

不安定場モデルをベースにした 3次元レーダー情報による短時間降雨予測手法

中北 英一・澤田 典靖・川崎 隆行
池淵 周一・高棹 琢馬

EVOLUTION OF SHORT-TERM RAINFALL PREDICTION METHOD USING INFORMATION ON ECHO FROM THREE-Dimensionally SCANNING RADAR, BASED ON MODELS OF INSTABILITY FIELD

By *Eiichi* NAKAKITA, *Noriyasu* SAWADA, *Takayuki* KAWASAKI,
Shuichi IKEBUCHI and *Takuma* TAKASAO

Synopsis

This paper includes description on evaluation of physically based short-term rainfall prediction method by use of three-dimensionally scanning radar, which we have already proposed, into a operationally utilized method; and a new definition of insatability field model which should be utilized as a main component of the prediction method.

The evaluation has been realized by the following developments; (1) Utilizing conventional and operational method of predicting rainfall using radar information in the form of PPI or CAPPI into the prediction of the movement of instability field; (2) Developing method of estimating and predicting wind field associated with typhoon; (3) Reduction of CPU time of prediction by simplifying computation scheme.

On the other hand, the new definition of the instability field model has realized that vertical transportation of water vapor and the concept of latent inatability were cooperatively introduced into the model, with results that a shape of rainband became to be fully represented by use of this phisically based model.

1. 序 論

近年、レーダー雨量計や AMeDAS のような地上降雨観測システムあるいは気象衛星等により広範囲のデータを即時に得ることが可能となり、これらを用いての短時間降雨予測手法が種々提案されている^{1), 2), 3)}。しかし、現在提案されている手法はレーダー情報あるいは気象衛星情報から降水強度分布を推定し降雨分布の変動パターンを時間的に外挿するという運動学的手法に終始しており、降水という自然現象を的確に表現するには自ずと限界がある。降雨現象が物理的過程をともなった自然現象である以上、その解析あるいは予測時には物理的、気象学的な理解をともなっている必要がある。

このような背景のもと、我々は、地形によってその構造には影響を受けず、地形との相互作用によって降水へのインプットである水蒸気から水分の変換効率を高めて降水をもたらす場を不安定場と定義し、3

次元レーダー雨量情報からこの不安定場を推定し、不安定場を移動させることで降雨分布の変動を表現し、物理的根拠をもった準気象学的降雨予測手法の開発を行ってきた。この方針のもとで、我々は不安定場の α モデルのモデル化を図り、特に梅雨性降雨に対してこの α モデルにより降雨予測実験を行なった⁴⁾。この結果、従来の運動学的手法では予測しきれなかった雨域の発生、発達を予測するなど良好な結果が得られた。

本報告では、開発した既存の不安定場の α モデルを用いた降雨予測手法において、その計算時間短縮を図るとともに従来2次元降雨分布の運動学的手法によった予測に用いられてきた移流モデルを、 α モデルにおけるモデルパラメータ分布の移動の予測に用いることで、実時間手法として完成させる。さらに、台風性降雨時の総観場に関して、3次元風速場の推定に傾度風近似を用いるばかりでなく、ジオポテンシャルの関数形を新たに設定し、この実現象に沿った総現場を用いた上で台風性降雨時の α モデルを用いた短時間降雨予測手法を開発する。さらに、台風性降雨時に広範囲にわたる対流性降雨域を予測しきれない等、水収支的に限界のある既存の不安定場モデルに対する考察から、対流性降雨域を表現し得る不安定場モデルの開発を目指し、新たに熱力学的概念を導入して水蒸気の鉛直方向の輸送効果が降雨分布に与える影響を考慮した不安定場モデルの構築を図る。

なお、対象とする降雨は台風性降雨では1982年8月1日から2日にかけて(T 8210)、梅雨性降雨では1986年7月21日から22日にかけて建設省深山レーダー雨量計により観測されたものである。

2. 不安定場モデルを用いた短時間降雨予測の基本方針

2.1 降雨の算定手法

Fig. 1 に本報告で行なう短時間降雨予測手法の流れを示す。大まかに言えば、3次元レーダー情報から地形のフィルタリングを行なった不安定場を推定、予測し、この不安定場と地形の相互作用を通して降雨現象を表現し、降雨予測を行なっていくこととなる。以下、具体的に述べる。

本手法においては、地形を導入するために流れ場が不連続とならないように高度を表わす独立変数 z のかわりに、

$$s = \frac{z - h(x, y)}{H - h(x, y)} \dots \dots \dots (1)$$

で表わされる s を独立変数として用いた (x, y, s) 座標系に対して格子点を取り数値計算を進めていく。ただし、 $h(x, y)$ は地点 (x, y) での標高、 $H (= 11(\text{km}))$ は観測領域上端高度とする。

降雨算定は、以下のように、 (x, y, s) 座標系で、

熱力学的方程式

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} + \omega \frac{\partial \theta}{\partial s} = \frac{LQ}{\rho_0 \sigma} ; \pi = \frac{C_p T}{\theta} \dots \dots \dots (2)$$

水蒸気量保存式

$$\frac{\partial m_v}{\partial t} + u \frac{\partial m_v}{\partial x} + v \frac{\partial m_v}{\partial y} + \omega \frac{\partial m_v}{\partial s} = -\frac{Q}{\rho_0} \dots \dots \dots (3)$$

水分量保存式

$$\frac{\partial m_l}{\partial t} + u \frac{\partial m_l}{\partial x} + v \frac{\partial m_l}{\partial y} + \omega \frac{\partial m_l}{\partial s} = \frac{Q}{\rho_0} + \frac{\rho_w}{\rho_0(H-h)} \frac{\partial r}{\partial s} \dots \dots \dots (4)$$

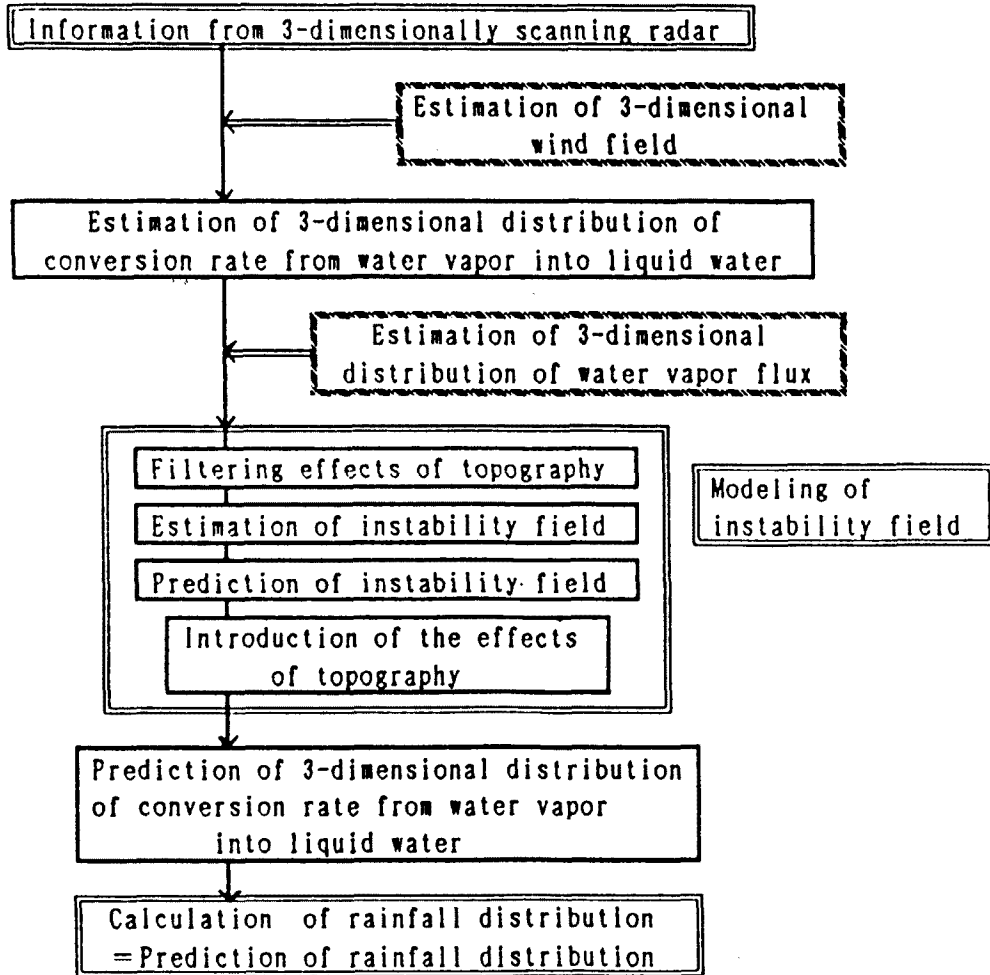


Fig. 1. Flow chart of the the rainfall prediction.

$$r = \frac{\rho_0}{\rho_w} \omega m_l \dots\dots\dots (5)$$

を基礎式として行なう。ただし、 x, y に関する偏微分はすべて s 一定面に関するものである。ここで、 (u, v, ω) は (x, y, s) 座標系での風速であり、 ω は (u, v, ω) を (x, y, z) 座標系での風速として、

$$\omega = u \frac{\partial s}{\partial x} + v \frac{\partial s}{\partial y} + \omega \frac{\partial s}{\partial z} \dots\dots\dots (6)$$

で表わされる。ここで、 θ は温位、 m_v は水蒸気の混合比、 m_l は水分の混合比、 T は気温、 C_p は定圧比熱、 r は大気に相対的な降水強度、 ρ_w は水の密度、 ρ_0 は総観場での大気の密度である。ただし、総観場とは、本報告で降雨分布の挙動解析の対象とするmeso β スケールに対するmeso α スケール程度の総観スケールの場合を意味し、高層観測データを用いて推定される。 w_l は大気に相対的な降水粒子の落下速度であり、氷相と水相で区別して、 m_l の関数として示される⁵⁾。 L は水蒸気の潜熱であり、水収支という観点から氷相を無視している。

Q は単位時間単位体積あたりに凝結する水分の質量を示し、以下この Q を水蒸気相変化量と呼び、この時空間分布特性を不安定場に内包した形でモデル化していく。すなわち、降雨予測時に3次元レーダー

情報から得られている Q を用いて、この Q の時空間分布特性を内包した不安定場モデルを推定し、 Q の3次元分布を予測していくことで降雨分布の予測を行なう。

そして、これら基礎式を水平方向の格子点間隔 9 (km)、鉛直方向に、

$$s=0, 10, 50, 100, 200, 400, 600, 800, 1000, 1200, 1400, 1600, 1800, 2000, 3000, \\ 4000, 5000, 6000, 7000, 8000, 9000, 10000, 11000 (\sphericalangle 11000(\text{m})) \dots\dots\dots (7)$$

により差分化して用いる。

2.2 不安定場の α モデル

これらの基礎式を用いてこれまで不安定場のモデル化の1手法として、飽和水蒸気量が、総観場の気圧および(2)式から得られる温位を用いて算定される値の $(1-\alpha)$ 倍に抑えられる場と定義した不安定場の α モデルを用いて短時間の降雨予測実験を行ない、良好な結果を得てきた⁴⁾。このモデルにおいては、飽和水蒸気量を $(1-\alpha)$ 倍に抑えることで降水に変換されるべき過飽和水蒸気量を増大させ、層状の水蒸気流入場だけでは絶対的に不足する水蒸気の鉛直方向からの流入状態を偽似的(間接的)に生み出し、不安定な場を生起させている。この α モデルのモデルパラメータ α は、3次元レーダー情報から得られる水蒸気相変化量を用いて推定されており⁴⁾、この推定されたモデルパラメータの3次元分布を用いて降雨予測を行なうことになる。

3. 短時間降雨予測手法の実時間手法としての完成

短時間降雨予測手法の開発を目的としたこれまでの研究によって、1986年7月21日から22日にわたって建設省深山レーダー雨量計によって観測された梅雨末期の集中豪雨は、予測実験時においてその時間変動特性および空間分布特性が良好に予測された。したがって、計算時間短縮および不安定場の予測に移流モデルを導入することで、本手法の実時間での適用性の検討を行い、実時間手法としての完成をめざす。

