

## 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」

### MOVE/MRI.COM-WNP における北太平洋亜熱帯モード水の変動\*

佐々木 泰憲・谷 政信\*\*

#### 要 旨

北西太平洋海洋データ同化システム (MOVE/MRI.COM-WNP) により解析された同化データにおける、亜熱帯モード水の表現を現場観測結果と比較し、形成及び移流について検討した。亜熱帯モード水の層厚は現場観測より薄く、時間変化は一致していた。形成及び移流については、平均的には従来の知見と一致していたが、個々の年では形成は本州南方及び黒潮統流域の南において互いに密度の異なる小規模な混合層の形で行われる。形成された低渦位水は、本州南方のものはその場にとどまり、形成後1年以内に消散する。黒潮統流域のものは黒潮再循環の流れによって、再循環域を南西に移流していた。また、 $31.5^{\circ}$  N以北では  $140^{\circ}$  E を越えて西に直接移流することはなく、同海域へは四国沖の暖水渦によって  $30^{\circ}$  N以南からもたらされていることが分かった。

#### 1. はじめに

各大洋の表層には、その海域ごとに固有の水温や塩分などで特徴づけられる海水が広く分布し、それらは表層水塊と呼ばれている。表層水塊は混合層の発達・消滅過程を通じて形成され、移流することで形成域よりも広い範囲に分布してゆく。表層水塊の性質や分布は、その形成域における大気-海洋間の相互作用や海洋の循環の変動によって変動し、これらの変動が大気の変動に影響を及ぼす可能性が指摘されている (須賀, 1996)。

表層水塊のうち、北太平洋に分布する北太平洋亜熱帯モード水 (Masuzawa, 1969) (以下、亜熱帯モード水) は、黒潮統流南側の再循環域で冬季

の強い北西の季節風により海面が冷却され、強い鉛直混合により発達した表層混合層が、春季以降、海面付近の水温が上昇し季節水温躍層により大気から遮断され、さらに下層に押し下げられることによって形成される (Bingham, 1992)。こうして形成された亜熱帯モード水は、ポテンシャル密度の鉛直勾配の極小層 (低渦位層) として特徴づけられる。Yasuda and Hanawa (1999) は冬季季節風が強いほど渦位極小層の水温 (以下、コア水温) が低く、渦位の小さな亜熱帯モード水が形成されるとしている。夏季から秋季にかけて亜熱帯モード水は、黒潮再循環の高気圧性の流れによって再循環域を徐々に散逸しながら南西方に移流す

\* Variations of North Pacific Subtropical Mode Water described in MOVE/MRI.COM-WNP

\*\* Yasunori Sasaki, Masanobu Tani

Marine Division, Global Environment and Marine Department (地球環境・海洋部海洋気象課)

ることで形成域から離れた海域まで運ばれ、その分布を広げることが報告されている (Bingham *et al.*, 1992 ; Suga and Hanawa, 1995 ; Suga *et al.*, 2004). 第 1 図は、以上のことを模式的に示したものである。

また、黒潮続流域以外においても、特に 140° E 以西において、春季に形成され、冬季には消散するような、年々以上の周期の大気海洋相互作用への影響が小さい低渦位水の存在も報告されている (林, 2008).

これまで、表層水塊の解析には、観測船やアルゴフロートなどによる現場観測データ、又は数値モデルによるシミュレーションによって行われてきた。しかし、現場観測データのみでは、データの時空間的ばらつきが大きく、また解像度についても十分とは言い難い。一方、モデルによるシミュレーションでは、モデル内の力学のみに支配され、現実に即した水塊変動を表している保証がない。

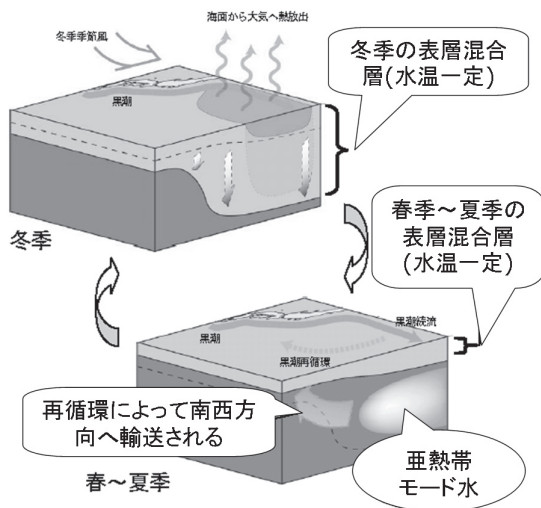
この度、気象庁が、気象研究所を中心に開発した海洋データ同化システム (Meteorological Research Institute Multivariate Ocean Variational Estimation System / Meteorological Research Institute Community Ocean Model (Usui *et al.*, 2006) 以下、

MOVE/MRI.COM) により解析された海洋同化データによって、現場観測データを反映した、シミュレーションに比べて現実的な水温、塩分の時空間的に均質かつ密なデータが得られるようになり、より細かい時空間スケールでの現象を解析することが可能となった。その中で、これまで水塊としてとらえられていたものがどのように表現されているのか、これまで船舶観測による断面的なもの及びアルゴフロートなどによる時空間的に不均質な形でしか得られなかった時空間的な描像が、同化により得られることから大規模な場への影響を理解できると考えられる。

第 2 節では、MOVE/MRI.COM の概要と使用データ、解析方法について、第 3 節では、海洋気象観測船及びアルゴフロートによる観測データから解析された亜熱帯モード水の解析値を用いて、北西太平洋版海洋データ同化システム (MOVE/MRI.COM-WNP, 第 2 節で解説) における亜熱帯モード水の表現が妥当であるかを検証する。第 4 節では、MOVE/MRI.COM-WNP による亜熱帯モード水の形成・移流過程を、従来の知見と比較する。その結果から、第 5 節では、現在発表している「海洋の健康診断表」の改善に役立つ情報について考察する。第 6 節でまとめを述べる。

## 2. 使用データ及び解析方法

MOVE/MRI.COM (詳細は石崎ほか (2009)) には、エルニーニョ現象の監視・予測等を目的とする全球版 (MOVE/MRI.COM-G) と、海況監視等を目的とする北西太平洋に範囲を限定したより高解像度な北西太平洋版 (MOVE/MRI.COM-WNP) の 2 種類の同化モデルがある。今回の解析には MOVE/MRI.COM-WNP による長期再解析で得られた半月平均水温・塩分データ及び水平流速データ (日本周辺では 0.1° 格子: 1985 年 1 月 ~ 2007 年 12 月, 以下, MOVE 再解析データ) を用いた。再解析の概要については、楳田ほか (2009) を参照されたい。MOVE 再解析データの検証に、気象庁の海洋気象観測船及びアルゴフロートの水温・塩分データを用いた。観測船データは 137° E 線の 1992 ~ 2007 年の期間を、アルゴフロートデータは 2003 ~ 2007 年の期間を用いた。ただし、



第 1 図 亜熱帯モード水の模式図

気象庁 HP「気象等の知識」→「海洋」→「海洋内部の知識」より ([http://www.data.kishou.go.jp/kaiyou/db/obs/knowledge/stmw/stmw\\_ref.html](http://www.data.kishou.go.jp/kaiyou/db/obs/knowledge/stmw/stmw_ref.html)).

