~1992年)
細線：半月毎のデータ 太線：12.5ヶ月移動平均値

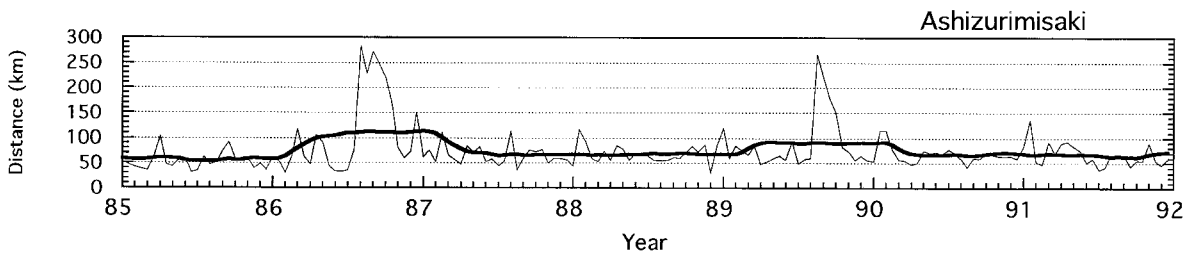


図2-20b 足摺岬基準線における黒潮離岸距離 (1985年~1992年)
細線：半月毎のデータ 太線：12.5ヶ月移動平均値

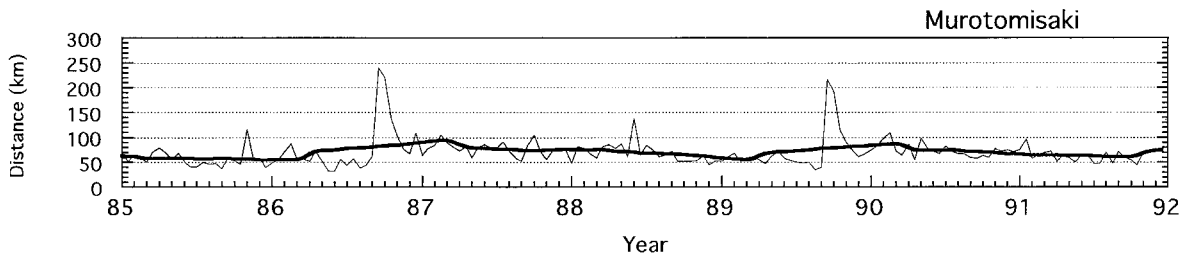


図2-20c 室戸岬基準線における黒潮離岸距離 (1985年~1992年)
細線：半月毎のデータ 太線：12.5ヶ月移動平均値

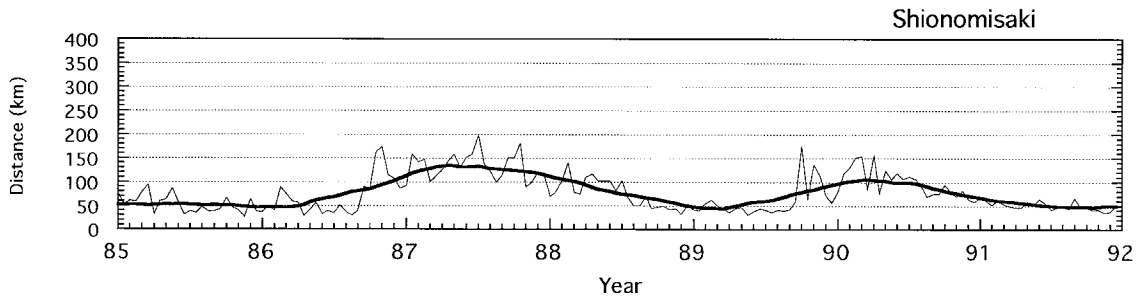


図 2-20 d 潮岬基準線における黒潮離岸距離 (1985年~1992年)
細線：半月毎のデータ 太線：12.5ヶ月移動平均値

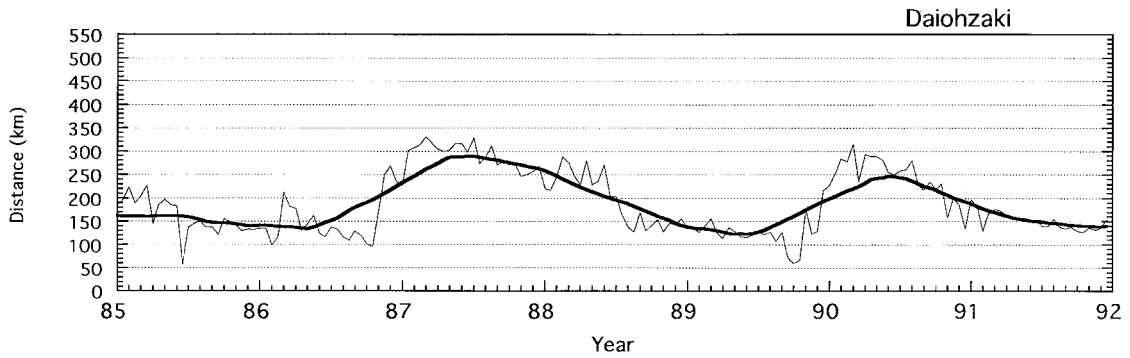


図 2-20 e 大王崎基準線における黒潮離岸距離 (1985年~1992年)
細線：半月毎のデータ 太線：12.5ヶ月移動平均値

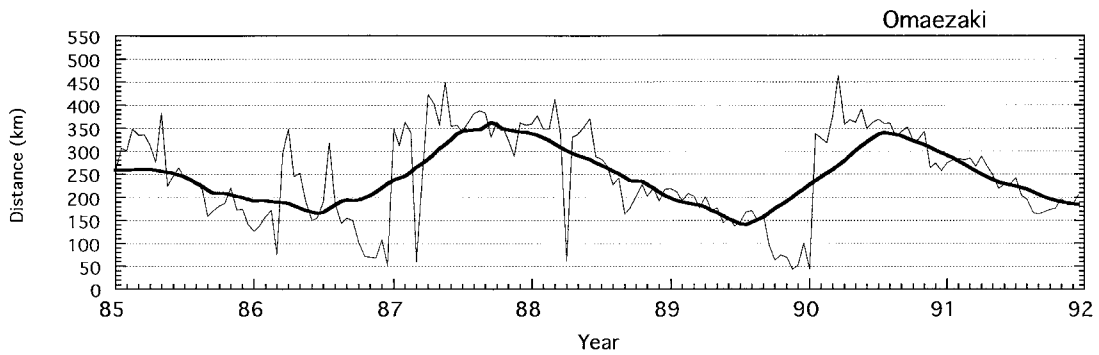


図 2-20 f 御前崎基準線における黒潮離岸距離 (1985年~1992年)
細線：半月毎のデータ 太線：12.5ヶ月移動平均値

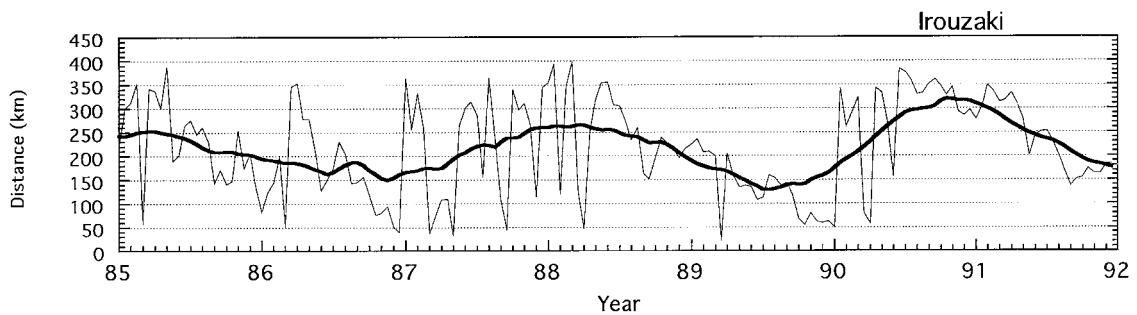


図 2-20 g 石廊崎基準線における黒潮離岸距離 (1985年~1992年)
細線：半月毎のデータ 太線：12.5ヶ月移動平均値

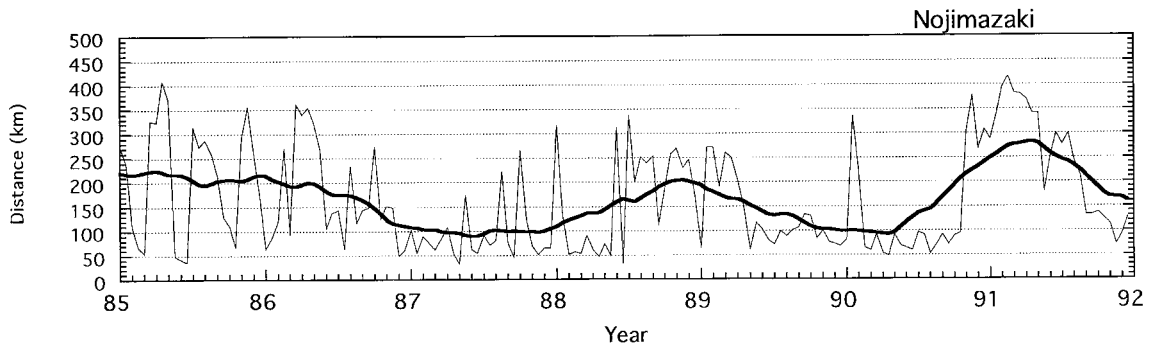


図2-20 h 野島崎基準線における黒潮離岸距離 (1985年~1992年)
細線：半月毎のデータ 太線：12.5ヶ月移動平均値

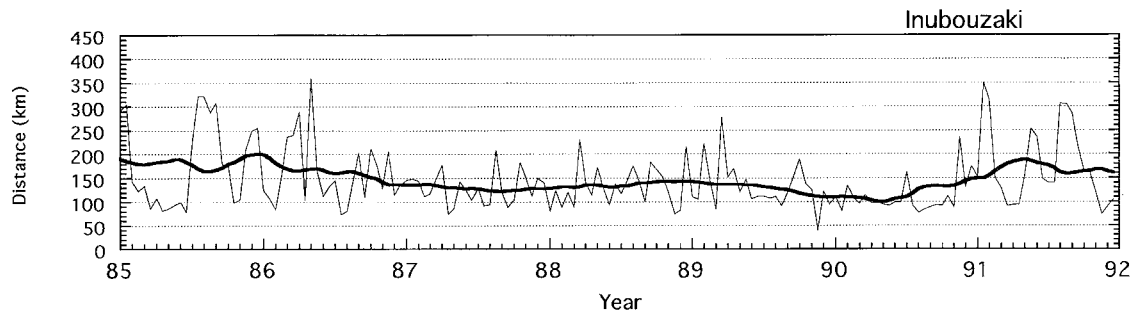


図2-20 i 大吠崎基準線における黒潮離岸距離 (1985年~1992年)
細線：半月毎のデータ 太線：12.5ヶ月移動平均値

なかった。ただし、この場合は、すでに述べたように潮岬・大王崎での蛇行時に、室戸岬・足摺岬でも離岸傾向が出ている。あるいは上に述べた四国沖のくびれの大きさが、蛇行によっては大きく変わるのかも知れない。蛇行Bの発生時期の観測資料は蛇行aの場合よりもさらに少ない。図2-16b, 16cで、蛇行発生期にほぼ同時に発生している2つの短周期のピークがあるが、基になる観測資料が少なすぎてなにも言えない。蛇行c, dでの都井岬沖のカーブは足摺岬沖・室戸岬沖にくらべ、全解析期間を通して短周期変動に対応する変動があったかどうかよく分からない。ただ、移動平均のカーブで見た長周期の変動では、距岸距離の大きめの部分が、足摺岬・室戸岬より先行して起こっている傾向がある。蛇行c, dは蛇行bに比べ蛇行の振幅が小さく、流路パターンとしてはB型（ないしは規模の小さなA型）と考えられる。蛇行bでもその傾向が見られるが、蛇行c, dに共通する現象として、蛇行開始時の距岸距離の増大のスピードが速いのに対し、後半の距岸距離の現象のスピードがずっと遅い（生の資料による細線に注目）。そのため、それ

ぞれのカーブが、前面に切り立った鋸歯状になっている。また、蛇行bの場合と同様に、潮岬・大王崎・御前崎において短周期変動が小さく、石廊崎以東で大きくなっている。若干、その境目が西に寄っているが、これらの性質は蛇行bと本質的に同じであったと考えられる。

蛇行cについて、その初期の代表的な流路図と後期の代表的な流路図をそれぞれ図2-21と図2-22に示す。この蛇行イベントでは、前半B型（ないしは規模の小さなA型）の流路パターンをとり後半にC型パターンに移行したことが示される。この移行時期は、図2-20hで野島崎基準線において離岸距離が急増した1988年5月頃である。全体としての発達・減衰の推移は蛇行bと非常によく似ている。

蛇行dについては、全体に蛇行の振幅が蛇行cより小さく、蛇行路のパターンとしてはB型と言える。この場合の蛇行流路の変遷はそのごく初期には複雑で、発生直後の1990年1月前半はB型、1月後半から2月前半までがC型、そして2月後半から再びB型となった。その後は10月後半までかなりの長期にわたってB型を維持し、

10月後半以後は消滅するまでC型を維持した。この遷移期は、図2-20hの野島崎基準線での距岸距離の急増の時に一致している。すなわち、蛇行dにおいても発生直後を除くと、その変遷は蛇行b, cとほとんど同じであったということができる。

