京都大学防災研究所年報　第45号　B　平成14年4月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 45 B, 2002

メソ気象モデルを用いた降雨場の時間積分過程の解析

鈴木 善晴*・宮田 昇平*・中北 英一*・池淵 周一

* 京都大学大学院工学研究科

要　旨

近年，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。そこで，本研究では降雨分布に対する地形効果発現のメカニズムの解明を目的として，メソ気象モデルMM5を用いた数値シミュレーションによる降雨場の地形依存特性の解析を行った。その結果，MM5が比較的高い精度で降雨分布を再現できる能力をもつことを確認するとともに，地形の空間解像スケールが降雨-地形関係の変動に与える影響を明らかにした。さらに，水平風速と降雨分布の地形依存性の度合いとの間に強い相関があることを明らかにすることができた。

キーワード： 降雨分布，地形標高，地形効果，メソ気象モデル

1. 序論

1.1 本研究の背景と目的

我が国の山岳地域のような複雑な地形条件を持つ地域においては，地形の影響を受けて雨域が激しく変動する。その最大の要因は，地球を取り囲む極めて薄い層を成す大気がその鉛直運動に対して驚くほど鋭敏な性質を持ち合わせていることである。大気現象に対する地形効果の解明は，日々の天候の仕組みを明らかにするために必要であることは言うまでもないが，豪雨災害に対する適切な防災計画や水資源工学的な側面から，詳細な降雨情報を得るために避けては通れない最重要課題の一つである。そこで，本研究では降雨分布の確率構造モデルの構築を目指して，メソ気象モデルMM5を用いた数値シミュレーションによる降雨分布の地形依存特性の解明を目的とする。

我が国の地上雨量計および降雨レーダーによる降雨観測ネットワークは世界的に見て観測精度，空間密度ともに極めて高く，常時詳細な降雨情報を得ることが可能であるが，地球規模で考えた場合，降雨観測が行われている地域は人口の密集したごくわずかな地域に限られている。そのような中，仮に対象地域の地形特性を考慮した降雨分布の地形依存特性が明らかになったとすれば，わずかな降雨情報からでもある程度の精度をもって全球規模での降雨分布を把握できるようになる可能性が高い。降雨現象に影響を与えていると考えられる地形特性としては地形標高や斜面勾配，海岸距離，谷の開放度などが挙げられるが，本研究では特に地形標高に着目している。なぜなら，降雨分布が地形標高に対して強い依存性をもっていることが従来の研究より明らかにされているからである。例えば，山田ら（1995）は，日本の山岳域に数kmから10km程度の間隔で配置された地上雨量計による観測データをもとに，降雨量分布と地形標高との関係について考察を行い，総降雨量が大きくなるにしたがって地形標高への依存性が高くなることを示している。また鈴木らの解析（2000a，2000b）によって「降雨分布の標高依存直線」の存在が明らかとなった。これは，ある程度以

上の時間・空間スケールを持つ降雨分布を対象とした場合には，地形標高と積算降雨量の層別平均値との間に片対数グラフ上で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である。本研究においても降雨分布の地形依存特性を定量化するための指標として，この降雨分布の標高依存直線に着目する（詳細は第3章で述べる）。

ところで，このような降雨分布の地形依存特性に関する研究においては，降雨分布の時空間スケールが重要な意味を持つ。例えば，沖ら（1990）は降雨分布に対する地形効果が卓越する時間・空間スケールにはおよそ1対1の対応関係が成立しており，流域スケール程度の空間スケールを想定した場合，地形効果が卓越するのは一雨雨量～数日雨量の時間スケールにおいてであると結論している。しかしながら，そ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効果の現れ方が大きく変動するためその特性を捉えることは困難である。そこで，中北ら（1997，2000a）によれば，一雨雨量よりもさらに長い時間スケール（月雨量程度）において降雨分布に対する地形効果を解析した結果，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示唆されている。このことは，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）にまでスケールを拡大して解析を行うことが有効な手段であることを意味している。

一方，数値計算による降雨分布の地形依存特性に関する研究として，沖ら（1990）は地形性強制上昇域と多雨域が一致するとの仮定のもとで，大気の3次元モデルを用いて流域内の地形性強制上昇域を算定し，豪雨時の卓越風向を考慮することによって，豪雨時の降水分布を定性的に推定可能であるとしている。また，大石（1996）は雲の微物理モデルに2次元の仮想的な地形条件を導入したシミュレーションを行った結果，積雲の発達過程は，山岳の標高と斜面勾配，及び一般風の強度により異なり，それに伴って多雨域と山岳の位置関係も異なってくると結論している。また，日比野（1995）も同様に，2次元の仮想的な地形条件のもとでシミュレーションを行い，降雨量及び降雨強度はともに，斜面勾配よりも地形標高により大きく影響されることを示している。

以上の背景のもと，本研究では，降雨分布の確率構造モデルの構築を目指して，降雨分布に対する地形効果がどのようなメカニズムで発現するのか，気象条件・地形条件・時空間スケール等によって効果の現れ方がどのように異なるのかを明らかにするため，メソ気象モデルMM5を用いた数値シミュレーションにより，降雨分布の標高依存直線をベースとした降雨-地形関係の解析を行う。

1.2 研究の概要とその特徴

前節において述べたように，本研究では数値シミュレーションによる降雨分布の地形依存特性の解明を目的としている。降雨分布の標高依存直線に関する鈴木ら（2001）の研究では降雨レーダーより得られた降雨データを解析した結果，降雨分布に対する地形効果の発現要因が，降雨の物理構造と深く関わっていることが明らかとなった。そのため，降雨分布の地形依存特性を明らかにするためには，降雨の物理構造について，大気環境をも考慮にいれてより詳細に解析する必要があるが，地上雨量計や降雨レーダーからの情報のみでは，大気環境を考慮に入れた解析を行うことには限界がある。

そこで，本研究では，メソ気象モデルによる数値解析に取り組むことにより，地形効果発現のメカニズムの解明を試みる。すなわち，メソ気象モデルによるシミュレーションを行うことで，降雨レーダーでは得られない気温・水蒸気・風などの様々な情報に基づいた，あらゆる角度からの解析が可能となる。また，様々な地域や仮想的な地形条件で数値シミュレーションを行うことにより，地形条件の違いを考慮した降雨分布特性の解析が可能となる。

これらの解析によって，鈴木ら（2000a，2000b）の解析結果について，さらに詳細に考察することが本研究の目的であり，最終的な目標となる「地形依存特性を考慮した降雨分布構造モデル」の構築へとつながることを目指すものである。また，本研究では基本的に現実に近い気象条件・地形条件によるシミュレーションを行うが，将来的には，仮想条件のシミュレーションによる降雨-地形関係のメカニズムの解明や，統計的特性の抽出を試みる予定である。本研究はその前段階として，降雨分布の標高依存直線をベースとした降雨-地形関係に関する新たな知見を得ることが目的である。

2. メソ気象モデルMM5とその適用条件

前章で述べたように気象モデルを用い，数値シミュレーションを行うことは，降雨-地形関係のメカニズムの本質に迫ることができる有効な手段である。本章では本研究で用いる気象モデルThe Fifth-Generation NCAR/Penn State Mesoscale Model

Table 1 Model options for physical process used in the simulation of this paper.

Cumulus parameterization schemes	Grell scheme (Domain3), None (Domain1, 2)
Planetary boundary layer schemes	MRF PBL scheme
Explicit moisture schemes	Mixed-phase ice scheme (Reisner)
Atmospheric radiation schemes	Cloud-radiation scheme
Ground temperature schemes	Five-Layer Soil model scheme

(MM5) の概要を説明する。本モデルは NCAR (National Center for Atmospheric Research) とペンシルバニア州立大学とで共同開発されてきているメソ気象モデルで，多方面の研究に多く用いられている。メソ気象モデルは対象とする現象のスケールにより雲解像モデルとメソスケールモデルに大別されるが，MM5 は後者のメソスケールモデルに属し，雲解像モデルよりもやや大きなスケールの現象を捉えるために用いられる。

2.1 計算条件

(1) モデルオプションの設定

物理過程 MM5 では様々な物理過程のオプションを選択できる。オプションを選択できる物理過程には，雲物理，積雲パラメタリゼーション，地表面過程，大気境界層，放射がある。本研究の目的が降雨-地形関係の解明であることから，ここでは，特に降雨現象に影響を及ぼすと思われる雲物理及び積雲パラメタリゼーションのオプション設定について簡単に解説する。

雲物理のオプションは，凝結過程，衝突併合過程，融解過程などの微物理過程の条件を設定するためのオプションであり，その設定により，雲，雨滴，氷晶，雹，雪などの降水粒子の変化の過程が規定される。オプションの種類としては，0 ℃以下での氷晶過程を考慮に入れない Warm Rain，0 ℃の等温線で凍結，融解を単純に行う Simple Ice，0 ℃以下で過冷却水が存在したり，同様に 0 ℃以上で融解しない雪が存在する Mixed Phase，Mixed Phase に降水粒子として雹を加えた Goddar microphysics 等がある。本研究では，雲解像モデルのように雹までを考慮して雲の構造を詳細に捉えることは必要としないので，雲物理オプションとしては Mixed Phase を用いた。

