

熱帯低気圧をとりまく3次元風場の解析

邊田有理江・光田 寧

AN ANALYSIS OF THREE-DIMENSIONAL WIND FIELDS SURROUNDING TROPICAL CYCLONES

By Yurie HETA and Yasushi MITSUTA

Synopsis

A method to analyze the three-dimensional wind fields over the equatorial Pacific region is developed improving the MATHEW model by Sherman¹⁾ for the calculations of wind fields over the complex terrain. This model are theoretically based on Sasaki's variational methods²⁾. The wind fields, which satisfy the continuity equation with minimum difference between observational and adjusted wind, are provided by this model. In the present analysis, P* coordinate is introduced for the vertical coordinate dealing with the whole troposphere and avoiding the complexity of lower boundary conditions.

The three dimensional wind fields over equatorial Pacific for July, 1980 are calculated in this study, and they are compared with the previous analysis³⁾⁴⁾⁵⁾ for the same month but two dimensional at 850 mb and 200 mb levels.

1. は じ め に

熱帯低気圧の発生域は観測点の少ない太平洋上にあるためその解析は特別観測等によるものに限られていた。しかし近年、気象衛星等の発達により新たなデータが海洋上でも得られるようになった⁶⁾。風場については、気象衛星から絹雲や積雲を追跡することで得られる衛星風ベクトルにより対流圏上層(200 mb)及び下層(850 mb)の風のデータが得られるようになった。こうしたデータをもとに、対流圏の上層及び下層の風場について、内外挿し、2次元 MASCON モデルを用いた補正により熱帯域の解析を行ってきたが³⁾⁴⁾⁵⁾、今回は3次元 MASCON モデルを用いて、熱帯域の対流圏全層で質量保存則をみたす3次元の風場の解析を行った。

熱帯域の風場の解析には FGGE 以降急速に改善されつつある ECMWF 等の客観解析データが使われることが多い⁷⁾が、こうしたデータは用いたモデルに依存した結果が得られる可能性がある。衛星風とゾンデの風データのみから、3次元 MASCON を用いて3次元風場を得ることで、観測データのみに依存した場を比較的簡単に得ることが出来る。本研究では、熱帯の3次元風場を得るために Sherman¹⁾ の MATHEW (mass-adjusted three-dimensional wind field) モデルを改良して用いた。その経過及び、そのモデルを用いた1980年7月の解析結果を、他の客観解析データとの比較を含めて以下に述べる。

2. 3次元 MASCON モデルについて

MASCON モデルとは, Sasaki (1979)²⁾ により提案された変分最小自乗法を応用した気流計算モデルであり, Mass Consistent Atmospheric Flux Model より名付けられている。この手法は Dickerson⁸⁾ がサンフランシスコの光化学汚染解析のため2次元で用い, Sherman¹⁾ が3次元風場について応用した。Sherman のモデルは MATHEW (mass-adjusted three dimensional wind field) モデルと名付けられており, 比較的小さな領域(水平距離 100 km以下, 高さ 2 km以下)の複雑地形上の気流を計算するものである。簡単化のため大気密度一定を仮定しており, 鉛直座標は Z 系(m)を用いている。

本解析では熱帯の広い領域について対流圏全層の3次元の風場を計算するために, この MATHEW モデルをもとにいくつかの改良を行った。まず第一に大気密度変化を考慮し, 下部境界条件を簡単にするため, P^* 系を導入した。

$$P^* = \begin{cases} \frac{P_0 - P_m}{P_m - P_s} * (P_m - P) + P_m & (P > P_m) \\ P & (P \leq P_m) \end{cases} \dots\dots\dots (1)$$

ここで P_0 は海水面気圧, P_s は山の上の気圧, P_m は地形の影響を考える層の気圧である。Fig. 1 に座標系の概略図を示す。この座標系を用いることで, 対流圏全層を簡単に扱え, 地形がそれほど複雑でない熱帯域での地表面の境界条件を簡単に行うことができる。地形については次のような熱帯の気候値 (15 N)⁹⁾ をもとに山の高さを気圧に変換して与えた。

$$P_s = 1016.07 (\exp(-0.11746 * Z_s) - 1) + P_0 (\text{hPa}) \dots\dots\dots (2)$$

MASCON モデルでは物理的拘束条件として連続の式を厳密にみたすという条件(強い拘束条件)のもと, その極値解が観測と解析の変数間の差の分散を最小にするような関数を変分法を用いて決定する。本解析に用いた P^* 系の汎関数は

$$E(u, v, \omega, \lambda) = \int_V [\gamma(P^*) \{ \alpha_1^2 (u - \bar{u})^2 + \alpha_1^2 (v - \bar{v})^2 + \alpha_2^2 (\omega - \bar{\omega})^2 \} + \lambda \{ \partial \lambda / \partial x + \partial \lambda / \partial y + \partial \lambda / \partial P^* \}] dx dy dP^* \dots\dots\dots (3)$$

ここで, x, y は水平距離, u, v は x, y 方向の補正風, ω は補正した鉛直 P 速度, $\bar{u}, \bar{v}, \bar{\omega}$ は対応する観測値, λ はラグランジュ乗数, α_1 は水平方向の α_2 は鉛直方向のガウスの精度係数, $\gamma(P^*)$ は鉛直の層による重みである。