3.1 計算時間の短縮

これまで、Fig. 2に示すような3次元風速場の算定において、4.3で述べる連続式((23)式)と水平方向のつりあい式((26),(27)式)から水平風速を求める際に、上端での境界条件として地衡風を与える高度は11(km)としていた。ここで、Fig. 3に算定した水平風速と地衡風を重ねて表示した図を示す。この図から理解できるように、高度2000(m)になると、水平風速と地衡風に差異はみられず、したがって、境界条件を与える高度を新たに $s=2000/11000$ とする。この高度より上層での格子点には総観場から求める地衡風をそのまま与える。

さらに、不安定場のモデルパラメータの算定および降雨算定時において、差分時間間隔を従来の15(sec)から60(sec)とする。これに従って、基礎式中 θ , m_v , m_l が差分の安定条件を満たすように鉛直方向の格子点のうち $s=1200, 1400, 1600, 1800(\sphericalangle 11000)$ を削除する。

また、これまでの手法では、水蒸気相変化量推定手法で用いる格子点と降雨算定で用いる格子点とで、ずれが存在していた。すなわち、水蒸気相変化量の推定はレーダー雨量計の格子点に対応させてあり、レーダーサイト上($x-y$ 平面の原点)には格子点が存在しなかった。また、その格子点間隔は3(km)であった。一方、降雨算定における格子点は、レーダーサイト上に格子点が存在し、格子点間隔は9(km)であった。この様子をFig. 4に示す。この図において、●は降雨算定時の格子点を▲は水蒸気相変化量推定時の格子点を示す。本報告では、降雨算定時の格子点の原点を x, y 軸方向にそれぞれ-1.5(km)移動することで、空間平均して値を算定する必要をなくした。

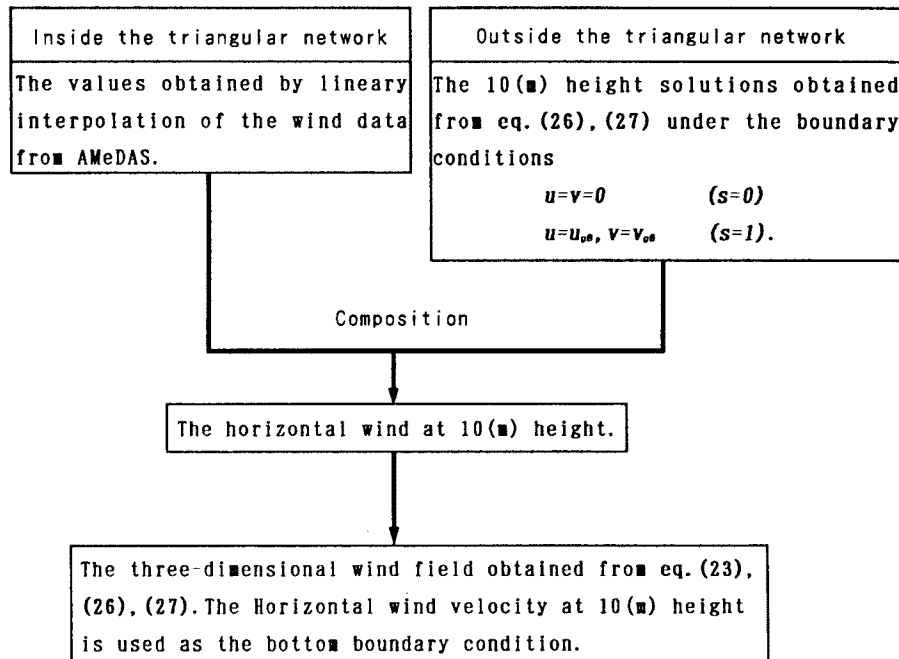


Fig. 2. Flow chart of the estimation of three-dimensional wind field.

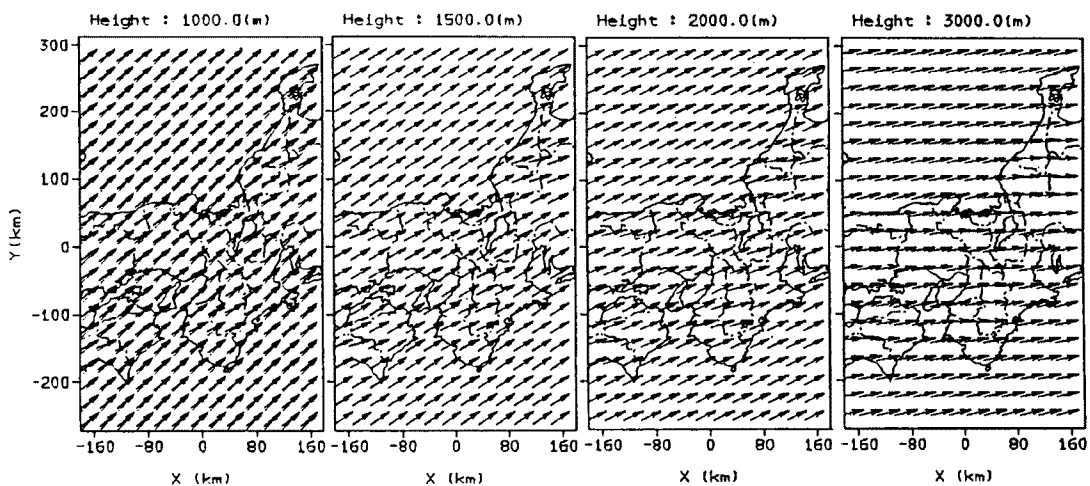


Fig. 3. Horizontal wind distributions used in the rainfall prediction.

以上の変更の後、3次元風速場、不安定場のモデルパラメータ α の算定および予測計算を行った。この結果、図には示さないが、これらの改良を施して差分時間間隔 60 秒として降雨予測を行なった結果は差分時間間隔 15 秒で算定した結果と比較しても大きな違いはみられなかった。また、これらの算定に要した計算時間（ただし、京都大学大型計算機センター FACOM M-780 による CPU 時間）は、従来の 13 分 46 秒（826 秒）からその 1/4 程度の 3 分 23 秒（203 秒）となり、大幅に短縮された。したがって、鉛直方向の格子点を削除した上で差分時間間隔を長く取る等の変更は計算時間短縮のためには有効であり、本手法が実時間予測手法として十分適用可能となった。

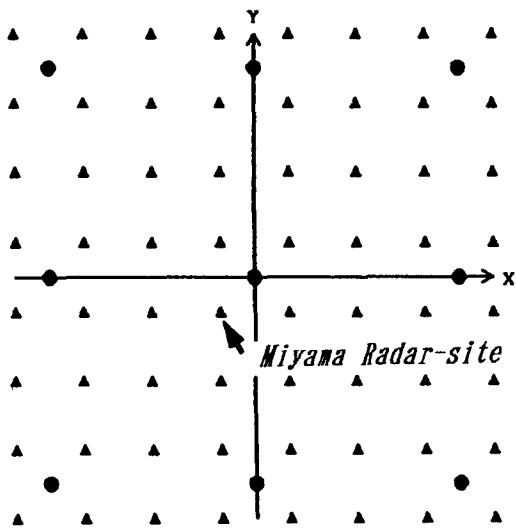


Fig. 4. Arrangement of grid points in horizontal plane. The circle and triangle denote the grid points for rainfall computation and radar information respectively.

3.2 移流モデルを用いた短時間降雨予測手法

本報告における降雨予測とは、水蒸気相変化量の予測を意味し、それは不安定場（モデルパラメータ）の予測に他ならない。本報告では、 α の定義にしたがい、

$$Q(x, y, s, t) = -\rho_0(x, y, s)$$

$$\frac{d}{dt}\{(1-\alpha)m_s(x, y, s, t)\} \dots (8)$$

により、時刻 t における Q の3次元分布を算定し、(2)~(4)式により θ, m_i, m_l の更新を行い、降水強度の算定を行っていく。

この不安定場の移動の予測に椎葉ら⁶⁾によって開発され、従来2次元降雨分布の予測に運動学的手法として用いられてきた移流モデルを適用する。

本報告では、不安定場を地形によってその構造には影響を受けない場と定義して降雨算定を行っていくため、運動学的手法である移流モデルを複雑な地形と相俟って複雑な挙動を示す降水強度分布ではなく、時間的に安定した構造をもつと定義した不安定場に適用することは有効な手法

といえる。ここで、推定されたモデルパラメータの22:00から23:00の分布をFig. 5に示す。これにより、不安定場はレーダー観測域を通過する際にはその構造が変化せずに移動するものと考えて、モデルパラメータの発達衰弱はなく、移流ベクトルに関して平行移動のみを許すものとして同定する。さらに不安定場の定義から、その鉛直構造も時間的に安定したものと考え、3次元分布をもつ不安定場のモデルパラメータ分布のうち、鉛直方向のある範囲内でのモデルパラメータ分布で同定される移流ベクトルをもって3次元分布をもつ不安定場の移流状態を代表させる。この結果、不安定場モデルのモデルパラメータに対する移流モデルは、ある s' に対して、

$$\frac{\partial \alpha}{\partial t} + u_a \frac{\partial \alpha}{\partial x} + v_a \frac{\partial \alpha}{\partial y} = 0 \dots (9)$$

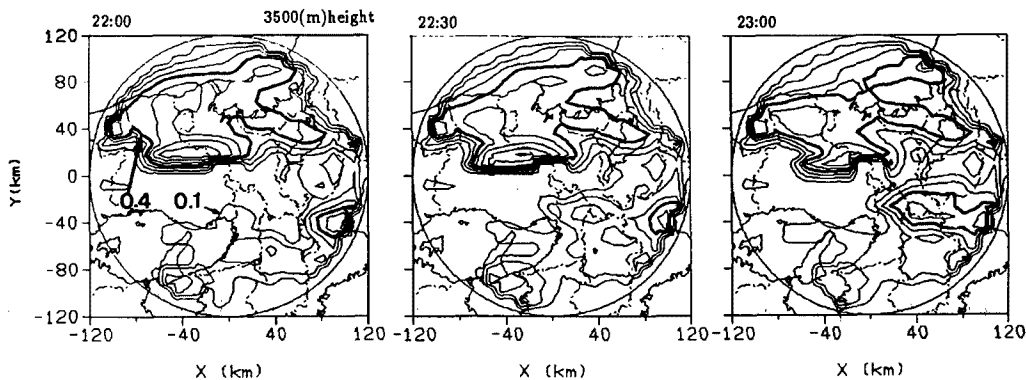


Fig. 5. Horizontal distributions of parameter α at 3.5 km identified from radar information for 22:00, 22:30, and 23:00 JST on July, 21.

$$u_a = c_{uc} \dots\dots\dots (10)$$

$$v_a = c_{vc} \dots\dots\dots (11)$$

という形で定式化されることとなる。ただし、 c_{uc} 、 c_{vc} は定数である。これらの式より、線形最小自乗法を適用することで u_a 、 v_a を同定する。ここで、予測開始時刻の移流ベクトル同定に用いるモデルパラメータ分布の過去のデータが得られている時間間隔を Δt_a とし、予測開始時刻のデータを $k=0$ 時点でのデータとすれば、 $\alpha(x, y, s', t_k)$ は、

$$t_k = \Delta t_a k, \quad k=0, \dots, -K-1$$

として、 t_k 時点でのデータを表わすこととなる。このとき、移流ベクトル同定に用いるデータの時間長は $(K+1)\Delta t_a$ で表わされる。

この移流モデルを用いて予測開始時刻すなわち移流ベクトルの同定時刻は1986年7月21日23:00とし、種々のデータ時間間隔、データ時間長により、移流ベクトルを同定した。この結果をデータ時間間隔を10(min)、データ時間長60(min)とした場合についてFig. 6に示す。Fig. 6には、移流ベクトルを同定する s' 一定面を3000(m) ($s' = (3000 - h(i, j)) / (11000 - h(i, j))$), 4000(m), 5000(m)とした場合と、地表面からの高度3000(m), 4000(m), 5000(m)の分布をまとめて線形最小自乗推定のデータとして用

