

地形性降雨を考慮した移流モデルによる 短時間降雨予測手法の精度向上に関する研究

中北英一・寺園正彦*

* 京都大学大学院工学研究科

要 旨

我が国, 日本では山岳域が多く存在するため地形性降雨を考慮したレーダー短時間降雨予測は必要不可欠である。本研究は地形性降雨算定手法を開発することにより, レーダー短時間降雨予測の精度向上を目指すものである。既往研究では台風の移動と台風から離れた雨域の移動とを統一的に表現可能な移流モデルに, GPV情報, AMeDAS観測値からの風速を用いて地形性降雨の概念が導入されてきた。一方本研究は水蒸気の収支について考慮し, 地形性降雨の非地形性降雨に対する線形性の仮定という問題についても解決を図った。また既往研究では高度約1000mにおける風速等の値を代表値として, 層厚100 mを仮定していたが, 今回, 大気中の複数の層を想定した。これらの新しく開発した地形性降雨算定手法を位置の一次式で移流ベクトルを設定した既往の移流モデルに適用した結果, 山岳域において地形性降雨を考慮しない移流モデルに比べ予測精度が向上した。

キーワード: レーダー短時間降雨予測, 地形性降雨, 移流モデル

1. はじめに

1.1 研究の背景

我が国, 日本には山岳域が多く存在する。台風などの大雨による, 浸水や洪水といった水害, 山やがけが崩れたり土石流が発生するなどの土砂災害を防ぐためにも, 山岳域など地形の影響による降雨, すなわち地形性降雨を考慮した降雨予測モデルは必要不可欠である。なぜなら, 地形性降雨を考慮した降雨予測モデルにより, 出水の定量的な把握, 山岳域での総降雨量の予測精度の向上などの効果が見込まれるからである。また, 地形性降雨を考慮した降雨予測モデルは, ダムのオペレーションにも有効活用できる。既往の研究では, まず, 台風に伴う渦状の降雨バンドの移動と台風から遠く離れた雨域の移動とを統一的に表現可能な移流モデルに, GPV 情報, AMeDAS 観測値から得られる風速を用いて地形性降雨の概念が導入されてきた。これに対し, 地形性降雨を算定する際に水蒸気の収支について考慮し, 地形性降雨の非地形性降雨に対する線形性を仮定していた問題についても解決が図られた。また, 既往研究では地上から高度が約 1000m における風速な

どの値を代表値として, 層厚 100 m で地形性降雨を算定していたが, 本研究では, 大気中の複数の層を想定して地形性降雨の算定を行った。さらに, これらの新しく開発した地形性降雨算定手法を位置の一次式で移流ベクトルを設定した既往の移流モデルに適用し, 降雨予測精度の向上を目指した。なお, 解析に用いる降雨事例は, 2004 年に日本に上陸した台風 6 号を選択した。

1.2 本研究が目指す降雨予測モデル

台風などが襲来した際, レーダー観測降雨から明らかであるように, 山岳域の降雨域に地形性降雨と考えられる停滞成分が存在することがわかる。このことから, 本研究では, レーダー観測降雨が, 地形性降雨と地形性降雨ではない降雨, すなわち非地形性降雨の合成であることを大前提として地形性降雨を考慮した短時間降雨予測手法の開発に取り組んだ。本研究において開発した降雨予測モデルでは, まず, 地形性降雨が発生しうる十分な高度まで複数の層にわたって物理的に地形性降雨を算定することにより, 移流する地形性降雨ではない降雨, すなわち, 非地形性を算定する。次に, 求められた非地形性降雨を

位置の一次式で移流ベクトルを設定した既往の移流モデルにより、予測時刻まで移流させた後、移流させた非地形性降雨を用いて予測時刻での地形性降雨を算定する。予測時刻における、非地形性降雨と地形性降雨の合成を予測降雨としている。

2. 全国合成レーダ情報と移流モデル

2.1 全国合成レーダ情報

本研究では、国土交通省による26基のレーダーから成るレーダーネットワークにより作成された全国合成レーダ情報を用いた。国土交通省のレーダーは全てが山頂に設置されており、河川流域が存在する山岳域での降雨分布を捉えるのに適している。なお、全国合成レーダ情報のデータ形式は国土数値情報の基準地域メッシュ、第3次地域区画である経度差45秒、緯度差30秒メッシュごとの整数値(mm/h)の雨量値となっている。全国合成レーダの中心は東経136度30分、北緯35度40分であり、範囲は経度23度20分(2800メッシュ)×緯度23度(1840メッシュ)である。

2.2 移流モデル

本節では、本研究で用いた位置の一次式で移流ベクトルを設定した既往研究の移流モデルについて述べる。

(1) 既往研究の移流モデル

水平面上に直行座標系 x, y をとり、地点 (x, y) 、時刻 t での降雨強度 $r(x, y)$ とすると、

$$\frac{\partial r(x, y)}{\partial t} + u(x, y) \frac{\partial r(x, y)}{\partial x} + v(x, y) \frac{\partial r(x, y)}{\partial y} = w(x, y), \quad (1)$$

