

西部熱帯太平洋で発生した水温負偏差と台風9626号について

— 凌風丸海洋観測および気象庁海洋データ同化システムによる解析 —

水 野 孝 則^{*1}・石 川 孝 一^{*2}・高 槻 靖^{*3}

要 旨

気象庁の海洋気象観測船凌風丸が行った1997年1～2月の137°E線に沿った海洋観測において、14～8°Nの水温躍層付近で平年より2～6°C低い水温の負偏差域を観測した。気象庁の海洋データ同化システムによるデータから、この負偏差域は直径7～800 kmの円形になっており、1996年12月下旬に発生したあと1997年2月までほぼ同じ位置に停滞していたことがわかった。また、その発生位置は台風9626号が発生しその後ほぼ停滞していた海域と一致しており、台風9626号に伴う低気圧性循環が湧昇を発生させ、水温躍層が上昇したことによって負偏差域が発生したと考えられる。

この台風9626号により、その中心が通過した海域では、通過の前後で海面水温が最大で1.5°C以上下がった。過去の観測例では10日から2週間で海面水温は回復していたが、今回の場合、上記の表層水温の負偏差域付近では海面水温が平年より低い状態が1997年3月まで続いた。

1. はじめに

気象庁では1995年2月から、主に熱帯域を対象にした海洋データ同化システム(Ocean Data Assimilation System, 以下 ODAS と略す)の現業運用を開始した。海面下の水温、塩分および海流などのデータは、海洋観測船の観測や篤志商船によるXBT(投下式自記水深水温計)観測および係留ブイによる観測に頼らざるをえないため、TOGA(Tropical Ocean and Global Atmosphere)プロジェクトによるTAO(Tropical Atmosphere-Ocean) Array システム(Hayes *et al.*, 1991)が設置されている熱帯太平洋域を除いてデータ数は少なく、海面下の海況をリアルタイムに把握することは非常に難しい。一方、海洋の大循環モデルは、モデルそのものの発達と計算機の発達により解像度が

高くなり、かつ、精度が上がっている大気客観解析による風を海洋の駆動力として使用することで、海洋循環のかなりの部分を再現できるようになってきた。そこで、海洋大循環モデルによる推定値を海洋の観測データによって修正し、現実の海洋をよりよく推定するのがODASである。気象庁ではODASを使用して、エルニーニョ現象等に伴う熱帯太平洋表層海洋の変動の監視を行っている。

また、気象庁の海洋気象観測船「凌風丸」は本州南方から西部熱帯太平洋域にいたる137°E線に沿った海洋観測を、冬季は1967年から、夏季は1972年から、毎年実施している。なかでも、水温、塩分の観測は当初から継続して実施しており、気候値の作成、10年スケールの変動の抽出等が可能となってきた。このような観測データは世界的に見ても数少なく、非常に貴重なものである。

凌風丸は1997年1月24日～2月1日に137°E線に沿った海洋観測を実施し、14～8°Nの水温躍層付近が平年より2～6°C低くなっていることを観測した。この時期はラニーニャ現象に近い状態になっていて、このような表層水温の負偏差域は予想されていなかった。そこで、ODASのデータを調査すると、この負偏

^{*1} 気象庁気候・海洋気象部気候情報課(現:海上気象課)。

^{*2} 気象庁気候・海洋気象部海洋課(現:函館海洋気象台)。

^{*3} 気象庁気候・海洋気象部海洋課。

—1997年8月18日受領—

—1998年4月17日受理—

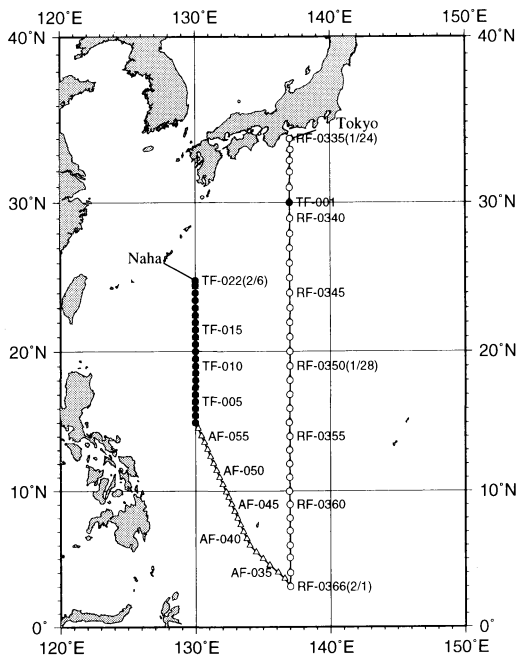


Fig. 1 Oceanographic observation stations on board the R/V Ryofu Maru from January to February 1997. ○: hydrographic observation. ●: subsurface temperature observation. △: subsurface current observation. Station number and the date of observation are shown in the figure.

差域は11°N, 138°E 付近を中心とした直径7~800 km の円形に分布していることがわかった。また、この負偏差域は1996年12月下旬に発生したことがわかり、同じ時期に同じ海域を非常にゆっくりと移動していた台風9626号と関連していることが明らかになってきた。本論文では、凌風丸の海洋観測データと ODAS のデータを使用して行ったこの負偏差域の解析結果、および、台風9626号と負偏差域の関係について述べる。そして、この負偏差域付近では、台風による海面水温の降下の影響がそれまでの観測例に比べ長く続き、1997年3月まで平年より低い海面水温になっていたことについても記述する。

2. 使用データ

2.1 凌風丸の観測データ

第1図に凌風丸の1997年1~2月航海の観測点図を示す。白丸が電気伝導度水温水深計 (CTD) による観測点、黒丸が XBT による観測点、白三角が海流の観測

点である。観測点の横に記されているのは測点番号とその測点の観測実施日である。137°E 線に沿った観測は、1997年1月24日から2月1日にかけて、34°N から南に向かって緯度1°おきに行われた。水温および塩分の観測はCTDを使用し、深さ2000 mまで行った。ただし、30°N についてはXBTによる観測を行ったため、今回の研究ではこのデータは使用しなかった。また、RD社製の超音波ドップラー流速計 (ADCP, Acoustic Doppler Current Profiler) により、深さ500 mまでの約30層について海流の連続観測を行った。

2.2 ODAS

ODASの詳細についてはKimoto *et al.* (1997)、気象庁予報部(1994)によることとし、本報告ではODASの概略のみ以下に説明する。

ODASで使用している海洋大循環モデルの水平格子間隔は、経度方向が2.5°、緯度方向が2°であり、さらに、20°Sから20°Nの間の熱帯域では赤道付近で緯度方向の格子間隔が0.5°になるように間隔を狭くしている。これは、赤道付近で緯度方向に細かいスケールを持つ波や流れが卓越するので、できるだけそれらの表現を良くするためである。また鉛直方向には20層あり、海洋の混合層や温度躍層の表現を良くするために、深さ300 mまでに13層含むようになっている。

