

## 特集「新海洋データ同化システム (MOVE/MRI.COM) の業務への活用について」

### 南西諸島周辺における黒潮の流路変動と海況変動\*

橋本 晋\*\*・井上 博敬\*\*

#### 要 旨

北西太平洋海洋データ同化システム (MOVE / MRI.COM-WMP, 以下 MOVE) の再解析データを用いて, 南西諸島周辺における黒潮流路の変動を始め, それと関係する様々な海況変動の調査を行った. MOVE の流速データを用いて決めた東シナ海から九州の東を流れる黒潮の流軸は変動しており, その流軸の変動は時間とともに下流へ伝播していた. その伝播の位相速度は, 東シナ海の沖縄本島周辺において約 13km/day が最も卓越していた. 九州の南東における黒潮の離岸 (その一部が小蛇行と考えられる) 発生の条件を調べたところ, 黒潮の流路付近に存在する中規模渦の位置や, トカラ海峡における黒潮の流路や流速の変動と関係が深いことが示唆された.

また, MOVE の海面高度データと南西諸島の潮位データとを比較したところ, 両者の時間変動はよく一致していた. このことから, 南西諸島でしばしば発生する異常潮位の発生が MOVE で表現されていることがわかった. また, 南西諸島の東の海域には, 西進してくる大小様々な中規模渦が見られるが, その伝播の位相速度は 6cm/s から 8cm/s 程度であり, この海域付近で今までに報告されているどの値とも一致していた. 九州南西方でしばしば生じる暖水波及は, MOVE でもほぼ表現できていた. このようにその現象の水平スケールがせいぜい 100km 程度 (以下, これを沿岸スケールと呼ぶ) の海況であっても, MOVE である程度表現できていることがわかった.

#### 1. はじめに

北太平洋の低緯度から中緯度を大きく時計回りに循環している亜熱帯循環のうち, 西岸境界を流れる部分が黒潮と呼ばれる. 黒潮はフィリピンの東方から台湾の東側を流れ, 東シナ海に入り, 南西諸島の西側を流れる. その後, 九州の屋久島と奄美大島の間のトカラ海峡を通過して太平洋へ入り, 日本列島の南岸を流れる. このような黒潮の

流路の中で最も流速の速いところを流軸という. 時期や海域にもよるが, 黒潮の流軸やその周辺では流速が 4 ノット近くまで達することがあり, 世界有数の流れの強い海流として知られている. また, 黒潮は東シナ海からトカラ海峡において, 波長が 100 ~ 400km 程度の流路の変動が見られることが知られている (James *et al.*, 1999 ; Usui *et al.*, 2008). 東シナ海から九州の東にかけての海

\* Variation of axis of the Kuroshio and meso-scale eddies in seas around the Nansei Islands.

\*\* Susumu Hashimoto, Hiroyuki Inoue

Oceanographical Division, Nagasaki Marine Observatory (長崎海洋気象台海洋課)

域では、黒潮の流路の幅はおおむね 100km を維持していることから、流軸の変動が流路の変動を代表している。東シナ海における黒潮流路の変動は九州西方などの水温分布の変動を伴い、漁業をはじめとする様々な分野に影響を与えるため（中村, 2007; 中川ほか, 2005）、その詳しい振る舞いを調査することが必要である。黒潮流路の変動は、北太平洋の亜熱帯域を東から西方へと伝播していく中規模渦によって生じられることが多い（Ichikawa, 2001）。また、西方へ伝播する中規模渦によって南西諸島の潮位に変動が生じ、浸水などの被害をもたらすことがある（野崎ほか, 2003）。

気象庁と気象研究所は、北西太平洋海洋データ同化システム（MOVE/MRI.COM-WNP、以下 MOVE と呼ぶ）を用いて、1985 年から 2007 年までの再解析データを作成した。その MOVE の概要は以下のとおりである。まず出力要素は、水温、塩分、流れ（南北方向、東西方向）、海面高度であり、出力対象領域は、北緯 15 度～北緯 65 度、東経 117 度～西経 160 度の範囲である。データの格子間隔は、水平方向に 1/10 度（北緯 50 度以北、東経 160 度以東では 1/6 度）、鉛直方向に 54 層であり、従来の海況予測モデル（以下、COMPASS-K と呼ぶ）の水平スケールが日本付近で 1/4 度、鉛直方向に 21 層であったことに比べ、解像度が高くなっている。また、MOVE のモデルの外力は JRA25/JCDAS であり、同化は 5 日ごとに行っているため、再解析データの出力間隔は 5 日ごととなっている。MOVE の解析スキームは TS 結合 EOF による 3 次元変分法によるもので、同化修正量の与え方は IAU であり、同化を行う 5 日間で同化修正量を均等に与えていく手法をとっている。これに対し、COMPASS-K の解析スキームは、TP 相関法と残差 EOF による 4 次元最適内挿法によるもので、同化修正量はナッジング法で挿入されていた（MOVE のシステムの詳細は石崎ほか（2009）を参照）。これらのことから、MOVE は COMPASS-K に比べ、出力の解像度が高くなったため、東シナ海やトカラ海峡における流路の変動をより良く表現できるようになっており、また、同化修正量の挿入方法の違いにより、

同化後の出力値に不自然なデータの変化が生じにくくなっている。

本調査では、この MOVE の再解析データを用いて東シナ海から都井岬沖にかけて流れる黒潮の流路変動の伝播、小蛇行発生時の海況、亜熱帯域における中規模渦の伝播及び九州西方における暖水波及について調べた。

## 2. 黒潮の流路変動

東シナ海及び九州の南東における黒潮流路の変動は、九州の東における黒潮の離岸のほかに、九州西方における暖水の北上（暖水波及）の要因となることもあるため、その様子を把握する必要がある。

これまで東シナ海及び九州南東における黒潮流軸の推定方法として、観測による方法としては表面流速の測定による方法（近藤と玉井, 1975）と各層観測の結果を用いて地衡流計算から求める方法などが行われてきた。そのほかの方法として、山城ほか（1993）は 200m 深水温 17.2℃を指標水温とし、その等値線を黒潮流軸とした。また、Yamashiro and Kawabe（1996）はこの指標水温を用いて、潮位観測データからトカラ海峡における流軸位置を推定している。

地衡流計算から求める方法には、各層観測を行ったときの観測線における流軸しか決定できないという問題があり、表層流速の測定から決定する方法にも観測を行ったときの走行した航路に沿った流軸しか決定できないという問題がある。このように、観測によって流軸を決定する方法では流軸の変動やその伝播の様子を十分には把握することができない。また、指標水温による推定方法には、特定の海域では流軸位置を推定できるものの、別の海域では指標水温と流軸がずれてしまうという問題がある。そこで今回は、時間的空間的に連続な MOVE による解析データを用い、流軸をより正確に把握するための方法を検討するとともに、流軸の変動やその伝播について調査した。

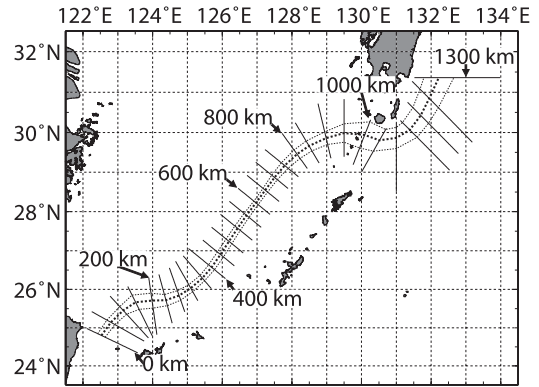
### 2.1 データと方法

今回用いた MOVE のデータ要素として南北・東西成分の流速の格子点データがある。流軸は流

路の中でも最も流速が速い場所なので、本調査では黒潮流軸を決定するのにこの流速を用いた。ここで、エクマン流の速度は海面から深くなるにつれて減少し、調査した海域におけるエクマン層の厚さはおおむね 50m 程度となっている。また、社会的に影響があるのは海面における流速であり、なるべく浅い深度の流速から流軸を決定する必要がある。そこで、流軸の推定に用いる流速の深度はエクマン層の下端付近の 50m 深とした。

西表島-台湾間を始点として、そこから東シナ海、トカラ海峡、都井岬沖へ流れる黒潮の流路にそれとほぼ直交するように第 1 図、第 1 表のように 40 ~ 50km 間隔でラインを設けた。それぞれのライン上において MOVE の 50m 深流速が最大となる位置を流軸位置として、1985 年から 2007 年まで 5 日おきに求めた（データ数は全部

で 1679）。なお、ラインの長さは、流軸として黒潮以外の流れをできるだけ採用しないようにできるだけ短くした。このようにして求めたラインごとの流軸位置を全期間平均して平均流軸位置とした。



第 1 図 解析に用いたラインの位置

解析に用いたラインの位置を実線で示した。太点線は黒潮の平均流路（ラインごとの平均流軸位置を直線で結んだもの）、細点線は流軸位置の分布の標準偏差、数字は最初のラインからのおおよその距離。

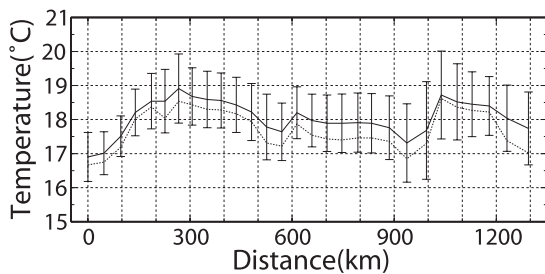
第 1 表 解析に用いたライン

解析に用いたラインの番号及び始点としたラインからの距離。海域は流軸変動の様子から石垣島の北とトカラ海峡周辺、及びその前後の海域に分類した。

ライン	距離 (km)	海域	ライン	距離 (km)	海域
1	0	A	16	658	B
2	47	A	17	703	B
3	96	A	18	746	B
4	139	石垣島の北	19	793	B
5	187	石垣島の北	20	834	B
6	227	石垣島の北	21	886	B
7	267	B	22	937	トカラ海峡周辺
8	306	B	23	995	トカラ海峡周辺
9	351	B	24	1038	トカラ海峡周辺
10	391	B	25	1085	トカラ海峡周辺
11	436	B	26	1129	C
12	481	B	27	1179	C
13	525	B	28	1231	C
14	570	B	29	1295	C
15	614	B			

2.2 結果

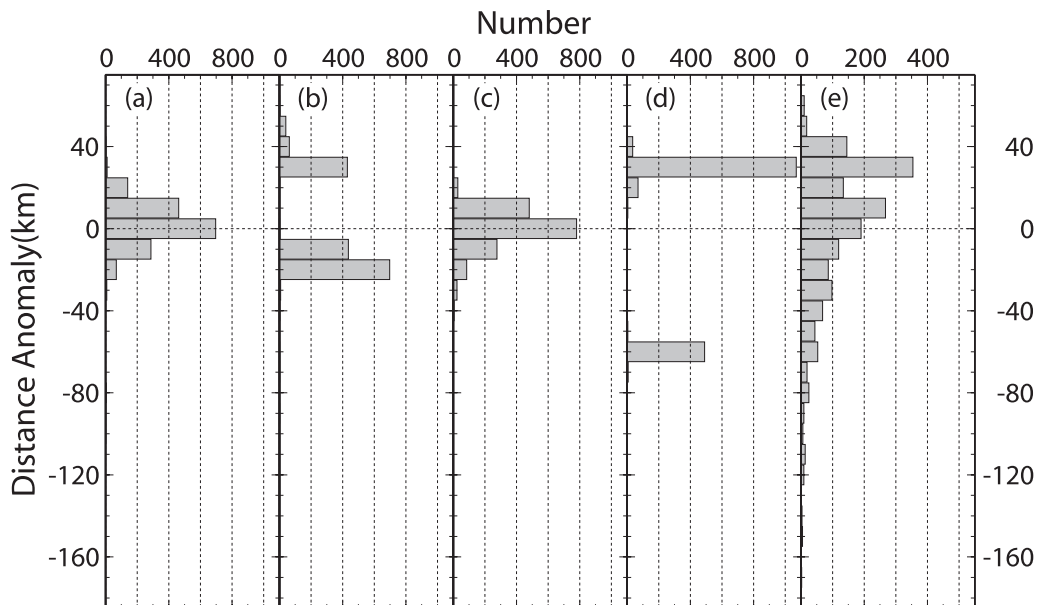
まず、流速から推定した流軸について、山城ほか (1993) が指標水温として用いた流軸下の 200m 深水温 (以下、流軸下水温) を調べた (第 2 図)。全期間を平均した流軸下水温は最初のライン 1 で最も低く 16.9℃、宮古島の北付近のライン 7 で最も高く 18.9℃で、平均は 18.1℃であった。標準偏差は、石垣島の北西のライン 3 で最も小さく 0.6℃、トカラ海峡のライン 23 で最も大きく 1.4℃となっていた。ただし、一部のラインでは、時期によって流軸位置の水深が 200m に満たないために流軸下水温が得られないこともあった。



第 2 図 黒潮流軸直下の平均水温 (200 m 深)

50m 深の最大流速から推定した流軸直下の 200m 深水温の全期間平均でエラーバーは標準偏差の範囲。縦軸は水温、横軸はライン 1 からの距離。

流軸の変動やその伝播の特徴から、それぞれのラインを第 1 表の海域で示したように、A 海域、石垣島の北、B 海域、トカラ海峡周辺及び C 海域と 5 つに分類した。各海域の特徴を代表するラインについて流軸位置のヒストグラムを第 3 図に示す。これを見ると、A 海域のライン 1 (第 3 図 a) は平均流軸付近にピークが見られる。石垣島の北のライン 5 (第 3 図 b) では図中で +6km 付近にある尖閣諸島をはさんで南北に分かれており、主に南側を通過している。B 海域のライン 13 (第 3 図 c) では再び平均流軸付近にピークが見られる。トカラ海峡付近のライン 23 (第 3 図 d) ではトカラ海峡の北側と中央付近に分かれており、北側を通過するケースが多い。C 海域のライン 28 (第 3 図 e) ではいくつかの小さなピークを伴いながら南側に大きく尾を引く形となっており、最頻値は平均流軸位置よりも 26km 北側にある (中央値は 12km 北側)。標準偏差 (第 1 図) を見ると、奄美大島の西のライン 15 が最も小さく (7.7km)、石垣島の北 (16.6 ~ 23.0km) とトカラ海峡付近 (25.7 ~ 29.4km) で大きくなっているほか、C 海域では下流側ほど大きくなっている (28.8 ~ 41.0km)。



