

~~~~~  
長期予報研究  
~~~~~

# グロースベッター

## 論文

気候監視のための海洋データ同化システム .....

吉川郁夫・木本昌秀・石井正好 ..... 1

## 紹介

カスピ海の水位変動について ..... 森 広道 ..... 24

1992 年 11 月

L. F. グループ

## 気候監視のための海洋データ同化システム

吉川郁夫\*・木本昌秀\*\*・石井正好\*\*\*

### 1. はじめに

最近の地球環境問題への意識は、地球の温暖化現象や1991-92年のエルニーニョ現象、これにともなう気候変動により高まっています。長期的な気候変動に対しては、CO<sub>2</sub>の増加による気温へのインパクトなどが大気海洋結合モデルを使用した実験で行われています。我々が目標としているのは、この様な10年先の予測ではなく、3ヶ月から1年程度の予測スケールです。現在の大気モデルによる予報では、初期時刻に解析した海面水温アノマリを固定して予報を行っていますが、1カ月を越えるモデルの積分では大気モデルの境界条件となる海面水温変動の影響が無視できないものとなってきます。そこで登場したのが大気海洋結合モデルで、大気と海洋双方の変動を同時に予測していこうというものです。この様な大気海洋結合モデルによる予測はスーパーコンピュータの出現により、大気大循環モデルや海洋大循環モデルの研究開発が進み可能となって来たものです。

大気海洋結合モデルによる予報実験の目標としては大きく分けて二つの方向があります。ひとつは、赤道海洋での長い周期の変動（1年以上）を対象とし、エルニーニョ現象にともなう海面水温の上昇や下降をまず予測できれば良いというもので、短い周期現象や海面水温やその他の要素の絶対値については誤差をもっていても問題としないというものです。もうひとつは日々の予報、1ヶ月予報の延長として3ヶ月程度より先の季節予報を目指していこうという試みです。

ひとつ目の赤道海洋の長い周期変動の予測には、まず、エルニーニョやラニーニャの様な年々変動（3-4年の周期現象）を結合モデルによって再現する必要があります。これについては、気象庁気象研究所における大気海洋大循環モデルの30年積分でエルニーニョ、ラニーニャ的な海面水温の経年変動を再現させています。予報の面においては、Cane & Zebiak (1986) が、大気、海洋ともに2層の結合モデルを使ってエルニーニョの1-2年前に海面水温の偏差を指標とした予報に成功を納め、エルニーニョ予報実現へのインパクトを与えました。また、最近では、MPI (Max Planck Institut) が大気海洋ともに大循環モデルを使った結合モデルの予報実験で成果をあげています。これらの実験は、エルニーニョによる海面水温の変動成分を中心に据えたもので、赤道海洋の短周期変動や海面水温の絶対値には、まだまだ大きな誤差が残っています。

ふたつ目の目標である短期予報の延長としての長期予報は、現実の大気あるいは海洋をモデルによりできるだけ正確にシミュレートしていこうという考えで出発しています。これは大気予報モデルあるいは解析システムの発達、精密化と合いまって起こってきた気運です。大気モデルの気候値の再現性やドリフトに関する問題では、観測された海面水温を境界値とした大気モデルの長期積分

---

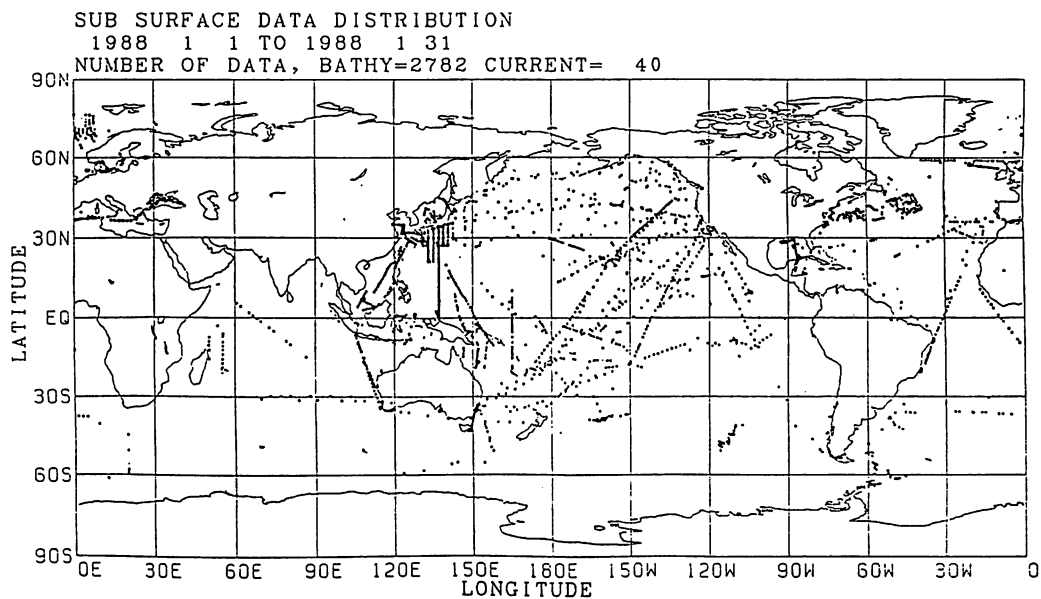
\* 気象庁数値予報課, \*\* 気象研究所, \*\*\* 気象庁海洋課

を行なうことにより、現在使われている数値予報モデルの性能を明らかにしていこうという研究開発が行なわれています（杉（1992）、岩崎他（1992））。いっぽう、予報に最適なモデルの初期値を作るために発展してきた解析予報サイクル（大気4次元データ同化システム）は、観測の少ない地点や海洋上での大気の状態をより合理的に推測する手段となり、ここから生み出される風、気温、気圧等の気象データはその精度向上により、気候監視に耐え得るデータベースとしての意味を持ちつつあります。

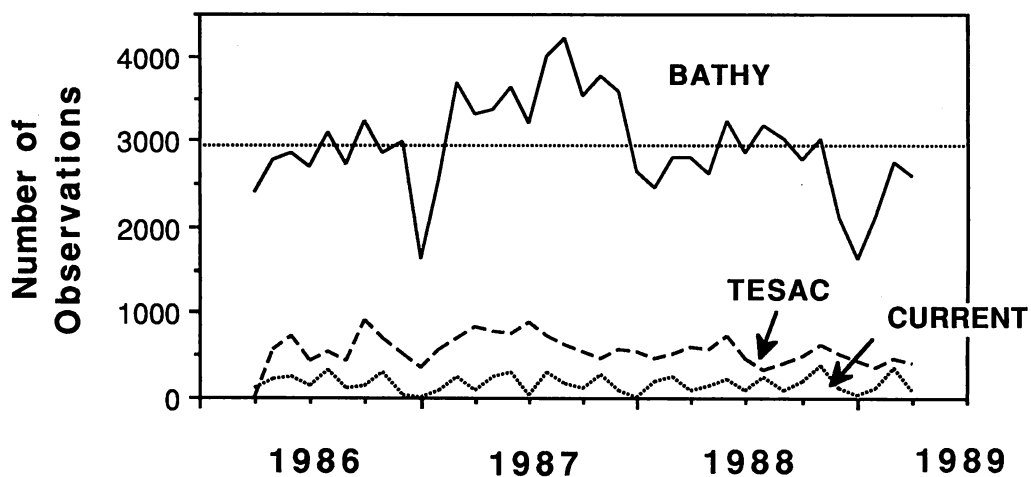
海洋モデルにおいても大気モデルと同様、モデルの長期積分における気候値の再現性は重要であり、また、結合モデルによる予報の海洋部分の初期値をいかにして作るかという問題もあります。そこで我々は、先ず結合モデルの海洋部分について、その気候値の再現性を調べ、さらにこのモデルと海洋の観測データを使って、より現実に近い海洋の状態を表現することを目標とし開発を進めてきました。ここで述べる海洋データ同化システムは、海洋大循環モデルとこれを駆動するための大気データ、および海洋表層観測データとその客観解析システムで構成されています。次節では使用した大気データおよび海洋表層データについて述べ、3節では、海洋モデルの概要とその性能および海洋表層データの客観解析とモデルへの同化方法について説明します。4節ではデータを同化することによるモデルへのインパクトを調べ、5節ではこの同化システムによって得られた赤道海洋の表層水温の変動から、1986年–1992年に起こったエルニーニョやラニーニャをながめてみます。

## 2. 海洋表層データと大気フラックスデータ

海洋の表層（海面から深さ1,000 m ぐらいまで）の水温の観測は主にXBT（Expendable Bathymograph）という使い捨ての測器で行なわれています。この他にも各種BT、CTD（Conductivity Temperature Depth）そしてブイ等によっても観測されています。これらの観測はほとんどが深さ450 m までで、深いものでも1,000 m 程度です。そして結果はBATHYやTESAC、DRIBUという通報式により特異点あるいは基準層の水温値として送られてきます。第1図は1988年1月の1か月間の観測点の分布で総数は2,782個です。観測点は沿岸や船舶の航路帯に限られていて南半球やインド洋にはほとんどデータが無いことがわかります。第2図は1986年3月から1989年3月までの全球月毎のデータ数で、3,000個程度で推移しているのがわかります。この数は1日の高層観測のデータ数と同程度であり海洋の観測がいかに少なく、また困難であるかが想像されます。しかしながら、海洋の表層は（主に大気の風で駆動される風成循環が支配的で）海面の波浪や潮汐等を除けば海流の速いところで2~3 m/s程度で変動の周期は大気に比べると10倍程度あります。とはいっても、空間的なスケールは地球流体力学的な面からみると、大気に比べて同等かそれより小さくなっています。そこで、時間的には10日間から20日間のデータを使って1日の解析を行なうことになります。海洋における物理要素として他に塩分、海流や海面高度場などが



第1図 表層水温電報 (BATHY 通報のみ) の分布  
 1988年1月の1か月分を表示。



第2図 1月あたりの表層水温電報の入電数 (1986年3月から1989年3月)  
 BATHY, TESAC 通報による表層水温および、これに含まれる海流のデータ数。

ありますが、観測数が少なかったり、精度的な問題、データの入手までに時間がかかる等の理由があり使用していません。今回使用した海洋表層水温のデータは気象庁海洋課で収集、編集された1986年4月から現在（1992年5月）までのものです。

ここで使用する大気データのデータは気象庁数値予報課で現業的に行なわれている、解析予報サイクルという間欠データ同化システムで生み出されるものです。このデータには、モデルの予報値を推定値として解析される、観測と同種類の要素（風向風速、気温、湿度、気圧等）とこれ等の要素をモデルに与え時間積分することにより計算される量（海面での風応力、短波長波放射、顕熱、潜熱、雨量等）があります。後者の量を使って直接海洋モデルを駆動することも考えられますが、これらは海面水温の観測値を境界値として計算された値なので、海洋モデルの海面水温には関係なく海洋に熱が出入りし、モデルにドリフトが生じてしまいます。ここでは前者の客観解析で求められた風のデータを使いバルク法により海面でのストレスに変換し、モデル表層を駆動しています。さらに、各気圧面における風向風速、気温、比湿およびモデルの海面水温を用い、経験式により短波長波放射、顕熱、潜熱等の熱フラックスを求め海洋モデルの表層に入力しています。これら大気の境界条件によって海洋モデルを駆動することで、モデルの力学により海洋の変動を合理的に記述できることが期待されます。しかしながら、これだけでは駆動する大気フラックスの誤差と海洋モデルの不完全さからモデルは現実の海に比べてバイアスを持っています。そこで観測データをモデルに同化することにより値を修正し、より現実に近い状態に近づけるというのが次の同化モデルです。

### 3. 海洋表層データ同化モデル

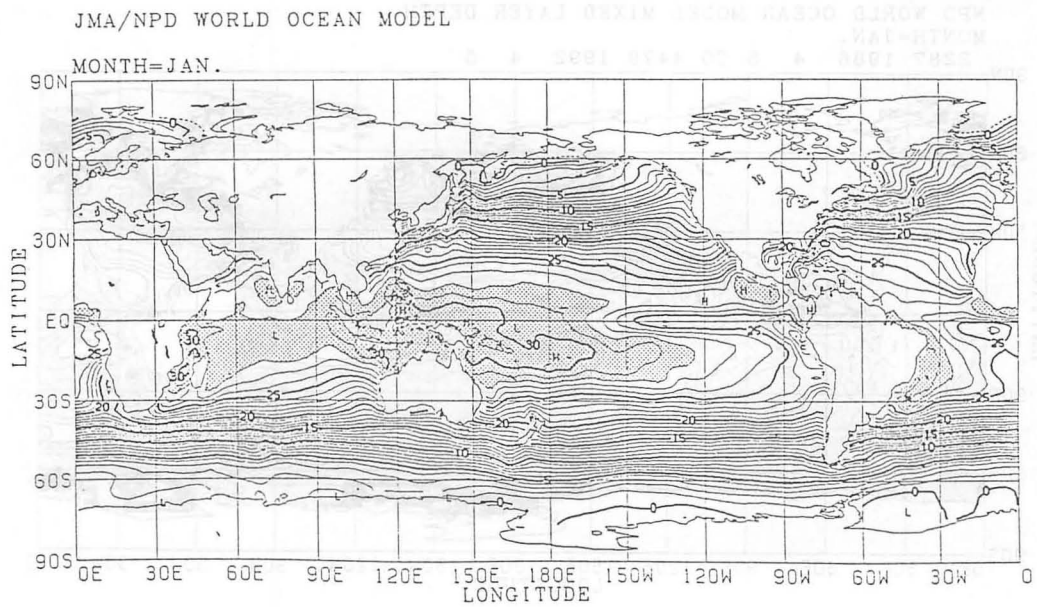
#### a. 海洋モデル

海洋表層データを同化するために使用したモデルはBryan（1969）に準拠する海洋大循環モデルで、世界的に広く用いられているプリミティブ方程式のモデルです。水平の解像度は緯経度2.5度×2.5度ですが、赤道付近での緯度方向に細かいスケールの現象を表現するために北緯10度から南緯10度では格子間隔を細かく取り、赤道では最小の0.5度となっています。計算領域は北極海を除く全海洋です。鉛直方向には21層あり、海洋の混合層や温度躍層の細かいスケールを表現するために、深さ300 mまでに12層、1,000 mまでに16層をとってあります。鉛直方向にはリチャードソン数に依存する拡散係数を用い水平方向には緯度に依らない一定の拡散係数を用いています。また、鉛直の拡散係数に関しては乱流クロージャーモデルをテスト中で、これによりモデルの混合層の表現が改善されることが期待されます。