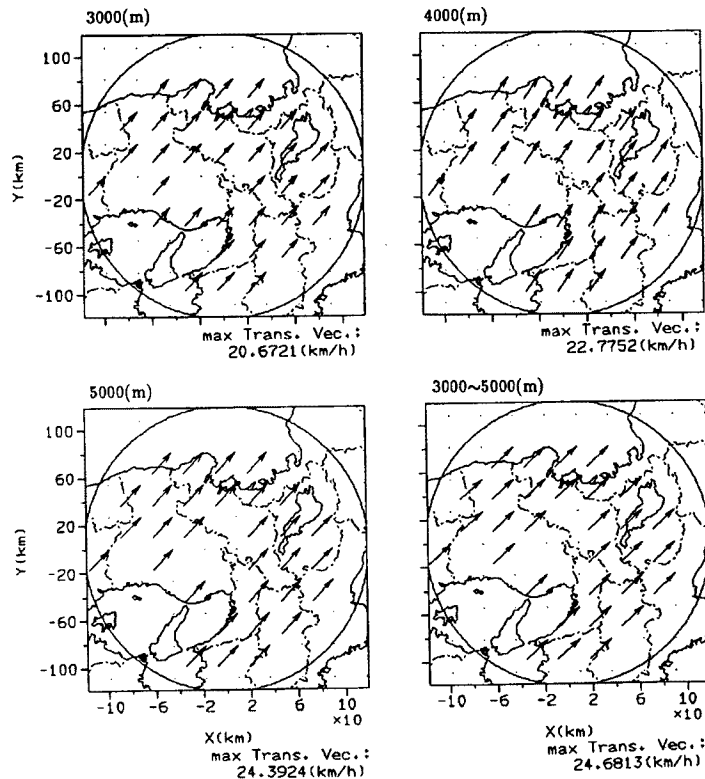


Fig. 6. Identified translation vectors of parameter's distribution for the height of $s=300/11000$, $4000/11000$, $5000/11000$. Identification is done by use of the distribution from 22:00 JST on July, 21 through 23:00 JST for every 10 minutes. This translation vector is used for the prediction of the movement of instability field with start time of 23:00 JST. The length of the arrows indicates the amount of velocity in km/hour.

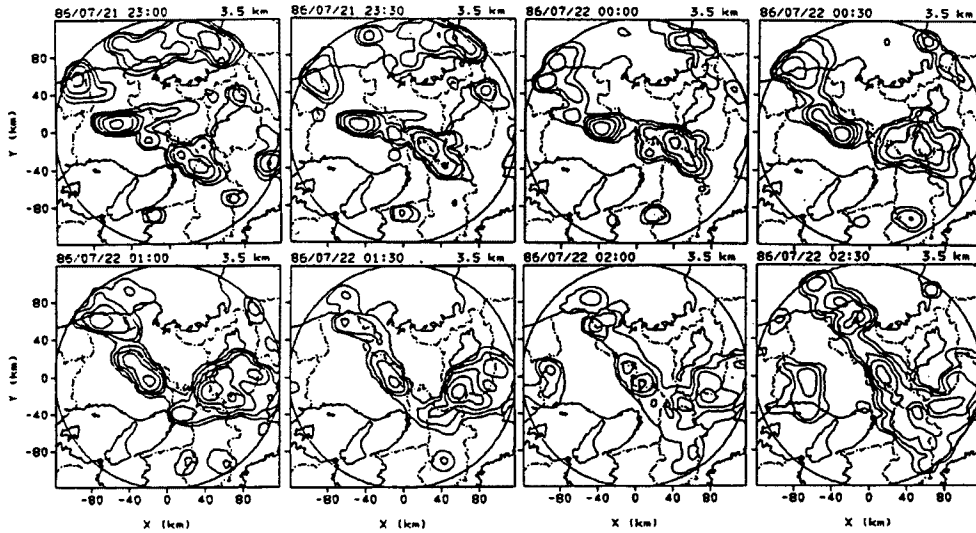


Fig. 7. Time series of rainfall distribution estimated from radar reflectivity at 3.5 km from 23:00 JST on July, 21 through 2:30 JST on July, 22. Averaging is done over $15\text{km} \times 15\text{km}$ in horizontal space and 20 minutes in time. Contours correspond to intensities of 1, 2, 4, 8, 16, 32, 64 mm/h.

いて、すなわち 3000(m)~5000(m) までのモデルパラメータ分布全体としての移流ベクトル同定を行った結果が示してある。この結果は、種々のデータ時間間隔、データ時間長により同定した移流ベクトルの中で、各高度で同定されている移流ベクトルが大きさ、方向ともに最も近い場合の結果であり、不安定場の定義からすると妥当な結果であるといえる。したがって、本報告ではデータ時間間隔を 10(min)、データ時間長 60(min) とした場合で地表面からの高度 3000(m)、4000(m)、5000(m) の分布をまとめて線形最小自乗推定のデータとして用いて同定した移流ベクトルを採用し、23:00 のモデルパラメータ分布をこの移流ベクトルにより移流させることで短時間降雨予測を実時間手法として行なう。

まず、対象とする降雨状況を説明する。Fig. 7 に対象降雨の平滑化した降雨強度分布を 23:00 から 30 分毎に示す。等値線は 1, 2, 4, 8, 16, 32, 64(mm/h) について示してあり、以下本報告で示す降雨強度分布図はこの等値線により示してある。これよりも、2:00 において京都府を縦断する形で存在するレインバンドが次第に曲線状から直線状に変化している様子がよく分かる。また、六甲山付近で発生した降雨域が大阪平野上空を発達しながら東進し、京都府南部に強雨をもたらしている状況が 23:30 から 1:00 にかけて観測されている。

すでに発表したように、我々は移流モデルを用いずに降雨の予測実線を行い良好な結果を得ているが、今回、移流モデルを用いることで実時間手法として行なった降雨予測においては、より良好な結果を示している。この結果を Fig. 8 に示し、混同を避けるために、Fig. 8 の予測結果は 60 分先というように述べ、比較すべき Fig. 7 のレーダ観測分布をさすときは 0:30 のように述べる。まず、降雨域の停滞状況が 90 分先から 120 分先でみられる琵琶湖南部の降雨域において観測降雨の 0:30 から 2:00 に対応するように予測されている。さらに、60 分先の六甲山あたりから繰り返し雨域が発生し、それが 90 分先にかけて大阪湾を通り大阪平野に上陸するにつれて発達しながら雨域が広がり、その結果 150 分先から 180 分先に京都府南部から奈良県北部にかけて集中豪雨をもたらしている様子が観測降雨の 0:00 から 2:00 に対応するようにして予測実験時よりも実現象に近い形で予測されている。

このように、不安定場の α モデルの予測に移流モデルを適用することで良好な降雨予測結果を得ることができ、本手法が実時間手法として利用可能となった。

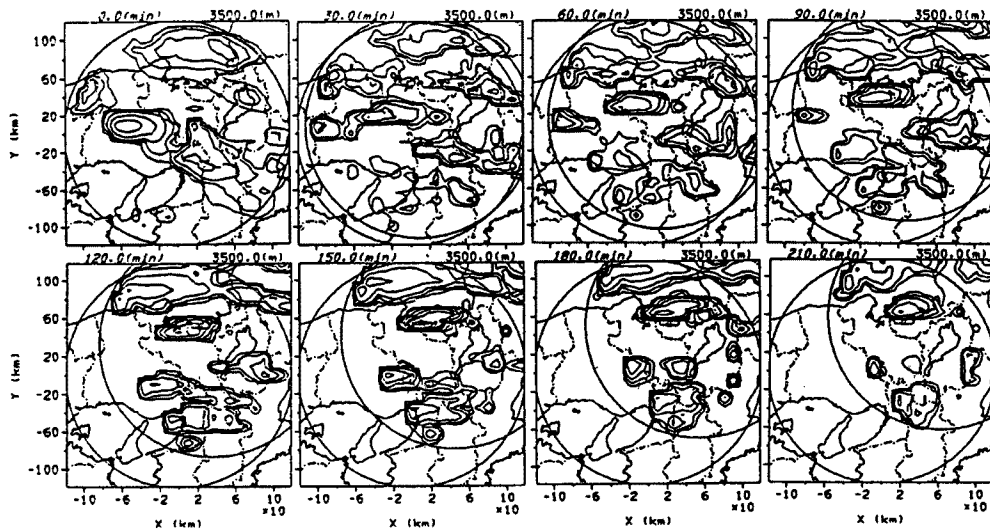


Fig. 8. Predicted time series of horizontal rainfall distribution at 3.5 km. Contours correspond to intensities of 1, 2, 4, 8, 16, 32, 64 mm/h. The lead time of the each distribution is appeared on the top of the each figure. Results are shown until 3.5 hours ahead that corresponds to the time of 2:30 JST on July, 22, at every half an hour. The distribution at 0 min, which corresponds to the observed distribution at 23:00 JST on July, 21, shows how the current rainfall distribution can be represented by use of the horizontal grid interval of 9 km and the used difference scheme.

ただし、降雨予測実験時に予測しきれなかった部分、すなわち1:30から2:00にかけての京都府を縦断するように現われるレインバンドは、今回も良好に予測されていない。しかし、これは移流モデルの適用が適切でないということではなく、 α モデルを2.2で述べたように水蒸気の鉛直輸送効果を内包した不安定場モデルへとしていく必要があることを示している。

4. 台風性降雨時の総観場の推定と短時間降雨予測手法の開発

総観場を可能な限り実現象に近い形で定めておくことは、気圧、気温、密度等の各気象要素の総観場での値を決定しておくことに直結するため、本報告における降雨算定手法にとって非常に重要な問題である。すでに、我々は梅雨性降雨時における総観場推定手法を開発したが⁷⁾、台風性降雨時の総観場推定を行うとき、この推定手法をそのままの形で適用しても台風という特異な現象を表現しきれない。そこで、本報告ではすでに開発した総観場推定手法を基礎として、より台風という実現象に沿った総観場を設定、推定する手法の開発を行ない、その総観場を用いて降雨予測を行なう。

4.1 台風性降雨時の総観場推定手法

開発した総観場推定手法では、ジオポテンシャル Φ の (x, y, p) に関する関数形を定めて国際気象通報式(TTAA)に従った潮岬、米子、輪島の3地点で観測された高層観測データの各気圧面におけるジオポテンシャル高度 Z 、気温 T および水平風速 (u, v) を用いた線形最小自乗法によって推定している。このとき、この3変数に対して観測精度および各変数の重要度を考慮した重み付けを行なっている。本報告でもこの考えを基礎とし、上記観測地点に浜松、福岡を加えた5観測地点の高層観測データを用いるこ

とで、台風性降雨時の総観場推定を行う。

この手法においては、 Φ の関数形を可能な限り実現象に近い形で決定しておくことが重要である。まず、既開発の線形最小自乗法を利用可能な形で Φ を設定することを考え、ジオポテンシャルを等圧面の等ジオポテンシャル高度線が台風の目を中心とする同心円となるように、ジオポテンシャルの関数形を、

$$\Phi = \{A_r(\ln p)^2 + B_r(\ln p) + C_r\} \{(x-x_c)^2 + (y-y_c)^2\} + A_0(\ln p)^2 + B_0(\ln p) + C_0, \dots (12)$$

のように設定する。このような Φ の関数形による総観場を放物形総観場と呼ぶ、ただし、 (x_c, y_c) は台風の中心位置の座標である。

このとき気温は、

$$T = -\frac{1}{R} [\{2A_r(\ln p) + B_r\} \{(x-x_c)^2 + (y-y_c)^2\} + \{2A_0(\ln p) + B_0\}] \dots (13)$$

のように示される。また、水平風速は既開発手法と同様に、観測された風が地衡風であるとする。地衡風とは、コリオリ力と気圧傾度力が釣り合った状態での仮想的な風のことであり、 (u_g, v_g) とすれば、

$$u_g = -\frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial y}, \quad v_g = \frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial x} \dots (14)$$