次に，積雲パラメタリゼーションのオプションは，雲物理を用いて格子点値として陽に表現できない格子スケールよりも小さなスケールの積雲対流による降雨を，パラメータ化して陰に表現する方法を設定するオプションである。様々な方法を選択できるが，格子スケールに適しているものを用いることが重要である。本研究では，マニュアルの指示に従って Domain1 (27km) には Grell の手法を用い，Domain2 (9km)，Domain3 (3km) では積雲パラメーターを用いなかった。Domain の設定については後の格子間隔及び時間ステップの所で述べる。**Table 1** に地表面過程，放射，大気境界層も含めて，本研究で使用したオプション (Dudhia et al., 2001) を示す。

ナッジング MM5 では 4 次元データ同化手法の 1 つであるナッジングを用いることが可能である。このナッジングを用いることでモデルの精度をあげることができるため，本研究でも利用した。ナッジングは，観測データを随時，観測時刻の予報モデルに直接取り込むために，基礎方程式系に対して外部強制項 (ナッジング項) を付加するという時間的に連続な (モデルの全てのタイムステップで連続) 力学的同化手法である。与えられる変数に対するナッジング項は，各格子点で計算されたモデル値 α と，観測値 $\hat{\alpha_0}$ との差に比例している。変数 $\alpha(x,t)$ の予報方程式の一般系をフラックス形で表すと，以下のようになる。

$$\frac{\partial p^*\alpha}{\partial t} = F(\alpha,x,t) + G_\alpha \cdot W_\alpha \cdot \epsilon_\alpha(x) \cdot p^*(\hat{\alpha_0} - \alpha) \quad \cdots (1)$$

ただし，p_s と p_t をそれぞれモデル下端，上端での気圧として，$p^* = p_s - p_t$ である。モデルの内部力学項 (移流項・コリオリ項など) の全ては，F で，まとめて表されている。ナッジング項である右辺第 2 項のナッジング係数 G_α は，第 1 項目 F の中の全てのモデルプロセスに相対的なナッジング項の大きさを決めるものである。その空間的・時間的変化は，解析に適用される水平，鉛直，時間荷重を特定する 4 次元荷重関数 W_α により，おおよそ決定される。ϵ_α は 0〜1 の範囲の値をとる解析品質係数である。このナッジングを用いることにより，モデルの予報値が観測データから大きく離れることがなくなり，モデルの精度をあげることができる。本研究では観測データとして次項で述べる境界条件の設定と同様に，6 時間毎の GPV データを与えるものとした。

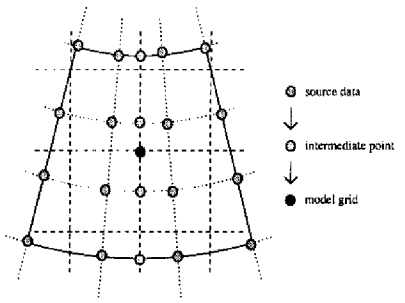


Fig. 1 Schematic of 16-point, 2-dimension paraboric interpolation.

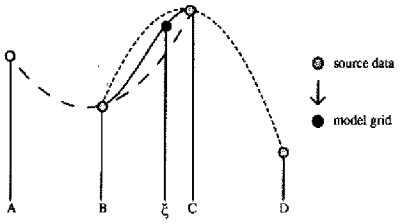


Fig. 2 Schematic of one-dimension overlapping paraboric interpolation.

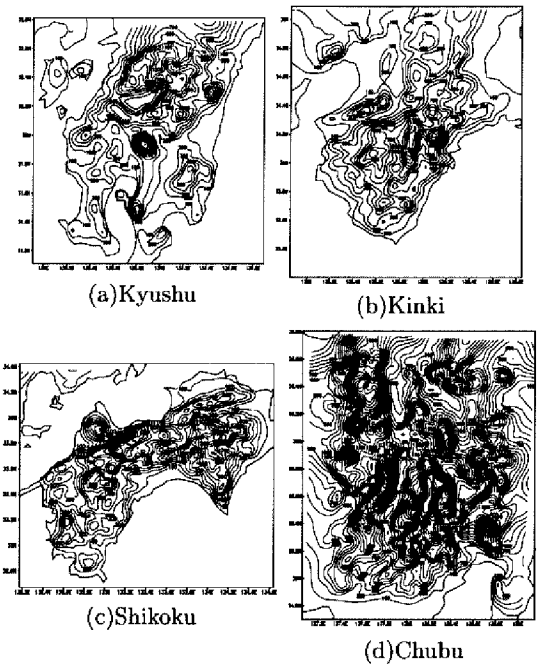


Fig. 3 Target regions of the simulation in this paper.

Two-way ネスティング　初期値や境界条件に用いるデータの格子スケールが，解析対象とするスケールよりも大き過ぎるという問題に対処するためにネスティングと呼ばれる手法を用いることができる。その手法とは解析対象の領域である fine domain (F.D.) を含むより大きなスケールの coarse domain (C.D.) で先に計算した値を境界条件とし F.D. で計算を行うというものである。また，ネスティングには，先に C.D. での計算を全ての計算時刻について行った後に，F.D. の初期値と境界条件を作成して，F.D. での計算を行う One-way nesting と C.D. と F.D. の計算を同時に行い，全ての時間ステップで相互に計算結果を受け渡す Two-way nesting の 2 種類が存在する。MM5 では後者の Two-way nesting を容易に用いることができるため，本研究においても採用した。

ここで，MM5 における Two-way nesting について詳しく解説する。MM5 では F.D. と C.D. の格子間隔の比は 3 に限定されており，それ以外の格子間隔比では Two-way nesting を行うことができないので，はじめに格子データを作成する時には注意が必要である。また，F.D. と C.D. では計算の時間ステップの比も 3 に限定されており，C.D. で 1 step 計算するごとに，F.D. の境界条件を作成し，F.D. では 3 step 計算することになる。また，F.D. で計算した値を C.D. にフィードバックするときには，ノイズが生じないように平滑化を行っており，平滑化手法として，本研究では 1-point feedback with smoother-desmoother (Dudhia et al., 2001) を用いている。この手法は，F.D. と C.D. で重複する地点でデータをフィードバックし，その時に，ノイズを生じさせやすい短波を除去し，影響の少ない長波だけを残すという手法である。

格子間隔及び時間ステップ　積雲対流を本質的に捉えるならば数百 m のグリッドでの計算が必要となる。しかし，本研究ではそのような細かいグリッドで詳細な雲の構造を捉えることは目的としていない。また，計算機上の制約からも数百 m のグリッドで計算することは不可能であるため，本研究では解析対象となる Domain3 の空間スケールに 3km のグリッドを採用した。また，次項で説明するように初期値及び境界条件に用いたデータのスケールが 80km のグリッドであることから，モデルグリッドと極端な差が生じないようにするため，27km，9km，3km のグリッドによる 3 段階のネスティングを行うこととした。今後，それぞれを粗い領域から順に Domain1，Domain2，Domain3 と呼ぶことをここに断っておく。

また，計算の時間ステップはマニュアルの指示に従い，時間ステップ（秒）が格子間隔（km）の 3 倍になるように設定した。また，前項で述べたように Two-way nesting では F.D. と C.D. の時間ステップ比が 3 に限定されているために，各 Domain の時間ステップは Domain1 が 81 秒，Domain2 が 27 秒，Domain3 が 9 秒と設定した。

(2)　初期値場の設定方法

初期値及び境界条件　本研究では，初期値及び境界条件には GPV (Grid Point Value) 情報を用いるこ

Table 2 Number of grids in each Domain and region.

	Domain1 (27km)	Domain2 (9km)	Domain3 (3km)
Kyushu	60 × 60	64 × 64	61 × 61
Kinki	60 × 60	64 × 64	70 × 61
Shikoku	60 × 60	64 × 64	64 × 76
Chubu	60 × 60	64 × 64	76 × 61

Table 3 Simulation cases compared with each other for verification.