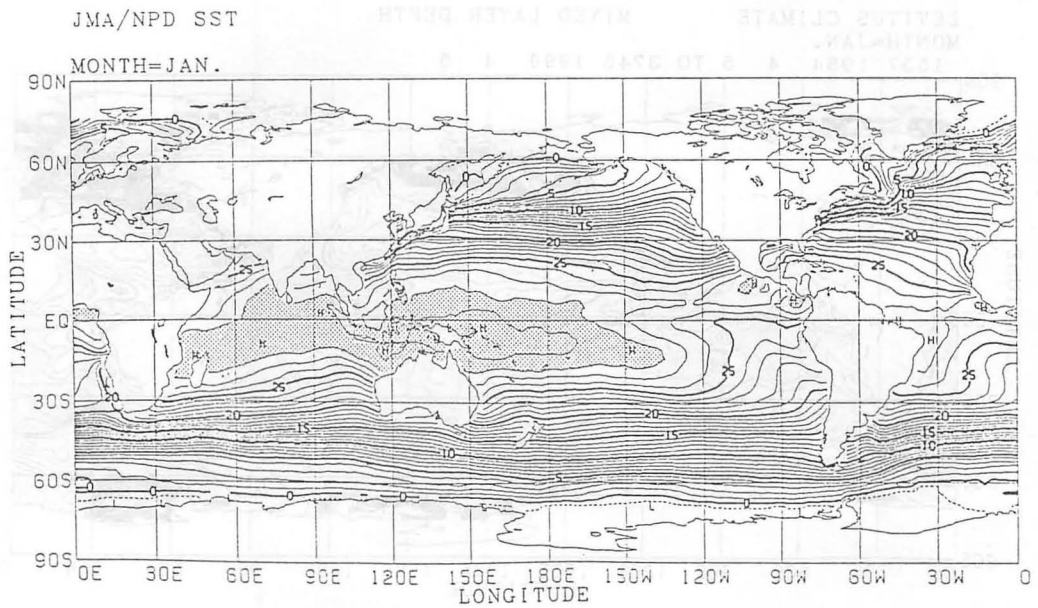
このモデルの初期値としてはLevitusによる水温と塩分の気候値を与え、流れの無い状態から始めます。そして、季節変動する海上の風の気候値を使って4年間海洋表層を駆動した後、大気客観解析（大気4次元データ同化）から経験的に求めたフラックスを使ってモデルを駆動しました。

モデルの海面水温は、大気データとモデルの海面水温から計算される熱フラックスによる海面で

(a)



(b)

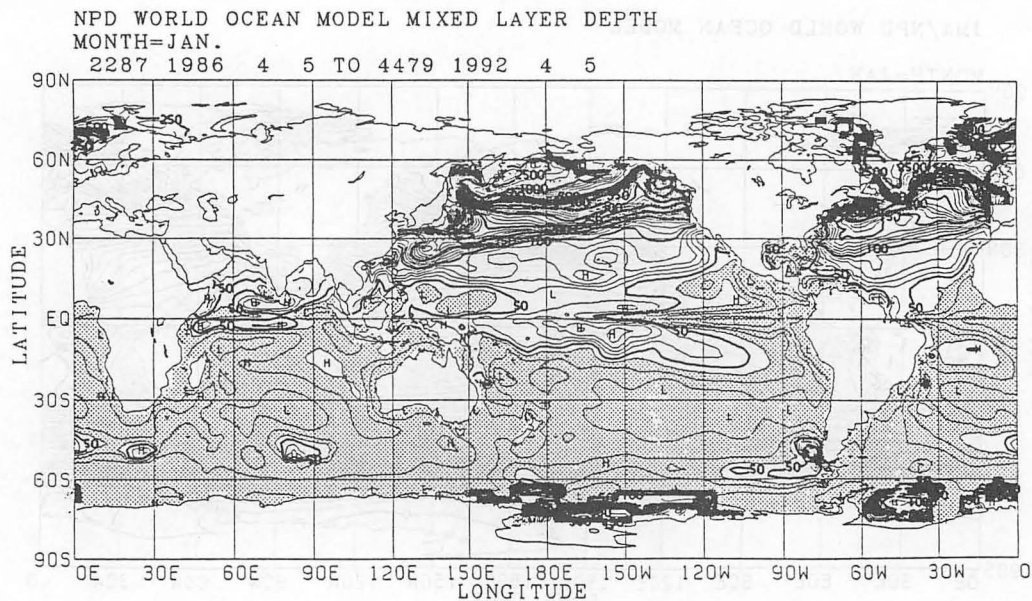


第3図 1月の海面水温の月平均気候値(1987年から1992年の平均)

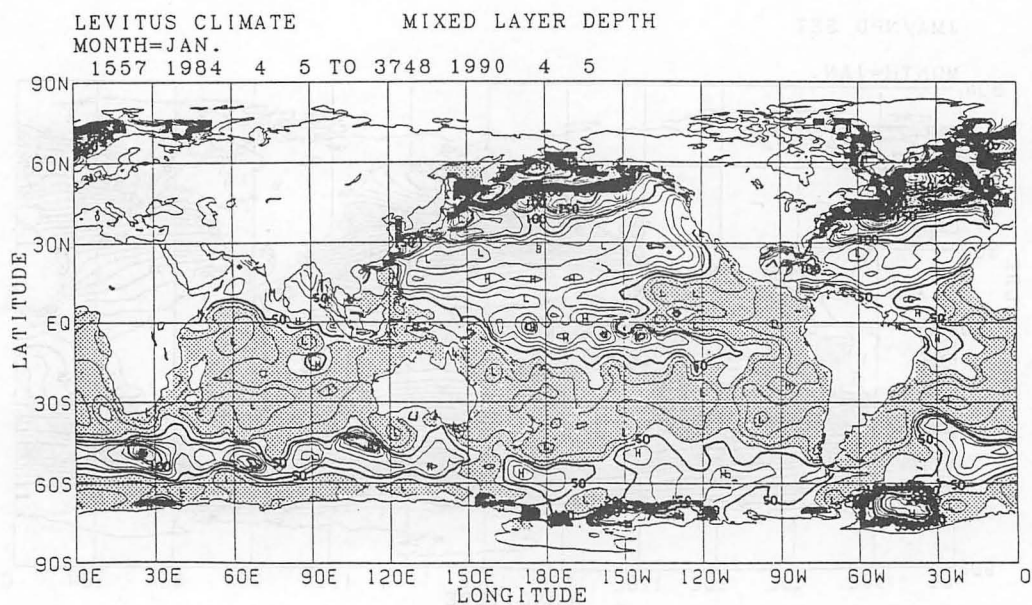
(a) 大気データによって駆動された海洋モデルの海面水温。

(b) 数値予報課で現業的に計算されている海面水温客観解析値。

(a)



(b)



第4図 1月の海洋混合層の深さの気候値

混合層は、海面水温との温度差が $0.5^{\circ}\text{C}$ 以内の層とした。

(a) 大気データによって駆動された海洋モデルの混合層深さ (1986年3月から1992年の平均)。

(b) Levitus水温の気候値から求めた混合層の深さ。

の熱の出入りとモデル内の熱の移流により決まり、気候値の海面水温に緩和させることは行なっていません（但し 60 度より高緯度では時定数 10 日で気候値に緩和させています）。それにもかかわらず、季節変動はある程度良く表現されています（図略）。第 3 図 (a) はモデルで計算された海面水温の 1 月の気候値（1987 年から 1992 年までの 6 年間の平均）です。第 3 図 (b) の海面水温の気候値と比べるとモデルの海面水温は西太平洋で高く、東太平洋赤道上では湧昇が強過ぎるために低くなっています。また、モデルの解像度が不足しているため、黒潮統流や湾流の亜寒帯前線域では温度傾度が緩くなっています。その他は、概ね海面水温のパターンを表現できています。図には示していませんが、これらの傾向は年間を通じて見られるものです。また第 4 図は海洋の中の表現をみるために混合層の深さを示したものです。モデルの 1 月の気候値を Levitus の気候値から求めた値と比較すると、概ねそのパターンを表現していることがわかります。第 5 図は、海洋表層の熱容量（OHC : Ocean Heat Content）の赤道上で時間変化を表わしたものです。この量はエルニーニョやラニーニャの年々変動で、赤道西太平洋の暖水が東へ移動して行く様子や西太平洋に暖水が蓄積されていく様子を見るのに都合の量で、海面高度場の変化とも良く対応しています。図をみると 1986-87 年と 1991-92 年のエルニーニョ期に西太平洋の暖水が東進していく様子や 1989 年のラニーニャ期に西太平洋に暖水が蓄積されていく様子が表現されています。大気データで駆動し始めてから時間を経るにしたがって、全域で負偏差になっていますが、これはモデルのドリフトのためです。大気データで海洋モデルを駆動したここでの結果を Control とし、次節では、海洋データをモデルに同化した結果と比較します。

#### b. 客観解析とナッジング

海洋表層水温データをモデルに同化させる方法としては色々な方法が考えられますが、ここでは最も簡単なナッジング（Nudging : 連続同化法）を用いました。これは、Newtonian Relaxation の項を使って、モデルの計算値を観測値に緩和させるもので、

$$d T / d t = F + \alpha^{-1} (T^{a n l} - T^s) \quad (3-1)$$

$\alpha$  : 緩和時間

$T^{a n l}$  : モデル格子点に内挿された水温観測値

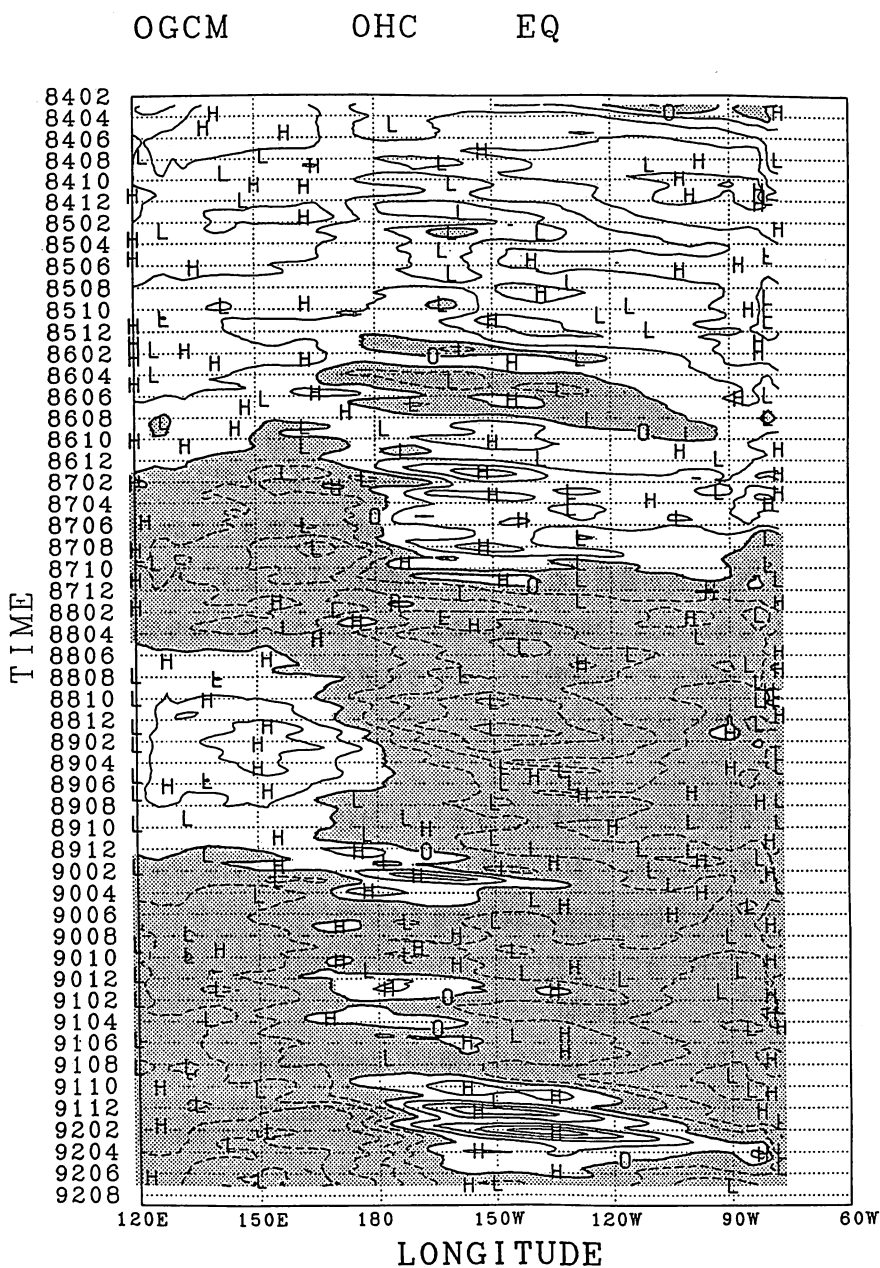
$T^s$  : 観測値を内挿する際に用いる水温推定値（モデルの計算値）

$T$  : モデルの水温

$F$  : 加熱

のように表わされます。観測値を格子点に内挿するための水温の解析は 10 日ごとに行ない、この値を使って次の解析までの 10 日間、緩和時間  $\alpha$  を 10 日としてモデルを積分しました。観測値をモデルの格子点に内挿する水温の解析では、まず、各々の表層水温観測データをスプライン内挿によりモデル鉛直格子点と同じ深さの値に変換します。次に、モデルで計算されている水温値を第一近似値として観測値から求めた水温値をチェックし、両者の差が大きすぎる場合はこの観測データを