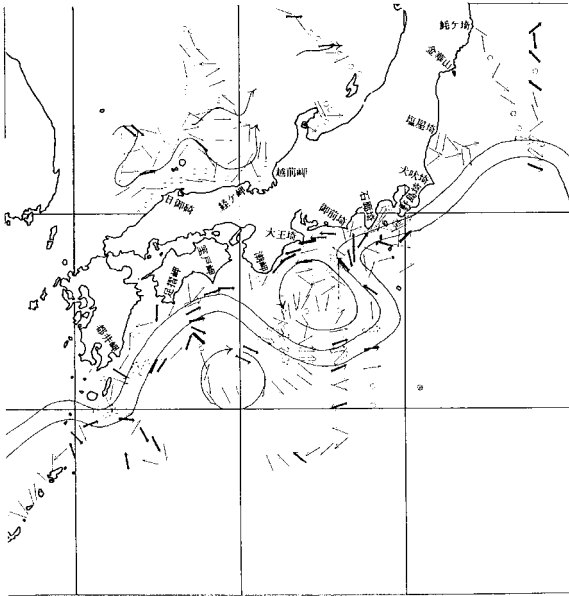


図2-21 1987年5月前半海流図(海洋速報より) B型

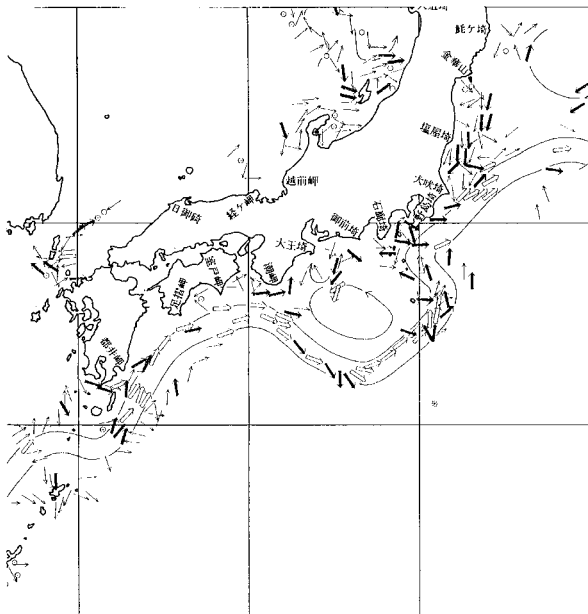


図2-22 1988年6月前半海流図(海洋速報より) C型

2-6. ま と め

第2部においては、各県水産試験場の資料が充実してきた1975年以降を選び、1993年までの時期に発行された海上保安庁水路部が月2回発行している海洋速報の流路図を基に、この期間に現れた4回の黒潮大蛇行の特性を調べた。その結果を要約すると

- (1) 従来から定説のようにになっている「黒潮大蛇行の前駆現象としての九州南東および四国南方における小蛇行の東進現象」は本研究の結果からは認めがたい。むしろ、九州先端付近で発生した小蛇行が、その西縁の位置を固定したまま東西の幅を広げて行きその結果小蛇行の東縁が東進する形になること、またこの東縁が室戸岬・潮岬あたりに達したとき、東西に延びた蛇行流路に四国沖でくびれが生じると共に、東半分の蛇行が急速に発達して大蛇行となることが示唆された。このような変遷過程が、解析した4つの大蛇行に共通して起こったとしても観測された事実と矛盾しない。この際、大蛇行への成長が潮岬の東で起きるとは限らず、四国沖のくびれの東側に取り残された波長は小さいが強い渦が大蛇行に成長していくように思われる。その意味では大蛇行の発生はむしろ紀伊水道沖で起こると考えるべきであろう。このような東縁の東進と四国沖でのくびれからの東西2つの蛇行への分裂が、小蛇行の東進という解釈につながったのではないかと推定する。しかし、1975年以降の資料でもこの大蛇行発生の変遷過程は十分明らかにされたとは言えない。今後さらに観測を充実させると共に、人工衛星の高度計資料等も活用した研究が望まれる。
- (2) 黒潮大蛇行現象は、熊野灘・遠州灘沖の現象として捉えられてきた。本研究でも、蛇行時・直進時での離岸距離の特性差、あるいはラグ相関を利用した空間的連続性のような統計的な解析では、大蛇行現象は主として熊野灘・遠州灘沖の現象と捉え得ることを示している。しかし、詳しく個々の事例を検討すると、蛇行aでは上流側の都井岬までほぼ同時的な離岸傾向が見られ、蛇行b, c, dでも室戸岬沖でも対応する離岸現象が見られる。単純な統計操作では、熊野灘・遠州灘沖に限られた現象のように見えるが、このことは大蛇行現象が、従来考えられているよりも水平スケールの大きな現象であることを示唆していると考えられる。さらにこのことは、沿岸水位変化特性が油津から串本までおよび浦神から油壺までの潮岬を境とした2つの広い海域のそれぞれの中で似ていることと関係しているのではないだろうか。

- (3) 蛇行b (特に後半), 蛇行c, 蛇行dは, 流路パターンとしては, いわゆるC型に属するものと考えられる。しかし, この流路パターンは数年の間継続しており, 必ずしも大蛇行から直進への遷移段階の不安定な短周期の現象とは言えないようである。蛇行aではその終末期に短期間C型流路をとってから消滅しており, 蛇行イベントによってその終末期の振る舞いは多様であるように思われる。
- (4) 蛇行aの蛇行の振幅は非常に大きく, 典型的なA型流路をとった。この蛇行イベントではその最盛期において蛇行の南端において大冷水塊の切離と再結合が起こった。この現象は非常に珍しく, 僅かに1936年に発生したらしい証拠が提出されてるにすぎない。今後, このような現象が起こった場合, その物理機構を明確にするための特別な観測を行うべきであろう。

第3部 串本・浦神間の潮位差と黒潮流路との関係

3-1. はじめに

第2部において, 1975年1月から1993年12月までの期間について海洋速報資料を用いて, この期間の日本南岸沖の黒潮流路の変動特性を見てきた。一方, 串本と浦神の潮位差が黒潮の大蛇行時と直進時で大きく変化することが知られており, しばしば黒潮大蛇行をモニターするために使用されている(津村健四朗, 1963, 岡田・西本, 1978, M. Kawabe, 1980)。第3部においては, 第2部で解析したのと同じ期間における串本・浦神の潮位と潮位差を解析し, 潮岬沖の流軸の離岸距離との関係を検討する。また, 三重県浜島水産試験場(現三重県水産技術センター)および和歌山県水産試験場の海洋観測資料を用いて, 両地点間の潮位差がどのような外洋の海況を代表しているのかについて考察する。第2部で黒潮流路の変動の解析を行った海域と串本・浦神の位置関係を潮岬周辺の水深分布と共に図3-1に示す。串本の検潮所は浦神湾のかなり湾奥の部分に置かれている。沿岸潮位変化には, 地域的な特性があり, 潮岬の西側の油津から串本までの広い範囲, あるいは潮岬の東側の浦神から油壺までの広い範囲で, それぞれの海域内で似た変動特性を示すが, 潮岬の東西では特性が大きく違うとされる。すなわち2つの大小の空間スケールが関わっていると考えられる。しかし, ここでは小さい方の空間スケール, なぜ, 僅か15kmしか離れていない串本・浦神の間で潮位変化特性が違うのか, またなぜこの両地点間の潮位差が黒潮の流路変動のモニターとして使い得るのかを中心に検討することとする。

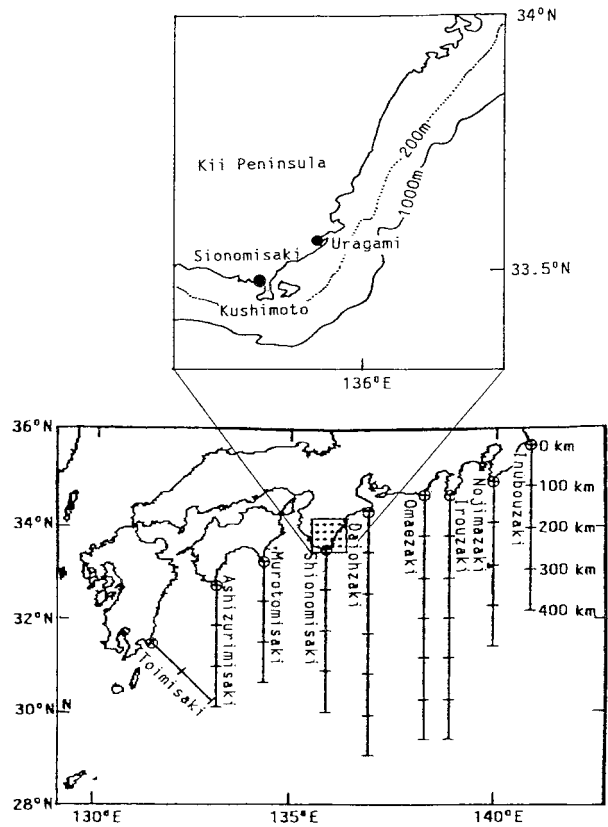


図3-1 黒潮離岸距離測定基準線および串本と浦神の位置

3-2. 用いた資料と解析方法

黒潮流路の変動に関する資料は, 第2部で用いたものと同じであり, 海上保安庁水路部が, 月2回発行している海洋速報を基にしたものである。ここでは主に潮岬沖の基準線での離岸距離を解析に用いるが, 第2部で述べたように, 海洋速報の基礎となっている海洋観測資料は期間を約半月に限ると, 必ずしも黒潮の流路の決定に十分なものが得られるとは限らない。後に述べる沿岸定線の観測資料が1カ月間隔であることも考え, 各月の上旬・下旬の黒潮流軸の離岸距離を平均し, 1カ月間隔の時系列データを作成して解析に用いた。蛇行期・直進期の区別は, 潮岬・大王崎の基準線における離岸距離の12.5カ月移動平均カーブから判定したものを主として用いる(図2-2の下側のバンド図の下側のもの: 13ヶ月移動平均値を用いてもほぼ同じ結果が得られる)。

串本・浦神における潮位資料は, 水路部観測報告潮汐編(No.10からNo.29まで)に記載されている月平均潮位データを用いた。また, 気象庁月報に記載されている潮岬における月平均気圧が両地点での気圧を代表するとして, 気圧補正を行った。この補正はしたがって潮位差

には関係しないが、それぞれの地点での水位変動特性も一応チェックするために行ったものである。解析期間は流路変動を解析したのと同じく、1975年1月から1993年12月までである。

紀伊半島南端周辺の沿岸海域の海洋データ（水温と塩分）については、三重県浜島水産試験場（現三重県水産技術センター）および和歌山県水産試験場の月1回の割で行われている沿岸定線の結果を利用した。これらの沿岸

定線の観測定点を図3-2に串本・浦神の検潮所の位置とともに示す。両水産試験場の海洋観測は1984年以前では100m以浅の観測が多い。1985年以降は400mから1000m水深までの観測も行われるようになってきているが、ここでは1985年以降の300m以浅の標準層（0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 250, 300m水深）の観測資料を主として用いることにする。

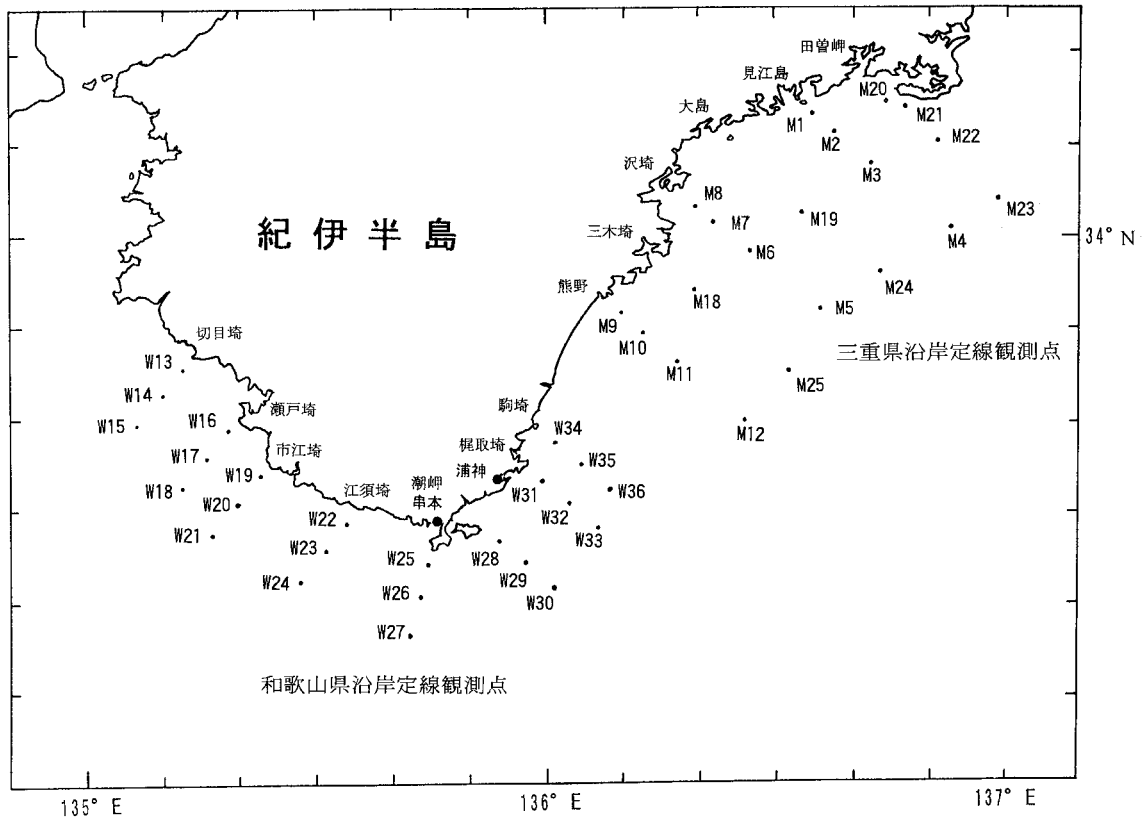


図3-2 紀伊半島南部の三重県沿岸定線観測点並びに和歌山県沿岸定線観測点および串本と浦神の位置。
W00：和歌山県観測点 M00：三重県観測点

3-3. 解析期間における串本・浦神間の潮位差の変動特性と黒潮流路との関係

3-3-1. 串本・浦神間の潮位差と潮岬・大王崎沖の離岸距離の時間変化

1975年から1993年までの串本および浦神の月平均潮位の変化をそれぞれ、図3-3 a, bにそれぞれ示す。また、これから求めた両地点間の潮位差を図3-3 cに示す。但し、潮位差は解析期間全体の平均値からの偏差と

して示してある。それぞれの図で細い実線が月平均の変動を示し、太い実線はその13ヶ月の移動平均を示している。参考のために、海上保安庁水路部が月2回発行している海洋速報の記述から黒潮の大蛇行期と直進期を決めて、図の下側にそれぞれ黒と白のバンドで示してある。この図からも分かるように、個々の地点での潮位には1年周期の季節変動が現れるが、潮位差のカーブでは季節変動がほとんど除去されていることが分かる。また、潮