で表わされ、(12)式のようなジオポテンシャル形であれば、

$$u_g = -\frac{2}{f} \{A_r(\ln p)^2 + B_r(\ln p) + C_r\} (y-y_c) \dots (15)$$

$$v_g = \frac{2}{f} \{A_r(\ln p)^2 + B_r(\ln p) + C_r\} (x-x_c) \dots (16)$$

のように示される。また、 $\text{div}(u_g, v_g) = 0$ であり、総観場の地衡風近似には収発散は存在しない。そして、高層観測データを用いることで(12)から(16)式により、 $A_r, B_r, C_r, A_0, B_0, C_0$ の値を線形最小自乗推定し、ジオポテンシャルの関数形を推定する。

ここで、Fig. 9の(a)から(c)に1982年8月1日19:00の放物形総観場におけるジオポテンシャル高度、気温、地衡風分布の推定結果を示す。この結果、水平風が等ジオポテンシャル線に沿って反時計回りに吹いている様子が表現されている。また、各変数の同定値も概ね良好であった。しかし、水平風速に関して地衡風近似を行なっていることもあり、台風の中心から離れたところで風速が大きくなりすぎる、実現象においては台風の中心付近の温度は概ね高くなることを考えれば温度分布はうまく推定されていない、などの欠点があった。

4.2 より実現象に沿った総観場の推定手法

本報告ではさらに、前節で述べた欠点を解消すべく、水平方向に関して新たに

$$\Phi = \Phi_0 + \Delta \Phi \exp\left[\frac{C}{r}\right] \dots (17)$$

のようなジオポテンシャルの関数形を設定して指数形総観場を推定する。ただし、 $r = \{(x-x_c)^2 + (y-y_c)^2\}^{1/2}$ であり、 Φ_0 は台風の中心でのジオポテンシャル、 C は定数である。このような形の式は、気象学において台風時の気圧場を表現するために用いられている式であり⁹⁾、この式によると放物形よりも実現象に沿った形で総観場の推定が可能である。すなわち、台風の中心付近でも台風の中心から離れた領域においてもジオポテンシャルの水平方向の勾配が大きくなりすぎることはなく、異常に大きな値で風速が算定されることはない。

ここで、既存手法同様に各観測点でのジオポテンシャルが $\ln p$ に関する2次関数で近似できるとともに圧力勾配の高さに関する変化が許されるようにするため、

$$\Phi = \{A_1(\ln p)^2 + A_2(\ln p) + A_3\} + \{A_4(\ln p)^2 + A_5(\ln p) + A_6\} \exp\left[-\frac{A_7}{r}\right] \dots (18)$$

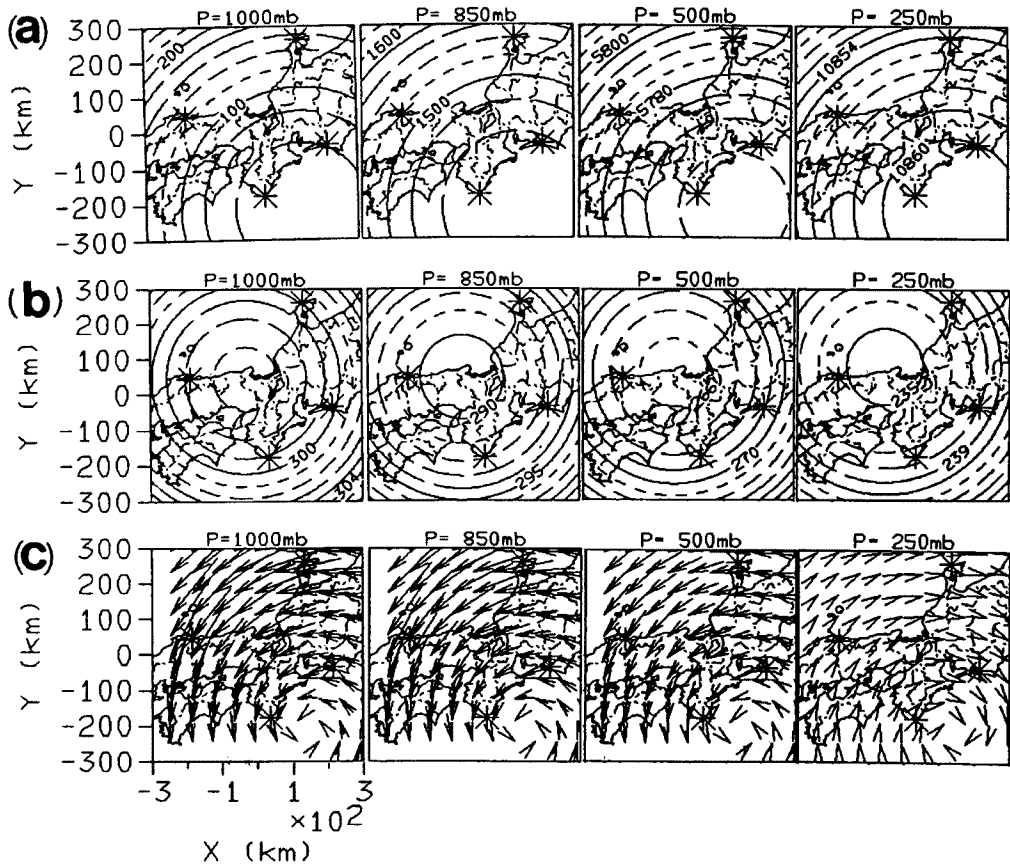


Fig. 9. Horizontal distribution of estimated values of synoptic scale for T8210 at 19:00 JST on August, 1 in 1982 when isoplethic surfaces of the geopotential are assumed to be the paraboloid. (a) : contours of geopotential, (b) : contours of the air absolute temperature, (c) : geostrophic wind in km/hour.

のようにジオポテンシャルの関数形を設定する。

このとき、気温は、

$$T = -\frac{p}{R} \frac{\partial \Phi}{\partial p} = -\frac{1}{R} \left[2A_1(\ln p) + A_2 + \{2A_4(\ln p) + A_5\} \exp\left[-\frac{A_7}{r}\right] \right] \dots\dots\dots (19)$$

のように示される。

さらに、各等圧面の観測された台風時の水平風速は地衡風近似ではなく、遠心力の効果を取り込んだ傾度風 (Gradient Wind) 近似された風速であると考えられる。ここで、傾度風近似とは、コリオリ力と気圧傾度力、さらに遠心力との釣合で風を近似することをいう。式で表わせば、

$$\frac{V^2}{r} + fV = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} \dots\dots\dots (20)$$

となる。ここで、 V は傾度風であり、 $V = (u_{gr}, v_{gr})$ である。この近似は遠心力を考慮しているため、台風のように等圧線が曲線となる場合、地衡風近似よりも良い近似となる。これをジオポテンシャルを用いて表わすと、

$$u_{gr} = -|V| \frac{y-y_c}{r}$$

$$= (y-y_c) \left[\frac{f}{2} - \left\{ \frac{f^2}{4} + \frac{A_7}{4} (A_4(\ln p)^2 + A_5(\ln p) + A_6) \exp \left[-\frac{A_7}{r} \right] \right\}^{1/2} \right] \dots\dots\dots (21)$$

$$v_{gr} = |V| \frac{x-x_c}{r}$$

$$= (x-x_c) \left[-\frac{f}{2} + \left\{ \frac{f^2}{4} + \frac{A_7}{4} (A_4(\ln p)^2 + A_5(\ln p) + A_6) \exp \left[-\frac{A_7}{r} \right] \right\}^{1/2} \right] \dots\dots\dots (22)$$

となる。ここで、 $\text{div}(u_{gr}, v_{gr})=0$ であり、総観場の傾度風には収発散が存在せず、総観場の推定手法を変更したことで後の3次元風速場推定、降雨算定時に人為的に鉛直流が付加されるということはない。この(18), (19), (21), (22)式によりパラメータ A_1 から A_7 を高層観測データを用いて最小自乗法により同定する。ただし、前節の放物形総観場推定時とは異なり、既開発の線形最小自乗法を用いることはできず、非線形最小自乗法によりパラメータ同定を図ることとなる。このとき、非線形最小自乗法を用いるため、同定すべきパラメータを仮に定めておく必要がある。これは、1982年8月1日19:00の天気図から視覚的に定めることができる。

このようにして推定した1982年8月1日19:00の指数形総観場をジオポテンシャル高度、温度、傾度風について、それぞれ Fig. 10 の (a), (b), (c) に示す。まず、(a) をみると台風を中心近傍および台風を中心から離れた領域でジオポテンシャル高度すなわちジオポテンシャルの等値度が粗になっており、ジオポテンシャルの水平方向の勾配が緩やかに推定されている。これにより、(c) でみられるように、台風を中心近傍および台風を中心から離れた領域において、風速が弱まっていることが確認でき、良好な結果であるといえる。また、(b) をみると、温度分布は台風を中心付近で高く推定されている。さらに、これらの同定値も妥当なものである。

4.3 台風性降雨時の短時間降雨予測手法の開発

この指数形総観場を用いて、Fig. 2 にしたがって3次元風速場（3次元水蒸気流入場）を推定する。地衡風近似により推定された放物形総観場を用いると3次元風速場は既開発の手法により算定することができる。しかし、指数形総観場によった台風性降雨時の3次元風速場算定の基礎式としては、指数形総観場推定に傾度風近似を用いているため、

連続式

$$\frac{\partial}{\partial x}(\rho_0 u) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho_0 v) + \frac{\partial}{\partial s}(\rho_0 \omega) = \frac{\rho_0}{H-h} \left(u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y} \right) \dots\dots\dots (23)$$

と傾度風近似によって

水平方向の釣合式

$$\frac{1}{r} \{ (u^2 + v^2) - (u_{gr}^2 + v_{gr}^2) \} \frac{x-x_c}{r} + f(v-v_{gr}) + \frac{1}{\rho_0(H-h)^2} \frac{\partial}{\partial s} (\rho_0 K \frac{\partial u}{\partial s}) = 0 \dots\dots\dots (24)$$

$$\frac{1}{r} \{ (u^2 + v^2) - (u_{gr}^2 + v_{gr}^2) \} \frac{y-y_c}{r} - f(u-u_{gr}) + \frac{1}{\rho_0(H-h)^2} \frac{\partial}{\partial s} (\rho_0 K \frac{\partial v}{\partial s}) = 0 \dots\dots (25)$$

となる。しかし、実際には既開発の手法と同様に

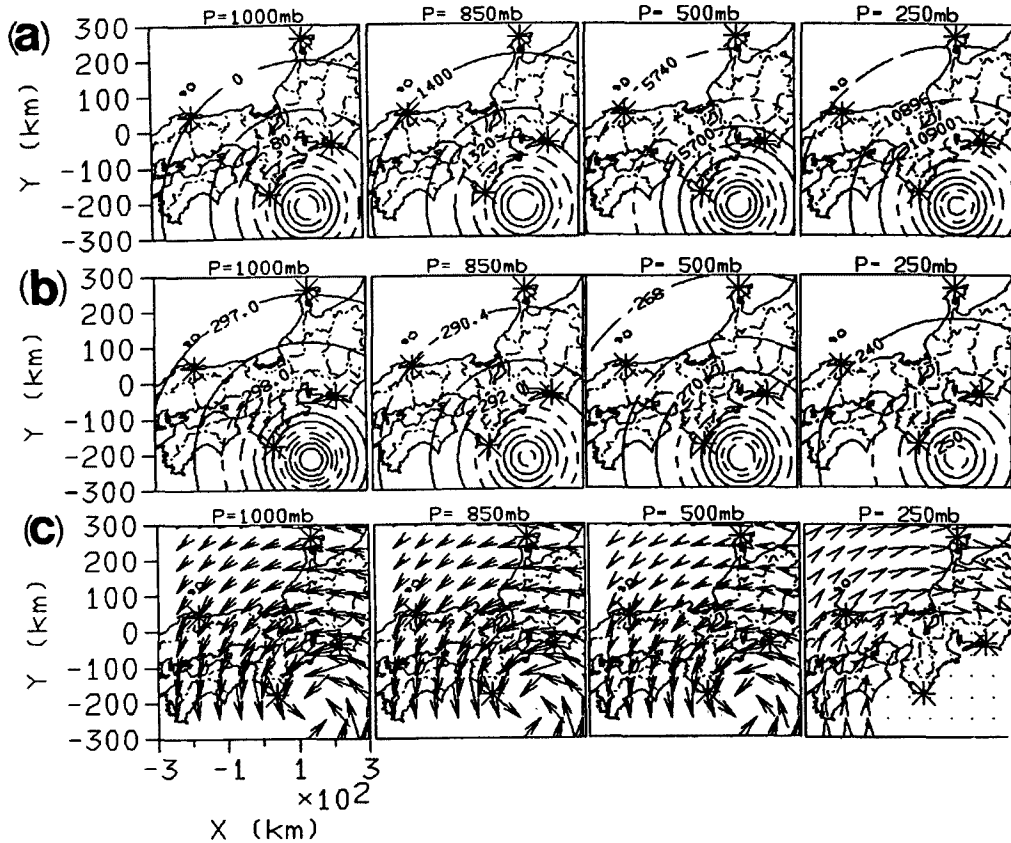


Fig. 10. Horizontal distribution of estimated values of synoptic scale for T8210 at 19:00 JST on August, 1 in 1982 when isopotetic surfaces of the geopotential are assumed to be exponential form. (a): contours of geopotential, (b): contours of the air absolute temperature, (c): gradient wind in km/hour.