第 3 図 黒潮流軸の平均からの変位のヒストグラム

ラインごとの流軸位置のヒストグラム。縦軸は平均流軸位置からの変位で北が正、横軸は数。(a) がライン 1, (b) がライン 5, (c) がライン 13, (d) がライン 23, (e) がライン 28。

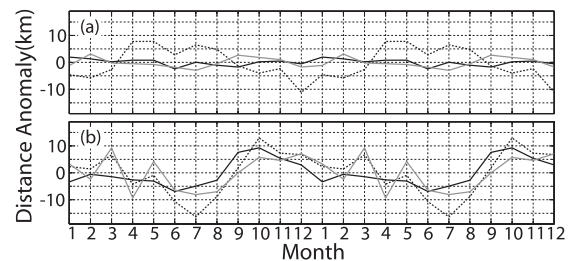


各海域の代表的なラインについて、黒潮流軸位置の季節変動を第4図に示す。これを見ると、標準偏差が比較的小さいライン1 (A 海域) とライン13 (B 海域) ではほとんど季節変動が見られない。これに対し、ライン5 (石垣島の北) では春から夏にかけては北偏し、秋から冬にかけては南偏している。特に大きく南偏している12月には標準偏差も小さくなっていた。また、B 海域でもトカラ海峡に近づくにつれて季節変動幅が次第に大きくなり (図省略)、ライン19 付近からトカラ海峡付近のライン24 までは季節変動がほとんど同じ傾向を示している。トカラ海峡周辺で最も南偏している7月と最も北偏している10月の月平均流路を第5図に示す。7月の流路は、奄美大島の北西で北東向きから東向きに変わり、トカラ海峡をほぼ東進するような流路をとる。一方、10月の流路は、奄美大島の北西で北東向きから東向きに変わるものの屋久島の西まで北上し、トカラ海峡を東南東に流れている。

第6図には1985年から2007年までの流軸変位を標準偏差で割った規格化偏差の距離-時間断面図を示す。これを見ると、正偏差(赤)や負偏差(青)が下流へ伝播している様子が見られるが、石垣島の北とトカラ海峡付近を境として、変動の周期が上流側から60日程度、45日程度、120日程度と変化し、これらの場所で流軸変動が消滅・発生している。そのほか、流軸変動幅の最も小さいライン15 (600km) 付近でも流軸変動が消滅・発生している。

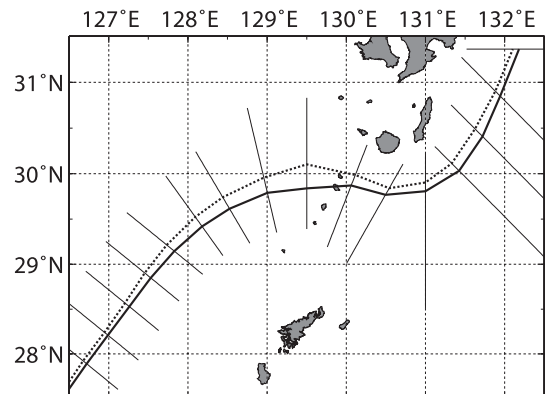
それぞれの海域について変動の伝播を見ると、A 海域から石垣島の北にかけて及びトカラ海峡周辺では、流軸変動はほぼ同時に100~200km 伝播している。B 海域では距離-時間断面図における変動伝播の傾きから、およそその位相速度を求めると、10~15km/day であった。流軸変動のスケールについては、複数の変動が連なった形で伝播することもあるが、全体的な値を求めることができなかつたが、変動の一部を取り出して南偏や北偏の続く距離を見積もると100~150km 程度であった。この海域における変動伝播の位相速度を詳しく調べるために、ラグ相関を求めたものが第7図である。第7図aのラグ0日から第7図

bのラグ10日、第7図cのラグ20日と時間が経過するにしたがって相関が高い場所が下流側に伝播している。第7図cを見ると、 $Y=X$  から約250km 離れたところで相関が高くなっており、これから平均の位相速度を求めると、約13km/day (約15cm/s) となった。平均的な変動のスケールについては、第7図aでも相関係数が負になるところはほとんど無く、求めることができなかった。C 海域では様々な周期や位相速度を持った変動が混在しているため、代表的な位相速度は求められなかつた。



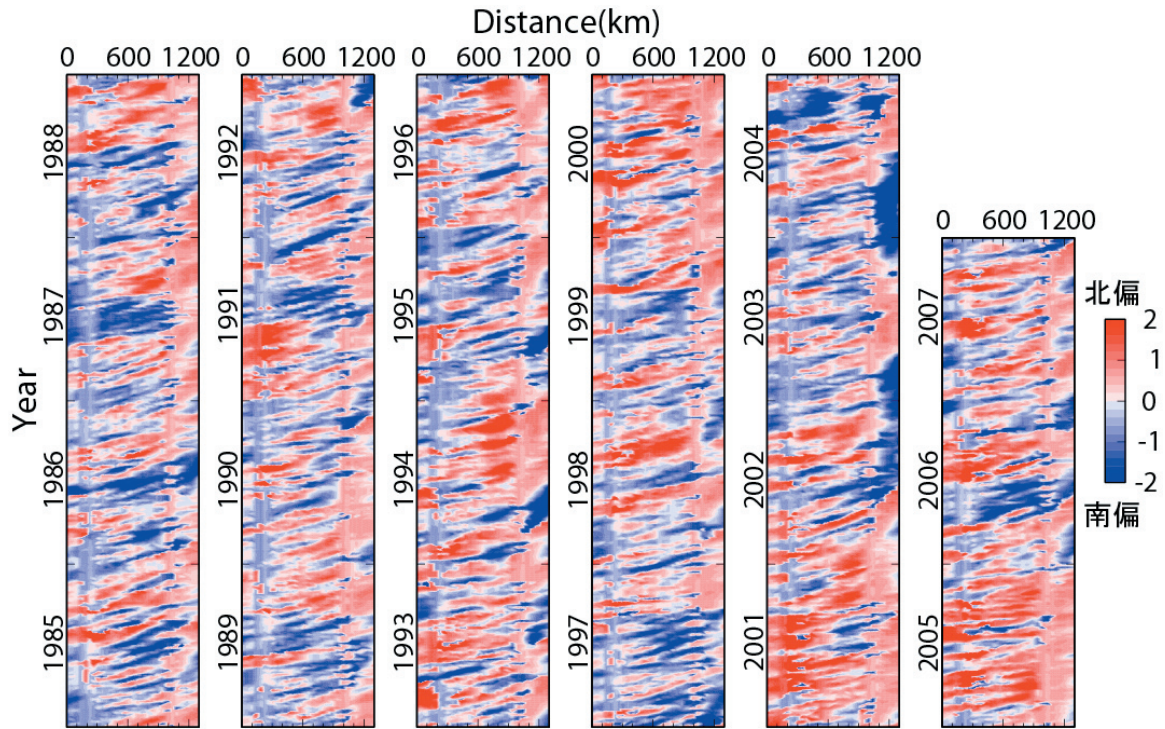
第4図 黒潮流軸位置の季節変化

ラインごとに求めた流軸位置の月平均値について、全期間平均からの変位を求めたもの。縦軸は全期間平均流軸位置からの変位で北が正、横軸は月 (2年分を表示)。 (a) の黒実線がライン1, 黒点線がライン5, 灰実線がライン13, (b) の黒実線がライン19, 黒点線がライン22, 灰実線がライン23。

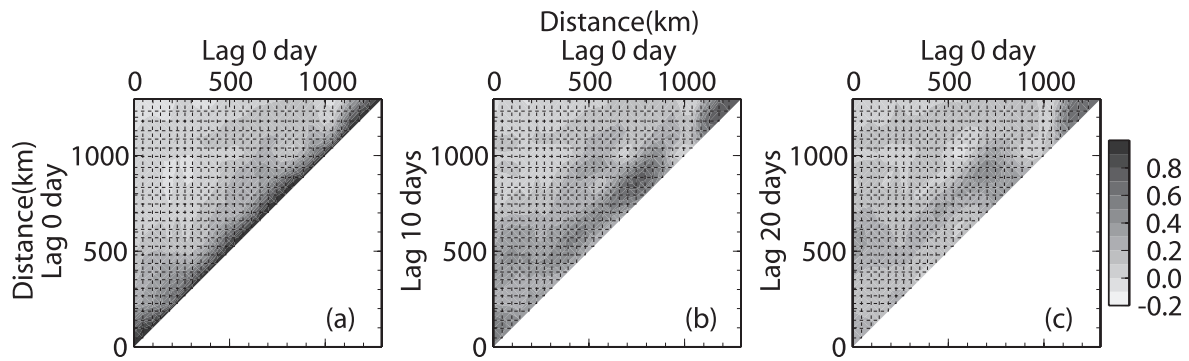


第5図 トカラ海峡周辺の黒潮月平均流路

ラインごとに求めた流軸位置の月平均値を結んだもの。実線は7月、点線は10月の平均流路。



第6図 黒潮流軸の平均流路からの規格化変位の距離-時間断面図  
 縦軸は時間(年), 横軸は最も上流のライン1からの距離, 平均流路よりも北にあるときを正(赤色), 南にあるときを負(青色).

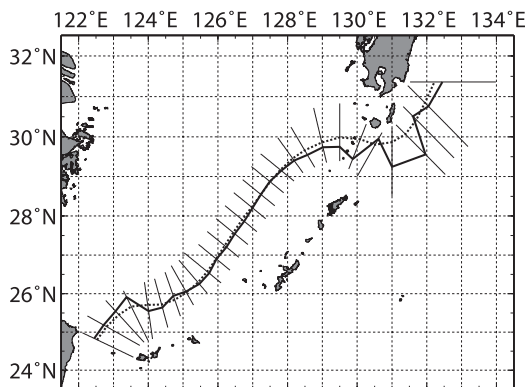


第7図 黒潮流路変動のラグ相関係数  
 横軸はラグ0日のライン1からの距離, 縦軸はそれぞれラグが(a)0日, (b)10日, (c)20日のライン1からの距離, 図中の破線はラインの位置.

### 2.3 考察

黒潮流軸を求める方法として、山城ほか（1993）は、東シナ海からトカラ海峡における黒潮の指標水温として 200m 深水温 17.2°C を用いている。今回得られた値（平均 18.1°C）はこれよりも若干高めとなっていた。ラインの北端近くでは水深が 200m に達していないために、流軸下水温が得られないことがあった。

今回の方法で得られた流軸は細かく見ると時空間的に不連続に跳ぶことがある。流軸が空間的に不連続に跳んだときの例として、1995 年 4 月 13 日の流軸位置を平均流軸位置と比較したものを第 8 図に示す。このときの流軸（太実線）は石垣島の北ではライン 4 で尖閣諸島の北側に位置していたのに対して、ライン 5 で尖閣諸島の南側に、トカラ海峡ではライン 23 でトカラ海峡の中央付近に位置していたのに対して、ライン 24 でトカラ海峡の北側にあった。また、C 海域ではライン 25 とライン 26 では種子島から大きく離れた流軸位置となっていたのに対して、ライン 27 では種子島に近い流軸位置となっていた。これは流軸位置をラインごとの最大流速の場所としたため、時間的にはもちろん、空間的にも流路方向の連続性を全く考慮しないで決定していることによるものである。この傾向は流軸の出現頻度分布が二つに分かれている石垣島の北やトカラ海峡周辺と、分布が広い範囲に広がっている C 海域でしばしば見られる。



第 8 図 1995 年 4 月 13 日の流軸位置

図中の太実線は 1995 年 4 月 13 日の流軸位置、点線は平均流軸位置。

流軸の出現頻度分布が南北に分かれる形となっている石垣島の北やトカラ海峡周辺では、ラインによって南北方向に流路が跳んでしまうことは、特に南北の流速の差が小さい場合には回避することができない。このような場合には、実際には流軸が分岐した状態となっていると考えられるため、唯一の流軸を決めることに問題がある。

九州南東の C 海域においては、黒潮の流速よりも沖にある中規模渦などほかの流れの流速の方が速いケースがあり、黒潮以外の流れを採用していることが考えられる。これについてはラインの長さを更に短く制限することによって回避することは不可能ではないものの、それによってほかの時期に黒潮を見つけれなくなる可能性もある。

指標水温による流軸の推定方法であれば、C 海域における流軸の不連続も回避できる可能性が高い。しかし、指標水温による方法では、実際の流軸位置における水深が指標水温を求める深さに満たない場合には、流軸を見つけれない。指標水温を 50m 深などのもっと浅い深さで決める場合には、水温に季節変動が見られるようになり、指標水温を季節変化させるなど、それを考慮に入れた決め方をする必要もある。また、指標水温による方法と流速による方法を組み合わせ、指標水温によってラインの長さを限定してから流速によって流軸を決めることもできる。これについては、指標水温が見つからない場合にどのように対応するか問題が残る。今回は流速だけから流軸位置を決定したため、指標水温と組み合わせた方法については指標水温の決定法を含め、今後の検討が必要である。

流軸の出現頻度分布の特徴は、A 海域と B 海域、石垣島の北とトカラ海峡周辺、C 海域の三つに分けられる。A 海域と B 海域では、黒潮が海底地形の影響をうけておおむね水深 200m ~ 1000m の陸棚斜面に沿って流れるため、流軸の出現頻度分布が正規分布に近いと考えられる。石垣島の北では A 海域や B 海域と同じように陸棚斜面を流れようとするものの、そこに水深が浅くなる尖閣諸島があるために、また、トカラ海峡周辺では南北が陸地によって制限されているだけではなく、流軸が分布する範囲の中央付近に水深が浅い部分が



あるために、南北の大きなピークを持つ分布となっていると考えられる。C 海域では北側は九州などの陸地によって制限されているものの、南側には制限が無い場合、基本的には陸棚斜面に沿って流れているが、周辺の海況などによってはそこから大きく離れることもあるために、平均流軸位置よりも北側にピークを持って南側に尾を引く形となると考えられる。

流軸位置の季節変動は、A 海域や B 海域の上流側ではほとんど見られず、石垣島の北では春から夏にかけては北偏し、秋から冬にかけては南偏していた。B 海域の下流側からトカラ海峡付近では春から夏にかけては南偏し、秋から冬にかけては北偏していた。しかし、すべてのラインで季節変動の大きさは全体の標準偏差の 3 分の 2 よりも小さくなっていった。これは、第 6 図を見てもわかるように、1 年より短い周期での変動が卓越していることによると考えられる。