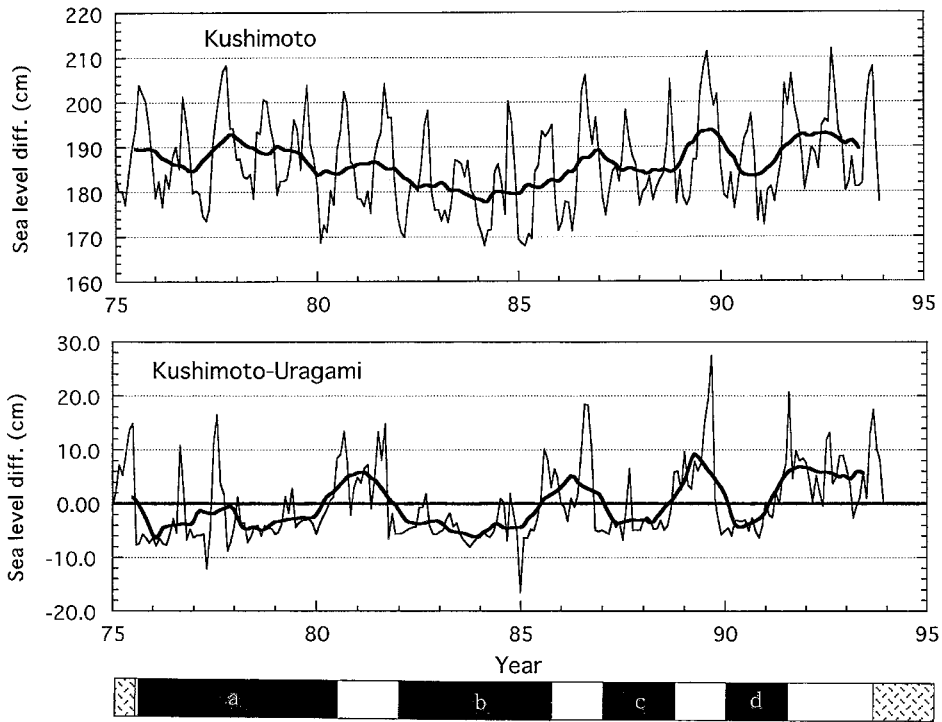


図 3-3 a 串本における月平均潮位 (1975年~1992年)
 細線：月平均値 太線：13ヶ月移動平均値
 下段は串本から浦神を引いた潮位差 (期間の平均からの偏差).
 最下段のバンドは黒が黒潮大蛇行期, 白が直進期を示す.
 (第2部で命名した蛇行 a~d をバンド図中に示す)

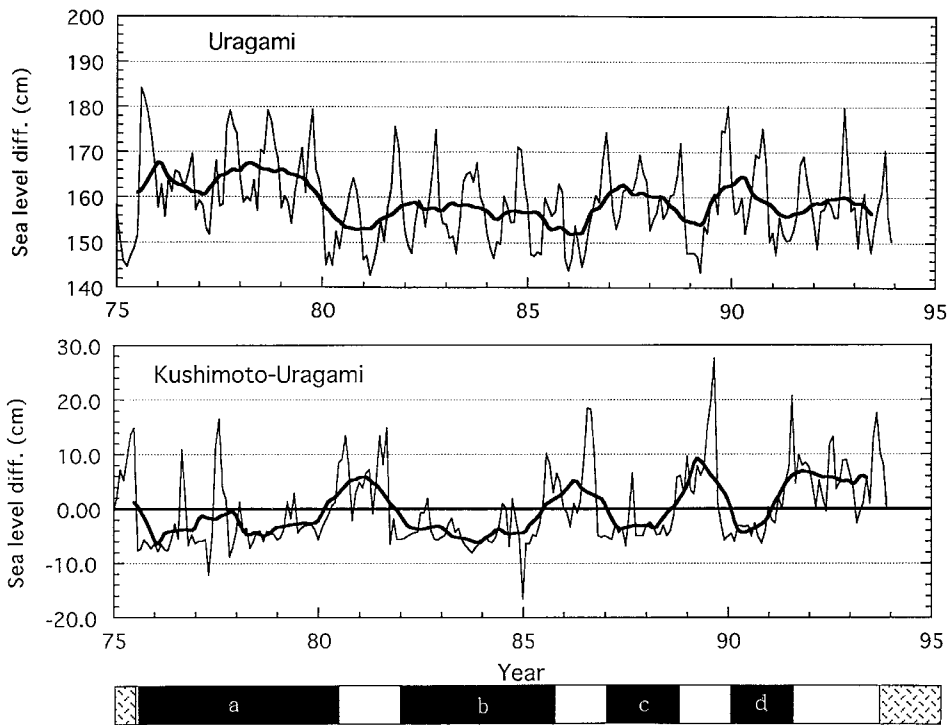


図 3-3 b 浦神における月平均潮位 (1975年~1992年)
 細線：月平均値 太線：13ヶ月移動平均値
 下段は串本から浦神を引いた潮位差 (期間の平均からの偏差).
 最下段のバンドは黒が黒潮大蛇行期, 白が直進期を示す.
 (第2部で命名した蛇行 a~d をバンド図中に示す)

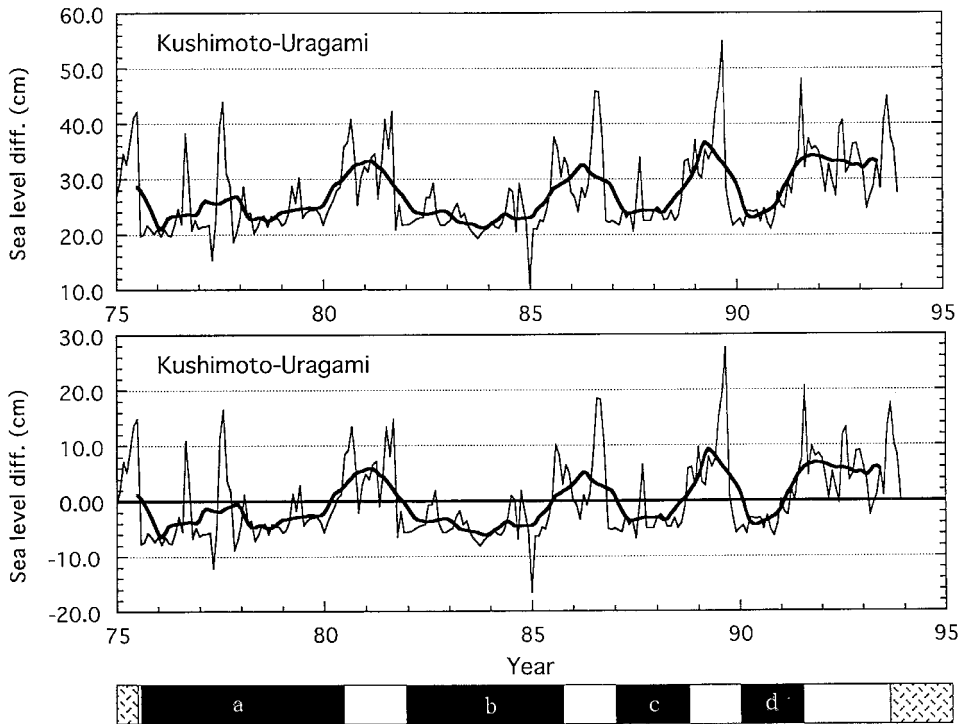


図3-3c 串本と浦神の月平均潮位差（串本 浦神）（1975年～1992年）
 細線：月平均値 太線：13ヶ月移動平均値
 下段は期間の平均からの偏差値で示したもの。
 最下段のバンドは黒が黒潮大蛇行期、白が直進期を示す。
 （第2部で命名した蛇行a～dをバンド図中に示す）

位差のカーブと、下端に示した大蛇行・直進の期間を比較すると、蛇行期に串本の潮位が浦神に比べ相対的に低くなり、直進期には逆に相対的に高くなっている傾向が読み取れる。図3-4に各蛇行期、各直進期について平均した潮位差を示すが、蛇行期と直進期で明確に違いがあることが分かる。

第2部で述べたように、海洋速報に描かれた流路の位置は、その時に利用できる観測資料の数によって大きく影響される。また、潮位差については、ごく沿岸近くで起こる現象、たとえば風による吹き寄せ作用（串本と浦神では湾の開口方向が西と東で逆であるため、それによる潮位の変動は逆になると考えられる）や非常に局地的な水温変動によって、種々の短周期変動起こると考えられる。そこで、このような誤差の影響が少なく、より信頼度が高いと考えられる13ヶ月移動平均流路を中心に議論を進め、短周期の変動についてはそれからの偏差を考えて考察することにする。

図3-5a, bに、潮岬基準線（潮岬から真南に延びる線）および大王崎基準線での黒潮流軸の13ヶ月移動平均離岸距離の時間変化を太線で示す。これと比較のため

に串本・浦神の潮位差についても同じように13ヶ月の移動平均を取り、その変動をそれぞれの図に細線で示す。ただし、潮位差のカーブについては、流軸の変動に対応させるため、この図では上下を逆にして、浦神の潮位から串本の潮位を引いたものを示してある。すでに述べたが、蛇行aにおいて生じた南端での冷水渦の切離に伴って、水位差のカーブに弱い極小が生じているが、その影響は大王崎沖の離岸距離のカーブの様には明確ではなく、潮岬沖と大王崎沖の離岸距離のカーブの中間的な変動をしている。この図でより興味あるのは、蛇行aの離岸距離の変動の振幅が、潮岬沖・大王崎沖の双方で、以後の蛇行b, c, dに比べて明らかに大きいのに、潮位差のカーブでは全ての蛇行に対してほとんど同じ振幅を示していることである。このことは、串本・浦神の潮位差が黒潮流路の蛇行・直進をモニターすることに用いられ得るが、その振幅をモニターすることができないことを示している。逆に言えば、流路変動の振幅によらないから、蛇行・直進のモニターとして有用であるのであろう。この点についてさらに言及するなら、蛇行aでの冷水塊の切離に伴う潮位差の極小は必ずしも有意であるかどうか

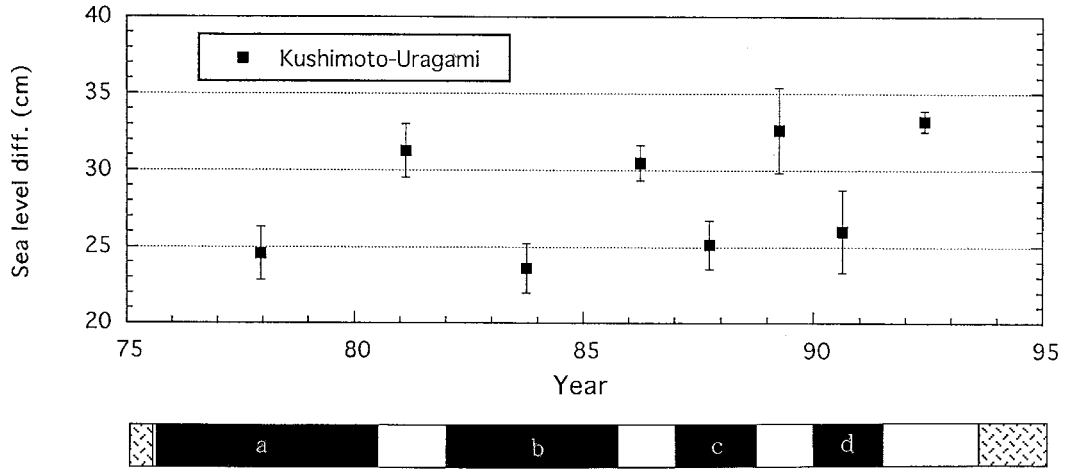


図3-4 黒潮の各蛇行期と直進期で平均した串本と浦神の月平均潮位差(移動平均値)。四角の黒丸は平均値を縦の直線は標準偏差を示す。最下段のバンドは黒が黒潮大蛇行期, 白が直進期を示す。(第2部で命名した蛇行a~dをバンド図中に示す)

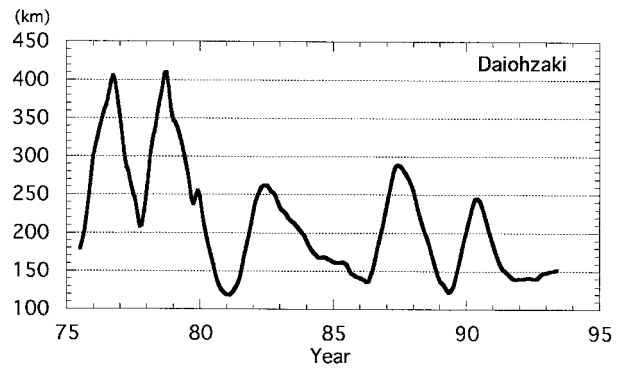
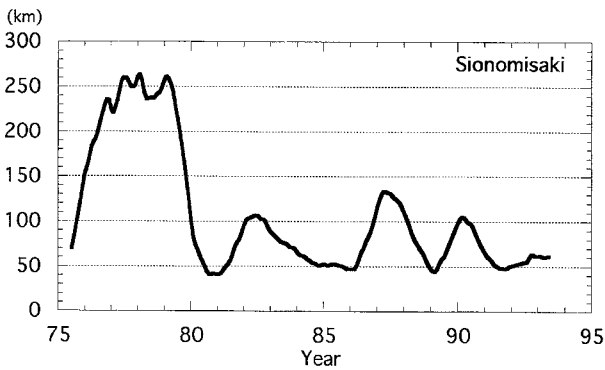


図3-5 a 潮岬基準線における黒潮流軸の月平均離岸距離と串本・浦神の月平均潮位差(両者とも13ヶ月移動平均値)の時間変化

図3-5 b 大王崎基準線における黒潮流軸の月平均離岸距離と串本・浦神の月平均潮位差(両者とも13ヶ月移動平均値)の時間変化

疑問が残る。むしろ、潮位差の値はこの時も蛇行時の値を保っており、潮位差の資料からいえば、切離時も蛇行が継続している状態にあったというべきかも知れない。もう1つ興味あるのは、蛇行 b, c, dにおいて、離岸距離のカーブが、潮岬沖でも大王崎沖でも離岸の始まりが、接岸し始めるときよりもより急な「鋸歯状」になっているのに対し、潮位差では前後対称の形で変化していることである。すなわち、蛇行の形成期には両者が平行して増大しているのに比べ、減衰期には離岸距離が減少し始めても、潮位差は蛇行時の特性を保ち、そのカーブはフラットな峰を持っている。この傾向は特に蛇行 bで著しい。これらの蛇行はその前半はいわゆる B（ないし A）型の蛇行と見なせるが、それぞれの後半時に蛇行の東縁が伊豆海嶺を越えており C型蛇行になっていた（第2部参照）。このことは、串本・浦神間の潮位差で見る限り、黒潮流路のパターン分けによる A型・B型・C型の3つは区別がつかず、全て同様の黒潮大蛇行の特性を持つことを示している。