これらの現場観測データは、MOVE 再解析データの作成にも用いられている。

本稿では、亜熱帯モード水を渦位（ポテンシャル渦度）により定義する。渦位  $q$  は、海水の運動に伴う相対渦度が無視できる海域では、(1) 式で示すようにポテンシャル密度の鉛直勾配により求めることができ (Talley and Raymer, 1982), 表層水塊判別の手法として広く用いられている。

$$q \cong \frac{f \Delta \sigma_{\theta}}{\rho \Delta z} \quad (1)$$

ここで、 $f$  は惑星渦度（コリオリパラメータ）、 $\sigma_{\theta}$  は海面基準のポテンシャル密度 ( $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ )、 $z$  は深度 (m) であり、 $\rho = 1000 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3} + \sigma_{\theta}$  である。

MOVE 再解析データによる渦位の算出方法は以下のとおりである。まず、各深度格子における  $\sigma_{\theta}$  を求め、 $0.05 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  ごとの等ポテンシャル密度面の深度  $z$  をスプライン補間によって求めた。次に、それぞれの等ポテンシャル密度面の  $\sigma_{\theta}$  ±  $0.05 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  上下の面の深度差  $\Delta z$  ( $\Delta \sigma_{\theta} = 0.1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  の厚み) を求め、(1) 式により渦位  $q$  を求めた。ただし、海面付近で、ポテンシャル密度  $\sigma_{\theta}$  が、海面のポテンシャル密度  $\sigma_{\theta 0}$  と  $0.05 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  以下の差となる場合、 $\Delta z$  が算出できない。そこで、 $\sigma_{\theta} \leq \sigma_{\theta 0} + 0.05 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  となる海面付近の渦位は、 $\sigma_{\theta} = \sigma_{\theta 0} + 0.05 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  となる深度の渦位で代表させた。

亜熱帯モード水は、海水特性の鉛直一様性がその特徴であるため、Suga *et al.* (1989) は、ポテンシャル密度の鉛直勾配に基づく渦位が  $2.0 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  以下の表層水塊として定義しており、第3節においてはこの定義を MOVE 再解析データに適用して現場観測と比較する。なお、亜熱帯モード水は水温の季節躍層と主躍層の間の等温層であることから、主躍層よりも下層及び海面付近の混合層を除外するため、ポテンシャル密度の範囲を  $24.8 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3} \leq \sigma_{\theta} \leq 25.8 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  に限定することとした。これは「海洋の健康診断表」における亜熱帯モード水の診断に用いられている計算手法と同一で、その詳細については曾我ほか (2005) を参照されたい。

### 3. MOVE/MRI.COM-WNP における亜熱帯モード水の表現の検証

#### 3.1 現場観測との比較

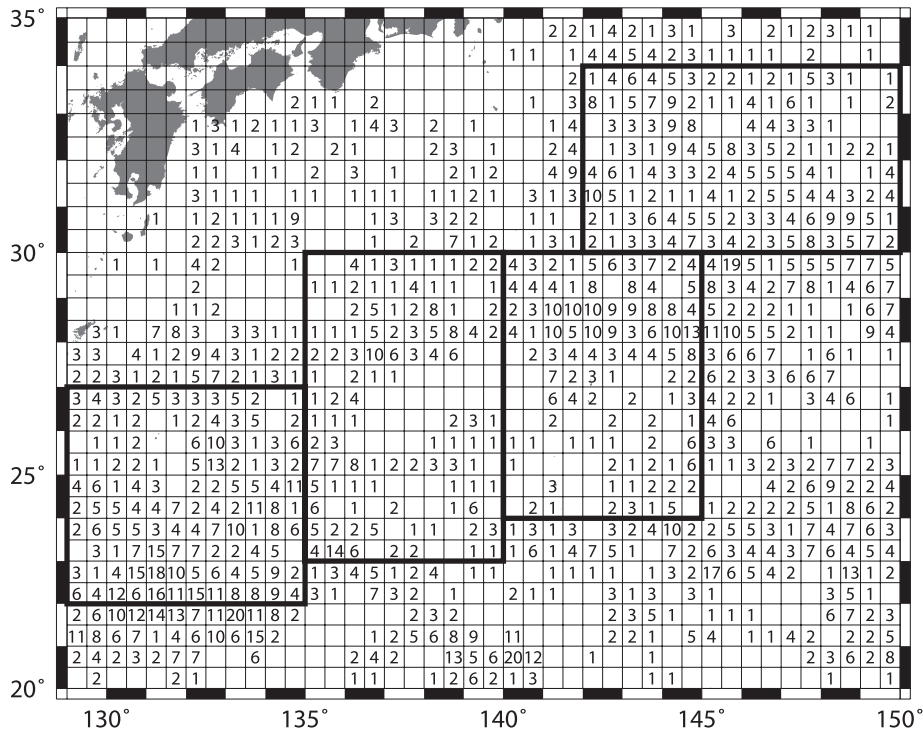
##### 3.1.1 アルゴフロートデータとの比較

アルゴフロートは、10日に1回浮上して表層の水温・塩分の観測を行っており、観測船等によるデータに比べて、季節によるデータ数のばらつきが小さい。ここでは、MOVE 再解析データから求めた亜熱帯モード水の層厚及びコア水温を、アルゴフロートの水温・塩分データから求めたものと比較し、MOVE 再解析データにおける亜熱帯モード水の分布や特性の妥当性を定性的、定量的に検証する。

MOVE 再解析データは時空間的に均等な格子のデータを利用できるが、アルゴデータは空間分布及び時間分布に偏りがある。そこで、海域を経度  $0.5^{\circ}$  × 緯度  $0.5^{\circ}$  の格子に分け、それぞれの格子に存在する各月のアルゴデータを平均し、それらを重みなしで平均した値を比較する。比較海域としては、水温及び塩分に均質性があり、かつアルゴデータがある程度密に存在する海域を対象とする。第2図は、各格子における2003年～2007年の期間のアルゴフロートによる全観測点数である。

第1節で述べたようなこれまでの知見を基に、第2図の太枠及び第1表に示す4つの海域を設定し、比較を行う。海域Aはほぼ形成域に当たる。アルゴデータ及びMOVE再解析データに基づく亜熱帯モード水の層厚及びコア水温について比較を行う。なお、MOVE再解析データについてはアルゴデータがある格子点のみを用いて平均した。層厚及びコア水温の時間変化の検証には無相関検定を、それぞれの平均値の差の検証は、どちらの時系列も分散が不明であるため、Welch (1947) の方法によるt検定（以下、t検定）を用いた。どちらも有意水準5%を満たせば有意であると判定する。

第3図及び第4図に、海域A～DにおけるMOVE再解析データとアルゴデータによる亜熱帯モード水の層厚及びコア水温の時系列と解析に使用した格子点数を示す。また、それぞれの時系列に対する無相関検定及びt検定の結果を第2表



第2図 2003年～2007年の各格子におけるアルゴデータ数及び比較海域

数字：アルゴデータ数

太枠：比較海域（東から順に A, B, C, D）

第1表 アルゴデータと MOVE 再解析データの比較に用いた海域

記号	経度及び緯度範囲
A	30° N-34° N 142° E-150° E
B	24° N-30° N 140° E-145° E
C	23° N-30° N 135° E-140° E
D	22° N-27° N 129° E-135° E

に示す。

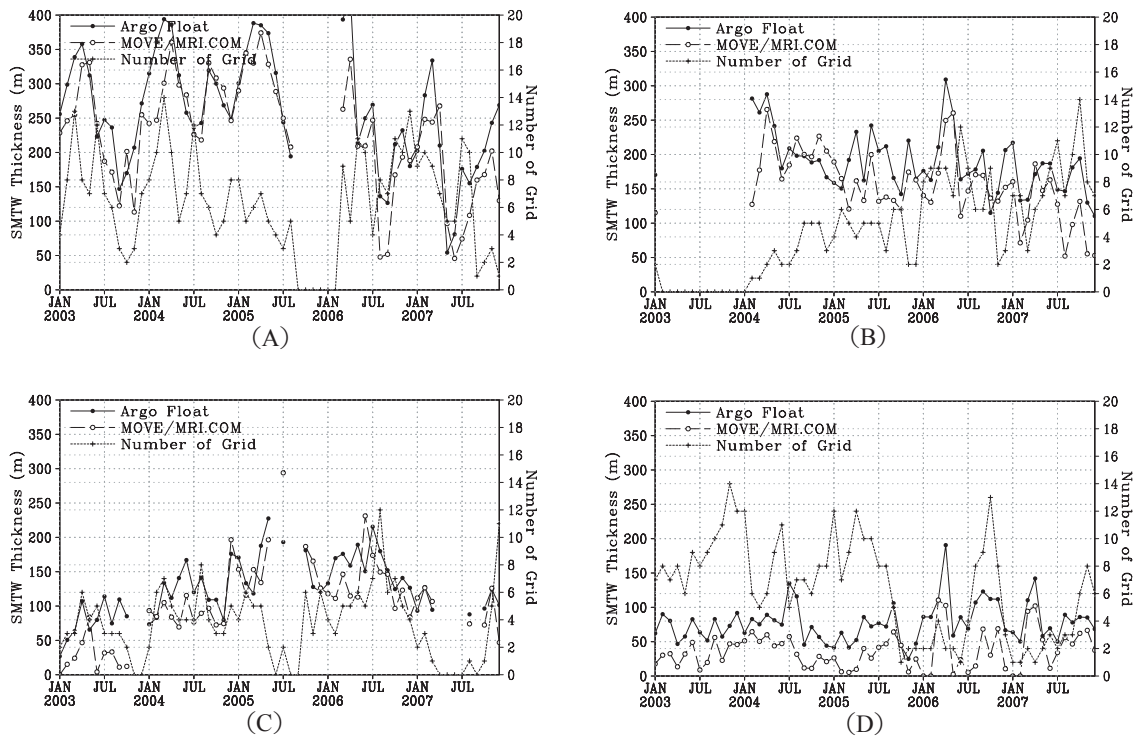
層厚の時間変化は、海域 C を除いて有意な相関が見られ、月から年の規模の時間変化は MOVE 再解析データにおいて妥当に表現されている。層厚の平均値はすべての海域で MOVE 再解析データの方が薄い。