石垣島の北とトカラ海峡で流軸変動が消滅することがあるが、これは流軸の出現頻度分布が二つに分かれた形となっているために、一定以上大きさの変動でなければ伝播できないためと考えられる。また、上流側からの流軸変動が伝播しないためにここで新たな流軸変動が発生しているように見えるものと考えられる。一方で、流軸変動の最も小さい奄美大島の西で変動が消滅・発生することについては、その原因はわからない。

今回求めた東シナ海における流軸変動の伝播の平均的な位相速度は約 13km/day であり、これは同じ海域で個々の変動の位相速度について Ichikawa and Beardsley (1993) が求めた約 8 ~ 19km/day と一致、James *et al.* (1999) が求めた 17 ~ 28km/day と近い値であり、妥当な流軸変動の伝播の位相速度が得られている。また、一部の変動について求めた変動の半波長にあたる北偏、南偏の続く距離は 100 ~ 150km であり、スケールは 200 ~ 300km となると考えられるが、これも Ichikawa and Beardsley (1993) が求めた 150 ~ 375km や James *et al.* (1999) が求めた 200 ~ 270km とより一致しており、この海域で流軸変動が波動として伝播していることが示唆される。

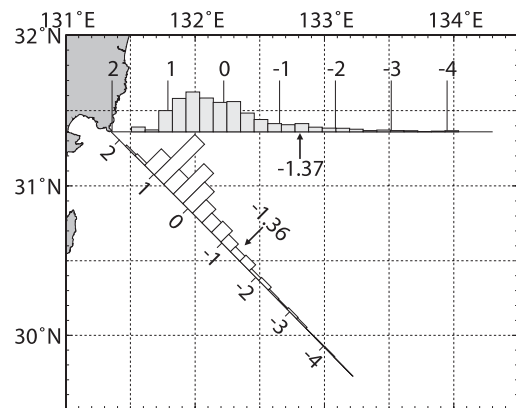
### 3. 小蛇行

#### 3.1 はじめに

九州の東における黒潮の小蛇行は四国の南を東に伝播し、東海沖における流路変動の要因となる。このため、小蛇行の発生原因を調べることは、大蛇行など本州南方における黒潮流路変動の予測などのために重要である。小蛇行の発生要因についての研究は、大きく分けて、黒潮流速の増加などの黒潮の変動 (Sekine, 1981)、中規模渦などの黒潮の沖側のじょう乱 (Ebuchi and Hanawa, 2003)、沿岸を伝播するケルビン波などの黒潮の岸側のじょう乱 (Nagano and Kawabe, 2005) という観点から行われてきた。そこで、MOVE のデータから小蛇行の期間を決定し、それぞれの小蛇行について事例解析を行い、発生の要因を調べた。解析することができる黒潮流速の増加や中規模渦などの黒潮の沖側のじょう乱に注目し、小蛇行発生時の海況を調査した。

#### 3.2 方法

まず、小蛇行が生じている時期を特定するために、第 2 章の黒潮の流路変動で利用したラインのうち、都井岬から南東 (ライン 28) 及び東 (ライン 29) に伸びる二つのラインについて、ラインごとに都井岬からの距離のヒストグラム (第 9 図) を用い、全期間の流軸位置のうち沖側の 10% が含まれるように、閾値を決めた。両方のライ



第 9 図 都井岬から流軸までの距離のヒストグラム  
図中の矢印で示した地点が閾値として用いた距離、数字は規格化偏差。



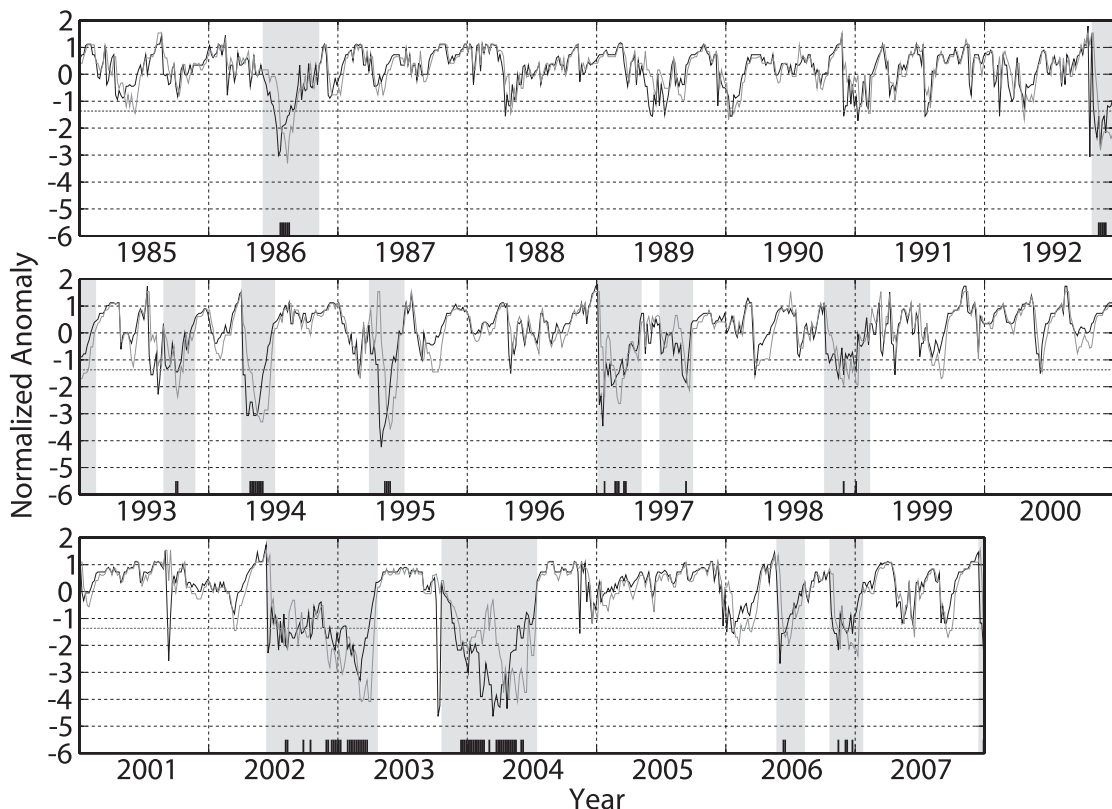
ンで同時に閾値を超えた期間を必ず含み、少なくとも一方のラインで平均流路よりも離岸していた期間を小蛇行の期間とした。これらの小蛇行について、MOVE のデータから解析することができるトカラ海峡における黒潮のじょう乱や中規模渦などの黒潮の沖側のじょう乱に注目して、発生時の海況を調査した。

### 3.3 結果

平均流軸位置の都井岬からの距離は、ライン 28 で 80km (標準偏差: 36km), ライン 29 で 83km (標準偏差: 41km) であった。

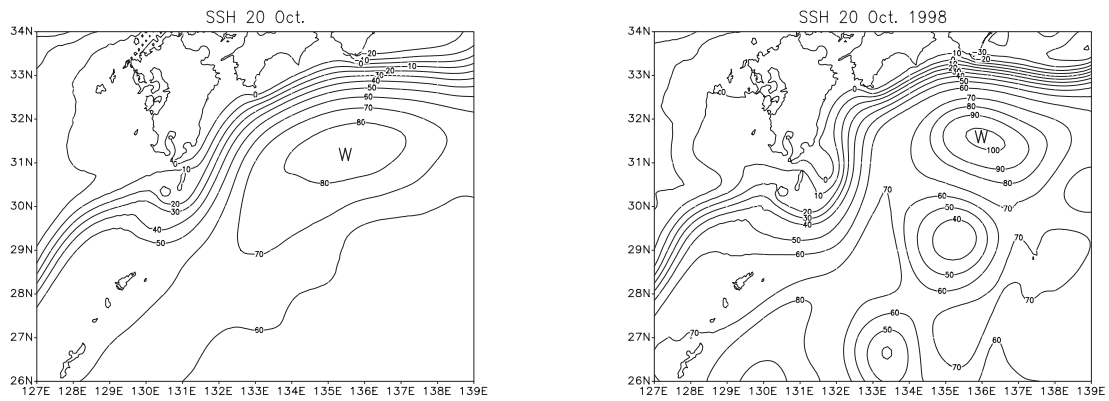
離岸を判定する閾値 (沖側の 10%) は、ライン 28 で規格化偏差 -1.36 (都井岬から 129km), ライン 29 で規格化偏差 -1.37 (都井岬から 139km) となる。小蛇行は 1985 年から 2007 年で 13 回発生していた (第 10 図)。

まず、これらの小蛇行が発生する前の海況を調べた。第 11 図は 1998 年 10 月 20 日の MOVE による海面高度を表したもので、通常四国沖にみられる暖水渦 (以下、四国沖の暖水渦) が紀伊半島沖まで東偏していた。これを含む 13 例すべての事例で、四国沖の暖水渦が東偏あるいは南偏し、九州の東岸から離れた状態となっていた。また、同じくすべての事例で、九州の南東における黒潮の流路の近くに中規模渦が存在していた。この近くに存在していた中規模渦のうち、9 例では四国沖の暖水渦とは別の暖水渦 (第 12 図に 2002 年 5 月 18 日の例を示す) が存在し、9 例では冷水渦 (第 13 図に 1993 年 7 月 2 日の例を示す) が存在していた。また、5 例ではその両方が存在していた。暖水渦はいずれも奄美大島の東方~沖縄本島付近に存在しており、冷水渦は種子島付近から九州の東にあり、流路に接近していた。



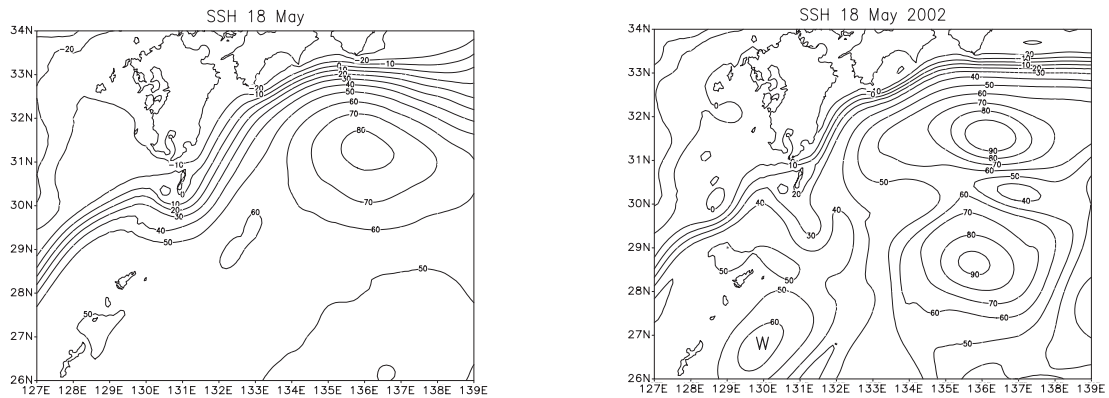
第 10 図 小蛇行の期間

黒実線は都井岬の南東 (ライン 28), 灰実線は都井岬の東 (ライン 29) における流軸位置, 点線は閾値, 黒帯は両方が閾値を越えた期間, 陰影部は小蛇行期間を示す。



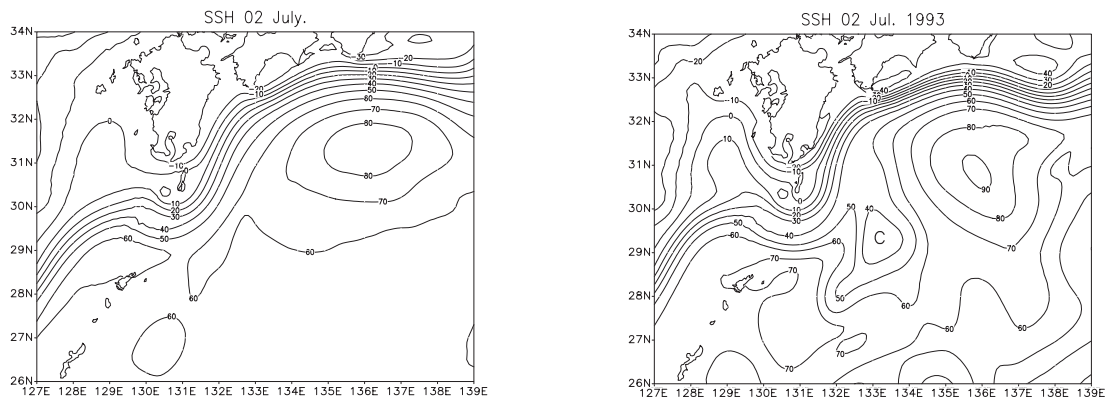
第 11 図 小蛇行発生前の MOVE/MRI.COM-WNP による海面高度 (四国沖の暖水渦の東偏)

左図は平年の 10 月 20 日の海面高度図, 右図は 1998 年 10 月 20 日の海面高度図, 単位は cm で等値線の間隔は 10 cm, 図中の W はそれぞれの四国沖の暖水渦の位置.



第 12 図 小蛇行発生前の MOVE/MRI.COM-WNP による海面高度 (沖縄本島付近に暖水渦が存在)

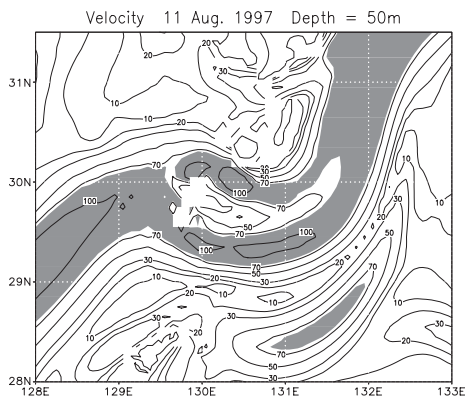
左図は平年の 5 月 18 日の海面高度図, 右図は 2002 年 5 月 18 日の海面高度図, 単位は cm で等値線の間隔は 10 cm, 図中の W は暖水渦の位置.



