

降雨場の地形依存特性に関する基礎的研究

中北 英一*・鈴木 善晴*・池淵 周一

* 京都大学大学院工学研究科

要 旨

本研究では、レーダーによる降雨観測情報を解析対象として、降雨分布の時間積分過程におけるスケール階層構造を解明するとともに、降雨分布の地形依存特性の定量化を試みた。その結果、標高区分内ごとの平均降雨量の対数値と地形標高との間に明確な直線関係（標高依存回帰直線）が存在することが明らかとなり、同直線の変動特性や、同直線周りの分散構造等の解析により、降雨分布の確率構造モデルを構築することができた。

キーワード：降雨分布，地形依存特性，スケール効果，階層構造，降雨レーダー

1. 序論

防災および水資源工学的な立場から、対象流域の地形特性を考慮した降雨の時空間分布特性の解明が強く求められている。本研究では、地形依存特性を考慮した降雨分布の時間積分過程とそのスケール階層構造を明らかにすることにより、降雨分布の確率構造の解明とそのモデル化を行う。

降雨分布の地形依存特性に関する従来の研究の特徴としては、主に一雨雨量程度の時間スケールを対象としていることが挙げられる。例えば、沖ら(1990)は降雨分布に対する地形効果に関して議論する中で、その時空間スケールとの関係について概念的によく説明付けている。そこでは、気象擾乱の時間スケールと空間スケールには一対一の対応関係が存在すると言われていることと対比させて、地形効果が顕著となるのは個々の気象擾乱に対応する時間・空間スケールよりも、若干時間的に大スケール側へシフトしている、すなわち一雨雨量～数日雨量においてであると結論している。同様のことが二宮(1977)によっても指摘されており、全国の降水強度極値の地理的分布解析の結果、短時間雨量極値の発現は空間的に homogeneous (一様、等質)である

のに対して、日雨量極値の発現には地形に関係した著しい地域性が見受けられると結論している。

一方、降雨分布の標高依存性の存在はよく知られたところであるが、山田ら(1995)は、数 km から 10 km 程度の空間スケールで配置された地上雨量計による観測データに基づいて、降雨量分布と標高との関係について考察を行い、一雨、1ヶ月、2ヶ月と時間スケールを変えても降雨量は標高に依存しており、総降雨量が大きくなるにしたがって標高への依存度が高くなることを示している。しかしながら、対象領域内の観測地点数が 10～20 地点程度と少なく、降雨分布の確率構造を議論するには至っていない。

これらに示されるように、一雨雨量程度の降雨分布には確かに地形効果の存在が見受けられ、地形因子によって降雨分布を説明付けることは十分可能であるように思われる。しかしながら、このような時間スケールでは地形効果は顕著となるものの、気象擾乱ごとにその効果の表れ方が大きく変動するため、その特性を捉えることはやはり困難であり、より定量的・普遍的に地形効果を評価するためには、従来とは異なった観点から地形効果を捉えることが

必要であると考えられる。ここで、中北ら(1997), (1997), (1998), (2000)は、一雨雨量よりもさらに長い時間スケールにおいて地形効果を捉えることにより、気象擾乱ごとの変動を越えた普遍的な降雨-地形関係の存在する可能性があること、すなわち『降雨分布の地形依存特性における時間スケール階層構造』の存在を示唆している。したがって、降雨分布に対する地形効果の普遍性抽出のためには、複数の気象擾乱にわたるような長い時間スケール(週~月程度)における解析が有効であると考えられる。

本研究では以上のような観点から、降雨分布の説明変数となる地形因子として地形標高に着目する。そして、降雨の時間積分とともにその分布特性がどのように変化するか、すなわち『降雨分布の時間積分過程』を明らかにするとともに、『降雨分布の地形依存特性における時間スケール階層構造』に着目し、その解析を通して降雨分布の地形依存特性の解明を試みる。さらに、本研究の解析によって、ある程度以上の空間および時間スケールを持つ降雨分布を対象とした場合には、地形標高と「地形標高区分内の平均降雨量の対数値」との間に直線的な関係が成立するという極めて特徴的な降雨分布特性が明らかとなったことから、同特性をベースとした降雨分布の確率構造モデルを構築する。

ところで、従来の研究の特徴としてはさらに、地上雨量計等のデータを降雨の真値として解析を行っていることが挙げられる。しかし、山岳域における観測密度が十分でない地点観測データに基づいた解析では、山岳域の降雨分布の再現性に限界があると考えられる。そこで、本研究では『レーダーによる降雨観測情報』を解析対象とすることによって、従来では不可能であった詳細な降雨分布特性の解明を試みる。

本研究で使用したデータは、近畿地方に位置する建設省深山レーダー雨量計において観測された1988年~1990年および1998年の4年間、6月~10月の降雨情報である。レーダーの定量観測領域全体(およそ200km四方)を解析対象領域とし、空間分解能は3km、時間分解能は5分である。レーダーより得られた放射状データを1グリッド3km四方の格子状データに変換して使用した。ただし、本研究のように降雨の時間積分値の分布を対象とする場合、レーダー情報にはグラウンドクラッタ(地表面からの反射波)、シークラッタ(海表面からの反射波)やシャドウ(山岳による遮蔽部)等による精度上の問題が生ずるが、それらの問題となる領域を解析対象から除くという安全側の処理を行うことによって、



Fig. 1 Target domain of analysis (Kinki district)

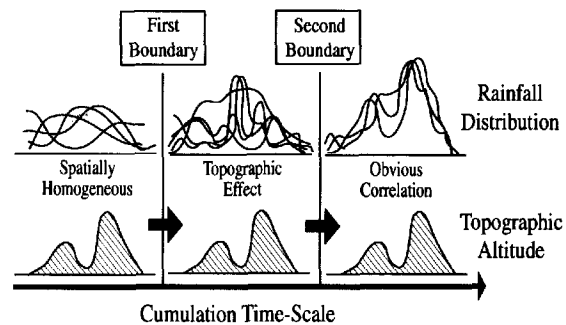
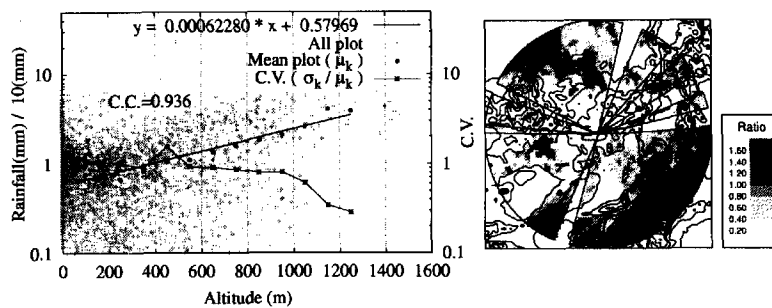


Fig. 2 Hierarchical structure in time deposition process of rainfall distribution

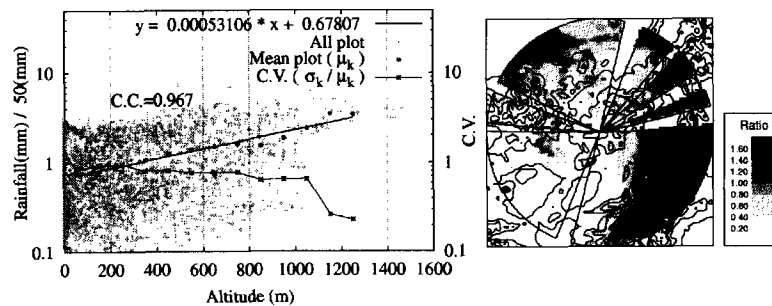
レーダー情報の長所を十分に生かすことが可能になると考える。したがって、本研究の解析対象領域はFig. 1に示した領域とする。半径120km円内の定量観測領域より問題となる領域を除外した。また、地形標高データとしては、国土数値情報をもとにして1グリッド3km四方の格子状データを作成した。

2. 時間積分過程におけるスケール階層構造

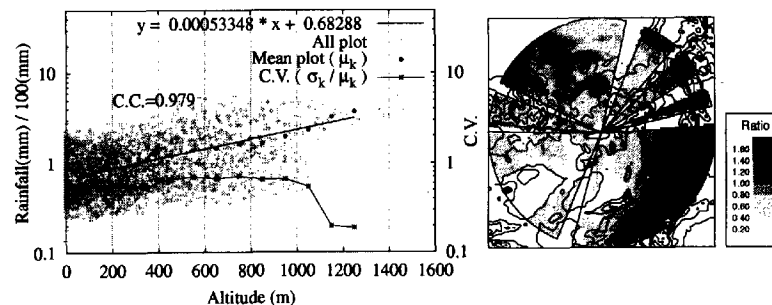
すでに述べたように、中北らが指摘するところによれば、降雨分布の地形依存特性には時間スケール階層構造が存在することが明らかとなっている。すなわち、短い時間スケール(一雨程度)における降雨分布は、地形に対する依存性を保持しつつも一雨ごとに様々な変動を示すのだが、比較的長い時間スケール(週~月程度)における時間積分値の分布を対象とすれば、より普遍性の高い地形効果が卓越し、地形に対して一定の対応関係を示すようになるというものである。すなわち、数週間~月雨量程度の時間スケールを一つの境界として降雨の分布特性が階層的に変化していると理解することができる。



(a) Regional average rainfall : 10mm (C.P. : 1998.9.1~9.15)



(b) Regional average rainfall : 50mm (C.P. : 1998.9.1~9.16)



(c) Regional average rainfall : 100mm (C.P. : 1998.9.1~9.22)

Fig. 3 Relation between cumulated rainfall distribution and topographic altitude (1)

一方、従来から指摘されているように、時間雨量スケールの降雨分布には地域依存性を見ることはできないが、日雨量スケールの降雨分布には、変動は大きいものの地形依存性が見られるようになる。すなわち、日雨量程度の時間スケールにおいても、同様に境界となるような時間スケールが存在していると考えることができる。

ここで、両者を総合して考えると、

- ◆ 降雨分布の地形依存特性には、日雨量および月雨量程度という二つの時間スケールを境界とした三つの階層よりなる時間スケール階層構造が存在している

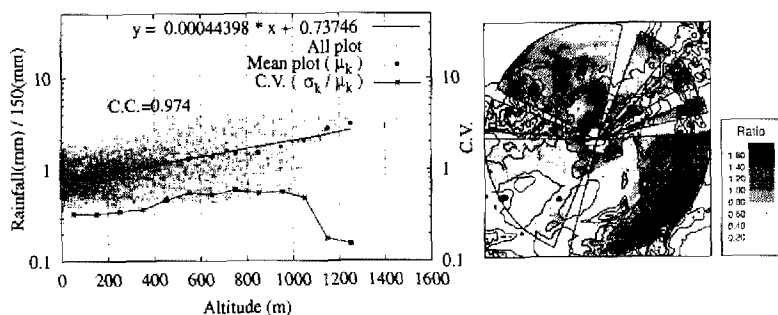
という仮説が成り立つことになる。ここで、降雨の分布特性が時間スケールとともに変化する過程を意