第5図 大気データで駆動した海洋モデルの赤道太平洋での海洋表層熱容量（OHC）偏差の時間-経度断面図（表層 300 m の鉛直平均水温として求めた）  
平均の季節サイクルを差し引いてある。等値線間隔は 0.5 °C、陰影部は負偏差を表わす。

不良データとして扱い解析には用いません。この他、対象とする観測点の水温値をこの近傍の複数の観測点の値と比較し、差が大きい場合には不良データとする水平チェックも行なっています。これらのチェックは品質管理といわれる重要なもので、モデルの精度向上により観測点が希薄な領域においてもそのデータの質を監視できることとなります。今回の実験では、まだモデルが不完全で水温躍層の存在する深度や水平の温度傾度が大きいところでは水温誤差が大きくなっています。このため、水温データのチェックは大幅に緩くし、モデルで計算された推定値との差が10度以内ならばその観測値を使用することになっています。

次に、モデルの鉛直の格子点での値に変換された各深さ毎の観測データを使って、モデルの格子点での水温値を求めます。この方法としては、2次元最適内挿法を用いました。観測値の格子点への内挿は、第一推定値として用いるモデルの計算値を $T_{kg}$ 、内挿に用いる格子点周辺の観測値を $T_{iobs}$ 、求める格子点の解析値 $T_{kan1}$ としたとき

$$T_{kan1} = T_{kg} + \sum W_i (T_{iobs} - T_{ig}) \quad (3-2)$$

$k$  : 解析するモデルの格子点

$i$  : 解析する格子点の周りの観測点

$T_{kg}$  : モデルで計算された格子点水温の推定値

$T_{iobs}$  : 水温の観測値

$T_{ig}$  : モデルで計算された水温の推定値を観測点に内挿した値

$W_i$  : 観測データにかかる重み

の様に、各々の観測値に重みをつけて足し合わせて求めます。最適内挿法では、第一推定値として用いるモデルの格子点計算値と内挿に用いる格子点周辺の観測値それぞれの誤差を考慮し、解析結果に与える誤差の影響が最小になるように、各々の観測データにかかる重みを決定しています。各観測点にかかる重み $W_i$ は

$$\sum_j W_j \mu_{ij} + W_i \lambda = \mu_{ik} \quad (3-3)$$

$k$  : 解析するモデルの格子点

$i, j$  : 解析する格子点の周りの観測点

$\mu_{ij}$  : 観測点 $i, j$ 間における推定誤差の相関係数

$\lambda$  : 観測誤差の分散／推定誤差の分散

をみたとすように決定されます。ここでは、観測誤差および推定誤差の標準偏差を1.0℃、1.5℃と仮定して計算しています。推定誤差の相関係数は、観測点間の距離および観測時刻の差の関数で

$$\mu = \mu^r \mu^t \quad (3-4)$$

$$\mu^r = a / \{1.0 + (r_{ij}/b)^2\} \quad (3-5)$$

$$\mu^t = c / (1.0 + d \cdot t_{ij}) \quad (3-6)$$

$i, j$  : 解析する格子点およびその周りの観測点

$r_{ij}$  : 観測点間あるいは解析格子点と観測点の間の距離

$t_{ij}$  : 観測時刻間の差あるいは解析時刻と観測時刻の差

のように観測点間の距離および観測時刻の差が大きくなるとともに減衰する形をしています。また、解析する格子点から近い観測点ほど、そして解析時刻に近い観測ほどその観測値の重みが増すことになります。ここでは、 $a = 0.90$ ,  $b = 650 \text{ km}$ ,  $c = 1.0$ ,  $d = 0.07 \text{ day}^{-1} (= 1 / 14 \text{ 日})$ としています。また、観測の少ない海域を考慮して、解析時刻の前後それぞれ20日間、水平方向には解析格子点を中心として1,000 km以内のデータを集めて1格子点の解析を行なっています。また、解析を行なう深さは、観測が比較的多い700 mまでとしました。ここで用いた誤差相関係数は、全海域で一定で等方的な形をしています。南北温度傾度の大きい亜寒帯前線域や東西流の卓越する赤道域では東西と南北の相関が異なると考えられます。この様な場所に応じた相関係数の導入はこれからの課題です。

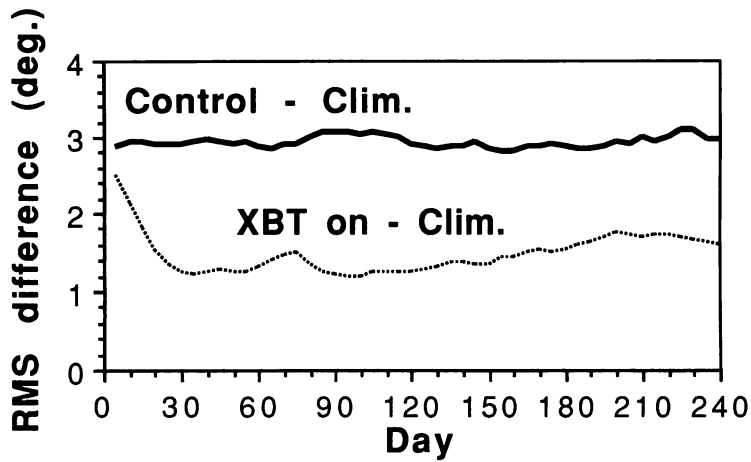
#### 4. データ同化実験

##### a. 赤道水温値から見たデータ同化のインパクト

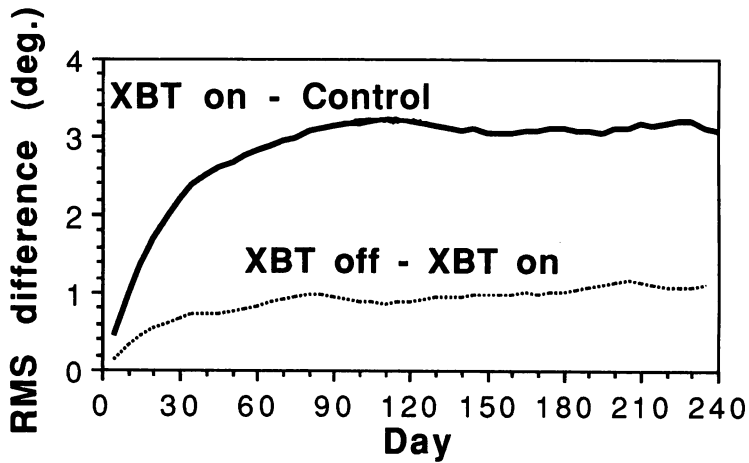
まず始めにデータ同化のインパクトをみるため、海洋表層水温データを同化し始めた1986年4月から11月までについて、表層の水温変化を調べてみました(XBTonの実験)。第6図(a)は、赤道での深さ300 mまでの水温の帯状平均値について、モデルとLevitusの気候値との差の根二乗帯状平均値の時間変化を調べたものです。これをみると、水温データを同化をしない場合(Control)は気候値と比べて平均で3度程度の差(バイアス)があります。これは、西太平洋混合層で若干水温が高過ぎるためと赤道で温度躍層が浅くなっているための誤差と考えられます(図略)。一方、海洋表層水温データを同化したものは、同化開始後1か月で1度程度の差となってしまいます。この差にはモデルおよびデータが不完全のための誤差も含まれていますが、大部分は年々変動による気候値からの偏差と考えて良いでしょう。

次に、同化を始めて9か月後データを入れるのを途中で中止し、引き続き大気のみでモデルを駆動し、その水温の変化を調べてみました(XBToffの実験)。その後もデータ同化をし続けた場合の水温との差をみると(第6図(b))、データを同化するのを止めて3か月で1度程度になっています。しかし、それ以降の水温差の増加は緩慢で、8か月を経ても1.2度以内に納まっています。比較のため、大気データのみでモデルを駆動した場合(Control)とデータ同化をし続けた場合(XBTon)の水温の差について、同化を始めた時刻を起点として同図に示してあります。これをみると、データを同化し始めて3か月でControlとの水温差は3度程度になり、その後も同レベルで推移しています。XBToffの実験ではデータ同化で止めた後大気データだけで駆動していて、積分の条件はControlと同じなので、積分初期の条件を忘れてしまえばXBToffとXBTonの差は

(a)



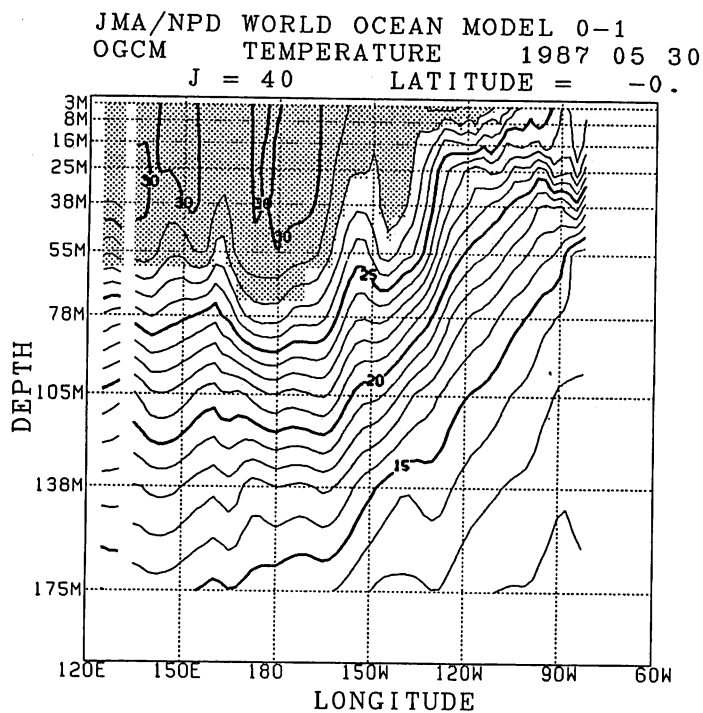
(b)



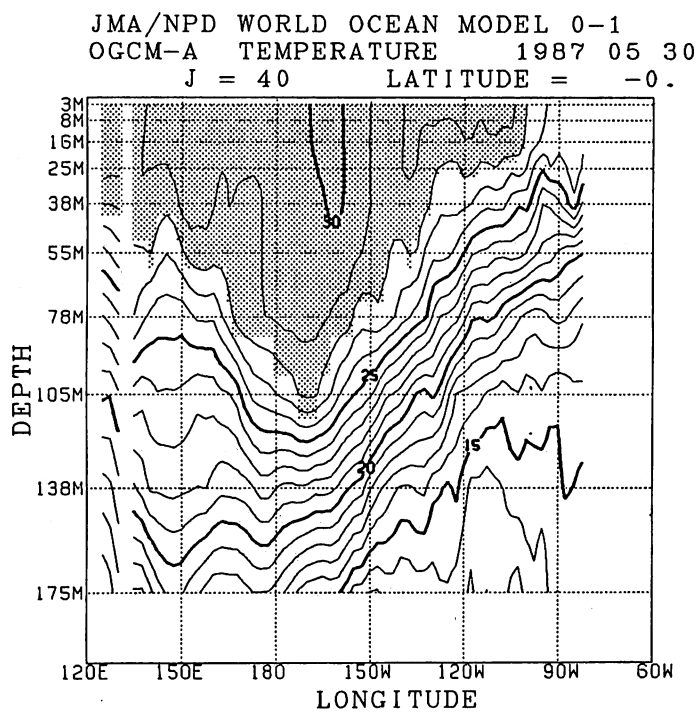
第6図 赤道での表層300 mの水温にみられるデータ同化のインパクト

- (a) 実線は大気データによって駆動したモデルの水温の Levitus 気候値からの偏差を、破線はデータを同化したモデルの水温の Levitus 気候値からの偏差を表わす。図には1986年4月から11月の偏差の根二乗帯状平均値の変化を示す。
- (b) 実線はデータを同化し始めた時の水温の変化を、破線はデータ同化を止めてからの水温の変化を表わす。

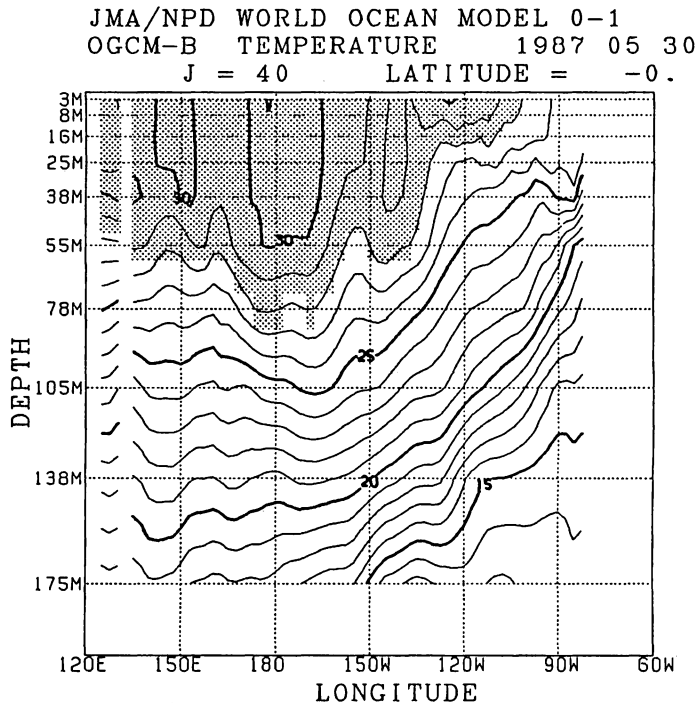
(a)



(b)



(c)



第7図 赤道での水温の深さ-経度断面図 (1987年5月26日～30日の平均)

- (a) 大気データのみで駆動したモデルの水温。
- (b) 海洋表層水温データを同化したモデルの水温。
- (c) 海洋表層水温データを同化するのを止めて5か月たったモデルの水温。