	Cases with high accuracy		Cases with low accuracy	
Name of regions	Number of cases	Period of simulations	Number of case	Period of simulation
Kyushu	Case1	1999.7.25 - 26	Case5	1999.6.18 - 19
Kinki	Case2	1998.10.16 - 17	Case6	1999.8.10 - 11
Shikoku	Case3	1998.7.25 - 26	Case7	1998.9.24 - 25
Chubu	Case4	1999.6.29 - 30	Case8	1998.6.21 - 22

ととする。GPV 情報とは，気象庁の数値予報モデルにより計算された予報結果を，物理量の格子点値情報として気象庁から配信されているものである。GPV 情報からは物理量として，気圧，風速，気温，湿度などを等圧面上の値として得ることができる。また，本研究では，GPV 情報の中でも特に RSM 航空データを用いた。RSM 航空データからは 80km 間隔の格子状データが地上から対流圏界面の高さまで得られ，日本時間の毎日 9 時，21 時を初期時刻として 24 時間後までの 3 時間ごとの予報値を得ることができる。

本研究では，GPV 情報のジオポテンシャル高度，気温，風速，湿度のデータよりモデルの初期値となる内挿データを作成した。また，側面境界条件としては，6 時間おきの GPV 情報を線形的に空間内挿し，さらに時間的に線形内挿して連続的にモデルに与えている。6 時間おきのデータのみを用いたのは，GPV データが 12 時間ごとの初期値以外は予報値であるために，9 時間後の予報値と 12 時間後の観測値との間に大きな隔たりが存在する可能性があり，そのとき，計算が不安定になることを懸念したからである。

地形標高データ　地形標高データには USGS（U.S. Geological Survey）提供の緯度・経度 30 秒（約 0.925km）及び 2 分（約 3.70km）の分解能のデータを用いた。Domain3 には 30 秒，Domain1，Domain2 には 2 分のデータを用いている。これらの地形標高データから，モデル内での地形標高を作成するための内挿手法（Guo and Chen, 1994）には 16-point, 2-dimension paraboric interpolation (**Fig. 1**) を用いている。この手法は One-dimension overlapping paraboric interpolation (**Fig. 2**) により，まず X 方向に 4 回内挿を行った結果得られる 4 地点について，さらに Y 方向に 1 回内挿を行うというものである。

解析対象期間及び解析対象領域　降雨分布に対する地形効果が数週間や数ヶ月といった長期の時間スケールでなければ影響が現れないとすれば，本研究の数値シミュレーションも同じように長期間にわたり連続して行わなければならない。しかし，第 3 章でも述べるように鈴木ら（2001）などの従来の研究によって，日雨量程度でも，降雨に対する地形効果がある程度発現することが明らかになっている。また一方で，モデル自体が長期間のシミュレーションに耐えうる精度を有しているのか，といった問題も存在する。そこで本研究では，1 事例を 2 日間として複数の事例に対してシミュレーション行い，主に日雨量程度の降雨分布の変動特性の解析を行った。解析対象期間の選択にあたっては，AMeDAS（Automated Meteorological Data Acquisition System）観測値に基づいて比較的降雨量が多い期間を選択した。解析対象期間は 1998 年から 1999 年である。また気象モデルでは一般に，計算開始直後は降雨現象が正確に表現できないスピンアップの問題が生ずる。そのため，本研究では最初に 3 時間を助走期間として設けた。すなわち，1 事例につき 48 時間（2 日）＋3 時間の数値計算を行い，最初の 3 時間の降雨情報は解析対象から除外するものとした。

また本研究では，地形条件による降雨分布の地形依存特性の違いを解析するために，九州南部，近畿南部，四国，中部の 4 地域においてシミュレーションを行った。**Table 2** に各地域各 Doamin の設定格

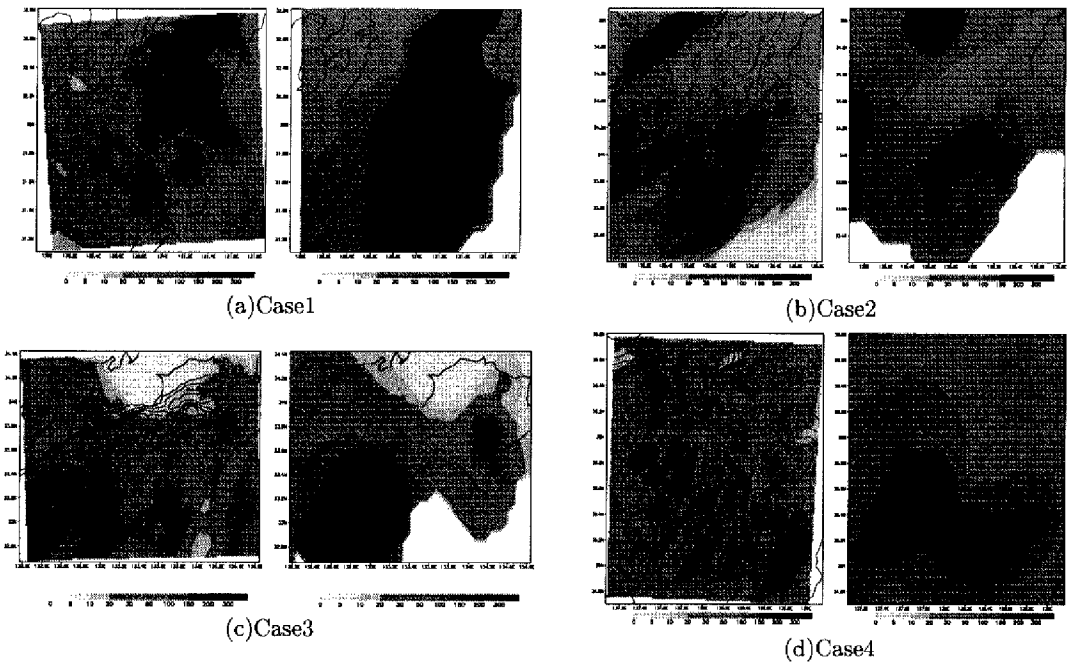


Fig. 4 Simulation results with high accuracy in the reproduction of rainfall (distributions of two-days-accumulated rainfall amount (mm)). The left figure represents a simulation result, and the right represents a rainfall distribution observed by AMeDAS.

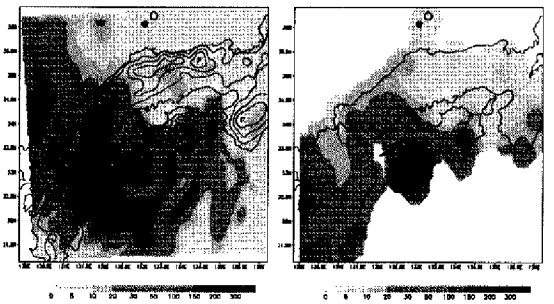


Fig. 5 Simulation results of two-days-accumulated rainfall amount (mm) in Domain2 of Case3. The left figure represents a simulation result, and the right represents a rainfall distribution observed by AMeDAS.

子数を，**Fig. 3** に各地域の設定領域を示す。

(3) シミュレーションによる降雨分布の再現精度

本節では，シミュレーション結果と観測値を比較することにより，モデルによる再現精度の検証を行う。再現精度を正確に検証するためには，気温，湿度，風など様々な観点から調べる必要があるが，本研究ではあくまでも，数値シミュレーションによる降雨分布の地形依存特性の解明を目的としており，大気場の正確な再現が目的ではない。そこで，ここでは降雨という観点からシミュレーション精度の検証を行う。比較検証に用いたのは AMeDAS と深山レーダ雨量計による観測値である。

AMeDAS（Automated Meteorological Data Acquisition System）とは全国 840 箇所（降水量のみを観測しているところを含めると 1300 箇所）の観測所で 1 時間ごとの地上観測値として，降水量，気温，日照時間，風速を記録しているものである。また，近畿地方を観測対象とする降雨レーダーである国土交通省深山レーダ雨量計では，水平分解能 1.5km，鉛直分解能 1km の 3 次元降雨情報が 5 分間隔で得られる。その中で本研究では断面高度 3.5km の降雨情報を検証に用いた。

比較検証の対象とした事例を **Table 3** に示す。はじめに，比較的再現精度の高かった Case1～Case4 の事例について，シミュレーション結果と AMeDAS による観測雨量の 2 日積算降雨量の分布を **Fig. 4** に示す。ただし，AMeDAS による観測雨量は内挿処理を施して表示している。

同図より，地点ごとの降雨量など細かな視点でみると再現精度が高いとはいえないが，多雨域の場所など領域全体の傾向としては比較的高い精度を示していることが分かる。さらに，より大きな領域スケールで分布の傾向の比較を行うために Case3 の Domain2 における降雨分布を **Fig. 5** に示す。ただし，このように再現精度の高い事例ばかりではなく，降雨域の場所等がほとんど一致しない事例も存在する。**Fig. 6** に再現精度の低かった Case5～Case8 の 2 日積算降雨量の分布を示す。しかしながら，このような降雨分布としての再現精度が低い事例においても，雨が実際に降っているような事例では，量や場所に違いはあるものの，ほぼ間違いなく降雨が発生していることが確認された。

