

詳細な雲物理過程を考慮した 豪雨に及ぼす地形の影響に関する数値実験的研究

Numerical Approach on Effect of Topography to Severe Rainfall
Using Non-Parameterized Cloud Microphysics Model.

大石 哲^{*}・木谷 有吾^{**}・中北 英一^{***}・池淵 周一^{****}

By Satoru OISHI, Yugo KITANI, Eiichi NAKAKITA and Shuichi IKEBUCHI

The effect of topography to severe rainfall from cumulus, cumulonimbus is investigated numerically. To represent bottom topography in AE-type primitive model, we use σ -coordinate and tensor analysis. The Poisson equation translated into σ -coordinate has been solved numerically by using FFT and a iteration method. We obtain reasonable result from this method. Knowledge about effect of topography on severe rainfall is obtained from investigation of the numerical result. A couple of knowledge are : (a) Low topography functions as a trigger of cumulus but takes no effect on cumulus after it activated. (b) Downdraft and precipitation particle dropping caused by high topography prevent cumulus from developing.

Keywords : cloud-microphysics, cumulus, topography,
severe rainfall, numerical approach

1. はじめに

貯水池操作をとまなうような洪水制御を行うときには、時間的には6時間程度のリードタイムを持ち、時・空間的に詳細かつ局所的な降雨予測情報が必要になる。そのような予測を行う際に常に問題となるのが、豪雨をもたらすような積雲の生起・成長に対して地形が及ぼしている影響である。なぜなら、山岳地形は積雲生起のトリガーとして、あるいは降雨強度を増幅させるものとして降雨に影響を及ぼすものと考えられるばかりでなく、テレメータなどの地上観測装置の設置を困難にし、レーダー雨量計などのリモートセンシングを用いた観測の障害物となって洪水制御のための気象予測判断を難しいものとしているからである。このことが原因となって、レーダーなどで観測される降雨域は著しく形や強さを変化させゲリラ的、局地的な豪雨となって、降雨域の運動学的外挿による短時間降雨予測手法では予測不可能な降雨をもたらしている。

このような現状を受けて、高橋・阿波田 [1] のモデルをベースにしたパラメタライズされない詳細な雲の微物理過程を有する2次元対流雲モデルに仮想的な地形情報を導入し、山岳地形が雲の微物理過程を通して対流性の豪雨の生起・発達に対して及ぼす影響を調査する。このモデルは固体の降水粒子を考慮したいわゆる冷たい雨を表現することができること、降水粒子が成長する際にどのような過程を経たのかを出力できる

-
- | | | | | |
|-----------------|-----|----|---------------|--------------------|
| [*] | 正会員 | 工修 | 京都大学防災研究所 助手 | (〒 611 宇治市五ヶ庄) |
| ^{**} | 正会員 | 工修 | 日興製缶 (株) | (〒 547 大阪市平野区平野元町) |
| ^{***} | 正会員 | 工博 | 京都大学防災研究所 助教授 | (〒 611 宇治市五ヶ庄) |
| ^{****} | 正会員 | 工博 | 京都大学防災研究所 教授 | (〒 611 宇治市五ヶ庄) |

という利点を持つので、日本の前線帯で生起するような積雲・積乱雲がどのようなメカニズムで豪雨を生起するかを調査する際に最適であると判断した。

さらに、このモデルを用いた計算結果を考察することによって山岳の影響からゲリラの・局地的に生起するしゅう雨性の豪雨の生起場所・持続時間・生起する際の特徴を導くことを試みる。導かれた特徴およびその考察過程は、貯水池操作を含むような実時間洪水制御の際の降雨の生起・持続の判断材料として貴重な定性的洪水制御支援情報となっている。