この関数を最小にする Euler-Lagrange 方程式は

$$\begin{aligned} u &= \bar{u} + \frac{1}{2\alpha_1^2 \gamma} \frac{\partial \lambda}{\partial x} \\ v &= \bar{v} + \frac{1}{2\alpha_1^2 \gamma} \frac{\partial \lambda}{\partial y} \dots\dots\dots (4) \\ \omega &= \bar{\omega} + \frac{1}{2\alpha_2^2 \gamma} \frac{\partial \lambda}{\partial P^*} \end{aligned}$$

連続の式

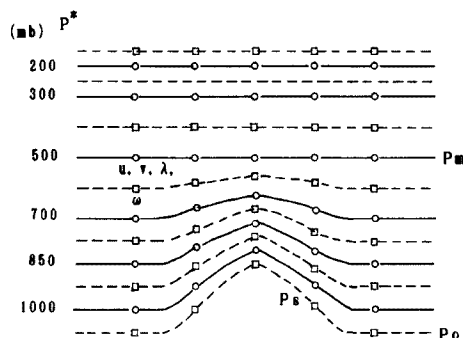


Fig. 1. Vertical grid structure of the model. Solid lines show main levels (○- u, v, λ and □- ω).

$$\partial u / \partial x + \partial v / \partial y + \partial \omega / \partial P^* = 0 \quad \dots\dots\dots (5)$$

に代入すれば、 λ の方程式が得られる。

$$\partial^2 \lambda / \partial x^2 + \partial^2 \lambda / \partial y^2 + (a_1/a_2)^2 \partial^2 \lambda / \partial P^{*2} + 2\alpha_1^2 \gamma (\partial \bar{u} / \partial x + \partial \bar{v} / \partial y + \partial \bar{\omega} / \partial P^*) = 0 \quad \dots\dots\dots (6)$$

これを側面は $\lambda = 0$ の flow through, 地表面は $\omega = 0$ すなわち no-flow through の境界条件のもとに解く。

今回は、緯度経度 1° メッシュ、鉛直6層 (1000 mb, 850 mb, 700 mb, 500 mb, 300 mb, 200 mb) の格子点での風 u , v , ω を 120 E ~ 120 W, 30 S ~ 30 N の領域 (Fig. 2) で計算した。Fig. 3 に観測データの分布例を示す。850 mb, 200 mb は、衛星風データがあるため、比較的多くのデータがほぼ全域に存在するが、それ以外の層では、ゾンデのための、特に南半球や赤道域にデータが少ない。半径 10° 以内に一つもデータの存在しない領域は、日によっては、850 mb や 200 mb でもみられることがあった。MASCON による補正を行う前にまず内外挿により格子点のデータを求めなければならない。よりよい場を求めるにはこの内挿の際まず、データのチェックを行う必要がある。とりあえず、下層 (1000 mb ~ 700 mb) では 35 m/s 以上、それより上層では 50 m/s をこえるデータは削除した。これにより、ほとんどの誤データは取り除けるが、さらにデータをプロットしてみることで、おかしなデータを主観的に取り除いた。こうしたチェックの後に Dickerson (1978)⁸⁾ に従

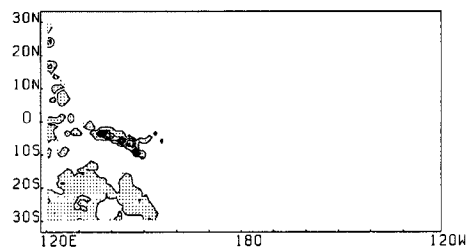


Fig. 2. Topography of the analyzed region.