ここで気象レーダ情報からいかにして移流ベクトル (u, v) 、発達衰弱量 w を推定するかが問題となるが、 u, v, w の推定を線形最小自乗推定問題として定式化できるようにするために、これらを位置座標の一次式と置き、

$$u(x, y) = c_1 x + c_2 y + c_3, \quad (2)$$

$$v(x, y) = c_4 x + c_5 y + c_6, \quad (3)$$

$$w(x, y) = c_7 x + c_8 y + c_9, \quad (4)$$

としている。ここで、 $C_1 \sim C_9$ は推定されるべきパラメータである。

レーダー観測領域を含む長方形領域をとり、それを $\Delta x \times \Delta y$ の長方形メッシュに分割するものとする。このとき、

$$x_i = (i-1/2)\Delta x, \quad i=1, \dots, M, \quad (5)$$

$$y_j = (j-1/2)\Delta y, \quad j=1, \dots, N, \quad (6)$$

$$t_k = k\Delta t, \quad x=0, \dots, -K-1, \quad (7)$$

とする。ただし M, N はそれぞれ x 軸方向、 y 軸方向のメッシュ数、 Δt は時間間隔であり、 $(K+1)\Delta t$ とはパラメータ同定に用いる過去のデータ長である。

また (x_i, y_j) は長方形領域内の左から i 列目、下から j 列目のメッシュの中心点の座標である。

点 (x_i, y_j) 、時刻 t_k の偏微分を中央差分、

$$\left[\frac{\partial r}{\partial t} \right]_{ijk} = \frac{r(x_i, y_j, t_{k+1}) - r(x_i, y_j, t_{k-1})}{2\Delta t}, \quad (8)$$

$$\left[\frac{\partial r}{\partial x} \right]_{ijk} = \frac{r(x_{i+1}, y_j, t_k) - r(x_{i-1}, y_j, t_k)}{2\Delta x}, \quad (9)$$

$$\left[\frac{\partial r}{\partial y} \right]_{ijk} = \frac{r(x_i, y_{j+1}, t_k) - r(x_i, y_{j-1}, t_k)}{2\Delta y}, \quad (10)$$

で偏微分項を近似し、観測値とモデル式から得られる理論値の差(残差)を、

$$v_{ijk} = - \left[\frac{\partial r}{\partial t} \right]_{ijk} - \left\{ (c_1 x + c_2 y + c_3) \left[\frac{\partial r}{\partial x} \right]_{ijk} + (c_4 x + c_5 y + c_6) \left[\frac{\partial r}{\partial y} \right]_{ijk} - (c_7 x + c_8 y + c_9) \right\}, \quad (11)$$

とにおいて、この二乗和、

$$J_c = \sum_{k=-K}^{-1} \sum_{i=2}^{M-1} \sum_{j=2}^{N-1} v_{ijk}^2, \quad (12)$$

を最小にするようにパラメータ $C_1 \sim C_9$ を推定する。

v_{ijk} は $C_1 \sim C_9$ に関して一次式であるから、 $C_1 \sim C_9$ は J_c を $C_1 \sim C_9$ で偏微分して0に等しいとすることにより得られる連立一次方程式を解いて得られる。実時間予測の場合、この最小自乗推定を連続的に行う必要があるため、この最小自乗法を毎回適用しては計算時間がかかる上、過去の情報も失われる。そういったことから、平方根情報フィルター (Square Root Information Filter) (Bireman, G.L.(1977)) を用いて、パラメータ $C_1 \sim C_9$ を推定する。この方法によれば、 $C_1 \sim C_9$ の推定値と同時に誤差自乗も自動的に算出でき、 $C_1 \sim C_9$ の幾つかをあらかじめ0とする制約条件下、すなわち平行移動や回転のみあるいは平行移動と回転の重ねあわせのみといった限定条件下でも、別途プログラムを用意することなくパラメータを推定することができる。

(2) 降雨予測の方法

同定されたパラメータ $C_1 \sim C_9$ が、数時間先まで持続するとして将来の降雨強度を推定する。予測計算

は特性曲線の逆追跡によって行う。

移流モデル(1)~(4)式の特性曲線が従う微分方程式は、

$$\frac{dx(t)}{dt} = c_1 x(t) + c_2 y(t) + c_3, \quad (13)$$

$$\frac{dy(t)}{dt} = c_4 x(t) + c_5 y(t) + c_6, \quad (14)$$

$$\frac{dr(t)}{dt} = c_7 x(t) + c_8 y(t) + c_9, \quad (15)$$

で与えられる。すなわち(13), (14)式によって定まる特性基礎曲線に沿って、(15)式で示される時間変化率で降水強度 r は増大または減少する。これらは解析的に解くことができる。

まず(13), (14)式を連立して得られる解は、すなわち、座標 $(x(s), y(s))$ から特性基礎曲線をさかのぼった場合の座標は、

$$\begin{bmatrix} x(t) \\ y(t) \end{bmatrix} = R(t-s; c_1, \dots, c_6) \begin{bmatrix} x(s) \\ y(s) \\ 1 \end{bmatrix}, \quad (16)$$

の形に書ける。ここで、 $S(t-s; c_1, \dots, c_9)$ は $t-s, c_1, \dots, c_9$ だけによって決定される (2×3) 次行列である。

また、 $r(x(t), y(t), t) - r(x(s), y(s), s)$ は、(15), (16)式より、

$$r(x(t), y(t), t) - r(x(s), y(s), s) = T(t-s; c_1, \dots, c_9) \begin{bmatrix} x(s) \\ y(s) \\ 1 \end{bmatrix}, \quad (17)$$

