# 雨滴成長を考慮した地形性降雨の計算\*

## 立 平 良 三\*\*

#### 要旨

地形が降雨分布に及ぼす影響を定量的に見積ることは容易でないが、気流が山の斜面に沿って上昇し、水 蒸気の凝結が起る効果については、計算方式が提出され実用に供されている。しかし従来の方式は物理的に 見て幾つかの問題点を含んでいるので、本論文では次のような改善を試みた。

(1)従来は、地形上昇によって凝結した水蒸気(雲水)が直ちに落下して降雨になるという扱いをしていたが、雲水から雨滴への成長は、降水粒子の共存がなければ非常に遅い筈である。本論文では、地形と無関係に発生した中規模擾乱に伴う降水粒子が、地形性の雲水を捕捉して地形性降雨を生じさせるという機構を計算に取入れた。

# (2)気塊の流跡線を考えて、過去に地形上昇を受け、地形性降水として落下した水蒸気量があれば、気塊から逐次とり除く操作を加えた。

以上の方式を実例についてテストしたところ,大幅な改善が認められた.

#### 1. まえがき

地形が降雨分布と密接に関係していることは経験的に 見ても明らかな事実であるが,定量的にはまだ十分に解 明されていない.しかし第一近似として,気流が山体を 迂回することなくそのまま這上るものと仮定して,水蒸 気の凝結量を求める方式については幾つかの研究があ り,台風時には予報現業作業にも使われている(杉浦・ 普世,1971).

この近似的な方式では、地表面上の気塊は山の斜面を 這上るものとして、風速 Vと地表面傾度 PH の積 (V•PH)に相当する鉛直速度が生ずると考えている. し かし、地表面はこれでいいとしても、もっと上の気層で は PH によってどのような鉛直速度が生ずるかは、い わゆる山越気流の問題であって簡単に答はでない. この 問題については、ごく簡単な仮定の下での理論的な取扱 い (斉藤, 1957)や経験的な扱い(杉浦・普世, 1971) によって一応の解答を出して実用に供しているわけであ る.

- \* Orographic Rainfall Computation Including Cloud-Precipitation Interaction
- \*\* R. Tatehira, 気象庁予報部
  - ——1975年11月12日 受領——
  - ----1976年1月14日 受理-----

従来の地形性降雨の計算法は、山越気流の問題の他 に、雲物理学的にも大きな問題点を含んでいるように思 われる.つまり従来の方法は、地形性上昇によって凝結 した水蒸気(雲水)は直ちに降水として落下するものと している.しかし現実の大気中では雲水から降水への転 換は、降水粒子の共存がなければ非常に遅い筈である.

もう一つの問題点として、気塊が二回山越えをするよ うな場合の扱いがある.従来の方法では、二回目の山越 えに伴う地形性降水の計算において、一回目の山越えで 地形性降水として落ちた筈の水蒸気量を差引いていな い.このため内陸部での地形性降水が多目に計算される 傾向がある.

この論文では、これらの問題点を改善した計算方式を 提案し、1965年9月14日夜の福井県の大雨(西谷豪雨) についてテストしてみた。

#### 2. 雨滴成長を考慮した地形性降雨の計算式

気塊が斜面を這上ることによって生じた水蒸気の凝結 量(雲水量)を  $L gm^{-3}$  とする. ただし L が負の場合 は、気塊を飽和させるのに必要な水蒸気量を意味するも のとする.

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捕捉を考慮すれ ば、

$$\frac{dL}{dt} = -cL - a(L - Lc) + WG - WL(\partial \ln \rho / \partial z)$$
(1)

c:降雨による雲粒捕捉の割合 (Collection Rate)

a: 雲粒自身による降水 への 成長の割合 (Autoconversion Rate)

Lc: Autoconversion が起こる限界の雲水量

W:斜面による気塊の上昇速度

G:単位距離上昇による L の増加量

*ρ*: 大気の密度

右辺第1項と第2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  $c \ge a$  は L の値に応じて次のような値をとるものとする.

$$L \le 0 \cdots a = 0 \quad c = 0$$

$$0 < L \le Lc \cdots a = 0 \quad c : 共存する降雨によ

ってきまる定数$$

$$Lc < L \quad \cdots a = 10^{-4} \sec^{-1} \quad c : 同 L$$

この論文では、Lc として  $1 \text{ gm}^{-3}$  を使った. これは 雲水量が  $1 \text{ gm}^{-3}$  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、その時の気象条件で大きく変わるものと 思われる が、通常 $10^{-3}\sim10^{-4}\text{sec}^{-1}$ の値が使われている(Kessler、 1969).本論文の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、小さ い方の値 ( $10^{-4}\text{sec}^{-1}$ )を使うのが適当と考えた.