海洋を駆動する大気データは、ルーチンの予報システムで使用されている大気4次元データ同化システムによる客観解析値である。現システムでは12時間毎に得られる海上風、気温、湿度を使用してパルク法によって海洋大循環モデルを駆動する風応力、熱フラックスを求めている。また気象庁全球予報モデルの海面境界条件を提供する目的で毎日行われている海面水温解析 (Baba, 1986) の値を、海洋大循環モデルの駆動において海面の熱的境界条件として使用している。

海洋のデータ同化については、深さ520 mまでの海洋表層の水温の同化を行っている。同化に使用される表層水温データは気象庁海洋課において収集されているもので、TOGAのTAO arrayのデータも含まれている。このデータは編集段階で品質管理がなされ (海洋気象部海洋課, 1990a)、さらに、同化を行う前に海面水温解析値および同化モデルの水温値を使用して品質管理を行っている。同化の方法はナッジング法を使用している。

現在、ODASによって現業的に得られているデータは、各格子における5日平均の水温および水平流速等である。本研究では5日平均の水温データを使用した。

また、海洋を駆動している風応力データの 5 日平均値も使用した。

ODAS によるデータの精度については、Kimoto *et al.* (1997) の検証がある。それによれば、水温について観測データと比較すると、赤道断面では東部太平洋の水温躍層付近で 1°C 程度観測データより高いというバイアスがあり、根二乗平均誤差 (RMSE) は 2°C 程度あるが、西部太平洋ではバイアスは 0.5°C 以内、RMSE も水温躍層付近で 1°C 程度となっている。

2.3 海面水温

台風 9626 号の通過前と後の海面水温の変化を見るために、気象庁海洋課で作成している北西太平洋旬平均海面水温値を使用した。この海面水温の解析手法については海洋気象部海洋課 (1990b) に詳細が述べてある。データの格子間隔は緯度 $1^{\circ} \times$ 経度 1° である。ODAS で使用している Baba (1986) の海面水温は、衛星による観測値と船などによる現場観測値の両方を使用していて、緯度 $1^{\circ} \times$ 経度 1° 格子の解析は 1988 年 6 月から行われている。一方、海洋課の海面水温は現場水温のみで解析されており、1950 年以降毎旬のデータがある。平年偏差を議論するには、長期にわたって同一の解析手法によって行われている海洋課の海面水温のほうがよいと考え、こちらを使用した。平年値は 1961~90 年の 30 年平均値を使用し、平年偏差を計算した。

3. 凌風丸の観測結果

第 2 図は 1997 年 1 月 24 日~2 月 1 日に行われた凌風丸の観測による 137°E に沿った深さ 1000 m までの水温およびその偏差の断面図である。単位は $^{\circ}\text{C}$ で、負偏差域に陰影がつけてある。偏差を計算する際に使用した平年値は 1967~1990 年の冬季観測の 24 年平均値を用いた。

海面では 14°N 以南で 27°C 以上、 8°N 以南で 28°C 以上であり、 $8 \sim 4^{\circ}\text{N}$ を除いて、平年より低くなっていた。また、海洋表層では、 $20 \sim 9^{\circ}\text{N}$ では南ほど水温躍層が浅くなっている、熱帯域で水温躍層の深さの指標としてよく使われる 20°C の等温線の深さをみると、 9°N では約 75 m である。偏差を見ると、 $14 \sim 9^{\circ}\text{N}$ の深さ 100~200 m と 5°N 以南の深さ 100~200 m の水温躍層付近で平年より 3°C 以上低く、 11°N の深さ 150 m 付近では 6°C 以上も平年より低くなっていた。この状態を 20°C の等温線の深さに着目していいかえれば、平年に比べ 30~40 m 浅い状態であったということができ

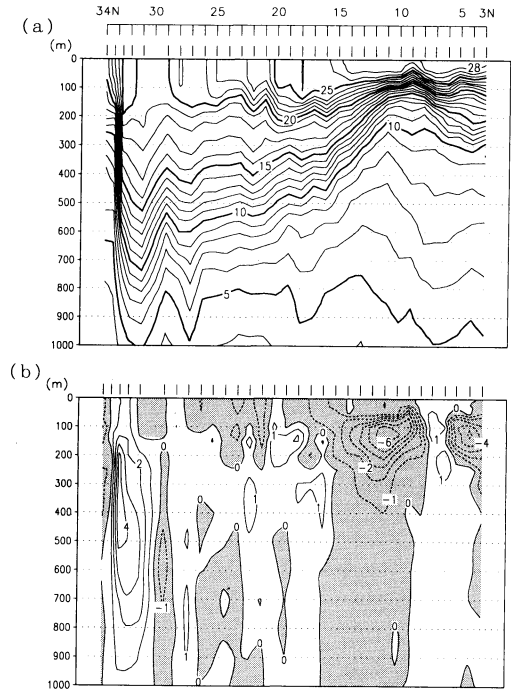


Fig. 2 Depth-latitude sections of (a) water temperature and (b) its anomalies along 137°E on board the R/V Ryofu Maru from January 24 to February 1, 1997. Contour interval is 1°C . Negative anomalies are shaded. The anomalies are computed from 1967-1990 base period means.

る。一方、 $8 \sim 6^{\circ}\text{N}$ では、海面から深さ 1000 m まで全層で平年より高くなっていた。また、特徴的なこととして、 9°N では 100 m 以浅で周囲に比べ特に等温線が浅く、ドーム状になっていた。

1996 年の熱帯太平洋域の状況は、偏東風が平年より強く、海面水温は日付変更線以東で平年より低く、以西で平年より高いというラニーニャ現象に近い状態であった (気象庁, 1997a)。そのため、1996 年 7~8 月の凌風丸の 137°E に沿った観測では、熱帯域の水温は広く正偏差であり、西部熱帯太平洋に暖水が蓄積されている状態だった (気象庁, 1996)。そして、気候系監視報告平成 9 年 1 月号 (気象庁, 1997b) によると、1997 年 1 月も東部熱帯太平洋のエルニーニョ監視海域 (B 海域 (NINO.3), $4^{\circ}\text{S} \sim 4^{\circ}\text{N}$, $150 \sim 90^{\circ}\text{W}$ の海域) の海面水温偏差は -0.7°C と低く、南方振動指数 (SOI) も $+0.3$ と正の値で、依然としてラニーニャ側に近い状態であった。このため、西部熱帯太平洋の暖水は蓄積されたままで、1997 年 1~2 月の凌風丸の 137°E に