味する『降雨分布の時間積分過程 (Time Deposition Process)』なる概念を導入すると、この仮説は、

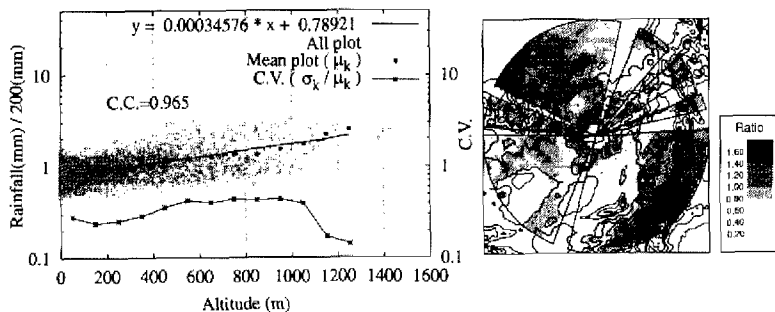
- ◆ 地形依存特性を考慮した降雨分布の時間積分過程は、三階層よりなるスケール階層構造によって成り立っており、日雨量程度の時間スケールが第一の境界スケール、また月雨量程度の時間スケールが第二の境界スケールである

と言い換えることができる。その概念図を Fig. 2 に示す。

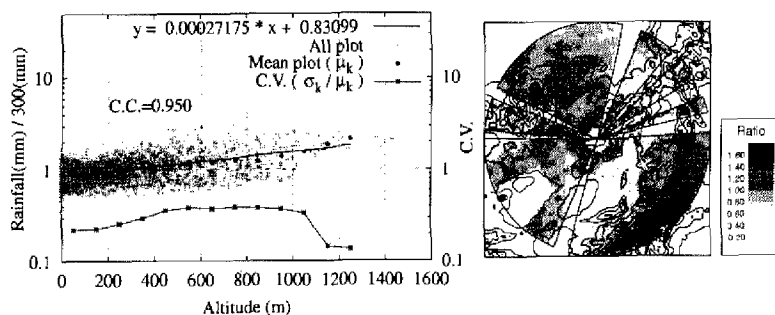
このように、降雨分布の時間積分過程を階層構造として捉えることによって、時間スケールに応じて特徴的な降雨の地形依存特性を明らかにすることが可能となり、時間スケールへの依存性のために特性把握が困難であった降雨分布に対する地形の効果を、



(d) Regional average rainfall : 150mm (C.P. : 1998.9.1~9.23)



(e) Regional average rainfall : 200mm (C.P. : 1998.9.1~9.25)



(f) Regional average rainfall : 300mm (C.P. : 1998.9.1~10.7)

Fig. 4 Relation between cumulated rainfall distribution and topographic altitude (2)

大小さまざまな時間スケールにおいて説明づけることが可能となる。そこで、本研究では、時間積分過程の境界時間スケールについて解析を行うことにより降雨の分布特性解明を試みる。

3. 標高層別化による降雨分布モデル

はじめに、1998年9月における近畿地方の降雨分布を対象として、横軸に地形標高、縦軸に積分降雨量を取り、解析対象の全地点をプロットしたグラフを Fig. 3 および Fig. 4 に示す。それぞれの図は、時間積分後の領域平均降雨量 (Regional Average Rainfall, R.A.R.) が 10mm から 300mm のケースを示している。ただし、降雨量を示す縦軸は対数軸とし、各ケースの全領域平均降雨量によって正規化

して表示した。また、実際の積分期間 (Cumulation Period, C.P.) についても同時に示した。

なお、降水現象の取り扱いを困難にしている問題として間歇性の問題、すなわち無降雨期間の存在を挙げることができるが、無降雨期間を無視すれば降雨の積分時間と領域平均降雨量 (R.A.R.) はおよそ比例関係にあることから、本研究では、

- ◆ 降雨の積分時間のスケールを時間積分後の領域平均降雨量 (R.A.R.) によって表現することとする。

同図のプロット全体からは、どのケースにおいても降雨量が地形標高とともに増加する傾向にあることを見て取れる。このような傾向が見られることは、地上雨量計データを用いた従来の研究においてもす

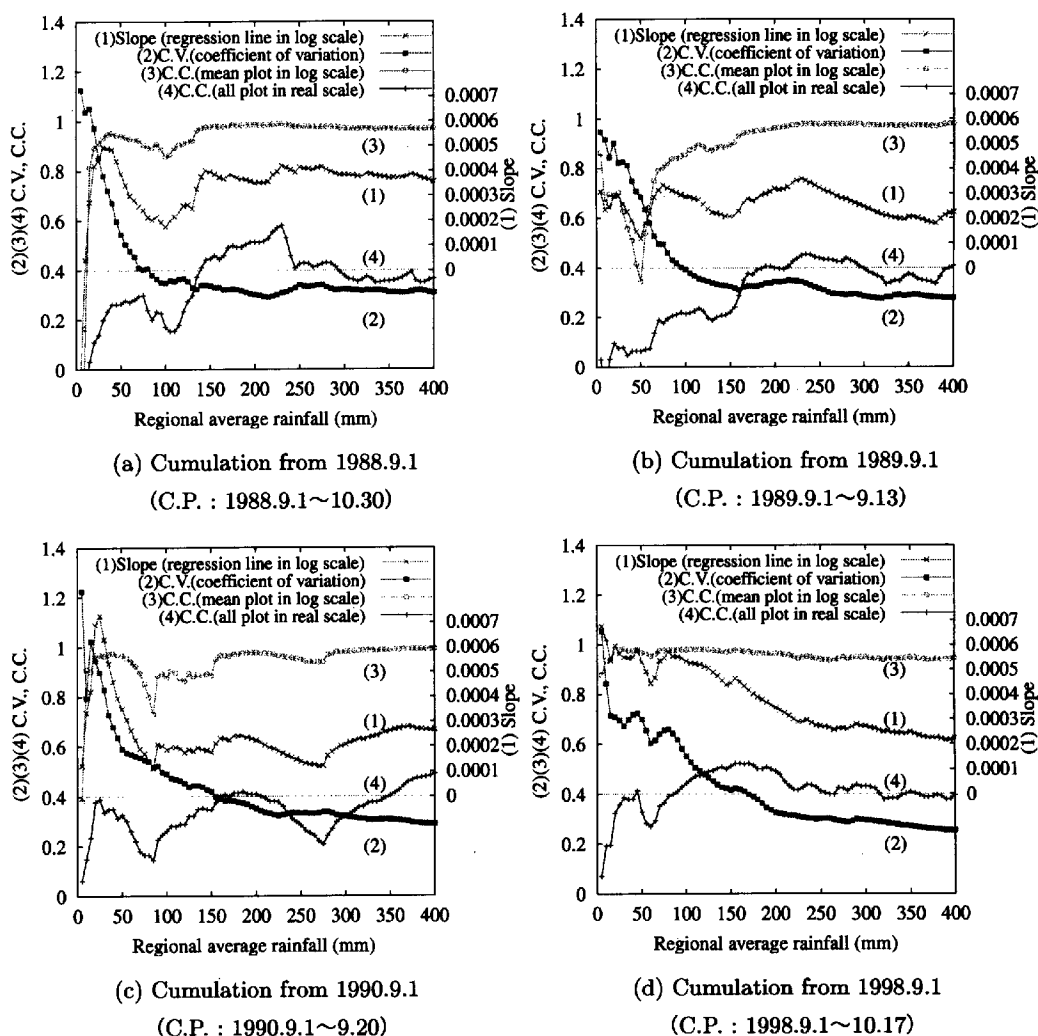


Fig. 5 Variation of distribution characteristics in terms of regional average rainfall

で報告されているところであるが、その定量化が課題となっている。

そこで、同図において地形標高を 100m 間隔で層別化し、各区分内での空間平均降雨量をプロットしたところ黒丸で示すような分布となった。さらに、それらのプロットに対して回帰直線を求めたところ相関係数が 0.9 以上の非常に高い値を示し、

◆ 「降雨量の標高区分内平均値の対数値」と「地形標高」との間に明確な直線関係が存在する

ことが明らかとなった。このような極めて特徴的な関係が存在することは、筆者らの知る限りではこれまで明らかにされておらず、本研究においてはじめて見いだされたものである。従来の地上雨量計データに基づいた解析によって、このような関係が成立することを示すのは非常に困難であることから、降雨レーダー情報を用いた本研究の大きな成果と言え

る。また、驚くべきことに、時間スケールが比較的短く降雨分布のばらつきが大きいケースにおいても、非常に高い相関を持って直線関係が成立している。時間スケールがさらに短くなり、瞬時の降雨量分布に近くなると直線関係が成立しないケースが多くなるが、積分降雨量分布の特性を示すものとして注目すべき関係である。以後、この直線を『標高依存回帰直線 (Regression Line Depending on Topographic Altitude)』と呼ぶこととする。なお、標高区分の間隔 100m という値は一つの試みとして設定した値である。

ここで、このような標高依存特性が近畿地方固有の特性でないことを確認するため、九州南部の降雨分布を対象として同様の解析を行ったところ、近畿地方と比較して多少相関係数の値が小さくなったものの、降雨量の標高区分内平均値の対数値と地形標

高との間に明らかな直線関係が成立していることがわかった。したがって、九州南部と近畿地方の気候特性や地形特性が明らかに異なることを考え合わせると、このような標高依存特性はある地域固有のものではなく、様々な地域で成立するような普遍性の高い降雨分布特性であると考えることができる。

以上より、本研究では、標高依存回帰直線に基づいた降雨量-地形標高関係、すなわち『標高依存降雨分布モデル』の構築を試みる。

4. 標高依存降雨分布モデルと時間スケール階層構造

標高依存降雨分布モデルに基づいた降雨分布の時間積分過程におけるスケール階層構造に関して考察を行う。

あらためて、近畿地方の降雨量と地形標高の関係を示した Fig. 3 および Fig. 4 を見ると、時間スケールの短いケース、すなわち時間積分後の領域平均降雨量の少ないケースではプロットのばらつきが大きいものの、時間スケールが長くなるにしたがって、次第にばらつきが小さくなる様子が見て取れる。ここで注目すべきことは、ばらつきの減少とともにプロット全体が層別化回帰直線の周囲に集まり、一定の標高依存性に収束していく傾向が見られることである。すなわち、ある時間スケール以上の積分降雨量分布においては、降雨量の対数値が標高に比例する傾向にあり、そのばらつきの度合いはそれ以上の積分に対してもほとんど変動しないことを示している。ただし、同図では全領域平均降雨量との比をとることによって正規化した値をプロットしていることから、領域平均値に対するばらつきが減少するという解釈が成り立つ。

また、同図には標高区分別に求めた降雨量分布の変動係数 (C.V.) σ_{B_k}/μ_{B_k} を示している。ここに、 k は標高区分番号、 B_k はその標高区分に属する領域、 μ_{B_k} は標高区分 k 内の降雨量の平均値、 σ_{B_k} はその平均値からの標準偏差を表す。ただし、これらの値は対数値に対する平均や標準偏差では無いことを断っておく。図から時間スケールが短くばらつきの大きいケースでは当然ながら変動係数の値も大きい、時間スケールが長くなるとともにその値が小さくなる傾向を見て取れる。すなわち、時間スケールとともに標高依存回帰直線からの分散が小さくなっていることを定量的に示している。この特徴こそが、本研究で注目している降雨分布の時間スケール階層構造そのものである。