$$f(v-v_{g0}) + \frac{1}{\rho_0(H-h)^2} \frac{\partial}{\partial s} \left(\rho_0 K \frac{\partial u}{\partial s} \right) = 0 \dots\dots\dots (26)$$

$$-f(u-u_{g0}) + \frac{1}{\rho_0(H-h)^2} \frac{\partial}{\partial s} \left(\rho_0 K \frac{\partial v}{\partial s} \right) = 0 \dots\dots\dots (27)$$

を釣合式として用いる。これは、次のような理由による。すなわち、(24)、(25)式のアンダーライン部は算定されるべき水平風が同心円状の流れであるとして傾度風近似を仮定した場合の遠心力を表わしており、実際の遠心力を表現するためには流線の曲率およびその曲率中心によった形にする必要があり、実際の遠心力はこの式の表現と異なったものとなるためである。したがって、本報告においては、台風まわりの実際の水平風にはたらいっている圧力勾配と遠心力を傾度風近似によって推定し、この推定された水平風速を、コリオリ力と遠心力を内包した形での仮想の気圧傾度力と摩擦力との間での釣合式として(26)、(27)式を用いることである程度近似的に3次元風速場を算定していることになる。

このようにして指数形総観場を用いて算定した3次元風速場の地上10(m)高度の分布を8月1日21:00についてFig. 11に示す。これより、4.2で述べた風速場分布の特性が同様に算定されていることがわかる。このように上述したようなある程度近似的な算定によっても十分良好な結果を得ることができると

考えられる。

さらに、この指数形総観場を用いた上で3次元レーダー情報から得られる水蒸気相変化量を用いて推定した19:00, 21:00, 23:00のモデルパラメータの分布を Fig. 12(a), (b), (c) に示す。これらより理解できるようにモデルパラメータの分布は非常に安定しているといえ、不安定場としての要件を満たすものである。また、反時計回りに回転している様子も理解できる。

降雨予測は2.1で述べた手法に準じた形で行ない、予測開始時刻を19:00とし、19:00のモデルパラメータの分布を不安定場と考える。台風性降雨時の不安定場の移動予測の方法に関しては、不安定場のモデルパラメータ α の分布の移動は台風の中心の移動とともに台風の中心のまわりを一定の角速度で反時計回りにその構造を保ちつつ回転することによってもたらされるとした。ここで、モデルパラメータの分布の予測に前述の移流ベクトルを用いることもできるが、台風のように規則的な変動の特性をもつ降雨の予測においては、このような考えかたも妥当であると考えられる。この考えを式で表わせば、台風の経路はすでに予測されていると考えるものとし、

$$\alpha(x, y, s, t) = \alpha(f(x, y, t), g(x, y, t), s, t_0),$$

$$\begin{pmatrix} f(x, y, t) \\ g(x, y, t) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos(\Omega t) & \sin(\Omega t) \\ -\sin(\Omega t) & \cos(\Omega t) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x - x_{ct} \\ y - y_{ct} \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} x_{c0} \\ y_{c0} \end{pmatrix} \dots\dots\dots (28)$$

によりモデルパラメータ分布の移動を予測することとなる。図に示せば Fig. 13 のようになる。ただし、Fig. 13 に示すように (x_{c0}, y_{c0}) は時刻 t_0 での台風の中心、 (x_{ct}, y_{ct}) は時刻 t での台風の中心、 Ω は台風の中心まわりの角速度で、その値は高棹⁸⁾が気象衛星による赤外データを用いて算定した螺旋状のクラウドバンドの回転速度にしたがった。また、同様に19:00を予測開始時刻として台風の中心位置にしたがって21:00の高層観測データから推定した総観場を移動させる。これにともない、3次元風速場も逐

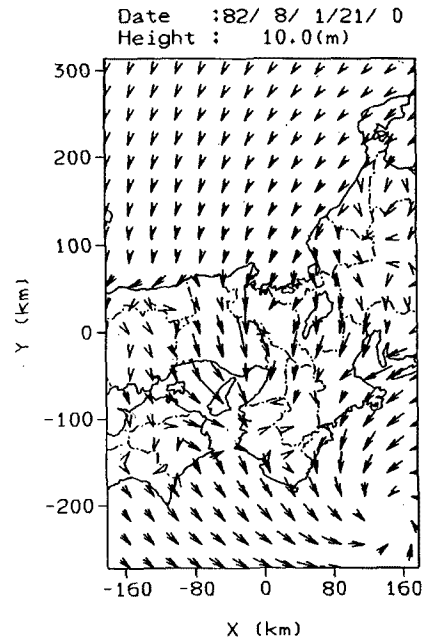


Fig. 11. Estimated horizontal wind around the eye of T8210 for the height of $s=10/10000$.

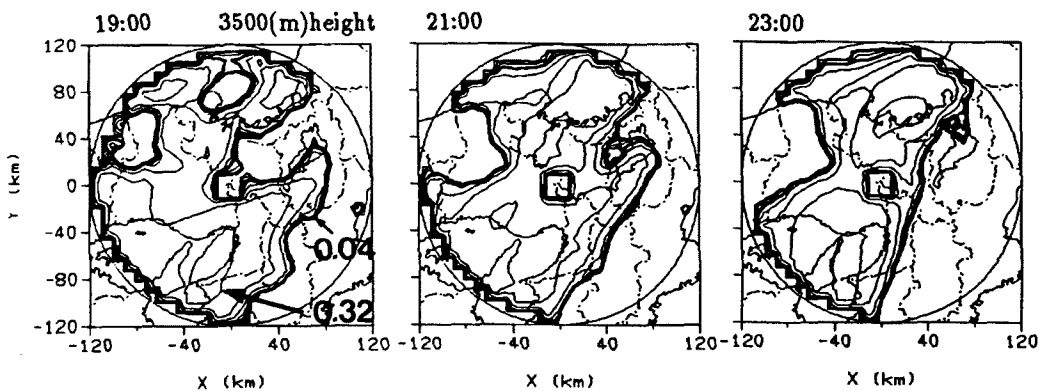


Fig. 12. Horizontal distribution of parameter α at 3.5 km identified from radar information for 19:00, 21: 30 and 23:00 JST on August, 1 in 1982.

次算定し移動させていく。この様子を Fig. 14 に示しておく。ここで、19:00 の時点からの降雨予測に 21:00 の高層観測データを用いたのは、予測という観点からすれば不合理であるが、現在高層観測は日本時間で9:00 と 21:00 にしか行なわれておらず、この問題は高層観測の一層の充実をもって解決し得るものである。なお、台風の経路に関しては Fig. 15 に示した台風示時報の台風移動経路にしたがったものとしている。

この指数形総観場を用いた降雨予測結果を Fig. 16 に示す。また、比較として Fig. 17 に放物形総観場を用いた上で同様な手法によって予測した結果を示す。また、Fig. 18 に平滑化した観測降雨分布を示す。この結果、 α の分布が北北西に移動して行くこともあって両予測結果とも観測域全体にわたる降雨は予測されていないが、放物形より指数形の方が、降雨域が広がっており、良好な予測であるといえる。また、放物形では予測できていない大阪府での強雨域が、指数形では 20:30 に予測されている。さらに、指数形では 21:00 から 22:00 にかけての京都府北部から福井県西端にまたがる様にして北西に移動して行く強雨域が 150(min) で多少弱まっているものの良好に予測されている様子が理解できる。以上、台風性降雨への適用を考慮して、既開発の手法を可能な限り生かした形での放物形総観場、および傾度風近似を行なう等、より実現象に沿った設定である指数形の総観場を推定し、両者を用いた上で台風性降雨の予測手法を開発し降雨予測を行なった結果、特に指数形の場合、良好な予測結果を得た。

また、本台風のようにレーダー観測領域全体にわたって降雨が観測されているような場合には α モデルによる降雨予測を行うにあたって水収支的に限界があることが理解される。これは、レーダーの観測域

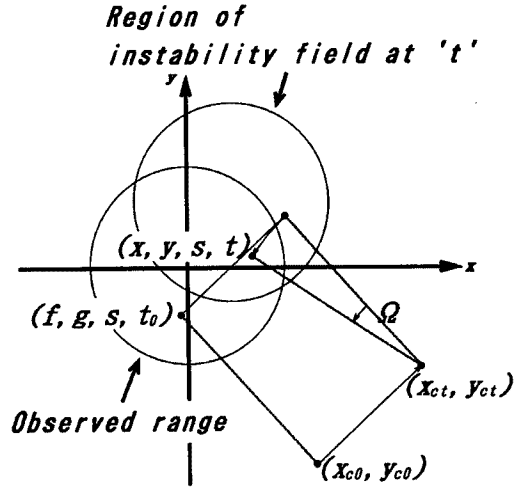


Fig. 13. Schematic of the predicting the movement and rotation of the instability field according to those of a typhoon.

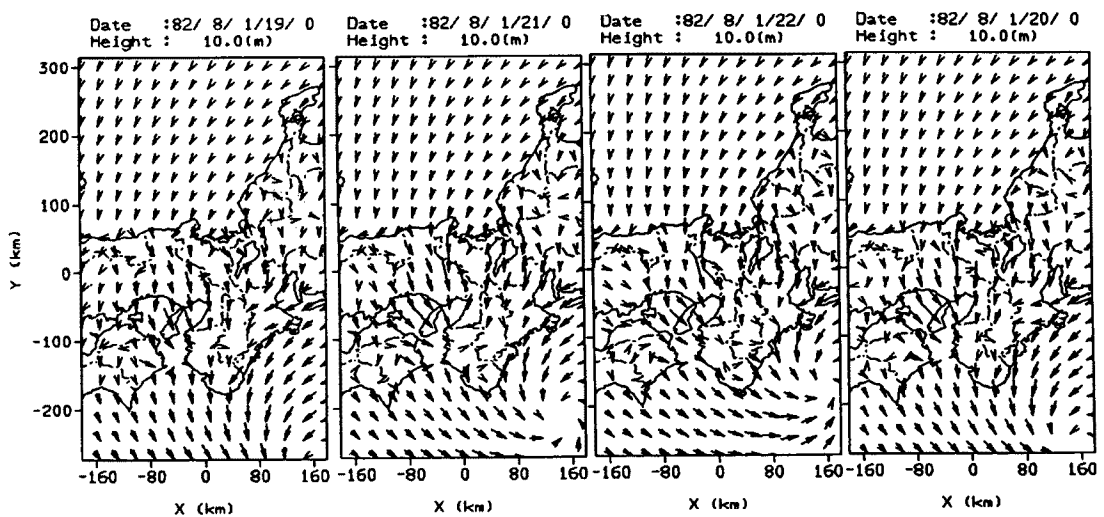


Fig. 14. Estimated time series of horizontal wind around the eye of T8210 for the height of $s=10/10000$.