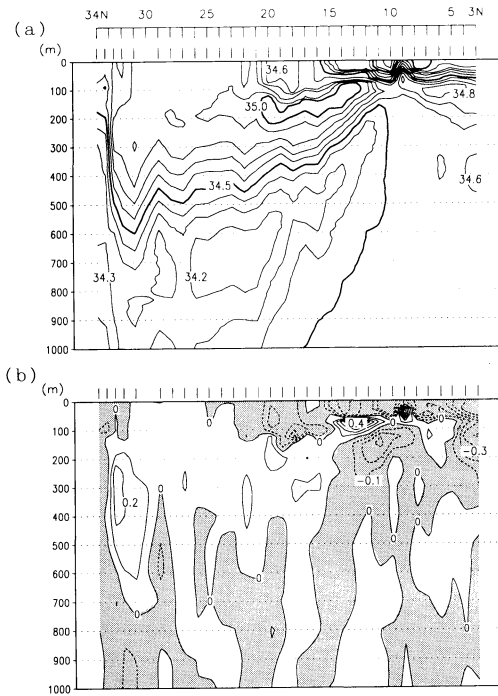


Fig. 3 Depth-latitude sections of (a) salinity and (b) its anomalies along 137°E on board the R/V Ryofu Maru from January 24 to February 1, 1997. Contour interval is 0.1. Negative anomalies are shaded. The anomalies are computed from 1967–1990 base period means.

沿った観測では、熱帯域の表層水温は正偏差になっていると予期されていた。しかし、観測結果は上記の通り予期されていたものとは逆の傾向を示した。

第3図は137°Eに沿った塩分とその偏差の断面図である。負偏差域には陰影がつけてある。20°N以南の海面では負偏差であり、この負偏差は1990年から継続している。15～9°Nの100～200 m深付近の水温躍層部は塩分極大層に一致しており、深さ100 m付近では0.1以上の正偏差であった。また、9°Nの100 m以浅では塩分躍層がドーム状に浅くなっており、正偏差域となった。逆に、これより下の8～15°Nの深さ150～200 m付近では0.1以上の負偏差域が存在した。これらのことから、塩分極大層の深さが平年に比べ浅くなっていることがわかる。水温躍層と塩分極大層が平年に比べ浅くなっていたことは、この付近で湧昇があったことを示唆している。

第4図は137°Eに沿った ADCP で観測した海流の東西成分の断面図である。等値線間隔は20 cm/sで、西

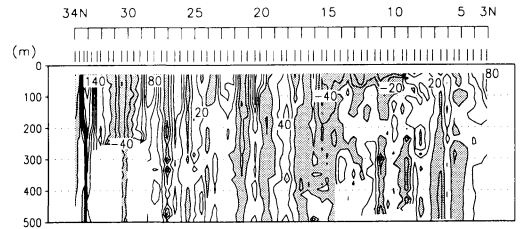


Fig. 4 Depth-latitude sections of zonal current along 137°E on board the R/V Ryofu Maru from January 24 to February 1, 1997. Contour interval is 20 cm/s. Negative value (westward current) is shaded.

向きの流れの部分に陰影がつけてある。100 m以浅では、9°N付近を境として南では東向きに約20～40 cm/s、北では西向きに約20～40 cm/sの流れがある。これは水温躍層の傾きから予測される地衡流の向きと同じである。これより深いところでは、10°Nより南では深さ200 m付近まで東向きの流れであるが、10°Nより北では流れが弱く、一部東向きになっているところもある。

4. ODAS による水温負偏差域の解析

4.1 水温負偏差域の発生期から凌風丸観測時まで (1996年12月～1997年1月中旬)

第5図は1996年12月～1月のODASによる5日平均海洋表層貯熱量 (Ocean Heat Content, 以下OHCと略す)の偏差および風応力の分布図である。OHC偏差が-0.5°C以下の領域に陰影がつけてある。偏差を計算する際に用いた平年値は1987～1995年の9年間で平均した各5日平均値である。

ここで、OHCは

$$\text{OHC} = \sum_{i=1}^{12} \rho_i T_i D_i / \sum_{i=1}^{12} \rho_i D_i \quad (1)$$

で定義し (気象庁予報部, 1994), 単位は°Cである。 ρ は密度, T は水温, D は海洋大循環モデル各層の厚さである。また i は層の番号であり、第12層は深さ260 mに対応する。よって、OHCは深さ260 mまでの平均水温とほぼ同じと考えてよい。熱帯太平洋では深さ100～200 m付近に水温躍層が存在するため、OHCの偏差は水温躍層の変動にもよく対応している。

第3節で述べたように、1996年の熱帯太平洋域の状況はラニーニャ現象に近い状態であった。そのため、1996年12月2～6日 (第5図a)では10°N以南でOHC偏差が+1°C以上の領域が広がっており、西部熱帯太平洋表層に暖水が平年より多く蓄積されていることが