コア水温は、海域 D を除いて平均値に有意な差がなく、時間変化は海域 A 及び海域 C で有意な相関が見られた。図には示さないが、渦位極小となる深度とそのポテンシャル密度に関しても有意な差は見られなかった。

アルゴデータとの比較についてまとめると、以下のようになる。

1. 層厚は、すべての海域において MOVE 再解析データの方が薄い。月から年の規模の時間変化についてはおおむね一致している。
2. コア水温は、現場観測との差はほとんど見られない。しかし、月から年での時間変化については必ずしも一致していない。



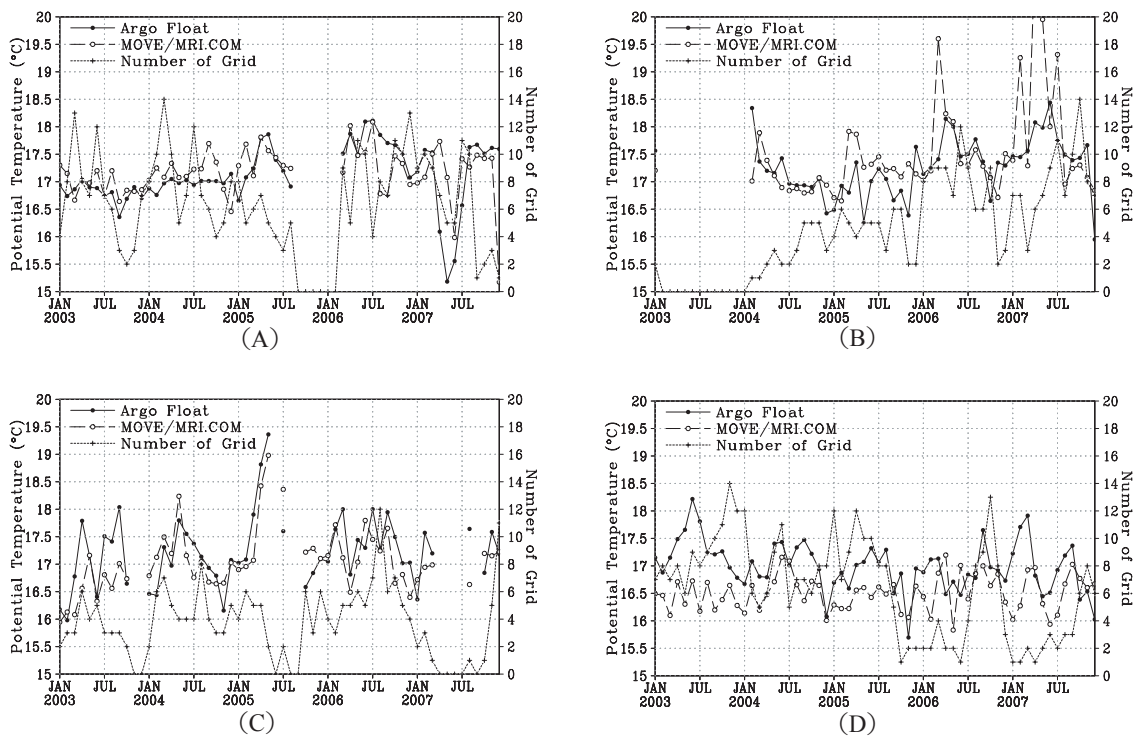


第3図 MOVE再解析データ及びアルゴデータによる層厚の時系列

A~Dは各海域を示す. 単位:m

実線+黒丸:アルゴデータ, 破線+白丸:MOVE再解析データ (左軸)

点線+十字:平均に使用した格子数 (右軸)



第4図 第3図と同じ. ただしコア水温についてのもの (単位:°C)

### 3.1.2 137° E 線データ (CTD) との比較

アルゴデータとの比較で、MOVE 再解析データでは亜熱帯モード水の層厚は薄い、月から年の規模の時間変化は良く表現できていることが分かった。ただし、比較期間が 2003 年～2007 年に限られている。そこで、さらに長期の変化について検討する。より長期間にわたるデータが利用できる気象庁観測船による 137° E 線の CTD データを用いて比較を行う。CTD データの 25° N～33° N の全観測点の平均と、MOVE 再解析データの 25° N～33° N、136.5° E～137.5° E の海域での平均を比較した。MOVE 再解析データ及び CTD データの亜熱帯モード水の層厚及びコア水温の時系列を第 5 図に示す。また、それぞれの時系列に対する無相関検定及び t 検定の結果は第 2 表に示す。

MOVE 再解析データ、CTD データともに層厚は春季に極大となることが多い。年単位の変動は、CTD データでは 2000 年前後において層厚が薄くなっている。層厚の平均値は MOVE 再解析データの方が薄く、時間変化に有意な相関が見られた。コア水温は、春季に極大となることが多い。年単位の変動には、顕著なものは見られない。コア水温の平均値は MOVE 再解析データの方が低く、時間変化に有意な相関が見られた。

CTD データとの比較結果をまとめると、次のことが言える。

1. 亜熱帯モード水の層厚は薄い、時間変化に有意な相関が見られる。

2. コア水温は低く、時間変化に有意な相関が見られる。

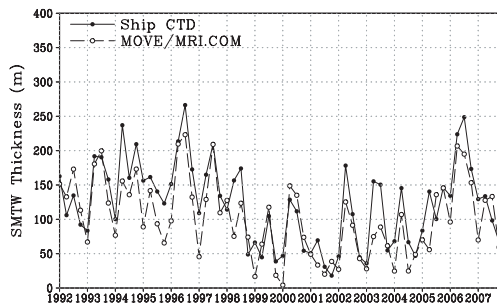
### 3.2 MOVE 再解析データにおける渦位閾値の検討

MOVE 再解析データにおける亜熱帯モード水の層厚は、現場観測と比べて薄い傾向がある。コア水温については、現場観測と必ずしも一致しない。一方 MOVE 再解析データとアルゴデータの水温プロファイルと比較すると、200m 以浅ではアルゴデータの方が水温が低く、逆に 200m 以深では水温が高くなっている (第 6 図)。水温勾配で見ると、MOVE 再解析データでは水温勾配の特に小さくなる深度において、水温勾配がアルゴデータに比べて大きくなっている。このことより、密度勾配、ひいては渦位が大きくなるため、同じ

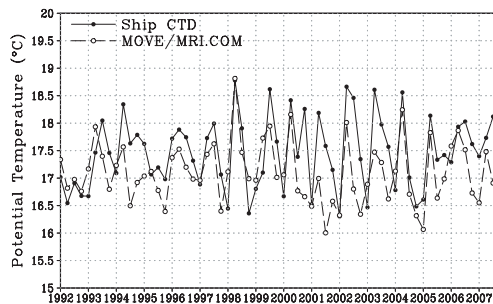
第 2 表 MOVE 再解析データとアルゴデータ及び CTD データにおける亜熱帯モード水の時系列間の無相関検定及び t 検定結果

太字：有意水準 5% で有意、斜体：有意でない  
平均値の差は、アルゴデータ及び CTD データの平均値から MOVE 再解析データの平均値を引いたもの。

海域	層厚 ( $q \leq 2.0 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ )		コア水温	
	時間変化 (相関係数)	平均値 (m)	時間変化 (相関係数)	平均値 (°C)
A	<b>0.86</b>	<b>-32.89</b>	<b>0.32</b>	<i>0.05</i>
B	<b>0.67</b>	<b>-33.10</b>	<i>0.49</i>	<i>0.26</i>
C	<i>0.76</i>	<b>-22.16</b>	<b>0.69</b>	<i>-0.18</i>
D	<b>0.67</b>	<b>-41.09</b>	<i>0.21</i>	<b>-0.49</b>
137° E	<b>0.85</b>	<b>-20.70</b>	<b>0.59</b>	<b>-0.37</b>