の形に書くことができる。ここで $T(t-s; c_1, \dots, c_9)$

は $t-s, c_1, \dots, c_6$ にも依存する 3 次の行ベクトルである。

いま、現在時刻を $t = t_0$ 、予測のリードタイムを τ として、予測値を得たい時刻 $t + \tau$ を s と表す。このとき、 $x(s) = x_i, y(s) = y_i$ と書くと、 $t-s = -\tau$ であるから、(16), (17)式を用いて、

$$r(x_i, y_i, t_0 + \tau) = r(x(t_0), y(t_0), t_0) - T(-\tau; c_1, \dots, c_9) \begin{bmatrix} x_i \\ y_i \\ 1 \end{bmatrix}, \quad (18)$$

ただし、

$$\begin{bmatrix} x(t_0) \\ y(t_0) \end{bmatrix} = R(-\tau; c_1, \dots, c_6) \begin{bmatrix} x_i \\ y_i \\ 1 \end{bmatrix}, \quad (19)$$

によって、時刻 $t_0 + \tau$ での予測値 $r(x_i, y_i, t_0 + \tau)$ が得られる。

3. 立平モデルと地形性降雨の非地形性降雨に対する非線形効果

3.1 立平モデル

本研究では、1970年代に立平によって提案された計算方式である立平モデルにより、地形性降雨を算定した。立平モデルは、以下のような特徴がある。
(1)地形性上昇風によって山を越えるときに、凝結した水蒸気(雲水量) L から降水 R に転換する。
(2)雲粒から雨滴への成長過程も考慮している。
(3)気塊が山を迂回せずに上昇すると仮定している。
(4)過去(風上)に地形性降雨をして落下した水蒸気を気塊から逐次取り除く。

なお、本研究では、立平モデルを用いて地形性降雨を算定する際、水蒸気収支も考慮している。立平モデルを用いた地形性降雨の計算式については、以下に述べる。

気塊が斜面に沿って上昇することによって生じた水蒸気の凝結量(雲水量)を $L[\text{g}/\text{m}^3]$ とする。雲粒の速度が空気の速度に等しいとすれば、気塊中の L の時間変化は、共存する雨滴による補足を考慮すると、

$$\frac{dL}{dt} = -cL - a(L - L_c) + WG - WL(\partial \ln \rho / \partial z) \quad (20)$$

である。ここで、 c は上空からの降水雲粒補足(Seeder Feeder機構による)の割合、 a は雲粒自身による降水への成長(Auto Conversion)の割合、 L_c は降水へと転換する限界の雲水量、 W は斜面による気塊の上昇速度、 G は気塊が単位距離上昇する間の水蒸気凝結による L の増加量を表す。右辺第一項と第二項は、降水へ転換することによる雲水量の減少を表し、係数 a は L の値に応じて次のような値をとるものとする。

$$\begin{aligned} L \leq 0 \quad &\text{のとき} \quad a = 0 \\ 0 < L \leq L_c \quad &\text{のとき} \quad a = 0 \\ L_c < L \quad &\text{のとき} \quad a = 10^{-4} \text{sec}^{-1} \end{aligned} \quad (21)$$

本研究では立平にならない、 L_c として $1.0[\text{g}/\text{m}^3]$ を使った。これは雲水量が $1.0[\text{g}/\text{m}^3]$ より大きい場合には降水を伴うことが多いという観測事実に基づくものである。また a の値は、そのときの気象条件で大きく変わるものと思われるが、通常 $10^{-3} \sim 10^{-4}[\text{sec}^{-1}]$ の値が使われている。本研究では対象としている暖候期の大雨の場合は、地形性雲水自体は氷晶を含まないと見てよいので、これも立平にしたがって、小さい方の値 $10^{-4}[\text{sec}^{-1}]$ を使うのが妥当と考えた。次に、右辺第三項は気塊の上昇による水蒸気の凝結を、右辺第四項は大気の圧縮性による見かけ上の L の変化をそれぞれ表す。右辺第四項は第三項に比べて 1 オーダー小さいので無視し、この式を流れに沿って時間的

に積分すると、

$$L = \frac{WG + aL_c}{c + a} + \left(L_0 - \frac{WG + aL_c}{c + a} \right) e^{-(c+a)\Delta t} \quad (22)$$

となる。ここで、 L_0 はメッシュへの流入雲水、 Δt は気塊が1メッシュを通過する時間[s]である。また、地形性降雨強度 R_O [mm/h]は、流出する雲水量 L 、凝結し増加した雲水量 $WG\Delta t$ 、そして流入する雲水量 L_0 の収支を考えると、

$$R_O = \frac{L_0 + WG\Delta t - L}{\Delta t} \times 3.6 \times H \quad (23)$$

となる。ここで H は地形性降雨算定の対象とする気塊の厚さ、すなわち層厚[m]である。

また、水蒸気の雲水への凝結によって、単位時間当たりに減少する水蒸気密度は、

$$\frac{d\rho_v}{dt} = -WG \quad (\rho_v \geq \rho_s) \quad (24)$$

となる。今、水蒸気が飽和のときは凝結しないので、

$$\frac{d\rho_v}{dt} = 0 \quad (\rho_v < \rho_s) \quad (25)$$

となる。

ここで、 ρ_v [g/m³]は気塊の水蒸気量、 ρ_s [g/m³]は気塊の飽和水蒸気量とする。したがって、メッシュ内で斜面に沿って気塊が時間 t だけ上昇した後の水蒸気量 ρ_v は、

$$\rho_v = \begin{cases} \rho_0 - WGt & (\rho_v \geq \rho_s) \\ \rho_0 & (\rho_v < \rho_s) \end{cases} \quad (26)$$