第 13 図 小蛇行発生前の MOVE/MRI.COM-WNP による海面高度 (黒潮流路付近に冷水渦が接近)

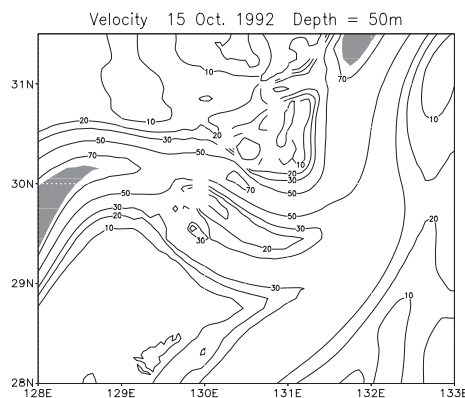
左図は平年の 7 月 2 日の海面高度図, 右図は 1993 年 7 月 2 日の海面高度図, 単位は cm で等値線の間隔は 10 cm, 図中の C は冷水渦の位置.

また、13 例中、トカラ海峡での流路の南偏（第 14 図に 1997 年 8 月 11 日の例を示す）が 7 例、トカラ海峡付近での流軸流速の低下（全期間の流軸流速の下 3 分の 1 の範囲にあたる流速 75.7cm/s 以下、第 15 図に 1992 年 10 月 15 日の例を示す）が 6 例あり、そのうち 4 例ではこれらの両方が生じていた。



第 14 図 小蛇行発生前の流速分布（トカラ海峡での流路が南偏）

1997 年 8 月 11 日の 50 m 深の等流速線図，単位は cm/s で等値線は 10, 20, 30, 50, 70, 100 cm/s, 陰影部は流速 71.5 cm/s 以上。



第 15 図 小蛇行発生前の流速分布（トカラ海峡での流速の低下）

1992 年 10 月 15 日の 50 m 深の等流速線図，単位は cm/s で等値線は 10, 20, 30, 50, 70, 100 cm/s, 陰影部は流速 71.5 cm/s 以上。

### 3.4 考察

今回は、都井岬の南東と東で閾値（沖側の 10%）を越える大きな流路変動を含み、平均流路よりも離れていた期間を小蛇行の期間と定義した。

小蛇行が発生する前の海況（全 13 例）には①四国沖の暖水渦が九州の東岸から離れる（13 例）、②四国沖の暖水渦とは別の暖水渦が奄美大島の東方～沖縄本島付近に存在する（9 例）、③太平洋を西進してきた冷水渦が種子島付近から九州の東で流路に接近する（9 例）、④トカラ海峡で流軸が南偏するか流速が低下する（9 例）、といった特徴が見られた。

①について、すべての事例で小蛇行が発生する前に、四国沖の暖水渦が九州の東岸から離れていた。一方で、四国沖の暖水渦が九州の東岸から離れていても小蛇行が発生しない場合もあった。これらのことから、①は小蛇行が発生するための前提条件となっていると考えられる。つまり、四国沖の暖水渦が九州の東岸から離れていると、黒潮流路の西側に冷水性の循環場が発達しやすくなり、何らかのトリガーによって黒潮流路が九州東岸から離れた場合には、それが大きく発達するものと考えられる。

②、③について、すべての例で小蛇行発生前に、四国沖の暖水渦とは別の暖水渦や冷水渦が黒潮流路付近に存在していた。これらのことから、中規模渦が流路付近に存在することが小蛇行の発生に大きな影響があると考えられる。暖水渦によって離岸が生じる理由は、奄美大島付近で暖水性の循環場が発達することによって、種子島付近で黒潮流路の変動が発達し、その北側で冷水性の循環場が発達しやすい環境となっているからと考えられる。冷水渦によって離岸が生じる理由は、黒潮流路に冷水渦が接近すると、黒潮流路を越えて冷水渦の渦度が保存され、その状態で黒潮流路の陸側に冷水性の渦が発達するからと考えられる。

④について、13 例中 9 例でトカラ海峡における流軸の南偏か流速の低下が見られた。このことから、流路変動や流速低下のような黒潮の変動が小蛇行の発生に影響を与えている可能性が考えられる。奄美大島の北西からトカラ海峡周辺では、九州南西方の陸棚の谷に黒潮が流れ込んでおり、

トカラ海峡から太平洋側に抜ける流路となっているために、種子島周辺の流路の北側で冷水性の循環を形成している。トカラ海峡周辺での流速の低下は、地形への圧力を減少させる効果があり、結果としてトカラ海峡において流軸を南偏させる効果を持つ。トカラ海峡での流軸の南偏は種子島周辺にある冷水性循環の回転半径を広げる効果があり、冷水性循環が発達することになる。

以上のように、九州の東での黒潮小蛇行の発生に対して、四国沖の暖水渦の位置が大きな影響を与えていること、同時にそのほかの中規模渦の存在が小蛇行発生の要因となることがわかった。また、東シナ海からの流路変動の伝播によると考えられるトカラ海峡の流軸南偏や流速低下も、小蛇行の発生の要因となっていることがわかった。

一方で、四国沖の暖水渦が九州東岸に接している場合には、北緯 30 度付近を伝播してきた冷水渦が九州の東で黒潮流路に接近することを妨げることになる。また、トカラ海峡での流軸の南偏についても、奄美大島付近で暖水渦が発達することによって、黒潮の北側にある冷水性の循環が発達しやすくなることを考慮に入れると、この暖水渦の存在によって引き起こされる場合もある。このように、一見無関係と思われるこれら小蛇行発生の要因は、互いに影響を与え合っていると考えられる。

#### 4. 南西諸島の潮位と中規模渦

南西諸島の東に広がる北西太平洋中緯度域には、中規模渦と呼ばれる数百 km スケールの大小様々な渦が存在している(例えば後述の第 18 図)。この中規模渦には、暖水渦と冷水渦と呼ばれる二つの形態がある。暖水渦は、一般に周りよりも水温が高く、渦の中心付近の海面高度が高く、その渦の向きは時計回りであるのに対し、冷水渦はすべてそれとは逆の特徴を持つ。また、中規模渦は傾圧ロスビー波に近い性質をもち、この海域において西へ伝播する。また、伝播する際にその形状を様々に変化させており(例えば第 18 図)、暖水渦が西進する間に著しく高い海面高度を持つ場合がある。その位置が南西諸島の近くであった場合、南西諸島沿岸では浸水などの被害が生じることが

考えられる。野崎ほか(2003)は、2001 年 7 月から 8 月にかけて、南西諸島において異常潮位を原因とする浸水が発生したと報告しており、その中で、この異常潮位は、以下に述べる要因により生じたと述べている。まず、南西諸島におけるそれまでの 30 年間で 5cm 程度の潮位上昇が起きていたという長期的な平均潮位の上昇に加え、対恒星近点順行周期(8.85 年、地球と月の公転の関係で、地球と月の距離が最も近づく近時点と朔又は望が一致する周期)により 2001 年がほかの年より天文潮位が高かったという周期的な潮位上昇が潜在的要因として生じており、そこへ暖水渦の接近という直接要因が加わったことにより異常潮位が引き起こされた。それらの寄与は、潜在的要因が 5cm ~ 10cm、直接的要因が 20cm ~ 30cm と見積もられる。

ほかに、Usui *et al.* (2008) や Zhang *et al.* (2001) は、黒潮が東シナ海へ入るところに位置する与那国島付近へ規模の大きな暖水渦が到達したことにより、黒潮の流軸を大きく変動させることがあると述べている。その黒潮流軸の変動が下流へ伝播することが、九州東方で黒潮の離岸を生じさせたり、九州南西方で暖水波及を生じさせたりする大きな原因の一つであることも容易に推察できる。

これらのことから、異常潮位による浸水被害発生はもちろん、東シナ海とその周辺海域における、黒潮流軸変動に付随して生じる様々な海況変動の監視についても、中規模渦、特に暖水渦の発生や伝播の様子の監視を適切に行うことは重要である。

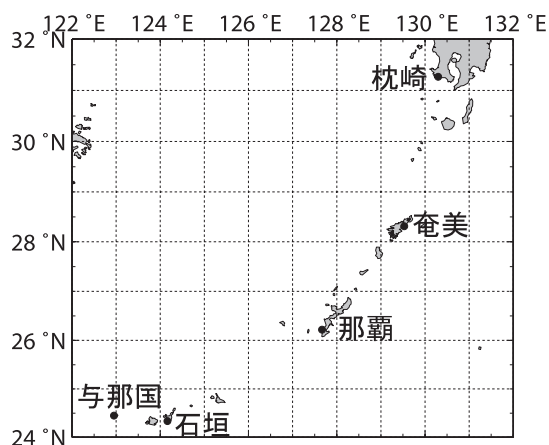
##### 4.1 方法

MOVE からは、時間的にも空間的にも連続で欠測のないデータを細かに得ることができる。また、本調査で用いる MOVE の再解析データは、Jason-1 衛星などから得られた海面高度データを拘束条件として同化して得られているため、中規模渦伝播の様子は外洋においては良く再現されていると考えてよい。しかし、陸地に近い沿岸部では、衛星による海面高度データを得ることができず、その海域における MOVE の再解析データには実況値が同化されていないため、沿岸の潮位監



視に MOVE の海面高度データが役立つか疑問が残る。そこで、この MOVE の再解析データの沿岸域での海面高度を、沿岸部での海面高度の実況値である潮位データと比較してその良否を調べた。比較に用いた潮位の観測地点（以下、ここでは潮位観測点と呼ぶ）は、東シナ海周辺での黒潮に面した気象庁の潮位観測点である枕崎、奄美、那覇、石垣、与那国（第16図）とし、各潮位観測点の毎時の潮位実測値から天文潮を除いた毎時潮位偏差を比較に用いた。MOVE の海面高度データは、各潮位観測点を中心とする緯度、経度で 0.5 度（約 50km）四方の範囲にある MOVE の海面高度偏差を平均して比較に用いた。なお、ここでの海面高度偏差とは、MOVE の各格子の 1985 年から 2007 年までの平均海面高度からの偏差である。これらのデータを比較した期間は 2002 年から 2007 年で、各潮位観測点の毎時潮位偏差は、MOVE の計算時間間隔にあわせて更に 5 日ごとに平均し、互いのデータの変化傾向を比較した。

次に、これら異常潮位を引き起こす直接の要因である、南西諸島へ西進してくる暖水渦など中規模渦の伝播の様子を MOVE の海面高度データから調べた。中規模渦伝播の様子を調べる対象海域を南西諸島の東側に広がる北緯 24 度から 32 度、東経 122 度から 140 度にかけてに設定し、まず MOVE の海面高度データをその海域で描画し、



第16図 解析に用いた潮位観測点の位置

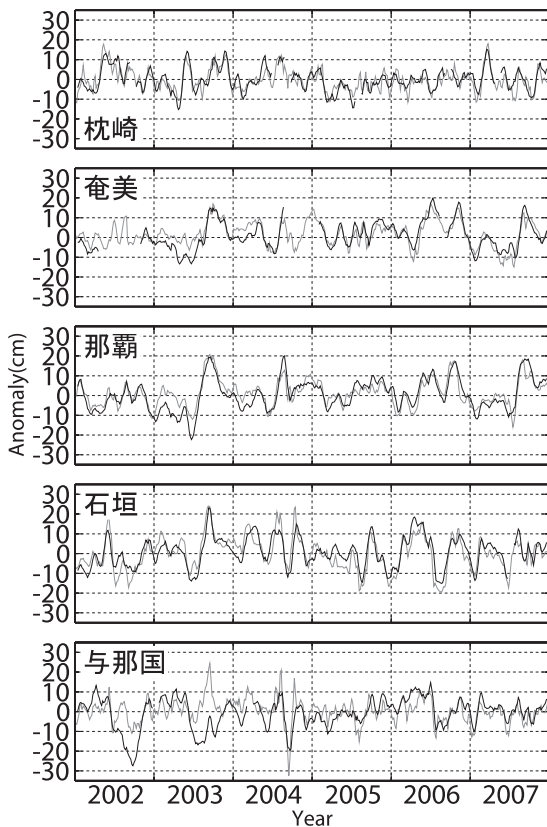
中規模渦の発生や伝播の様子を観察した。次に、MOVE の海面高度偏差データの時間-経度断面図を作成し、中規模渦の伝播の詳しい様子を調べた。そして、その伝播の位相速度を求めるために、対象海域を緯度・経度で 1 度格子に分け、その格子ごとに平均海面高度をまず求め、その東経 139 度から東経 140 度まで（これを東経 139 度台と呼ぶ、以下同様）の値を基準として、北緯 24 度台から北緯 32 度台までの緯度ごとに、時間を MOVE の計算時間間隔である 5 日ごとに進めながらラグ相関の伝播をみた。すると、相関の高い領域が次第に西へ進んでいったが、同時に相関係数は次第に低下していった。そこで、相関係数が 0.3 未満になったところで伝播はなくなったと判断し、その経度を中規模渦伝播の西端とした。また、そこまでの距離とそこへ到達するまでに要した時間から、中規模渦伝播の速度を求めた。

#### 4.2 結果

各潮位観測点の潮位偏差とその近傍での MOVE の海面高度偏差とを比較した結果を第 17 図に示す。与那国の 2003 年以前を除く各潮位観測点での潮位偏差と MOVE の海面高度偏差の変化傾向はよく一致している（相関係数を第 2 表に示す）。この結果より沿岸での MOVE の海面高度データがよく実況を表現できていたことがわかった。

次に、南西諸島へ外洋を西進してくる中規模渦の MOVE による表現について調べた結果を以下に示す。

まず、南西諸島に異常潮位による浸水被害が発生した 2001 年 7 月から 8 月を含む、2001 年のほぼ全期間での海面高度偏差の分布の様子を第 18 図に示す。この図から、大小様々な渦が、発生、消滅、そして離合集散を繰り返しながら、西進している様子がわかる。なお、その第 18 図中、暖水渦 a に引き続き伝播してきた暖水渦 b が南西諸島に到達したときに、異常潮位による浸水などの被害が発生している。この暖水渦 b がなぜこのような高い海面高度を持つに至ったかについては、第 18 図で示したとおり、中規模渦自体が互いに離合集散を繰り返しその規模自体も変化している