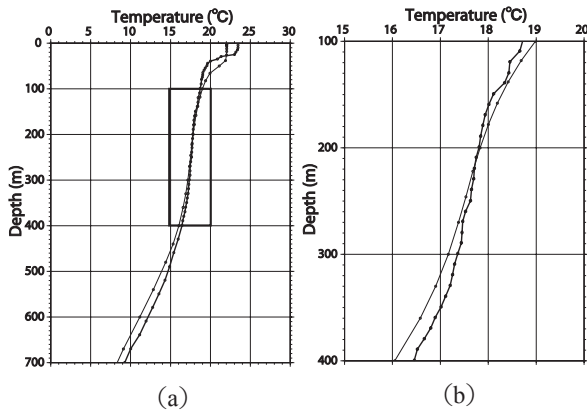


(a)



(b)

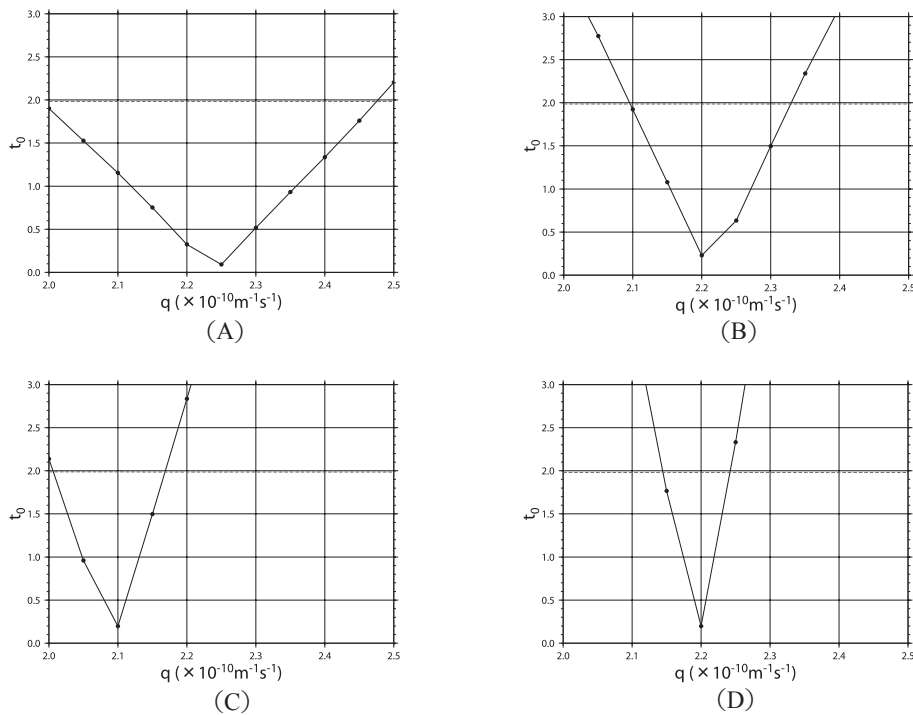
第 5 図 MOVE 再解析データ及び CTD 観測による、137° E 線の 25° N～33° N における亜熱帯モード水の平均層厚 (a) 及び平均コア水温 (b) の時系列  
実線 + 黒丸：CTD 観測、破線 + 白丸：MOVE 再解析データ



第6図 MOVE再解析データ及びアルゴデータの水  
温プロファイル  
(a: 700mまで, b: 100m~400mまで拡大((a)  
の太枠部分)  
日時: 2005年6月22日, 海域: 144.67° E, 32.1°  
N  
細線+点: MOVE再解析データ, 太線+点: アル  
ゴデータ, 単位: °C.

渦位閾値を用いると層厚が薄くなると考えられる。しかし、第3節で見たように、層厚の時間変化については、現場観測と有意な相関がある。そこで以下では亜熱帯モード水の分布について議論する。

MOVE再解析データでも、現場観測で閾値  $2.0 \times 10^{-10} \text{m}^{-1}\text{s}^{-1}$  を用いて求められた亜熱帯モード水と同等な量を示すように、渦位の閾値を以下のとおり検討した。渦位  $2.0 \times 10^{-10} \text{m}^{-1}\text{s}^{-1} \sim 2.5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1}\text{s}^{-1}$  の範囲、 $0.05 \times 10^{-10} \text{m}^{-1}\text{s}^{-1}$  刻みの閾値で、時空間的にデータが密なアルゴデータと比較を行った。その結果、この閾値の範囲においては時間変化の相関はほとんど変化せず、海域Cを除いて常に有意であった(図略)。第7図は、層厚の差についてのt検定での検定統計量である。これより、閾値  $2.2 \times 10^{-10} \text{m}^{-1}\text{s}^{-1}$  としたときに、現場観測と比べて最も妥当な量となることが分かる。このときの平均値の差は、海域Cを除いて5m程度である。そこで次節以下では、渦位  $2.2 \times 10^{-10} \text{m}^{-1}\text{s}^{-1}$  以下の水を亜熱帯モード水として議論する。



第7図 MOVE再解析データの渦位閾値を変化させたときの亜熱帯モード水層厚の、アルゴデータ(渦位閾値は  $2.0 \times 10^{-10} \text{m}^{-1}\text{s}^{-1}$  に固定)との差の検定統計量  
横軸はMOVE再解析データにおける渦位閾値を, A~Dは各海域を示す。  
細点線: 有意水準5% (自由度 = ∞)。これより下にある場合は, 両者に有意な差がないことを示す。

#### 4. 亜熱帯モード水の形成及び移流について

##### 4.1 亜熱帯モード水の水平分布の季節変動

等ポテンシャル密度面ごとの1985年～2007年の平均渦位の平面分布を見ることによって、亜熱帯モード水の分布を把握する。 $\sigma_\theta = 25.1$ 面、25.4面、及び25.6面における、3月、5月、8月及び10月の渦位の平面分布を第8図に示す。時間変化をより分かりやすく見るために、5月、8月、10月の図には、それぞれ3月、5月、8月の渦位閾値の等値線及び3月～5月、5月～8月、8月～10月の平均加速度ポテンシャルを合わせて示す。これ以降の図で空白となっている海域は、該当する深度若しくはポテンシャル密度の水が存在していないことを表す。また、日本海は対象としない。

$\sigma_\theta = 25.1$ 面においては、3月には $31^\circ\text{N}$ 以北、 $143^\circ\text{E}$ 以東の、海面のポテンシャル密度が25.1より高くなっている。渦位が閾値以下の低渦位水は、 $28^\circ\text{N} \sim 32^\circ\text{N}$ 、 $133^\circ\text{E} \sim 139^\circ\text{E}$ 付近及び $29^\circ\text{N} \sim 34^\circ\text{N}$ 、 $139^\circ\text{E}$ 以東に現れる。5月には、 $140^\circ\text{E}$ 以東にはほとんど見られなくなる。 $140^\circ\text{E}$ 以西の速度場は渦を示しており、低渦位水が別の海域へ移流する様子は見られない。その後徐々に渦位が高くなり、10月には低渦位水はほとんど見られなくなる。

$\sigma_\theta = 25.4$ 面においては、3月に $30^\circ\text{N}$ 以北、 $140^\circ\text{E}$ 以東に低渦位水が見られる。この低渦位水の北側は、海面のポテンシャル密度が25.4より高くなる海域と接している。そのほかに、 $22^\circ\text{N} \sim 30^\circ\text{N}$ 、 $130^\circ\text{E} \sim 160^\circ\text{E}$ 付近にも低渦位水が見られる。5月には、 $22^\circ\text{N} \sim 32^\circ\text{N}$ 、 $130^\circ\text{E} \sim 155^\circ\text{E}$ 及び $30^\circ\text{N} \sim 32^\circ\text{N}$ 、 $155^\circ\text{E}$ 以東において低渦位水が見られる。 $155^\circ\text{E}$ 以西のものは、3月の分布と比べると東端がやや西よりに見える。加速度ポテンシャルの分布と合わせて考えると、移流によって分布域が変わったと考えられる。 $155^\circ\text{E}$ 以東のものは、幾つかに分かれて低渦位水が存在している。加速度ポテンシャルの分布を考えると、これも北東から移流してきたものであると考えられる。また、 $29^\circ\text{N}$ 以北、 $135^\circ\text{E}$ 付近に、南方から移流してきたと考えられる低渦位水が見られる。加速度ポテンシャルから、こ