次に，2 日積算の分布で再現精度がかなり高かっ

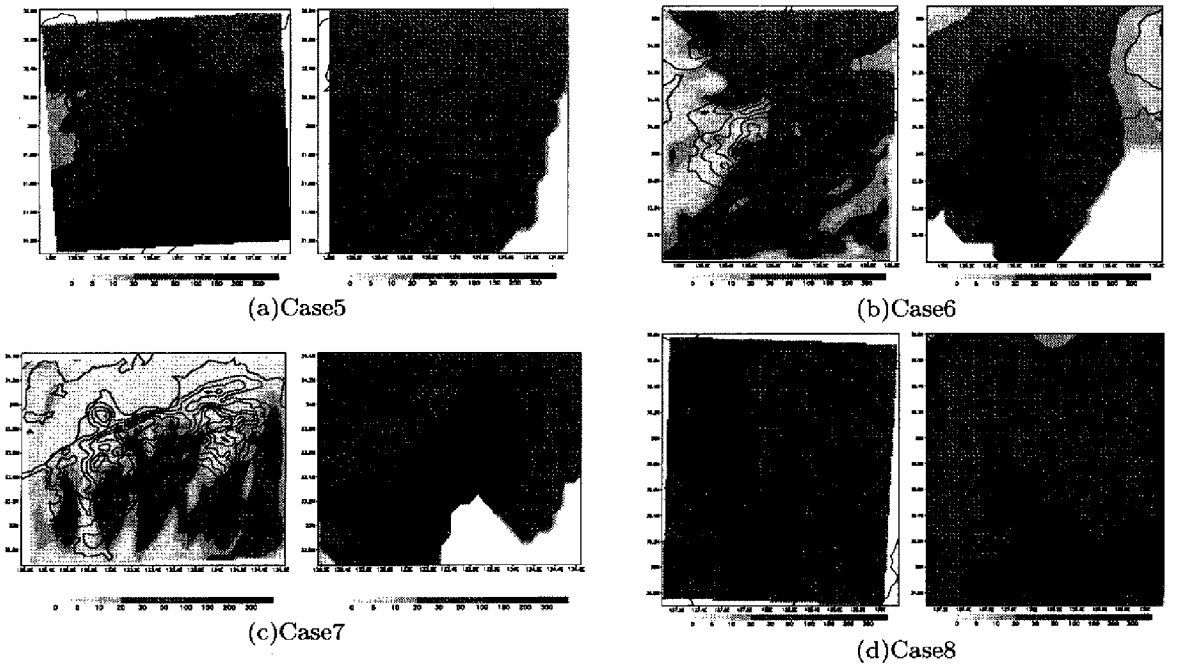


Fig. 6 Simulation results with low accuracy in the reproduction of rainfall (distributions of two-days-accumulated rainfall amount (mm)). The left figure represents a simulation result, and the right represents a rainfall distribution observed by AMeDAS.

たCase2について，期間中の3時間間隔の積算分布の様子を**Fig. 7**に示す。AMeDASによる観測雨量との比較では，1日目はある程度の差はみられるものの比較的再現精度を保っているといえる。しかし，2日目の午前中の分布を見ると，AMeDAS観測雨量では西部に強い雨が降っているが，シミュレーション結果の同時間帯はほとんど雨が降っていない。このように2日積算というスケールでみると再現精度の高い事例でも，時間スケールになると精度が低くなるような事例も多く見られた。

本研究では，初期条件・境界条件として水平距離分解能80km，鉛直12層（およそ1000m間隔）という比較的粗いデータを与えたにも関わらず，日雨量というスケールで見たとき，MM5はある程度降雨分布を再現できる能力を持つことが確認できた。すなわち，降雨域・降雨量を正確に一致させる事は困難であるが，マクロな視点でみたとき，適切な初期条件・境界条件，モデルオプションの下では，比較的高い精度で降雨分布を再現することが可能であるといえる。また，この程度の精度があれば，降雨-地形関係を明らかにするという本研究の目的を達成することができると考える。なぜならば，たとえ現実の降雨を再現できなくとも，それは空間的時間的に粗いGPVデータを用いることによって生じた初期値場のもつ誤差が最大の要因となって正確に大気場が再現されていないのであり，モデル内の物理現象としては正しい振る舞いを示していると考えることが可能だからである。第3章以降では，MM5の再現精度が信頼に足るものであるとして解析を行っていく。

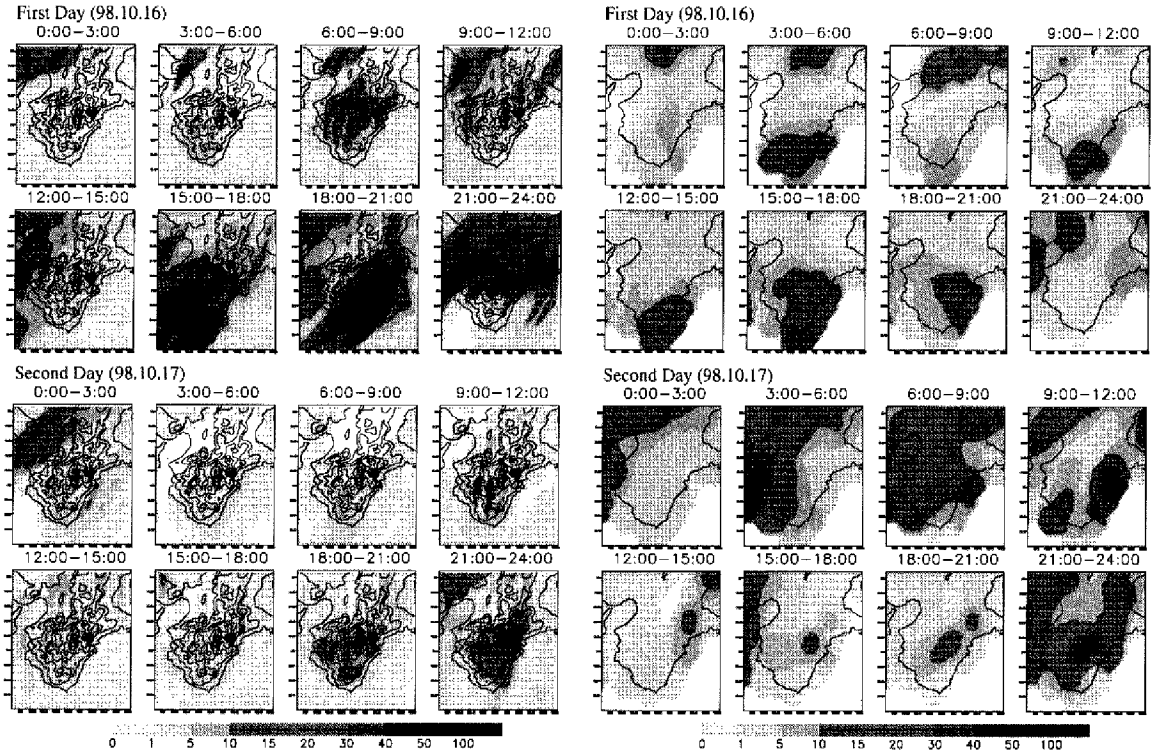
3. シミュレーションによる時間積分過程の解析

本章では，降雨分布の地形依存特性の特徴的な性質である「降雨分布の標高依存直線」の概要を述べるとともに，降雨の分布特性を理解する上で欠かすことのできない「降雨分布の時間積分過程」について，鈴木ら（2000b，2001）の解析をもとに説明する。これらの概念は，本研究における降雨-地形関係の解析のベースとなるものである。その上で，シミュレーションに基づいた降雨分布の標高依存直線の解析を行うとともに，標高依存直線の観点から，シミュレーションによる降雨-地形関係の再現精度の検証を行う。次に，仮想的な地形条件を導入し，地形解像スケールの違いによる時間積分過程への影響について解析を行い，降雨分布に対する地形効果と地形解像スケールとの関係を明らかにする。

3.1 降雨分布の標高依存直線及び時間積分過程

(1) 降雨分布の標高依存直線について

はじめに，深山レーダ雨量計による観測雨量をもとに，その解析対象領域内（約240km×約240km）の全地点（3kmグリッド）における降雨量を，横軸に地形標高，縦軸に積分降雨量をとって，グラフにプ



(a)simulation results of rainfall distribution　　(b)rainfall distributions observed by AMeDAS

Fig. 7 Three-hours-accumulated rainfall amount (mm) during the period of Case2 on the basis of simulation and observation.

ロットしたものが **Fig. 8** である。ただし，縦軸は対数軸とし，時間積分後の領域平均降雨量（Regional Average Rainfall; R.A.R.）で地点降雨量を正規化して表示している。ここで，地形標高を適当な間隔で層別化し，各標高区分内における積分降雨量の空間平均値をプロットすると図中の赤丸で示すように相関係数 0.9 以上の明確な直線関係が成立する。この直線関係を鈴木ら（2001）は「降雨分布の標高依存直線（Dependence Line on Topographic Elevation; DLTE）」と呼び，同直線に基づいて降雨-地形関係の解析を行っている。それによれば，標高依存直線は R.A.R.=50～100mm 以上において成立することが示されている。また，同様な関係が降雨レーダー情報に基づいた九州南部の降雨分布においても成立しており，近畿地方固有の特性でないことが確認されている。そこで，本研究においても，降雨分布の地形依存特性を定量化するための指標として標高依存直線に着目する。なお，地形標高の層別化の間隔については鈴木ら（2001）と同様に間隔 100m を用いるものとする。

(2)　降雨分布の時間積分過程について

第 1 章において述べたように，従来の降雨分布に関する研究から，短い時間スケール（一雨雨量程度）における降雨分布には地形効果がみられるものの，一雨ごとに様々な変動を示すためにその特性を捉えることは困難であるが，比較的長い時間スケール（週～月雨量程度）になると，より普遍性の高い降雨-地形関係が成立するようになることが明らかとなっている。すなわち，降雨の分布特性は積分時間スケールによって異なった特性を示すと考えることができる。このように降雨の分布特性が時間積分とともに変化する過程を鈴木ら（2001）は「降雨分布の時間積分過程」と呼び，そのモデル化に取り組んでいる。標高依存直線に基づいた鈴木ら（2001）の解析によれば，降雨分布の時間積分過程は **Fig. 9** の概念図に示すように三段階に分けて考えることができると結論されている。そこでは，各段階が時間雨量，日雨量，月雨量程度の時間スケールにおよそ対応し，第一境界スケールはおよそ R.A.R. = 50mm～100mm，第二境界スケールはおよそ R.A.R. = 200mm～250mm となることが示されており，さらに各段階の降雨分布特性は以下のように説明されている。