次に、近畿地方の4年間9月の降雨分布を対象として、これら分布特性の変化の様子を、横軸に時間積分後の領域平均降雨量を取って示したグラフが Fig. 5 である。グラフに示した値は、

- (1) 標高依存回帰直線の傾き
- (2) 標高区分別変動係数 σ_{B_k}/μ_{B_k} の全区分平均値
- (3) 標高区分別平均降雨量の対数値と地形標高の相関係数
- (4) 降雨量そのものと地形標高の相関係数

である。ここで、(2) 標高区分別変動係数の全区分平均値に着目するとスケール階層構造の特徴が明確に表れていることがわかる。すなわち、どの図においても積分時間スケールが非常に短い場合（時間積分後の領域平均降雨量が非常に少ない場合）には変動係数が1前後の値を示しているのに対して、時間スケールが長くなるとともに変動係数の値が次第に減少し、領域平均降雨量 150mm~200mm 程度を境にして、ほぼ一定値 (0.3 程度) に収束している。したがって、スケール階層構造の(第二)境界時間スケールは、領域平均降雨量 150mm~200mm 程度であると結論づけられる。ここで、領域平均降雨量 150mm~200mm 程度という時間スケールは実時間になおすとおよそ15日~20日であり、九州南部のデータを用いた中北らの研究において導かれた20日程度という境界スケールとほぼ一致している。

また、同様に、(1) 標高依存回帰直線の傾きに関しても、時間スケールの増加とともに一定値に収束する傾向が見られる。したがって、

- ◆ 境界時間スケール以上においては、地形標高に対する降雨量の期待値を示す標高依存回帰直線の傾きが一定値に収束し、さらに直線からの分散についても同様に収束する傾向がある

ことから、これらの分布特性の確率構造を定量化すれば、明確な地形依存特性を表現可能であることが示されている。

最後に、(3) 標高区分別平均降雨量の対数値と地形標高の相関係数について見てみると、すでに述べたように、時間スケールが非常に短い場合にはその値が極端に小さくなる場合がある。しかし、ここで注目すべきなのは、どの期間においてもある程度の時間スケール以上（時間積分後の領域平均降雨量がおおよそ50mm以上）においては0.7以上の高い値を示していることである。すなわち、標高区分別平均降雨量の対数値と地形標高との直線関係が、ある程度以上の時間積分降雨量分布においては常に成立し

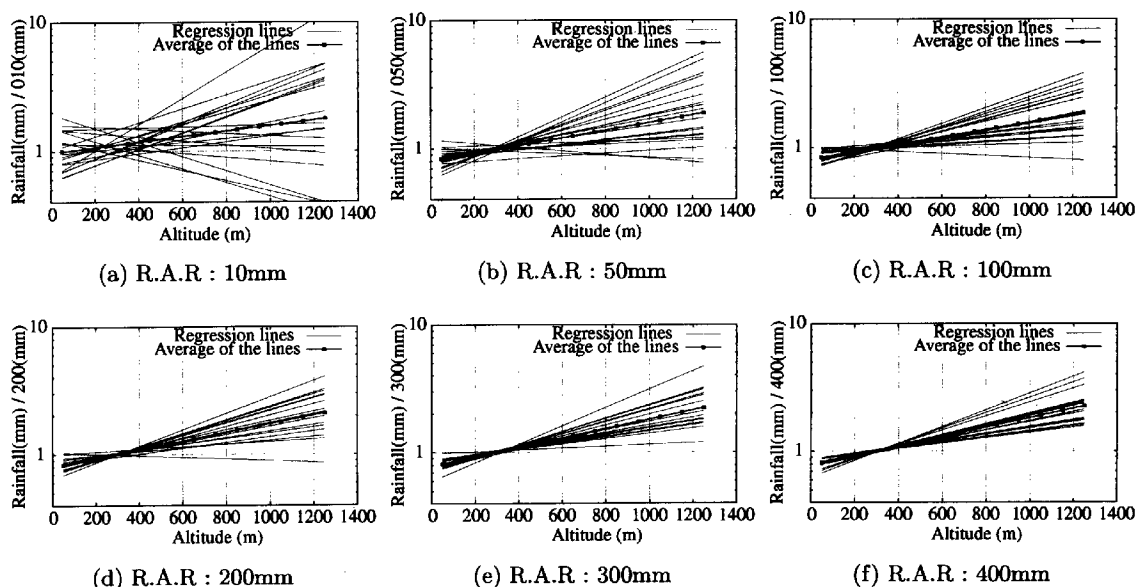


Fig. 6 Regression line depending on topographic altitude at each regional average rainfall (R.A.R.)

ていることが分かる。

以上をまとめると、時間スケール階層構造にしたがって降雨分布が地形標高に対してある一定の対応関係に収束する過程として、三つの側面を考えることができる。それは、

- (1) 標高区分別平均降雨量の数値と地形標高の関係が次第に明確な直線関係となる。
- (2) その標高依存回帰直線の傾きが次第に一定値に収束する。
- (3) さらに回帰直線周りに分布が集中し、直線からのばらつきが一定に収束する。

というものである。すなわち、以上の三つの側面が降雨分布の時間スケール階層構造の内部構造であると言える。

5. 標高依存降雨分布モデルの確率構造

以上の考察結果をもとに、標高依存降雨分布モデルの定量化を試みる。使用したデータは近畿地方における4年間(1988年~1990年および1998年)6月~10月(合計19ヶ月、1998年6月は除く)の降雨レーダー情報である。同モデルの確率構造は以下の三要素によって構成される。

- (1) 標高依存回帰直線の変動特性
- (2) 同直線周りの分散構造
- (3) 同直線からの偏差の空間相関構造

5.1 標高依存降雨分布モデルの変動特性

はじめに、標高依存回帰直線の変動特性について解析を行う。解析対象である19ヶ月分データにおいて降雨の時間積分を各月の一日から開始することにより、領域平均降雨量の各ケースに対して複数のサンプルを作成した。したがって、各領域平均降雨量に対して最も多い場合で19個のサンプルデータがあるが、領域平均降雨量が大きいケースではそれよりも少なくなり、領域平均降雨量400mmのケースで15サンプルとなっている。また、領域平均降雨量が多いケースでは次の月にまたがる形で降雨を積分しているため(ただし連続する期間に限る)、一部重複して積分を行っている箇所がある。本来ならば、各サンプルは完全に独立であることが望ましいのであるが、今回の解析ではサンプル数を確保するために重複を許して積分を行った。

領域平均降雨量10mm~400mmの6ケースにおいて、サンプルすべての標高依存回帰直線を示したものがFig. 6である。同図から見て取れる特徴として、二つの特徴が挙げられる。一つは領域平均降雨量が多くなるとともに直線の傾きのふれ幅が小さくなっていくという特徴であり、もう一つはすべての直線が、標高300m付近である一点の近傍を通過する傾向が見られることである。前者は、Fig. 5に示した降雨の積分とともに標高依存回帰直線の傾きが収束していくという性質とは別に、領域平均降雨量が多いケースほど、期待値的に回帰直線の変動が小さいことを示している。

ここで、標高依存回帰直線の定式化を行う。仮に、標高区分内平均降雨量の対数値が標高依存回帰直線によって完全に回帰されている場合、すなわち相関係数が1となる場合には、回帰直線を規定する唯一の条件は、回帰直線から推定される降雨量の領域平均値が実際の領域平均降雨量と一致することである。以下、この条件を満たすものとして定式化を行う。

はじめに、標高依存回帰直線は、

$$\ln\{\mu_k(T)\} = a \cdot Z_k + b \dots\dots\dots (1)$$

によって表される。ここに、 $\mu(T)$ は積分時間スケール T における領域平均降雨量 (mm)、 $\mu_k(T)$ は標高区分 k 内における空間平均降雨量 (mm)、 Z_k は標高区分 k における平均標高、 a 、 b はサンプルごとに決まるパラメータである。このとき、上記条件より以下の式が成り立つ。

$$\mu(T) = \left\{ \sum_k \mu_k(T) \cdot V_k \right\} / \sum_k V_k \dots\dots (2)$$

ここに、 V_k は標高区分 k の面積を表す。ここで、式(1)は $\mu_k(T) = \exp(a \cdot Z_k + b)$ と変形できるから、式(2)に代入して整理すると次式が得られる。

$$b = \ln \left\{ \frac{\sum_k V_k}{\sum_k \exp(a \cdot Z_k) \cdot V_k} \right\} + \ln\{\mu(T)\} \dots (3)$$

したがって、式(1)から、標高依存回帰直線は、

$$\begin{aligned} \ln\{\mu_k(T)\} &= a \cdot Z_k + \ln \left\{ \frac{\sum_k V_k}{\sum_k \exp(a \cdot Z_k) \cdot V_k} \right\} \\ &\quad + \ln\{\mu(T)\} \dots (4) \end{aligned}$$

または、

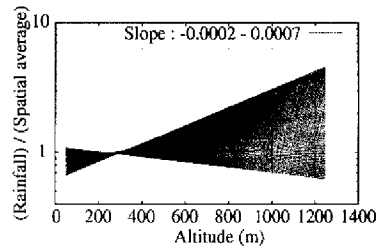
$$\begin{aligned} \ln \left\{ \frac{\mu_k(T)}{\mu(T)} \right\} &= a \cdot Z_k + \ln \left\{ \frac{\sum_k V_k}{\sum_k \exp(a \cdot Z_k) \cdot V_k} \right\} \dots (5) \end{aligned}$$

によって表されることがわかる。式(5)は領域平均降雨量で除することによって正規化した場合、すなわち Fig. 6 に示した直線に対応する。

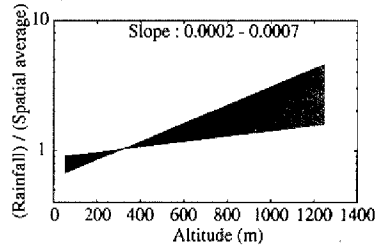
また、式(5)は以下のようにも変形される。

$$\begin{aligned} \log \left\{ \frac{\mu_k(T)}{\mu(T)} \right\} &= a' \cdot Z_k + \log \left\{ \frac{\sum_k V_k}{\sum_k 10^{(a' \cdot Z_k)} \cdot V_k} \right\} \dots (6) \end{aligned}$$

このとき、パラメータ a と a' の間には $a' = a/2.303$ の関係がある。



(a) Slope : -0.0002~0.0007



(b) Slope : 0.0002~0.0007

Fig. 7 Sensitivity analysis of regression line depending on topographic altitude

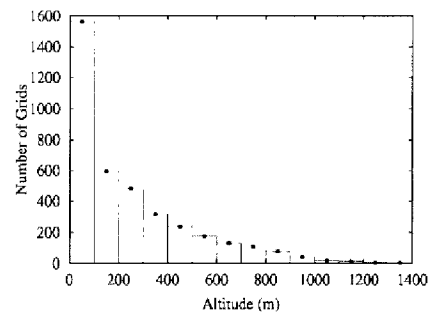


Fig. 8 Area of each division of topographic altitude in target domain (number of grids, 1 grid : 9km²)