Control と XBToff の差と同程度になるはずですが、8 か月以上を経ても XBToff の水温が Control の状態には戻らないということは、モデルの場がデータ同化の影響を、即ち初期の条件を覚えていくことになります。このことは、これからの大気海洋結合モデルにとっての予報可能性への勇気づけになります。この海洋中での水温の状態を赤道での深さ-経度断面でみると、第7図に示されるように海面では風で駆動されているために元の状態に近くなっていますが、20度の等温線の深さをみればわかる様に水温躍層の深さが維持されています。

#### b. OHCに見られる短周期変動および経年変動に対する同化のインパクト

海洋表層水温のデータの同化を行なった1986年4月から現在(1992年5月)までの期間は、2回のエルニーニョ(1986-87, 1991-92)と1回のラニーニャ(1989)を含んでいます。第8図(a)は太平洋赤道上でのOHCのアノマリの時間変動を示したものです(各経度ごとに季節サイクルを除いてあります)。ここでは第5図のControl実験に見られたドリフトが改善され、1986年および1991年に始まったエルニーニョにおいて西太平洋に蓄積した暖水の東進する様子が顕著にみられます。また、大気の風の応力に見られる東向きのアノマリ(西風バースト)に対応して、ケル

ビン波によるOHC正のアノマリの東進が日付変更線の東側150°Wを中心に多数、60日程度の周期で見られます(次節参照)。Control(第5図)に比べるとその振幅は小さくなっていますが、これはデータを入れたために温度躍層が深くなったためと、ナッジングによって観測値に緩和させているためです。

モデルによるデータ同化の効果をみるためにモデルを使用せずに気候値を推定値とした解析(Oanal)を行ないました。この解析によるOHCの変化(第8図(b))をみると、エルニーニョ、ラニーニャにともなう大きなパターンは表現していますが、ケルビン波の東進にともなう細かい現象の表現はできていません。また、北緯10度におけるOHCの変化(第9図(a, b))を見ると、モデルによるデータ同化では季節スケールでの正のアノマリの西進がみられますが、気候値を推定値とした解析ではその識別が困難です。

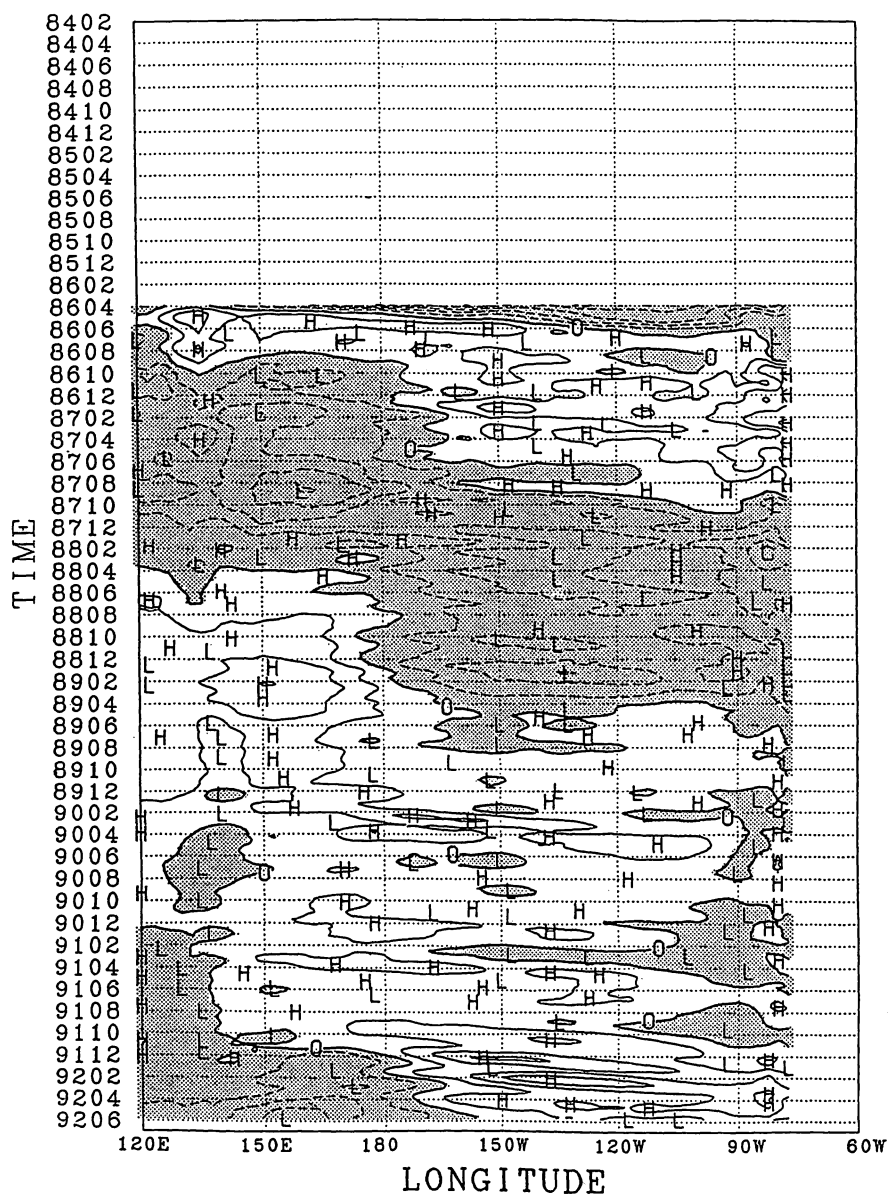
## 5. OHCアノマリで見た1986-87年、1991-92年のエルニーニョ

エルニーニョ現象というとき赤道東太平洋や太平洋ペルー沖での海面水温上昇を指し、その発生や終息にはNINO3(5°N-5°S, 150°W-90°W)と呼ばれる海域の平均海面水温偏差の5か月移動平均値が気象庁海洋課での指標として使われています。この海面水温の変動と深い関わりを持っているのが、アップウェリングやダウンウェリングにともなうサーモクラインの深さや海面高度の上下変動や海洋表層の熱容量の変化です。Wyrski(1985)は海洋表層の熱容量の変化とほぼ線形関係にある海面高度場の資料(潮位のデータ)からエルニーニョ現象にともなって極向きに通常よりも大きい熱の輸送があることや、赤道太平洋での海洋表層の熱容量がエルニーニョ発生時に大きく、その終息期には小さくなることを示しています。海洋表層熱容量の変動は海面水温の変動と1対1に対応するわけではありませんが、エルニーニョのメカニズムを考える上では海面水温と同等かそれ以上に有効な情報と成り得ます。ここでは、深さ300mまでの平均水温を海洋表層の熱容量(OHC)とし、ここから季節サイクルを除いたアノマリについて、その変動をながめてみます。

赤道でのOHCアノマリの時間変化(第8図(a))をみると、今回1991年に始まったエルニーニョと前回1986年のものには、1年以上にわたる正負アノマリの大きなパターンや1か月程度の時間スケールを持つアノマリ域の東進などの類似点が見出せます。

大きなパターンとして、エルニーニョ期の前半の1986年9月-87年8月や1991年10月-92年5月には170°W付近を境にして西太平洋で負、東太平洋で正のアノマリが顕著に現われています。エルニーニョの後半には、1986-87年の例をみると、赤道太平洋全域で熱容量が減少して負のアノマリとなり、終息期の1988年2月にはアノマリの東西傾度がほとんどなくなっています。今回、1991年に始まったエルニーニョはまだ終息には至っていませんが、前回と同様OHCアノマリが減少し東西傾度がなくなることにより終息していくことが期待されます。1988年に始まったラニー