れは四国沖の暖水渦に捕らえられた低渦位水であると考えられる。8月には、 $22^\circ\text{N} \sim 32^\circ\text{N}$ 、 $130^\circ\text{E} \sim 170^\circ\text{E}$ の広い範囲において見られ、西方ほど緯度方向の範囲が広い。 $24^\circ\text{N} \sim 28^\circ\text{N}$ 、 $155^\circ\text{E} \sim 165^\circ\text{E}$ に見られる低渦位水は、加速度ポテンシャルの分布から、5月に $28^\circ\text{N} \sim 32^\circ\text{N}$ 、 $155^\circ\text{E} \sim 173^\circ\text{E}$ 付近にあったものが南西に移流したものと考えられる。10月の分布は、8月のものとあまり変わっていない。

$\sigma_\theta = 25.6$ 面においては、1年を通して $20^\circ\text{N} \sim 30^\circ\text{N}$ 、 $130^\circ\text{E} \sim 180^\circ\text{E}$ 付近に低渦位水が見られる。また、3月には $160^\circ\text{E}$ 以西、 $34^\circ\text{N}$ 付近にも低渦位水が見られる。低渦位水が移流する様子はほとんど見られない。

##### 4.2 形成域及び形成された水塊の特性

MOVE再解析データにおける冬季混合層の形成を調べることによって、亜熱帯モード水の形成について考える。本報告では、海面水温 $-0.5\text{K}$ となる深度を混合層深度とする。1985年～2007年の平均での形成及び、個々の年での形成として、2001年及び2004年について調べた。それぞれの混合層深度が最大となる時期を第9図に、そのときの深度及びポテンシャル密度を第10図に示す。

平均場では、混合層が最も発達するのは3月上旬～中旬で、中でも本州南方( $30^\circ\text{N} \sim 32^\circ\text{N}$ 、 $135^\circ\text{E} \sim 137^\circ\text{E}$ 付近)及び黒潮続流の南( $31^\circ\text{N} \sim 34^\circ\text{N}$ 、 $142^\circ\text{E} \sim 153^\circ\text{E}$ 付近)の2か所において、300m以上の特に厚い混合層が見られる。Oka *et al.* (2007)のアルゴフロートを用いた解析と比較すると、形成時期はほぼ一致しているが、形成域はMOVE再解析データではより西方に偏って見られる。混合層のポテンシャル密度は、 $28^\circ\text{N} \sim 34^\circ\text{N}$ 、 $133^\circ\text{E} \sim 155^\circ\text{E}$ 付近においては東方ほど高くなっており、そのほかの海域では北方ほど高くなっている。

個々の年で見ると、平均場に見られたような水平規模の大きな、ほぼ様な混合層は見られない。数度程度の水平規模を持つ混合層が渦列のように形成されている。また、それぞれの混合層の発達時期、ポテンシャル密度も異なっている。

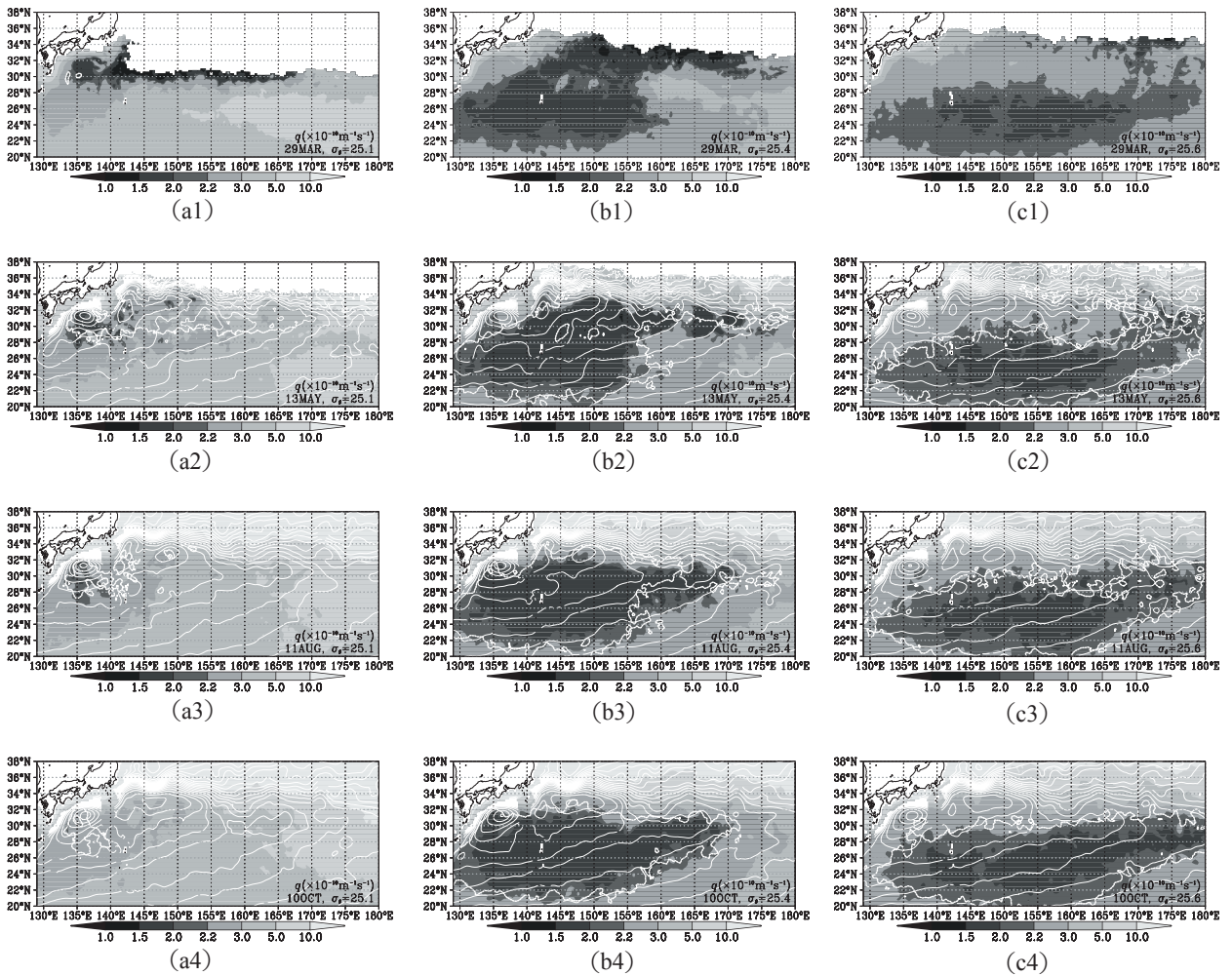
次に、混合層によって形成された等温層が海面



の昇温により大気から遮断される時期を見てみる. ここでは, 海面水温が等温層水温より 0.5K 高くなったときを遮断された時期と考えることにする. 第 11 図に, その時期の分布を示す. 平均場, 個々の年ともに, ほとんどの場所で 4 月中旬から 5 月上旬にかけて等温層が大気から遮断されている. ただし, 個々の年では前述の混合層深度, 発達時期及びポテンシャル密度と同様に, より細かな空間規模で遮断時期が変化している.