ここで、式(6)の V_k に対象領域内の実際の面積を与え、パラメータ a' を変化させて回帰直線の感度分析を行ったところ、Fig. 7 に示すような結果となった。同図から、標高依存回帰直線は理論的にもおよそ標高 310m 付近で、ある一点の近傍を通過することがわかる。参考までに、対象領域内の標高の平均値は約 230m である。また、対象領域内における各標高区分の面積 (グリッド数, 1グリッド 9km²) を Fig. 8 に示す。

また、この結果を Fig. 6 と比較すると、領域平均降雨量が多いケースでは回帰直線の変動が理論直線のそれと非常によく対応を示していることがわかる。一方、積分時間スケールの短い降雨分布においては、Fig. 6 に示したように理論直線からのズレが比較的大きくなっている。これは、そのような降

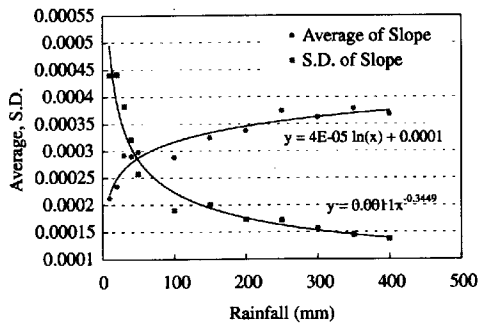


Fig. 9 Average and S.D. of slope of regression line depending on topographic altitude

雨分布においては標高依存回帰直線の適合度があまり高くなく、そのためにこのようなズレが生じたと理解できる。実際、Fig. 5 に示した (3) 標高区分別平均降雨量の対数値と地形標高の相関係数、を見ても、領域平均降雨量の少ないケースではその値が小さい場合が多い。しかしながら、Fig. 6 を見る限り領域平均降雨量が 50mm 程度以上であれば、回帰直線の適合度は十分であると考えられる。

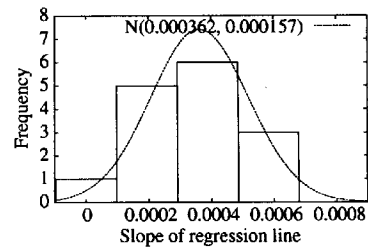
そこで、次に標高依存回帰直線の傾きの変動特性について解析を行う。領域平均降雨量ごとに、標高依存回帰直線の傾きの平均値と標準偏差 (S.D.) を計算したところ、Fig. 9 に示すような結果となった。ただし、ここでの傾きは式 (6) におけるパラメータ a' を想定している。すると、傾きの平均値は、領域平均降雨量の増加とともに値が大きくなりつつ次第に一定値に収束していく傾向があり、また標準偏差は逆に、領域平均降雨量とともに減少しつつ一定値に収束していく傾向が見て取れる。ここで、図中にも示したように、平均値に対しては対数型の関数、また標準偏差に対しては累乗型の関数によって最小二乗法による近似を行ったところ、以下に示すような回帰式を得ることができた。

$$\mu(a') = 0.00004 \ln\{\mu(T)\} + 0.0001. \dots\dots (7)$$

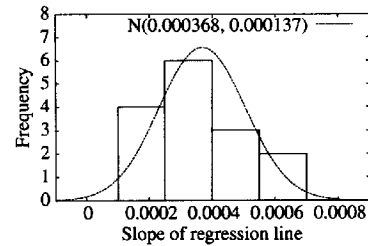
$$\sigma(a') = 0.0011\mu(T)^{-0.3449}. \dots\dots\dots (8)$$

ここに、 $\mu(a')$ および $\sigma(a')$ は標高依存回帰直線 (式 (6)) の傾き a' の平均値と標準偏差、また $\mu(T)$ は領域平均降雨量を表す。

さらに、回帰直線の傾きのヒストグラムを Fig. 10 に示す。それぞれ、領域平均降雨量が 300mm と 400mm の場合を示している。同時に、正規分布を仮定した場合の理論曲線を図中に示した。これらのグラフを見る限りでは正規分布の適合度はあまりよくないが、サンプル数が少ないため同グラフから確



(a) R.A.R : 300mm



(b) R.A.R : 400mm

Fig. 10 Histogram of slope of regression line depending on topographic altitude

率分布を決定することは困難であると言わざるを得ない。したがって、ここでは正規分布の可能性を示すにとどめ、詳細な解析については今後の課題としたい。仮に、正規分布を仮定した場合には、回帰直線の傾き a' は式 (7)、式 (8) より、

$$a' \sim N(0.00004 \ln\{\mu(T)\} + 0.0001, (0.0011\mu(T)^{-0.3449})^2) \quad (9)$$

に従うことになる。このとき、 $\mu(T)$ は領域平均降雨量である。ただし、このような仮定をおくことができるのは、やはり領域平均降雨量が 50mm 以上の降雨分布に対してのみであると思われる。それ以下の時間スケールの降雨分布に関しては標高依存回帰直線の成立自体に問題があり、傾きのみをパラメータとして表現することはできない。

以上から、

- ◆ $\mu(T) > 50\text{mm}$ となる場合には、降雨分布の地形依存特性に対して標高依存回帰直線によるモデル化が可能である

ことを示すことができた。さらに、回帰直線の変動特性が明らかとなり、確率構造の定量化を行うことができた。なお、標高依存回帰直線の存在が注目になるのは、それが降雨分布の期待値としての性質ではなく、時間積分降雨量分布の各サンプルごとに成立する点であることを強調しておく。

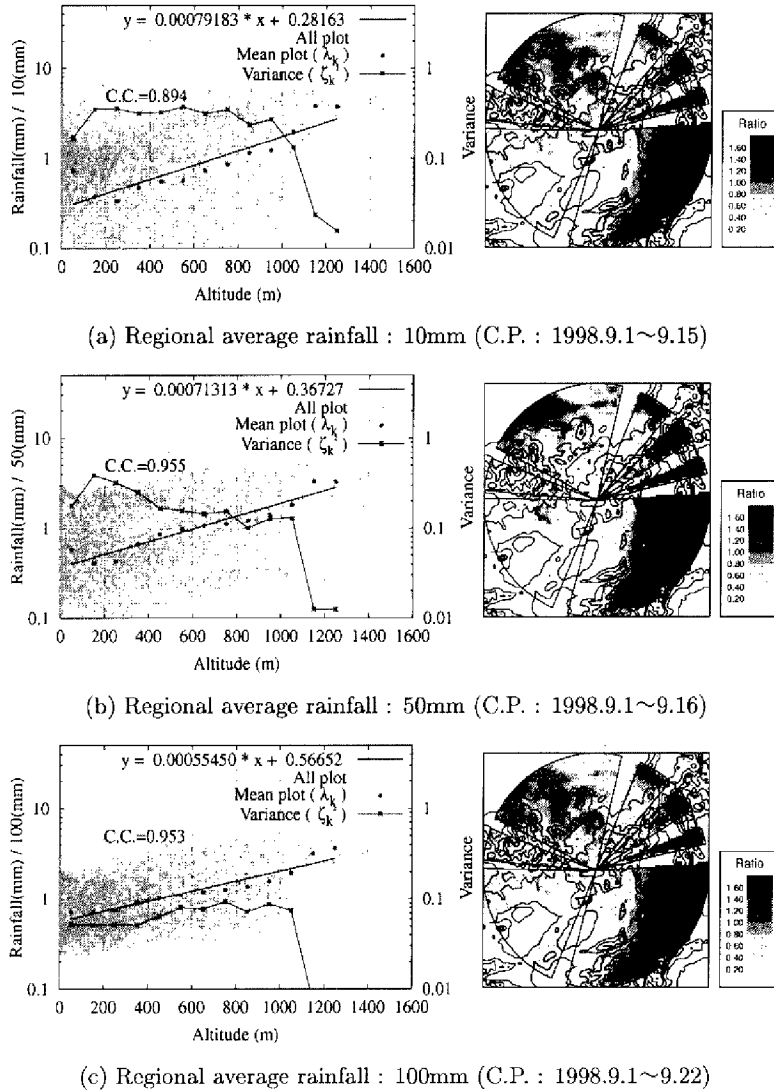


Fig. 11 Relation between averaged logarithm value of point rainfall and topographic altitude (1)

5.2 標高依存回帰直線に基づいた降雨分布の分散構造

つぎに、標高依存回帰直線に基づいて、地点降雨量が同直線周りにどのように分布しているか、すなわち降雨分布の分散構造について解析を行う。分散構造をモデル化するためには、降雨分布の期待値としての性質を解析し、地点降雨量に従っている確率分布を決定する必要がある。なお、ここで言う地点とは格子状データの1グリッドを意味するものとする。したがって、3km四方の領域内の空間平均降雨量が地点降雨量となる。

ここで、地点 x の時間スケール T での積分降雨量を $h(x, T)$ 、標高区分 k 内における空間平均降雨量を $\mu_k(T)$ とすると、 $\mu_k(T)$ は

$$\mu_k(T) = \frac{1}{V_k} \sum_k h(x, T) \dots\dots\dots (10)$$

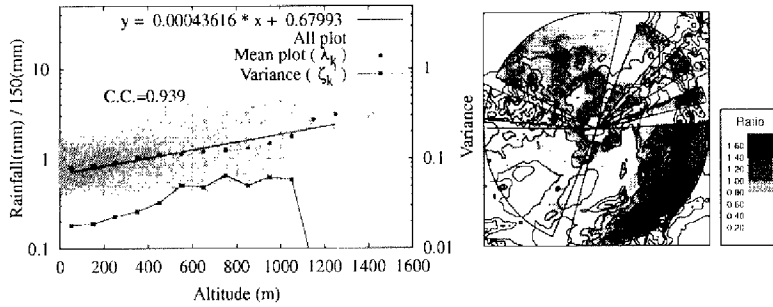
と表される。ここに、 k は標高区分番号、 V_k は標高区分 k の面積である。一方、積分降雨量 $h(x, T)$ の対数値 $\ln\{h(x, T)\}$ の標高区分内平均値を $\lambda_k(T)$ とすると、

$$\lambda_k(T) = \frac{1}{V_k} \sum_k \ln\{h(x, T)\} \dots\dots\dots (11)$$

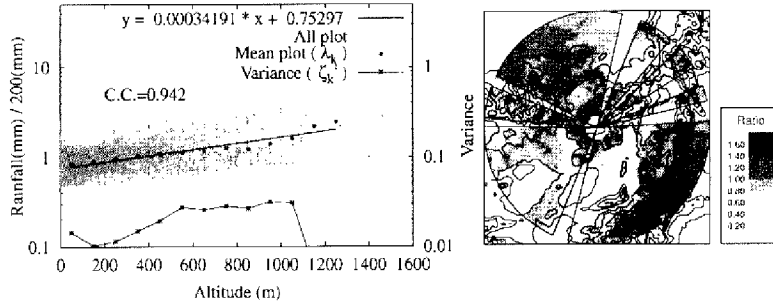
となる。また、標高区分内における $\mu_k(T)$ からの $h(x, T)$ の分散を $\sigma_k^2(T)$ 、 $\lambda_k(T)$ からの $\ln\{h(x, T)\}$ の分散を $\zeta_k^2(T)$ とすると、

$$\sigma_k^2(T) = \frac{1}{V_k} \sum_k [h(x, T) - \mu_k(T)]^2 \dots\dots (12)$$

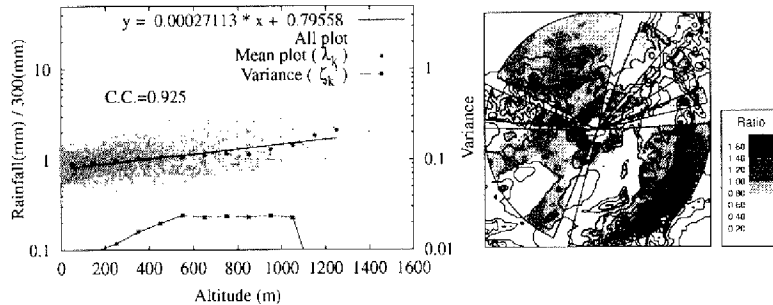
$$\zeta_k^2(T) = \frac{1}{V_k} \sum_k [\ln\{h(x, T)\} - \lambda_k(T)]^2 \dots\dots (13)$$