1. 第一段階（時間雨量程度）では，降雨分布の変動が激しいために標高依存直線が成立せず，降雨分布に対する普遍的な地形効果を見いだすことはできない。
2. 第二段階（日雨量程度）になると，依然として降雨分布の変動は大きいものの標高依存直線が

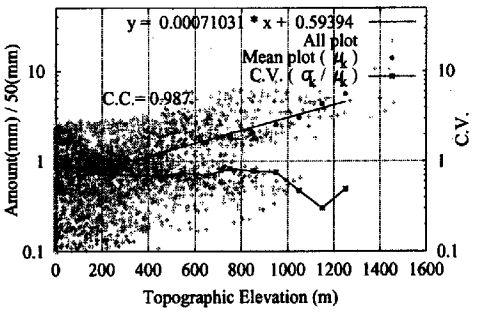


Fig. 8 The relation between accumulated rainfall and topographic elevation on the basis of rainfall observed by Miyama radar raingauge in the Kinki region of Japan.

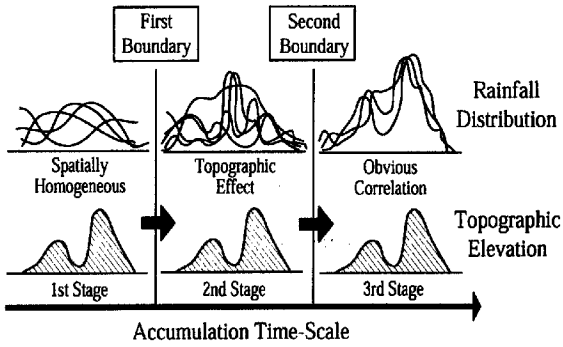


Fig. 9 Schematic of the Temporal Accumulation Process of Rainfall distribution (TAPR).

成立し，降雨分布に対する地形効果が発現する。

3. 第三段階（月雨量程度）では，標高依存直線周りの降雨分布のばらつきが小さくなりほぼ一定値に収束することによって，明確な地形効果が発現する。

このように，降雨-地形関係の解析を行う際には常に降雨の積分時間スケールを意識して解析することが大切である。

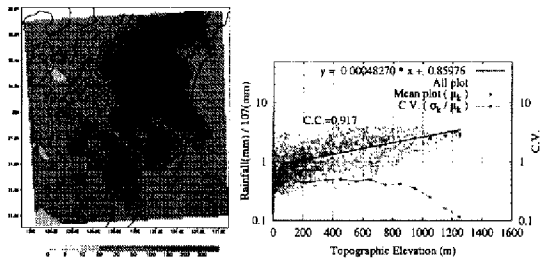
3.2 降雨分布の標高依存直線の解析

先に述べたように，降雨分布の標高依存直線は，降雨レーダーによる観測雨量をもとに近畿地方および九州南部において成立することが確認されている。この標高依存直線が数値シミュレーションによる降雨分布においても成立するのかは，非常に関心のある事柄である。なぜならば，これまでに確認された標高依存直線は，レーダーの観測誤差（グランドクラッタ）の影響によって成立する擬似的な関係である可能性があること，また，最近の TRMM/PR を用いた研究で，他の地域においても標高依存直線の成立が確認されつつあるが，あらゆる地域で成立するような普遍的な関係なのかどうかなど，確認すべき課題が残されているからである。このような理由から，メソ気象モデルを用いた数値シミュレーションにおいても降雨分布の標高依存直線の成立が確認されるかどうか，すなわち，降雨現象を純粋に物理的側面から捉えた場合でも標高依存直線が成立するのかどうかを検証することはまず本研究において取り組むべき課題である。

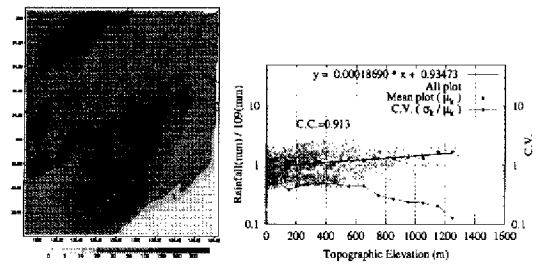
シミュレーションによる標高依存直線　はじめに，前章で述べたように 4 地域で 2 日間ごとに行ったシミュレーション結果に対して，各地域における地形標高と 2 日積算降雨量の関係を示したグラフを 2 日積算降雨量の分布とともに **Fig. 10** に示す。ただし，領域面積（プロット数）の違いによる影響を避けるため，各地域ともグリッド数が 60 × 60（180km × 180km）となるように領域を限定してプロットしている。同図より，どの事例においても地形標高および積算降雨量の層別平均値（図中の赤丸）に明確な直線関係，すなわち，標高依存直線が成立していることがわかる。さらに，事例により，標高依存直線の傾きおよび標高依存直線周りのばらつきに違いはあるものの，積算降雨量がある程度以上の値をもつ他の事例においても標高依存直線の成立を確認することができた。すなわち，シミュレーションにおいても標高依存直線が再現されることが明らかになった。したがって，降雨レーダーによる観測雨量をもとに成立する標高依存直線も観測誤差の影響ではないことを，間接的に示すことができた。また，近畿地方および九州南部に限らず日本の他の地域でも標高依存直線が成立することを示すことができた。

次に，各地域の標高依存直線の特徴の違いを捉えるために，各地域毎に 15 事例全てを積算して 30 日積算降雨量の分布を求め，その地形標高との関係を **Fig. 11** に示す。同図より，各地域で標高依存直線の傾きに差があり，近畿地方で傾きが最も大きく，中部地方では最も傾きが小さくなっている。すなわち，近畿地方では降雨分布の標高依存性が相対的に高く，中部地方では依存性が低いと言える。このことは，地形特性や気候特性の違いから，降雨分布に対する地形効果が強い地域と弱い地域があることを示している。

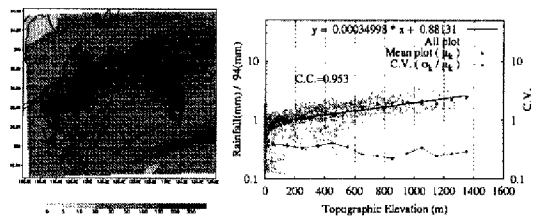
標高依存直線の成立条件　標高依存直線の成立条件について，鈴木ら（2001）は回帰直線の相関係数を 1 つの指標として解析を行った結果，標高依存直線は R.A.R. = 50mm～100mm 以上で成立することを示している。しかしながら，回帰直線の傾きが小さい場合には相関係数の値が必然的に小さくなるなど，直線関係が成立していることを示す指標としては若干の問題があった。そこで，本研究では，標高依存直線に対する積算降雨量の層別平均値（図中



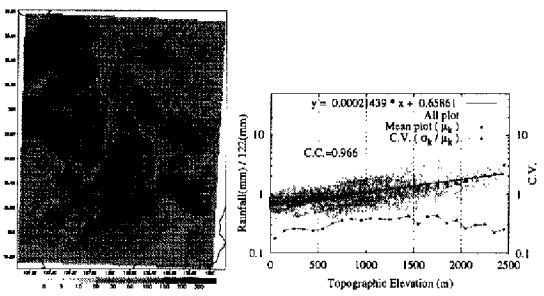
(a)Kyushu (99.7.25 - 26)



(b)Kinki (98.10.16 - 17)



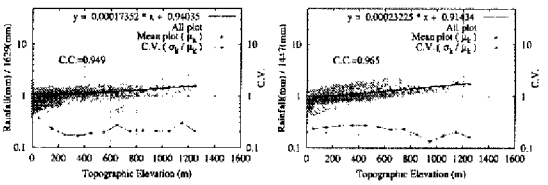
(c)Shikoku (99.6.18 - 19)



(d)Chubu (98.6.21 - 22)

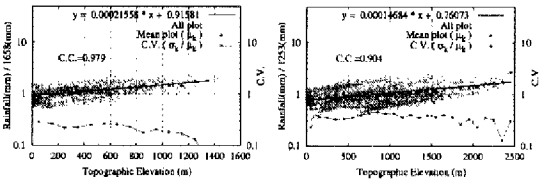
Fig. 10 Simulation results of two-days-accumulated rainfall amount (mm) (left figures), and the relation between the accumulated rainfall and topographic elevation (right figures).