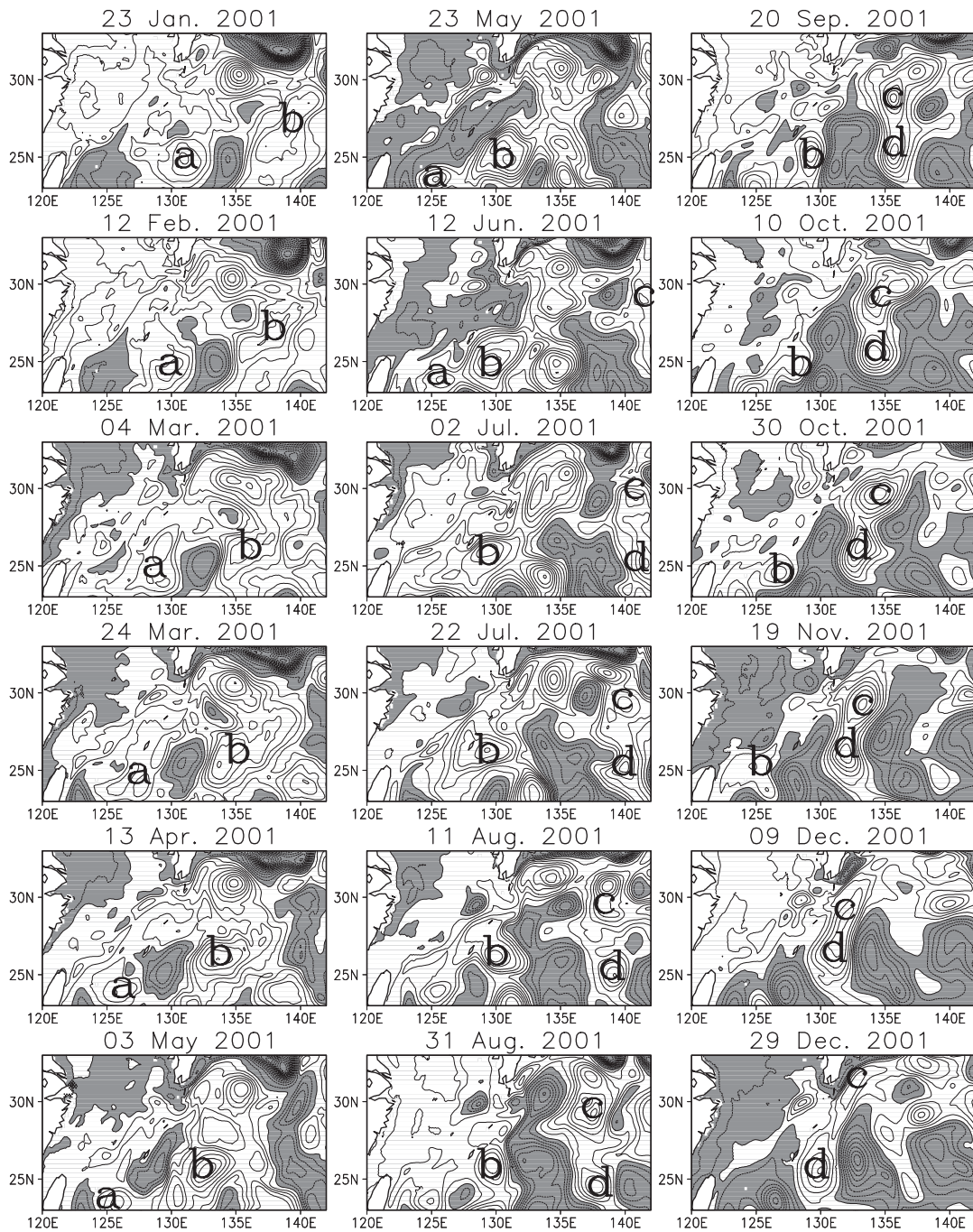
第 17 図 潮位観測点の潮位偏差と MOVE/MRI.COM-WNP 海面高度偏差  
 太線：潮位偏差 細線：MOVE/MRI.COM-WNP 海面高度偏差

ことから、ここでは不明である。第 18 図の暖水渦 c と暖水渦 d の伝播の様子から、緯度が低いほど伝播の位相速度が速く、より西へと伝播していることがわかる。ここで、第 19 図は 2006 年のデータを用いて描画した海面高度偏差の時間 - 経度断面図であるが、これからも緯度が低いほど、等海面高度偏差の分布の傾きが小さい、つまり海面高度偏差伝播の位相速度が速いこと、また、等海面高度偏差の分布がより西へ伸びている、つまり海面高度偏差の伝播がより西へ到達している様子がわかる。最後に、中規模渦伝播の位相速度や伝播の西端を緯度ごとに分けて比較した結果を第 3 表に示す。これを見ると、中規模渦の伝播は緯度が低いほど西へ到達しており、位相速度が速い結果が得られた。しかし、トカラ海峡がある北緯 29 度付近ではその傾向と異なり、その南北と比較して中規模渦伝播の位相速度が速く、伝播はより西へ到達している。

第 2 表 MOVE/MRI.COM-WNP 解析データによる海面高度偏差と検潮所の潮位偏差との相関係数

ここで示した相関係数は、すべて危険率 1% で有意。統計期間は 2002 ~ 2007 年 (ただし、与那国は統計期間の一部を分けている)。潮位データの一部には欠測がある。

検潮所	枕崎	奄美	那覇	石垣	与那国	
					全期間	2004年以降
相関係数	0.72	0.76	0.81	0.76	0.48	0.61

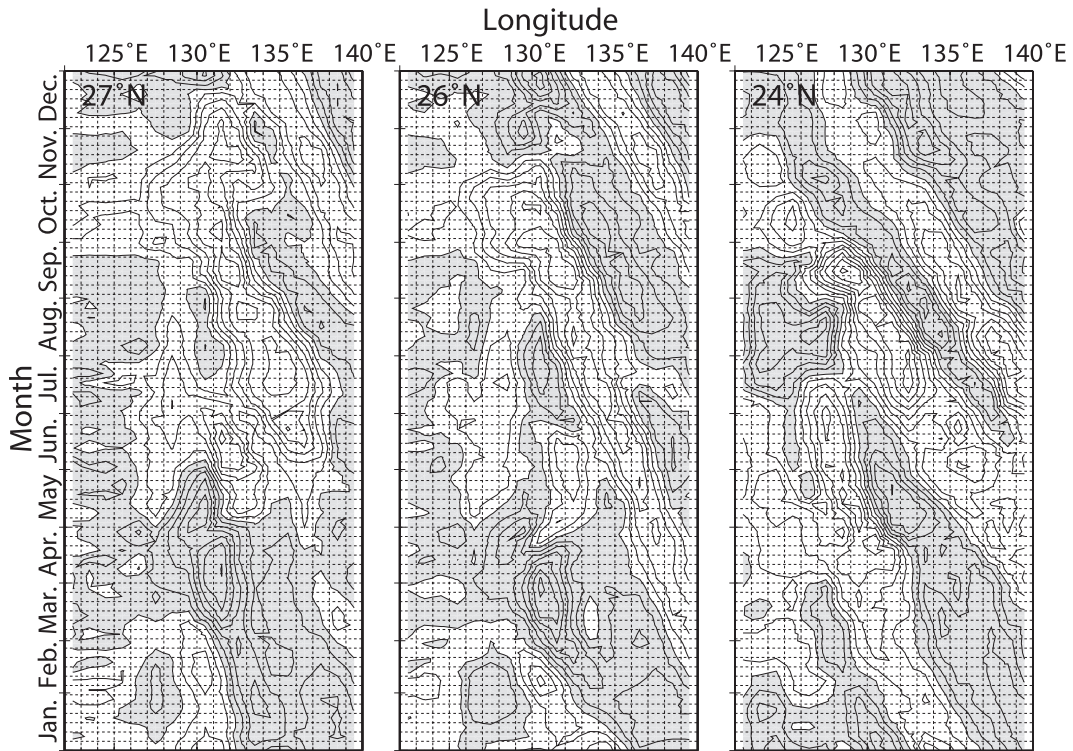


第 18 図 MOVE/MRI.COM-WNP 海面高度データによる海面高度偏差の分布

期間は、2001 年の 1 月から 12 月で、20 日毎の分布である。等値線間隔は 5cm で、陰影部は負の値を示す。

a:b の暖水渦より先に南西諸島へ伝播してきた暖水渦, b: 南西諸島に異常潮位を引き起こした暖水渦,  
 c: d の暖水渦の北に位置する暖水渦, d: c の暖水渦より南に位置する暖水渦。  
 c よりも d の暖水渦の方が南にあり、伝播も速く、より西へ伝播していることがわかる。





第19図 2006年のMOVE/MRI.COM-WNP海面高度偏差データの時間-経度断面図

縦軸は時間(月), 横軸は経度. 等値線間隔は5cmで, 陰影部は負の値を示す. 左:北緯27度台, 中:北緯26度台, 右:北緯24度台.

緯度が低い(右の図)ほど, 海面高度偏差の伝播が早く(伝播している等高度偏差分布の傾きが小さく), 伝播がより西の方へ達していることがわかる.

第3表 南西諸島へ西進してくる中規模渦伝播の緯度による違い

伝播の西端は, 東経140度から東経141度までの海面高度偏差を基準にそこから西へラグ相関をとっていき, その相関係数が0.3を下回った経度のすぐ東とした. 伝播の速度は, 伝播の西端までの距離を, そこへ到達するのにかかった時間で除して求めたもの.

緯度 (° N)	伝播の速度 (cm/s)	伝播の西端 (° E)
30-31	6.3	135-136
29-30	6.9	130-131
28-29	6.3	132-133
27-28	6.0	133-134
26-27	6.7	132-133
25-26	7.3	129-130
24-25	7.8	126-127



### 4.3 考察

潮位観測点の潮位偏差と MOVE の海面高度偏差の変動の傾向は、2003 年以前の与那国を除きよく一致していた。ただし、詳しく見ると潮位には潮位観測点周辺での局所的な気象状況に起因して生じたと思われる微小な変動が見られるが、MOVE ではそれが表現されていない。これは、MOVE のデータの相関スケールが 100km ほどであることを考えれば当然の結果であり、数 100km の規模を持つ中規模渦の振る舞いを表現することは可能であるが、潮位観測点近傍において発生する小規模なじょう乱に起因する潮位変動まではそもそも表現できないのである。このことは、今後 MOVE の海面高度データで沿岸の潮位実況の監視を行う際に注意しておく必要がある。その点に留意した上で、MOVE は、沿岸部の比較的広い範囲において海洋側の変動に起因して生じる海面高度の変動と定義される異常潮位は、沿岸部の海面高度データの実況値が同化されていないながらも MOVE によって監視、予測が可能であると考えられる。ところで、2003 年以前の与那国の潮位偏差は MOVE の海面高度偏差とあまりよく一致していなかった。この理由について、例えば、与那国潮位観測点が存在する位置と黒潮の流軸位置との局所的な関係が何らかの影響を与えてはいないか、また潮位観測点の観測環境に 2003 年以前と 2004 年以降とで何らかの変化はなかったか、あるいはデータの不一致に季節的な傾向であるなどの両者の不一致の原因を推察できる何らかの特徴はないかなど、様々な角度から検討を行った。しかし、なぜ 2003 年と 2004 年の間付近を境に両者の変動傾向が変わっているのか、その理由に対する明確な答えは現在のところ得られていない。

異常潮位を引き起こす程度にまで著しく高い海面高度を持つようになった暖水渦が発生する要因について、MOVE のデータを用いて調べたが、外洋を伝播してくる中規模渦は、ほかの暖水渦や冷水渦と互いに影響を与え合いながらその形状を常に変化させており（第 18 図）、個々の暖水渦の規模は一定ではないことから、今回の調査ではよくわからなかった。この渦が相互に影響を及ぼしあう機構についての理解が今後進めば、著しく高

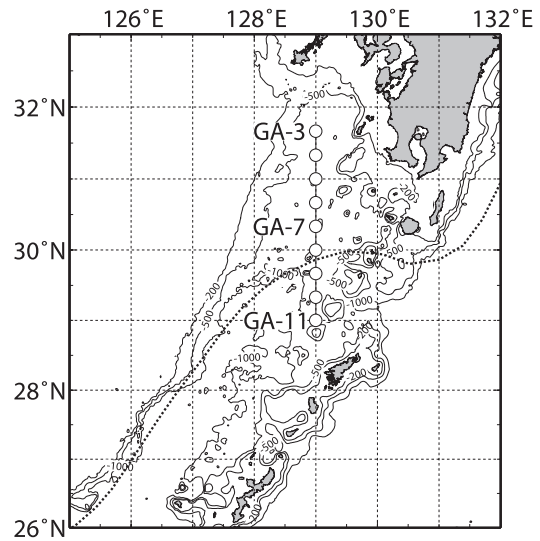
い海面高度を持つ暖水渦の発生、伝播の予測可能性が上がることから、異常潮位による浸水発生の事前予測を始め黒潮流軸変動の予測が精度よく行えるようになるだろう。

MOVE により示された中規模渦の伝播の状況については、緯度が低いほど中規模渦伝播の位相速度がより速く、伝播がより西へ達していた結果が得られた。Qiu (2003) によれば、衛星より得られた海面高度の伝播の位相速度は、緯度が低いほど速く、北緯 24 度台で約 7cm/s、また、Isachsen *et al.* (2007) では、モデルにより計算した海面高度伝播の位相速度も、緯度が低いほど速く、北緯 30 度付近で約 8cm/s と述べている。また、Ebuchi and Hanawa (2001) がほぼ同じ海域で衛星データから算出した中規模渦伝播の位相速度は約 7cm/s であった。今回、MOVE の出力より算出した中規模渦伝播の位相速度 6.0cm/s ~ 7.8cm/s は、これらの結果とよく一致していた。なお、トカラ海峡に位置する北緯 29 度台では、周りの緯度と比べて中規模渦伝播の位相速度が速く、伝播はより西へ到達していた。これは、その緯度帯には一般的に西向きに流れる黒潮再循環流が位置しており、その流れに乗って西向きの伝播が速く、伝播はより西へ到達していたのではないかと考えられる。また、この黒潮再循環流がこの緯度に存在することそのものとも関係があるが、この緯度帯で深くなっている形状を持つ九州・パラオ海嶺や、この緯度帯の北の四国沖に定常的に存在する大規模な暖水渦により中規模渦の伝播がブロックされることも、この緯度帯で中規模渦の伝播の様子がほかの緯度と異なっている原因の一つだと考えられる。