(d) Regional average rainfall : 150mm (C.P. : 1998.9.1~9.23)



(e) Regional average rainfall : 200mm (C.P. : 1998.9.1~9.25)



(f) Regional average rainfall : 300mm (C.P. : 1998.9.1~10.7)

Fig. 12 Relation between averaged logarithm value of point rainfall and topographic altitude (2)

となる。ここで注意を要するのは、これまでの解析で明らかとなった標高依存回帰直線の定義は標高区分内平均降雨量対数値に対する回帰直線のことであり、降雨量対数値を平均したものとは異なるという点である。すなわち、 $\ln\{\mu_k(T)\}$ に対して回帰直線を求めたものが、標高依存回帰直線である。

さてここで、

- ◆ 同一標高区分 k 内に属する地点降雨量の時間積分値 $h(x, T)$ を一つの集合と見なしたとき、その確率分布は対数正規分布に従っている

という仮説を立て、以下その検証を行うこととする。

ところで、同一標高区分内で $\ln\{h(x, T)\}$ が正規分布 $N(\lambda_k(T), \zeta_k^2(T))$ に従うとすると、 $h(x, T)$ は対数正規分布に従い、そのとき以下の関係が成り

立つ。

$$\lambda_k(T) = \ln \mu_k(T) - \zeta_k^2(T)/2 \dots\dots\dots (14)$$

$$\zeta_k^2(T) = \ln(1 + \sigma_k^2(T)/\mu_k^2(T)) \dots\dots\dots (15)$$

したがって、式(14)が成立しているかどうかを示すことが、同一標高区分内に属する地点降雨量の時間積分値が対数正規分布に従っているかどうかの検証となる。

はじめに、Fig. 3, Fig. 4における標高区分内平均降雨量 $\mu_k(T)$ を $\lambda_k(T)$ に代えてプロットした図を Fig. 11 および Fig. 12 に示す。すると、驚くことに $\lambda_k(T)$ に関しても地形標高に対して直線的な関係が見られ、回帰直線を求めると0.9以上の非常に高い相関係数を示した。すなわち、 $\ln\{\mu_k(T)\}$ が地形標高と直線関係にあるだけでなく、さらに $\lambda_k(T)$ についても同時に直線関係が成立しているということ

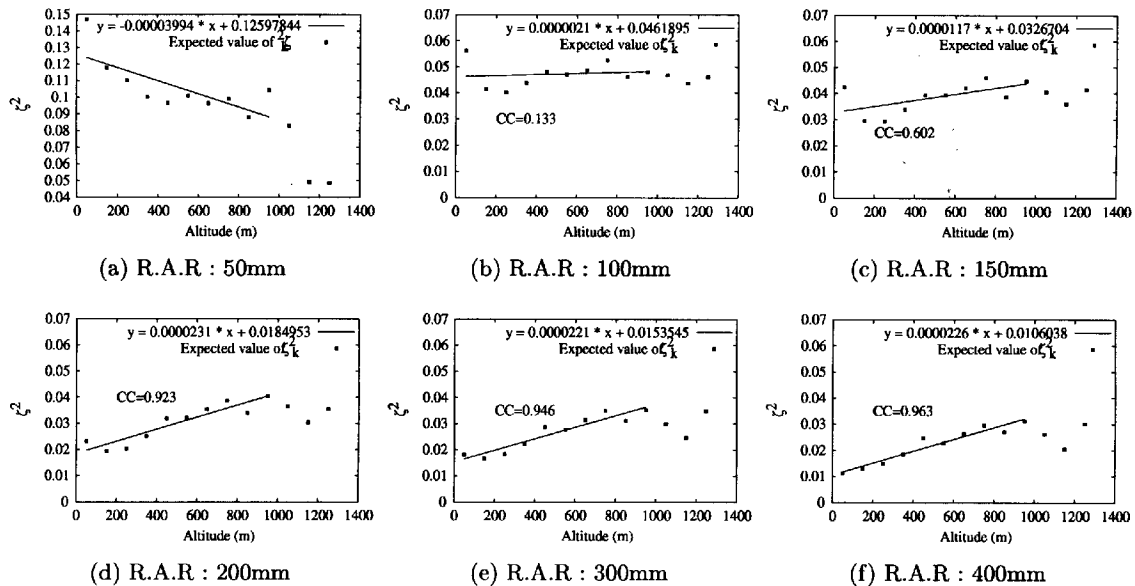


Fig. 13 Relation between expected value of $\zeta_k^2(T)$ and topographic altitude

である。このとき、地点降雨量 $h(x, T)$ が対数正規分布に従っていると仮定すると式 (14) が成立し、同式から $\zeta_k^2(T)$ もまた地形標高と直線関係となる。逆に言うと、 $\zeta_k^2(T)$ と地形標高の関係が直線関係であることが、対数正規分布の成立条件であると言える。

Fig. 11 および Fig. 12 に式 (13) より算定した $\zeta_k^2(T)$ と地形標高との関係を示してあるが、これらを見る限りでは、 $\zeta_k^2(T)$ と地形標高が直線関係であるとは言い難い。しかし、式 (14) や式 (15) が成立するのはあくまでも $\zeta_k^2(T)$ の期待値に対してであることから、全サンプルを用いて $\zeta_k^2(T)$ の平均値と地形標高との関係を示したものが、Fig. 13 である。それぞれ、領域平均降雨量が 50mm~400mm のケースを示している。領域平均降雨量の大きい 200mm 以上のケースにおいて標高 1000m 以下のみを対象とすれば、 $\zeta_k^2(T)$ と地形標高が明らかに直線関係にあることが見て取れる。Fig. 8 に示したように標高 1000m 以上の区分は極端にサンプル数が少ないことを考えると無視しても問題ないと思われる。そこで、標高 1000m 以下を対象に回帰直線を求めたところ、Fig. 13 および Fig. 14 に示すように、領域平均降雨量が 200mm 以上のケースにおいて相関係数 (C.C.) の値が非常に高い値を示すことが分かった。すなわち、領域平均降雨量 200mm 以上の降雨分布を対象とすれば、 $\zeta_k^2(T)$ と地形標高の間に直線関係が成立することから、同一標高区分内における地点降雨量分布が対数正規分布に従っ

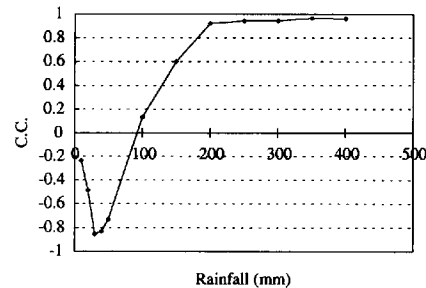


Fig. 14 C.C. between expected value of $\zeta_k^2(T)$ and topographic altitude

ていると言える。

一方、領域平均降雨量が 200mm 以下のケースに対しては、対数正規分布を適用することはできないことが明らかとなった。すなわち、領域平均降雨量 200mm という時間スケールを境にして、降雨分布の従っている確率分布が大きく異なっていることが示された。領域平均降雨量 200mm 以下の降雨分布に対してその確率分布を決定するためには、さらに詳細な解析が必要である。

ここでは、領域平均降雨量 200mm 以上の降雨分布を対象に分散構造の定式化を行う。Fig. 13 にも示したが、領域平均降雨量ごとに求めた $\zeta_k^2(T)$ の回帰直線 $\zeta_k^2(T) = c \cdot Z_k + d$ の傾き c と切片 d を示したグラフが Fig. 15, Fig. 16 である。それぞれの図において領域平均降雨量 200mm 以上のプロッ

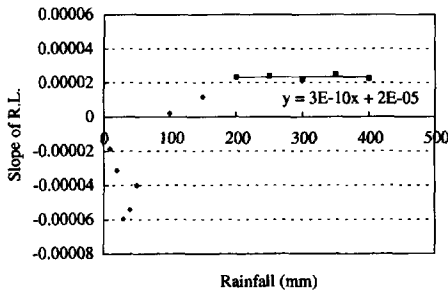


Fig. 15 Slope of regression line to the value of $\zeta_k^2(T)$

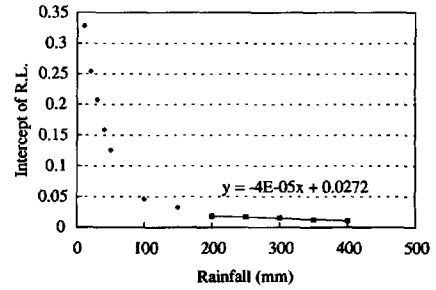


Fig. 16 Intercept of regression line to the value of $\zeta_k^2(T)$

トを対象に回帰直線を求めたところ、以下のような式が得られた。

$$c = 0.0000000003\mu(T) + 0.00005 \dots \dots (16)$$

$$d = -0.00004\mu(T) + 0.0272. \dots \dots (17)$$

ここに、 $\mu(T)$ は積分時間スケール T における領域平均降雨量を意味する。ここで、傾き c はほぼ一定値とみなせることから、 $c = 0.00005$ とすると、積分時間スケール T における標高区分 k 内の分散 $\zeta_k^2(T)$ は以下の式で表される。

$$\begin{aligned} \zeta_k^2(T) \\ = 0.00005Z_k - 0.00004\mu(T) + 0.0272. \end{aligned} \quad (18)$$

ここに、 Z_k は標高区分 k の平均標高である。

ところで、標高区分内平均降雨量 $\mu_k(T)$ は標高依存回帰直線によって定式化され、式(4)に示したように、

$$\begin{aligned} \ln\{\mu_k(T)\} \\ = a \cdot Z_k + \ln \left\{ \frac{\sum_k V_k}{\sum_k \exp(a \cdot Z_k) \cdot V_k} \right\} \\ + \ln\{\mu(T)\} \end{aligned}$$

で表される。このとき、式(14)の関係式を用いると $\lambda_k(T)$ は、

$$\begin{aligned} \lambda_k(T) &= \ln \mu_k(T) - \zeta_k^2(T)/2 \\ &= a \cdot Z_k + \ln \left\{ \frac{\sum_k V_k}{\sum_k \exp(a \cdot Z_k) \cdot V_k} \right\} \\ &\quad + \ln\{\mu(T)\} - \{0.00005Z_k \\ &\quad - 0.00004\mu(T) + 0.0272\}/2 \\ &= (a - 0.000025)Z_k \\ &\quad + \ln \left\{ \mu(T) \cdot \frac{\sum_k V_k}{\sum_k \exp(a \cdot Z_k) \cdot V_k} \right\} \\ &\quad + 0.00002\mu(T) - 0.0136 \dots (19) \end{aligned}$$