の赤丸）の RMSE（平均二乗誤差平方根）を標高依存直線の成立不成立を判断する新たな指標として用いる。例として，明らかに標高依存直線が成立している **Fig. 10**(a) の九州地方における事例では RMSE = 0.0784 となるなど，様々なケースに対して RMSE を計算した結果から，「RMSE が 0.1 を下回るとき」標高依存直線が成立しているとみなせると判断した。そこで，各 15 事例について標高依存直線に対する RMSE を計算し，その値が標高依存直線の成立条件である 0.1 を下回る割合と R.A.R. との関係を示したものが **Fig. 12** である。ただし，サンプル数がほぼ等しくなるように R.A.R. を適当な間隔で区分分けし，各区分ごとに割合を計算した。同図から，地域により標高依存直線が成立する



(a)Kyushu

(b)Kinki



(c)Shikoku

(d)Chubu

Fig. 11 The relation between thirty-days accumulated rainfall amount and topographic elevation on the basis of simulations.

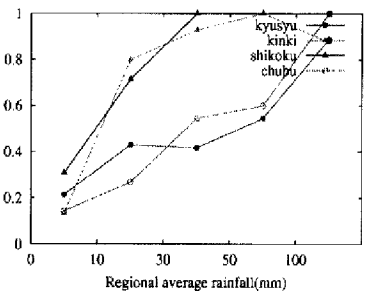
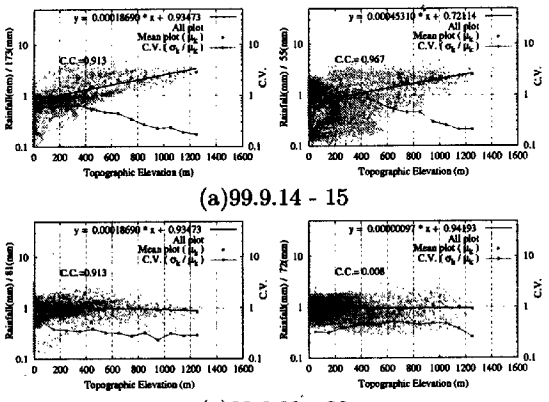


Fig. 12 The relation between regional average rainfall and the percentage of the cases where RMSE to DLTE is under 0.1.

R.A.R. すなわち積分時間スケールに大きな差があることがわかる。すなわち，近畿と四国では R.A.R. = 30mm～50mm という比較的小さい時間スケールで標高依存直線が成立するのに対し，九州と中部では R.A.R.≥100mm という程度まで積分時間を要している。このように，地域によって降雨分布に対する地形効果が発現し，標高依存直線が成立するのに必要な積分時間スケールが異なることが明らかになった。また，R.A.R.≥100mm であればほぼ標高依存直線が成立しており，時間積分過程の第 1 境界スケールは 50mm から 100mm であるという従来の研究の成果とも一致することが示された。

地形依存特性の再現精度　降雨分布の標高依存直線という観点から，シミュレーションおよび深山レーダ雨量計より得られた降雨分布の比較を行う。近畿地方の事例について地形標高と 2 日積算降雨量の関係を **Fig. 13** に示す。ただし，シミュレーションの領域に合うように深山レーダーの領域を限定してプロットしたが，空間解像スケールの違いによりプロット数が異なっている。同図 (a) は標高依存直線の傾きの大きかった 99 年 9 月 14 日の事例，同図 (b) は傾きの小さかった 99 年 6 月 29 日の事例であ



(a)99.9.14 - 15

(a)99.6.29 - 30

Fig. 13 The relation between two-days-accumulated rainfall amount and topographic elevation in the Kinki region of Japan on the basis of simulations and observations by Miyama radar raingauge. The left figure represents a simulation result, and the right represents a rainfall distribution observed by Miyama radar raingauge.

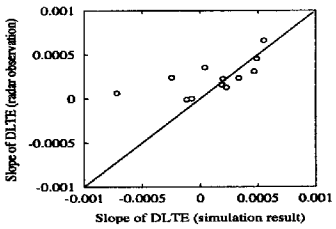
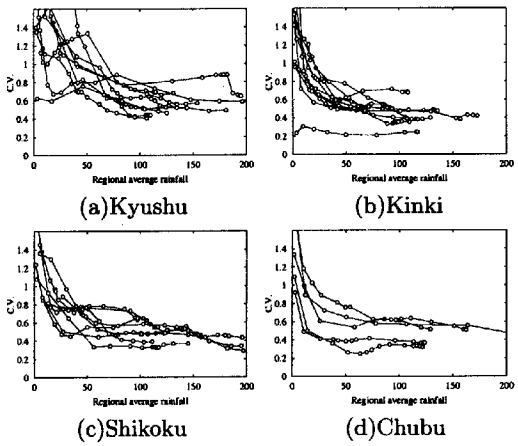


Fig. 14 The slopes of DLTE computed on the distributions of two-days-accumulated rainfall amount in the Kinki region of Japan on the basis of simulations and observations by Miyama radar raingauge.

る。同図によると，両者の標高依存直線の傾きが比較的よい対応を示していることがわかる。そこで，レーダー観測雨量のデータが得られなかった98年6月を除く近畿地方の全事例について両者の傾きを比較したグラフを**Fig. 14**に示す。同図より，いくつかの事例を除けば，両者が比較的よい対応を示しているといえる。このことは，降雨量・降雨域を詳細に比較した場合にはそれほどモデルの再現精度が高くなくとも，領域の平均的な降雨-地形関係を示す指標である標高依存直線という観点に基づけば，シミュレーションによって現実の降雨分布のもつ地形依存特性が比較的よい精度で再現されることを意味している。

3.3 降雨分布の時間積分過程の解析

第3章1節に述べたように，降雨の分布特性は積分時間スケールによって異なった特性を示し降雨分布の時間積分過程と呼ばれており，時間積分過程はR.A.R. = 50mm～100mmおよびR.A.R. = 250mm～300mmを区切りとして3段階に分けて考えることができる。前節では第1ステージから第2ステージへ推移する過程に着目して解析を行った結果，降雨分布の標高依存直線が成立するのに必要な積分時間スケールがR.A.R. = 50mm～100mmであるという従来の研究結果と一致するシミュレーション結果を得ることができた。第2境界スケールについて鈴木ら（2001）は降雨-地形関係の変動の大きさを意味する標高依存直線周りの変動係数に着目して解析を行い，領域平均降雨量の増加とともに変動が徐々に小さくなり，やがて一定の値に収束するということを明らかにしている。そこで，本節では第2ステージから第3ステージへ推移する過程に着目し，鈴木ら（2001）の解析と同様な結果が得られるかについてシミュレーションによる時間積分過程の解析を行う。



(a)Kyushu (b)Kinki

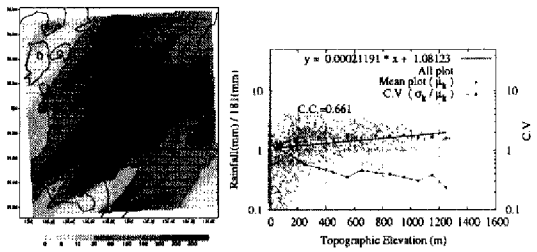
(c)Shikoku (d)Chubu

Fig. 15 Coefficient of variation (C.V.) around DLTE computed on the two-days-accumulated rainfall distributions which have regional average over 100 mm.

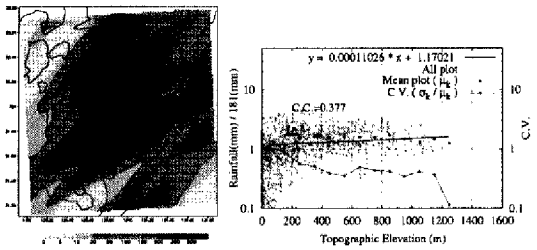
Table 4 Simulation cases for the analysis of TAPR.

Region	Period
Kyushu	99.7.2 - 7.3
Kinki	98.9.15 - 9.16
Shikoku	98.10.16 - 10.17
Chubu	98.6.13 - 6.14

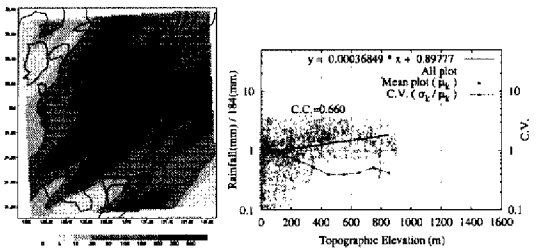
はじめに，各地域15事例ずつ行ったシミュレーションにおいて2日積算降雨量が100mm以上であった事例について標高依存直線まわりの変動係数の推移の様子を**Fig. 15**に示す。同図から，どのケースにおいても降雨-地形関係の変動が積算降雨量の増加とともに，次第に収束していく様子がみてとることができ，シミュレーションによる降雨分布においても時間積分過程の概念が成立することが確認できた。しかし，降雨-地形関係の変動が収束するまで



(a)topographic resolution : 3km

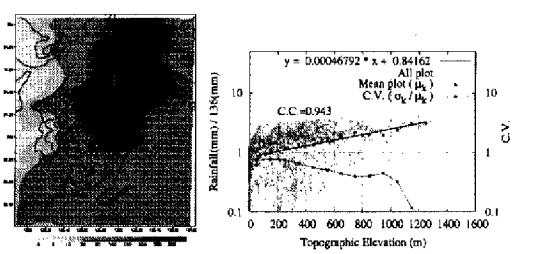


(b)topographic resolution : 9km

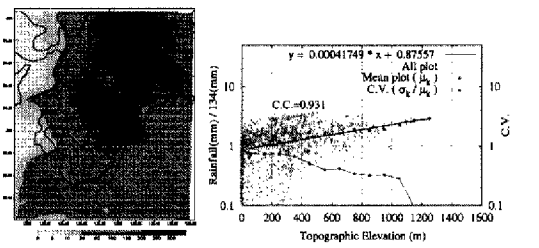


(c)topographic resolution : 27km

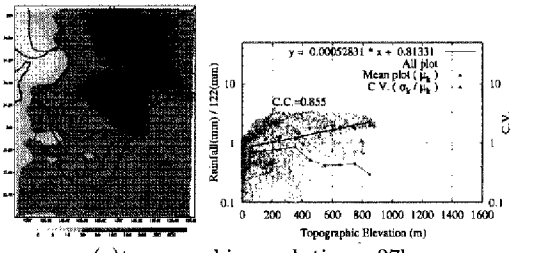
Fig. 16 Simulation results of two-days-accumulated rainfall amount in the case of 3 km, 9 km and 27 km of topographic resolution (left figures), and the relation between the accumulated rainfall and topographic elevation (right figures) (Kyushu region of Japan, 99.7.2 - 7.3).