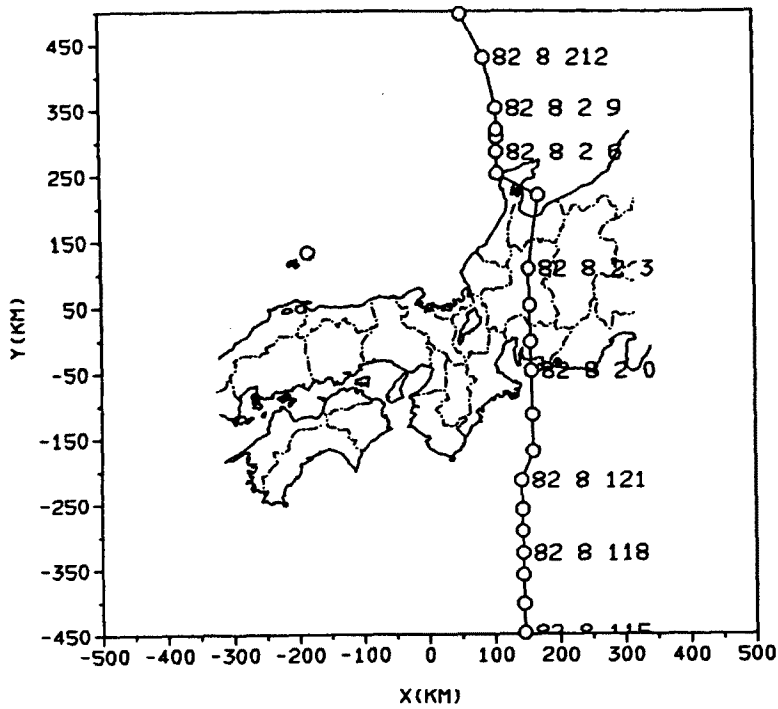


Fig. 15. Pass of the T8210. The numbers along the pass indicate the time when the eye was right on each circle by year, month and hour.

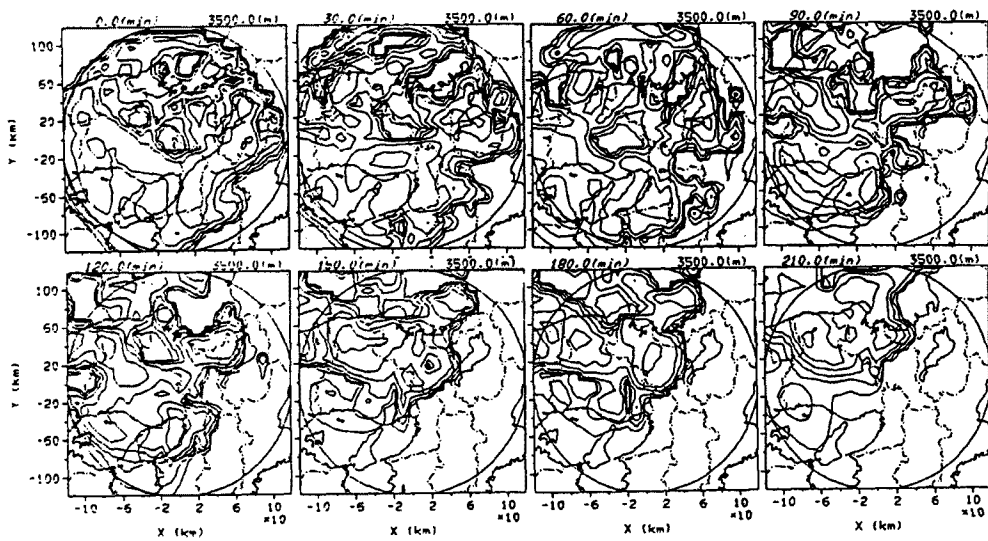


Fig. 16. Predicted time series of horizontal rainfall distribution at 3.5 km by use of the exponential formed isoplethic surfaces of the geopotential contours correspond to intensities of 1, 2, 4, 8, 16, 32, 64mm/h. The lead time of the each distribution is appeared on the top of the each figure. The start time is 19:00 JST on August, 1.

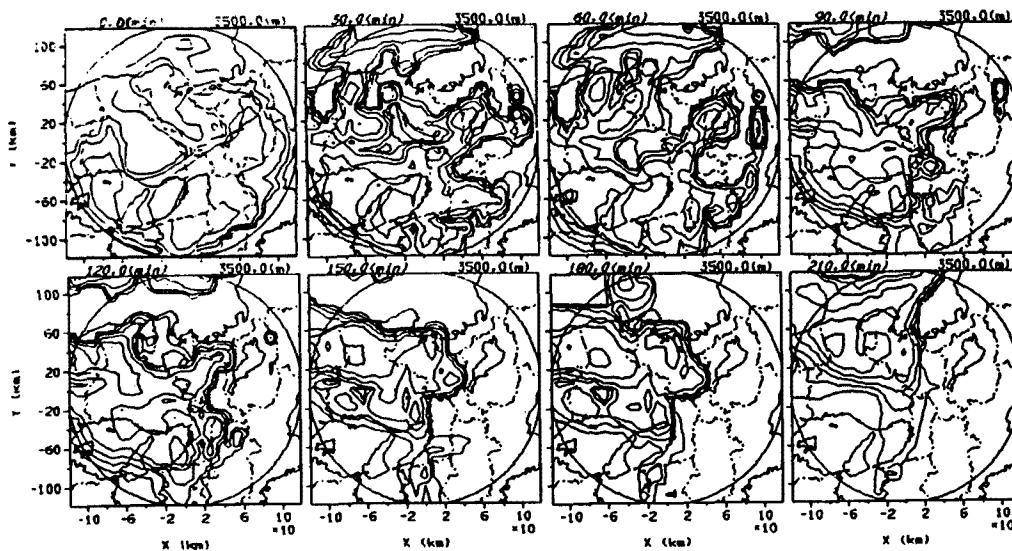


Fig. 17. Predicted time series of horizontal rainfall distribution at 3.5 km by use of the parabolic isoplethic surfaces of the geopotential. Contours correspond to intensities of 1, 2, 4, 8, 16, 32, 64 mm/h. The lead time of the each distribution is appeared on the top of the each figure. The start time is 19:00 JST on August, 1.

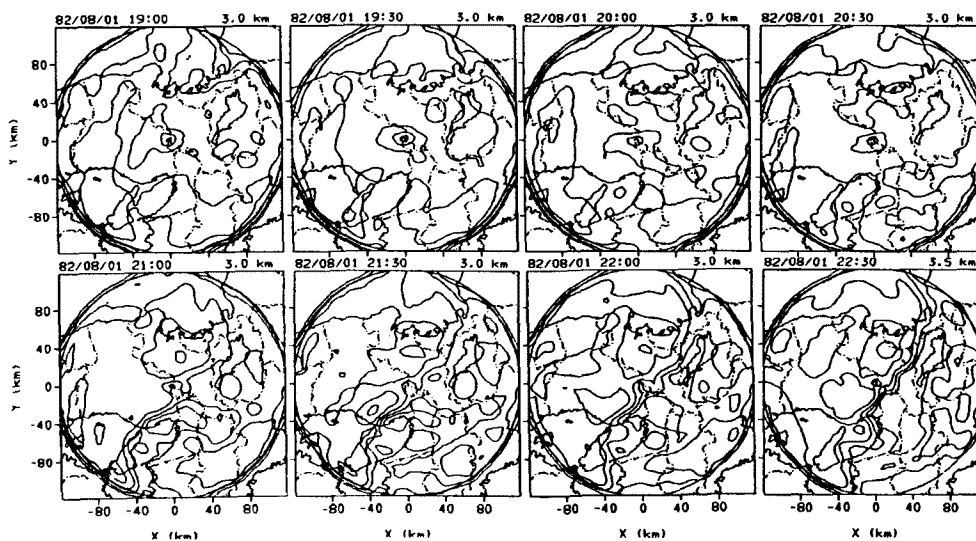


Fig. 18. Time series of rainfall distribution estimated from radar reflectivity at 3.5 km from 19:00 JST through 2:30 JST on August, 1. Averaging is done over 15 km×15 km in horizontal space and 20 minutes in time. Contours correspond to intensities of 1, 2, 4, 8, 16, 32, 64 mm/h.

が降雨域の広がりよりも小さいことも理由の一つであるが、不安定場の α モデルが水蒸気の鉛直輸送を考慮しきれないためであり、次節より不安定場に水蒸気の鉛直輸送効果を取り込んでいくことを目指す。

5. 潜在不安定度に起因した水蒸気鉛直輸送効果を内包した不安定場モデルの開発

これまで、不安定場の α モデルを用いて短時間降雨予測手法を開発してきた。しかし、この α モデルにより表現される水蒸気の収束流入状態は、各高度を層状に流れる水蒸気のみ依存しているために、風上側では流入する水蒸気の大部分を降水に変換し、もはやその風下側においては変換し得る水蒸気があまり存在しない、というように水収支の観点から考えれば限界があることは否めない。

こういった観点から、本節においては、 α モデルのような偽似的な形ではなく、実際に下層水蒸気を上層に輸送することで水蒸気の鉛直輸送効果を本質的に取り入れた対流性降雨域を表現し得る不安定場のモデル化を新たに行ない、降雨再現を行なってその有効性を検討する。なお、対象とした降雨は1.で述べた梅雨性降雨である。

5.1 大気の潜在不安定度に基づく水蒸気鉛直輸送効果

本研究で考える不安定場において、どのような状態において水蒸気鉛直方向の輸送が行なわれるかという水蒸気鉛直輸送の生起要因の決定は重要である。ここでは、熱力学的にその生起要因と大気の潜在不安定度とを関係付けることを考える。

まず、大気の潜在不安定に関して述べる¹⁰⁾。ここで、水平方向の移流がない鉛直1次元の場を考え、1986年7月21日21:00の高層観測データから推定されている総観場⁷⁾での鉛直方向の温度分布すなわち大気の状態曲線を実線で、ある高度である混合比をもつ空気塊がその大気中を乾燥、飽和断熱的に上昇する場合の温度変化すなわち過程曲線を破線で示したものがFig. 19である。Fig. 19には混合比 m_0 が0.7で空気塊高度 z_0 が500, 1000, 1500, 2000(m)である空気塊が上昇する場合の過程曲線が示してある。ここで、横軸には気温、縦軸には高度をとってある。この過程曲線で示されるように、500(m)高度にある空気塊を乾燥断熱的に上昇させると1500(m)付近でこの空気塊は飽和に達し、さらに飽和断熱的に上昇させると3300(m)付近で大気の状態曲線と交差し、空気塊の気温は周囲のそれと等しくなる。このときの空気塊の高度を自由対流高度(Level of Free Convection)と呼び、単にLFCとも呼ばれる。ここで、ある高度の空気塊が自由対流高度をもつときこの空気塊は潜在不安定の状態にあるといわれ、空気塊がこの高度に達すると水蒸気を含んだ空気塊はもはや強制上昇なしに上昇し得ることとなる。同様に、2000(m)までの全高度の空気塊は潜在不安定となっている。しかし、図には示していないが、2000(m)高度以上の空気塊はもはや自由対流高度をもたず潜在不安定の状態とはなっていない。さらにFig. 19において自由対流高度より上空では空気塊の気温は周囲より高く空気塊は運動エネルギーを得るため $E^{(+)}$ は正の領域として表わされ、逆に $E^{(-)}$ は運動エネルギーを失う負の領域として表わされる。この $E^{(+)}$ が500(m)高度における空気塊の潜在不安定度を示す。Fig. 19から理解できるように、気塊が同高度から上昇するならば混合比が増加すれば自由対流高度は低くなり $E^{(+)}$ すなわち潜在不安定度が大きくなる。これは空気塊が上昇するエネルギーが大きいことにつながり、水蒸気が鉛直方向に輸送され易いことにもつながる。このような潜在不安定という熱力学的概念を水蒸気鉛直輸送を促す要因として不安定場に取り込むことを考えていく。