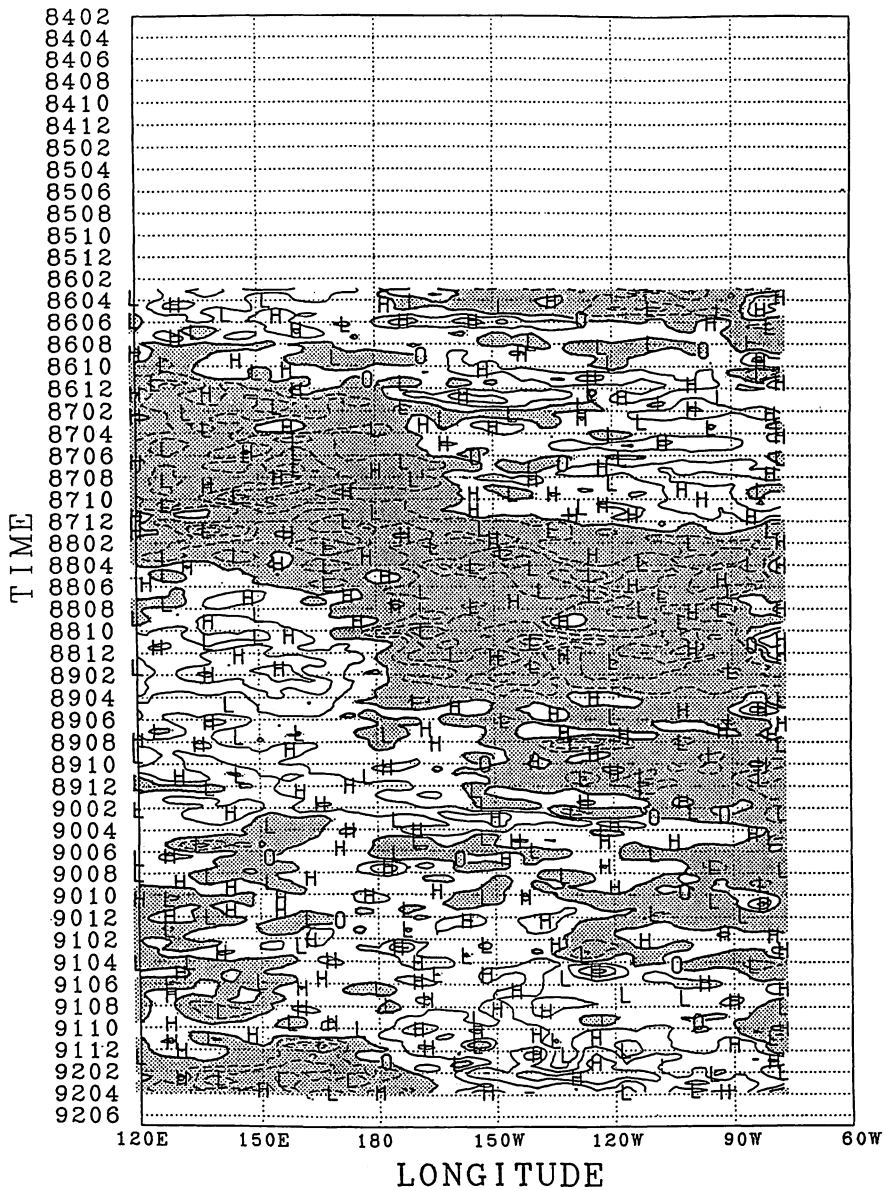
OGCM-A      OHC      EQ



第8図(a) 赤道上の熱容量偏差の時間-経度断面図  
海洋表層水温データを同化した場合。



OHC      EQ

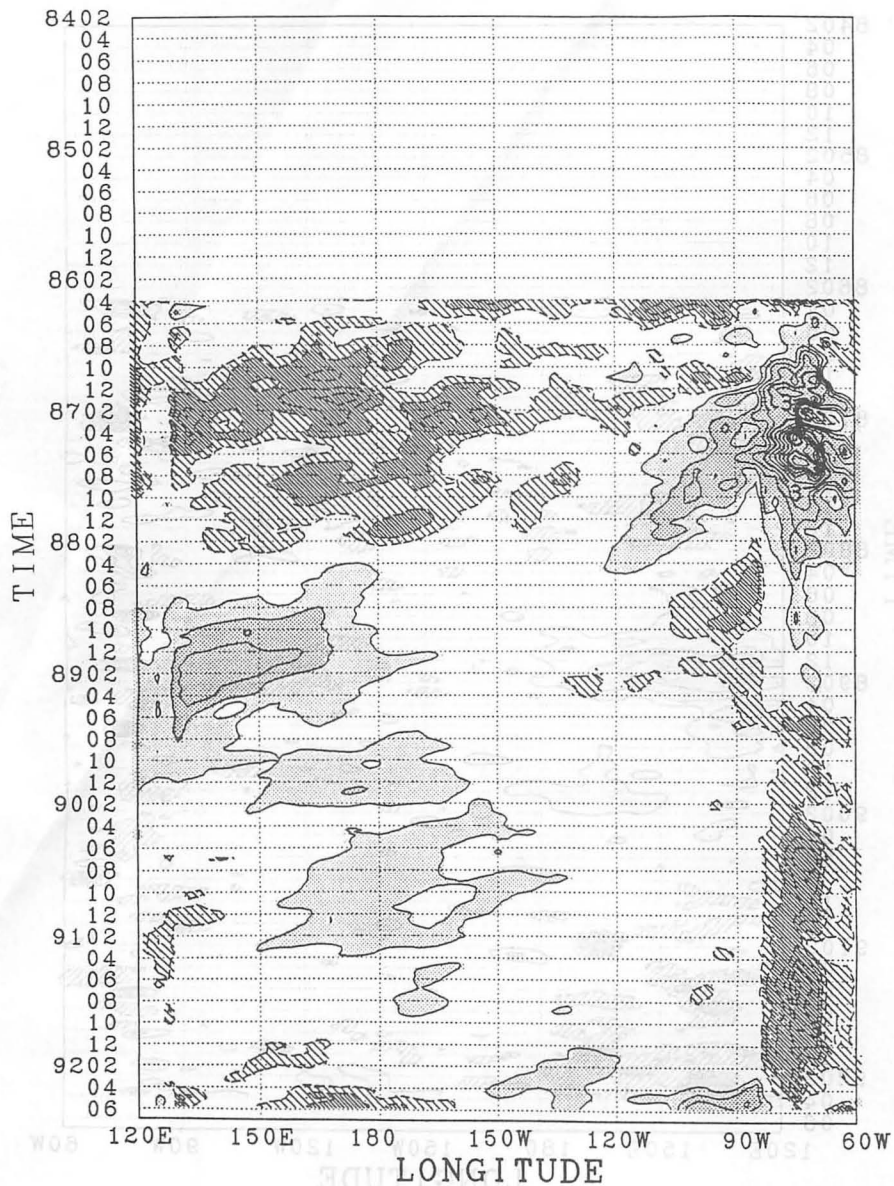


第8図(b) 第8図(a)に同じ、ただし、気候値を推定値として  
表層水温解析した場合。

OGCM-A

OHC

10N

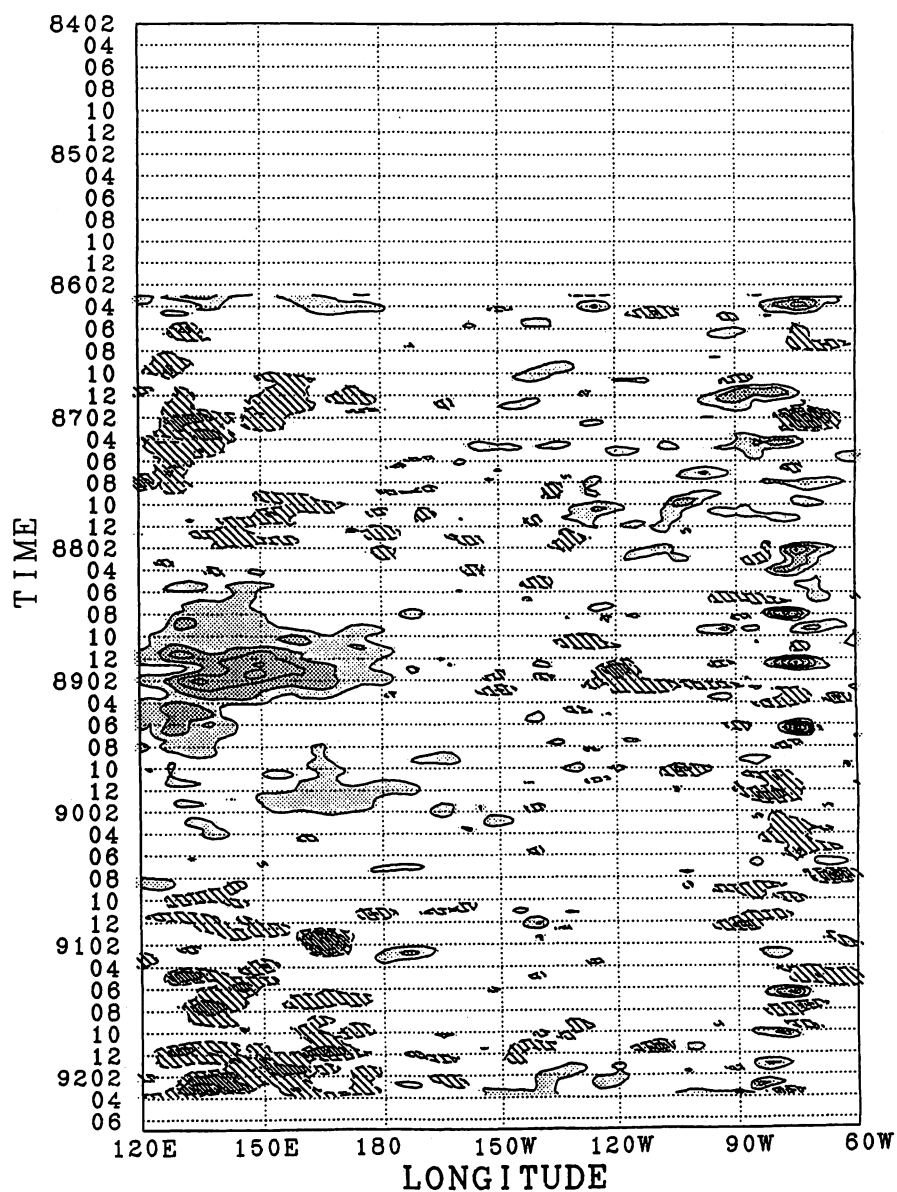


第9図(a) 北緯10度での熱容量偏差の時間-経度断面図

海洋表層水温データを同化した場合。

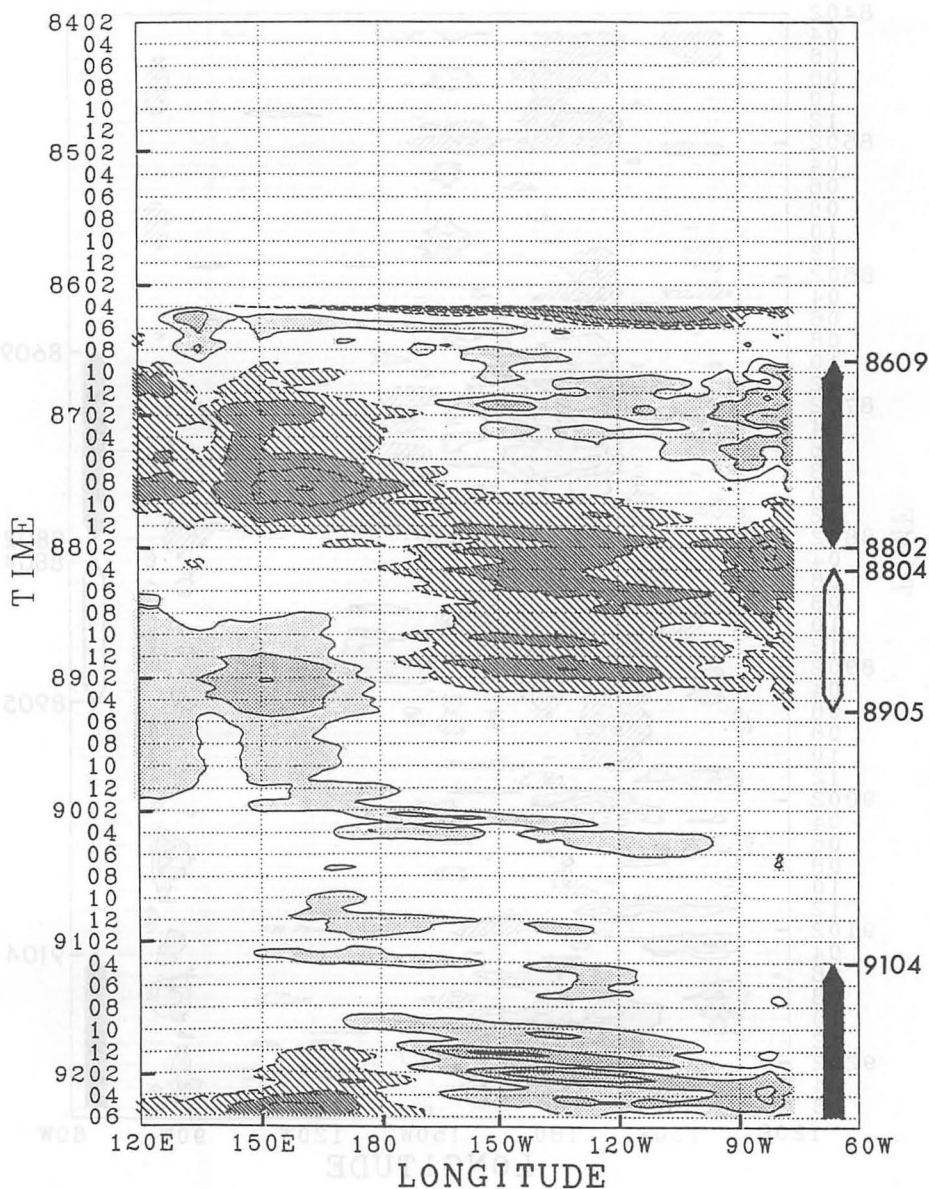
陰影部は0.5℃以上、濃い陰影部は1.0以上、斜線部は-0.5℃以下、  
濃い陰影部は-1.0℃以下の偏差を表わし、0℃の等値線は省略した。

O-ANAL      OHC      10N



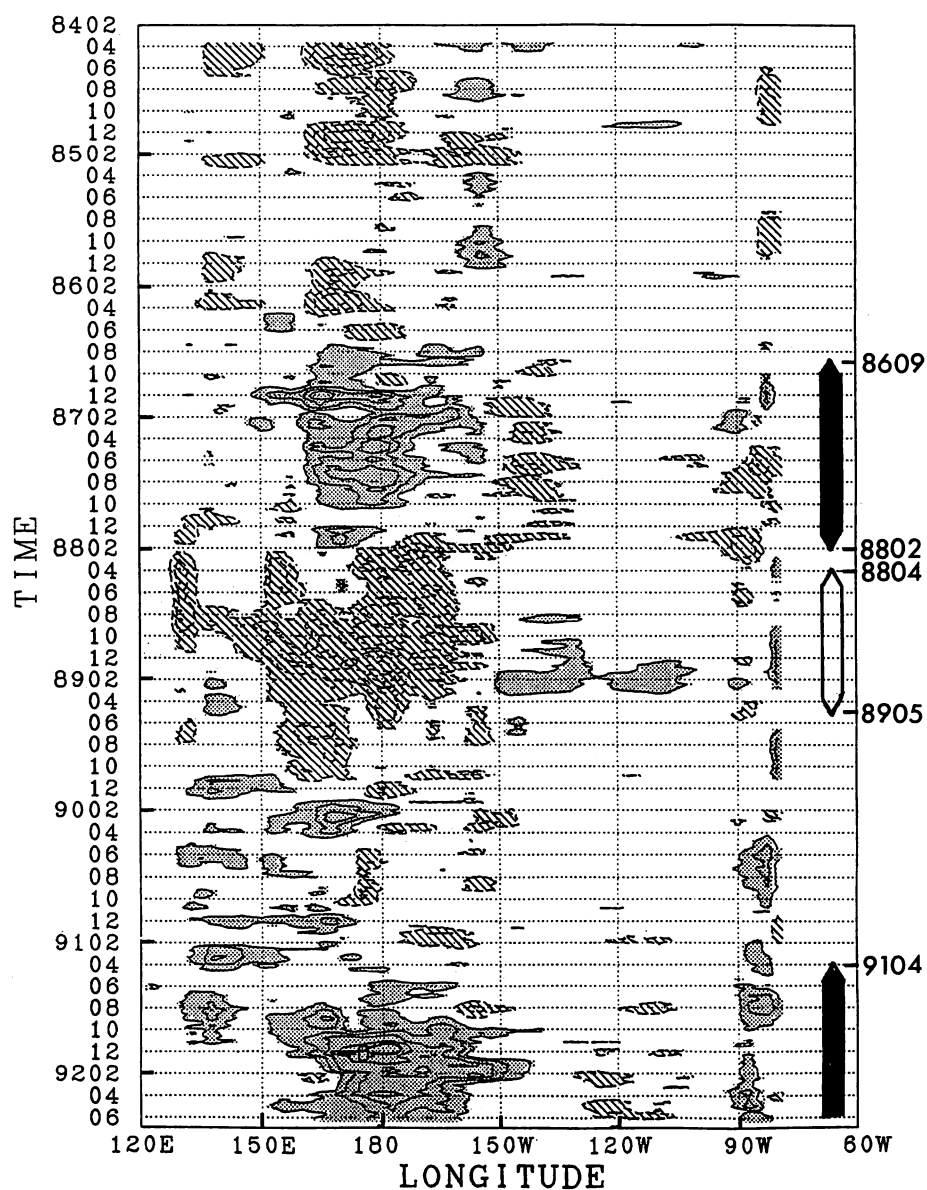
第9図(b) 第9図(a)に同じ, ただし, 気候値を推定値として  
表層水温解析した場合。

OGCM-A      OHC      EQ



第10図 赤道上の熱容量（OHC）にみられるアノマリの東進  
 陰影部は  $0.5^{\circ}\text{C}$  以上，濃い陰影部は  $1.0$  以上，斜線部は  $-0.5^{\circ}\text{C}$  以下，  
 濃い斜線部は  $-1.0$  以下の偏差を表わし， $0^{\circ}\text{C}$  の等値線は省略してある。  
 右端の黒棒はエルニーニョ期間，白棒はラニーニャ期間を表わす。

# OGCM-A WIND STRESS 5S-5N



第 11 図 南緯 5 度～北緯 5 度で平均した風の応力の時間－経度断面図  
 平均季節サイクルを引いてある。等値線間隔は  $0.01 \text{ m}^2/\text{s}$ 。  
 点々部は  $0.02 \text{ m}^2/\text{s}$  以上の西風偏差，斜線部は  $-0.02 \text{ m}^2/\text{s}$  以下の東風偏差を表わす。

ニャでは東太平洋の負のアノマリは同レベルで推移し、日付変更線の西側での熱容量が増加し正のアノマリへと転じていきます。そして、 $150^{\circ}\text{E}$ での熱容量が最大になり、一方、東太平洋でのアノマリが正に転じたところでラニーニャの終息に至っています。

次に、1か月程度のスケールを持つOHCアノマリ域のケルビン波的な東進とモデルを駆動した風応力のアノマリに注目してエルニーニョ現象をながめてみます（第10図、第11図）。1986年5月に $150^{\circ}\text{E}$ 付近に正のOHCアノマリが発生し $150^{\circ}\text{W}$ にまで達していますが、風応力のアノマリをみると、OHCアノマリが発生域で西向きのアノマリ（西風バースト）が存在しているのがわかります。これをきっかけとして $170^{\circ}\text{W}$ より東では正のアノマリ、西では負のアノマリとなり、エルニーニョの成熟期へ移っています。1986年8月から1987年3月には、 $150^{\circ}\text{W}$ 付近を中心に正のOHCアノマリが生じ、東進しています。第11図をみると、この間、 $150^{\circ}\text{E}$ から $150^{\circ}\text{W}$ で西風のアノマリが卓越し、OHCの正のアノマリが発生域が下層の風の収束域に対応していることがわかります。この西風アノマリの卓越する期間に赤道での熱容量は全体として減少し、1988年2月に西風アノマリの消滅とともにエルニーニョは終息しています。