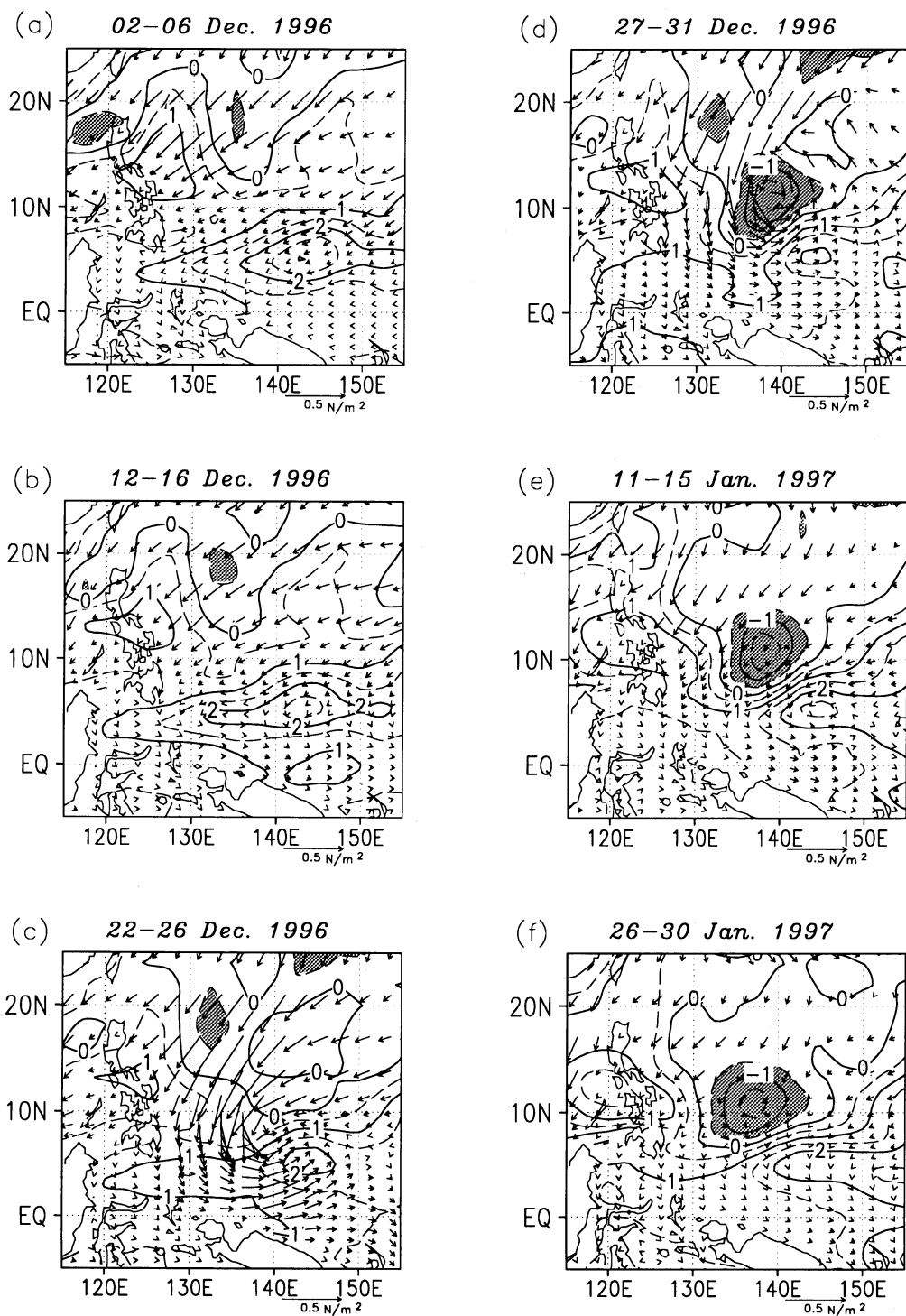


Fig. 5 5-day mean wind stress vector and Ocean Heat Content (OHC) anomalies in the upper 260 m. Contour interval of the anomalies is 0.5°C. Negative anomalies less than 0.5°C are shaded. The anomalies are computed from 1987-1995 base period means. (a) 02-06 December, 1996, (b) 12-16 December, 1996, (c) 22-26 December, 1996, (d) 27-31 December, 1996, (e) 11-15 January, 1997 and (f) 26-30 January, 1997.

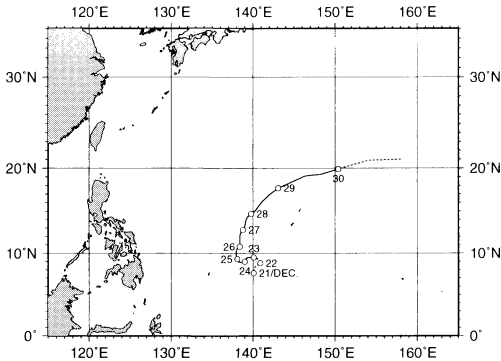


Fig. 6 Storm track of typhoon Fern (T9626). The dates marked at 00UTC. Broken line shows the period when Fern was tropical depression.

わかる。1996年12月中旬までは、この状態に大きな変化はない。しかし、12月22～26日には(第5図c), 10°N, 140°E 付近を中心とした低気圧性の循環が風応力場に現れ、そして、12月27～31日(第5図d)には風応力の低気圧性循環は12°N, 138°E 付近とやや北西にずれ、ほぼ同じ位置を中心として直径7～800 km の -0.5°C 以下の OHC 負偏差域が現れた。その後、低気圧性の風応力はなくなったが、OHC 負偏差域はほぼ同じ位置に停滞し、凌風丸の観測時にあたる1997年1月26～30日(第5図f)になっても OHC 偏差に大きな変化はなかった。負偏差域の位置から、この OHC の負偏差域は、第2図の9～14°N の水温躍層付近の負偏差域と同じものであると考えられる。

第6図は台風9626号の経路図である。丸印は各日付の00UTC の位置を示す。点線は熱帯低気圧であった期間の経路である。また、第1表に各日付の00UTC における台風の位置、中心気圧、最大風速を示した。1996年12月21日00UTC に 7.6°N , 140.1°E で弱い熱帯低気圧が発生し、12月22日18UTC に 9.4°N , 140.4°E で台風となった。この台風は12月25日まではゆっくりとしたスピードで西に進み、その後北向きに進路を変えた。そして27日00UTC には中心気圧975 hPa, 最大風速30 m/s, 暴風域半径約110 km, 強風域半径約700 km と大型で並みの強さにまで発達した。その後スピードを上げながら北東に進み12月30日00UTC に 19.9°N , 150.4°E で弱い熱帯低気圧に変わり、12月30日18UTC に 21.0°N , 158.0°E で消滅した。第5図c, d で見ることができる風応力の低気圧性循環は、この台風9626号に伴う循環である。

Table 1 Position, central pressure and maximum wind speed of the typhoon Fern.

Time (UTC)	Central position		Central pressure (hPa)	Maximum wind speed (m/s)
	Latitude (N)	Longitude (E)		
1996.12.21/00	7.6	140.1	1004	
22/00	8.8	140.9	1000	
23/00	9.5	140.1	996	18
24/00	9.0	139.0	994	20
25/00	9.3	138.1	988	25
26/00	10.8	138.4	985	25
27/00	12.8	138.8	975	30
28/00	14.7	139.8	980	30
29/00	17.7	143.1	990	23
30/00	19.9	150.4	998	18

4.2 凌風丸観測後～水温負偏差域消滅期(1997年2月～5月)

第7図は1997年2月～4月までの5日平均 OHC 偏差および風応力の分布図である。2月10～14日(第7図a)では OHC 偏差にはほとんど変化が見られないが、2月25日～3月1日(第7図b)になると負偏差域の中心は12°N, 135°E 付近とわずかに西に移動し、 -1.5°C 以下の領域がなくなった。3月に入るとほぼ円形であった形がくずれ、3月27～31日(第7図d)には -1°C 以下の領域は13°N, 130°E から9°N, 137°E にかけての北西から南東方向にのびた楕円形になった。4月には冷水の北部がさらに西に移動し、4月11～15日には -1°C 以下の領域はフィリピンの東の13°N, 128°E 付近にわずかに見られるだけになった。そして、5月11～15日(第7図f)にはフィリピンの東岸では -0.5°C 以下の偏差域も見られなくなった。