3-3-2. 串本・浦神間の潮位差と潮岬・大王崎沖の離岸距離の相関関係

串本・浦神間の潮位差と潮岬・大王崎沖の基準線での離岸距離との散乱図を、月平均の生のデータについて求めたものを図3-6 a, bに、13ヶ月移動平均値について求めたものを図3-7 a, bに、それからの偏差について求めたものを図3-8 a, bにそれぞれ示す。図3-6を見ると、両基準線について、生の月別のデータ点は、L字型に分布している。潮岬沖で50km、大王崎沖で140 km付近で、横軸に平行する形に分布するものは、黒潮の直進時取られたものであるが、M. Kawabe (1980)が蛇行 a について指摘しているように（図1-5参照）、蛇行時の潮位差は比較的安定して変動が少ないのに対し、直進時の潮位差はかなり大きく変動することに対応していると考えられる。また、潮位差約22cmを中心に縦軸に平行に分布するものは、主として蛇行時に取られたものであるが、この分布形は既に述べたように、潮位差の大きさは、必ずしも蛇行の振幅とは関係しないことを示すものである。

13ヶ月移動平均値間の分散図（図3-7）では図3-6の生の月別の分散図に比べて、分散の度合いが非常に小さくなり、L字型から大きく離れたデータはなくなっている。ただし、L字型近くの分布幅はほとんど変わっていない。この図では蛇行時と直進時のそれぞれのデータ分布がほとんど重なり合っていない。この図から判断

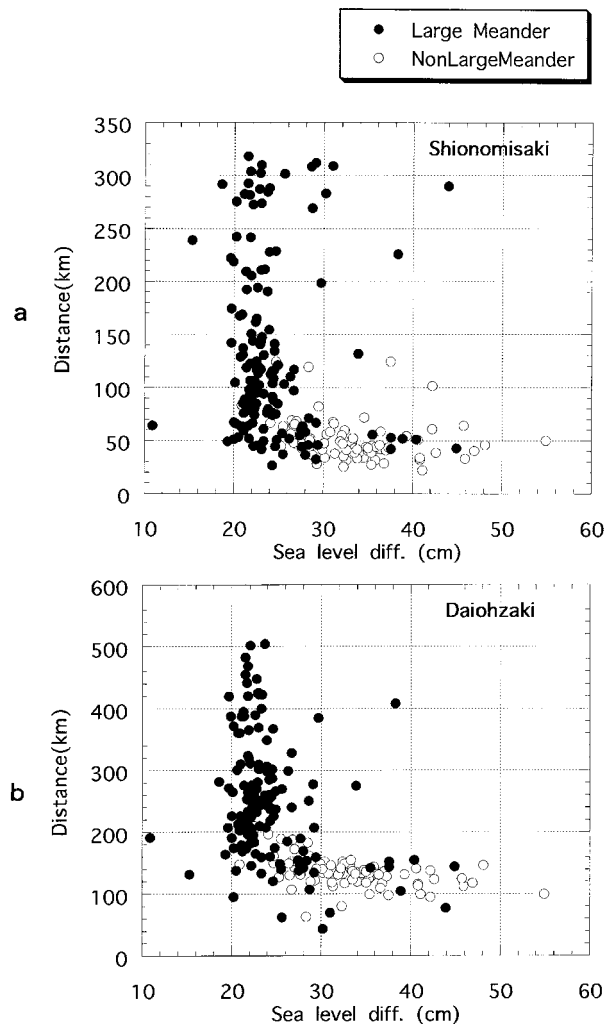


図3-6 潮岬基準線 (a) と大王崎基準線 (b) における黒潮流軸の月平均離岸距離と串本・浦神間の月平均潮位差との関係（生のデータ）

して潮位差（移動平均値で）が約28cm以上が直進時を示すと考えられる。一方、この28cm以下の潮位差においても、直進時に対応するような離岸距離のデータ点が見られる。蛇行・直進時の区別に主観性があること、ここでの解析では蛇行・直進の遷移期間を特に分離していないことなどが、このような分布の現れた原因と考えられるが、蛇行 bの時に取られたデータが一つつながりになってこの部分に現れていることを指摘しておきたい。前節で述べたように、この蛇行に際しての変化は、減衰時に離岸距離（特に潮岬沖での）が、直進時の値に戻った後も、潮位差は大きいままに保たれていた。もし、この部分のデータを例外として取り除くと、L字型のコーナーの部分が無くなって、蛇行時のデータと直進時のデータは、弧を描いてつながり、遷移領域が現れる。その

ように見るならば、蛇行・直進を分ける離岸距離は、潮岬沖で約100km、大王崎沖で約200kmとなる。

図3-5と図3-6の分散図において、もう一つの大きな相違点はL字型の分布の横軸に平行した部分が13ヶ月移動平均において、著しく短くなっていることである。図3-7の移動平均からの偏差の分散図で黒丸で示した蛇行時には無相関に近く、大きくばらついた分布を示しているのに対し、直進時には横軸に平行してかなりの範囲に散らばることを除くと、偏差間の相関はあまり見られない。しかし図3-8では、1977年5月、1986年10月、1989年11月には両基準線の離岸距離および潮位差（串本・浦神）の全てのカーブに鋭い谷が共通して現れている。しかし、その現れ方には微妙な時間のずれが

見られるし、対応関係の全くない鋭い峰や谷が現れている。本論文では短周期変動については深入りしないが、今後短周期成分についても解析を進めたいと考えている。

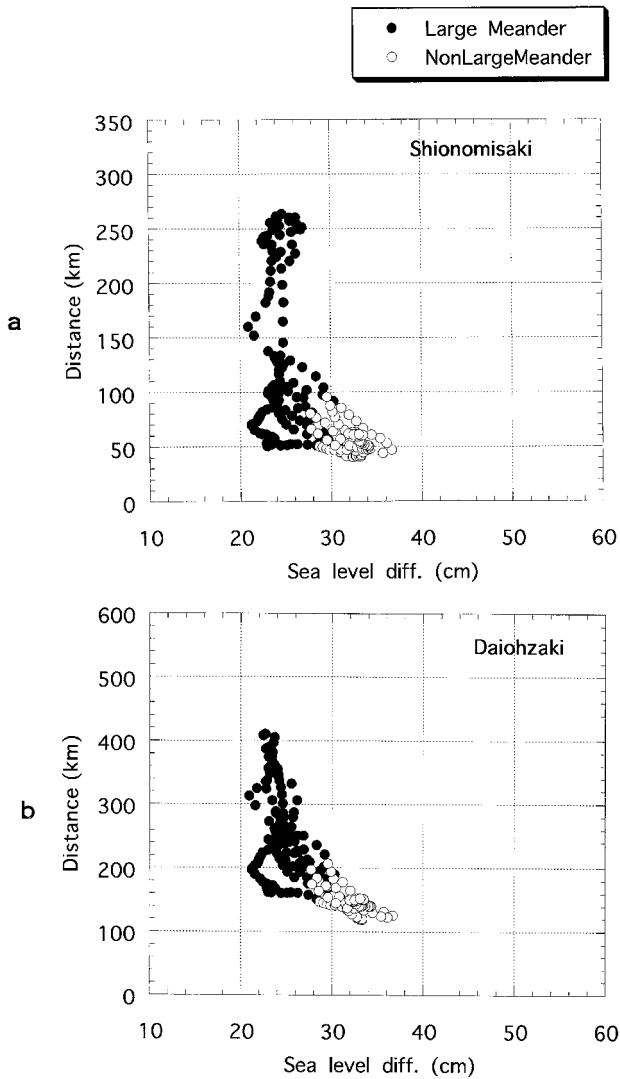


図3-7 潮岬基準線 (a) と大王崎基準線 (b) における黒潮流軸の月平均離岸距離と串本・浦神間の月平均潮位差との関係 (13ヶ月移動平均値からの偏差)

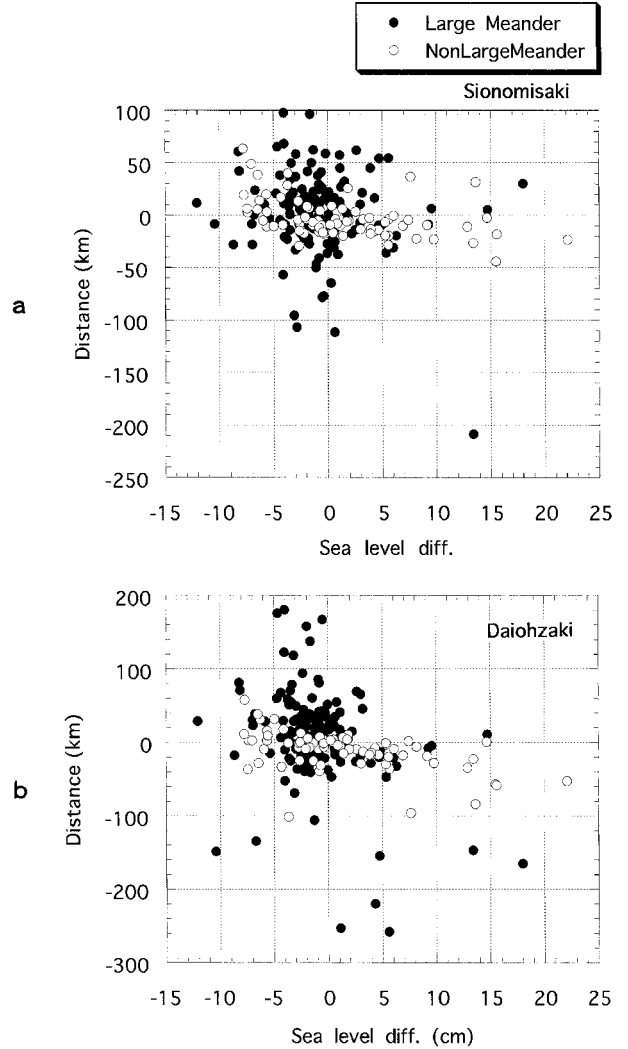


図3-8 潮岬基準線 (a) と大王崎基準線 (b) における黒潮流軸の月平均離岸距離と串本・浦神間の月平均潮位差との関係 (13ヶ月移動平均値からの偏差)

3-3-3. 串本・浦神間の潮位差を基準とした黒潮流路の変動特性の地域差

第2部において、9つの基準線での離岸距離の間での変化特性の比較を行ったが、ここでは串本・浦神間の水位差を基準として各基準線での流路の変動特性を見てみることにする。図3-9および図3-10に串本・浦神間の水位差と各基準線での離岸距離の間の分散図を、月別データと13ヶ月移動平均データについて、それぞれ示す。

これらの図左側は、一番上に潮岬沖を採録し、それから西方に室戸岬・足摺岬・都井岬の分散図を順次下方に示してある。また、右側には一番上に大王崎の図を採録し、それから東方に御前崎・石廊崎・野島崎・犬吠崎の分散図を順次下方に示す。この図では蛇行 a を含む期間、1975年8月から1980年5月のデータについては白丸で、それ以外の期間のものを黒丸で示してある。

図3-9の生の月別データの分散図で潮岬から西方に、あるいは大王崎から東方に遠ざかるにつれて、データの散らばりが増加していく。これは潮岬をはさむ串本・浦神間の潮位差との関係を見ているのであるからむしろ当然であろう。しかし、面白いことに図3-9において、散らばりが増していく形が西方と東方とで異なっている。蛇行 a を区別せず全体で見ると都井岬基準線の図においてデータはほとんど無相関に近い形を取るが、潮岬・大王崎沖の場合に比べ、小潮位差・大離岸距離および大潮位差・小離岸距離の部分のデータが欠けており、全体としては潮位差と離岸距離が正の相関を示すかのような形をしている。この傾向は室戸岬・足摺岬・都井岬と西方に向かうにつれて強くなり、潮岬・大王崎沖で見られたようなL字型の分布が距離と共に弱まっていく。一方、潮岬・大王崎から東方に向かうと、野島崎に至るまでL字型の分布がある程度まで保存されており、データの分布は潮岬・大王崎でのL字型の分布形の縦軸沿い・横軸沿いの2つの部分を2辺とする直角三角形を描いたとき、データ点はその内部に限定されている形になっている。さらに犬吠崎に至ると、L字型分布は必ずしも明確でなくなる。

この図3-9の大王崎・潮岬・室戸岬・足摺岬沖に対する分散図で、L字型分布の縦軸に平行な部分に注目すると、離岸距離の大きなところのデータは全て白丸、すなわち蛇行 a の発生時に取られたデータである。第2部で述べたように、蛇行 a にともなう黒潮流軸の離岸傾向は足摺岬まで明確に現れていたことに対応している。都井岬沖でも、白丸がこの部分に集まる傾向があるが、他の蛇行時に取られたデータ（黒丸）とそれほど際立った差異は認められない。都井岬沖と足摺岬沖との間で蛇行に関連する海況変動に何らかの性質の差があるように見える。御前崎沖以東においては、白丸・黒丸の分布は重なり合って現れ、潮岬以西とは分布特性が異なっている。縦軸に平行した場所での白丸の分布に注目すると、御前崎沖から石廊崎・野島崎へと、離岸距離の大きなところの白丸が急激に減少している。これは蛇行 a に際した流軸の離岸傾向がそれほど東方まで現れなかったことに対