となる。ここで、 ρ_0 はメッシュへの流入水蒸気量である。

なお、本研究では、水蒸気量の初期値を求めるため、GPV情報を1時間ごと水平方向3km四方、垂直方向15層(SFC, 975, 950, 925, 900, 850, 800, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100hPaの等圧面)のデータに内挿し、このGPV情報とAMeDAS観測値を併用して、大気場(水蒸気量)を推定した。

3.2 地形性降雨の非地形性降雨に対する非線形効果

(20)式によると、地形性降雨が非地形性降雨によって強度が増すのは、上空からの降水雲粒捕捉(Seeder Feeder 機構)によるものである。既往研究では、Kataoka et al.¹²⁾の方法に従い、その捕捉率 c として4 [mm/h]の非地形降雨の時の値を用い、地形性降雨を算定し、その上で地形性降雨の強度 R_O が非地形性降雨の強度 R_N に線形に比例すると仮定し、地形性降雨の算定を行ってきた。しかし立平ら³⁾によると、捕捉率 c は非地形性降雨強度 R_N に対して線形ではなく、加えて(22)式と(23)式から、その捕捉率 c に対しても地形性降雨強度 R_O は線形ではない。すな

わち、地形性降雨強度 R_O と非地形性降雨強度 R_N に線形関係はない。これを以下、地形性降雨の非地形性降雨に対する非線形効果と呼ぶことにする。

本研究では、地形性降雨の非地形性降雨に対する非線形効果を考慮し、レーダー観測降雨を地形性降雨と非地形性降雨に分離して、予測計算を行う方法を提案する。まず、レーダー観測降雨から分離を考える際のみ、雲粒自身による降水への成長(Auto Conversion)の影響は小さいと仮定し、これを省略する。この仮定により、

$$c = 0.67778 R_N^{0.731} \times 10^{-3} \quad (27)$$

$$\frac{dL}{dt} = -cL + WG \quad (28)$$

$$R_{radar} = R_O + R_N \quad (29)$$

の3式を連立することで地形性降雨を算定する。(27)式は立平ら⁷⁾の論文の中で示されている捕捉率 c と非地形性降雨強度 R_N の値をフィッティングすることにより得られた。(28)式は雲水量の連続式であり、(29)式はレーダー情報が地形性降雨と非地形性降雨の合成であると仮定した式である。具体的な解法を以下に示す。

流入する雲水量を L_0 とし、1メッシュにわたって(28)式を積分すると、流出する雲水量 L は、

$$L = \left(L_0 - \frac{WG}{c} \right) \exp(-c\Delta t) + \frac{WG}{c} \quad (30)$$

となる。ここで、前述したように Δt は気塊が1メッシュを通過する時間[s]である。地形性降雨強度 R_O [mm/h]は、次のメッシュに流出する雲水量 L 、メッシュ内で凝結し増加した雲水量 $WG\Delta t$ [g]、そして流入する雲水量 L_0 の収支を考えると、

$$R_O = \frac{L_0 + WG\Delta t - L}{\Delta t} \times 3.6 \times H \quad (31)$$

である。ここで H は地形性降雨算定の対象とする気塊の厚さ、すなわち層厚[m]である。(30)式を(31)式に代入すると、

$$R_O = \frac{L_0(1 - \exp(-c\Delta t)) - \frac{WG}{c}(1 - \exp(-c\Delta t)) + WG\Delta t}{\Delta t} \times 3.6 \times H \quad (32)$$

となる。 $\exp(-c\Delta t)$ の項に対し、テーラー展開を行い、(32)式に代入すると、

$$\begin{aligned} R_O / (3.6 \times H) &= \left(L_0 + \frac{WG\Delta t}{2!} \right) c \\ &\quad - \left(\frac{L_0\Delta t}{2!} + \frac{WG\Delta t^2}{3!} \right) c^2 + \\ &\quad \dots \dots + (-1)^{n-1} \times \left(\frac{L_0\Delta t^{n-1}}{n!} + \frac{WG\Delta t^n}{(n+1)!} \right) c^n \\ &\quad + (-1)^n \times \left(\frac{L_0\Delta t^n}{(n+1)!} \right) c^{n+1} \end{aligned} \quad (33)$$

となる。本研究では、 $n=30$ として、テーラー展開を行った。(27)式を(33)式に代入すると、 R_O は R_N の関数となり、これを(29)式と連立することで地形性降雨を算定することができる。

以上の方法により、実際に考えられる値として、流入する雲水量 L_0 を $1.2[\text{g}/\text{m}^3]$ 、1メッシュの通過時間 Δt を $500.0[\text{s}]$ 、層厚 H を $100[\text{m}]$ とおいて上昇速度 W を $0.5[\text{m}/\text{s}]$ 、 $1.0[\text{m}/\text{s}]$ 、 $1.5[\text{m}/\text{s}]$ と変えて、試験的に地形性降雨と非地形性降雨の分離を行った。算定された地形性降雨強度を Fig1 に示す。非地形性降雨が $4[\text{mm}/\text{h}]$ の時の捕捉率 c の値を用いて求めた基準地形性降雨強度に地形性降雨強度が線形であると仮定していた既往研究による手法では、地形性降雨強度をかなり過大に算定していたことがより判明した。また、同じ条件で層厚 H のみを $1000[\text{m}]$ として、算定された地形性降雨強度を Fig2 に示す。