5. 水温負偏差域の発生と台風9626号

本研究で対象としている表層水温の負偏差域は、ODAS のデータによれば、1996年12月下旬に突然現れた。それ以前には周辺海域には負偏差域は存在せず(第5図a), まわりから水平的に移流されてきた可能性は少ない。また、ODAS の出力データは、実際の観測データが存在すれば、その観測データの影響を受けることが考えられるが、1996年12月下旬にはこの付近の観測データの入電はなかった。したがって、この海域で発生し、ほぼ停滞しながら発達した台風9626号にともなう低気圧性循環の風による海洋の応答として、湧昇が起き、水温躍層が上昇した結果、この負偏差域が発生

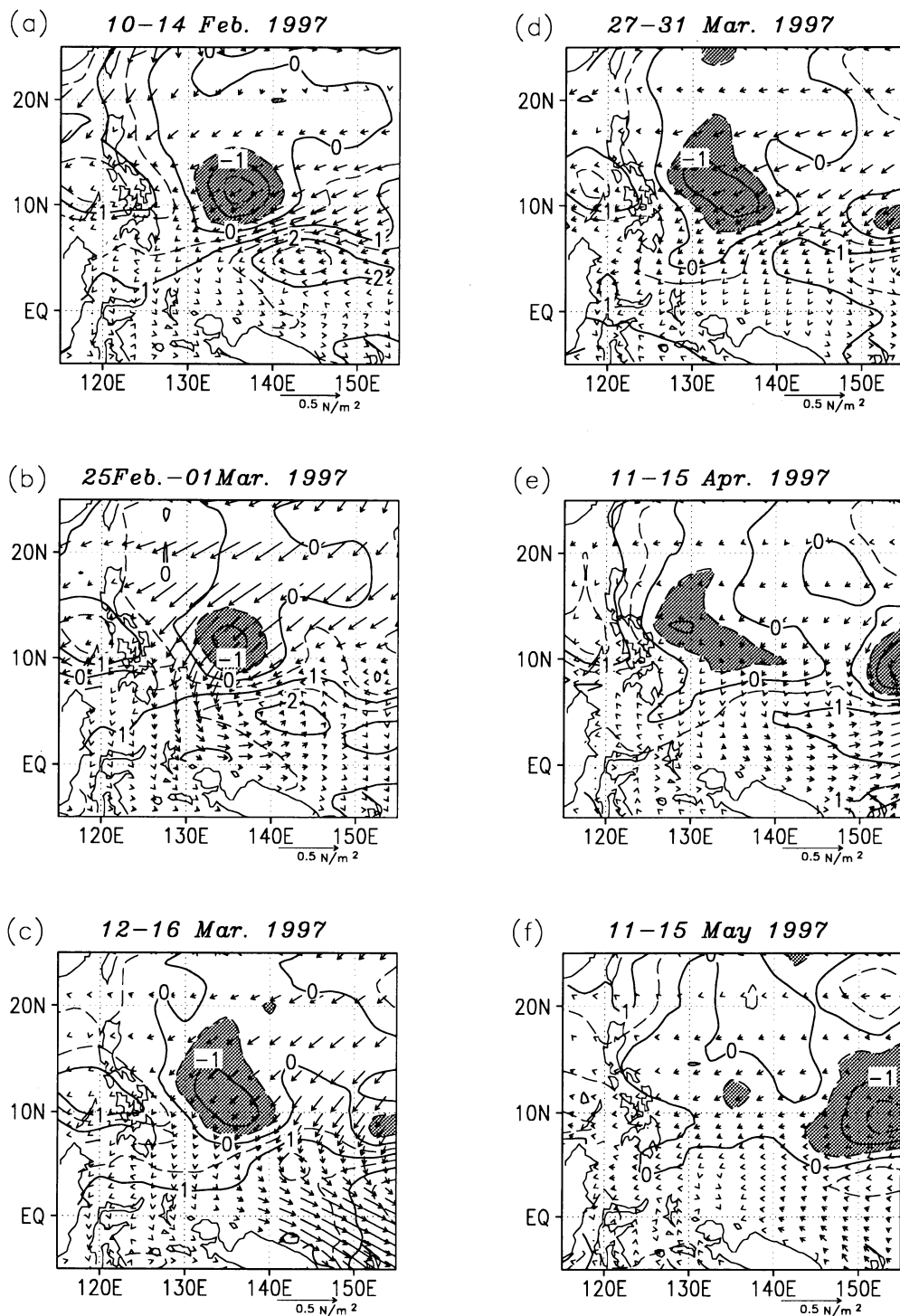


Fig. 7 Same as Fig. 5 except for (a) 10-14 February, 1997, (b) 25 February-01 March, 1997, (c) 12-16 March, 1997, (d) 27-31 March, 1997, (e) 11-15 April, 1997 and (f) 11-15 May, 1997.

したと考えられる。湧昇があったことについては、塩分極大層が平年に比べ浅くなっていたという塩分の観測結果(第3図)からも妥当であると考えられる。しかし、今までの台風による海洋の応答の観測では、このような表層における円形の水温の負偏差域の報告はあまり例がない。この理由としては、今までの観測例は観測船による観測、もしくは台風の進路近くにあった1〜数点の係留ブイの観測にもとづくものであり、ある点もしくはある断面だけでしか海洋表層の状態を見ることができなかった。このため、円形の負偏差域が形成されていたとしても、その平面的な構造の把握は難しい。これが今までに円形の負偏差域の報告が少ない理由の1つであろう。

台風のような激しい大気擾乱が海上を通過する場合の海洋の応答に関する理論的な研究や数値シミュレーションは、今までにも数多く行われている。Hidaka and Akiba (1955) は低気圧性の大気循環が停滞する場合の海洋の応答について運動方程式を解析的に解き、低気圧性循環の領域内で湧昇が起こることを示した。Ichiye (1955) は遠州灘沖の黒潮域を台風や低気圧が移動した後に海面水温が低くなることを観測データから示し、移動する台風においても湧昇が起こることを示した。また、O'Brien and Reid (1967) は2層モデルを使って台風が停滞する場合の非線型の応答を計算し、1964年10月にメキシコ湾内を移動したハリケーン Hilda の通過前後の海洋表層観測データ (Leipper, 1967) との比較を行った。しかし、台風が停滞しているようなケースは実際には少ない。そこで、Geisler (1970) は移動する台風の場合について非粘性2層モデルによる線形的な応答を計算した。そして、台風の移動速度が傾圧の長波長の重力波の伝播速度よりも速い場合には、方程式が双曲型となり、台風の後方に傾圧の慣性重力波が発生することを示した。この慣性重力波は非線型の場合の数値シミュレーションでも再現され、係留ブイの観測によって台風の通過後に慣性重力波によるものと思われる水温や流速の変動が確認されている (Chang and Anthes, 1978; Price, 1981)。また、慣性重力波が散逸した後は地衡流平衡に達したリッジ(第1層が薄くなったところ)が残り、その幅は内部変形半径程度になるとした。逆に台風の移動速度が傾圧の長波長の重力波の伝播速度よりも遅い場合には、方程式が楕円型になるとし、停滞した台風と同様な応答がおこる。