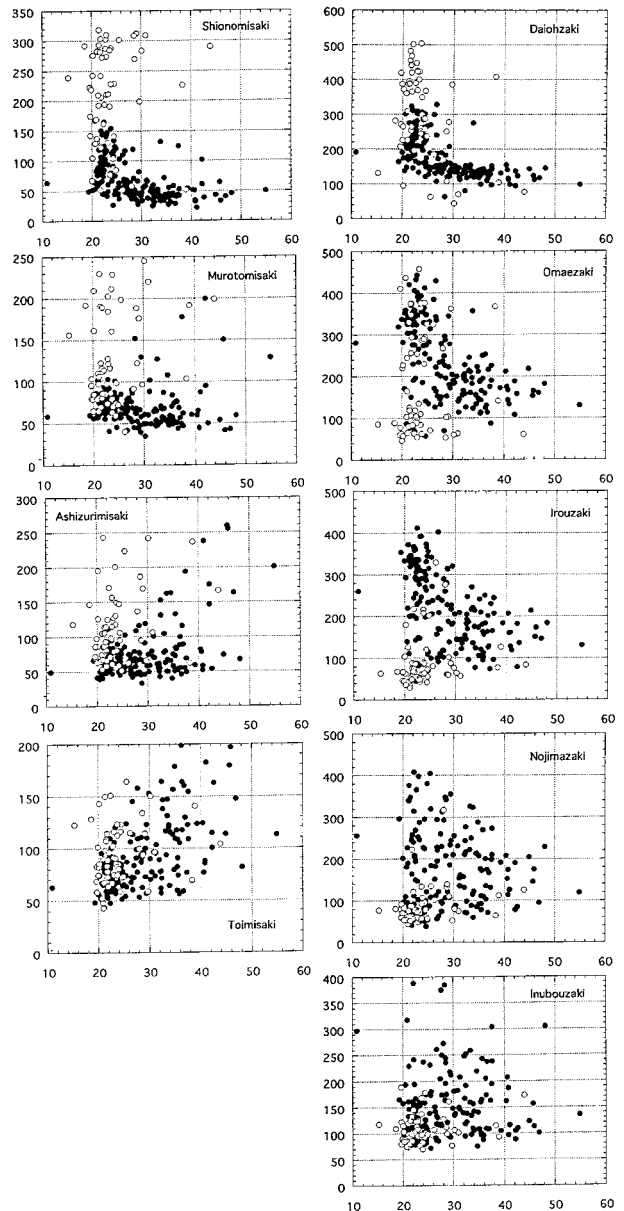


図3-9 串本・浦神間の潮位差と各岬基準線での黒潮流軸離岸距離の分散図（生データ）。白丸は1975年8月～1980年5月の期間（大蛇行 a）。黒丸はその他の期間のデータを示す。

応している。これに対して黒丸に注目すると大王崎沖から東方に向かって、データ点のばらつきが増加していくものの、野島崎沖に至るまでL字型の辺近くのデータが保持されている。これは蛇行 b, c, d に際して、それぞれの後半時期に現れたC型の蛇行が、比較的長期に存在を続けたことに対応している。犬吠崎沖の分布ではこの部分が消滅しており、流軸変動の性質が野島崎・犬吠崎の間を境にして変化していると考えられる。

13ヶ月移動平均値についての分散図（図3-10）を見

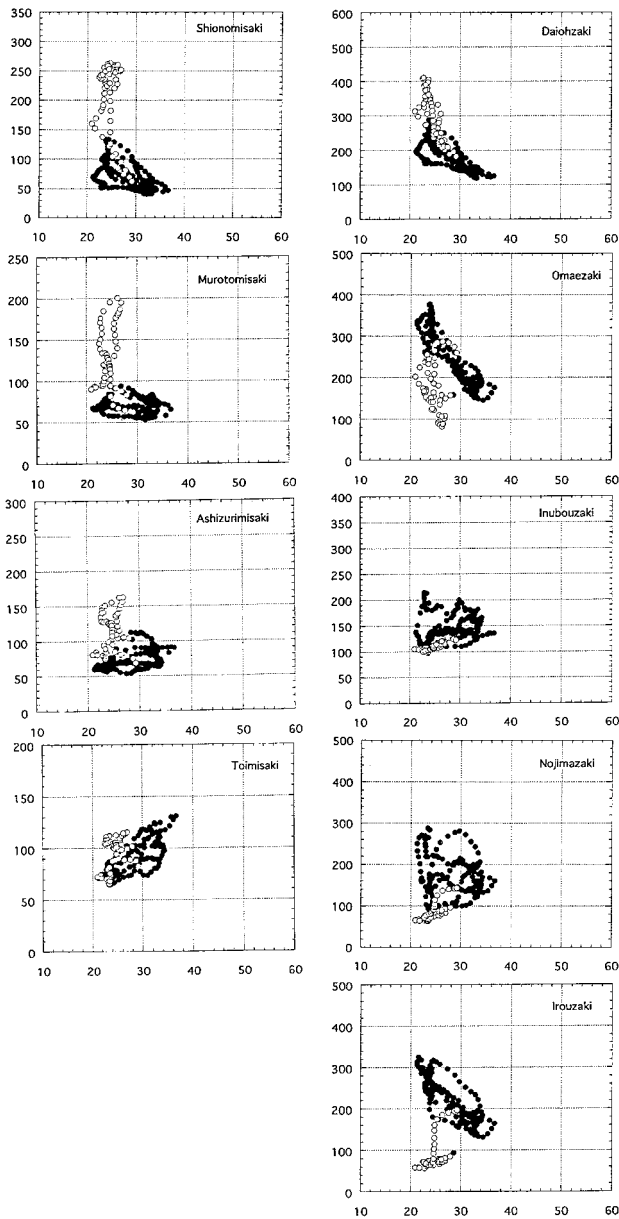


図3-10 串本・浦神間の潮位差と各岬基準線での黒潮流軸離岸距離の分散図(13ヶ月移動平均データ)。白丸は1975年8月~1980年5月の期間(大蛇行a)。黒丸はその他の期間のデータを示す。

てみると、当然のこととしてデータ点の散らばりの範囲が減少し、全ての図で特に飛び離れたデータ点はなくなっている。この図では各蛇行 a, b, c, d に対応したデータは、それぞれループ状に現れている。潮岬沖から西方の各基準線についての分散図の特性は、図3-9で論じたものと本質的には違いがないが、縦軸平行部分での大きな離岸距離のところのデータ点が西に向かうにつれて、急速になくなっていく傾向はより明確に見える。ただし、図3-10では、都井岬沖でも縦軸に平行したところに、

蛇行 a にともなうデータ点が黒丸から分離して存在しており、さきに述べた足摺岬・都井岬沖の間の黒潮流路変動特性の変化はある場所で突然起こるのではなく、遷移領域があってゆっくりと起こることを示すのであろう。この両基準線間の分布特性の差はむしろ蛇行 b, c, d の場合(黒丸)に見られるが、その理由は分からない。御前崎沖以東のデータの分散特性は、図3-9の場合とかなり違った印象を受ける。御前崎以東では、大王崎以西とは逆に小さな離岸距離が蛇行 a に際して出現している。蛇行 a に際して、黒潮流軸の離岸傾向が御前崎以東ではほとんど見られないことは第2部でも論じたが、この図はむしろこの蛇行に際して流軸に接岸傾向があったことを示している。黒丸だけに注目すると、御前崎・石廊崎沖ではデータ点の集中する範囲は右下がりに見えている。この傾向は、潮岬・大王崎沖でも若干認め得る。しかし、野島崎・犬吠崎においてはデータは広く散らばっており、この図からは、流路変動特性の変化が、石廊崎と野島崎の間で起こっているように見える。各蛇行の特性に従い局限された性質を持つようである。

以上の結果は、潮岬と東西で流路の変動特性に何らかの相違のあることを示唆しているものと考えられる。また、足摺岬・都井岬の間を境に、石廊崎・野島崎の間ないしは野島崎・犬吠崎の間を境に、その東西で、黒潮流路変動の特性に違いがあることを示唆している。このことは、沿岸の潮位の変化特性が、油津から串本までの区間、浦神から油壺間での区間で各々の区間で似ていること、そして各々の間の境界を境に変化特性が大きく変わる(例えば、岡田・西本, 1978, M. Kawabe, 1980) と何らかの関係を持つのではないだろうか。このような分散図を用いた解析結果からは物理的な機構を論じることは難しいが、今後の研究に何らかの示唆を与えることができれば幸いである。

3-4. 串本・浦神間の潮位差変動によって代表される海況の変動

3-4-1. 黒潮蛇行時と直進時における水温差

前節までに述べてきたように、串本・浦神間の潮位差の違いが、流軸の離岸距離のような黒潮流路特性の違いに関係しており、黒潮の蛇行・直進をモニターする手段として用いうる。しかし、この潮位差を引き起こしている原因、あるいはこの潮位差がどのような外洋海況を代表しているかについてはほとんど研究されていない。僅かに竹内(1995)が、潮岬南沖の黒潮離岸距離、潮岬東西の定置水温差、串本・浦神間の潮位差の変動に類似性

があることを指摘しているもの(図3-11)や、藤本・友定(1980)が黒潮の大蛇行期の平均水温から直進期の平均水温を引いた水温差の分布を描いて、潮岬を境として東方が正、西側が負となっていることを指摘しているもの(図1-6)、および、坂本(1985)が紀伊水道で同様の研究を行っているもの(図3-12)が目立つみである。ちなみに、藤本・友定の図で描かれていない紀伊水道側の和歌山県水産試験場沿岸定線観測点のデータを加えたものを図3-13に参考として示す。潮岬の西側では、紀伊水道に近い北部の観測点で正(といっても0.1~0.2℃程度)の値が見られるものの、南部特に串本沖では、大きな負の値となっている。

ここで解析した1975年以降の浜島水産試験場(三重県水産技術センター)および和歌山県水産試験場の資料を用いて、三重県大王崎から和歌山県切目崎までの海域において、藤本・友定(1980)と同様に蛇行時の平均水温から直進時の平均水温を引いた水温差の分布を図3-14に示す。解析期間における蛇行期・直進期は図3-3の下端に示したものと同一である。藤本・友定の図と同様に、潮岬を境にして、蛇行時の水温から直進時の水温を引いた値が、潮岬東方で正、西方で負となる傾向が示される。しかも、黒潮が接岸して西から東に流去するとき

に潮岬の陰となるところから正と負の領域に分けられるようである。また、熊野灘南部の沿岸域から中部の沖合に大きな正の値が見られ、熊野灘北部では大蛇行期と直進期で差がほとんどない値となっている。図3-14は大王崎以西について求めたものであるが、藤本・友定の図(図1-6および図3-13)によると正の領域は潮岬以東は房総半島野島崎まで続いている。これは、既に述べてきた沿岸潮位変動特性によって分けられた海域によく対応していることは注目すべきであり、関連する現象の水平スケールはかなり広いことを示唆しているのであろう。しかし、一方でこの海域全体の正の水温差は決して一様に分布しているのではなく、局地的な極大を持ついくつかの海域に分割できる。特に、図3-14の1℃以上の負の領域の広がり方や、藤本・友定の図における潮岬のすぐ東方での2℃を越す領域は新宮沖付近までであることなどに注目するならば、現象の水平スケールはそれほど大きくない。

このように関係する現象の水平スケールが2種類あると考えられるが、ここでは串本・浦神の潮位差に注目しているため、小さい方の水平スケールの現象に焦点を当てて解析することにする。

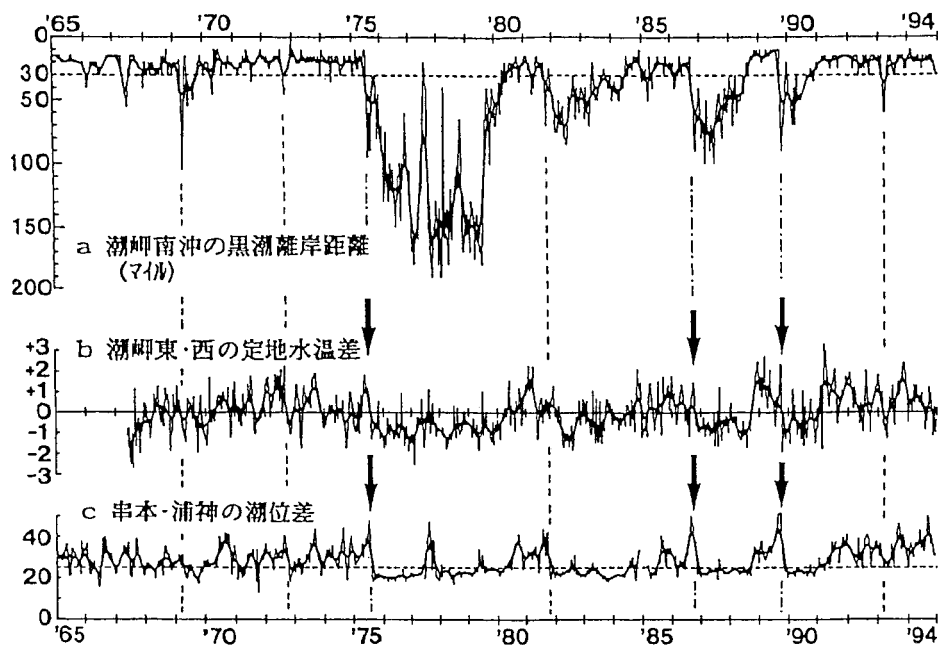


図3-11 潮岬南沖の黒潮流軸と沿岸水温・潮位差の変動(太線は3ヶ月移動平均値)
 a: 潮岬沖の黒潮離岸距離(マイル, 水路部海洋速報, 30マイルに破線)
 b: 潮岬東・西海岸の定地水温差(半月平均値を使い標準偏差基準で標示)
 c: 串本・浦神の潮位差(半月平均値, 気象庁潮岬測候所, 25cmに破線)
 (竹内・中地, 1995から引用)