最後に, 大気から遮断される前後での低渦位水の深度分布を確認する. 140° E 以西及び以東の

両方に独立した混合層の発達が見られた 31.5° N における, 混合層発達時 (3 月 9 日) 及び大気から遮断される時期 (4 月 28 日) の渦位, ポテンシャル密度及び混合層深度の深度分布を第 12 図に示す. 混合層発達時 (第 12 図 a) では, 140° E 以東では, 低渦位水のポテンシャル密度は 25.0 ~ 25.6 である. 140° E 以西では 24.8 ~ 25.4 である. また, 全経度を通じて, 東方ほどポテンシャル密度が高い. 大気から遮断される時期 (第 12 図 b) になると, 138° E ~ 140° E 付近では低渦位水が全く見られなくなり, 低渦位水が東西に分離する



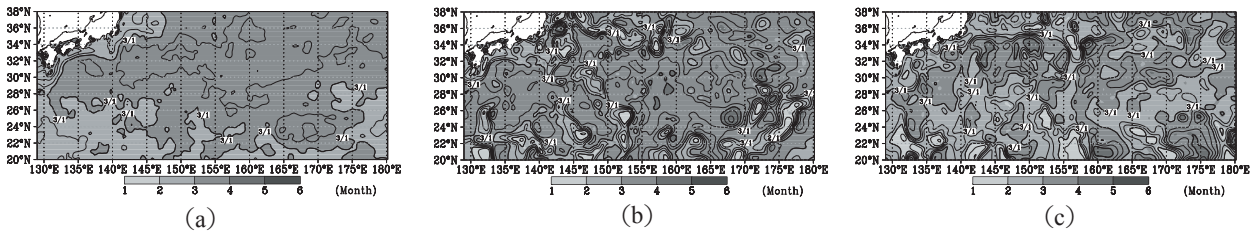
第 8 図 各等ポテンシャル密度面上における渦位分布 (1985 年~ 2007 年の平均)

a :  $\sigma_\theta = 25.1$ , b :  $\sigma_\theta = 25.4$ , c :  $\sigma_\theta = 25.6$

1 : 3 月 29 日, 2 : 5 月 13 日, 3 : 8 月 11 日, 4 : 10 月 10 日

白破線 : 直上の図での亜熱帯モード水境界

白実線 : 直上の図の時間~その図の時間の平均加速度ポテンシャル



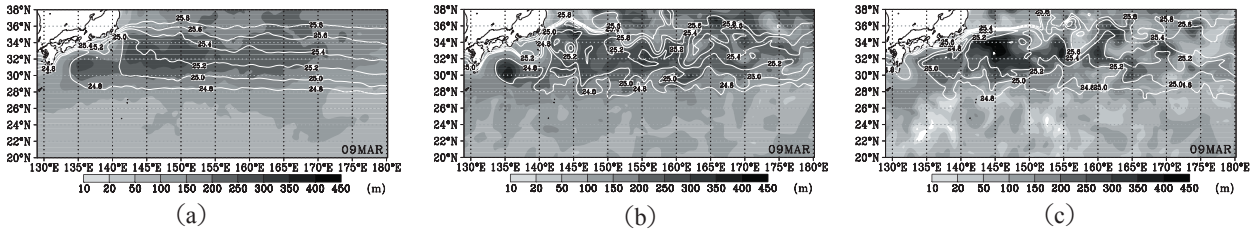
第9図 混合層深度が最大となる時期

等値線間隔：旬

a : 1985年～2007年の平均

b : 2001年

c : 2004年



第10図 3月9日の混合層深度及び海面ポテンシャル密度

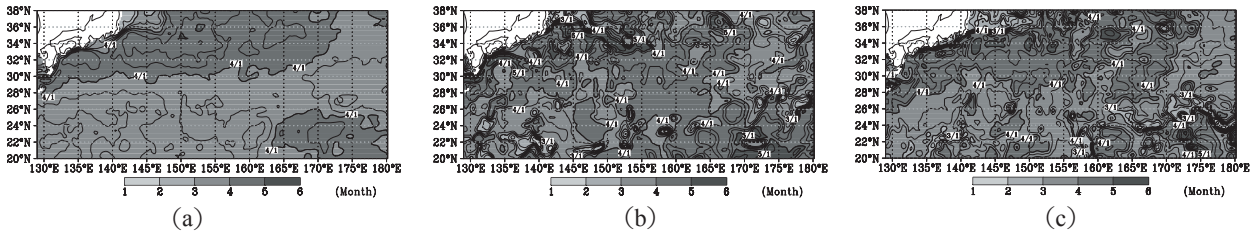
色：混合層深度 (m)

等値線：海面ポテンシャル密度 ( $24.8\sim 25.8\text{kgm}^{-3}$  のみ)

a : 1985年～2007年の平均

b : 2001年

c : 2004年



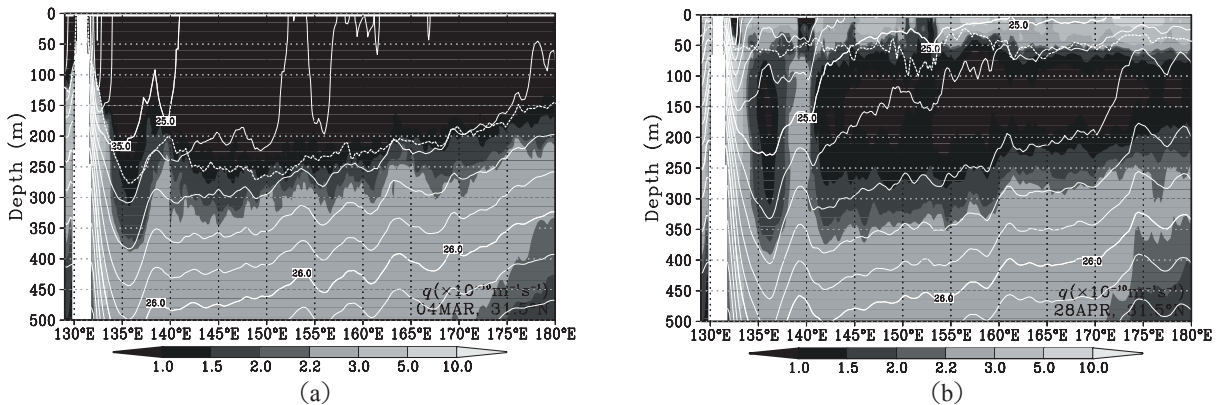
第11図 等温層が気分から遮断される時期

等値線間隔：旬

a : 1985年～2007年の平均

b : 2001年

c : 2004年



第12図 混合層発達時 (a) 及び気分から遮断される時期 (b) の渦位分布 ( $31.5^\circ\text{N}$ )

色：渦位 ( $\times 10^{-10}\text{m}^{-1}\text{s}^{-1}$ )

等値線：ポテンシャル密度 ( $\text{kgm}^{-3}$ )

破線：混合層深度 (m)

(1985年～2007年の平均)

形になる。また、混合層発達時の渦位分布と比べると、低渦位水の最深部では、ポテンシャル密度は混合層最大時とほぼ同じであり、深い部分の低渦位水の状態はあまり変化していない。しかし、浅層の低渦位水のポテンシャル密度は低下している。

以上のことをまとめると、次のようになる。

1. 混合層は、平均場では3月上旬に最も発達し、特に  $30^{\circ}\text{N} \sim 32^{\circ}\text{N}$ ,  $135^{\circ}\text{E} \sim 137^{\circ}\text{E}$  付近及び  $31^{\circ}\text{N} \sim 34^{\circ}\text{N}$ ,  $142^{\circ}\text{E} \sim 153^{\circ}\text{E}$  付近における発達が顕著である。個々の年では、数度程度の水平規模の混合層が渦列の形で多数形成される。形成される海域は年によって異なり、それぞれの混合層のポテンシャル密度も異なっている。
2. 発達した混合層は、4月中旬～5月上旬の間に大気から遮断される。その際、深い部分の低渦位水のポテンシャル密度は変化せず、浅い部分の低渦位水のポテンシャル密度は低下する。

#### 4.3 移流について

第8図に見られたような、形成域から南西方向への移流、すなわち黒潮続流域の南から黒潮続流再循環に沿った移流を、平均場及び2000年～2007年の時系列で考える。東西方向の移流は、特定の緯度における渦位分布で近似的に見ることができるため、本節ではその方法を取る。

平均場において亜熱帯モード水が多く見られた緯度帯及び等ポテンシャル密度面、及び第4.1節において低渦位水の形成が多かった緯度帯及び等ポテンシャル密度面に注目し、その緯度、ポテンシャル密度面での渦位の時系列分布から移流の様子を見る。 $31^{\circ}\text{N} \sim 32^{\circ}\text{N}$ ,  $135^{\circ}\text{E} \sim 137^{\circ}\text{E}$  で形成量の多かったポテンシャル密度として、 $\sigma_{\theta} = 25.1$  に注目する。また、黒潮続流域の南側、特に  $31.5^{\circ}\text{N} \sim 33^{\circ}\text{N}$ ,  $143^{\circ}\text{E} \sim 153^{\circ}\text{E}$  において形成量の多かったポテンシャル密度として  $\sigma_{\theta} = 25.4$  に注目する。緯度については、第8図において常に亜熱帯モード水が多く見られた  $26^{\circ}\text{N}$  及び混合層の発達が顕著であった  $31.5^{\circ}\text{N}$  に注目する。