2. モデルの概要および地形の導入方法

2次元対流雲モデルは、大気の動きを表現している力学過程と、降水粒子の成長を表現している微物理過程よりなり、互いに相互作用を及ぼしている。

モデルに導入されている降水粒子は物理的性質および大きさによって水滴(球形:45クラス)、雹(球形:45クラス)、霰(球形:45クラス)、氷晶(円盤:105クラス)にクラス分けされており、これらは凝結過程、衝突併合過程、凍結・着氷過程、融解過程の4つの微物理過程を通して成長する。それぞれの微物理過程は各クラス毎に、気温、気圧、水蒸気混合比、降水粒子の混合比、粒径、密度などの関数によって別のクラスに移る降水粒子の数密度[個/cm³]が決定される。その成長過程を通して潜熱放出量、水蒸気混合比、drag force(降水粒子が大気を引きずる力)が決定され、力学過程に反映される。ここで、微物理過程の一部でパラメタリゼーションを用いているので説明する。凝結核の活性化(Nucliation)では過飽和水蒸気はすべて降水粒子となるというパラメタリゼーションを用いており、活性化直後の水滴、氷晶はそれぞれMarshall-Palmer分布、平均値50[μm]、分散3[μm²]のガウス分布となるようにしている。また、融解過程では降水粒子の大きさから計算される限界落下速度(融けきるまでの落下距離/落下時間)をパラメータとして用い、粒子の落下速度と限界落下速度を比較することにより未融解粒子と融解した粒子を区別している。それ以外の微物理過程ではクラス間の降水粒子の移動をパラメタライズすることなく計算している。

地形の効果が直接導入されるのは力学過程である。力学過程は、潜熱放出による局地的な気圧の変化や降水粒子による下降気流などを考慮する必要があり鉛直方向の運動方程式も解く必要があるため、非静水力学(Non-Hydrostatic)モデルである。非静水力学モデルを解くためには、大気の密度の時間変化を計算する弾性(Elastic, E-系)系の方法と、運動方程式から気圧を診断的に求める非弾性(An Elastic, AE-系)系の方法がある。大気の密度の時間変化を計算する際には雲物理過程にはほとんど影響しない音波が解に現れて解を乱すことがあるため、ここではAE-系を用いた。AE-系を用いるとポアソン方程式型の気圧の方程式が現れるが、その解法は後述する。また、数値計算は計算機資源の関係上2次元で行っているが、式の展開は全て3次元で行っている。

地形情報を導入する前の運動方程式は

$$\left\{ \frac{1}{\rho_0} (\rho_0 u^i) \right\} = -\frac{1}{\rho_0} (\rho_0 u^i u^j)_{,j} - C_p \theta_0 (\delta^{ij} \pi)_{,j} + \delta^{i3} g \left(\frac{\bar{\theta}'}{\theta_0} + 0.61 Q'_v - Q_w \right) + K_m \left(\frac{\partial u^i}{\partial x^j} + \frac{\partial u^j}{\partial x^i} \right)_{,j} \quad \dots (1)$$

である。ただし、以下ではテンソル解析における総和の規約を用いて記述している。ここで ρ_0 は大気の密度、 u^i は x^i 方向の風速、 C_p は定圧比熱、 θ_0 は温位の初期値、 π は無次元化した気圧、 g は重力加速度、 Q'_v は水蒸気混合比、 Q_w は全ての降水粒子の混合比の和、 K_m は渦拡散係数である。'がついた変数は差分空間内の平均からの偏差を表す。また、 $A_{,j}$ は A の x^j 方向の微分を示す。

また、地形を表現していないようなAE-系のモデルでは、気圧の方程式はポアソン方程式となり、

$$C_p \theta_0 (\pi \delta^{ij})_{,ji} = -\frac{1}{\rho_0} (\rho_0 u^i u^j)_{,ji} + \delta^{i3} \left[g \left(\frac{\bar{\theta}'}{\theta_0} + 0.61 Q_v' - Q_w \right) \right]_{,i} + \frac{1}{\rho_0} (\rho_0 F^{ij})_{,ji} - \frac{\partial}{\partial t} \frac{1}{\rho_0} (\rho_0 u^i)_{,i} \quad \dots (2)$$

と表現される。このようなポアソン方程式は高速フーリエ変換 (FFT) を用いた汎用のサブルーチンで高速に数値解を得ることができる。

次に地形情報を導入するために鉛直座標として次の $\bar{x}^3$ を用いた。

$$\bar{x}^3 = \sigma = H \left(\frac{z - z_g}{H - z_g} \right) \quad \dots\dots\dots (3)$$