(a)topographic resolution : 3km



(b)topographic resolution : 9km



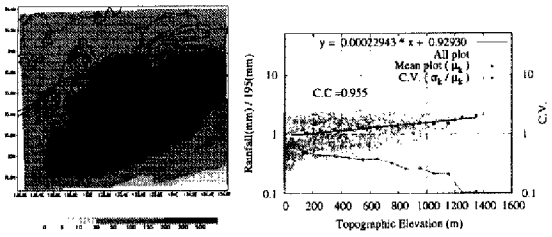
(c)topographic resolution : 27km

Fig. 17 Simulation results of two-days-accumulated rainfall amount in the case of 3 km, 9 km and 27 km of topographic resolution (left figures), and the relation between the accumulated rainfall and topographic elevation (right figures) (Kinki region of Japan, 98.9.15 - 9.16).

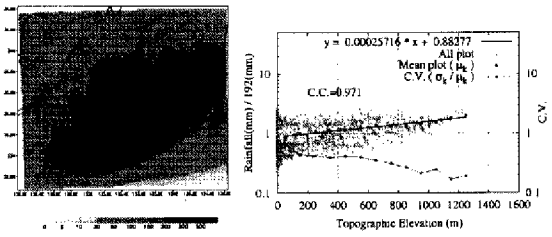
に必要な積分時間のスケールや，収束後の変動の大きさなどは，同地域においても事例による差が大きく，地域による有意な差を明らかにするまでには到らなかった。

次に，地域による違いとは別の視点から時間積分過程について解析を行う。第一章で述べたように，降雨-地形関係の解析では両者の時空間スケールが重要な意味をもつ。この場合のスケールには①対象領域の空間スケール，②地形の空間解像スケール，③降雨分布の空間解像スケール，④降雨分布の時間積分スケール（時間解像スケール）の4つの意味があると考えられる。その中で，本研究では，②地形の空間解像スケールに着目し，解像スケールが異なる地形条件を導入したシミュレーションを行い，地形解像スケールが降雨-地形関係に及ぼす影響について解析を行う。地形条件としては，本研究で通常用いている解像スケール 3km の地形の他に，解像スケール 9km および 27km の地形を用い，各地域に対して，**Table 4** の事例を含めた3事例のシミュレーションを行った。

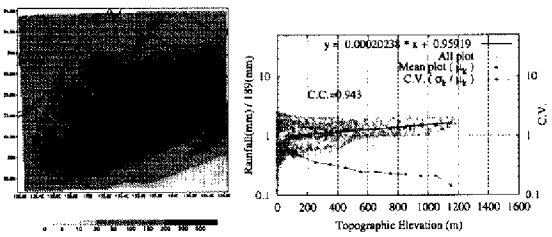
まず，**Table 4** の事例について **Fig. 16**～**Fig. 19** に解像スケール 3km，9km および 27km の地形に対する2日積算降雨量の分布および地形標高と2日積算降雨量の関係を，**Fig. 20** には **Fig. 15** と同様に標高依存直線まわりの変動係数の推移の様子を示す。ただし，**Fig. 16**～**Fig. 19** の海岸線はモデル内の海岸線ではなく，別のデータを基にして表したものである。**Fig. 16**～**Fig. 19** からどの地域においても解像スケール 3km の地形と 9km の地形には大きな差はみられないが，解像スケール 27km では地形が平滑化の影響を強く受けて解像スケール 3km および 9km の地形とは大きく異なっていることがわかる。また，2日積算降雨量の分布も地形解像スケールの違いにより少しずつ異なっているが，地形標高のように地形解像スケール 3km および 9km に対して解像スケール 27km で大きく異なっているということはなく，解像スケール 3km，9km および 27km に対してそれぞれ少しずつ異なっている。**Fig. 20** からは，降雨-地形関係の変動が収束するまでの時間スケールに地形解像スケールによる有意



(a)topographic resolution : 3km

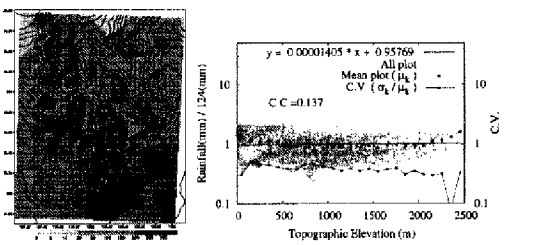


(b)topographic resolution : 9km

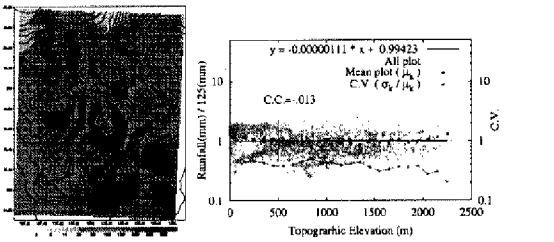


(c)topographic resolution : 27km

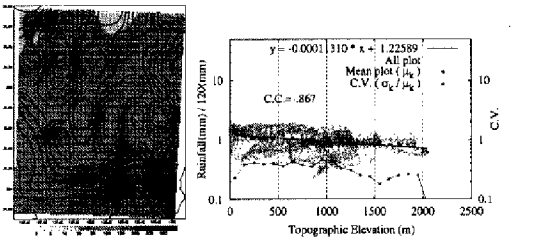
Fig. 18 Simulation results of two-days-accumulated rainfall amount in the case of 3 km, 9 km and 27 km of topographic resolution (left figures), and the relation between the accumulated rainfall and topographic elevation (right figures) (Shikoku region of Japan, 98.10.16 - 10.17).



(a)topographic resolution : 3km



(b)topographic resolution : 9km

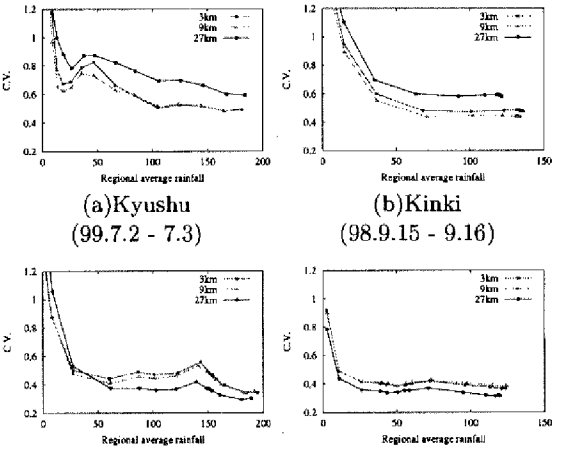


(c)topographic resolution : 27km

Fig. 19 Simulation results of two-days-accumulated rainfall amount in the case of 3 km, 9 km and 27 km of topographic resolution (left figures), and the relation between the accumulated rainfall and topographic elevation (right figures) (Chubu region of Japan, 98.6.13 - 6.14).

といえる差異はみられないが，九州と近畿では地形解像スケール 27km で降雨-地形関係の変動が収束していくスピードが遅く，地形解像スケールによって変動が収束する傾向に差が生じていることがわかる。収束の傾向が異なるということから，収束までの時間スケールにも違いがある可能性が考えられるが，本研究の結果からはそのような違いはみられなかった。その理由として，各地域の事例数が 3 事例と十分な数とはいえず，統計的な解析が行えていないことが考えられる。今後の課題として，事例数を増やし地形解像スケールと変動が収束するまでの時間スケールとの関係について統計的に解析を行う必要がある。

しかし，**Fig. 20** からは他の特徴的な違いをみることができる。降雨-地形関係の変動が収束したとき，九州と近畿では地形解像スケール 27km が最も降雨-地形関係の変動が大きいのに対し，四国と中部では地形解像スケール 27km が最も降雨-地形関係の変動が小さくなっている様子がみてとれる。各地域 3 事例ずつ行ったシミュレーションにおいて，



(a)Kyushu
(99.7.2 - 7.3)

(b)Kinki
(98.9.15 - 9.16)

(c)Shikoku
(98.10.16 - 10.17)

(d)Chubu
(98.6.13 - 6.14)

Fig. 20 Coefficient of variation (C.V.) around DLTE computed on the two-days-accumulated rainfall distributions in the cases of 3 km, 9 km and 27 km of topographic resolution.