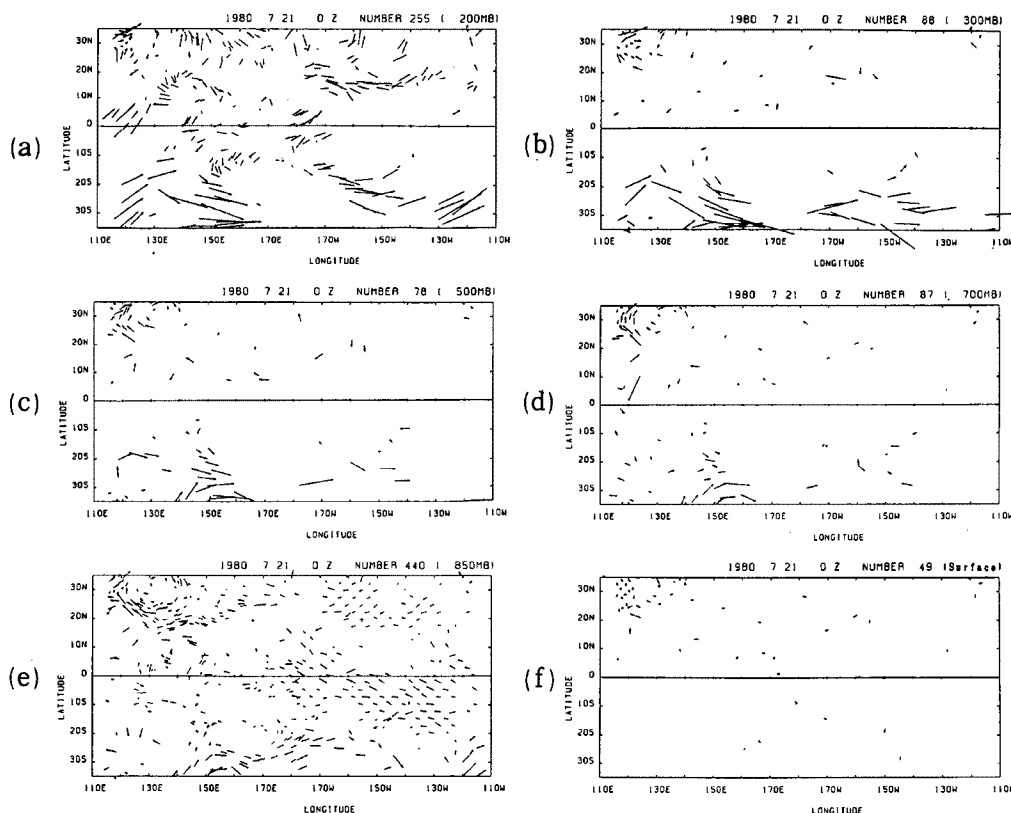


Fig. 3. Distribution of observational wind data at (a)200mb, (b)300mb, (c)500mb, (d)700mb, (e)850mb and (f)1000mb levels at OZ on 21 July, 1980.

い次式で内挿を行った。

$$V_i = \sum_{j=1}^N V_{ij} \text{Sexp}(-\beta r_j^2) / \sum_{j=1}^N \text{Sexp}(-\beta r_j^2) \quad (7)$$

V_i はある格子点の風の u か v 成分, V_{ij} はその格子点に j 番目に近い観測風の u, v 成分, N は内挿に用いた観測点数, β は水平方向の重み, r_j は格子点と観測点の距離である。 S は観測の種類による重みであり, ゾンデと衛星風では精度に違いがあるためそれを考慮にいった。地形の影響を考える 700 mb 以下で 3 次元内挿, それより上層で 2 次元内挿を行った。3 次元内挿では, 鉛直方向と水平方向で異質であるため, 鉛直の重み W_z をかけ, 距離 r を計算した。

$$r_j^2 = (x - \bar{x}_0)^2 + (y - \bar{y}_0)^2 + (p - \bar{p}_0)^2 * W_z^2 \quad (8)$$

ここで x, y, p は格子点の位置, $\bar{x}_0, \bar{y}_0, \bar{p}_0$ は観測点の位置である。 ω の観測値は得られないので, 初期値として 0 を与えた。そうして得られた ω を再び初期値に用いて MASCON による補正を数回行った結果, ほとんど変わらない値が得られることが確かめられた。

ここにあげた内挿及び補正法を実行する際にはいくつかのパラメータをあらかじめ決定しなければならない。そのあるものは結果に大きく影響する。次章にそれらを決めた際の経過等を述べる。

3. 種々のパラメータの設定

3.1 内挿パラメータ

内挿に用いる観測点数 $N = 5$, 水平方向の重み $\beta = 10^{-12}$ を前回の 2 次元の解析³⁾⁴⁾⁵⁾に引き続き, 用いた。これらは得られた内挿場が, パッチ状になりすぎず, 滑らかになるように定められた。また新たに導入したデータの種類による重み S は, ゾンデ:衛星風 = 10:9 になるように与えた。これによりほぼ同距離に両方のデータがあった際, ゾンデのデータをより反映した風を計算する。この比をいろいろと値をかえて検討したが, 大きな違いは見られなかった。このパラメータより, むしろデータのチェックの方が結果に大きな影響を及ぼした。

ところで下層における 3 次元内挿の際の鉛直方向の重み W_z を変えると, 特に 1000 mb, 700 mb などデータの少ない層で場が大きく変化した。すなわち W_z を大きくすると, 2 次元内挿に近くなり, また W_z を小さくしていくと 850 mb のデータの影響をうけてこれら 3 層はほとんど同じパターンを示すようになる。そこで解析範囲内の観測点とそれに最も近い格子点の内挿値の二乗誤差の平均を計算し, それを最小にするような W_z を求めた。結局, 1000 mb, 850 mb, 700 mb とともに $W_z = 50$ に決定した。二乗平均誤差の値は 2 ~ 5 m/s であった。

次に前日の補正場を参照する試みを行った。これまでの内挿法では, N 個に達するまで近くの観測点をどこまでも捜していたが, 近くにデータがない場合, 前日の解析結果を参照することも検討してみた。すなわちある半径 r_n 以内に m 個しかみつからないとき重みをかけて前日の補正場の水平風 V_{pi} を内挿に用いた。

$$V_i = \frac{m+N-1}{2N} \frac{\sum_{j=1}^N V_{ij} \text{Sexp}(-\beta r_j^2)}{\sum_{j=1}^N \text{Sexp}(-\beta r_j^2)} + \frac{N+1-m}{2N} V_{pi} \quad (9)$$