ここで、 H は計算領域の高さ、 z_g は山岳の標高である。水平方向の座標は変換前後で変化しない。(3) 式を導入する際に、テンソル解析の手法を用いて (1), (2) 式を変換する。なぜなら非静水力学モデルの変換にはチェーンルールを用いることができないためである。その理由は、Pielke and Martin [2] および Wong and Hage [3] に詳しいここでは紙幅の関係上、その議論を再び展開することはない。

変換後の運動方程式を (4) 式に、気圧の式を (5) 式に示す。

$$\frac{\partial}{\partial t} \left\{ \frac{1}{\rho_0} (\rho_0 \bar{u}^i) \right\} = -\frac{1}{\rho_0} (\rho_0 \bar{u}^i \bar{u}^j)_{,j} - C_p \theta_0 (\bar{\delta}^{ij} \pi)_{,j} + \bar{\delta}^{i3} g \left(\frac{\bar{\theta}'}{\theta_0} + 0.61 Q_v' - Q_w \right) + \bar{F}_{,j}^{ij} \quad \dots\dots\dots (4)$$

$$C_p \theta_0 (\pi G^{ij})_{,ji} = -\frac{1}{\rho_0} (\rho_0 \bar{u}^i \bar{u}^j)_{,ji} + \frac{\partial \bar{x}^3}{\partial x^3} g \left(\frac{\bar{\theta}'}{\theta_0} + 0.61 Q_v' - Q_w \right)_{,3} + \frac{1}{\rho_0} (\rho_0 \bar{F}^{ij})_{,ji} - \frac{\partial}{\partial t} \left\{ \frac{1}{\rho_0} (\rho_0 \bar{u}^i)_{,i} \right\} \quad \dots (5)$$

ここで、微分は共変微分であり、 $(\rho_0 \bar{u}^i \bar{u}^j)$ や $C_p \theta_0 (\pi G^{ij})$ など 2 階反変テンソルとみなすことができるものは、

$$\bar{A}_{,j}^{ij} = \frac{1}{G^{1/2}} \frac{\partial}{\partial \bar{x}^j} (G^{1/2} \bar{A}^{ij}) + \bar{A}^{mn} \frac{\partial^2 \bar{x}^j}{\partial \bar{x}^m \partial \bar{x}^n} \cdot \frac{\partial \bar{x}^i}{\partial \bar{x}^j} \quad \dots\dots\dots (6)$$

となり、 $(\rho_0 \bar{u}^i \bar{u}^j)$ や $C_p \theta_0 (\pi G^{ij})$ など 1 階反変テンソルとみなすことができるものは、

$$\bar{A}_{,i}^i = \frac{1}{G^{1/2}} \frac{\partial}{\partial \bar{x}^i} (G^{1/2} \bar{A}^i) \quad \dots\dots\dots (7)$$

と共変微分される。

(5) 式を解くために (8) 式のように変形したうえで、右辺の π とし時間的に 1 ステップ前の値を代入し、FFT を用いて左辺の π を計算する。

$$\begin{aligned} \frac{C_p \theta_0}{G^{1/2}} (G^{1/2} \pi \delta^{ij})_{,ji} &= -C_p \theta_0 (\pi G^{ij})_{,ji} + \frac{C_p \theta_0}{G^{1/2}} (G^{1/2} \pi \delta^{ij})_{,ji} - \frac{1}{\rho_0} (\rho_0 \bar{u}^i \bar{u}^j)_{,ji} \\ &\quad + \frac{\partial \bar{x}^3}{\partial x^3} g \left(\frac{\bar{\theta}'}{\theta_0} + 0.61 Q_v' - Q_w \right)_{,3} + \frac{1}{\rho_0} (\rho_0 \bar{F}^{ij})_{,ji} - \frac{\partial}{\partial t} \left\{ \frac{1}{\rho_0} (\rho_0 \bar{u}^i)_{,i} \right\} \quad \dots (8) \end{aligned}$$

求められた π を再び右辺に代入し、左辺を求めるという収束計算を行い気圧を求める。この方法によって得られた気圧は数値計算を発散させることもなく、後に図-3～図-7に示すように計算結果も十分に妥当なものであり、この方法で計算を進めることで地形の影響を考慮した積雲の成長過程を考察できることが示された。