2層モデルで傾圧の長波長の重力波の伝播速度を求

めると、代表的な海洋の場合、第1層の厚さは100 m、 $\{(\text{第2層の密度}) - (\text{第1層の密度})\} / (\text{第2層の密度}) = 0.002$ 程度なので、傾圧の長波長の重力波の伝播速度は $1.4 \text{ m/s} \approx 5 \text{ km/h}$ になる。過去の台風後の海洋応答の観測例では、台風の移動速度は 10 km/h 以上であり (Price, 1981)、傾圧の長波長の重力波の伝播速度よりも速いため、慣性重力波が発生する応答になる。そして時間とともに慣性重力波が散逸したあとも、台風の進路に沿ったリッジが残ることになり、円形の負偏差域とはならない。

一方、台風9626号の場合、21日に熱帯低気圧として発生した後、26日までは複雑な経路をたどりながらゆっくりとしたスピードで進んでいる。経路が複雑なため、中心位置の移動速度を正確に求めるのは難しいが、21〜26日の期間で6時間おきの位置から求めた移動速度は $3 \sim 10 \text{ km/h}$ 程度である。また、21日00UTCの位置から26日00UTCの位置を直線で結んだ距離を5日=120時間で割ることによって求まる速度が低気圧性循環の実質的な移動速度であるとする、その速度は約 3 km/h になる。このように、台風9626号の移動速度は過去の観測例に比べ遅く、長波長の重力波の伝播速度に近い。このため、Geisler (1970) のいう楕円型の応答を海洋に引き起こし、円形の水温負偏差域を発生させたと考えられる。

ここで、湧昇の発生した領域の広がりや湧昇の速度という定量的な面についても考察してみる。Hidaka and Akiba (1955) や O'Brien and Reid (1967) によれば、停滞している台風によって湧昇が発生する範囲は、台風の中心から風速が最大になる距離の2倍程度の範囲であり、通常の台風の場合中心から百数十 km 程度の範囲である。一方、今回の負偏差域の大きさは、凌風丸の観測と ODAS から見積もると約 $7 \sim 800 \text{ km}$ であり、上述の研究に比べ約2倍の大きさである。このことについては、(1) 上述の研究が 30°N や 25°N の場合を計算しているのに対し、今回の負偏差域は 10°N 付近とかなり低緯度で発生したためコリオリパラメーター f が 30°N と比較すると $1/3$ と小さくなり、内部変形半径が3倍(約 55 km) になること、(2) 風応力の分布(第5図 c, d)を見ると、今回の低気圧性循環のスケールが半径 500 km 以上と大きい (O'Brien and Reid (1967) では半径 300 km 程度) こと、の2点が影響していると考えられる。

次に湧昇の速度について考察する。湧昇そのものの直接観測は非常に難しく、今回の場合もそのような観

測値は存在しない。そこで台風の発生前と発生後ではほぼ同じ地点で観測しているデータを探し、水温の観測値から等温線の深さの変化を計算し、その変化量から湧昇速度の見積もりを行ってみる。台風発生前には、1996年12月14日に8°02'N, 137°13'Eにおいて「GOLDENSARI INDAH」というシンガポール船籍の船によるXBT観測があり、深さ100 mで約22°C、深さ150 mで約15°Cであった。台風通過後の凌風丸の8°N, 137°Eでの観測では、22°Cの等温線の深さは約80 m、15°Cの等温線の深さは約120 mであったから、台風の前後で躍層が20~30 m程度上昇したことになる。1996年12月22~26日の5日間ほぼ台風が停滞しており、この期間内で湧昇が起きかつその後の変化がなかったと仮定すると、8°N, 137°E付近の躍層付近での湧昇の速さは約4~6 m/dayとなる。今回の負偏差域の場合、この海域における台風の通過前の観測が非常に少ないため、この地点以外で湧昇の速度を見積もるのは難しい。

次にODASの湧昇速度について見てみる。通常のODASのルーチンでは鉛直流の出力はない。今回特別に再計算を行い出力することができたが、鉛直流の精度についての情報は今のところ皆無であり、信頼性がどの程度あるのかはわからない。計算の結果、8°N, 137.5°Eの12月22~26日の5日平均鉛直流は、深さ95 m付近で上向きに約4.6 m/day、深さ155 m付近で約4.5 m/dayであった。これは上述の観測からの見積もりとほぼ一致している。また、最も強い上向きの鉛直流が計算されたのは、11°N, 137.5°E付近で、約6 m/dayであった。

過去の研究では、Hidaka and Akiba (1955) は、中心から半径100 kmの地点で風応力が 0.1 N/m^2 （風速にすると5~6 m/s程度）であるような低気圧性循環が30°Nにある場合には、湧昇の速度が最大で2.1 m/dayになるとし、O'Brien and Reid (1967) は台風の最大風速が約35 m/sの場合、中心部では1日で約75 m上昇する結果を出している。台風9626号の場合、最大風速は最も発達したときでも約30 m/sであり、その風速の大きさという意味ではHidaka and Akiba (1955) とO'Brien and Reid (1967) の中間のケースに当たる。観測およびODASから得られた8°N, 137°E付近の約4~6 m/dayという湧昇の大きさは、2つの研究の間(2.1 m/dayと75 m/dayなので、2つの研究の差は大きなものであるが)におさまっており、ほぼ妥当と考えられる。

以上の考察により、今回の水温負偏差域は、非常にゆっくりとした速度で移動した台風9626号が湧昇を引き起こしたことによって発生したものと考えられる。湧昇の大きさは、過去の理論的な値と矛盾しない大きさであったと考えられるが、負偏差域の広がりには理論的な値と比べるとやや大きい。

6. 海面水温への影響

台風が通過した後、その進路付近で海面水温が数°C下がることについては多くの報告と研究が行われている。特にPrice (1981) の論文には過去の観測結果のレビューがまとめられている。それによると、台風による海面水温の降下は1~6°Cである。台風の移動速度が遅くなるほど海面水温の降下量は大きくなり、特に $4 \text{ m/s} = \text{約} 14 \text{ km/h}$ 以下の移動速度になると湧昇の効果によって海面水温の降下量が大きくなるとしている。また、台風の進行方向の右側で海面水温の降下量が大きくなる非対称性も報告している。これは台風が進行する場合、海洋から見ると右側では時計まわりの風応力を受け、風と海洋混合層内の流速の方向が一致することで共鳴が起こり、混合層内の流速が増加し、エントレインメント (entrainment) が増えることで海面水温が下がる過程が起こるからである (Price, 1981 の Fig. 16)。