1988年2月からは $150^{\circ}\text{W}$ より西で東風が強くなります。その結果、日付変更線より西では暖水が蓄積されていきます。東側ではエルニーニョ期とは逆にケルビン波的なOHCの負のアノマリが東進がみられます。この1か月程度の時間スケールを持つOHCの負のアノマリが発生域はエルニーニョ期とは逆に下層の風の発散域になっています。1989年5月に東風アノマリが弱まり、その中心が $160^{\circ}\text{E}$ に移るのにもともない赤道太平洋ではほぼ全域で正のアノマリとなり（第8図）、ラニーニャの終息となります。

次のエルニーニョ発生への契機と考えられるのは、1990年2月に $170^{\circ}\text{E}$ 付近に現われた強い西風アノマリによる暖水の東進です。ここでのOHCの正のアノマリの東進は $100^{\circ}\text{W}$ にまで達する勢いで、西太平洋の暖水が解放されていますが、東太平洋での海面水温はそれほど上昇せずエルニーニョ発生には至りませんでした。1991年のエルニーニョのきっかけとなったのは3月に $150^{\circ}\text{E}$ 付近に現われ $150^{\circ}\text{W}$ 付近まで東進したOHCアノマリのように見受けられます。第11図をみると同じ3月、 $140^{\circ}\text{E}$ を中心に西風バーストの存在を見つけることができます。OHCあるいは風応力でみたとき、'90年と異なるのは'91年の秋（9月）には $160^{\circ}\text{E}$ 付近に西風バーストがあり、これにともなうOHCアノマリの東進が $90^{\circ}\text{W}$ にまで達し、これ以降も西風アノマリによる正のOHCアノマリの東進がみられることです。エルニーニョが発生した1991年と発生しなかった1990年の違いについてはOHCと海面水温の関係や海面水温と大気循環の関係など、もっと総合的に考えていく必要があるでしょう。

この時期以降エルニーニョの成熟期になりますが $150^{\circ}\text{W}$ でみると1991年10、12月、1992年2、4月と、OHCアノマリの東進に比較的規則正しい60日程度の周期性が認められます。これは、大気の50–60日周期にともなう西風アノマリに対する海洋の応答と考えられますが、実際の観測

によりこの様な 60 日程度の変動が存在するといわれるようになったのは W C R P や T O G A の計画のもとに赤道域での海洋観測が強化された最近のことです。

## 6. おわりに

ここでは、大気海洋結合モデルの開発の一貫として開発している海洋大循環モデルを使った、海洋データ同化システムを中心に述べました。海洋のデータ同化は、ひとつにはこれからの大気海洋結合モデルでの予報に向けて、よりよい初期値づくりを目指すものです。これと同時に、精度の向上著しい大気の 4 次元データ同化システムから得られるデータと海洋モデルの力学を使うことにより、数少ない海洋観測データを有効に利用し、海洋の状態を合理的に推測する可能と成り得ます。エルニーニョ現象に代表される様な大気海洋相互作用によってもたらされる気候の変化の監視のためには、海洋表層の状態を常時把握しておく必要があります。しかし、観測データのみで得られる海洋表層情報は乏しく、時間的、空間的な解像度も充分とはいえません。ここで示した海洋データのモデルへの同化実験によれば同化の手段は有効で、エルニーニョのオンセット現象などの気候監視に利するものと判断されます。観測技術の進歩によって海流の情報や衛星観測による海面高度場情報など、利用できるデータの種類は増加する傾向にあります。これらのデータをモデルに同化し、よりいっそうの精度向上を図ることがこれからの課題となります。

これからの開発目標である短期気候変動予測のための大気海洋結合モデルは、大気、海洋各々のシステムの時間平均場を現実的に表現できる能力だけでなく、季節サイクルをも含めた変動成分の再現能力を要求されるものです。しかも、これらは大気海洋両者とも観測された境界条件を用いずに達成されなければならないという極めて厳しい条件にあります。ここで述べた海洋モデルを大気数値予報モデルと結合したモデル（「空海」と名付けた）の開発も進めていますが、「空海」は船出したばかりでその性能にはまだ種々の問題があり、現実の予測にはまだ遠い道程があります。エルニーニョ予報への希望の灯は、Cane & Zebiak (1986) や Latif (1990) らの海面水温アノマリに対する予報の成功で、灯り始めたばかりです。

## 参 考 文 献

- Cane, M. A. and Zebiak, S. E. : 1986, Prediction of El Niño events using a physical model, Atmosphere and Oceanic Variability, H. Cattle, Ed., Royal Meteorological Society, 153 - 181.
- 岩崎俊樹, 他 : 1992, 気象庁全球モデルによる 1 年積分の解析, グロースベッター 29, 45-52.
- Latif, M. and Flugel, M. and Xu, J. : 1990, An Investigation of Short Range Climate Predictability in the Tropical Pacific, Max - Planck - Institut für Meteorologie, Report No. 22.

杉 正人 : 1992, SST 実験により何がわかったか。—大気海洋結合モデルによる長期予報の展望,  
グロースベッター 29, 53-59。

Wyrski, K. : 1985, Water Displacements in the Pacific and the Genesis of Geophysical Research. Vol.90, No.C4, 7129-7132.



## カスピ海の水位変動について

森 広 道\*

### 1. はじめに

旧ソ連においては、ユーラシア大陸における気候変化の一つのシグナルとして、カスピ海とアラール海の水位変動の実況監視を行っている。そのデータが、旧ソ連の科学技術誌“気象と水文”1991年6月号から、毎月の気象概況欄に掲載されるようになった。本稿で示すデータは、全地球的な気候変化のなかの僅か一つのデータにすぎないが、ユーラシア大陸だけではなく、他領域の気候変化との関連からも参考になると思われるので一部紹介する。

### 2. 水位変動の全般的な特徴

カスピ海は、琵琶湖の約550倍の面積をもつ世界最大の湖で、最大水深995 mは琵琶湖の約10倍である。カスピ海へはウラル川・エンバ川等のいくつかの河川からの流入もあるが、流入量の大半は東ヨーロッパ平原中央部から流れるヴォルガ河に依存している（第1図）。

カスピ海の湖面は海面より28 m低く、その塩分濃度はカスピ海に流入するヴォルガ河等の淡水の影響で、平均海水の3分の1程度となっている。しかし、カスピ海の東に位置するカラ・ボガス・ゴル湾では、これに流入する河川はなく塩分濃度はカスピ海よりはるかに高い。

地質学的推定によると、今から約2000年前の水位は現在より15 m程度高かった。この高い水位は次第に低下していき、5～6世紀頃は現在よりも3 m程度低くなった。その後、水位は次第に上昇し14世紀頃には約10 m程度高くなった。

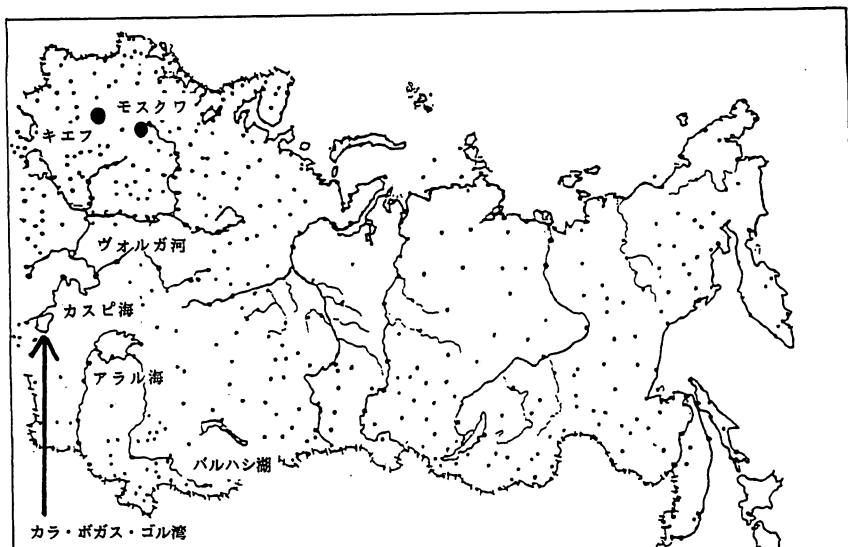
1830年よりカスピ海の正確な水位観測が始まった。その実測値によると、ヴォルガ河の水を灌がい用水に利用するなどの人為的要因が影響し、1830年から1930年までの100年間は約1 m程度の緩やかな水位の低下であったが、1930年から1970年の40年間は約3 mの低下となった。特に、1929年から1956年にかけて2.4 mも低下したため、浅瀬の多い北部の旧ソ連領を中心に漁村が内陸に取り残されたり、港が使えなくなり社会問題化した。この低下は1977年を境にして上昇に転じ、現在まで水位の上昇が続いている。

### 3. 水位上昇の原因

カザフ共和国周辺にある、アラール海・バルハシ湖（第1図参照）・イシクリ湖（バルハシ湖の南の湖）の水位は近年急速に低下してきている。例えば、アラール海の面積は1960年代はじめ6万6千km<sup>2</sup>あったが現在はその3分の1が減り、水位は13 m低下した。また、最近10年間にバルハシ湖の水位は2 m下がり、イシクリ湖も3 m低下した。

---

\* 大阪管区気象台技術部予報課天気相談所



第1図 カスピ海周辺の地形図。黒丸は主要な水文気象観測所を示している。

このように、現在カスピ海周辺の地域が干ばつ傾向により水位が大きく低下しているという事実とは反対に、カスピ海では上昇傾向をたどっている。この上昇の原因については今のところはっきりとしたことはわかっていないが、農業用水・飲料水等の人為的要因によるヴォルガ河からの流入量の減少を打ち消すような大気現象が、カスピ海周辺で生じていると考えられる。

水位上昇の原因として、一般的に次の4つが挙げられる。①湖底の上昇、②雪解け水の増水、③ヴォルガ河の水量の意図的操作、④1990年のイラン地震等、周辺地域での地震の影響である。

昨年（1991年8月）、カスピ海とアラル海等での水位変動の相違を、旧ソ連国家水文気象委員会とソ連水文気象センターで質問する機会があった。国家水文気象委員会予報部長のトレイニン・ビクトル・アレクサンドロビッチ氏と水文気象センター長のアレクサンドル・アレクサンドロビッチ・バッシーリエフ氏はともに上記の上昇原因のうち②を主張された。

つまり、「カスピ海の水位上昇は、ユーラシア大陸での80年代に入ってから的高温、特に冬季のヨーロッパロシアにおける気温の上昇によりその地域の融雪量が増加した。このとき、夏季の気温上昇の影響は少ない。増加した融雪量・雪解け水がヴォルガ河を通過してカスピ海に流入した結果、水位が上昇している。これに対して、カザフ共和国周辺では、例えばアラル海の場合、北方には河川はなく、南方にあるアムダリア・シルダリアという2大河川は中央アジア山岳地帯に流れている。」という説明であった（写真1、写真2）。

続いて、旧ソ連国家水文気象委員会予報部長のカスピ海の水位変動に関する論文（参考文献）からその要旨を紹介する。

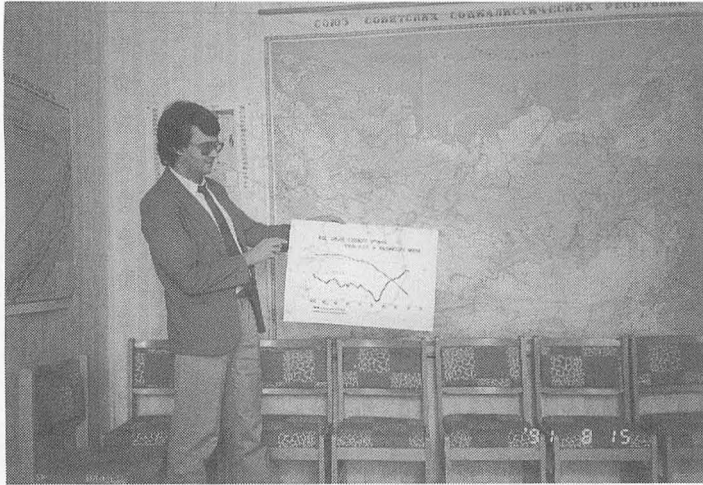


写真1 カスピ海とアラル海の水位変動について説明をする旧ソ連国家水文気象委員会予報部長。手元のグラフは写真2へ。



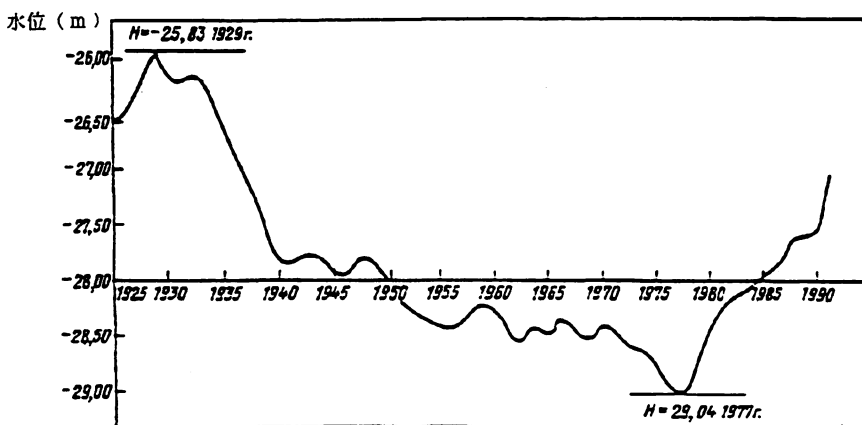
写真2 カスピ海とアラル海の水位変動の経年変化図。

#### 4. 近年のカスピ海を取り巻く状況

カスピ海の水位変動については長期的な変動が調べられてきた。過去200年間の水位変動は4.5 mに達し、このうち最大は1804～1805年で、最小は1977年であった。

1930年から1977年まで水位は低下し、この低下は3 m以上に達した。1978年から現在まで、カスピ海の水位は第2図のように上昇している。1990年の平均水位は-27.57 m（海面を基準としている）で、これは1977年の水位よりも1.5 m高い。