右辺第3項は気塊の上昇による水蒸気の凝結を表し, 第4項は大気の圧縮性による見かけ上の L の変化を示 している. 圧縮性の項は, 第3項に比べ1オーダー小さ いので,計算を簡単にするため省略し, (1)式を積分す ると,

$$L = \frac{WG + aL_c}{c + a} + \left(L_0 - \frac{WG + aL_c}{c + a}\right) e^{-(c+a)t}$$
(3)  

$$L_0 : L \quad O 初期値$$

雨水への転換量は、( $L_0+WGt$ ) からLを差引いたものに等しく、これを時間徴分すれば降雨強度Rが得られる.

 $R = (WG + aL_c)(1 - e^{-(c+a)t})$ 

 $+(c+a)L_0 e^{-(c+a)t} \tag{4}$ 

ただし *L*≤0 のときは,(2) 式から a=c=0 であるか ら当然 *R*=0 となる.

#### 3. 降雨による雲粒捕捉の割合

降雨による雲粒捕捉は、降雨の粒度分布がわかれば計 算できる。降雨の粒度分布の平均的な形は、 Marshall and Palmer (1948) によって降雨強度の関数として (5) 式で与えられている。

第1表 雲粒捕捉の割合 c

降雨強度 (mm/hr)	$c (10^{-3} \text{ sec}^{-1})$
0. 1	0. 125
0.25	0. 25
1 0	0.67
4.0	1.87
16.0	5.15

(5)

 $N_D = N_0 e^- \lambda^D$ 

D:雨滴の直径

N<sub>D</sub>:直径 D の雨滴の密度

N<sub>0</sub>: 定数で 0.08cm<sup>-4</sup> とする

 $\Lambda: 43R^{-0.22}$  (R:mm/hr)

一方, 直径 *D* cm の雨滴の落下速度 *V<sub>D</sub>* m/s は次の 式で表されるものとする (Spilhaus, 1948).

 V<sub>D</sub>=1420 D<sup>1/2</sup>
 (6)

 単位体積中の各雨滴が単位時間落下することによって
 できる円柱の体積の和は、N<sub>D</sub> と V<sub>D</sub> から計算できる

 が、これに捕捉効率を乗ずれば求めようとする雲粒捕捉の割合 c が求められる

$$c = E \int_0^\infty \frac{\pi}{4} D^2 N_D V_D dD \tag{7}$$

#### E: 捕捉効率

つまり,雨粒がその落下通路の円柱内の雲粒を効率 *E* で捕捉するとすれば、単位時間に単位体積の気塊中で起る降水への転換は、(7)式の *c* を使って *cL* と表され、(1)式の右辺第1項となるわけである。

E は雨滴の大きさなどにより一定しないが、ここで は近似的に E=1として計算を進めることに した. こ の場合の c の具体的な値は第1表のとおりである.

#### 4. 地形性降雨の計算方式

ある気温および比湿の気塊が斜面を這上るときに期待 される地形性降雨の計算方式として、本論文で用いたの は具体的には次のようなものである。

(1) 地表面高度 H として、10km メッシュで100m
 単位に読取ったものを用意する。

(2) 自由大気中の気塊の気温 *T*, 比湿*Q*, 風速 *V* と して, ゾンデの 900mb, 800mb, 700mb の値を用い, それぞれ上下50mb の層を代表するものとして取扱う. これより上の層は比湿が小さいので省略した.

(3) 前項の三つの気層は、山体を迂回することなく、 それぞれの風速 V でそのまま山越するものとして上昇 速度 W を計算する、本論文の主目的は、雨滴成長の影

▶天気//23.2.

28



第1図 地形性降雨強度Rの計算方法. 左端の10km 区間のRを求めるために,風上側に30区間を とって,区間30から始めて逐次雲水量Lを計算してゆく.

響を調べることにあるので, W の計算に ついては最も 簡単な方法をとったわけである.

気塊が第1図のように,何段もの山越えをする場合, 前段の地形上昇で降水に転換した水蒸気量を遂次に計算 から取除くため,次のような計算方式をとった.