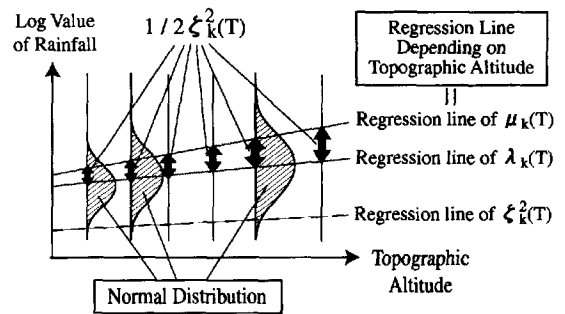


Fig. 17 Schematic diagram of rainfall distribution characteristics (R.A.R. > 200mm)

となる。ここで、標高依存回帰直線の傾きが正規分布に従っているという仮定の下では、式(9)および $a' = a/2.303$ の関係式より、パラメータ a は以下の正規分布で表される。

$$\begin{aligned} N(0.000092 \ln\{\mu(T)\} + 0.00023, \\ (0.0025\mu(T)^{-0.3449})^2). \end{aligned} \quad (20)$$

したがって、地点降雨量の対数値 $\ln\{h(x, T)\}$ が正規分布 $N(\lambda_k(T), \zeta_k^2(T))$ に従っている、すなわち同一標高区分内の地点降雨量分布が対数正規分布に従っていることが示された。

これらの関係式が意味するところは、Fig. 17に示した概念図のような片対数グラフ上で考えると容易に理解される。前節での考察結果とともにまとめると以下のように説明される。

- (1) はじめに、降雨量分布を特徴づける性質として式(4)によって表される標高区分内平均降雨量 $\ln\{\mu_k(T)\}$ の直線関係(標高依存回帰直線)が成立している。
- (2) 標高依存回帰直線の傾き a は式(9)によって表される正規分布に従って変動していると仮定できる。

(3) さらに、地点降雨量 $\ln\{h(\mathbf{x}, T)\}$ の分布は、同直線から、式 (18) によって表される $\zeta_k^2(T)$ の $1/2$ だけ下側にずれた直線上の値 ($\lambda_k(T)$) を中心として、 $\zeta_k^2(T)$ を分散に持つような正規分布に従っている。

というものである。

ただし、上記の分布特性は、領域平均積分降雨量が 200mm 程度以上の降雨分布に対して成立する。領域平均積分降雨量 50mm~200mm 程度以下の降雨分布の特性に関しては以下のようにまとめることができる。

- (1) 式 (4) で表される標高依存回帰直線が成立している点およびその傾きが式 (9) によって表される正規分布に従うと仮定できる点では、領域平均積分降雨量 200mm 以上のケースと同様である。
- (2) しかし、同直線周りでの分散構造に関しては明らかに異なった特性を示し、正規分布 (対数軸上) によって表現することはできない。

さらに、領域平均積分降雨量 50mm 以下の降雨分布に関しては、

- (1) 降雨量の各標高区分内平均値の変動が大きく、標高依存回帰直線自体が成立しない。

と結論づけられる。

上記のように理解することによって、降雨分布の時間積分過程が二つの境界スケールを持つ三層構造をなしているという仮説に対しても、第一境界スケールが領域平均降雨量 50mm、第二境界スケールが領域平均降雨量 200mm に対応していると解釈することができる。

5.3 標高依存降雨分布モデルと空間相関構造

前節までの解析の結果、降雨分布の平均的な性質である標高依存回帰直線の特性を明らかにするとともに、同直線からのばらつきを程度を表す分散構造を定式化することができた。しかし、ここで注意を要するのは、確率変数としての地点降雨量はお互いに無関係ではないということである。したがって、領域平均降雨量 200mm 以上の降雨分布において、ある標高区分内の平均降雨量と分散が得られたとしても、各々の地点降雨量は任意にばらついているわけではないため、降雨分布をシミュレートすることはできない。このような立場に立ったとき、新たに必要となるのは降雨分布の空間相関構造に関する情報である。

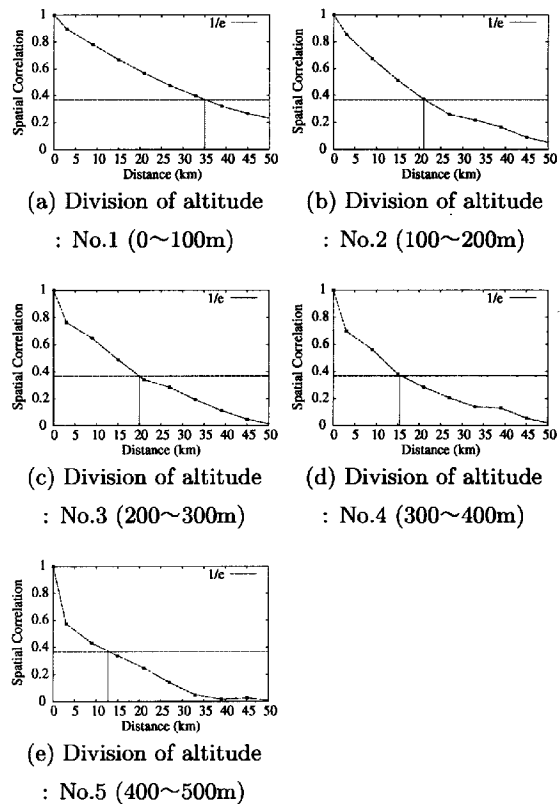


Fig. 18 Spatial C.C. in each division of topographic altitude (R.A.R : 400mm)

従来、降雨分布の空間相関を表現する際には、空間一様性 (homogeneous) を仮定することが通例となっている (池淵・谷本, 1980). このような仮定をおく理由としては、そうすることで解析への応用が容易となるためだけでなく、実際に降雨分布がどのような要因に依存し、その結果どのような空間相関構造をなしているのかが明らかとなっていないからである。未だ明らかにされていない一因としては、従来の地上雨量計データのみからではその観測点の少なさのために詳細な空間相関構造を解明することはほぼ不可能であったことが挙げられる。ここでも、降雨レーダー情報の利用が非常に有効となる。

そこで、本節では、降雨分布の空間相関構造もまた地形標高に依存しているという仮定のもとで、その構造の解明を試みる。

(1) 標高層別化による空間相関構造

降雨分布の空間相関について、これまでの解析と同様に標高を層別化して考えることとする。このとき、前節までに示したように標高区分内平均降雨量の対数値には直線関係が成立し、その直線の期待値は正の傾きを持つ。このことは、まさに降雨分布が

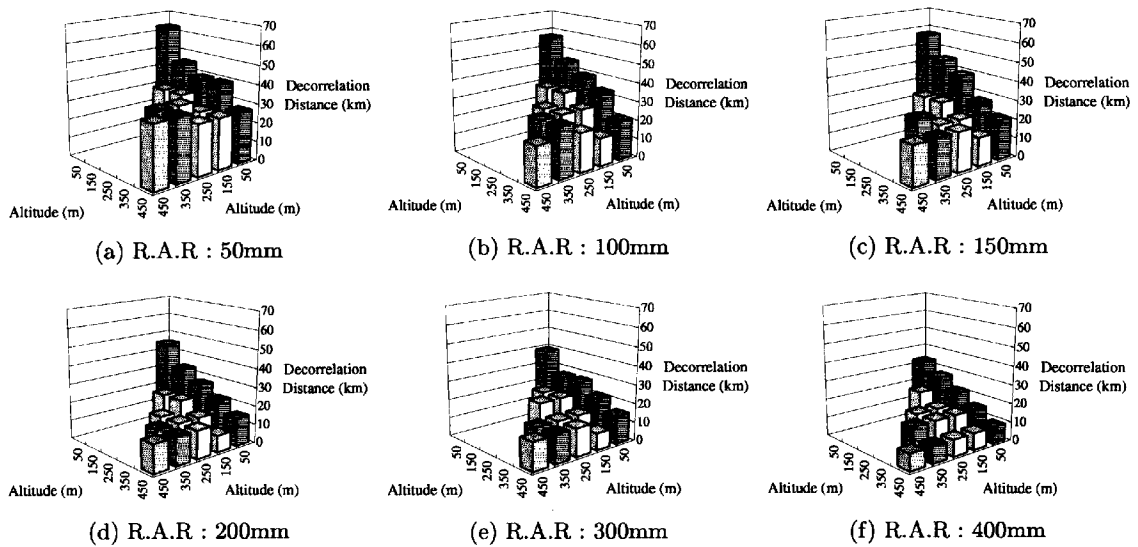


Fig. 19 Decorrelation distance computed to each combination of divisions of topographic altitude (1)

空間一様でないことを示しているのであるが、ここで仮に、標高区分内では空間一様かつ等方性が成り立つという仮定をおくことにすると、降雨分布の空間相関とは、各標高区分内の平均値からのぶれの相関を意味することになる。このとき、空間相関係数は以下の式で表される。

$$R(\mathbf{x}_k, \mathbf{x}_l) = \frac{C(\mathbf{x}_k, \mathbf{x}_l)}{[C(\mathbf{x}_k, \mathbf{x}_k)C(\mathbf{x}_l, \mathbf{x}_l)]^{1/2}} \\ = \frac{E[(\mathbf{x}_k - \mu_k)(\mathbf{x}_l - \mu_l)]}{\{E[(\mathbf{x}_k - \mu_k)^2]E[(\mathbf{x}_l - \mu_l)^2]\}^{1/2}} \quad \dots (21)$$

ここに、 $\mathbf{x}_k, \mathbf{x}_l$ はそれぞれ標高区分 k, l に属する地点降雨量を意味し、 μ_k, μ_l はそれぞれの標高区分の平均降雨量を意味している。ただし、ここで注意を要するのは μ_k, μ_l の値は期待値ではなく、個々の時間積分サンプルごとに得られる空間平均値である。本研究では、積分時間スケールによって15から19個のサンプルがあり、期待値を考えるとときにはこれらのサンプルの平均を取ることになる。

さらに、空間相関係数を二地点間の距離によって整理することができるので、

$$R(\mathbf{x}_k, \mathbf{x}_l) = R(\Delta l_{kl}) \quad \dots \dots \dots (22)$$

となる。ここに、 Δl_{kl} は標高区分 k, l にそれぞれ属する二地点間の距離である。

ところで、前節での解析の結果、領域平均降雨量が200mm以上の時間スケールにおける降雨分布を対象とした場合、地点降雨量の対数値の標高区分平均値 $\lambda_k(T)$ は地形標高に対して直線関係にあり、さらにその対数値の確率分布は各標高区分ごとに

正規分布に従っていることを示すことが出来た。したがって、空間相関に関しても、地点降雨量の対数値の相関を調査することが必要であると考えられる。すなわち、式(21)において、 $\mathbf{x}_k, \mathbf{x}_l$ をそれぞれ標高区分 k, l に属する地点降雨量の対数値とし、 μ_k, μ_l をその平均値とする。