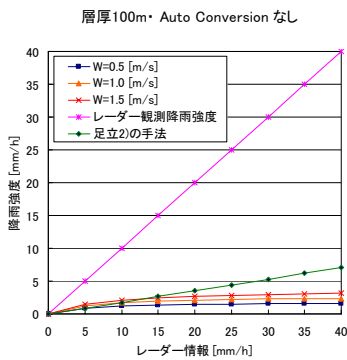


Fig.1 estimated orographic rainfall ($H=100$)

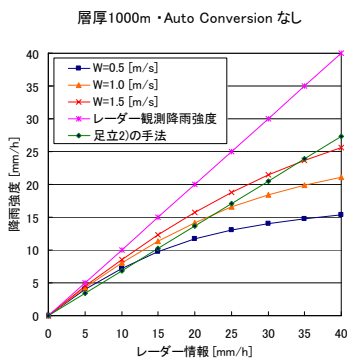


Fig.2 estimated orographic rainfall ($H=1000$)

4. 複数層の想定と降雨事例への適用

4.1 複数の層を想定した地形性降雨算定手法

本研究では、Fig3に示すように σ 座標をもって地上から高度が約200m, 400m, 1000m, 2000m, 3000m, 4000m, 5000mにおける風速、水蒸気量、飽和水蒸気量を代表値として、それぞれの層厚を200m, 200m, 1000m, 1000m, 1000m, 1000m, 1000mとし地形性降雨の算定を行った。本研究では、最下層(200m)における地形性降雨と非地形性降雨の合成をレーダー

観測降雨としている。これらの手法により、地形性降雨のプロセスを通した上での、上下層の降雨強度の違いを考慮できる。

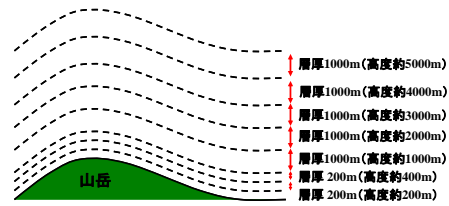


Fig.3 Supposing of multi layers

各層における風速場および水蒸気場の推定方法として、短時間の気象変化を見るために、Nakakita et al.⁷⁾の短時間降雨予測手法中の大気場の推定方法を用いて、GPV 情報を1時間ごと、水平方向3km四方、垂直方向15層(SFC, 975, 950, 925, 900, 850, 800, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100hPaの等圧面)のデータに内挿し、このGPV情報とAMeDAS観測値を併用して、大気場(風向・風速・水蒸気量・飽和水蒸気量)を推定した。また、飽和気塊の単位距離上昇したときの L の増加 $G[\text{g}/\text{m}^3 \cdot \text{m}]$ の値は、国際標準大気に基づき、高度200m, 400m, 1000m, 2000m, 3000m, 4000m, 5000mの層でそれぞれ、一定値 $7.3 \times 10^{-3}[\text{g}/\text{m}^3 \cdot \text{m}]$, $6.8 \times 10^{-3}[\text{g}/\text{m}^3 \cdot \text{m}]$, $5.3 \times 10^{-3}[\text{g}/\text{m}^3 \cdot \text{m}]$, $3.5 \times 10^{-3}[\text{g}/\text{m}^3 \cdot \text{m}]$, $2.5 \times 10^{-3}[\text{g}/\text{m}^3 \cdot \text{m}]$, $1.7 \times 10^{-3}[\text{g}/\text{m}^3 \cdot \text{m}]$, $1.0 \times 10^{-3}[\text{g}/\text{m}^3 \cdot \text{m}]$ と算定した。

さて、Fig4に示すように、ある層に対する非地形性降雨は、直上の層の非地形性降雨と地形性降雨の合成であるとし地形性降雨の算定を行っている。結果、算定された地形性降雨は Fig5 に示す部分となる。