(1)第1図の左端のメッシュ(添字0)の地形性降雨 を計算しようとする場合、その風上側に10km ごとに30 区間をとる。右端の区間(添字30)は日本の場合、ふつ う海上に位置することになるので、ここに流入する雲水 量  $L_{30}$ は自由大気の値と考えてよい。

(2)  $L_{30}$  が 10km 区間を通過する間の変化は、(1)式 により計算できる。第1図では、 $L_{30} < 0$ で上昇速度も ないので dL/dt = 0となり、 $L_{29} = L_{30}$  である。区間29 では地形上昇があって気塊が飽和し $L_{28} > 0$ になる。こ の飽和気塊の流入を受ける区間28では、地形上昇による Lの増加と、降水への転換による Lの減少があり、  $L_{27}$ となって次の区間へ流入する。第1図では、区間28 に非地形性降水  $R_{28}$  が降りそそぐので、雲粒捕捉によ る降水への転換も起るわけである。雲粒捕捉の割合*c*は  $R_{28}$  の値を用い(5)~(7) 式によって決められる。

(3) このような計算をつづけて、求めようとする左端 のメッシュへの流入雲水量  $L_0$  が得られる. この  $L_0$  を 式(4)に入れれば、地形性降雨強度 R が計算 される. このような操作は、900mb、800mb、700mb の三層に ついて行われるわけである.

#### 5. 計算例(西谷豪雨の場合)

前節までに述べてきたような計算方式によって,実際の大雨がどの程度うまく表現できるかをテストしてみた.

1965年9月14日21時を中心とする、いわゆる西谷豪雨 は、第2図(b)に見られるように非常に局地的な性格を 示しており、地形と何らかの形で結びついていることが 予想される。

第2図(a)は、地形の概略と、14日21時における潮岬 と浜松の平均の高層観測値(風と比湿)を示したもので ある。この高層観測値を自由大気の気塊の状態と見な し、従来の地形性降雨の計算を行うと、第2図(c)のよ うな降雨強度分布が得られる。ここで、従来の地形性降 雨の計算というのは、凝結した雲水は直ちに降水として 落下し、また気塊が過去に地形性降水によって水蒸気を 減少させていてもそれを考慮しないというものである。

第2図(c)では、地形分布から予想されるように長野県を中心とした中部山岳地帯に強い地形性降雨が計算されており、第2図(b)の実測日雨量とは大きな差がある。

次にこの豪雨に、本論文で提案した新しい計算方式を 適用してみよう.この場合、(1)式中の定数 c の 値 を 決めるために、非地形性降雨の分布を知る必要がある。

14日21時前後の富士山レーダーのエコーパターンは第 3 図に示されているが、この図の特長は紀伊半島から佐

1976年2月

29



(d) 本論文で提案した方法による地形性降雨強度. 鎖線の西側にのみ 4mm/hr の非地形性降雨があると仮定して計算している.

渡に伸びる線を境として、その西側にのみ組織的なエコ ー域があるということである。このエコー域は地形上昇 によってできたものではなく、総観系あるいは中規模系 に伴って発生したものと考えられる。

第4図は、この間の毎時の雨量分布図であるが、福井 ・岐阜の県境の山間部に持続的な強雨域が認められる が、これに対応して強エコー域が持続的に存在した形跡 は第3図からは認められない、つまり第4図の強雨域 は、主として地形性のもので、レーダーではこのような 山体に接して存在する地形性の雨滴はビームの拡がりの 関係でうまくとらえられなかったものと考えられる。

このような観測事実に基づいて、第3図の中央(21

JST)のエコーパターンに記入した鎖線を境に、その西 側にのみ 4 mm/hr の非地形性降雨があると仮定して、 新しい方式で地形性降雨を計算してみよう。鎖線の東側 では Antoconversion のみで降水への転換が起ると考え るわけである。

第2図(d)はこのようにして計算した地形性降雨強度 で,福井県と岐阜県の境を中心に帯状の降雨域が伸び, 第2図(b)の実測雨量図とよく似ており,従来の第2図 (c)に比べ大幅な改善が認められる.

第2図(d)のような降雨分布が得られる理由は定性的 に次のように説明できる。南海上から上陸してきた湿っ た気塊は地形上昇により多量の雲水を含むようになる

▶天気/ 23. 2.

98

30





第4図 1965年9月14日19時~24時の毎時雨量分布
 図(長井・深津, 1967による).