### 5. 九州南西方の暖水波及と GA 線観測データ

通常、東シナ海において黒潮は、大陸棚の縁に沿って北東へ流れた後、北緯 30 度にさしかかるあたりで徐々に東南東から南東へと進路を変えてトカラ海峡を抜けて太平洋へと流れ出る。第 2 章の結果より求めた、このトカラ海峡へさしかかる海域における黒潮の平均的な流軸位置と、その海域の海底地形を第 20 図に示す。種子田ほか (2006) によれば、屋久島の西方で黒潮が南東あるいは東

の方向へ流路を変える位置は、北上／南下を繰り返しており、そのうち南下する際に黒潮から取り残される形で切離された暖水が屋久島西方を北上し九州南西方の海域に進んでくる、暖水波及と呼ばれる現象がしばしば生じると述べている。秋山ほか(1991)は、この暖水波及が生じるときの典型的な海況の一例を、以下のように述べている。まず屋久島の西方で黒潮流軸が次第に北上する。その北へ膨らんだ黒潮流軸付近の暖水が、黒潮の流れに沿って西からやってきた、黒潮と比較して水温の低い水塊(以下、これを冷水と呼ぶ)である陸棚斜面水の貫入をうけて北へはく離し始め、その暖水の形状が舌状となる。冷水の貫入が更に進むと、この舌状の暖水域は黒潮流軸から完全に切離され、九州の南西方に北上することで暖水波及が生じる。もちろん、この事例以外にも、屋久島西方で北上した暖水が、冷水の貫入を大きく受けることもなく黒潮から切離されていくパターン、黒潮流軸が南へ急激に変化することに伴い暖水が北に残るパターン、及びこれらの複合したパターンなど、様々な事例があることが知られている。中村(2007)や中川ほか(2005)によれば、この暖水波及の発生に伴って、黒潮の流路や表層水温の変動という大きな影響を受ける九州南西方は、アジ、サバ、イワシなどの浮魚類の漁場であり、冬から春を中心にそれらの産卵場であるため、ここを漁場とする漁業関係者を中心に暖水波及の発生に対する関心は非常に高い。第4章で述べたように、100km程度より大きなスケールの海況についてはMOVEでよく再現できていることがわかった。暖水波及の現象のスケールは、全体で見ればほぼ100kmとMOVEでその状況が表現されていることが期待できる。だが、暖水波及が沿岸部で生じる海況変動であることから衛星による海面高度のMOVEへの同化があまり行われていないため、MOVEによる暖水波及の表現状況を実況値と比較して確認する必要がある。そこで、MOVEで再現された暖水波及の様子を、実際の観測データを用いて確かめた。



第20図 GA線の測点とその周辺海域の海底地形  
(-200, -500, -1000は水深(m))  
太点線は黒潮の平均流軸位置。

## 5.1 使用したデータ

### 5.1.1 GA線の観測データ

今回の調査では、暖水波及の状態を調べるために、長風丸により行われたGA線の観測結果を用いた。このGA線は、黒潮からの暖水波及が生じる海域を南北に貫くよう、東経129度線に沿って北緯31度40分から北緯29度の間に設定されており、その間の20分間隔で観測点が設定されている。その観測点を、北から順にGA-3, GA-4, ..., GA-11と呼んでいる(第20図)。長風丸によるGA線のCTD観測は、2003年に始まって以来、年に3回ほど行われており、実施された観測航海は第4表のとおりである。なお、この表からわかるとおり、夏季には観測が行われていない。なお、この第4表では各観測航海について暖水波及の有無を示したが、この判断根拠については第5.2節で詳しく述べる。

GA線の観測点は東経129度線上の20分ごとに設定されているので、MOVEの格子と一致していることになるが、実際に各観測航海でデータが得られた位置は、様々な理由により設定された観測点の位置とは最大で4キロ程度異なっている。しかし、MOVEの持つ100km程度という相

関スケールから考えて、そのずれは無視できるものと考え、本調査ではその補正は行っていない。

### 5.1.2 衛星海面水温データ

衛星海面水温画像は、鹿児島県水産技術開発センターがインターネット上で公開しているサイト (<http://kagoshima.suigi.jp/websatelite/start.htm>) から入手できる NOAA/AVHRR の画像のうち、日射の影響がなるべく少なくなるよう、またなるべく画像の取得がよくなるように、7日間夜間合成図を使用した。

### 5.1.3 MOVE のデータ

本調査においても、これまで使用している MOVE の再解析の水温、塩分データを使用した。このデータから、暖水波及時の海況の水平方向の観察には 100m 深のデータを選んだ。その層を選んだ理由は、長風丸による各観測航海の水温、塩

分断面図を見たところ、その 100m 深付近のデータが、暖水波及の有無による水温、塩分の分布の違いを最もよく示していたからである。

### 5.2 方法

長風丸により観測された GA 線の観測データについて、第 4 表のとおり暖水波及の有無を示したが、これは第 21 図に示した水温-塩分プロファイル（以下、TS プロファイルとする）から判断したものである。まず、第 22 図に PN-2 の季節平均の TS プロファイルを示す（以下、黒潮系プロファイルと呼ぶ）。黒潮系水塊の性質は、一般に高温高塩分で特徴付けられる。そこで、その黒潮系プロファイルから低塩分側にずれたものを沿岸系プロファイルとする。その上で、各航海の観測データから得られた TS プロファイルから、GA 線上のどの部分に黒潮系プロファイルが見られるかを調べ、その状態から暖水波及が生じてい

第 4 表 GA 線の観測時期と衛星海面水温画像の有無及び GA 線の海況

\*衛星画像の欄：—は画像が入手できなかったことを、×は画像の取得状況が悪くて利用できなかったことを表す。なお、衛星画像が取得できた期間は、2004 年 3 月 22 日以降（2004 年 9 月 16 日から 2004 年 11 月 4 日は欠測）。

#暖水波及の欄：○は暖水波及が生じている、△は不十分ながら暖水波及が生じている、×は暖水波及が生じていないことを表す。

★：0601 航海は GA-11 から GA-7 までしか観測していなかった。

航海次数	観測期間	衛星画像*	暖水波及#
0301	2/26~2/27	—	○
0304	4/23~4/24	—	△（北でやや弱い）
0401	2/26~2/27	—	△（北でやや弱い）
0404	5/25~5/26	5/27	△（冷水貫入段階）
0410	10/13~10/14	×	×
0501	2/17~2/18	2/17	○
0504	5/20~5/21	5/23	×
0601★	2/24~2/26	2/23	×
0604	6/3~6/4	6/6	△（冷水貫入段階）
0609	10/31	×	×



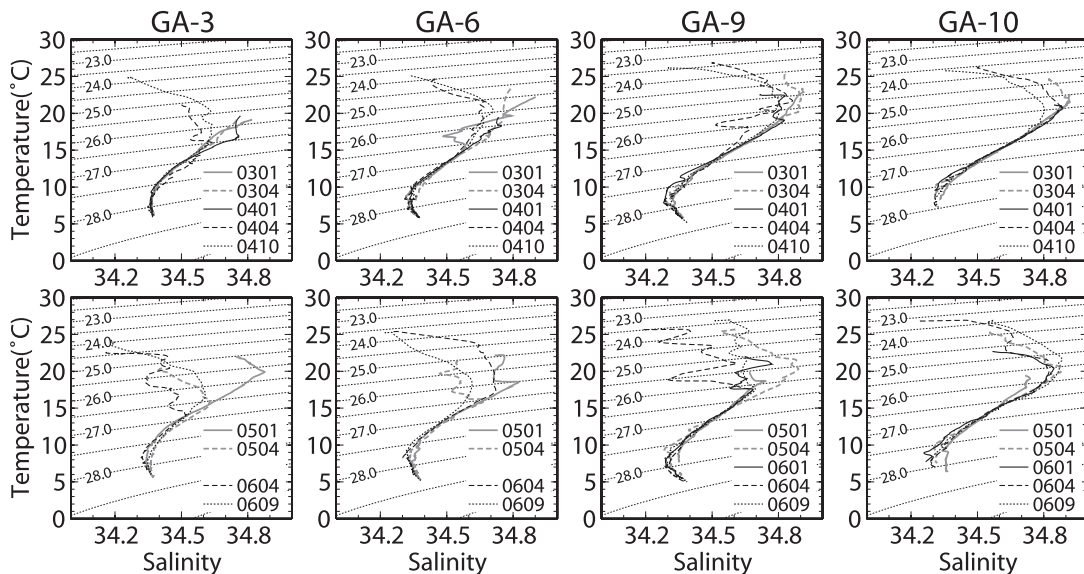
たかどうかを判断した。なお、PN-2 とは PN 線  
 上にある観測点で、通常黒潮の流路上に位置して  
 いる。また、PN 線は、1971 年以降のほぼ年 4 回  
 長風丸により観測が実施されている、沖永良部島  
 の北西において黒潮を横切るよう設定されている  
 観測線のことである。

その暖水波及が生じていると判断した観測航海  
 データの中から、衛星による海面水温画像の取得  
 状況が比較的良かった長風丸 0501 航海と長風丸  
 0604 航海の 2 例を選び出し、それと MOVE による  
 水温、塩分断面図の表現とをそれぞれ比較した。  
 その際、長風丸による観測データや衛星により得  
 られた海面水温データは MOVE に同化されている  
 ため、比較結果の評価はそのことに留意して行  
 う必要がある。そこで、長風丸の観測が行われる  
 前と後との MOVE のデータの変化を同化の有無  
 による違いとして確認しておき、それを含みより  
 長い期間における MOVE のデータの時間変化を  
 調べることで、MOVE そのもので表現された暖  
 水波及の表現の良否について、調べることにした。

5.3 結果

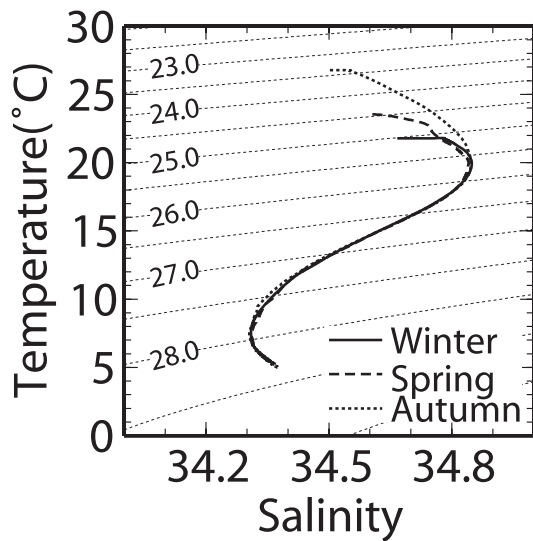
長風丸で観測された GA 線の各観測航海での  
 TS プロファイルを見ると、その観測点ごとの特  
 徴から、GA 線を三つの部分に分けることができ

た。一つ目が黒潮系プロファイルをはほぼ常に示  
 す部分で、観測点では GA-10 (北緯 29 度 20 分)  
 と GA-11 (北緯 29 度) が該当する。以下、この  
 部分を黒潮部と呼ぶことにする。第 21 図では、  
 GA-10 の TS プロファイルを示す。二つ目が、黒  
 潮系プロファイルを示すときもあれば、時に著し  
 く低塩分にずれた沿岸系プロファイルを示すとき  
 もある部分で、観測点では GA-7 (北緯 30 度 20  
 分) から GA-9 (北緯 29 度 40 分) までが該当す  
 る。以下、この部分を冷水貫入部と呼ぶことにす  
 る。その中でも、航海ごとに黒潮系プロファイル  
 であるときと沿岸系プロファイルであるときとの  
 違いが最も大きい GA-9 (北緯 29 度 40 分) の TS  
 プロファイルを第 21 図に示す。最後に、冷水貫  
 入部で時折見られる低塩分側に大きくずれた沿岸  
 プロファイルに比べて弱いながらも、沿岸系プロ  
 ファイルを通常示す GA-6 (北緯 30 度 40 分) より  
 北の部分である。以下、この部分を沿岸部と呼  
 ぶことにする。GA 線の最北観測点である GA-3 (北  
 緯 31 度 40 分) と、冷水貫入部との境界である  
 GA-6 (北緯 30 度 40 分) の TS プロファイルを第  
 21 図に示す。このように、GA 線の基本的な水塊  
 分布の状況がわかったところで、次に、長風丸に  
 よる観測結果と MOVE とを比較した 2 例の結果  
 を次に示す。



第 21 図 長風丸により観測された GA 線の TS プロファイル  
 縦軸は水温 (°C) で横軸は塩分、図中の数字は密度 ( $\sigma_\theta$ )。上段は 0301 ~ 0410 航海, 下段は 0501 ~ 0609 航海。





第22図 PN-2の季節別の平均TSプロファイル  
縦軸は水温(°C)で横軸は塩分、図中の数字は密度( $\sigma_{\theta}$ )。

### 5.3.1 暖水波及の例1(長風丸0501航海)

長風丸により、2005年2月17日から2月18日にかけて観測されたGA線水温、塩分断面図を第23図に、MOVEの2005年2月7日から22日にかけて5日ごとの水温、塩分の断面図を第24図に示す。なお、本調査におけるMOVEのデータは5日間の平均値であり、日付はその5日間の中日である。よって、2月17日のMOVEのデータには、長風丸による観測値を含む2月15日から2月19日までの各種観測結果が同化されている。このMOVEによる一連の断面図を比べると、長風丸の観測値が同化されているものと、されていないものとの間に大きな違いはなかった。また、長風丸の観測断面図、MOVEによる断面図の両方とも、北緯31度以北でも100m深の塩分が34.7以上と高塩分であり、黒潮系水塊が九州西方まで波及した海況を示しており、両者はよく一致している。鹿児島県水産技術開発センター提供のNOAAによる2005年2月14日から20日までの7日間夜間合成海面水温画像(第25図)では、雲などの影響であまりはつきり確認できないものの、黒潮が屋久島の西方で向きを南東方向へ変えており、そこより北の九州の南西方に暖水が存在