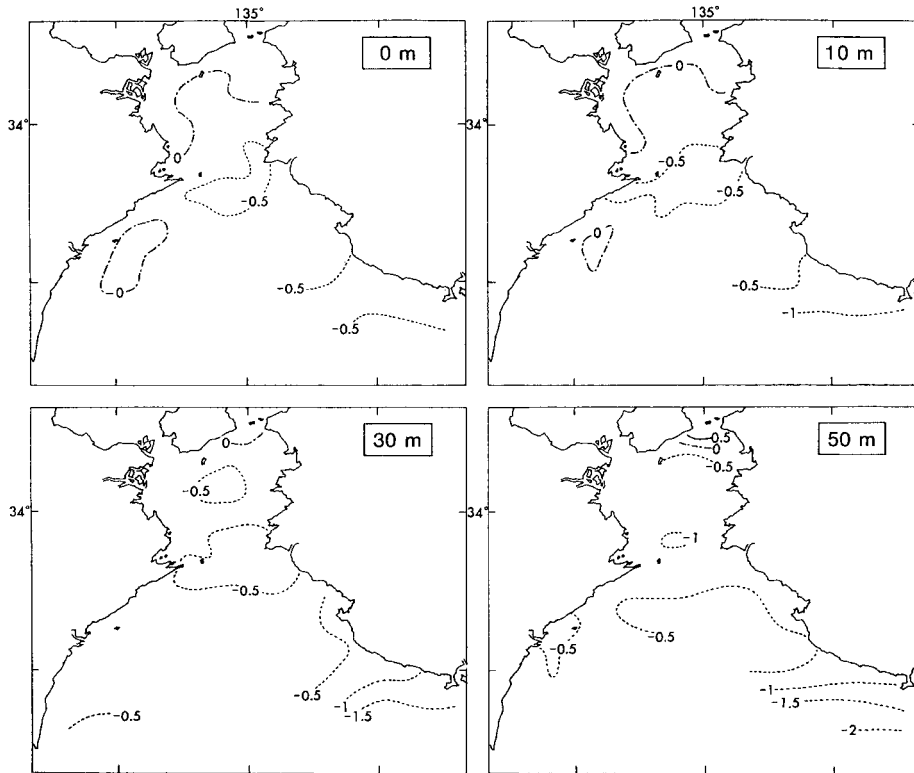


図3-12 紀伊水道における黒潮A型期とN型期の年平均水温差の水平分布
 A型期：1975年7月～1979年12月 N型期：1970年1月～1975年6月
 A型期 N型期の値を示す (°C)

(坂本, 1985から引用)

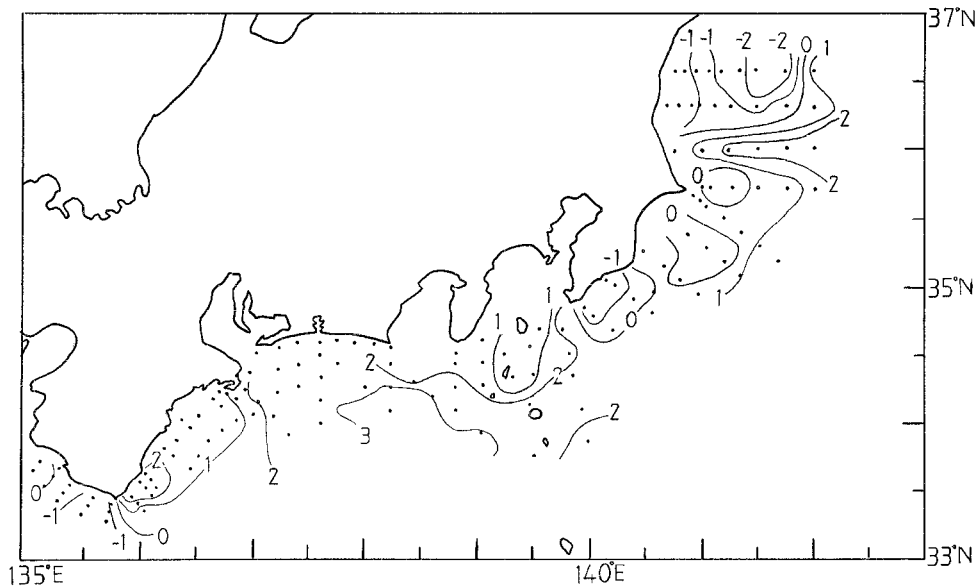


図3-13 関東・東海沿岸海域の平均水温差 (TA - TN) 分布の例
 (4月100m, 藤本・友定, 1980に潮岬以西の和歌山県沿岸定線
 観測点のデータをつけ加えたもの)
 TA: 黒潮大蛇行期 (1975年8月～1979年7月) の平均水温値
 TN: 黒潮直進期 (1964年4月～1974年3月) の平均水温値

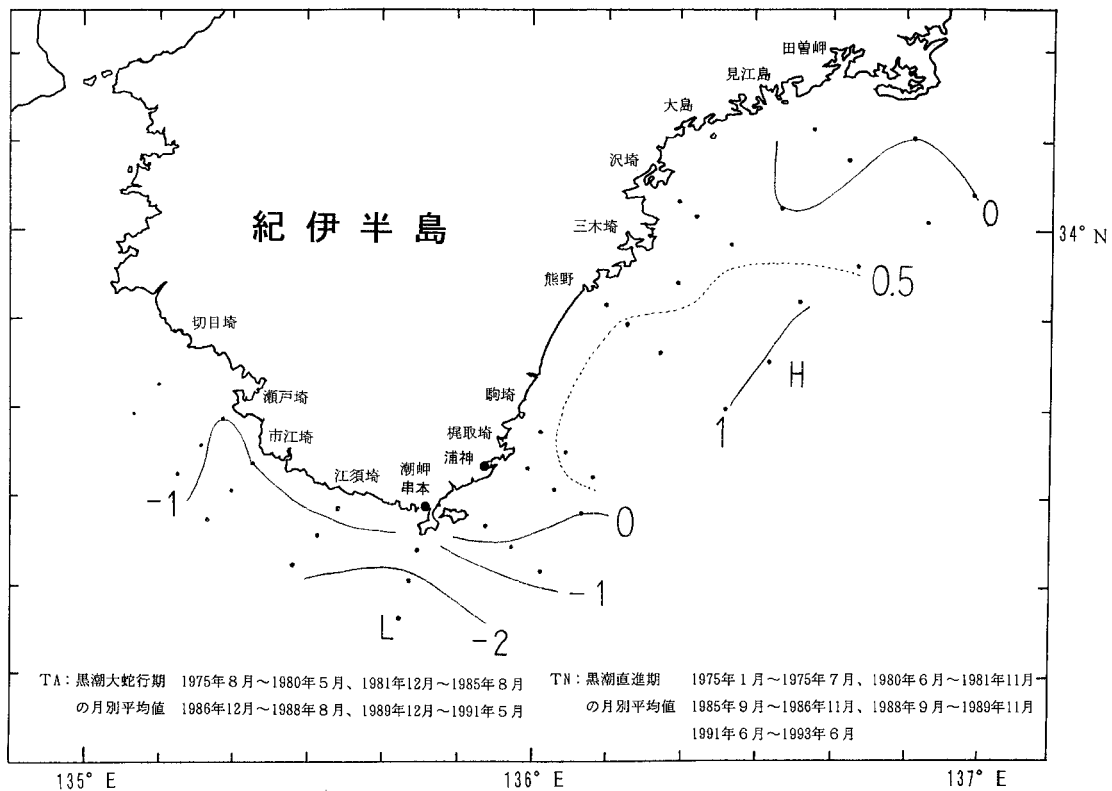


図3 14 三重県沿岸定線および和歌山県沿岸定線観測海域における黒潮大蛇行期と直進期の平均水温差 (TA TN) 水平分布 (4月100m)

3-4-2. 串本・浦神間の潮位差変動に関連する海況変動の起こる深度

三重県水産技術センターおよび和歌山県水産試験場によって、月1回実施されている沿岸定線観測の資料(測点の分布は図3 2および図3 14に示す)を利用し、全域で300m深までの資料が得られるようになった1985年以降のこの海域での表層の水温・塩分構造とその変化を調べた。解析期間は1993年12月までである。

まず、串本・浦神のそれぞれの検潮所に最も近い2つの観測点(和歌山県水産試験場のSt. 25とSt. 31)を選び、いくつかの基準面深度を用いて、両測点での力学的海面水位を計算した。解析期間における両地点での力学的海面水位の差の時間変化を、基準面深度を50m, 100m, 200m, 300mにとったものについて図3 15 a, b, c, dにそれぞれ示す。これらの図には、月別の水位差を細線で、13ヶ月移動平均値を太線で示してある。基準面深度を増して行くと、両測点間の力学的海面水位差が増大していく傾向が認められる。しかし、200m深から300m

深へと増加させた場合の増加率は短周期成分を含めて非常に小さく、この海域で海面水位に影響するような温度・塩分構造の変化は、200m以深(高々300m以浅)の表層で起こっていると考えられる。

13ヶ月移動平均のカーブと比較すると、振幅は基準面を深くするほど増加するが、波形自体はほぼ共通した特性を持っているように見える。これに対して、生の月別の資料によるカーブ(細線)では、50mを基準面を選んだもの(図3 15 a)と100mを基準面を選んだもの(図3 15 b)の間で大きく変化しており、100m以深では200m基準・300m基準のカーブもほぼ100m基準のものと同じ変化特性を示している。恐らく、海面を通しての加熱・冷却や降雨あるいは陸水の影響による極めて局地的な影響は、高々100m深程度にしか及ばないことを示しているのであろう。しかし、50m基準よりも100m以深の基準の方が、短周期の変動がより顕著に現れているが、原因はよく分からない。

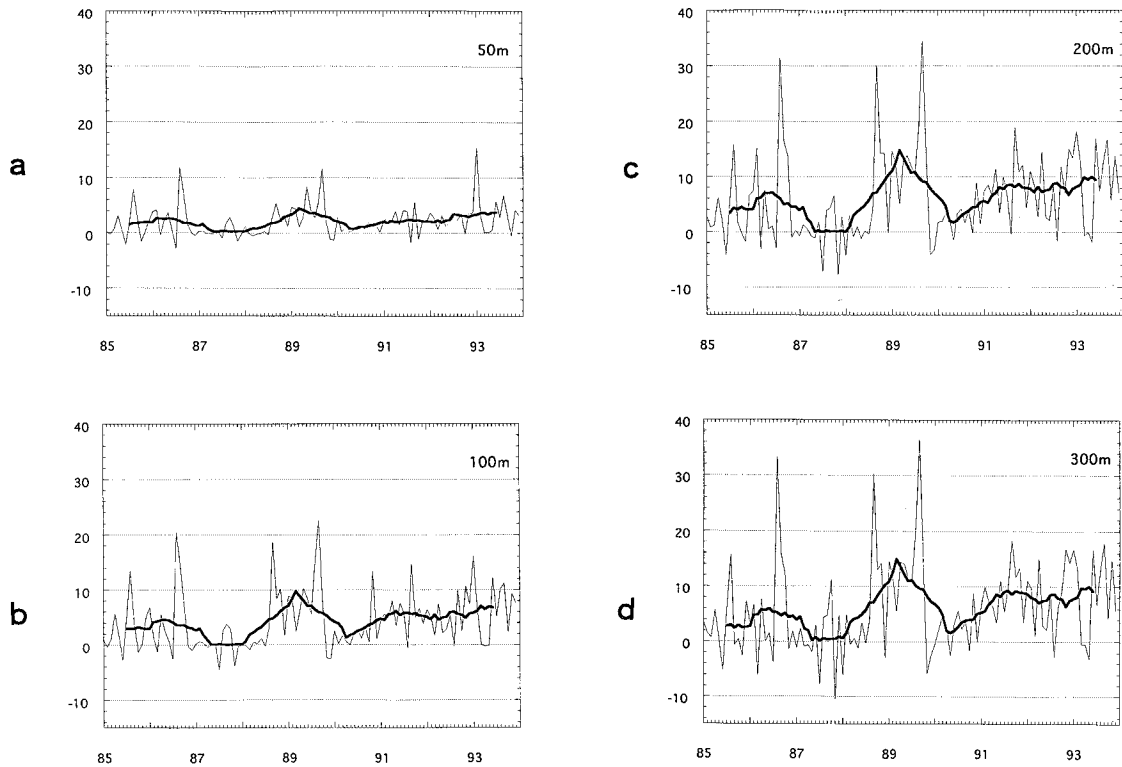


図3-15 和歌山県水産試験場St.25(串本沖)とSt.31(浦神沖)における50m(a), 100m(b), 200m(c) 300m(d)の各深度を基準面にとって計算した月別力学的海面水位偏差の差(St.25-St.31).
細線:月別値 太線:13ヶ月移動平均値

3-4-3. 力学計算による海面水位の変動特性とその串本・浦神間の潮位差との関係

前節の議論で、300m深程度までの表層の海況変動が、沿岸潮位に関連するような力学的海面水位の変化を引き起こすことが分かったので、300m深を基準とした力学的海面水位の時間的・空間的な変動特性を詳しく見てみよう。

まず、前節で用いた2つの観測点St.25とSt.31について、それぞれ求めた300m基準力学的海面水位の変動を図3-16a, bに示す。この13ヶ月移動平均のカーブを比較すると、両測点での変動の振幅は同程度であるが、変動の位相が相互にずれており、両測点間の差にどちらの変動がより大きく効いているとは言えないようである。また、月別の値のカーブに見られる短周期変動については、両測点共に1年周期の季節変動が卓越している。そのため、両測点の差を取った図3-15dでは、短周期変動が相対的に小さくなっている。次に、ここまでに用いた2つの観測点の空間的な代表性を見ておこう。図3-12で、潮岬東方で蛇行時平均水温と直進時平均水温の差

が2℃を越えている6つの測点で、観測が300m以上の深さまで行われている潮岬沖ないしは西方の5つの測点(和歌山県水産試験場St.23~St.27)と、潮岬東方で蛇行時平均水温と直進時平均水温差が明確に負の値を示している5つの測点(和歌山県水産試験場St.31~St.36)について力学的海面水位を300m深を基準面として計算した。それぞれのグループについて平均した海面水位の時間変動を潮岬西方、東方について、図3-17a, bに示す。図3-17a, bと図3-16a, bに示したSt.25とSt.31とを比較すると個々の季節変化のピークの大きさ等に若干の差は生じているものの変動特性はほとんど変わっていないように見える。このことは、St.25とSt.31で求めた力学的海面水位が、かなりの地域的代表性を持つことを示すのであろう。

図3-18bに、潮岬西方のグループで平均した300m深基準の力学的海面水位から東方のグループのそれを引いた差の時間変動を示す。参考のため潮岬東西での2点間(St.25とSt.31)の300m深基準の力学的海面水位差を図3-18aに採録した。両者の変動特性は細部を除い