が、鎖線(非地形性降水域)に達して始めて急激に降水 に転換され、強い集中した地形性降雨になるということ である.しかし鎖線上でも標高の低い区域では十分な雲 水がないので地形性降雨は強くない.また標高が十分高 くても、富山県西部のように、そこに達するまでに気塊 が何回も山越するような区域では、途中で Autoconversion によって少しずつ雲水量を減してくるので、やは り強い地形性降雨は計算されないことになる.

ただし、このような計算方式で表現できるのは、第4 図でいえば10mm/hr~20mm/hr の等値線で示されるよ うな少なくとも数+km の拡がりを持つ雨域である。ま た第2図(b)で見れば、200~400mm の等値線で示され るようなメソスケールの雨域であって、その中で特に集 中した強雨域(例えば800mm で示されるような)は 表現できていない、これは、10km メッシュの地形を使 ったということもあるが、その他にこの計算方式では考 慮されなかったような力学的雲物理学的効果がこのよう な集中に大きな影響をもつためであろう。

#### 6. あとがき

地形性降雨は,中小規模の力学と雲物理がからみ合っ

第3図 1965年9月14日21時前後の富士山レーダー のエコーパターン、斜線域は並雨以上と推 定される領域。 た非常に難しい問題を含むものである。これまで予報業 務に使われていた計算方式は、雲物理的な機構は全く者 慮しておらず、またその改良の方向も主として地形によ る上昇速度の近似度をよくすることに向けられていた。

本論文では視点を変えて、ごく簡単な雲物理的機構の 導入を試みたわけであるが,結果として意外に大きな改 善が認められた。

しかし本論文では、中規模じよう乱の雨と、地形性の 雲を全く独立のものとして取扱うという極めて単純化さ れた立場をとっている. このような問題は、中小規模じ よう乱が地形によってどのように変形を受け、どのよう な降水分布ができるかという観点から,総合的に追求す るのが本筋であろう。

中小規模じよう乱と地形の関係についての理解はまだ 十分でないが、Sakakibara and Takeda (1973) は実測 雨量の解析から、各地特有の地形による降雨増幅係数の 存在を確めている。この係数は地形と一般風の風向・風 速によるものと考えられているが、今の所、雨量の事後 解析からしか推定できない.

本論文の計算は、一般場が与えられたときに、 降雨増 幅係数の分布を予測しようとする試みということもでき る. 実用的な計算を可能にするために、非常に単純化さ れた立場をとっているが,中小規模じよう乱と地形効果 の理解の進むに応じて、改良を加えたいと考えている。

当面、本論文の手法で地形性降雨の計算をしようとす

れば、入力として一般場の風、気温、比湿のほかに、非 地形性降雨の分布も与えなければならない. しかし台風 時のように次々と降雨帯が通過するような場合は、計算 領域全体に平均して非地形性降雨があるとして計算して も. ある程度の時間の精算雨量としては実測によく対応 するものになることが期待される.

終りにあたり、有益な御助言をいただいた気象庁内田 長期予報課長、予報課保科技官に感謝する。

#### 参考文献

- Kessler, E., 1969: On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulations. Meteorological Monographs, 32, 1 - 84
- Marshall, J.S. and W.M. Palmer, 1948: The Distribution of Raindrops with Size. J. Met., 5, 165-166.
- 長井達夫・深津林, 1967:1965年9月14~15日の岐 阜県北西部における集中豪雨のレーダーエコーと メン解析.研究時報,19,399-411.
- Sakakibara, H. and T. Takeda, 1973: Modification of Typhoon 7002 rainfall by orographic effect. J. Meteor. Soc. Japan, 51, 155-167.
- 斎藤直輔, 1957:雨量予報序論。 気象協会, 1-105. Spillhaus, A.F., 1948: Raindrop Size, Shape and
- Falling Speed, J. Met., 5, 108-110.
- 杉浦茂・普世泰吉, 1971: 台風に伴う雨量予想の計 算プログラムについて、研究時報,23,21-28.

### 気象研究ノート第126号の予約募集

気象研究ノート第126号は2月中に発刊予定です。内容は下記の通りで、定期購読者以外で申込まれる方は 別紙ハガキを御利用下さい。

#### 第126号「大気中の内部動波」

内部重力波の理論田中 浩	定期購売者	600円
超高層の大気波動加藤 進	団体会員	1,000円
価格	会 員 外	1,100円

通常会員 650円

100

▶天気//23.2.