上記緯度・等ポテンシャル密度面における渦

位の平均場の時系列を第13図に示す。 $\sigma_{\theta} = 25.1$  面について、 $31.5^{\circ}\text{N}$  では、2月～4月の初めにかけて  $140^{\circ}\text{E}$  以東で海面のポテンシャル密度が  $25.1$  よりも高くなっている (第13図 a1)。4月に入り、 $140^{\circ}\text{E} \sim 145^{\circ}\text{E}$  で海面のポテンシャル密度が低下し、低渦位水が現れる。この低渦位水は、5月にはほとんど見られなくなる。また、 $135^{\circ}\text{E}$  付近においては、2月～9月中旬に見られる。第8図 a2 と合わせて見ると、どちらの低渦位水にも分布域が移動する様子は見られない。 $26^{\circ}\text{N}$  では、低渦位水はほとんど見られない (第13図 a2)。

$\sigma_{\theta} = 25.4$  面について、 $31.5^{\circ}\text{N}$  では、3月初め以降の  $140^{\circ}\text{E}$  以東に低渦位水が見られる (第13図 b1)。これは、第4.1節の結果と合わせて考えると、この場での冬季混合層の形成によるものと考えられる。 $170^{\circ}\text{E}$  以西のものは形成直後から徐々に西進する様子が見られ、東方の低渦位水ほど早い時期に  $31.5^{\circ}\text{N}$  では見られなくなる。9月には、 $140^{\circ}\text{E} \sim 150^{\circ}\text{E}$  付近にのみ見られ、翌年の2月になるとすべての低渦位水が見られなくなる。また、 $140^{\circ}\text{E}$  以東のものが  $140^{\circ}\text{E}$  以西を越えて西進する様子は見られない。 $140^{\circ}\text{E}$  以西において7月～11月にかけて見られる低渦位水は、第8図の (b2) 及び (b3) から、 $30^{\circ}\text{N}$  以南のものが四国沖の暖水渦によって運ばれたものと考えられる。 $135^{\circ}\text{E}$ ,  $\sigma_{\theta} = 25.4$  面における渦位分布によって、暖水渦付近の渦位分布を確認する (第14図 a)。4月に低渦位水の北限が最も南に下がり、 $29^{\circ}\text{N}$  以北では低渦位水が見られない。その後徐々に北上し、8月～10月に最北となる ( $32^{\circ}\text{N}$ )。その後は、4月まで徐々に南下する (図内矢印)。

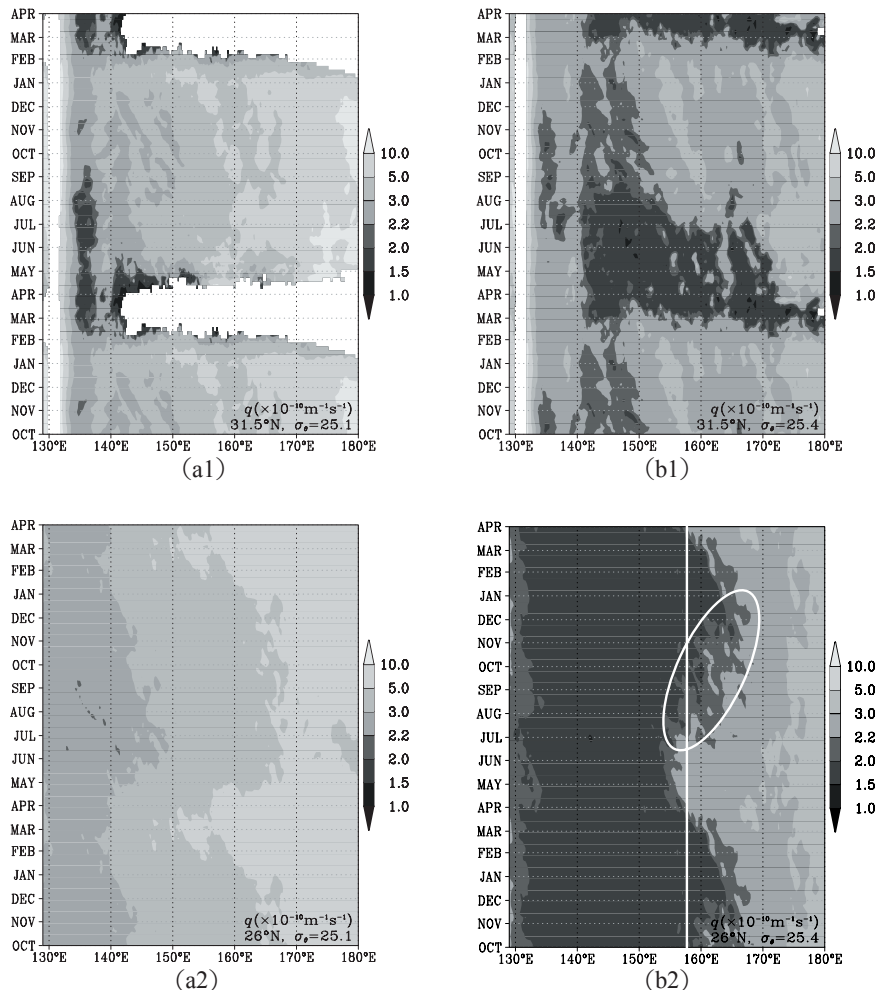
$26^{\circ}\text{N}$  では、12月にその分布域が最も広くなり、 $129^{\circ}\text{E} \sim 167^{\circ}\text{E}$  にかけて低渦位水が見られる (第13図 b2)。その後徐々に東側の渦位が高くなる。6月に最も分布域が狭くなり、東端は  $155^{\circ}\text{E}$  付近となる。7月以降になると、 $155^{\circ}\text{E}$  以東に低渦位水が再び見られるようになる (図内白楕円で囲まれた部分)。これは、第8図 b3 に見られたように、北東からの移流によってもたらされたものと考えられる。南北の移流を確認するた



めに、 $158^{\circ}\text{E}$  (図内白線),  $\sigma_{\theta} = 25.4$  面における渦位分布を第 14 図 b に示す。3 月～5 月に  $33^{\circ}\text{N}$  付近で形成された低渦位水が、徐々に南北の範囲を広げながら、その中心が南に移動する様子が見えてくる (図内矢印)。この一連の移流過程は、これまでの知見とも一致している (Bingham *et al.*, 1992 ; Suga and Hanawa, 1995 ; Suga *et al.*, 2004.)。さらに、この低渦位水の移流は、 $158^{\circ}\text{E}$  においては翌年の 3 月まで見られる。第 8 図 b1 を見ると、3 月の終わりには  $30^{\circ}\text{N}$  以南の低渦位水の東端が  $158^{\circ}\text{E}$  付近にあることから、第 8 図 b1 における低渦位水の東端付近は、前年に続流域東部で形成された低渦位水が移流してきたものであると考えられる。

以上のことをまとめると、次のようになる。

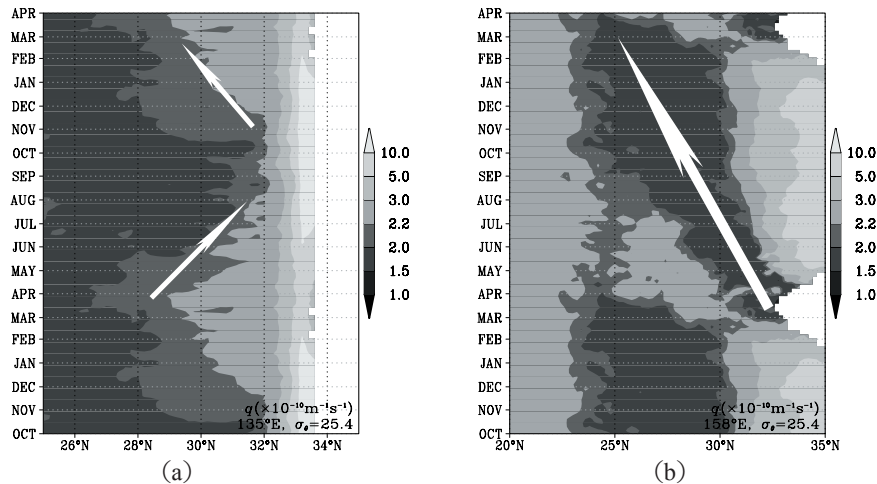
1. ポテンシャル密度の低い低渦位水 ( $\sigma_{\theta} = 25.1$ ) は、形成された海域にほぼとどまり、形成後 1 年以内に消散する。
2. ポテンシャル密度の高い低渦位水 ( $\sigma_{\theta} = 25.4$ ) は、黒潮続流の南側から南西方向に移流する。ただし、 $31.5^{\circ}\text{N}$  以北、 $140^{\circ}\text{E}$  以西では、 $140^{\circ}\text{E}$  以東からの直接の西進は見られない。同海域に見られる低渦位水は、それ以南で更に西に移流したものが、四国沖の暖水渦によって運ばれてきたものである。いずれの場合も、移流する際に散逸する様子は見られない。 $160^{\circ}\text{E}$  付近より東で形成された低渦位水がすべて同経度付近を通過するには約 1 年を要する。