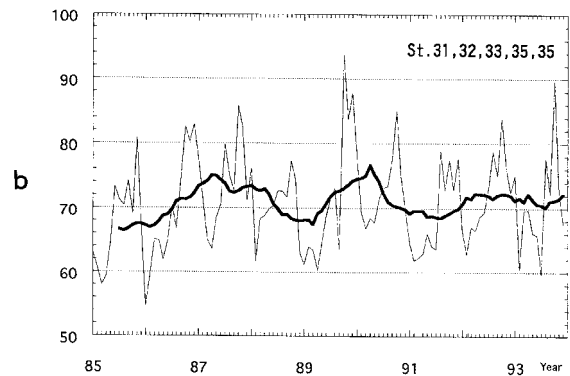
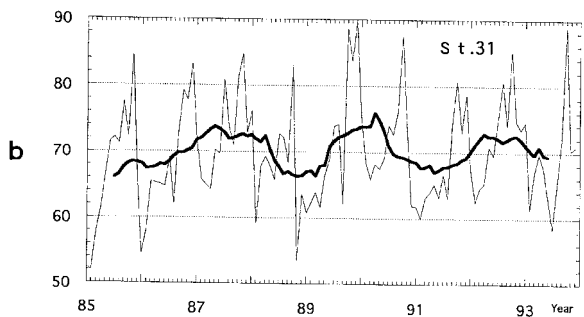
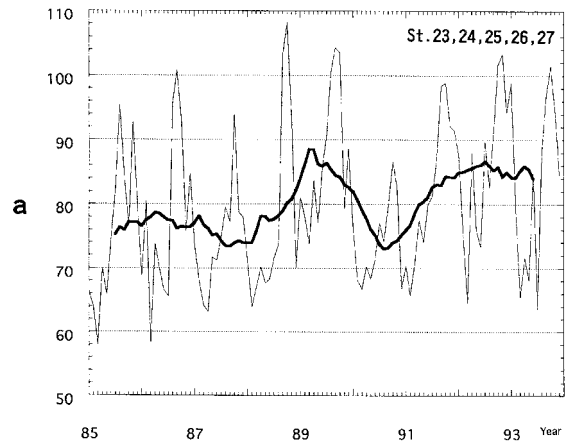
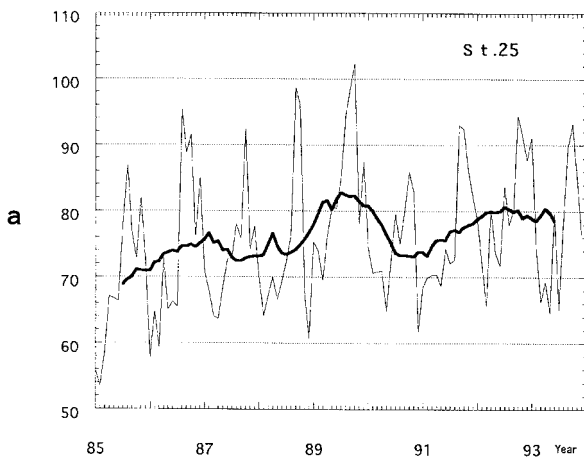


図3-16 和歌山県水産試験場St.25 (串本沖, a) と St.31 (浦神沖, b) における300m深基準で計算した月別力学的海面水位偏差。
細線：月別値 太線：13ヶ月移動平均値

図3-17 潮岬西方の観測点 (St.23, 24, 25, 26, 27) グループ (a)と潮岬東方の観測点 (St.31, 32, 33, 35, 35) グループ (b) で平均した力学的海面水位偏差の時間変化 (300m深基準で計算)
細線：月別値 太線：13ヶ月移動平均値

てほとんど違いがないようで、ここでも選ばれた2点の空間的代表性が結構良いことが分かる。ただし、5点の平均を計算した場合の方が13ヶ月移動平均の変動の振幅が有意に大きくなっている。

図3-18cに、串本・浦神の潮位差の時間変動を示す。図3-18a, bと比較して、そのそれぞれの前面の力学的海面水位の差の時間変動が、串本・浦神間の水位差変動と極めてよく対応していることが分かる。ただし、振幅に関してはグループ間のカーブ (図3-18b) よりも、かえって2測点間のカーブ (図3-18a) の方がよく一致している。図3-18bで変動の振幅が大きくなったことには、潮岬西方の一番沖の観測点St.27の海況変動特性が大きく寄与していることが示される。黒潮は潮岬に非常に接岸することがあり、St.27はその時には黒潮強流部に入る場合が多く、そのことが影響しているであろう。

1985年以降について、黒潮蛇行時(1986年12月から1988

年8月、および1989年12月から1991年5月)と直進時(1985年1月から1986年11月、1988年9月から1989年11月、および1991年6月から1993年12月)のそれぞれの期間について平均した300m深基準の力学的海面水位を図3-14に示した和歌山県水産試験場と三重県水産技術センターの各観測点について計算した。蛇行時のものを図3-19aに直進時のものを図3-19bに示す。これを基に蛇行時のものから直進時のものを引いた差の空間分布を求め、その結果を図3-19cに示す。図3-19cで、潮岬から江須崎沖の等高線が密に分布し東西に走っているのは、黒潮接岸時と蛇行時の黒潮に基づく沿岸近くの流れの差を直接示している。注目すべきことは、この図で、潮岬を境にして水位差が急に変化し、潮岬沖から西方にかけての正の領域と潮岬東方の負の領域に分けられていることである。この境界線は、図3-12, 13と沖合部分で若干のずれを生じているが、よく対応しており、

竹内 (1995) による串本・浦神間の潮位差が潮岬東西の定置水温差によく対応することを裏付けるものである。そして、潮岬西方では、蛇行時に岸寄りの観測点で2～3 cm, 沖側の観測点で6～9 cm海面水位が低くなり, 潮岬東方では、蛇行時に岸寄りの観測点で1.5～2.5cm, 沖側の観測点では3～3.5cm海面水位が高くなることを示している。この、300m深を基準とした力学的海面水位差は、量的にも串本・浦神で測られた潮位差（水位差）を説明する値として十分と考えられる。このことから、串本・浦神間の潮位差（水位差）が生ずる原因は、沿岸海域における水温・塩分の変化に伴う傾圧的变化による海面の膨張と収縮によるものであると結論付けられる。

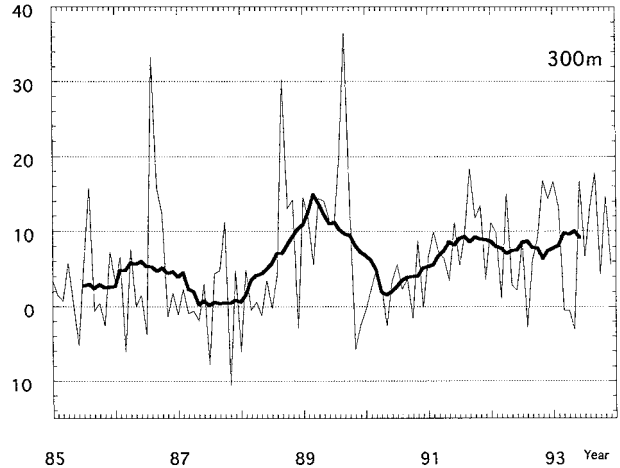


図3-18 a 300m深基準で計算した月別力学的海面水位偏差の差 (St. 25 - St. 31)

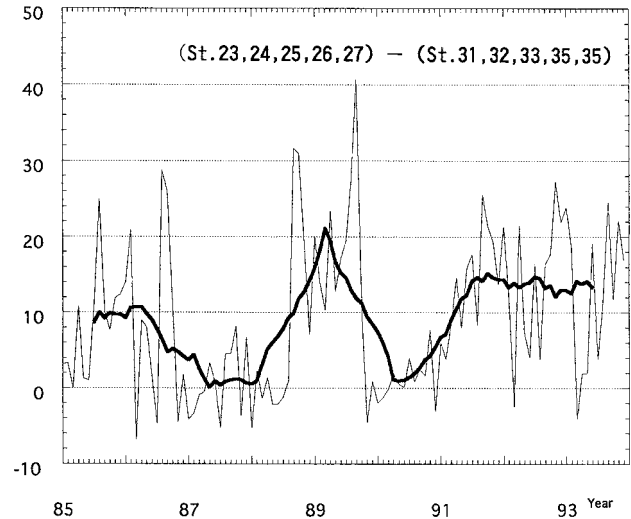


図3-18 b 300m深基準で計算した月別力学的海面水位偏差の差 (潮岬西方観測点 - 潮岬東方観測点)

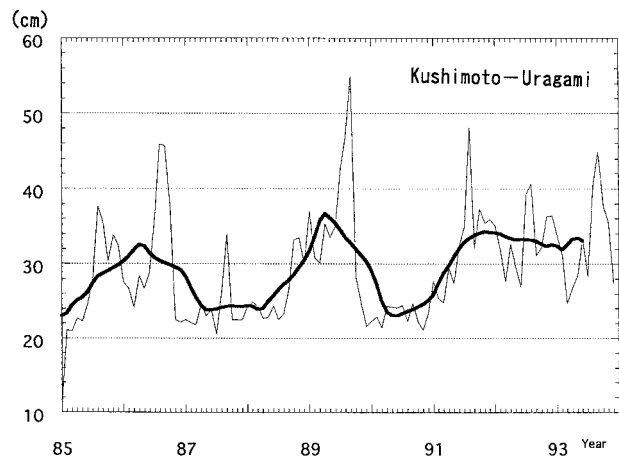


図3-18 c 串本と浦神の潮位差 (串本 - 浦神)

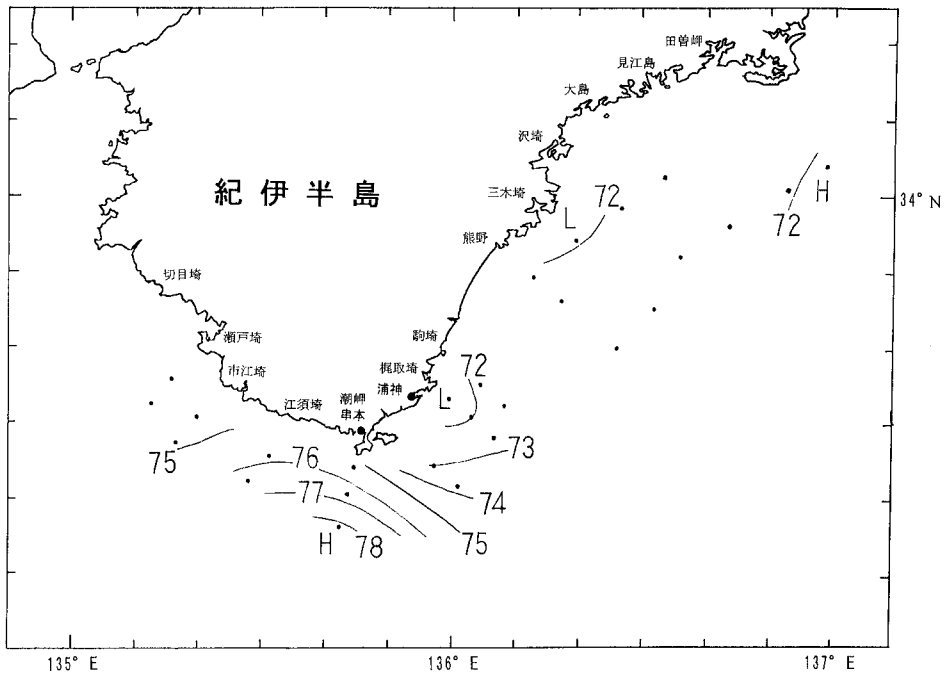


図3-19a 黒潮大蛇行期で平均した300m深基準の力学的海面水位偏差の水平分布 (13ヶ月移動平均値を使用).
大蛇行期: 1986年12月~1988年8月, 1989年12月~1991年5月

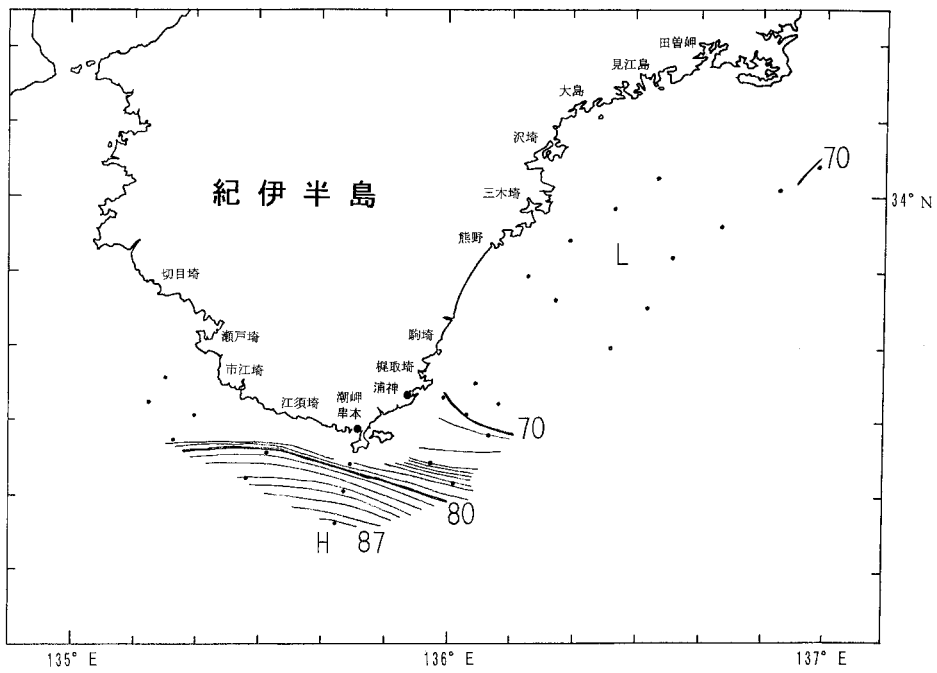


図3-19b 黒潮直進期で平均した300m深基準の力学的海面水位偏差の水平分布 (13ヶ月移動平均値を使用).
直進期: 1985年1月~1986年11月, 1988年9月~1989年11月, 1991年6月~1993年12月