上記の方針に従って標高区分ごとの空間相関係数を求める。その際、各標高区分内の空間相関、および異なる標高区分間での空間相関を考えることになるが、そのなかでサンプル数が比較的多い(すなわち面積が広い)0m~500m以内の標高区分のみを対象とする。また、標高0m~100mの標高区分の番号をNo.1、100m~200mの標高区分の番号をNo.2とし、以降No.5まで番号をつける。このとき、空間相関を考える組み合わせは同一区分同士も含めて全部で15通りとなる。また、空間相関を評価する指標として相関距離(decorrelation distance)を用いることとする。これは相関係数の値が $1/e$ となる距離のことであり、この値が大きいほど空間相関が高いことを意味する。

はじめに、領域平均降雨量が400mmの降雨分布を対象として、各標高区分内における空間相関係数を、横軸に二地点間の距離を取って示したグラフをFig. 18に示す。また、図中に示した直線 $y = 1/e$ と交わる点が相関距離を表す。まず、同図からは空間相関が従来と同様に指数関数型の形状をなしていることが見てとれる。さらに同図を見て言えることは、標高の高い区分ほど明らかに空間相関が低くなっていることである。すなわち、地形標高が高い地点は

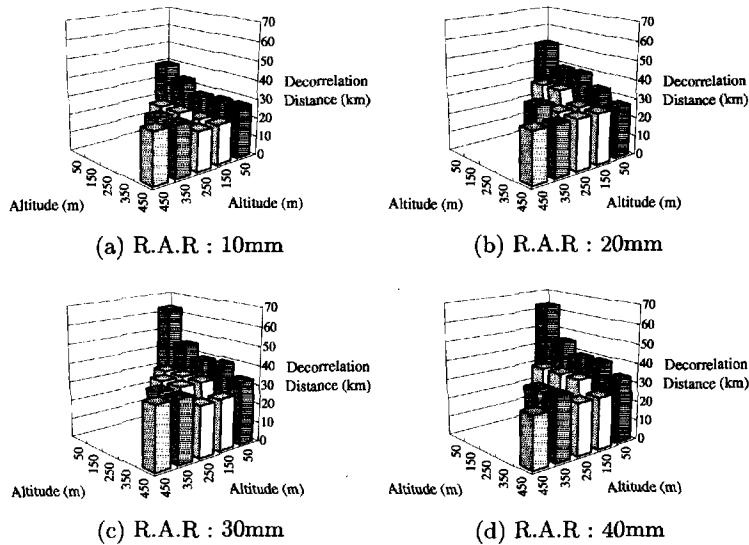


Fig. 20 Decorrelation distance computed to each combination of divisions of topographic altitude (2)

ど降雨分布が空間的に細かく変動していることが分かる。標高の高い区分ほど地形の細かな起伏が多いことを考えれば、このような結果となることは十分理解できる。また、異なる標高区分の間で空間相関を調査したところ、標高差が大きくなるに従って相関距離が減少し、空間相関が低くなることが分かった。

このように、降雨分布の空間相関構造は地形標高に依存していることが明らかとなった。しかし、定量的には標高区分や標高差によってその構造は変化しており、さらに降雨分布の時間スケール（領域平均降雨量）によっても変化すると考えられる。そこで、相関距離を指標として、これらの関係を図示したものが Fig. 19 である。領域平均降雨量 6 ケースの降雨分布に対して、標高区分の組み合わせごとに相関距離を求め、縦軸に相関距離をとって表示した。図中の標高 50m が標高区分 No.1（標高 0m～100m）を意味し、標高 150m が区分 No.2（標高 100m～200m）などとなっている。

同図において注目すべきことは、

- ◆ 領域平均降雨量が増加するに従って、相関距離が小さくなる傾向がある、すなわち降雨分布の空間相関が減少する傾向にある

という点である。このことは、本研究のこれまでの解析結果と比較すると一見矛盾しているように感じられる。なぜなら、降雨の積分とともに降雨分布の小さなスケールでの変動成分が除去され、地形との一定の対応関係が表面化するというのがこれまでの

解析から得られた結論であり、同一標高区分内の降雨分布を対象としたときには、空間的な相関すなわち近傍の変動特性の相似度も高くなっていくように思われるからである。従来の知見から考えても、降雨の時間積分とともに分布の空間相関が高くなるというのが一般的である。

しかし、よくよく考えてみると、地形との対応関係が明確となるということは、

- ◆ 降雨の時間積分とともに瞬時の降雨分布が持つような空間的連続性が崩れ、空間的な広がり具合が地形因子によって支配されるようになる

ということである。すなわち、降雨分布の空間相関が地形の空間相関に近づいていくことを意味している。実際、Fig. 3, Fig. 4 や、Fig. 11, Fig. 12 の右側に示した降雨量の空間分布図を見ると短い時間スケール（領域平均降雨量 50mm のケースなど）においては、降雨の分布が地形標高に関係なく連続的に（比較的滑らかに）変化しているが、降雨の時間積分とともにそのような分布の連続性が崩れていく様子を見て取ることが出来る。この傾向は同一標高区分内のみを対象とした場合でも同様であると考えられる。以上の考察は降雨の時間積分とともに降雨分布の空間相関が低くなっていくことを意味しており、Fig. 19 の結果を説明づけることができた。

また、Fig. 19 の結果が従来の知見と異なっている点に関しては以下のように説明される。Fig. 19 は領域平均降雨量が 50mm 以上のケースを対象としていたが、領域平均降雨量 10mm～40mm のケー

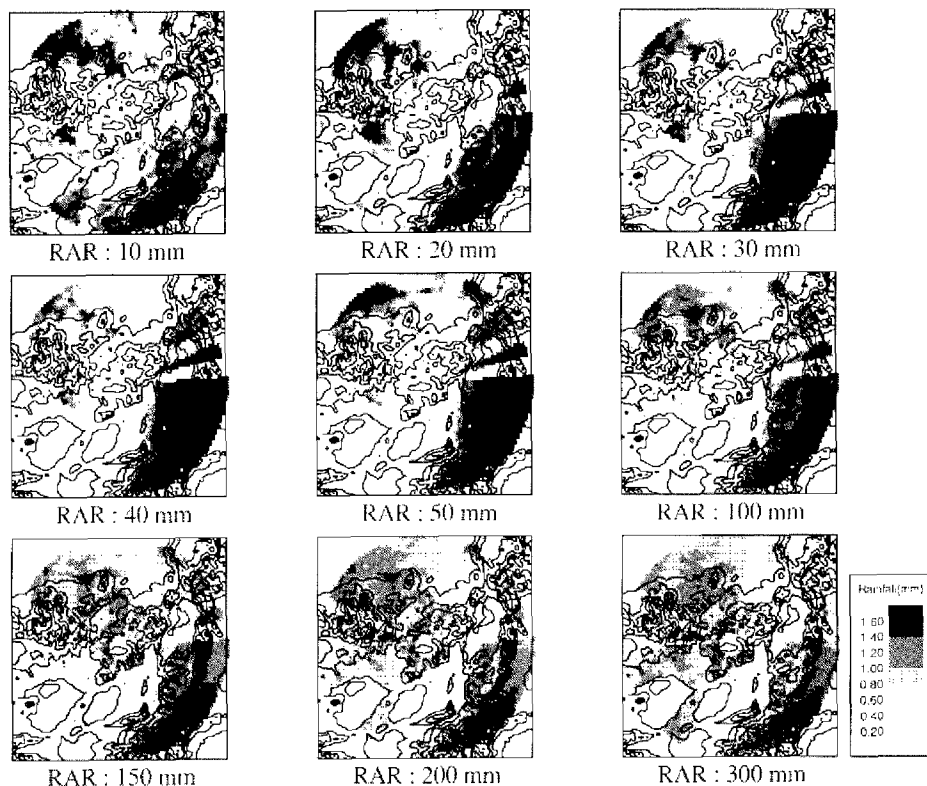


Fig. 21 Spatial rainfall distribution at each regional average rainfall (cumulation from 1998.9.1)

スを Fig. 20 に示した. すると Fig. 20 では降雨の時間積分とともに相関距離が増加している傾向を見て取ることが出来る. すなわち,

- ◆ 領域平均降雨量 50mm 以下の短い時間スケールの降雨分布を対象とすれば, 従来の知見と同様に, 降雨の時間積分とともに降雨分布の空間相関が増加していく

ことが分かる. また Fig. 19 および Fig. 20 を合わせて考えると, 領域平均降雨量 50mm の降雨分布の空間相関がもっとも高く極大値をとっている. このことは 5.2 節の最後に考察を行ったように, 領域平均降雨量 50mm がスケール階層構造の第一境界スケールとなっていることをあらためて示していると解釈できる. したがって, 従来の知見は階層構造の第一階層における降雨分布を対象としたものであり, さらに時間スケールの長い降雨分布を対象とすれば空間相関は降雨の時間積分とともに減少していく, という従来にはない知見を得ることができたと言える.

ここで, 領域平均降雨量が 10mm~300mm の各ケースにおける空間分布の一例を示した Fig. 21 を見てみると, 上記の考察結果をよく理解することが

できる. すなわち, 同図をみると領域平均降雨量が 50mm に達するまでは降雨の分布が地形とあまり対応していないが, それ以降は徐々に地形との対応が明瞭となっていく. また, 領域平均降雨量 50mm 以下では, 一雨の降雨分布と同様に分布が連続的な変化を示しているのに対して, 200mm や 300mm の分布ではその連続性が崩れている様子を見て取れる. 実際のところ, 領域平均降雨量 50mm という時間スケールは一雨または二雨程度の時間スケールに相当していることから,

- ◆ 一雨程度の時間スケール内においては, 降雨の時間積分とともに分布の空間相関は徐々に高くなっていき, それ以上の時間スケールすなわち複数の降雨イベントを含んだ降雨分布においては, 地形との対応がよくなって行く分, 逆に空間相関が低くなる

と解釈することができる. この考察結果は従来の知見と比較しても, 整合性のある結果となっている.

(2) 空間相関構造のモデル化

降雨分布の空間相関に関してはさらに詳細な解析を行う必要があるが, 本節では, 現時点で得られている知見に基づいて空間相関構造のモデル化を行う.