3. 山岳地形が積雲に及ぼす影響

ここでは主として雲底高度より低い孤立峰がある場合について、地形が積雲に与える影響を考察する。具体的には図-1および図-2の右端に示したように同じ標高（600m）で、すそ野が狭い場合（図-1）とすそ野が広い場合（図-2）を比較して山岳の水平スケールの違いによる積雲に対する影響の違いを考察すること、一般風の強さを200cm/s（図-1、図-2）と400cm/s（図には示していない）にして風速の強さによる影響の違いを考察することを行う。図-3はすそ野が狭い場合（図-1）の計算事例において積雲が発達期から成熟期にさしかかる1400秒経過後の積雲の様子と周りの大気の流線を示したものである。図-4は同じ計算事例の成熟期から消滅期へ移りかけた時の様子を示している。図-5および図-6はすそ野が広い場合（図-2）の計算事例における雲の様子と大気の流線である。また、比較対象として雲底高度より高い標高を持つ孤立峰（1600m）に200cm/sの一般風を与えた場合の雲の様子と大気の流線を図-7に示している。

雲底高度より低い地形では、降雨が生起する様子はほとんど地形の水平スケールによらないことが図-1、図-2より確認できる。図には示していないが、風速を強くした場合も降雨の移流速度は変化するが、降雨の様子は同一であった。すなわち、降り始めてから15分程度経つと今まで降雨生起が見られたところより風下側で非常に強い降雨が突然生起しているというものである。このように、地形の水平スケールが影響を及ぼさない理由は、図-3～図-7を見ることによって説明される。すなわち、雲底高度より低い地形の場合には、積雲に対してトリガーとしての役割だけを担っており、発達期から成熟期にかけて積雲は山岳地域を通り越してしまい、積雲の発達過程において地形が与える影響はほとんどないことで説明付けることができる。すそ野が狭い地形によって生起する鉛直風速は広い地形による鉛直風速より2倍程度大きいので、トリガーとしての地形の効果はすそ野が狭い地形の方が大きく、それは発達期初期の積雲の成長スピードとして積雲に影響を与えている。しかし、成熟期を経て積雲の大きさや形はほぼ同一となる。このことから、一様な一般風、雲底高度より低い地形という条件下では、地形をトリガーとして風下斜面に積雲が生起するが、雲の成長およびそれにともなう降雨量・降水強度は環境の大気プロファイルによって決定されることが示された。

また、風下斜面の一部で降雨を観測している観測者の立場に立てば、3分程度前までほとんど降雨がなく、風上側でもそれほど強い降雨を観測したという情報を得てはいないにもかかわらず、急激に強いしゅう雨を観測することになる。これは積雲の発達にともなって雹が多数生起し風下側に拡がったために、支えていた上昇気流を失って落下することが原因となって雹が融解して雨滴を供給すること、drag forceによる下降気流を生起して降雨強度を一層強くすることの両面から降雨強度を強くするというメカニズムで説明づけられる。雹やその上空に存在する霰・氷晶が風下に拡がる様子はかなとこ雲として認識される。そのため、このかなとこ雲が観測できれば、その直後に急激なしゅう雨があるものとして、時間と場所が特定できる。すなわち、降雨の移流速度は一般風の速度とほぼ同じであることから、一般風の速度を観測・計算できればトリガーとなる地形からの位置によって強い降雨が生起する位置を予測することの可能性が示された。

一方、雲底高度より高い地形という条件下では、山岳に雲が衝突することによって十分に成長していない降水粒子を地上に落としてしまうことで、降水粒子の成長を減速させてしまう。なぜなら、数密度が大きさに対し指数関数的に成長を促している衝突過程が、停滞するからである。そればかりでなく発達期から成熟期にさしかかる積雲に対して風下斜面の下降流がその成長を妨げるような影響を及ぼす。このことから、雲底高度より高い地形は積雲のトリガーとして積雲を生起させた後には積雲の成長を妨げるような影響を持つことが示された。