特に観測データが少ないような日について, 半径 r_n を変化させて様子をみた。前日の補正值とそれを用いない内挿場では, すでに u については 0.7 以上の相関係数がある。これに, 補正值を (9) 式に従って加えていくと, データのないような領域でさらに前日の場に近付いていく。 $r_n = 10^\circ$ とすると前日との相関は u については 0.8 ~ 0.94, v については 0.3 ~ 0.8 と高くなる。結果をプロットさせてみた限りでは,

特にデータの無い領域がある場合を除けば、こうした前日の場を取り入れる効果はそれほど大きいものではない。むしろ日々の場を解析するさいに、その元になったデータ分布を常に意識するほうが多くの情報を得ることができる。そこで本解析ではこのプロセスを除いた内挿場を用いた。

3.2 MASCONモデルのパラメータについて

パラメータ α_1, α_2 は水平方向鉛直方向の観測値の二乗誤差の重みを表すが、その比は結果に大きな影響を与える。しかしこのパラメータは定性的には大気安定度と深く関係していると考えられるが定量的な関係は明らかでない。緩和法による計算を行っているため α 比が適切でない場合連続の式という拘束条件をみださなくなる。そこで α 比は、実際にいろいろと計算してみた上で、連続の式からの誤差の絶対値の平均 $|\overline{\epsilon}|$ を最小とする $\alpha_1/\alpha_2 = 0.08$ を用いることに決定した。この時、 $|\overline{\epsilon}|$ は 10^{-10} 以下である。

ところで鉛直速度 ω の初期値を0として与えるため、 α 比により ω の絶対値が大きく変化することになる。しかし α 比によって、得られるパターン自身はそれほど変化するものではない。そこで結果としては ω の絶対値ではなく相対的な分布を重視した。

α 比は全層で同じとしたが、次に層によるデータの分布や場の確からしさの違いを反映するために、 γ (P^*) を導入することを考えてみた。 γ を層により変えることで、観測データが多い層より少ない層にたくさんの補正を加え、より確かな場を得られないか、 γ を変えてとりくんでみた。

まず γ の値を各層の観測点数に比例させてみた。最もデータの少ない 1000 mb の γ を 1 とすると、850 mb では 4 ~ 5, 200 mb では 2 ~ 4 程度の値となった。こうして MASCON による補正をかけ、 γ を全層で 1 としたものと結果を比較してみた。その結果、 u, v については相関係数が 0.9 から 1 とほとんど変化が見られなかったが、 ω については 1000 mb で 0.6 程度と違いがみられた。 γ を変化させると、 γ の小さな層での ω の絶対値が他層にくらべ大きくなった。 ω の初期値を 0 としたうえで、 γ を変えることで、 α 比を層によって変化させたような効果を示す。また $|\overline{\epsilon}|$ を計算してみると最上層を除くと 10^{-5} sec^{-1} となりきちんと連続の式を満たしていなかった。 γ を変えたために α 比の影響が変わったことも考えられるため、 α 比も変化させてみたが、連続の式からの誤差は小さくならなかった。こうしたことから ω の初期値の得られない今回の解析では、 γ を層によって変えることはせず、 $\gamma = 1$ として、計算を行った。

この他、結果にはほとんど影響しないが、過修正の係数は 1.98 のとき計算時間が短くなった。

4. T 8009 号となった擾乱の3次元的描像

以前の解析では、1980 年 7 月 9 日に発生したいくつかの台風について、日々の上下層の発散場、相対渦度場から初期擾乱を定義でき、それらが 150 W, 10 N 付近から西進し、140 E 付近で台風へと発達していく様子が解析された⁴⁾⁹⁾。その 1 ケースにあたる T 8009 号について、3次元場で再び解析を行った結果を次に示す。

200 mb, 850 mb の日々の水平風場、渦度場、水平発散場について3次元と2次元の解析結果を比べてみると、そのパターンや強度は、ほぼ同じ結果を示し、解析方法を変えたことによる不一致は見られなかった。そこで、Fig. 4 に以前の解析から求めた擾乱の位置と3次元解析からえられた、鉛直 P 速度の負域の位置と対応させて描く。

Fig. 4 (a) は以前の解析で得られた上層の発散域、負の相対渦度域、下層の収束域、正の渦度域から求めた T 8009 に関する擾乱の経路と1日おきの OLR の負偏差域であり、また (b), (c) はそれに対応する 200 mb の ω の正域、負域の位置をそれぞれ示す。2次元解析で発散場渦度場から求められた擾乱の位置に ω 負の上昇流域が解析された。上昇流域ははじめ 160 E 付近でやや南側に位置するが、次第に西に移動していく。Fig. 5 に擾乱の位置付近の ω の極値の変化を 1000 mb, 850 mb, 200 mb について示す。