1978年から1991年の水位上昇の主要な原因は、カスピ海への流入量の増加にある。1970年から1977年にかけての水位低下時には、カスピ海への平均流入量が年間240 km<sup>3</sup>であったのに対して、1978～1990年の水位上昇時には年間307 km<sup>3</sup>となった。しかも、1980年にカラ・ボガス・ゴル湾を堰止めたことも、カスピ海の水位を上げるのに寄与した。この影響で年間3～4 cm、1980～1990年の10年間で約35 cmの水位上昇があったと計算された。



第2図 カスピ海の水位変動の経年変化図。1929年の $-25.83 \text{ cm}$ と1977年の $-29.04 \text{ cm}$ が、それぞれ今期間中の最大値と最小値である。

カスピ海における水バランス計算では、1970～1977年の流入量（河川等からの流入量，地下水の流入量，流域での降水量）と流出量（蒸発量，カラ・ボガス・ゴル湾への流出量）から推算し，年平均水位は約 $-14 \text{ cm}$ となった。一方，1979～1990年には年平均約 $+14 \text{ cm}$ であった。

このような，カスピ海の水バランスの多年平均値を旧ソ連国家海洋大学と同水文大学が計算し，以下のような結論を得た。その結論を表に示す。これによると，1970～1977年の海面水位の急激な低下はカスピ海への流入量の減少と，湖面からの蒸発量の増加に原因があることがわかる。1978年からは，カスピ海への地表面流入量は急激に増加し，1990年は全観測期間で2番目の多さとなった。1978～1990年の平均では，年間 $52 \text{ km}^3$ の流入量があり，それはカスピ海の蒸発量とカラ・ボガス・ゴル湾への流出量より大きく，年間約 $14 \text{ cm}$ の水位を上昇させることとなった。

70年代の平均では，カラ・ボガス・ゴル湾へのカスピ海水の流出の結果，水位は $1 \sim 2 \text{ cm}$ 低下した。同湾は1980年にカスピ海から切り離された（堰止められた）。その結果は反対に $3 \sim 4 \text{ cm}$ の水位上昇を促すこととなった。同湾による1980～1990年の10年間の $30 \sim 40 \text{ cm}$ の水位上昇は，現在のカスピ海の水位上昇の約 $24 \%$ に相当する。

現在，カスピ海流域の河川からの流入量は人工貯水池等により制限され，それはカスピ海の水位上昇の速度を数 $\text{cm}$ 下げたが，気候変化に起因する水位変動と対比することはできない。

同様に，海面水位は顕著な年内変動を伴っている。一般的には最大は7～8月，最小は12～1月である。水位の季節変化は平均で $20 \sim 40 \text{ cm}$ になる。しかし，1990年にはカスピ海の水位はヴォルガ河への流入量の増大により，7月に最大に達した水位は12月にかけて僅か $7 \text{ cm}$ しか低下しなかった。このことから，1991年の急激な水位上昇が説明できる。特に，1991年の春にヴォルガ河の河川の氾濫と増水があった。1991年7月には海面水位は $-26.98 \text{ m}$ に達し，1990年6月より

も 0.5 m 高くなった。

また、近年のカスピ海の水位上昇には強風の効果による水位上昇も加わり、海岸の水位が著しく高くなっている。その結果、カスピ海の北部では多くの被害が発生している。北部でのカスピ海の水位はすでに 1.0～1.5 m 上昇しており、沿岸の地域では 30～40 km の距離まで水が浸水してきている。特に、カスピ海の北東部においては水文気象観測網の密度が充分ではなく、そのことが強風による海岸の水位上昇の予測を困難なものとしている。

1991 年 6 月 3～5 日、ゲーリエフ（カザフ共和国南西部でカスピ海北部の都市）でカスピ海の問題に関する全ソ会議が開催された。旧ソ連水文気象センターの学者、専門家・科学アカデミー・その他の政府関係機関・カスピ海周辺地域の国民経済組織の指導者が会議に参加した。会議では、海面水位上昇の原因の解析と今後の変動予測、沿岸周辺地域の保護についての提起が行われた。

一方、1991 年にアゼルバイジャン・トルクメン・カザフスタンの各政府は、急激なカスピ海の水位上昇の防止に関して、緊急援助供与の約束を旧ソ連政府に求めた。旧ソ連政府経済予測担当大臣は、複合的に差し迫ったカスピ海の水位上昇について、まず住民居住地・採油場・農業適地等の保護について、緊急援助が必要なことを強調した。

ここで重要で複雑な問題は、カスピ海の水位の長期変動予測の研究にある。その予測に対する責任は旧ソ連科学アカデミーにあるが、多くの研究者は現在の科学レベルでは 5～10 年の変動予測

期 間	水位(H) 海面基準	流 量	降水量	蒸発量	カラ・ボガス・ ゴル湾への流量	$\Sigma$
1900—1929	—26.18	332	70	389	21.8	—5.7
		82.5	17.3	96.7	5.4	—1.4
1930—1941	—26.80	269	73	395	12.4	—61.7
		68.3	18.5	100.4	3.2	—15.7
1942—1969	—28.18	285	74	356	10.6	—3.4
		77.3	20.0	96.4	2.9	—0.9
1970—1977	—28.64	240	88	375	7.1	—49.9
		66.6	24.3	103.9	2.0	—13.6
1978—1990	—28.08	307	86	343	1.8	52.2
		82.1	23.0	91.8	0.6	13.9

表 カスピ海の水バランス計算による各年の平均値。各年の変化量を上段 (km<sup>3</sup>) と下段 (cm) で表している。ここで、カスピ海の地下水量は年間 40 km<sup>3</sup> に一定している。また、1980—1984 年のカラ・ボガス・ゴル湾へのカスピ海の流出量は、同湾がカスピ海から堰止められたためにデータはないが、1985 年からは年間約 1.6 km<sup>3</sup> である。

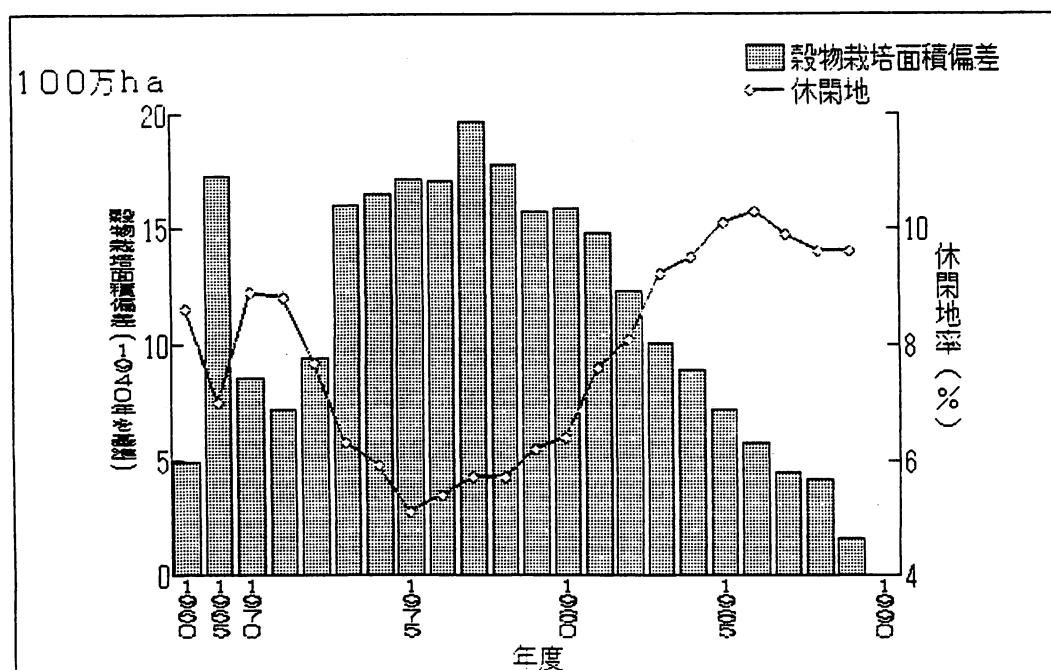
をすることはできない、と主張している。実際には、カスピ海の水位予測の問題は気温・降水量・雲量等の水文気象要因の超長期予測を行うことに帰するが、我々のところでも海外でも長期予測の範囲は最大でも3～6ヶ月である、ということである。

## 5. 実際の経済活動への影響

カスピ海の水位上昇は旧ソ連領だけではなく、周辺地域の経済活動に深刻な影響を及ぼしてきている。先に述べた湖北の都市での浸水等もあるが、湖南にあるイランでも深刻のようである。

イランからの報道によると、カスピ海の水位上昇は13年前に始まり、年間13～15 cm ずつ水位が上昇している。これまでに2 m 近くも湖面が高くなった。この一年間（1991年度）は特に上昇の度合が著しく、住宅が浸水したり、世界の珍味キャビアの生産施設に水が迫ったりしている、ということである（1991.7.16 朝日新聞）。

水位の上昇が特に冬季の気温の上昇にあるのなら、当然ユーラシア大陸での積雪面積も関与しているはずである。月平均雪氷面積の12ヶ月移動平均（Matson and Wiesnet, 1981・Matson, 1984）をみると、確かに水位変動にはほぼ一致して1977年を極大のピークにその後減少していることがわかる。



第3図 1940年を基準としたときの穀物栽培面積偏差と休閑地率の経年変化図。

積雪面積は、旧ソ連の経済活動のなかでも特に農業生産量に直接影響している。これまでの解析によると、積雪面積が多いとその年の穀物生産量は増加した。これは、積雪面積が多いと融雪が遅れ、土壌の乾燥化が遅れ、その結果蒸発が増えて降水量が増加してくることによる。旧ソ連の場合は、そのことが夏季における干ばつによる水不足を補う作用に働く。一方、積雪面積が少ないと“ウインター・キル（寒凍害）”の影響を受けやすくなり、生産量は減少するということに思われる。

各年度の穀物生産量もカスピ海の水位変動にほぼ一致するように、1978年以降の停滞が顕著となった。このような農業停滞に対して、旧ソ連政府は栽培面積を少なくし、休耕地を増やすことにより単収を上げようとした（第3図）。第3図は、国民経済統計年鑑より1940年を基準としたときの穀物栽培面積偏差と休耕地率である。1977年を最大のピークにその後1990年にかけて減少している。これは、ほぼ水位変動の図（第2図）に一致している。

旧ソ連のデータによると、近年のカスピ海周辺あるいはヨーロッパロシアでの気温の上昇はカスピ海の水位を上げており、そのことは積雪面積の減少につながっているようである。したがって、ユーラシア大陸での気候変化（その一つの指標としてカスピ海の水位変動）の影響は、間接的に農業生産量の停滞となって現れているようである。

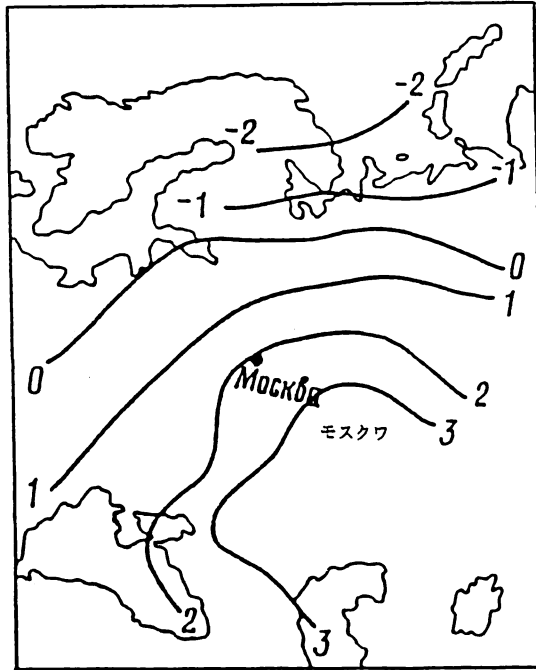
## 6. 気候条件

第4図には、1957～1987年の冬季（12月から2月）3ヶ月間のヨーロッパロシアにおける地上気温偏差図の第一主成分を示す。これは、大気の流れを南北流型や東西流型等に分類したとき、その約7割を占めた東西流型の気温偏差図である。

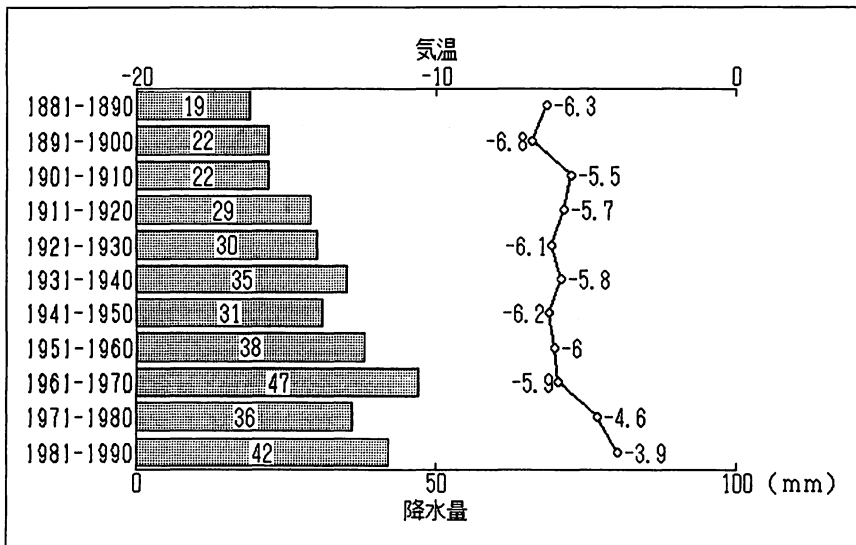
カスピ海周辺の地域で2～3℃の偏差が顕著である。80年代に入ってからユーラシア大陸における持続的な高温、特に、冬季に特徴づけられる気候変化が、カスピ海の水位変動に現れていることが旧ソ連の解析からわかる（高温→積雪面積小→雪解け水の増加→水位上昇）。