雲底高度より低い山岳地形をトリガーとして生起する積雲は、大気の強制上昇による水蒸気の飽和をきっかけにして発達期初期の積雲となり、それが潜熱を放出しながら次々に雲頂高度を高めていく。その擾乱は風上側に伝播して第2、第3の積雲を発生させる。それらの積雲の発生位置は異なることが図-5から分かるが、図-2に示すように雨域は一つである。それは、以下のメカニズムで説明することができる。すなわち、第

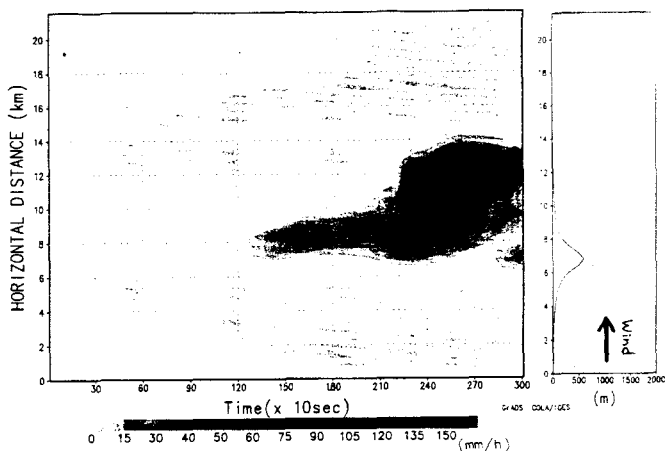
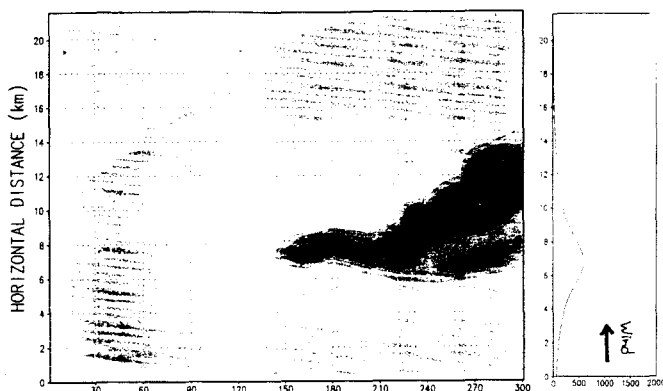