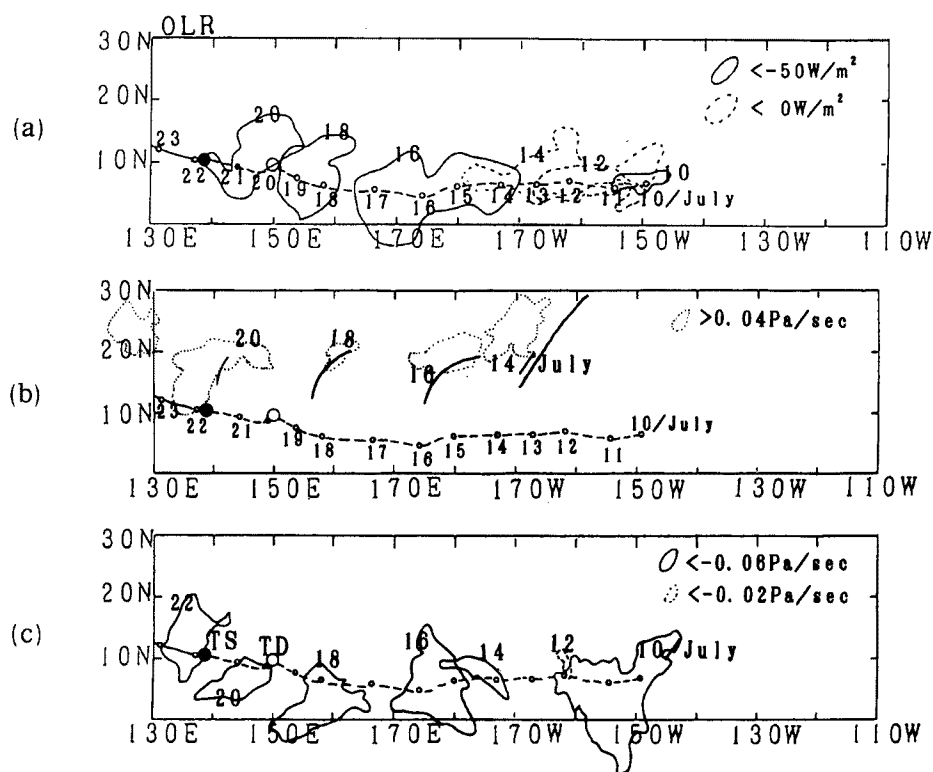


Fig. 4. (a) Position of negative anomaly regions of OLR from monthly average on every day. The daily OLR data is obtained by averaging twice daily data. Small open circles with smaller numerals show the daily positions of tropical disturbances at 0Z. Numerals mean day of July. Large open circle and large closed circle indicate the positions where the disturbances had Tropical Depression and Tropical Storm intensity, respectively.
 (b) Position of the axis and center of 200mb positive vorticity regions (thick solid lines) and 200mb positive ω vertical velocity regions (dotted lines).
 (c) Position of 200mb negative ω regions (thick solid lines).

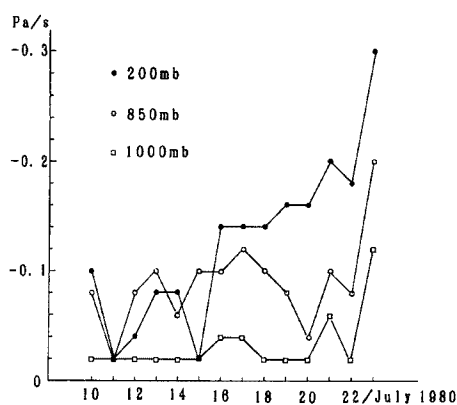


Fig. 5. Time change of the ω values at 200mb, 850mb and 1000mb levels at the center of the wave disturbances detected by the previous analysis.

ω は 200 mb でもっとも、大きな値をとるが、擾乱が台風となる 22 日にすぎには急激に強い上昇流を示す。200 mb では 15 日以降徐々に上昇流が強くなるが、下層では 10 日、13 日、16 日～17 日頃やや強い値を示すが、11 日、14 日～15 日、20 日には弱い。こうした細かな変化は、もとのデータ分布によるばらつきと考えられるが、ある程度の値を持った上昇流域を解析することで 3 次元解析において、擾乱を捉えることができると思われる。

5. 1980年7月の3次元的平均場

Fig. 6に以前の解析から得られた10°N付近の概念図⁵⁾を示す。上下層の場の解析から熱帯低気圧の発達が見られた140°E、110°W付近に上昇流域、140°W付近に下降流域をもつ東西循環セルの存在が示唆された。初期擾乱は下降域の西の150°Eまで追跡できた。こうした場は上下2層のみから推定されたものであるため、今回の解析から再度3次元の構造を調べてみた。

Fig. 7に1980年7月の月平均の風場の様子を示す。200 mb、850 mbの流線場は以前の解析から得ら

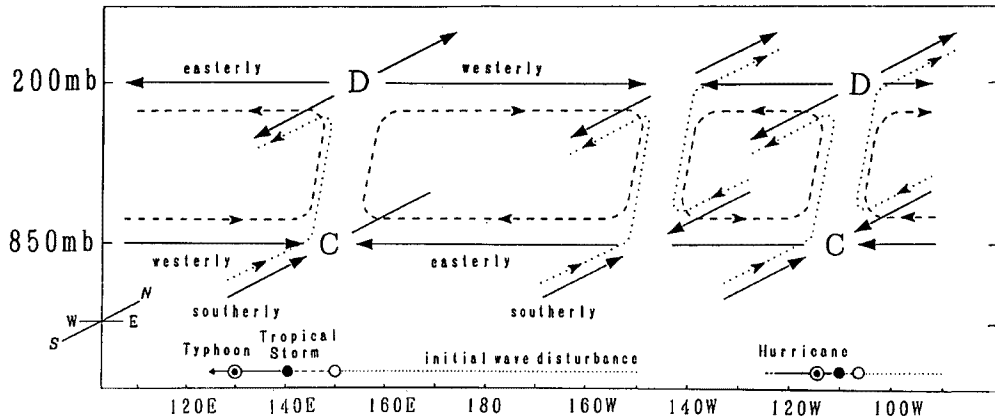


Fig. 6. Schematic view of the zonal and meridional circulation cells along 10°N zone. C and D indicate convergence and divergence, respectively.