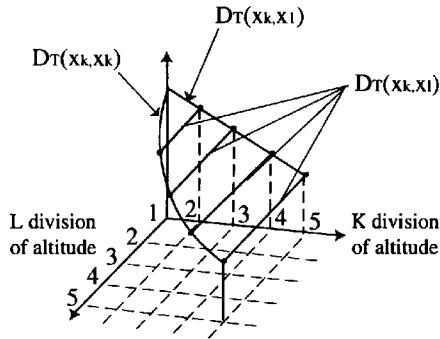


Fig. 22 Modeling of decorrelation distance

降雨分布の時間積分過程におけるスケール階層構造において、本研究が主な解析対象としているのは第二・第三階層である。そこで、以下では Fig. 19 に基づいて領域平均降雨量が 50mm 以上の降雨分布を対象として相関距離のモデル化を試みる。なお、積分時間スケール T の降雨分布において、標高区分 k の降雨分布と標高区分 l の降雨分布より求められる相関距離を $D_T(x_k, x_l)$ と表すこととする。

モデル化の方針としては、Fig. 22 に示すように、標高区分 No.1 を基点とした他の標高区分との相関距離 $D_T(x_1, x_k)$ および各標高区分内での相関距離 $D_T(x_k, x_k)$ をモデル化し、異なる標高区分の組み合わせに対しては、この両者のモデルから線形内挿によって相関距離 $D_T(x_k, x_l)$ を求めることとする。

はじめに、標高区分 No.1 における降雨分布の相関距離 $D_T(x_1, x_1)$ を空間平均降雨量を横軸にとって表示したものが Fig. 23 である。同図からは、降雨の積分とともに相関距離が線形的に減少している様子を見て取れる。そこで、回帰直線を求めたところ以下の式を得た。

$$D_T(x_1, x_1) = -0.0882\mu(T) + 66.647. \dots (23)$$

ここに、 $\mu(T)$ は時間スケール T における領域平均降雨量である。

次に、標高区分 No.1 を基点として他の標高区分との間で降雨分布の相関距離 $D_T(x_1, x_k)$ を求めたグラフを Fig. 24 に示す。空間平均降雨量 6 ケースのそれぞれについて、計算対象となる標高区分の平均標高を横軸、相関距離を縦軸にとって表示した。同時に、6 ケースの平均値をプロットし、同プロットに対して求めた回帰直線を表示した。どのケースにおいても、標高差とともに相関距離が減少する割合は同程度であると言えるので、傾きは同回帰直線の

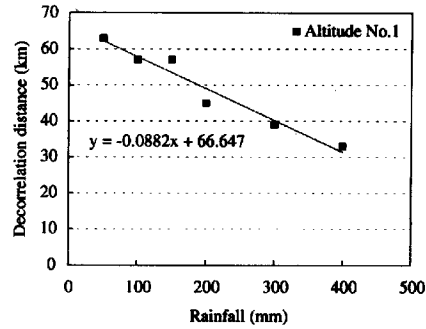


Fig. 23 Decorrelation distance in the division No.1 of topographic altitude

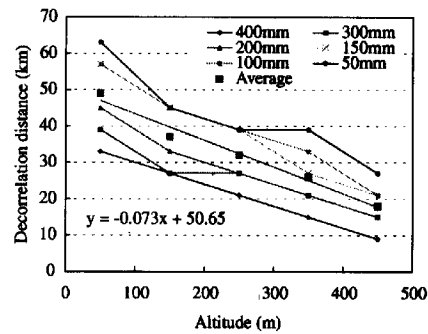


Fig. 24 Decorrelation distance computed between the division No.1 and another division of topographic altitude

傾き-0.073、また切片についてはそれぞれのケースの標高 50m 地点の値 $D_T(x_1, x_1)$ を用いて線形的にモデル化を行う。すると式 (23) より以下の式を得ることができる。

$$\begin{aligned} D_T(x_1, x_k) &= -0.073(Z_k - 50) + D_T(x_1, x_1) \\ &= -0.073(Z_k - 50) \\ &\quad - 0.0882\mu(T) + 66.647. \dots (24) \end{aligned}$$

また、各標高区分内での降雨分布の相関距離 $D_T(x_k, x_k)$ を領域平均降雨量 6 ケースについて表示したグラフを Fig. 25 に示す。同図からは、やはり降雨の積分時間とともに相関距離が減少する傾向を見て取れるが、その減少度合いはどのケースにおいても同程度であると言える。そこで、6 ケースすべてのプロットに対する回帰曲線を平行移動して、標高 50m 地点の値が各ケースの $D_T(x_1, x_1)$ と等しくなる場合をもって、各ケースにおける相関距離関数とする。そのとき、相関距離 $D_T(x_k, x_k)$ は

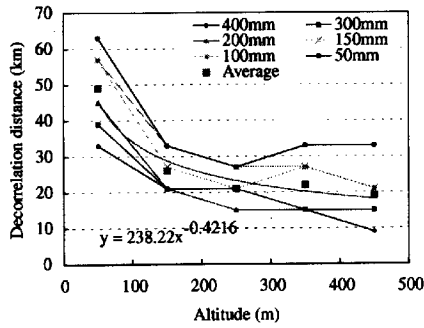


Fig. 25 Decorrelation distance in each division of topographic altitude

式 (23) より以下の式で表される.

$$D_T(\mathbf{x}_k, \mathbf{x}_k) = D_T(\mathbf{x}_1, \mathbf{x}_1) \frac{Z_k^{-0.4216}}{50^{-0.4216}}$$

$$= (-0.4594\mu(T) + 347.1)Z_k^{-0.4216}. \quad \dots (25)$$

ここで、以上によって得られた二つの相関距離モデル $D_T(\mathbf{x}_1, \mathbf{x}_k)$ および $D_T(\mathbf{x}_k, \mathbf{x}_k)$ を用いて、異なる標高区分間における降雨分布の相関距離 $D_T(\mathbf{x}_k, \mathbf{x}_l)$ を線形内挿によって求めることにすると、任意の標高区分間における降雨分布の相関距離は、式 (24) および式 (25) より以下の式によって表現される。(Fig. 22 参照)

$$D_T(\mathbf{x}_k, \mathbf{x}_l)$$

$$= \frac{k-l}{k-1} D_T(\mathbf{x}_1, \mathbf{x}_k) + \frac{l-1}{k-1} D_T(\mathbf{x}_k, \mathbf{x}_k)$$

$$= \frac{k-l}{k-1} \{-0.073(Z_k - 50)$$

$$\quad - 0.0882\mu(T) + 66.647\}$$

$$+ \frac{l-1}{k-1} \{(-0.4594\mu(T)$$

$$\quad + 347.1)Z_k^{-0.4216}\}. \quad \dots (26)$$

ただし、 $k \geq l$ とする.

以上から、降雨分布の時間スケール、地形標高、地形標高差の三要素を考慮した降雨分布の相関距離をモデル化することができた. ただし、上記のモデルは地形標高が 500m までの区間に限定してモデル化されたものであるが、Fig. 19 を見る限りでは、それ以上の高標高区分間における降雨分布に対しても標高区分 No.5 の相関距離から大きく変化することはないと思われることから、同区分における値を適用するのが適当であると言える.

ここで、相関距離の意味するところは、相関構造が指数関数型 $\exp(-al)$ (a はパラメータ、 l は距離) で表現できると仮定されるとき、パラメータ a の逆数に相当するものである. したがって、そのような

仮定の下で相関距離が求められれば、空間相関関数を得ることができる. たとえば、降雨分布のシミュレーションを行う際には、降雨分布の空間相関関数を決定することが必要不可欠であるが、従来は地形依存性を考慮せず全領域一様であるという仮定のもとに、指数関数型またはベッセル関数型の空間相関関数を用いる場合がほとんどであった(池淵・谷本, 1980). しかしながら、本節の解析結果からも明らかかなように実際には降雨分布の空間相関は地形標高に依存しており、詳細な降雨分布を再現するためには本研究で構築されたような地形依存特性を考慮した空間相関モデルが極めて有効なものとなる. ただし、本研究の空間相関モデルのように複雑な構造をしたモデルをシミュレーションに適用するためには新たな工夫が必要であり、その点の解決を試みるのが今後の課題である.

6. 結論

本研究では、従来は困難であった降雨分布の地形依存特性の定量化、および降雨分布の確率構造モデルの構築を行うことができた.

その結果、

- (1) 領域平均降雨量 50mm 以上の降雨分布を対象とすれば、「地形標高」と「標高区分内の平均降雨量の対数値」との間に明確な直線関係が成立するという極めて特徴的な降雨分布特性が明らかとなり、標高依存降雨分布モデルとしてモデル化を行った.
- (2) さらに、領域平均降雨量 200mm 以上の降雨分布においては、同モデルにもとづいて降雨の地形依存特性の確率構造を明らかにすることができ、その定量化を行うことに成功した.

しかしながら、地球規模で考えたとき、なかには非常に特異な降雨分布特性を示す地域も存在する. たとえば、山岳の片側斜面に降雨が集中するような降雨分布特性を持った地域に対しては、果たして標高依存降雨分布モデルが成り立ち得るであろうか.

結論から言えば、筆者はいくつかの前提条件のもとに成り立ちうると考える. その条件とは、ある程度の空間スケールを持った領域を対象とすることと、十分な降雨量があることの二つである. 前者について、具体的にどの程度の空間スケールであれば十分と言えるのかは、今後の解析を待たねばならないが、少なくとも一つの山を覆うことができる程度の空間スケールは必要であろう. 山岳の一部のみを対象と

するような小さな空間スケール内では、降雨分布に対する山岳の影響の全体像を把握することは不可能であるため、降雨の地形依存性を明確に捉えることは困難であるが、たとえ、山岳の片側斜面に降雨が集中するようなケースであっても、山岳全体の降雨分布を対象とすれば、地形標高を層別化することによって、すなわち等高線に沿って降雨量の平均値をとることによって、「標高区分内平均降雨量の対数値が地形標高と直線関係となる」という特性が成立する可能性は十分にあるものと考えられる。

今後の課題としては、より長期間の観測データを用いた詳細な解析と同時に、他のレーダー雨量計または人工衛星 TRMM より得られた降雨レーダー情報を用いた他地域における降雨分布特性の解析が必要である。また、計画降雨策定時における降雨分布の確率構造導入、降雨発生シミュレーションへの応用などを検討していく予定である。

最後に、本研究で用いた建設省深山レーダー雨量計のデータは、淀川ダム統合管理事務所ならびに日本気象協会より提供して頂きました。ここに深く感謝の意を表します。

参考文献

池淵周一・谷本光司(1980):面積雨量のシミュレーション法とその流出モデル評価への適用, 京都大学防災研究所年報, 第 23 号 B-2.

沖大幹・虫明功臣・小池俊雄(1990):地形と風向による豪雨時の降雨分布の推定, 土木学会論文集, No.417/II-13.

中北英一・岡田憲夫・池淵周一・菅原竜也(1997):降雨分布-地形関係の時間スケールへの依存性, 水文・水資源学会, 1997 年研究発表会要旨集.

中北英一・菅原竜也・岡田憲夫・池淵周一(1997):時間スケールに依存した地形-降雨分布特性, 京都大学防災研究所年報, 第 40 号 B-2.

中北英一・鈴木善晴・池淵周一(1998):降雨分布の地形依存特性のスケール階層構造, 第 53 回土木学会年次学術講演会.

中北英一・鈴木善晴・池淵周一(2000):降雨分布の地形依存特性における時間スケール階層構造, 水工学論文集, 第 44 巻.

二宮洗三(1977):豪雨の時間スケールから見た降水強度極値の地理的分布, 天気, 24, 1.

山田正・日比野忠史・荒木隆・中津川誠(1995):山地流域での降雨特性に関する統計的解析, 土木学会論文集, No.527/II-33.

Fundamental Research on Characteristics of Rainfall Field Depending on Topographic Features

Eiichi NAKAKITA*, Yoshiharu SUZUKI*, and Shuichi IKEBUCHI

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

The purpose of this study is to analyze time deposition process of rainfall in dependence on topographic features and to develop a stochastic model of rainfall distribution. Because used rainfall information was observed by a weather radar with high spatial resolution, the stochastic relation between rainfall distribution and topographic altitude could be made clear in detail. Results indicate that there exists a hierarchical time-scale structure in the process. By analyzing the structure it was enabled to construct a stochastic model of the process.

Keywords : rainfall distribution, dependence on topographic features, scale effect, hierarchical structure, weather radar