第 13 図 等ポテンシャル密度面における渦位の経度 - 時間断面図  
(1985 年～2007 年の平均)

a1 :  $31.5^{\circ}\text{N}$ ,  $\sigma_{\theta} = 25.1$       b1 :  $31.5^{\circ}\text{N}$ ,  $\sigma_{\theta} = 25.4$   
a2 :  $26^{\circ}\text{N}$ ,  $\sigma_{\theta} = 25.1$       b2 :  $26^{\circ}\text{N}$ ,  $\sigma_{\theta} = 25.4$





第 14 図  $\sigma_{\theta} = 25.4$  における渦位の緯度 - 時間断面図  
 (1985 年 ~ 2007 年の平均)  
 a : 135° E,      b : 158° E

5. 議論 : 137° E における亜熱帯モード水

現在、気象庁では「海洋の健康診断表」において、気候変動に関連した海洋変動の診断のひとつとして、137° E 線における亜熱帯モード水の夏季コア水温の変動を診断している。137° E 線の現場観測が 40 年以上にわたって行われていることと、137° E 線における亜熱帯モード水の分布域が夏季に最大となる (Suga *et al.*, 1989) ことから、夏季コア水温を指標として選択している。本節では、第 4 節の結果から、137° E 線において観測される亜熱帯モード水とはどのようなものであるかを検討する。第 4 節の議論から、137° E 線に見られる亜熱帯モード水には、以下の 2 種類が存在すると考えられる。

1. 直接東方から移流してきたもの
2. その場で形成された、ポテンシャル密度の低いもの

ここで、上記の 2 種類の亜熱帯モード水の形成年及び形成域について考える。1. について、140° E 以東で形成された亜熱帯モード水は、東のものほど 137° E までの距離があることから、形成から到達までに時間がかかる。第 4.1 節、第 8 図 b 及び第 4.3 節の結論から計算される位相速度は約  $0.05\text{ms}^{-1}$  となる。この速度が変わらなると仮定すると、175° E から 137° E までは約 2 年半、形成域の中では西側に位置する 145° E からでも

約半年かかる計算になる。2. については、形成後消散までの期間が 1 年未満であることから、その年の春季に形成されたものであると考えられる。

以上のことから、137° E に見られる亜熱帯モード水は、形成年及び形成域の異なる小規模な低渦位水の集まりであると考えられ、特定の年の冬季における黒潮続流域の気からの冷却を一意に示してはいないと考えられる。林 (2008) においては、137° E 線に見られる亜熱帯モード水には、140° E 以西において発生した「高温の低渦位水」と 140° E 以東から移流してきた「低温の低渦位水」の 2 種類のもが混在しており、137° E における診断には後者のみを用いるべきであると主張していた。しかし、後者のみを用いるにしても、形成年の異なる亜熱帯モード水の混在したものであるため、形成時の情報として用いるときには、その年の形成時及び前年以前の形成時の情報が混在していることに留意する必要がある。

6. まとめ

MOVE 再解析データにおける亜熱帯モード水の層厚は、時間変化はアルゴフロート及び船舶による CTD 観測と良く一致していた。層厚の平均値は、アルゴフロートに比べ薄くなっており、水塊の西側の領域 (例えば、第 2 図、海域 D) にお

いてその差は顕著であった。

亜熱帯モード水の形成及び移流について調べた結果、平均場においては従来の知見で得られていた結果とほぼ整合していた。亜熱帯モード水の形成の中心は、黒潮続流の再循環域及び本州南方で主水温躍層が深く、鉛直混合層が発達した海域と考えられる。ただし、一様かつ広範囲な水塊として形成されるのではなく、それぞれに異なるポテンシャル密度を持つ小規模な水塊として形成されていた。

形成された低渦位水は、本州南方のものは、黒潮続流域のものに比べてポテンシャル密度が低く、その場にとどまり1年以内に消散する。黒潮続流域のものは個々に黒潮再循環の流れによって、再循環域を南西に移流していた。また、 $31.5^{\circ}$  N以北では $140^{\circ}$  Eを越えて西に直接移流することはなく、同海域へは四国沖の暖水渦によって $30^{\circ}$  N以南からもたらされていることが分かった。

形成された個々の低渦位水の移流及び消散については今回明らかにできなかったため、形成された低渦位水を実際にモデル内で追跡することによって、移流から消散に至るまでの過程を今後詳しく調査する。それによって、亜熱帯モード水の診断としてより有効な指標を明らかにすることが期待される。

#### 参 考 文 献

- Bingham, F. M. (1992) : Formation and spreading of subtropical mode water in the North Pacific. *J. Geophys. Res.*, **97**, 11177-11189.
- Bingham, F.M., T. Suga and K. Hanawa (1992) : Comparison of upper ocean thermal conditions in the western North Pacific between two pentads: 1938-42 and 1978-82. *J. Oceanogr.*, **48**, 405-425.
- 林和彦 (2008) : 東経 137 度線にみられる低渦位水は亜熱帯モード水なのか? . 測候時報, **75**, 特別号, S97-S104.
- 石崎士郎・曾我太三・碓井典久・藤井陽介・辻野博之・石川一郎・吉岡典哉・倉賀野連・蒲池政文 (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.
- Masuzawa, J. (1969) : Subtropical mode water. *Deep-Sea Res.*, **16**, 463-472.
- Oka, E., L. D. Talley and T. Suga (2007) : Temporal variability of winter mixed layer in the mid- to high-latitude North Pacific. *J. Oceanogr.*, **63**, 293-307.
- 曾我太三・高槻靖・林和彦 (2005) : 東経 137 度線における 1990 年代後半以降の北亜熱帯モード水の変動. 測候時報, **72**, 特別号, S131-S138.
- 須賀利雄 (1996) : 表層水塊の解析法, P73-90. 大気・海洋の相互作用, 鳥羽良明編, 東京大学出版会.
- Suga, T. and K. Hanawa (1995) : The subtropical mode water circulation in the North Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 958-970.
- Suga, T., K. Hanawa and Y. Toba (1989) : Subtropical mode water in the  $137^{\circ}$  E section. *J. Phys. Oceanogr.*, **19**, 1605-1618.
- Suga, T., K. Motoki, Y. Aoki, and A. M. MacDonald (2004) : The North Pacific climatology of winter mixed layer and mode waters. *J. Phys. Oceanogr.*, **34**, 3-22.
- Talley, L. D. and M. Raymer (1982) : Eighteen degree water variability. *J. Mar. Res.*, **40**(Suppl.), 757-775.
- 榎田貴郁・菅野能明・今泉孝男・石崎士郎・木村未夏・大森正雄・吉岡典哉・服部宏之・齋藤幸太郎・倉賀野連 (2009) : 日本近海における MOVE/MRI.COM-WNP の検証. 測候時報, **76**, 特別号, S17-S36.
- Usui, N., S. Ishizaki, Y. Fujii, H. Tsujino, T. Yasuda, and M. Kamachi (2006) : Meteorological research institute multivariate ocean variational estimation (MOVE) system: Some early results. *Adv. Space Res.*, **37**, 806-822.
- Welch, B. L. (1947) : The generalization of "student's" problem when several different population variances are involved. *Biometrika*, **34**, 28-35.
- Yasuda, T. and K. Hanawa (1999) : Composite analysis of North Pacific subtropical mode water properties with respect to the strength of the wintertime East Asian monsoon. *J. Oceanogr.*, **55**, 531-541.