図-1：地上降雨強度の時系列と導入した地形（標高600mで、すそ野が狭い山の場合）



注) 図-2中の単位
スケールは図-1に
準ずる。

図-2：地上降雨強度の時系列と導入した地形（標高600mで、すそ野が広い山の場合）

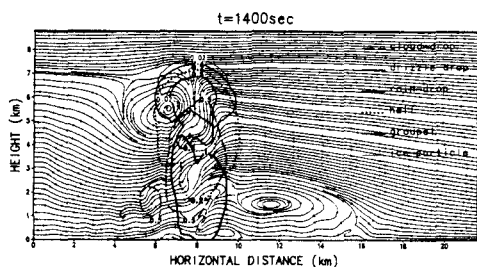


図-3：積雲の空間構造（図-1の山、1400秒）

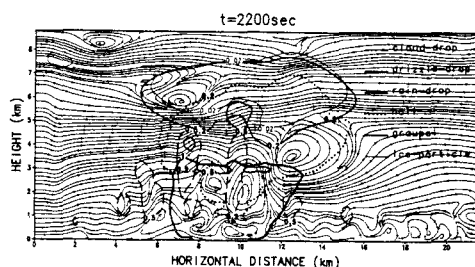


図-4：積雲の空間構造（図-1の山、2200秒）

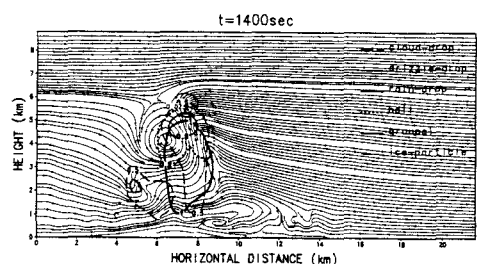


図-5：積雲の空間構造（図-2の山、1400秒）

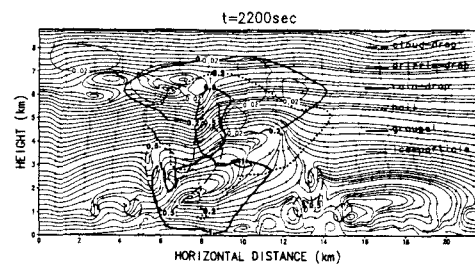


図-6：積雲の空間構造（図-2の山、2200秒）

1の積雲中の強い上昇気流によって第2,第3の積雲に含まれる降水粒子は第1の積雲に運ばれて,そこで水滴→霰→雹→大水滴(雨滴)という成長過程を経て地上に落ちる.すなわち,第1の積雲は第2,第3の積雲中の未発達な降水粒子を強い水平方向の収束によって取り込んで,降雨になるような大粒径の降水粒子に変換する場として機能し,一つの強い降雨場を形成するのである.一方,雲底高度より高い山岳地系の場合には,上述したメカニズムにより第1の積雲の発達が遅れ,強い水平方向の収束域を形成することができず,降水粒子の集中的な変換場として機能しないために,降雨域は分割されて,短時間に2山型降雨が通過するような降雨のタイプとなる.

最後に,本数値実験の結果でも,積雲の発生による収束域の生起によって積雲の風下側では水平風速の向きが逆転している様子が示された.すなわち,GPV等によって大気的不安定性が示されているような場所で一般風が求められている時に,風下斜面でその風向が逆転するようであれば山をトリガーとした積雲が生起したことがnowcastできる.この時,強い降雨が生起する場所はトリガーとなった山岳からの距離と水平風速の強さによって予測することが可能である.

3. おわりに

本研究は,パラメタライズされない2次元対流雲モデルに地形情報を導入することで,対流性の豪雨の生起・発達に対して山岳地形が与える影響について,主として雲底高度より低い地形の場合について考察した.その考察を通して,地形の影響によってゲリラ的・局地的に生起するしゅう雨性の豪雨の生起場所・生起する際の特徴を示してきた.

まず,AE系のプリミティブモデルに,テンソル解析の方法を用いて地形を導入した.その際に気圧の式を収束計算によって解く方法を採用し妥当な結果が求められることを示した.

次に,雲底高度より低い地形について,すそ野の広がりや風速を変化させた計算結果と雲底高度より高い地形を導入したときの結果を比較して,以下のことをそのメカニズムとともに示した.すなわち,雲底高度より低い地形が存在する場合には,地形は積雲のトリガーとしてのみ機能するため,すそ野の広がりや風速の影響はほとんど現れないこと.雲の成長速度および降雨量・降雨強度は環境の大気プロファイルによって決定されること.雨域の移流速度は一般風によって決まること.地形の高低によって降雨のタイプ(1箇所集中型か2山型か)が決定されること.一般風からの変化によって積雲のトリガーとなった山岳を特定できる可能性を示せたこと.強いしゅう雨が生起する位置を判断する方法を示したことである.さらに,雲底高度より高い地形を導入した場合と比較する過程を通して,高い地形は積雲の成長を妨げるような影響を持ち,短時間に2山型の降雨をもたらす効果があることを示してきた.

今後は計算例を増やすだけでなく,ここで上げた考察結果を実際のデータを用いて検証していきたい.

参考文献:

- 高橋 助・阿波田 康裕: 詳細な雲の微物理過程を考慮した2次元積雲の数値実験, 京都大学防災研究所年報, 第36号B-2, pp.189-217, 1993
- R. A. Pielke and C. L. Martin: The Derivation of a Terrain-Following Coordinate System for Use in a Hydrostatic Model, Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 38, 1981
- R. K. W. Wong and K. D. Hage: Comment on "Terrain-Following Coordinates and the Hydrostatic Approximation", Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 40, 1983

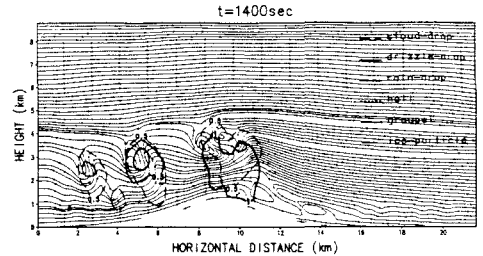


図-7: 積雲の空間構造 (1600mの山)