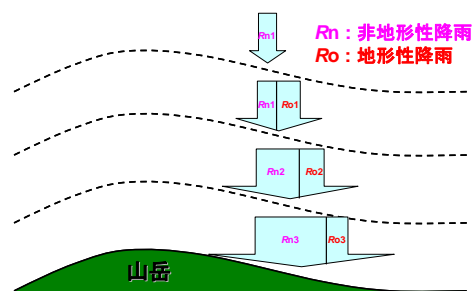


Fig.4 method of calculating orographic rainfall

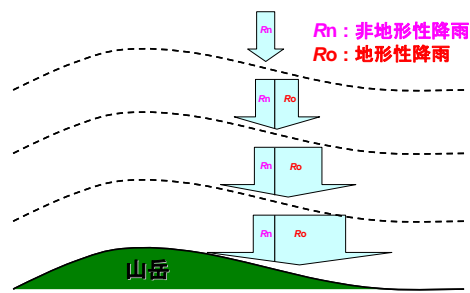


Fig.5 method of calculating orographic rainfall

最下層における地形性降雨と非地形性降雨の合成をレーダー観測降雨と仮定した手法では、レーダーで観測された降雨が最下層すなわち本研究における地上からの高度が約 200m の降雨であると仮定して予測を行う。具体的にはまず、最下層である地上からの高度が約 200m で 3.2 に示した方法により、地形性降雨と非地形性降雨に分離を行い、ここで算定された非地形性降雨を直上の層での地形性降雨と非地形性降雨の合成であるとし、地形性降雨と非地形性降雨とに分離を行う。この操作を上層にむけて、地上からの高度が約 5000m までの 7 層で繰り返すことにより、各々の層での地形性降雨を積算することで地形性降雨を算定する。またこの手法では、Fig5 に示すように、立平モデルにおいて地形の影響を受けて発生した雲水量が少ない上層まで地形性降雨と非地形性降雨の算定が行われるため、求められた非地形性降雨は地形の影響を受けていない純粋な非地形性降雨となる。

4.2 降雨事例への適用

(1) 予測の手順

まず、予測開始時刻とその5分前および10分前のレーダー観測降雨を4.1で示した手法により地形性降雨と非地形性降雨に分離し、非地形性降雨のみで2.2に示した手法により移流ベクトルを同定する。このとき、発達衰弱項は0、すなわち $c_7 \sim c_9$ は0とし、 $c_1 \sim c_6$ のパラメーターの同定を行っている。次に、同定された移流ベクトルを用いて、2.2で示した特性曲線により解析的に初期時刻の非地形性降雨のみを移流させ、予測非地形性降雨を算定する。この予測非地形性降雨を用いて、(33)式より予測地形性降雨を算定し、予測非地形性降雨と予測地形性降雨の合成を予測降雨とした。以下、Fig6とFig7にこの予測の手順を示す。

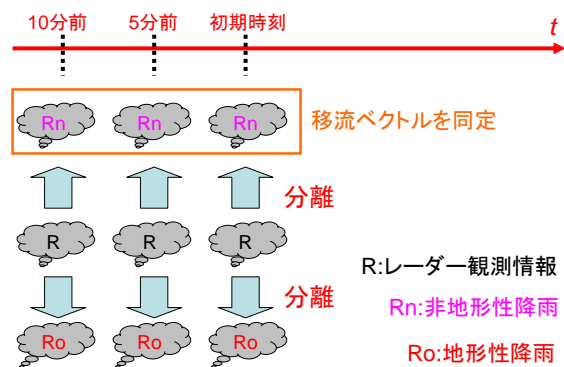


Fig.6 methodology of prediction

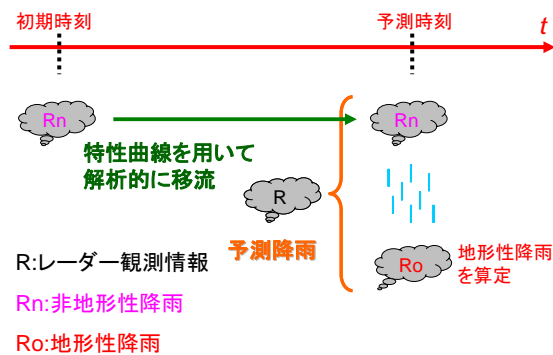
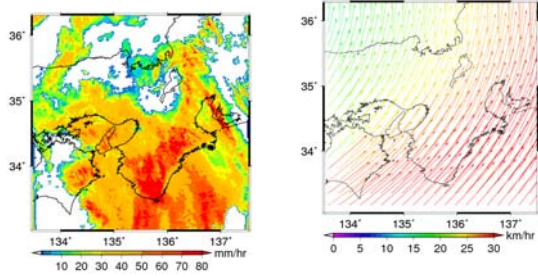


Fig.7 methodology of prediction

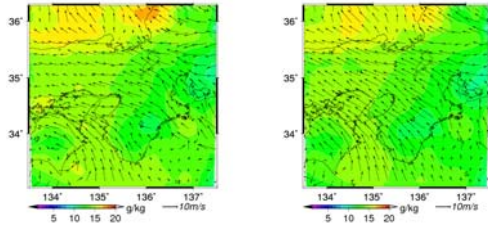
(2) 降雨事例

2004年6月の台風6号を対象として近畿地方周辺の降雨予測を行った。初期時刻は2004年6月21日10時で、10分ごとに2時間先まで降雨予測を行った。比較のために、2.2に示す移流モデルを用いて、地形性降雨を考慮しない降雨予測も行った。以下のFig8に初期時刻における実況降雨、GPV・AMeDAS合成風および同定された移流ベクトル、Fig9にレーダー観測降雨からの地形性降雨と非地形性降雨の分離を示し、Fig10, Fig11, Fig12, Fig13に降雨開始時刻から30分後、60分後、90分後、120分後の降雨予測結果を示す。