この節では、台風9626号の経路付近の海面水温にどのような影響があらわれたかを述べ、過去の報告と比較を行う。

第8図は、気象庁海洋課で作成している北西太平洋旬平均海面水温の1996年12月中旬の値から12月下旬の値を引いた分布と台風9626号の経路を示した図である。7~15°N, 132~140°Eの海域(以下T1海域とする)および15~19°N, 142~150°Eの海域(以下T2海域とする)を太線で囲った。陰影域は、-1°C以下の海域、つまり、1°C以上海面水温が下がったところである。台風の経路付近では水温が降下しており、9°N, 137°E付近では1日で1.5°C以上降下したことがわかる。この値はPrice (1981) のレビューの範囲内に納まっている。また、9°N, 137°E付近で水温の降下量が最大になっている。これはこの付近での台風9626号の移動速度が特に遅く、湧昇による海面水温低下の効果が出たためと考えられる。一方、台風の移動速度が10 km/h以上に上がった14°N以北では台風の進行方向の右側(台風9626号の場合、経路の南東側)で海面水温の降下量が大きくなっている非対称性が見られる。これもPrice

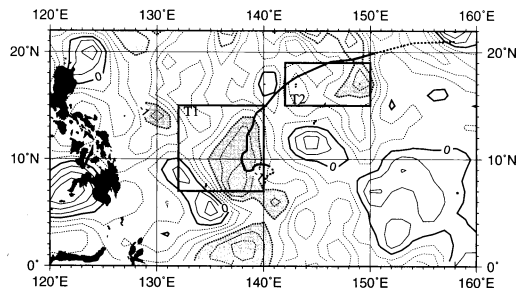


Fig. 8 10-day mean sea surface temperature (SST) difference from the third 10-day period to the second 10-day period in December, 1996. Contour interval is 0.25°C. Thick line shows storm track of the typhoon Fern (T9626). Shaded area shows SST decreased more than 1°C from before to after Fern's pass. The area of T1 (7-15°N, 132-140°E) and T2 (15-19°N, 142-150°E) are shown in this figure.

(1981) と一致している。

また、第9図は T1 海域と T2 海域で平均した海面水温について、平年値からの偏差を求め、旬ごとに表示した時系列グラフである。T1 海域は第4節で見たように表層水温の負偏差域が3月まで停滞したところであり、T2 海域はそのような表層水温の負偏差域がなかったところである。T2 海域では、12月中旬までは $-0.1 \sim 0.1^\circ\text{C}$ の範囲であったが、台風9626号が発生した12月下旬に 0.60°C 下がり、平年より 0.49°C 低い状態になった。しかし、1月上旬には $+0.1^\circ\text{C}$ と12月中旬以前の値に戻り、その後も平年より高い状態が続いた。過去の観測例では、台風による海面水温の降下は10日～2週間程度でほぼ回復しており (Ichiye, 1955; Leipper, 1967), T2 海域の場合はこれに当てはまる。一方、T1 海域では、11月中旬を除いて12月中旬までは平年より高い状態であった。T2 海域と同様に12月下旬には前旬に比べ 0.63°C 下がり、平年より 0.47°C 低い状態となった。その後も1月中旬までは -0.5°C 以下の値が続き、3月までは平年より低い状態が続いた。このように T1 海域では海面水温の回復は T2 海域に比べ大きく遅れている。この回復の遅れは、表層水温の負偏差域が3月まで停滞したことと関係していると考えられるが、はっきりした理由はよくわからない。

7. まとめ

凌風丸の海洋観測および ODAS によって得られた

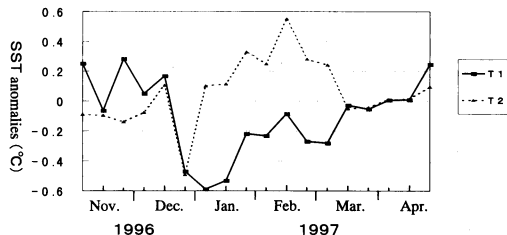


Fig. 9 Time series of 10-day mean SST anomalies in the area of T1 and T2. The anomalies are computed from the Japan Meteorological Agency's climatological value for the period from 1961 to 1990.

データに基づき、1996年12月下旬に発生した西太平洋熱帯域の表層水温の負偏差域の解析を行った。その結果、

- 1) 負偏差域は直径7～800 km の大きさで、水温躍層付近では平年より 6°C 低くなっていた。
- 2) 負偏差域は1996年12月下旬に発生し、その位置は台風9626号が発生し、ほぼ停滞していた海域に一致する。
- 3) 負偏差域は1997年2月までは大きさの変化も少なく、ほぼ発生時と変わらない位置に停滞していたが、3月以降北西から南東方向にのびた楕円形に形が崩れつつ西に移動し、5月には見えなくなった。
- 4) 負偏差域が存在した海域では、台風による海面水温の降下の影響が今までの観測例に比べて長く続き、3月まで平年より低い状態であった。

ということがわかった。

この表層水温の負偏差域は、周囲からの移流によってできたものとは考えにくく、台風が非常にゆっくりとした速度で移動したことで、湧昇が発生し、この湧昇によって水温躍層が上昇してできたものと考えられる。湧昇の速度は、台風前後の水温観測や ODAS で湧昇の大きさを見積もると、4～6 m/day 程度であったと考えられる。湧昇があったことは、凌風丸の塩分の観測で、塩分極大層が平年に比べ浅くなっていたことも矛盾しない。

しかし、3) のように負偏差域が移動した理由や、4) の表層水温の負偏差域と海面水温との関係については、今のところよくわからず、今後の課題である。

この負偏差域が発生した西部熱帯太平洋は対流活動が最も盛んな地域の1つであり、エルニーニョ現象と

の関連も深い海域である。気象庁の気候系監視報告によれば、1996年12月下旬～1997年1月上旬および3月に西部熱帯太平洋で対流活動が活発化し、西風バーストの発生と海洋表層のケルビン波の東進が起こっている。そして、東部熱帯太平洋の海面水温が1997年2月以降上昇し、気象庁エルニーニョ監視予報センターでは、エルニーニョ監視速報 No. 57でエルニーニョ現象が1997年春からはじまった可能性が高いと発表した。第6節で見たように、今回の負偏差域に伴って7～800 kmのスケールで海面水温が下がり、1997年3月まで平年より低い海面水温となったが、この付近の対流活動に影響があったのかどうかについては、エルニーニョ現象の発生期であったことから興味深い。