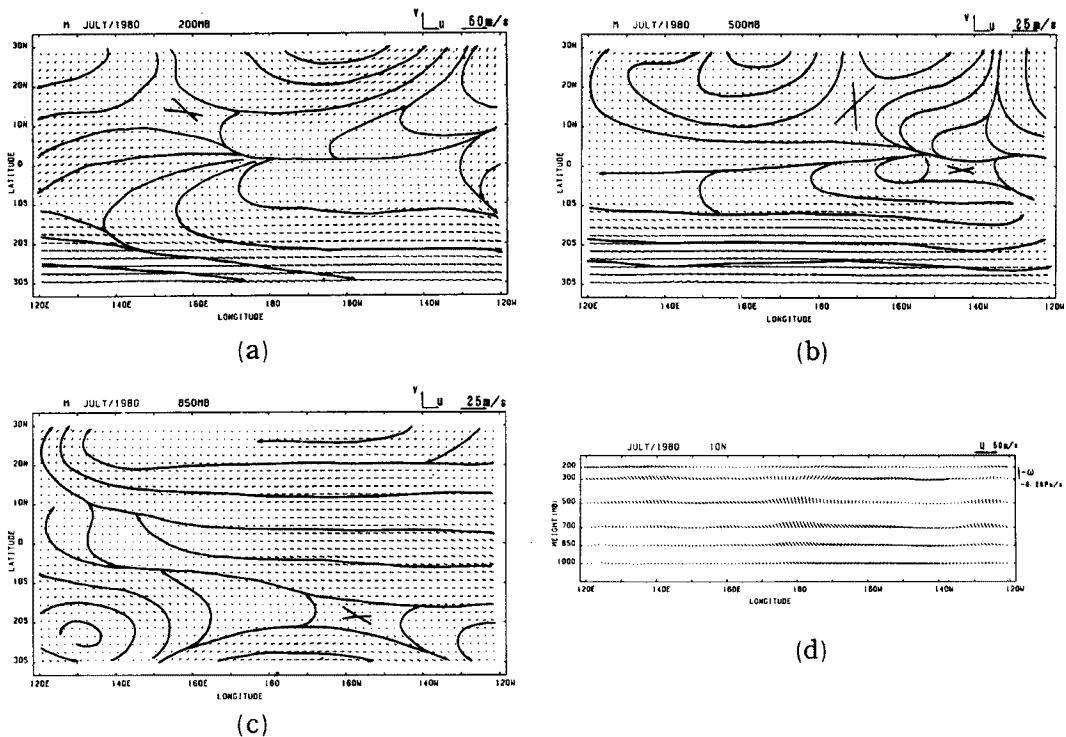


Fig. 7. Monthly averaged wind fields on July, 1980. (a) (b) and (c) show the horizontal wind fields at 200mb, 500mb and 850mb, respectively. (d) shows vertical-longitudinal structure along 10°N zone.