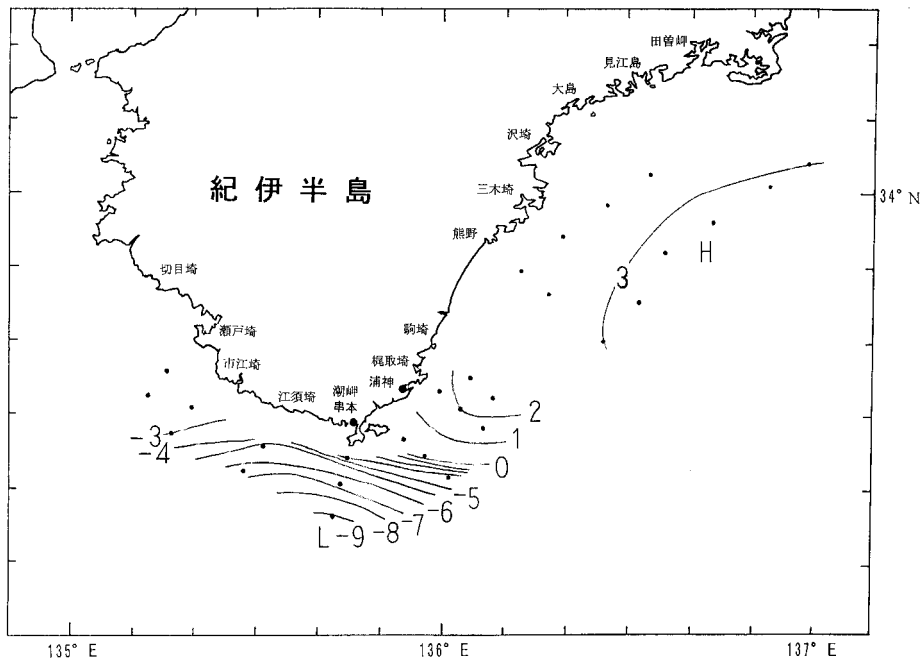


図3-19c 黒潮大蛇行期の平均から直進期のそれを引いた300m深基準の力学的海面水位偏差の差の水平分布。
大蛇行期：1986年12月～1988年8月，1989年12月～1991年5月。
直進期：1985年1月～1986年11月，1988年9月～1989年11月，
1991年6月～1993年12月

3-5. まとめと考察

1975年1月から1993年12月までの串本と浦神における水位の月平均潮位資料を用いて、串本・浦神間の潮位差と第2部で解析してきた9つの基準線での黒潮流軸の離岸距離の変動との関係を調べた。また、この潮位差が外洋のどのような海況を代表しているかを、浜島水産試験場（三重県水産技術センター）および和歌山県水産試験場の沿岸定線観測資料を解析した。この解析期間は海面の力学的高度の検討には沿岸定線観測が全測点で300m以深にまで行われるようになった1985年以降の資料を用いた。得られた知見を以下にまとめておく。

- (1) 串本・浦神間の潮位差の変動は、潮岬および大王崎基準線での離岸距離の変動とよく対応しており、従来から言われているように、黒潮の流路が蛇行型であるか、直進型であるかを識別する良い指標を与えている。
- (2) しかし、数カ月以下の短周期変動（13ヶ月移動平均値からの偏差）を取り出して比較した場合、串本・浦神間潮位差と黒潮流軸離岸距離との相関は悪く、水位差では短周期の流路変動をモニターすることは出来ない。ただし、蛇行時と直進時の潮位差の短周期変動

を比較すると、直進時の変動が蛇行時より大きいことが示された。

- (3) 串本・浦神の潮位差は、蛇行期全体を通してほぼ一定の値に保たれる。すなわち、その期間内の離岸距離の変動あるいは蛇行の振幅変化に応じては余り変化しない。このことは、潮位差の資料が蛇行・直進をモニターすることに非常に有効であるが、その振幅をモニターするものではないことを示している。
- (4) 串本・浦神間の潮位差と黒潮流軸離岸距離との月別値の間の分散図を描くと、データはL字型に分布する。すなわち潮位差22cmを中心とした離岸距離軸に平行した部分と、潮岬沖で50km、大王崎沖で140km付近で水平軸に平行する部分にデータが集中する。
- (5) 13ヶ月移動平均値を用いた分散図でも同様のL字型分布が表れる月別値の場合に比べると、データの散らばりが減少してL字型分布から飛び離れた特異な点は無くなる。(2)に関連するが、月別値に対する分散図に比べてL字型の離岸距離軸に平行した部分の相対的な長さが減少しており、月別値の場合には潮位の短周期成分の変動がこの部分に大きく関与していることが

示された。さらに、13ヶ月移動平均値の場合には個々の蛇行に対してデータ点は1つのループの形で表れる。これから見ると、離岸距離軸に平行な部分に対しては蛇行aが大きく関与しており、L字型のコーナーの部分には蛇行bのみのデータが出る。

- (6) 潮岬・大王崎において流軸が、ほぼ直進時の位置に戻った後も遠州灘で顕著な蛇行が継続していた蛇行bの後半時期のデータを例外的なものとして除外すると、蛇行時・直進時を分ける特性的な潮位差や離岸距離を求めることができる。それは潮位差については約28cm、離岸距離については潮岬沖で約100km、大王崎沖で約200kmである。
- (7) 串本・浦神間の潮位差を基準として、それと9つの基準線での黒潮流軸の離岸距離との間の分散図を描くと、データ点の分布形の違いから、流路の変動特性を地域別に分けることが可能である。それによると(1)都井岬沖、(2)足摺岬・室戸岬(・潮岬)沖、(3)浦神・(大王崎・)御前崎・石廊崎・野島崎沖、(4)犬吠崎沖となる。ただし、潮岬沖と大王崎沖の離岸距離については、串本・浦神間の潮位差との間に同じ様なL字型のデータ点の分布を示すので、その両者の間に特性の差を明確に示し得るわけではない。また、野島崎沖を(3)のグループに入れるべきか、(4)のグループに入れるべきであるかは微妙である。しかし、この黒潮流路変動の地域分けは、沿岸潮位の変動特性の地域分け、(1)九州南・西方、(2)油津から串本、(3)浦神から油壺、(4)房総以北によく対応している。ただし、(2)のグループには蛇行aの特性が、(3)のグループには蛇行b、c、dの特性が大きく反映していることが考えられ、明確な結論を得るためには、今後とも解析例を増やして検討する必要がある。
- (8) 蛇行時の平均水温から直進時の平均水温を引いた水温差は、潮岬を境にその東方で正、西方が負となり、明確な違いが見られる。この正と負の領域は、黒潮が接岸して西から東へ流れる際に潮岬の陰となるような形で分けられている。
- (9) 300m基準の力学的海面水位の蛇行時と直進時の差を見ると、潮岬を境に水位差の正負の境が表れ、蛇行時と直進時の水温差とは、沖合で若干の違いを見せるものの、非常によく対応している。
- (10) 串本の検潮所に最も近い沿岸定線の観測点(和歌山県水産試験場St. 25)と浦神に最も近い観測点(和歌山県水産試験場St. 31)における海洋観測資料を基に、力学計算基準面の深さを種々に変えて、両測点間

の水位差の時系列を計算した。その結果この海域で海面水位に影響するような温度・塩分構造の変化は、200m(ないしは300m)以浅の表層で起こっていることが分かった。300m深を基準とした力学的海面水位差は、量的にも串本・浦神で測られた潮位差(水位差)を十分説明するものである。このことは串本・浦神間の潮位差(水位差)が生ずる原因は、沿岸海域における水温・塩分の変化に伴う傾圧の変化による海面の膨張と収縮によるものと考えられる。

- (11) (10)の結論は、2つの観測点間の差ではなく、これらの点をそれぞれ含む観測点のグループについて計算してもほとんど変化しない。このことは、この2点がかかなり広い海域の特性を代表していることを意味するのであろう。潮岬東方沖で黒潮直進時に黒潮強流部に含まれるような観測点の資料を加えると、串本・浦神間の水位差より大きな水位差を与える傾向がある。

謝 辞

この研究の遂行にあたり、社会人学生として三重大学の大学院に入学する機会を与えていただき、終始懇切な御指導・助言をいただいた三重大学生物資源学部の関根義彦教授に深く感謝いたします。また、研究にあたり多大の御協力をいただいた三重大学生物資源学部海洋環境学研究室の森川泰之氏、陳苗陽氏をはじめとする方々にも感謝の意を表します。さらに論文のとりまとめに際して貴重な御助言をいただいた三重大学生物資源学部永田豊教授にも深く感謝いたします。また、和歌山県水産試験場の竹内淳一氏をはじめとする関東・東海ブロック水産海洋連絡会の皆様には、種々の貴重な御助言を頂きました。

また、職場の先輩・上司であった現三重県津農林水産事務所の伊藤宜毅氏、現三重県漁政課の西村昭史氏に感謝の意を表します。これらの方の励ましと御指導がなければ、このような形の研究はできなかつたと思います。さらに、三重県水産技術センターの方々や同センター調査船あさま丸の方々には、基本的な観測資料の収集の面で多大の協力を頂きました。また、社会人学生として三重大学の大学院に入学して勉学を続けることに関連して、三重県伊勢農林水産事務所、三重県津農林水産事務所および三重県農林水産政策課の方々に種々ご迷惑をおかけしたことをお詫びいたします。

さらに、多年にわたる貴重なデータを快く提供していただいた気象庁・海上保安庁水路部・水産庁中央水産研

究所・和歌山県水産試験場の方々に深く感謝いたします。
最後に、妻の智子・娘の枝里・父の一・母のフサ子にも心からの感謝を捧げます。この方々の励ましと応援がなければ、この研究が完成することはなかったと考えます。

引用文献

- Akitomo, K., M. Ooi and T. Awaji (1996): Interannual variability of the Kuroshio transport in response to the wind stress field over the north pacific: its relation to the path variation south of Japan. *J. Geophys. Res.*, 101, 14057-14071.
- Akitomo, K., T. Awaji and N. Imasato (1991): Kuroshio path variation south of Japan. 1 Barotropic inflow outflow model. *J. Geophys. Res.*, 96, 2549-2560.
- Charney J. G. and J. G. Devore (1979): Multiple flow equilibria in the atmosphere and blocking. *J. Atmos. Sci.*, 36, 1205-1216.
- 藤本 實, 友定 彰 (1980): 黒潮大蛇行期・非大蛇行期間からみた本州南東沿岸域の平均水温分布について. 東海区水産研究所研究報告, No. 103, 17-30.
- 藤本 實, 百田方子, 坂本久雄, 中川倫寿 (1985): 南西海域の黒潮主軸の変動について. 南西海区水産研究所研究報告, No. 19, 99-109.
- 藤本 實, 坂本久雄, 中川倫寿 (1988): 黒潮大蛇行と南西海域の海況. *海と空*, 64, 129-144.
- 伊藤宜毅 (1983): 熊野灘における主要魚種と海況変動. 東海区水産研究所長期漁海況予報, 59, 7-11.
- 小林雅人, 杉本隆成, 平野敏行 (1986): G E K 観資料に基づく黒潮流路タイプ別の熊野灘・遠州灘の流況 II 黒潮大蛇行期. *水産海洋研究会報*, 50, 2-11
- 海上保安庁水路部 (1975-1994): 水路部観測報告潮汐編, Nos.10-29.
- 海上保安庁水路部 (1975-1995): 海洋速報, 昭和50年1号-平成7年1号.
- Kawabe, M. (1980): Sea level variation along the south coast of Japan and large meander in the Kuroshio. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 36, 97-104.
- Kawabe, M. (1995): Variations of current path, and volume transport of the Kuroshio in relation with the large meander. *J. Phys. Oceanogr.*, 25, 3103-3177.
- Kimura, S. and Sugimoto, T. (1987): Short Period Fluctuations in Oceanographic and Fishing Conditions in the Coastal Area of Kumano nada Sea. *Nippon Suisan Gakkaishi*, 53, 585-593
- 気象庁 (1975-94): 気象庁月報 (1975年1月-1994年12月).
- Nitani, H. (1972): Beginning of the Kuroshio. In, *KUROSHIO, ITS PHYSICAL ASPECTS*. ed. by H. Stommel and K. Yoshida, Univ. of Tokyo Press, 129-163.
- Nitani, H. (1975): Variation of the Kuroshio south of Japan. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 31, 154-173.
- 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.
- 岡田正実, 西本和義 (1978): 1925年以前の黒潮大蛇行と日本南岸の潮位. *海と空*, 54, 91-97.
- 坂本久雄 (1985): 紀伊水道及びその外域における黒潮大蛇行期の非大蛇行期の平均水温について. 南西海区水産研究所研究報告, No. 18, 39-49.
- 阪本俊雄 (1991): 和歌山県沿岸域の漁海況. *海と空*, 66, 347-366.
- Sekine Y. and Y. Toba (1981a): Velocity variation of the Kuroshio during formation of the small meander south of Kyushu. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 37, 87-93.
- Sekine Y. and Y. Toba (1981b): A numerical experiment on the generation of the small meander of the Kuroshio off southeastern Kyushu. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 37, 234-242.
- 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.
- 関根義彦 (1991a): 日本南岸の黒潮大蛇行の発生の兆候について. *水産海洋研究ノート*, 56, 13-22.
- 関根義彦 (1991b): 日本南岸の黒潮大蛇行の消滅の兆候について. *水産海洋研究会報*, 53, 364-371.
- Sekine, Y. and K. Kutuwada (1994): A numerical experiment for the volume transport of the subtropical circulation in the North Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, 24, 261-272.
- Shoji, D. (1972): Time Variation of the Kuroshio south of Japan. In, *KUROSHIO, ITS PHYSICAL*

- ASPECTS. ed. by H. Stommel and K. Yoshida, Univ. of Tokyo Press, 217 234pp
- 杉本隆成・佐々木十一郎・小林雅人(1985):熊野灘・遠州灘の海洋構造と変動. 水産海洋研究会報, 49, 33 37
- Taft, B. A.(1972):Characteristics of the flow of the Kuroshio south of Japan. In, KUROSHIO, ITS PHYSICAL ASPECTS. ed. by H. Stommel and K. Yoshida, Univ. of Tokyo Press, 165 214pp.
- 竹内淳一, 中地良樹 (1995): 紀伊水道に侵入する暖水について. 南西海ブロック海洋研究会報告, No. 12, 33 46.
- 津村健四朗 (1963): 日本沿岸の平均海面およびその変動の研究 (I). 潮位変化の地域分布, 測地学会誌,9, 49 90.
- 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.
- 山形俊男 (1991) : 大気と海洋の結合による10年スケールの気候変動. 科学, 61, 689 696.
- Yasuda I., J. H. Yoon and N. Sugimoto (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.
- Zhang, M. (1995) : A numerical experiment on the path characteristics of the Kuroshio south of Japan. Graduate school of Bioresources Mie University, Ph. D Thesis.
- Zhang, M. and Y. Sekine (1995) : A numerical experiment on the path dynamics of the Kuroshio south of Japan. Part I. Coastal topographic effect. La mer, 33, 63 75.