ヨーロッパロシアの気温と降水量の変化を気象庁の気候系監視報告・技術報告等で調べた。第5図は、モスクワ・キエフ・レニングラードの3地点の冬季（12月から2月）平均気温と降水量を、10年ごとに求めたものである。このとき、欠足月は無視して平均化している。これによると、70年代から80年代にかけての気温上昇は顕著であるが、降水量についてはそれほど顕著ではない。このことは、上述の表とも一致している。気温の上昇は降水量の増大に直接対応していないが積雪面積への影響は強く、その結果が雪解け水の増加となっていると考えられる。

最後に、今後カスピ海の水位がどのように変化するのか、ということに関して三つの解析結果を紹介する。第6図はM. I. プディコの予想から、1951～1980年を平年値としたときの1995～2005年の地上気温偏差の時系列である。1は気温の年平均値、2は同5年移動平均値、3は予測の中間値、4は予測の50%有意な幅で、北半球は上段である。

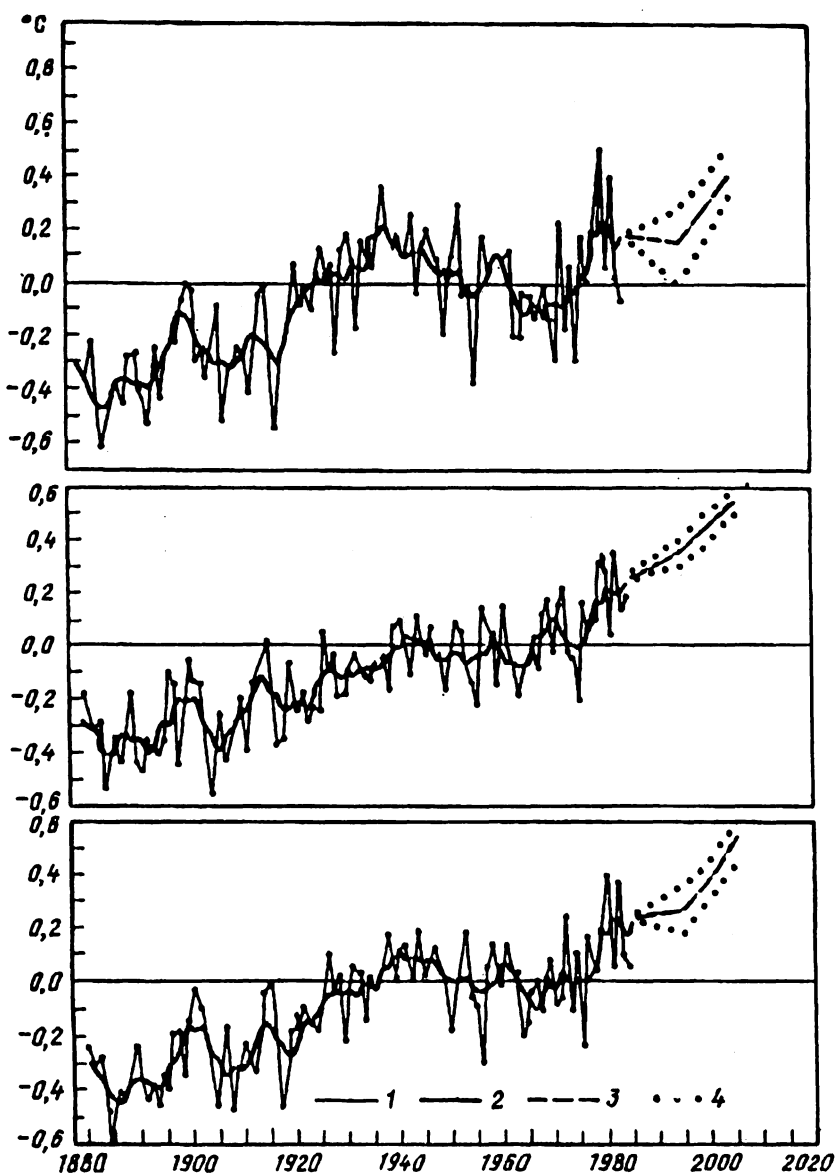


第4図 冬季の循環場で68%を占めた東西流型の地上気温偏差図(1957~1987年)。



第5図 モスクワ・キエフ・レニングラード3地点での冬季平均気温と平均降水量変化図。





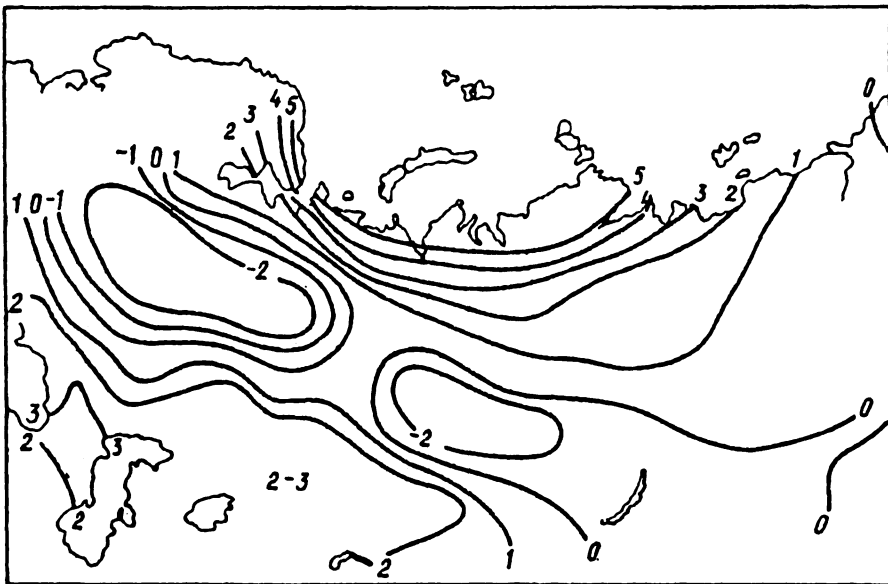
第 6 図 1951～1980 年を平均値としたときの、1995～2005 年の地上気温偏差の時系列。上図より、北半球・南半球・全球をそれぞれ示す (M. I. プディコの予想から)。

第6図によると、1990年末にかけて北半球全体の気温はやや低下するが、その後2005年にかけては上昇することが予想されている。

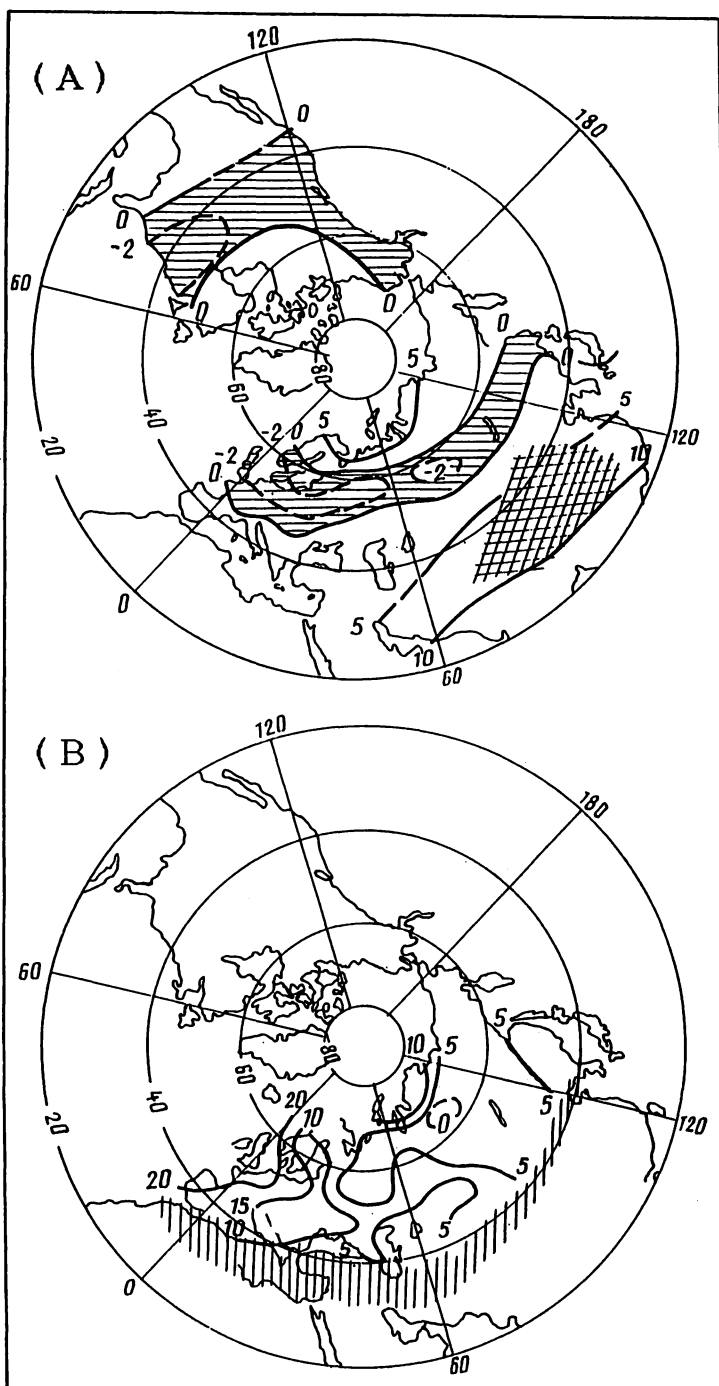
このような気温変化が水量にどのように影響するのかに関しては、第7図にK. R. プニコーバの予想を示す。これは、2000～2010年の地球平均気温が現在よりも約1℃上昇したときの、同時期の旧ソ連領の河川の年平均水量の変化図である。

また、第8図には同K. R. プニコーバとN. A. レメシコの年平均水量の解析結果を示す。これは将来の温暖化に伴って地球平均気温が1～2℃上昇したときの見積りである。解析には古気候資料より二つの暖かかった時代が用いられた。一つは地球の平均気温が現在よりも1℃高かった完新生の気候最適期（A：今から5～6千年前）であり、一つは地球の平均気温が現在よりも2℃高かった最後の間氷期であるミクリンスク間氷期（B：今から12万5千年以上前）である。

第7図には第8図の解析結果が参考にされていると思われるが、これらより、気温の上昇が水量の増大となるのは高緯度と穀倉地帯のようである。旧ソ連領の中央部は東西に水量が減少することが予想されている。



第7図 地球平均気温が現在より1℃上昇したときの、旧ソ連領の河川の年平均水量変化図（単位はcm）。



第8図 地球平均気温が1～2℃上昇したときの、年平均水量の変化図。  
(A)は完新世の気候最適期で、(B)はミクリンスク間氷期をそれぞれ示す。

## 7. おわりに

旧ソ連において、カスピ海の水位変動は重大な社会問題となっている。その一端を本稿で紹介した。また、最後には旧ソ連の長期予測の解析結果も紹介した。これらが今後の研究の参考になればと思う。

なお、1992年5月1日付け“セーリスカヤ・ジーズン”紙によると、この冬ヨーロッパロシアでは平年気温より1.8℃高く、中央黒土地帯では4～6℃も高くなった。ヴォルガ河の支流でアゾフ海に注ぐドン河では、春先の増水は最近100年間で最も厳しいものであった、ということである。

## 謝 辞

本紹介は、1992年6月の気象学会関西支部年会で発表した内容を修正・加筆したものです。紹介に際しては、大阪管区气象台予報課熊井主任予報官には原稿の校正と有益な助言をいただきました。この場を借りて感謝致します。

## 参 考 文 献

В. А. Тренин, 1991: 06 изменении уровня Каспия, МЕТЕОРОЛОГИЯ И ГИДРОЛОГИЯ, 1991. NO.11, 123-125.

## 編集後記

1991/1992年エルニーニョも無事(?)終わり、1992/1993年の冬は久しぶりに並冬の長期予報が出ていますが、果してどうなりますか(本号が出版される頃は結果が出ていると思われますがいかがでしょうか)。

予定よりずいぶん発行が遅れてご迷惑をおかけしましたが、やっとグロスベッター第31巻第1号ができあがりました。今回は、気象庁数値予報課の吉川さんらによる海洋データ同化についてと、大阪管区気象台の森さんによるカスピ海の水位変動の話題です。数値予報モデルによるエルニーニョ予報のための第一歩として、また、気候系の監視のための手段として海洋データの同化は重要なものです。既にCAC(気候解析センター、アメリカ NOAA)のブリチンには、同化システムにより得られたヒートコンテンツ等の図表が多数掲載されており、日本でのこの試みが早く実用化されることが望まれます。また、カスピ海の水位の変動はそれ自体付近の住民にとっては深刻な問題であり、また人間活動の結果も無視できないかもしれませんが、気候変動に関心を持つものにとっても、カスピ海の大きさが10年スケールぐらいの気候の変動を見るのに適当な大きさのようで興味深いものがあります。

本号は都合により、ページ数は薄い号(中身は濃い)になってしまいましたが、2号はその文厚くしたい(当然中身も濃く)と思っています。皆様のご投稿をお待ちしております。投稿される方は下記の要領で原稿をお送り下さい。(高野)

### グロスベッター投稿要領

内容：長期予報，大気大循環，気候変動等に関する論文，文献紹介，会議報告など。

(当誌はL/Fグループが発行する研究会誌です。まとまった調査・研究結果をお持ちの方は気軽に投稿下さい。)

送付先：〒100 東京都千代田区大手町1-3-4 気象庁長期予報課内 LFグループ事務局

注：ワープロで原稿を作成される場合にはA4に縦置き横書きで44字×33行で作成していただくと、編集作業が楽になり助かります。

---

### 平成4年度グロスベッター役員

(筑波大学) 安成 哲三 (気象研究所) 佐藤 康夫

(気象庁長期予報課) 酒井 重典 小沢 芳郎 馬淵 和雄 高野 清治(庶務担当)

川真田正弘 小島 直美 石原 洋(会計担当)