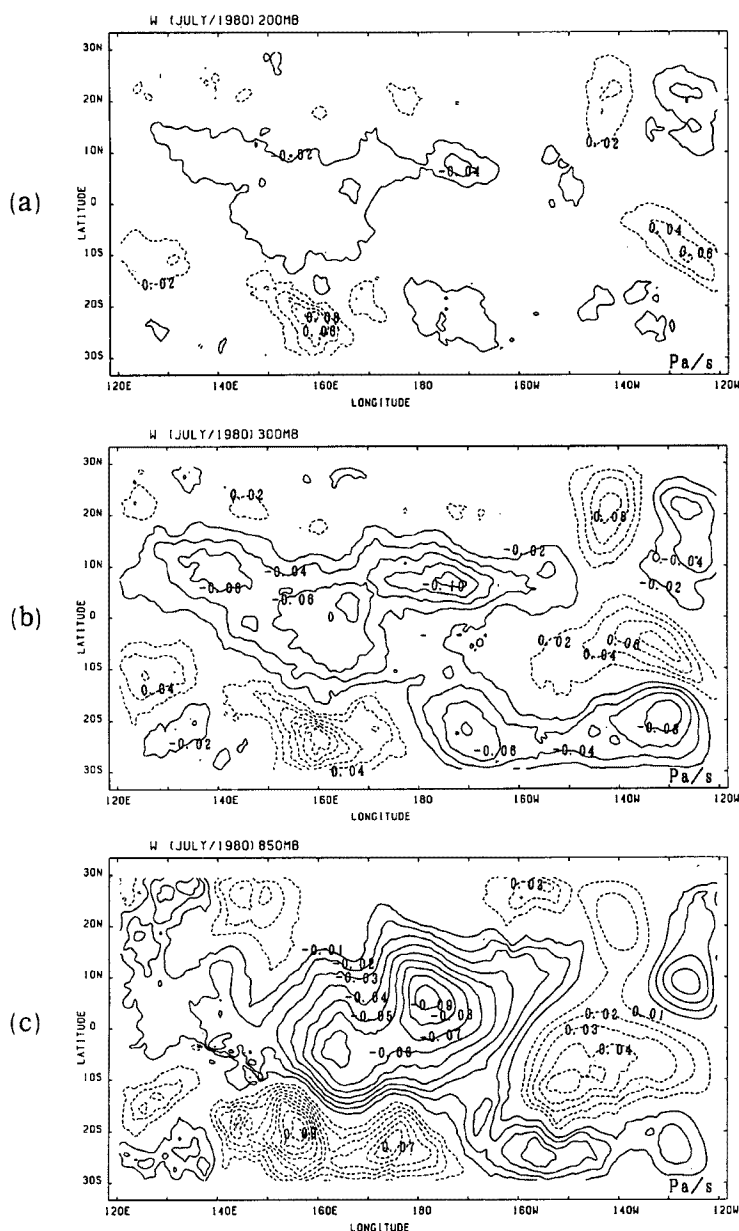


Fig. 8. Monthly-averaged ω vertical velocity at (a)200mb, (b)300mb and (c)850mb.

れたものと同様に、下層で偏東風、上層で赤道付近からの吹き出しといった特徴を示す。また 500 mb では南半球の西風域、160 E、10 N を中心とする偏東風域、160 W、5 N 付近からの吹き出しなど、上下層の特徴をあわせもつパターンを示す。また 10 N に沿った、鉛直東西断面をみると、140 E、180、125 W 付近に比較的に強い上昇流域が見られる。 ω は、500 mb ~ 300 mb 付近でもっとも強い。Fig. 8 に 200 mb、850 mb、300 mb の ω の分布図を示す。300 mb では 180 E、10 N 付近、165 E、0 N 付近、135 E、10 N 付近を中心に ω の上昇流域が、ほぼ東西にのびている。そして 170 W 付近から南東へ上昇域が伸び、20 S を中心とした領域にも上昇流域がみられる。一方、160 E、25 S、140 W、20 N、140 W、10 S 付近に下降流域が見られる。850 mb でもほぼ同様の分布をしているが、10 N 付近の上昇流域がより南北に広がった構造をしている。また 140 W 付近で弱い下降流がみられる。前回の解析⁴⁾⁵⁾では、140 W、10 N 付近に東

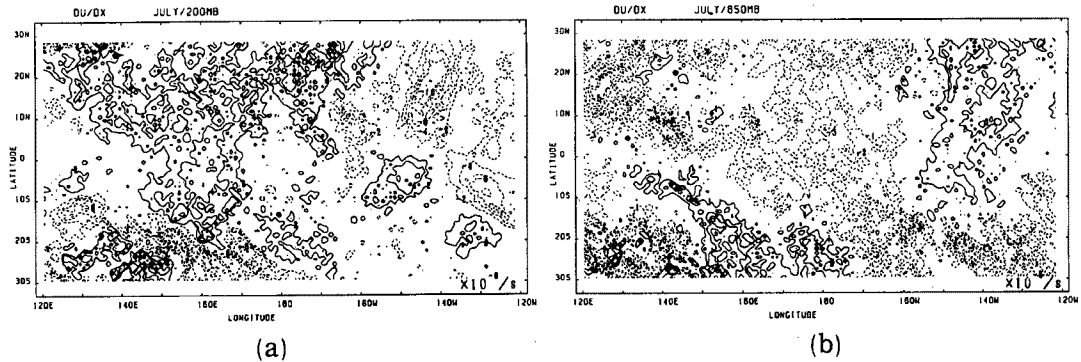


Fig. 9. Monthly averaged zonal-divergence ($\partial u/\partial x$) at (a)200mb and (b)850mb. Solid lines show zonally divergence ($\partial u/\partial x > 0$) regions and dashed lines show zonally convergence ($\partial u/\partial x < 0$) regions.

西循環の下降流域の存在が、上下層の発散場等から示唆されたが、実際に、3次元の解析から、弱い下降流域であることが確かめられた。しかし、下降流域の中心は20°N付近と10°S付近と南北にずれており、北側のものは、上層のMid Pacific Troughの南西の縁の南西風域の収束域と対応していた。こうした ω の分布は、850 mb, 200 mbの解析で、示唆された結果とよくあっており、上昇流域はOLRの負偏差域ともよく対応している。台風の発達が多く見られた、140°E付近、120°W付近にも、上昇流域があるが、もっとも強い上昇流域は10°N, 170°W～180°に位置している。また160°E付近で上昇流域は赤道を越えて南側へひろがっていた。

東西循環を解析するために、Fig. 9に200 mbと850 mbの $\partial u/\partial x$ の月平均の分布図を示す。700 mb以下の $\partial u/\partial x$ は850 mbと同様の分布を示す。また500 mbでは熱帯域で、東西発散はほとんどみられない。対流圏下層をみると140°E付近、180°E付近を中心に東西収束がみられ、140°W付近に東西発散がみられる。一方200 mbをみるとやや複雑な分布だが、145°W, 20°N付近と110°W, 10°S付近を中心に東西収束が、160°E付近を中心に広い範囲で東西発散が西太平洋で起こっている。月平均場でみると、下層の収束域、上層の発散域とも、広い範囲に分布している。こうしたことから、3次元の平均的な場は、基本的には、以前の解析で示唆されたものと変わらない事が確かめられた。