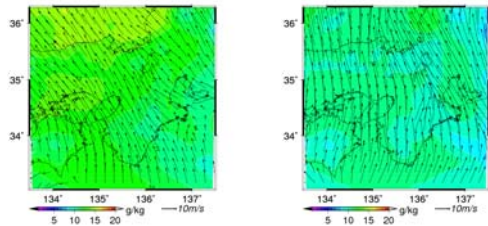


Observed rainfall

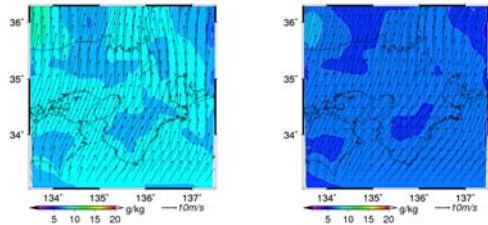
Calculated translation vector



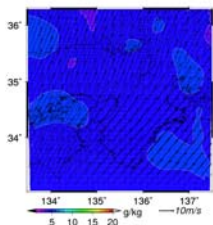
GPV AMeDAS wind (200m) GPV AMeDAS wind (400m)



GPV AMeDAS wind (1000m) GPV AMeDAS wind (2000m)

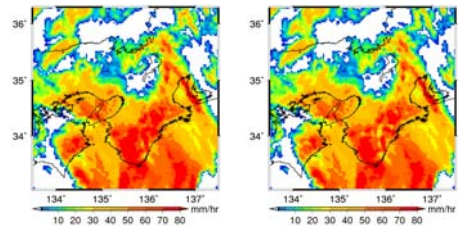


GPV AMeDAS wind (3000m) GPV AMeDAS wind (4000m)



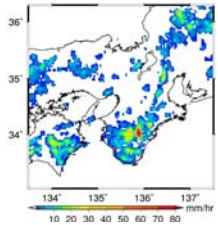
GPV AMeDAS wind (5000m)

Fig.8 Case study at initial time



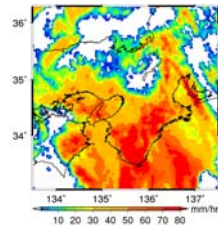
Observed rainfall

Non orographic rainfall



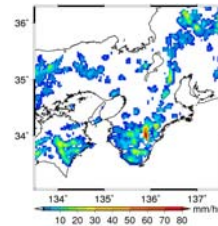
Orographic rainfall

At 9:50



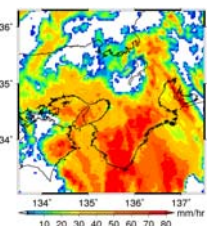
Observed rainfall

Non orographic rainfall



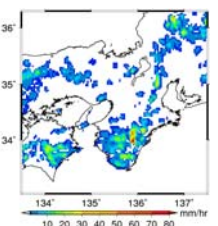
Orographic rainfall

At 9:55



Observed rainfall

Non orographic rainfall



Orographic rainfall

At 10:00

Fig.9 Separated orographic rainfall from observed rainfall

(3) 予測の精度評価

予測精度を表す指標には、予測雨量の量的な一致度を示す2乗平均誤差 (RMSE)、量、場所を総合的に評価する相関係数を用いた。2乗平均誤差(RMSE)とは、 X を予測雨量、 Y を実況雨量、 N をデータ数(メッシュ数)として、

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum(Y - X)^2}{N}}$$

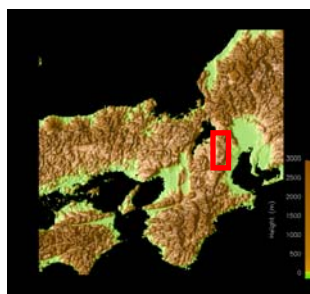
と算定する。

相関係数は RMSE と同様に X を予測雨量、 Y を実況雨量とすると、

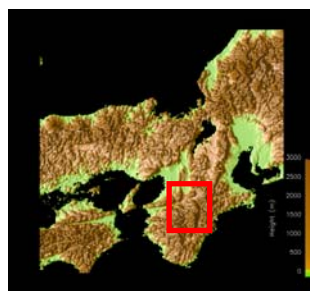
$$r = \frac{(X - \bar{X})(Y - \bar{Y})}{\sqrt{(X - \bar{X})^2} \sqrt{(Y - \bar{Y})^2}}$$