ここでは空気塊を強制的に上昇させて自由対流高度にまでもってくるような場ではなく、逆に自由対流高度を下げる場として、場の状態から定まっている自由対流高度を $(1-\beta)$ 倍($0 < \beta < 1$)にする場として不安定場を定義する。この考えを概念的に示したのがFig. 20である。図の横軸には空気塊の高度を、縦軸にはその高度の空気塊がもつ自由対流高度をとってある。このとき、(a)は空気塊高度とその自由対流高度の関係を示している。この状態においては0から a_0 高度までの空気塊は自由対流を起し得る状態であり、 a_0 から a_3 高度の空気塊は潜在不安定の状態にあるが、強制上昇をとまなわない限り上昇することはない。ここで、この場は $(1-\beta)$ という倍率をもって(a)を(b)の位置にまでもって

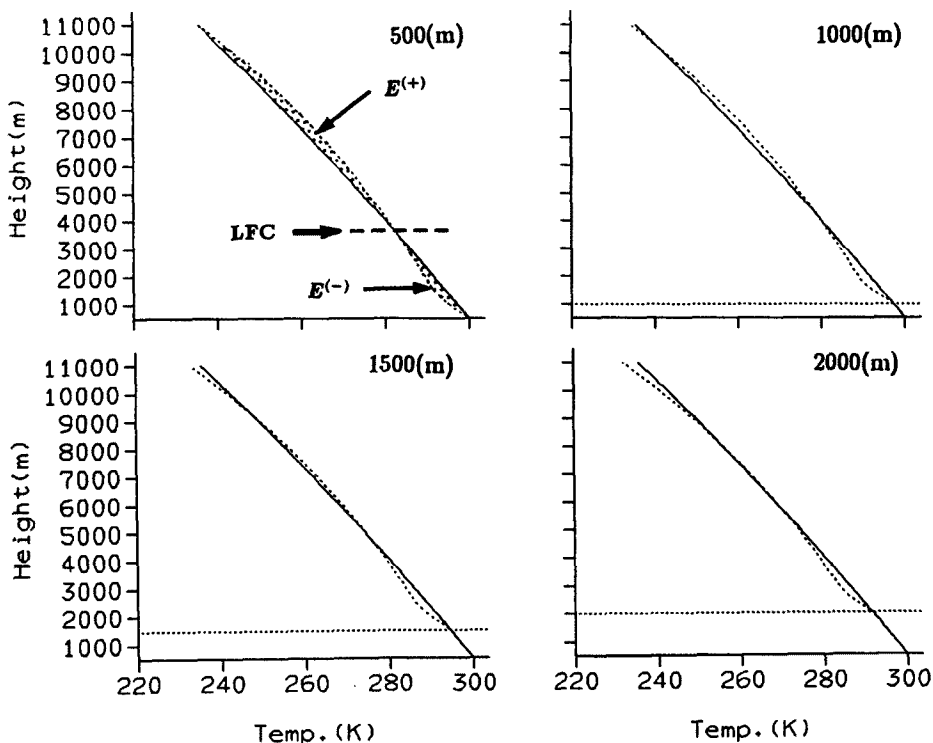


Fig. 19. Vertical distribution of the air temperature and adiabatics for the air parcels which have their original height indicated by dotted horizontal lines. LFC means the level of free convection and $E^{(-)}$ is the amount of the energy required for the air parcel to reach the LFC. $E^{(+)}$ is the amount of the kinetic energy the air parcel gain above the LFC.

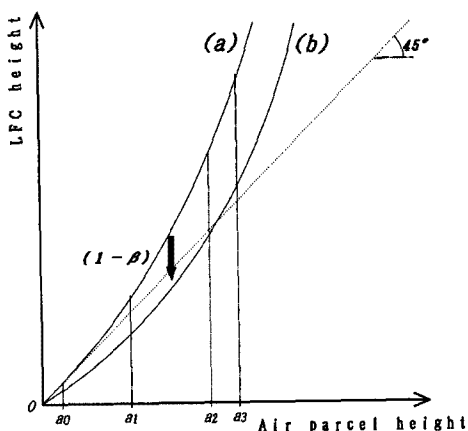


Fig. 20. Explanation of the physical role of the model parameter in the new instability field model. The solid lines indicate schematically the relation between the height of air parcels and their LFC.

る。この不安定場の効果により、0から a_2 高度までの層では(b)に対して自由対流高度を越えてしまい、自由対流を起し、この層から水蒸気が鉛直方向に輸送され相変化することとなる。このようにして水蒸気の鉛直輸送を生起させる。

さらに、不安定場による水蒸気の鉛直輸送は下層での水蒸気の流入の度合によるものとし、下層水蒸気流入量の α %が上層に輸送されるものとする。すなわち、対流現象を表現する水蒸気が鉛直方向に輸送される量は下層にどの程度の水蒸気が流入しているかによって決定されるのである。また、過飽和状態を生み出す主な原因である水蒸気流入量を鉛直輸送量と関係付けることで、既存の α モデルでの過飽和量による定義をも内包している。

5.2 不安定場のLFCモデル

このような潜在不安定度および下層水蒸気流入量の考えにより場の状態から定まっている自由対流高度を $(1 - \beta)$ 倍 ($0 < \beta < 1$) にすることで自由対流が生じ得る層

を補給層内に生起させ、その層内の水蒸気流入量の $\alpha(\%)$ が吸引層に鉛直輸送され相変化する場として水蒸気鉛直輸送効果を取り込んだ不安定場をモデル化し、この潜在不安定という大気の熱力学的側面をもった不安定場モデルを LFC モデルと呼ぶ。この2つのモデルパラメータのうち、 β は水蒸気の鉛直輸送を生起させるものであり、 α は鉛直輸送が生起する状態となったときの実際の鉛直輸送量を決定するものである。

この定義による不安定場の LFC モデルの概念を Fig. 21 に示す。ここで、水平方向メッシュ 9×9 (km) の底をもち、鉛直方向に $s=0$ から 1 の解析領域の範囲の高さをもつ気柱を各 (x, y) メッシュ毎に考え、水蒸気を鉛直方向に補給する側の下層 ($0 < s \leq s_l$) と水蒸気を下層から補給される側の上層 ($s_l < s \leq s_u$) に分けて考える。LFC モデルでは補給層と吸引層の境界 s_l を地表面高度で 2000(m) とする。これは、将来的に降雨予測を行なっていく際に必要となるであろうレーダー情報が定量観測範囲全域で得られているのは 2000(m) 程度までと考えられるからである。また、吸引層の上限 s_u は深山レーダー情報から得られているエコー強度分布から降雨域は 10000(m) 程度まで分布していると考え、10000(m) とした。

ここで、補給層内で、モデルパラメータ β によって、場の状態から算定されている自由対流高度を低下させ、自由対流高度がその空気塊の高度を下回る層が補給層内に決定される。

次に、この水蒸気の鉛直輸送が生起する状態となった層内で水蒸気流入量を算定し、その $\alpha(\%)$ を鉛直輸送し相変化させることで降雨を生じさせる。ここで、実際の s 高度の鉛直輸送量決定のためのモデルパラメータ $\alpha^r(s)$ は、その高度の空気塊がもつ潜在不安定度 $E^{(+)}$ によるものとし、 z を s 高度に対応する高度として、

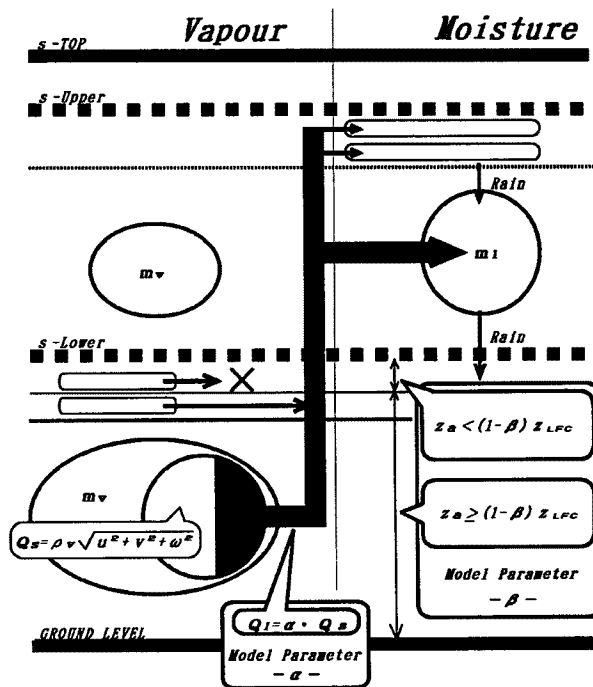


Fig. 21. Structure of the LFC model proposed in this paper.

$$\alpha^r(s) = \frac{E^{(+)}(z, m_v)}{\max_{z, m_v} \{E^{(+)}(z, m_v)\}} \alpha \quad \dots\dots\dots (29)$$

によって定められる。ただし、水蒸気の鉛直輸送の強度の指標である $E^{(+)}$ は、Fig. 19での総観場に対する結果を用い、総観場の気温分布を $T(z)$ 、 m_v をもった高度 z_a の空気塊の過程曲線の気温分布を $T'(z)$ とすれば、 $E^{(+)}(z_a, m_v)$ は

$$E^{(+)}(z_a, m_v) = \int_{z_{LFC}} (T'(z) - T(z)) dz \quad \dots\dots\dots (30)$$

(ただし、 $T'(z) > T(z)$, $0 < m_v < 1$)

となる。

このようにして不安定場モデルに水蒸気鉛直輸送効果を取り込んでの降雨算定を行なう。

5.3 LFCモデルによる降雨算定手法

この不安定場のLFCモデルの定義にしたがって、具体的には、補給層内で空気塊の高度 z_a が自由対流高度 z_{LFC} を越えた、すなわち、

$$z_a > (1 - \beta) z_{LFC} \quad \dots\dots\dots (31)$$

となった高度で、

$$Q_s(s) = \rho_v \cdot \sqrt{u^2 + v^2 + \omega^2} \quad \dots\dots\dots (32)$$

により、下層水蒸気流入量 $Q_s(s)$ を算定する。次に、ある (x, y) での s 高度での補給量を $Q_i(s)$ を

$$Q_i(s) = \alpha_r(s) Q_s(s) \quad \dots\dots\dots (33)$$

により算定する。ここで、補給層の総補給量は $\int Q_i(s) ds$ で表わされる。この総補給量が吸引層に $Q_u(s)$ として輸送される。すなわち、輸送されてきた $\int Q_i(s) ds$ は吸引層の各 s 高度に等分に配分されるとし、

$$Q_u(s) = \frac{\int_0^{s_l} Q_i(s) ds}{(s_u - s_l)} \quad \dots\dots\dots (34)$$

として算定される。また、対流性降雨は水蒸気鉛直輸送によって水蒸気が上層に運ばれて相変化する結果生じるものとし、その場で推定されている水蒸気相変化量はすべて鉛直輸送された水蒸気の相変化によるものであるとして $Q = Q_u$ と考える。

ここで、LFCモデルを用いた降雨算定の基礎式は、補給層と吸引層で異なったものとなり、補給層では、

熱力学的方程式

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} + \omega \frac{\partial \theta}{\partial s} = 0 \quad \dots\dots\dots (35)$$

水蒸気量保存式

$$\frac{\partial m_v}{\partial t} + u \frac{\partial m_v}{\partial x} + v \frac{\partial m_v}{\partial y} + \omega \frac{\partial m_v}{\partial s} = - \frac{Q_l}{\rho_0} \quad \dots\dots\dots (36)$$

水分量保存式

$$\frac{\partial m_l}{\partial t} + u \frac{\partial m_l}{\partial x} + v \frac{\partial m_l}{\partial y} + \omega \frac{\partial m_l}{\partial s} = \frac{\rho_w}{\rho_0(H-h)} \frac{\partial r}{\partial s} \quad \dots\dots\dots (37)$$

となる。一方吸引層では

熱力学的方程式

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} + \omega \frac{\partial \theta}{\partial s} = \frac{LQ_u}{\rho_0 \pi} \dots\dots\dots (38)$$

水蒸気量保存式

$$\frac{\partial m_v}{\partial t} + u \frac{\partial m_v}{\partial x} + v \frac{\partial m_v}{\partial y} + \omega \frac{\partial m_v}{\partial s} = 0 \dots\dots\dots (39)$$