6. 考察とまとめ

観測データをもとに、3次元風場を求める方法及びその結果をのべてきたが、解析結果を見る際、考慮すべき解析方法の問題点についてここで整理する。

この解析法は、もとになる観測データの分布に結果が大きく依存している。1度メッシュの u , v , ω の値が、全層で求まるが、その信頼度は層によりかなり異なる。まばらなデータのみから2次元内挿で初期場をつくった500 mb及び300 mbの低緯度の水平風は信頼性が低く、細かな構造は得られない。そこで水平場については結局200 mbと850 mbをみるのが望ましい。

またこうした u , v を用いて計算される鉛直 P 速度 ω についても、層による観測データの量の違いが結果に影響しているものと思われる。 ω の分布図を比較すると、200 mbでは下層に比べ細かいパターンを示している。上下層を $\omega = 0$ とおさえて、連続の式から ω を計算したため、元となる観測データの少ない中層に、誤差が蓄積されていることも考えられる。現段階では ω については上昇域、下降流域の位置を主に解析し ω の絶対値や小さな変化は参照する程度にとどめた。

ECMWFの客観解析データ等と結果⁷⁾を比較すると、水平場についてはほぼ同様のパターンがみられた。

鉛直速度場については、絶対値は同オーダーの値を示すが、このモデルでは解析された台風程度の規模の上昇流域が ECMWF では解析されていないことがあった。1980 年はまだ ECMWF の解析法が改良される前¹⁰⁾ということもあり、また、そうした小スケールの擾乱は故意に除かれている可能性もあるため、はっきりと比較はできない。

また、ECMWF では 500 mb で ω が小さな値を示し、200 mb と 850 mb を中心とする 2 つの極値がみられることが多かった。これはコンポジット解析でも熱帯擾乱について示されている⁷⁾。一方この解析では ω は 300 mb 付近で最も大きく、500 mb 付近で一旦弱まるといった傾向は見られなかった。これは Reed らの西太平洋の偏東風波動擾乱の解析¹¹⁾と一致している。また Reed ら¹²⁾は大西洋の観測から、陸上と海上では鉛直速度場が異なり海上では 1 つ、陸上では 2 つの極値をとるとも述べている。こうしたことから海上の西太平洋では本解析がより現実に近い場を再現しているとも考えられる。

観測データの少ない層にやや問題が残るものの、ゾンデ観測値と衛星風データを用いて、3 次元 MASCON モデルという連続の式をみたすといった簡単なモデルで、他の客観解析と同程度の場合を熱帯域で与えることができたと考えられる。この方法によればほぼ実時間的に解析を進めることが出来るといった特徴があり、今後この方法を用いて、熱帯域の 3 次元風場の解析を進めていきたい。

参考文献

- 1) Sherman, C. A.: A mass consistent model for wind fields over complex terrain, J. Appl. Meteor., 17, 1978, pp.312-319.
- 2) Sasaki, Y. K.: Lecture notes on variational methods for environmental analysis and prediction problems, Severe Storm Research Notes.1, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 1979, 174 pp.
- 3) Heta, Y.: An analysis of tropical wind fields in relation to typhoon formation over the western Pacific, J. Meteor. Soc. Japan, 68, 1990, 65-77.
- 4) 邊田有理江・光田 寧: 太平洋熱帯域での擾乱の発生について, 京都大学防災研究所年報, 第31号 B-1, 1990, pp.237-247.
- 5) Heta, Y.: Origin of tropical disturbances in the equatorial Pacific, J. Meteor. Soc. Japan, 1991, pp.337-351.
- 6) Hamada, T.: Representative heights of GMS satellite winds, Meteorological Satellite Center Technical Note, 6, 1982, 35-47.
- 7) Lau, K. H. and N. C. Lau: Observed structure and propagation characteristics of tropical summertime synoptic scale disturbances, Mon. Wea. Rev., 104, 1990, pp.1266-1278.
- 8) Dickerson, M. H.: MASCON-Mass Consistent Atmospheric Flux Model for regions with complex terrain, J. Appl. Meteor., 17, 1978, pp.241-253.
- 9) Rex, D. F.: Climate of the free atmosphere. World survey of climatology. 4., Elsevier Publishing Company, 1969, 450 pp.
- 10) Trenberth, K. E. and J. G. Olson: An evaluation and intercomparison of global analyses from the National Meteorological Center and the European Centre for Medium Range Weather Forecasts, Bull. Amer. Meteor. Soc., 69, 1988, pp.1047-1057.
- 11) Reed, R. J. and E. E. Recker: Structure and properties of synoptic-scale wave disturbances in the equatorial western Pacific, J. Atmos. Sci., 28, 1971, pp.1117-1133.
- 12) Reed, R. J., D. C. Norquist and E. E. Recker: The structure and properties of African wave disturbances as observed during phase III of GATE, Mon. Wea. Rev., 105, 1977, pp.317-333.