今回の負偏差域は、エルニーニョ現象の監視のため、西部熱帯太平洋の暖水の蓄積を調べていたときに偶然に見つかったものであり、1967年からの凌風丸の137°E線の観測においては、今回のような台風の影響によると思われる表層水温の負偏差域の報告は今回が初めてである。これには、(1) 観測のスケジュールは前から決まっており、台風が通過した後にタイミング良く観測するというわけにいかない、(2) もし台風が通過した後に観測したとしても、年2回の1つの断面だけの観測では、時間的な変化や平面的な構造がわからないため、躍層の変位などが台風による影響かどうか判断するのは難しい、というような理由が考えられる。今回の場合、ODASの解像度が高くなっている低緯度で負偏差域が発生したことで、負偏差域のスケールが7～800 kmと比較的大きかったという幸運な面もあったが、ODASの出力データが今までの海洋のデータと比べて空間的にも時間的にも非常に均質なものであるということが、この負偏差域の発見に大きな役割を果たしたといえる。現在のODASは、エルニーニョ現象のような熱帯域、特に赤道付近の気候監視が大きな目的であるが、今回のような台風による海洋の応答についても凌風丸による現場の観測と表層水温負偏差域のスケールなどで良い一致を示したことから、ODASのデータは、この付近における気候よりもやや短い時間スケールの現象の水温解析についても有効であると考えられる。

今後、ODASの高度化や中・高緯度を対象とした海洋データ同化システム(Kamachi *et al.*, 1997)の開発・実用化が行われていけば、海洋の実況監視の高度化やエルニーニョ現象等の予報をめざした気候モデルの初期値の精度向上といった海洋データ同化の本来の

目的の達成に加えて、観測船等の海洋観測データとうまく組み合わせることで、これまで解明されなかった海洋現象を発見することができるものと期待される。

謝 辞

長年にわたる貴重な海洋観測を行っている凌風丸の乗組員、観測員の皆さんに感謝いたします。台風9626号の経路データは気象庁太平洋台風センターより提供していただいた。また、時岡達志気候情報課長、長谷川直之氏、吉川郁夫氏、眞鍋輝子氏をはじめとして、気候・海洋気象部の皆さんからは多忙な中、多くの助言をいただいた。ここに深く感謝いたします。

参 考 文 献

- Baba, A., 1986: An objective analysis of sea surface temperature, JMA/NPD Technical Report, 5, 1-38.
- Chang, S. W. and R. A. Anthes, 1978: Numerical simulations of the ocean's nonlinear baroclinic response to translating hurricanes, J. Phys. Oceanogr., 8, 468-480.
- Geisler, J. E., 1970: Linear theory of the response of a two layer ocean to a moving hurricane, Geophys. Fluid Dyn., 1, 249-272.
- Hayes, S. P., L. J. Mangum, J. Picaut, A. Sumi and K. Takeuchi, 1991: TOGA-TAO: A moored array for real-time measurements in the tropical Pacific Ocean, Bull. Amer. Meteor. Soc., 72, 339-347.
- Hidaka, K. and Y. Akiba, 1955: Upwelling induced by a circular wind system, Records Oceanogr. Works Japan, 2, 7-18.
- Ichiye, T., 1955: On the variation of oceanic circulation (V), Geophys. Mag., 26, 283-342.
- 海洋気象部海洋課, 1990a: 表層水温の客観解析, 測候時報, 57, 271-282.
- 海洋気象部海洋課, 1990b: 旬平均海面水温解析, 測候時報, 57, 283-291.
- Kamachi, M., T. Kuragano, T. Yoshida and F. Uboldi, 1997: Assimilation of TOPEX/POSEIDON altimetry, its related space statistics and seasonal variability in the western north Pacific Ocean, Research activities in atmospheric and oceanic modeling (edited by A. Staniforth), WMO/TD-No. 792, 833-834.
- Kimoto, M., I. Yoshikawa and M. Ishii, 1997: An ocean data assimilation system for climate monitoring, J. Meteor. Soc. Japan, 75, 471-487.

- 気象庁, 1996: 気象庁海洋月報, (43), 30pp.
 気象庁, 1997a: 平成 9 年度今日の気象業務, 153-156.
 気象庁, 1997b: 気候系監視報告, 平成 9 年 1 月号, 44pp.
 気象庁予報部, 1994: 気候監視のための海洋データ同化システム—大気海洋結合モデルによる季節予報に向けて—, 数値予報課報告, 別冊第40号, 104pp.
 Leipper, D. F., 1967: Observed ocean conditions and hurricane Hilda, 1964, J. Atmos. Sci., **24**, 182-196.

- O'Brien, J. J. and R. O. Reid, 1967: The non-linear response of a two-layer, baroclinic ocean to a stationary, axially-symmetric hurricane: Part I. Upwelling induced by momentum transfer, J. Atmos. Sci., **24**, 197-207.
 Price, J. F., 1981: Upper ocean response to a hurricane, J. Phys. Oceanogr., **11**, 153-175.

Relationship between Negative Temperature Anomaly in the Western Tropical Pacific and Typhoon Fern (T9626)

Takanori Mizuno^{*1}, Koichi Ishikawa^{*2} and Yasushi Takatsuki^{*3}

^{*1} (*Corresponding author*) Climate Prediction Division (present affiliation: Maritime Meteorological Division), Japan Meteorological Agency, Tokyo 100-8122, Japan.

^{*2} Oceanographical Division (present affiliation: Hakodate Marine Observatory), Japan Meteorological Agency.

^{*3} Oceanographical Division, Japan Meteorological Agency.

(Received 18 August 1997; Accepted 17 April 1998)

Abstract

R/V Ryofu Maru of Japan Meteorological Agency (JMA) performed oceanographic observations along the meridian of 137°E in the western North Pacific from January 24 to February 1, 1997, and it was found that negative sea water temperature anomaly less than 2 to 6°C near the thermocline from 14°N to 8°N. According to the sea water temperature obtained by Ocean Data Assimilation System (ODAS) of JMA, this negative temperature anomaly formed a circular region having a diameter of 700 to 800 km, which appeared in the third 10-day period of December 1996 and remained stationary until February 1997. The location of the negative temperature anomaly area corresponded to the area where typhoon Fern (T9626) formed and remained stationary. It is assumed that the cyclonic wind stress with the typhoon induced upwelling so that thermocline rose and the negative temperature anomaly appeared.

It was also found that sea surface temperature (SST) decreased by a maximum of over 1.5°C along the path of the typhoon Fern. The negative SST anomaly caused by Fern continued until March 1997, while previous observations showed that SST which was decreased by a typhoon returned within 10 or 14 days.