と算定する。

これらの指標を、Fig14 に示す予測対象領域の山岳域である大台ヶ原、養老山地において算定し、降雨予測の精度評価を行った。



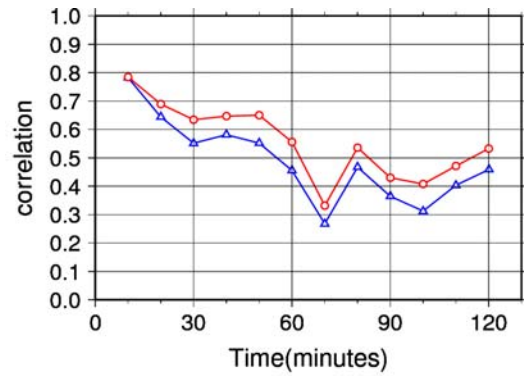
Yorou



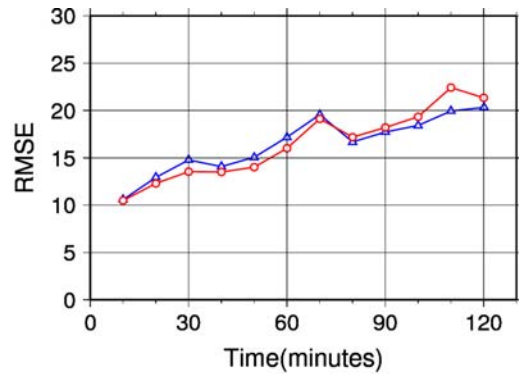
Odaigahara

Fig.14 Target domain

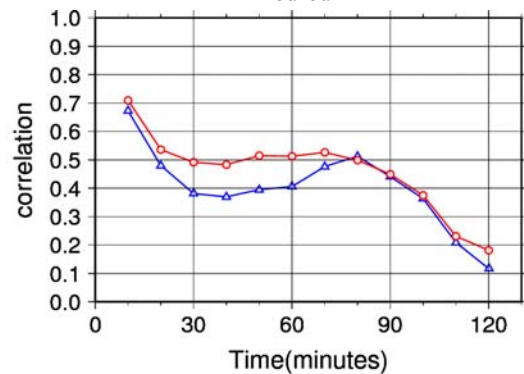
Fig15 に 4.2(2)の降雨予測の精度評価として、相関係数、RMSE を示す。



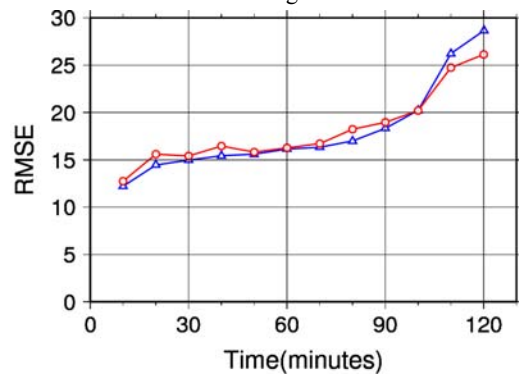
Yorou



Yorou



Odaigahara



Odaigahara

Fig.15 Accuracy estimate of prediction
Red line: taking into orographic rainfall
Blue line: not taking into orographic rainfall

5. おわりに

以上、本研究では地形性降雨の算定手法を既往研究の手法を改良することにより、レーダー短時間降雨予測の精度向上を目指した。既往研究では地形性降雨の非地形性降雨に対する線形性が仮定されていた問題については、地形性降雨の非地形性降雨に対する非線形効果を提案することで解決がされた。また、既往研究では地上から高度が約1000mにおける風速などの値を代表値として、層厚100 mで地形性降雨を算定していたが、本研究では、大気中の複数の層を想定して地形性降雨の算定を行った。さらに、これらの新しく開発した地形性降雨算定手法を位置の一次式で移流ベクトルを設定した既往の移流モデルに適用した。以上の地形性降雨を考慮した移流モデルによる短時間降雨予測手法を用いて、2004年6月の台風6号を対象として近畿地方周辺の降雨予測を行った結果、養老山地や大台ヶ原などの山岳域で降雨予測の精度が向上した。

参考文献

- 1) 椎葉充晴・高棹琢馬・中北英一(1984):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, pp.349-354.
- 2) 和田喜宏(2003): 力学的指標を導入した移流モデルによる広域での短時間降雨予測, 京都大学大学院工学研究科環境地球工学専攻修士論文.
- 3) Takeshi Yabe, Feng Xiao, Takayuki Utsumi: The Constrained Interpolation Profile Method for Multiphase Analysis, *Journal of Computational Physics* 169, pp.556-593.
- 4) 中北英一(1990): 地形が降雨場に及ぼす影響を考慮した短時間降雨予測手法の開発と3次元レーダー情報の利用に関する研究, 京都大学博士論文.
- 5) 立平良三(1976):雨滴成長を考慮した地形性降雨の計算, *天気*, Vol23, No2, pp.27-32.
- 6) 中北英一, 杉本聡一郎, 池淵周一, 中村徹立, 奥田昌弘, 山路昭彦, 高棹琢馬(1996): 3次元レーダーおよびGPVデータを用いた短時間降雨予測手法, *水工学論文集*, 第40巻, pp.303-308.
- 7) Nakakita, E., S. Ikebuchi, T. Nakamura, M. Kanmuri, M. Okuda, A. Yamaji and T. Takasao: Short-term rainfall prediction method using a volume scanning radar and GPV data from numerical weather prediction, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 101, No. D21, pp.26181-26197, 1996.
- 8) 片岡幸毅, 大東秀光, 上坂薫, 高田望(2001):急峻な山岳域における降雨予測手法の開発.

Research of Developing the Accuracy of a Short-Term Rainfall Prediction with Translation Model taking into Consideration Orographic Rainfall

Eiichi NAKAKITA and Masahiko TERAZONO*

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

A nonlinear effect of non-orographic rainfall on orographic rainfall is introduced into a short-term rainfall prediction method which uses Tatehira's orographic rainfall model. In the previous paper, orographic rainfall was assumed to be simply proportional to non-orographic rainfall. In the seeder-feeder mechanism ratio of capturing cloud drops by raindrops is taking a vital role. However, the ration is not proportional to the non-orographic rainfall intensity. This paper introduced, as the ratio, nonlinear function in terms of the non-orographic rainfall and develops a method solving simultaneous equations composed of the function and conservation equation of cloud drop. As a result, it is found that orographic rainfall was highly overestimated in the previous paper and computed orographic rainfall intensity is too small from just a hundred-depth atmospheric layer. Therefore, the computation method further modified so that orographic rainfall from multi layers could be taken into consideration.

Keywords: short-term rainfall prediction, orographic rainfall, translation model