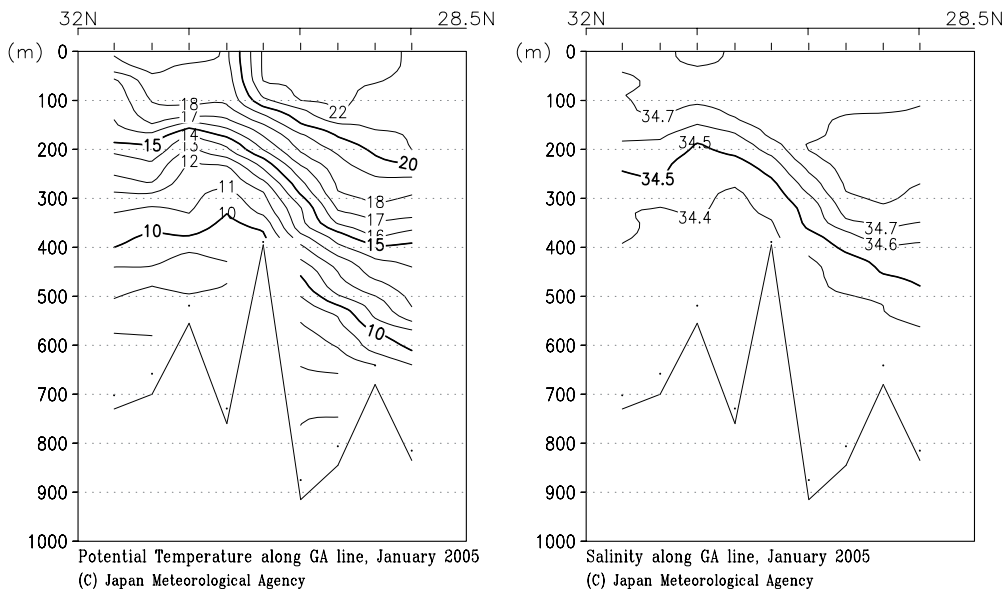
していることから、暖水波及が生じていたことが推定できる。

次に、2005年2月7日から2005年2月22日までのMOVEの100m深水温平面図を第26図に示す。これによると、2月7日に屋久島の西方で暖水が北へ張り出しており、2月12日にはその北へ張り出した暖水が、屋久島にあたって跳ね返るように東シナ海に流れ込んで暖水波及を起し始めている。長風丸で観測を行った2月17日は、九州西方の暖水が北上するとともに、屋久島周辺海域一帯は暖水に覆われているが、GA線付近(東経129度)では冷水の貫入が起きているようにも見える。その後の2月22日には、暖水波及域は縮小し、屋久島周辺を覆っていた暖水も南下している。以上より、暖水波及が生じていたこと、その過程で冷水が貫入していたことが観察できた。

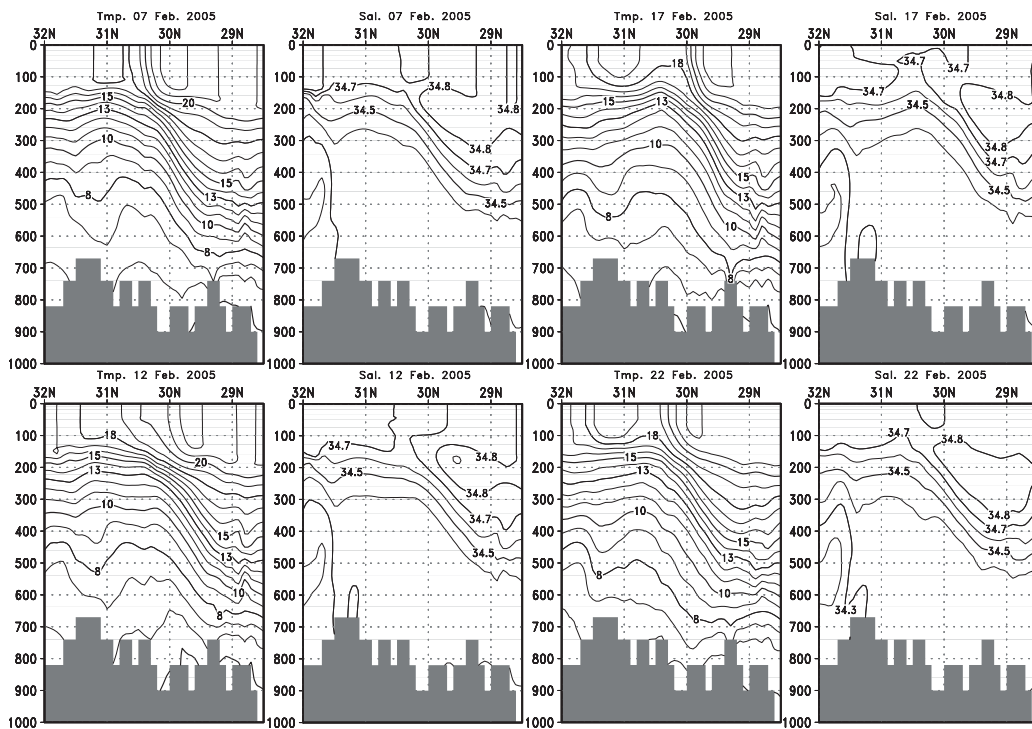
### 5.3.2 暖水波及の例2(長風丸0604航海)

第5.3.1項で、MOVEのデータについて長風丸の観測値の同化が行われた時点で強制力が加わるが、それによって不自然な振る舞いを示すこともなく暖水波及の様子がよく再現されていたことがわかった。よって、この項では、長風丸による観測値の同化の有無に留意しつつも、長風丸で観測した期間のもっと前や後の海況変化について、MOVEでの表現を調べることにする。

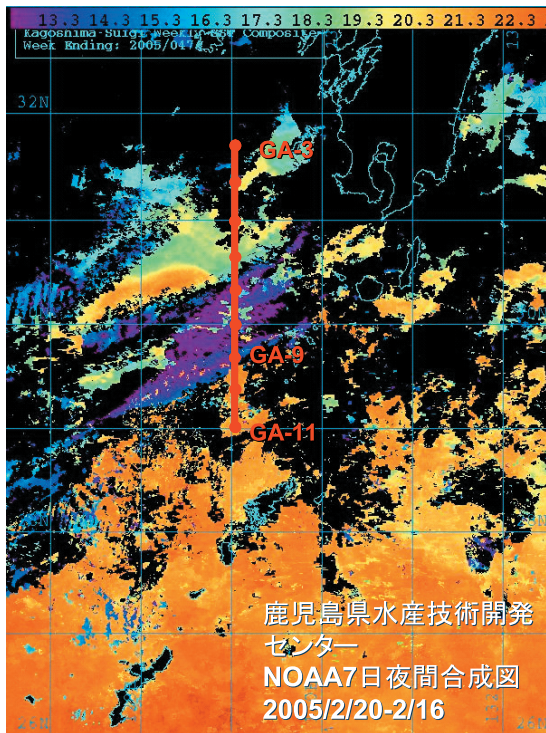
長風丸0604航海で2006年6月3日から6月4日(以下、この項において年を省略した場合2006年を示す)にかけて観測されたGA線のデータを第27図に示す。MOVEのデータは、暖水波及による海況変化を長い期間とらえるため、5月23日から7月2日にかけての期間から4つの水温、塩分の断面図を選んだ(第28図)。この図中、6月2日のMOVEのデータに長風丸の観測結果が同化されていることになる。MOVEの5月23日の断面図と6月2日の断面図を比較することで長風丸の観測データが同化された効果を見ると、その二つの断面図にさほど大きな変化がないことがわかる。そして、7月2日の断面図までのすべての断面図で、長風丸の観測結果と同じく、塩分34.7以上のコアが、南北2箇所に分かれた分布となっている。その北側のコアは、5月23日から6



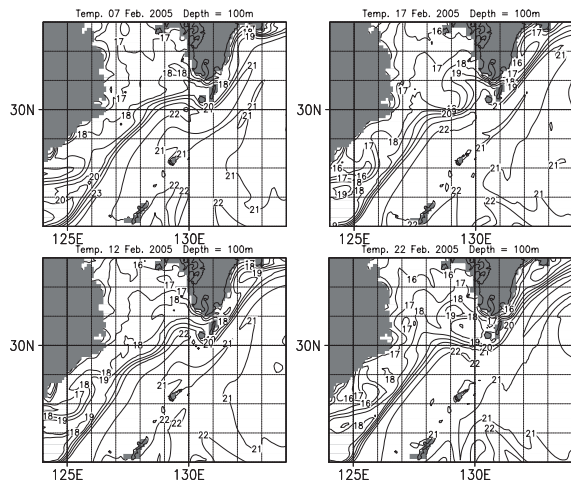
第23図 長風丸0501航海で2005年2月17～18日に観測した水温(左, 単位℃), 塩分(右)のGA線断面図



第24図 MOVE/MRI.COM-WNPによる2005年2月7日(左上2枚), 2005年2月12日(左下2枚), 2005年2月17日(右上2枚), 2005年2月22日(右下2枚)の水温(左側, 単位℃), 塩分(右側)のGA線断面図



第 25 図 長風丸 0501 航海時の海面水温衛星画像（鹿児島県水産技術開発センター提供）（単位℃）

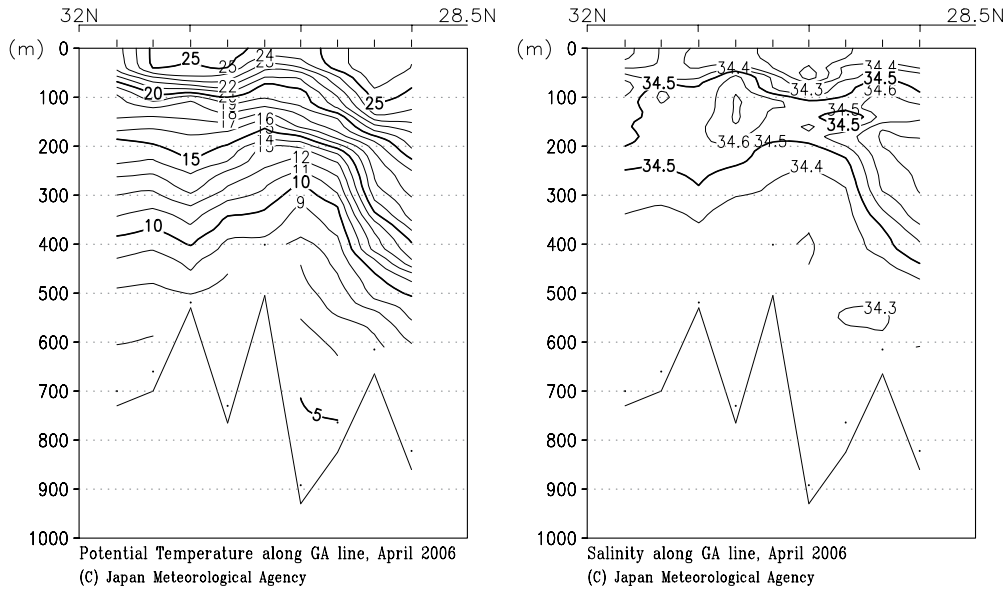


第 26 図 長風丸 0501 航海時の MOVE/MRI.COM-WNP100m 深水温（単位℃）

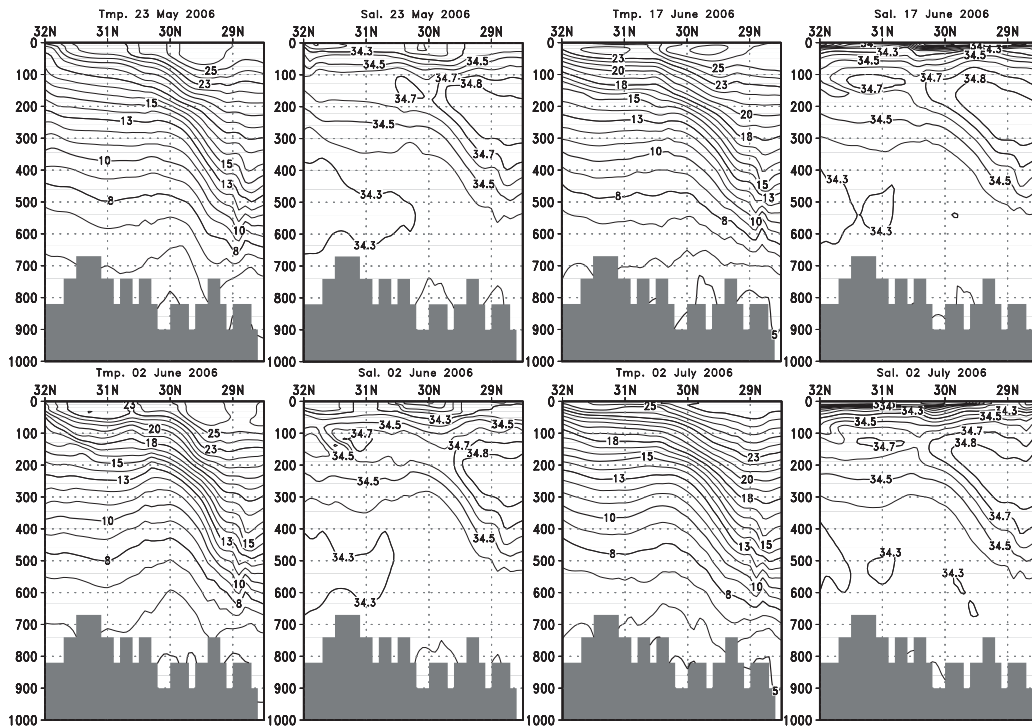
月 2 日にかけて北上し，6 月 17 日ごろコア面積が最大となり，7 月 2 日にはコア面積が縮小するとともに，黒潮に由来するとみられる塩分 34.7 以上の南側のコアから，切離しているように変化している．また，6 月 2 日の断面図を見ると，北緯 30 度付近の海面付近に塩分 34 未満の部分が現れ，それが 7 月 2 日にかけて南北に広がり，7 月 2 日に厚みを増しているように変化している．この低塩分域は，海面において非黒潮系の水塊が貫入してきたため生じたと考えられ，北へ波及した暖水を黒潮から切離させているように見える．鹿児島県水産技術開発センター提供の NOAA による 6 月 1 日から 7 日までの 7 日間夜間合成海面水温画像（第 29 図）を見ると，海面での黒潮流路は，トカラ海峡のすぐ西で大きく南へ湾曲しており，冷水が黒潮へ貫入している状態であったことがわかる．