水分量保存式

$$\frac{\partial m_l}{\partial t} + u \frac{\partial m_l}{\partial x} + v \frac{\partial m_l}{\partial y} + \omega \frac{\partial m_l}{\partial s} = \frac{Q_u}{\rho_0} + \frac{\rho_w}{\rho_0(H-h)} \frac{\partial r}{\partial s} \dots\dots\dots (40)$$

となる。この基礎式を用いて降雨の再現計算を行なう。

まず、 Q を 0 とおいて (35)~(40)式を用いて水蒸気相変化量を考慮せずに θ , m_v , m_l の仮の時間更新値 θ^* , m_v^* , m_l^* を前進差分により求める。次に、(31)~(34)式により、補給層から吸引層への水蒸気鉛直輸送量 $Q_u(s)$ を算定し、

$$\delta m = \Delta t \frac{Q_u(s)}{\rho_0} \dots\dots\dots (41)$$

の関係から、次式により θ , m_v , m_l の更新値を算定する。

$$\begin{cases} \theta = \theta^* + \frac{L}{C_p} \left(\frac{1000}{p} \right)^{R/c_p} \delta m \\ m_v = m_v^* - \delta m \\ m_l = m_l^* + \delta m \end{cases} \dots\dots\dots (42)$$

このようにして LFC モデルによる降雨算定を行っていく。

5.4 LFCモデルによる降雨の再現

本報告で対象とする降雨では、2:00 に京都府を縦断するような形で横たわる細かな対流性降雨域の集合体であると考えられるレインバンドの存在が観測されている。ここで、LFC モデルは対流性降雨域再現のために水蒸気鉛直輸送効果を取り込んだ不安定場モデルであるので、このレインバンドの再現を目的とした降雨再現計算を行なうことで LFC モデルが対流現象を内包し得るモデルであるかどうかを考える。したがって、降雨の再現手法としては、このレインバンドに対応するように、特定の幅を持ったバンド状の不安定場がその構造を保った形で変化せずに移動するものとして降雨分布の再現を図る。

ここでは、既に行なった再現手法¹¹⁾と同様の手法により、Fig. 22 に示すように南北方向に -70 km から 200 km までの長さを持ち、東西方向から 120° 傾いた軸をもったバンド状の分布を考える。 r を軸からの水平距離 (km) として同様に軸の両側に 3σ 以内で、

$$\beta(r) = \frac{a}{\sqrt{2\pi}\sigma} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{r}{\sigma}\right)^2\right] \dots\dots\dots (43)$$

で定まる $\beta(r)$ 分布を移動させて不安定場の LFC モデルによる降雨再現を行なう。ただし、計算開始時刻にはバンド軸の東南端が解析領域西端に位置するようにする。ここで、 $\beta(0)$ の値が 0.3 となるように

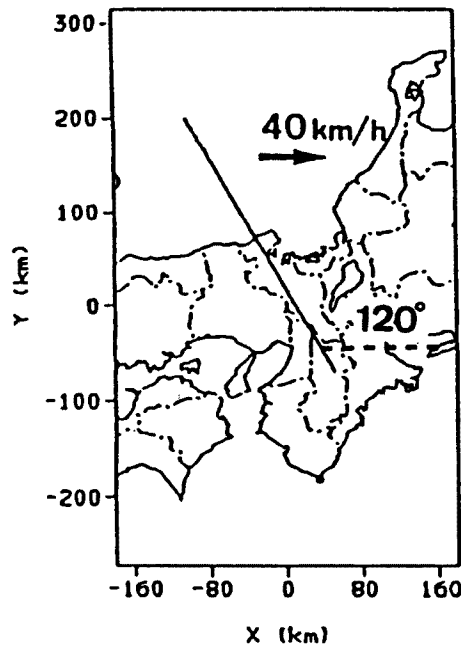


Fig. 22. Characteristics of the central line of instability field used in the examination of the performance of the new model.

α を設定する。すなわち、不安定場の軸上では自由対流高度が0.7倍に抑えられることになる。また、モデルパラメータ α はこのバンド内で0.000005という一定の値をもってこの不安定場とともに移動するものとする。 α をこの値に設定した理由は、この程度の値であれば鉛直輸送される水蒸気量が実現象と比較して定量的に妥当であると考えられるからである。

このバンド状の不安定場のLFCモデルにより再現された降雨分布をFig. 23に180分後から510分後まで地表面高度に関して示す。

この結果、不安定場のLFCモデルによって再現された降雨域はバンド状不安定場の軸に沿った形で分布している様子がわかる。特に300(min)においては、観測降雨(Fig. 7参照)の1:00から1:30に対応するように、大阪府から京都府と兵庫県の県境付近に沿って横たわるレインバンドが再現されている。この京都府を縦断するように横たわるレインバンドがLFCモデルによって良好に再現できたのは、LFCモデルで過飽和状態は水蒸気の層状の流入の結果であると考え、この過飽和状態を水蒸気鉛直輸送の要因と考えずに、水蒸気の鉛直輸送を促す要因を大気の潜在不安定と関係付けた形で定義し、鉛直輸送される水蒸気量は下層の水蒸気流入量にしたがうとしてモデル化したためである。本報告においては、このように水蒸気の鉛直輸送を取り込んだ形で不安定場をモデル化し、対流性降雨域を表現することが目的であった。

また、このようなモデル化の手法の妥当性は、このレインバンドの再現性にだけ示されているのではない。360(min)から420(min)の降雨分布の再現結果をみると、京都府南部に広範囲にわたって対流性降雨がもたらされている様子も理解できる。したがって、このような対流性降雨域において、水蒸気が上方に輸送、相変化され降水をもたらす状況を表現するためにはLFCモデルのような不安定場のモデル化は妥当といえる。さらに、兵庫県中央部における雨域の停滞も240(min)から330(min)にかけて良好に再現されている。これは下層が過飽和状態となったことで、下層がもはや潜在不安定の状態ではなく自由対流の状態となって水蒸気の鉛直輸送が促されたためであり、その意味で不安定場のLFCモデルは、水

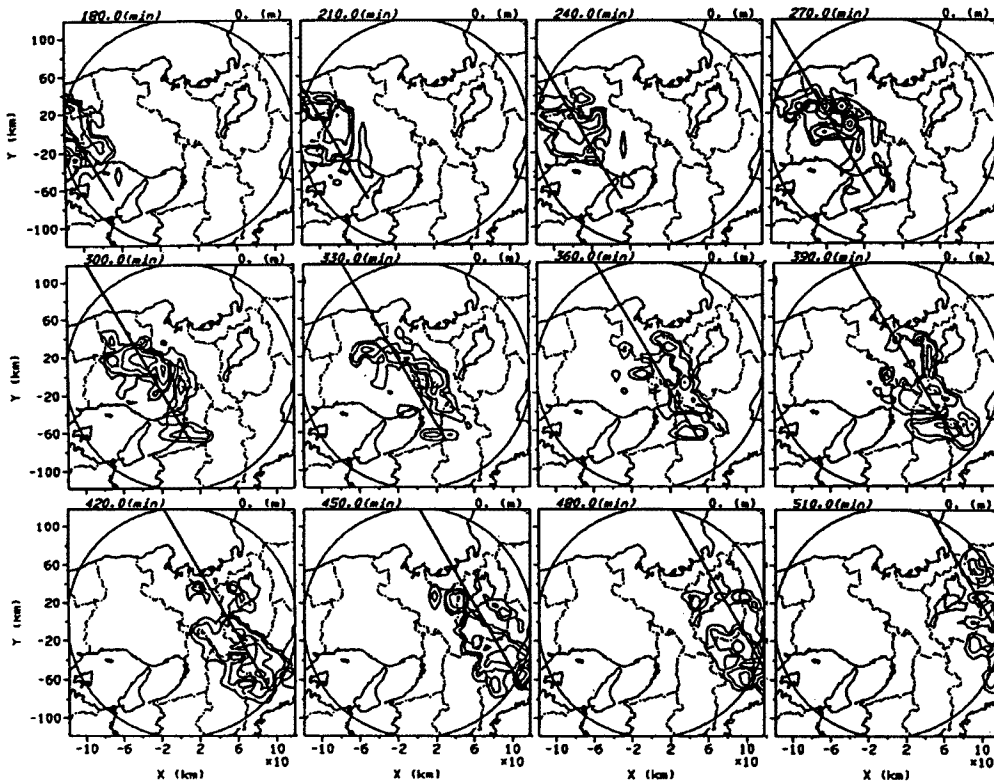


Fig. 23. Computed rainfall distribution at the surface. Contours correspond to 1, 2, 4, 8, 16, 32, 64 mm/h. The moving line is the center of the instability field.

蒸気鉛直輸送を促す要因としての水蒸気の過飽和状態という定義を内包していると考えられる。

このように、LFCモデルは対流性降雨域を實現象に沿った形で表現し得る不安定場モデルであり、その降雨再現は上述のように良好な結果を得た。

6. 結 論

以上、3次元レーダー情報を用いて既開発の α モデルによる短時間降雨予測手法において計算時間短縮を図り、さらに移流モデルを不安定場の移動の予測に用いることで、我々が開発してきた手法を実時間手法として完成させた。また、台風性降雨時の総観場を實現象に沿った形で推定するとともに台風降雨時の降雨予測手法を開発し、台風性降雨に対しても不安定場を用いた物理学的、準気象学的降雨予測手法が有効であるとの結果を得た。

さらに、既存の α モデルに対する水収支的観点からの考察から、対流現象を取り込むことを念頭におき、水蒸気鉛直輸送を生起させる要因に潜在不安定という熱力学的概念を取り込むことで、既存の α モデルに対して、より實現象に沿った形で不安定場モデルを開発し、降雨再現を行なったところ前節で述べたように良好な結果をみた。

今後は、このように水収支的概念に加え熱力学的概念を導入した形で水蒸気鉛直輸送を取り込んだ不安定場のモデルパラメータを、3次元レーダー情報や気象衛星情報等から推定可能な形で発展させて実際に

推定し、 α モデルに対して適用した移流モデル等の本研究の降雨予測法を用いて短時間降雨予測にまで結びつける必要がある。

最後に、用いた3次元レーダー雨量計データは建設省淀川ダム統合管理事務所から提供して載きました。ここに、心から謝意を表します。

参考文献

- 1) 立平良三・牧野義久：デジタル化されたエコーパターンの予測への利用，研究時報，Vol. 26, 1974, pp. 188-199.
- 2) 大倉 博・石崎勝義・中尾宏臣・森本陸世：レーダー雨量計を用いた短時間降雨予測，第27回水理講演会論文集，1983, pp. 349-354.
- 3) 竹村行雄：雨の短時間予報，天気，Vol. 34, 1978, pp. 229-238.
- 4) 中北英一・山浦克仁・椎葉充晴・池淵周一・高棹琢馬：3次元レーダー情報を用いた降雨生起場の推定と短時間降雨予測手法の開発，京都大学防災研究所年報，第33号B-2，1990, pp. 193-212.
- 5) Ogura Y. and Y. Takahashi: Numerical simulation of the life cycle of thunder storm cell, Mon. Wea. Rev., Vol. 99, 1971, pp. 895-911.
- 6) 椎葉充晴・高棹琢馬・中北英一：移流モデルによる短時間降雨予測手法の検討，第28回水理講演会論文集，1984, pp. 423-428.
- 7) 中北英一・筒井雅行・池淵周一・高棹琢馬：降雨分布特性の気象力学的解析，京都大学防災研究所年報，第31号B-2，1988, pp. 209-229.
- 8) 高棹琢馬・椎葉充晴・池淵周一・中北英一・永井一郎：気象衛星データを用いた台風のレインバンド移動分布特性の解析，水文・水資源学会研究発表会要旨集，1989, pp. 267-270.
- 9) Mitsuta Y., T. Fujii and K. Kawashima: Analysis of typhoon pressure patterns over Japan Islands, J. of Natural Disaster Science, Vol. 1, 1979, pp. 3-19.
- 10) J.V. Iribarne and W.L. Godson: Atmospheric Thermodynamics, D. Reidel Publishing Company, 1973.
- 11) 中北英一・村田 啓・池淵周一・高棹琢馬：不安定場のモデル化と降雨分布の再現，京都大学防災研究所年報，第32号B-2，1989, pp. 337-350.