MOVE の 100m 深水温平面図（第 30 図）からこの観測が行われた 6 月 3 日前後の海況を観察する．まず 5 月 23 日には，九州南西方において水温 19℃以上の水温域（以下，この項では高水温域とする）が北緯 31 度付近まで広がっており，既に小規模ながら暖水波及が生じており，黒潮との境界の西側へ大陸棚から水温 19℃未満の水域（以下，この項では冷水域とする）が貫入していることがわかる．また，種子島の南には冷水域が，その南に流れる黒潮へと広がるような状態で存在している．長風丸の観測が行われた 6 月 2 日には，5 月 23 日に黒潮から北緯 31 度付近まで広がっていた高水温域が，その黒潮との境界付近へ西側から冷水域が貫入したことにより，黒潮から切離して北緯 31.5 度付近まで達している．種子島の東では，5 月 23 日に種子島の南に見られた冷水域が黒潮の下流へ移動している．6 月 17 日になると，6 月 2 日に黒潮から切離されていた高水温域が黒潮と融合しており，その南西では，水温 20℃以下の水域が黒潮へ貫入している．九州の東では，冷水域が種子島の東から更に黒潮の下流へ移動することで黒潮に九州東岸からの離岸が生じている．7 月 2 日は，九州南西方において，5 月 23 日に比べて規模の大きな暖水波及が生じており，九州の東から足摺岬にかけては黒潮が離岸してい

る。以上より、長風丸 0604 航海での GA 線観測時、黒潮流域へ冷水の貫入が起きており、その前後の MOVE のデータを見ることで暖水波及が繰り返し発生している様子を確認できた。

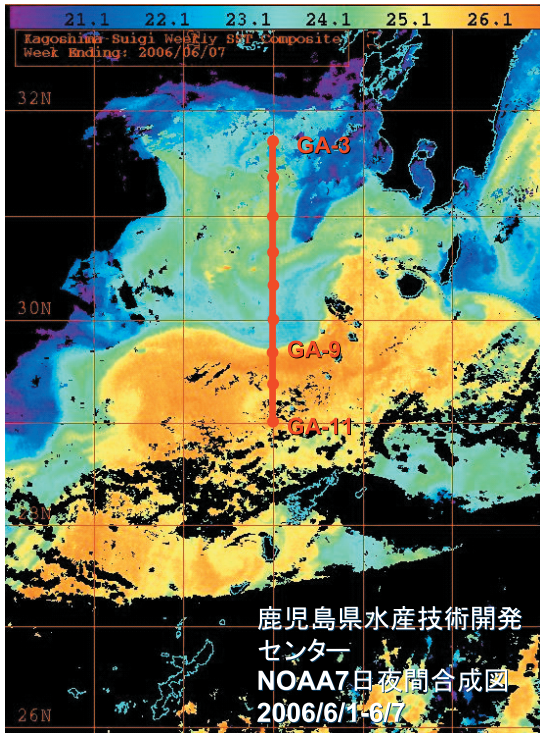


第 27 図 長風丸 0604 航海で 2006 年 6 月 3～4 日に観測した水温 (左, 単位°C), 塩分 (右) の GA 線断面図

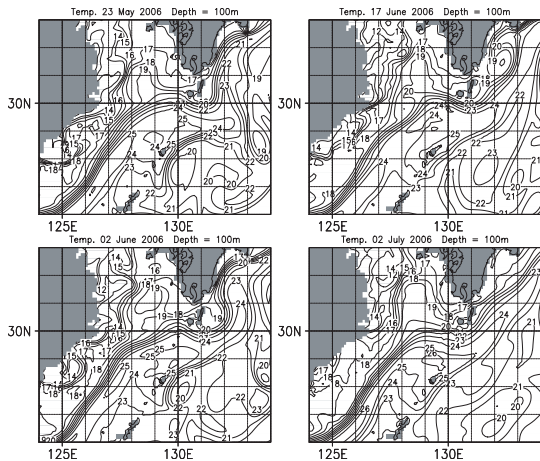


第 28 図 MOVE/MRI.COM-WNP による 2006 年 5 月 23 日 (左上 2 枚), 2006 年 6 月 2 日 (左下 2 枚), 2006 年 6 月 17 日 (右上 2 枚), 2006 年 7 月 2 日 (右下 2 枚) の水温 (左側, 単位°C), 塩分 (右側) の GA 線断面図





第29図 長風丸0604航海時の海面水温衛星画像(鹿児島県水産技術開発センター提供)(単位℃)



第30図 長風丸0604航海時のMOVE/MRI.COM-WNP100m深水温(単位℃)

#### 5.4 考察

今回、海洋観測結果や衛星海面水温データから暖水波及や冷水の貫入が生じていたと判断したときのMOVEのデータを検討したところ、長風丸の観測値の同化の有無にかかわらず、暖水波及の様子がおよそ表現できていたことがわかった。MOVEにおいて海面高度の観測データが同化されない沿岸域であり、観察したい現象のスケールがせいぜい100km程度と、そんなに大きいとはいえない海況変動である暖水波及が、これまでの知見と矛盾なく表現できていたことは評価できる。ただ、細かく見ると、長風丸0604航海の観測結果との比較では、MOVEの6月2日以降の海面付近には塩分34以下の低塩分層が広がっており、実際にそのような低塩分層があったのか、疑問な点もある。これについては、多少海域が異なるが、長風丸による観測定線であるTK線(トカラ海峡線)の夏季の観測結果を中心に、よく海面付近に塩分34以下の低塩分層が見られることから、実際に存在していた可能性は高い。ほかにも、長風丸の0604観測結果と6月2日のMOVEのデータとを水温の断面図で比較すると、長風丸の観測結果では水温25℃以上の水域が南北二つに分かれているが、MOVEでは25℃以上の水域は、南側にしかない。このように、MOVEのデータの細かな部分を見ると、まだ表現がよくないと考えられる点もいくつか見受けられるが、これはMOVEの相関スケールが100km程度であることを考えると、当然であろう。

MOVEのデータを用いて、暖水波及が生じる前後の海況変化をいくつか観察することができた。やはり時間的にも空間的にも連続したデータを持つMOVEの出力は大変有用であることが改めて確認できた。また、この暖水波及が繰り返し発生する中で冷水の貫入が起きていたが、このことは東シナ海を黒潮が北上するときに生じる流軸の変動がその発生に影響を与えていることも考えられる。この点からも、黒潮流軸の変動を監視することは大事である。

## 6. まとめ

MOVE のデータを用いて、東シナ海から九州の東にかけての黒潮の流路変動、九州の東における黒潮の小蛇行の発生、日本の南から南西諸島周辺までの中規模渦の伝播及び九州西方における暖水波及について調査した。

まず、東シナ海から九州の東にかけての黒潮の流軸については、黒潮流路に沿ってそれと直交するように適切な間隔で設定したラインにおいて、ラインごとに流速が最大となる位置を流軸とすることで、おおむね妥当な流軸が得られた。また、流軸の変動が上流側から下流側に伝播していく様子が見られた。その伝播の平均的な位相速度は、東シナ海の沖縄本島周辺において約 13km/day であることがわかった。

九州の東での黒潮の小蛇行については、スケールの大きな小蛇行について、その期間を決定することができた。また、小蛇行の発生の様子と、それにかかわる黒潮の流路の位置やその流速、さらには中規模渦との位置関係など、九州の南東海域で見られる様々な海況変動の相互関係について、一定の理解が得られた。

潮位観測点の潮位偏差と MOVE の海面高度偏差はよく一致していた。また、MOVE により示された中規模渦の伝播の状況について、緯度が低いほど暖水渦伝播の位相速度がより速く、伝播がより西へ達していた結果が得られた。これらは、今までに報告された各種解析の結果とよく一致していた。

九州南西海域において、暖水波及や黒潮への冷水の貫入が生じているときの長風丸の観測データと MOVE のデータはおおむね一致していた。また、時間的空間的に連続したデータが得られる MOVE の利点をいかし、その結果から暖水波及が生じるまでの海況の変化をつぶさに観察することができた。

本報告で述べてきた南西諸島周辺の黒潮と海況変動について、その関連をまとめてみる。この南西諸島の東側の海域には、大小様々の中規模渦が西進してきており、その中で著しく高い海面高度を持つ暖水渦が南西諸島へ到達したときに、その沿岸部で浸水被害を引き起こすことがある。ま

た、規模の大きな中規模渦が与那国島付近へ到達したことにより、そこから東シナ海を流れていく黒潮の流軸を変動させ、この流軸の変動が九州南西方で生じる暖水波及の発生へ影響を与える。また、この流軸変動は、九州南東方で生じる小蛇行の発生とも関連があると考えられる。そして、この小蛇行の発生はトカラ海峡付近に向かって西進してきた中規模渦に影響をうけている。このように、南西諸島周辺海域で生じる様々な海況変動は、中規模渦によって引き起こされたり、中規模渦の接近により生じた黒潮流軸の変動によって引き起こされたりしていることが MOVE のデータより観察できた。このことは、MOVE が中規模渦を表現可能なモデル（渦解像モデル）であることから、中規模渦の海況変動に及ぼす影響が、やっと今回詳しく調査できるようになったともいえる。このように、時間的にも空間的にも連続している MOVE のデータが海況変動の監視に大変有用であることはいうまでもないが、MOVE は渦解像モデルであることから、今後も更に中規模渦についての調査を進めることで、東シナ海周辺で生じる様々な海況変動への理解を進めることが求められる。

ところで、MOVE の現業運用は既に 2008 年 3 月に開始されている。第 1 章で述べたが、MOVE は、COMPASS-K に比べ、解像度や同化のスキームが改良されており、より詳しく正確な海況の把握が可能となっている。長崎海洋気象台では、月に 3 回定期的に「海洋の健康診断表」を通じて九州・沖縄海域における海面水温の様子や黒潮の流路に関する情報を出しており、その情報で用いるデータも MOVE によるものへと変更されている。よって、詳しく正確な九州沖縄海域の海況監視、予測を行うことも可能となったはずである。しかし、実際には、まだ MOVE のデータを充分にいかした海況監視とその情報発信が行われているとはいえない。本調査によって、東シナ海というローカルな環境の海況変動の MOVE による再現性はある程度良いことがわかったので、この成果を元に、「海洋の健康診断表」をはじめとする一般向けの海況プロダクトを更に改良していくことが求められる。そして、いまだに評価を終えていな

い MOVE の予測可能性の検証を行うことで、海況変動の正確な予測が可能となるようにすることが大事であろう。その上で、沿岸での海況がきちんと表現できるよう、MOVE に更なるネスティングを行うことで高解像度化を施したり、沿岸で生じる淡水流入などの現象の表現が可能な沿岸モデルの導入を行ったりすることで、これら南西諸島周辺や九州の沿岸という比較的小さなスケールで生じる様々な海況変動に対する理解が進むことも期待できる。そうすれば、東シナ海の家況変動に大きな関心を持つ人々の期待に十分にこたえられるような新たな情報発信を行うことができるようになるであろう。

#### 参 考 文 献

- 秋山秀樹・飴矢智之 (1991) : トカラ海峡周辺における黒潮フロントの変動. 海と空, 67, 113-132.
- Ebuchi, N. and K. Hanawa (2001) : Trajectory of Mesoscale Eddies in the Kuroshio Recirculation Region. *J. Oceanogr.*, 57, 471-480.
- Ebuchi, N. and K. Hanawa (2003) : Influence of Mesoscale Eddies on Variations of the Kuroshio Path South of Japan. *J. Oceanogr.*, 59, 25-36.
- Ichikawa, H. and R.C. Beardsley (1993) : Temporal and Spatial Variability of Volume Transport of the Kuroshio in the East China Sea. *Deep Sea Research Part I*, 40(3), 583-605.
- Ichikawa, K. (2001) : Variation of the Kuroshio in the Tokara Strait Induced by Meso-Scale Eddies. *J. Oceanogr.*, 57, 55-68.
- Isachsen, P. E., J. H. Lacasce and J. Pedlosky (2007) : Rossby Wave Instability and Apparent Phase Speeds in Large Ocean Basins. *J. Phys. Oceanogr.*, 37, 1177-1191.
- 石崎士郎・曾我太三・碓氷典久・藤井陽介・辻野博之・石川一郎・吉岡典哉・倉賀野連・蒲地政文 (2009) : MOVE/MRI.COM の概要と現業システムの構築, 測候時報, 76, 特別号, S1-S15.
- James, C., M. Wimbush and H. Ichikawa (1999) : Kuroshio Meanders in the East China Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 259-272.
- Johns, W. E., T. N. Lee, D. Zhang and R. Zantopp (2001) : The Kuroshio East of Taiwan : Moored Transport Observations from the WOCE PCM-1 Array. *J. Phys. Oceanogr.*, 31, 1031-1053.
- 近藤正一・玉井一寿 (1975) : 東シナ海の家況. 海洋化学, 7, 27-32.
- Nagano, A. and M. Kawabe (2005) : Coastal Disturbance in Sea Level Propagating along the South Coast of Japan and Its Impact on Kuroshio. *J. Oceanogr.*, 61, 885-903.
- 中川倫寿・森永健司・種子田雄 (2005) : 漁業生産に関わる海況変動の研究. 西海水研ニュース, 111, 5-6.
- 中村啓彦 (2007) : 九州西海域での黒潮流路の変動システム. 水産海洋研究, 71, 61-63.
- 野崎太・檜垣将和・高野洋雄 (2003) : 中規模渦による南西諸島の異常潮位. 海と空, 79, 39-49.
- Qui, Bo (2003) : Kuroshio Extension Variability and Forcing of the Pacific Decadal Oscillations : Responses and Potential Feedback. *J. Phys. Oceanogr.*, 33, 2465-2482.
- Sekine, Y. (1981) : Velocity variation of the Kuroshio during formation of the small meander south of Kyushu. *J. Oceanogr. Soc. Jpn.*, 37, 87-93.
- 種子田雄・田中耕治・中川倫寿・森永健司 (2006) : 薩南海域における水温フロントと黒潮流軸の南北移動. 2006年度日本海洋学会春季大会講演要旨集, 34.
- Usui N., H. Tsujino, Y. Fujii and M. Kamachi (2008) : Generation of a Trigger Meander for the 2004 Kuroshio Large Meander. *J. Geophys. Res.*, 113, C01012, doi:10.1029/2007JC004266.
- 山城徹・前田明夫・櫻井仁人 (1993) : 東シナ海における平均的な黒潮の流軸位置とその変化. 海と空, 69, 125-134.
- Yamashiro, T. and T. Kawabe (1996) : Monitoring of Position of the Kuroshio Axis in the Tokara Strait Using Sea Level Data. *J. Oceanogr.*, 52, 675-687.
- Zhang, D., Lee, T. N. and Johns, W. E. (2001) : The Kuroshio East of Taiwan : Modes of Variability and Relationship to Interior Ocean Mesoscale Eddies. *J. Phys. Oceanogr.*, 31, 1054-1074.