同様な関係は九州の 1 事例について成り立たないだけで，他の事例では全て成り立っていた。このことから，地域によって地形解像スケールによる降雨-

Table 5 Variation of the relation between rainfall distributon and topographic elevation varying with topographic resolution (3 km - 9 km).

Region	Topographic resolution		
	3, 9km		27km
Kyushu, Kinki		↗	
Shikoku, Chubu		↘	

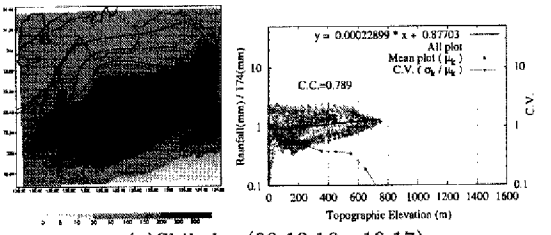
Table 6 Variation of the relation between rainfall distributon and topographic elevation varying with topographic resolution (3 km - 56 km) in the Shikoku and Chubu region.

Topographic resolution				
3, 9km		27km		56km
	↘		↗	

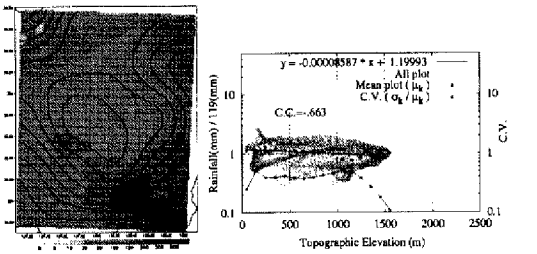
地形関係への影響が異なることがわかる。ただし，どの地域においても地形解像スケール 3km と 9km では降雨-地形関係の変動にほとんど差が見られなかったため，各地域における降雨-地形関係の変動の大きさは，地形解像スケールによって **Table 5** に示すような変化を示している。

まず，**Fig. 20** に示したように地形解像スケール 27km が地形解像スケール 3km よりも収束後の変動が大きかった九州と近畿の両地域では，**Fig. 16** および **Fig. 17** からもわかるように解像スケール 27km の地形では標高が全体的に小さくなっていて，最高標高が 1000m 以下となっている。これは，これらの地域における山岳のスケールが小さいために，解像スケール 27km では多くの山岳が平滑化されてしまったからである。ただし，ここでの山岳のスケールとは単に標高だけ考えるのではなく，連峰性，単峰性といった空間的な広がりをもつスケールのことを意味する。また標高が小さくなったことによる標高の区分数の減少が変動の収束に影響を及ぼしている可能性が考えられるために，区分数を解像スケール 3km の場合と同数にして変動係数を新たに求めたところ，0.01～0.015 程度小さくなった程度で大きな変化はなかった。このことから，降雨-地形関係の変動に影響を及ぼした原因は以下のように説明することができる。これらの地域では山岳スケールが小さく，そのため解像スケール 27km では平滑化の影響を強く受けて領域内の山岳の多くが平滑化されてしまった。その結果，山岳による降雨分布に対する地形効果が小さくなり，降雨-地形関係の変動が大きくなったと考えることができる。

一方，**Fig. 18** および **Fig. 19** に示した四国と中部では，降雨-地形関係の変動が地形解像スケール

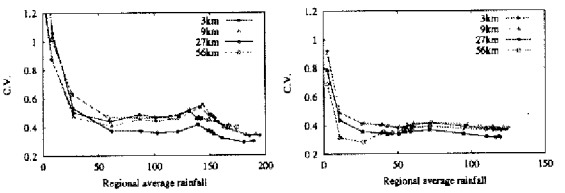


(a)Shikoku (98.10.16 - 10.17)



(b)Chubu (98.6.13 - 6.14)

Fig. 21 Simulation results of two-days-accumulated rainfall amount in the case of 56 km of topographic resolution (left figures), and the relation between the accumulated rainfall and topographic elevation (right figures).



(a)Shikoku (98.10.16 - 10.17)　(b)Chubu (98.6.13 - 6.14)

Fig. 22 Coefficient of variation (C.V.) around DLTE computed on the two-days-accumulated rainfall distributions in the cases of 3 km, 9 km, 27 km and 56 km of topographic resolution.

27km において最も小さくなったが，その原因は以下のように説明することができる。これらの地域でも平滑化によって標高は若干小さくなっているものの，依然として標高の最大値は四国で 1200m，中部で 2000m となっており九州・近畿ほどは平滑化されていない。比較的山岳のスケールが大きいために，解像スケール 3km の地形では，起伏の激しい細かな地形が降雨-地形関係にノイズとして働き，降雨分布の変動を増大するような影響を与えるのに対して，解像スケール 27km の粗い地形においては，そのようなノイズが除去されているために，降雨-地形関係の変動が小さくなると考えることができる。

次に，四国と中部の両地域において，地形解像スケール 27km よりもさらに大きな解像スケールの地形が降雨-地形関係に与える影響を明らかにするため，解像スケール 56km の地形を用いてシミュレーションを行った。**Table 4** の事例について **Fig. 21** に地形解像スケール 56km のケースの 2 日積算降雨

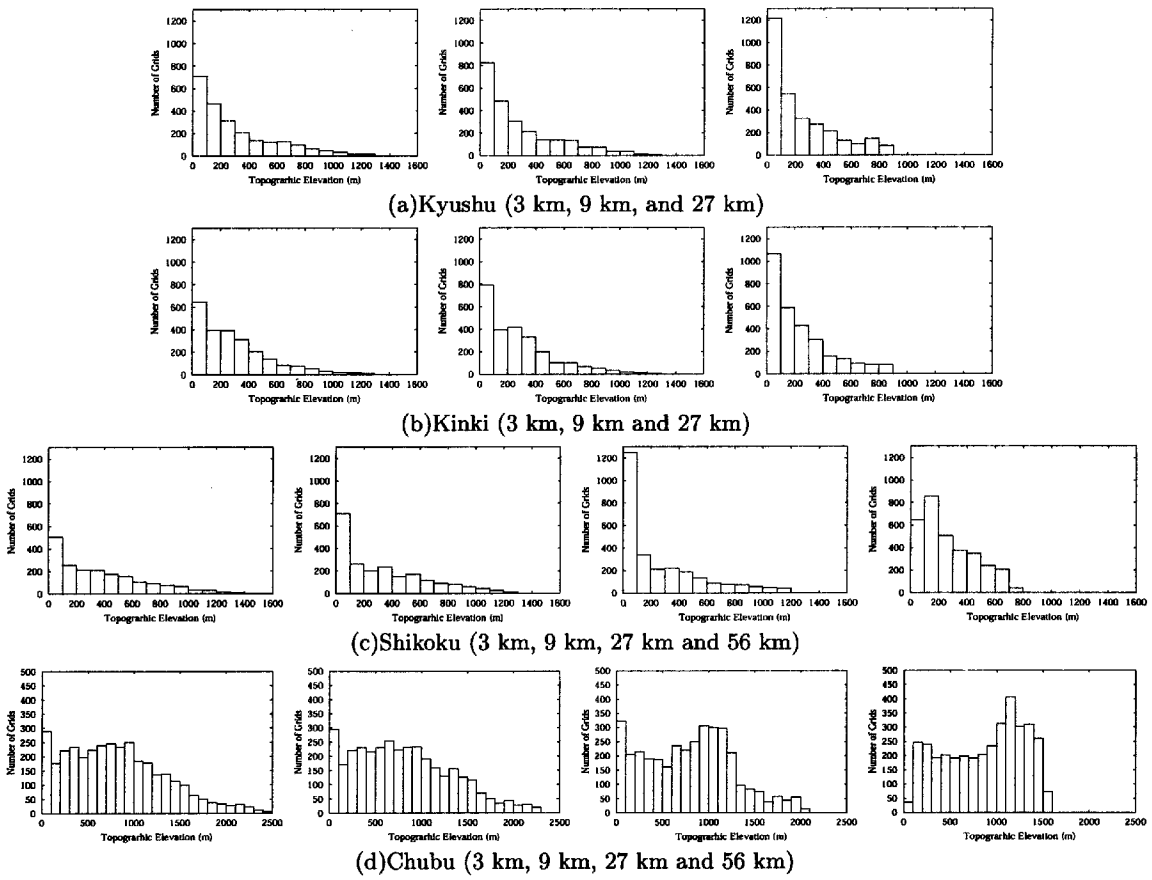


Fig. 23 Number of grids in each class of elevation, excluding sea grids. Topographic resolution is 3 km - 27 km in the Kyushu and Kinki region, and 3 km - 56 km in the Shikoku and Chubu region.

量の分布および地形標高と2日積算降雨量の関係を，**Fig. 22** に標高依存直線まわりの変動係数の推移を示す。**Fig. 22** より降雨-地形関係の変動が地形解像スケール56kmでは解像スケール27kmよりも大きくなっていることがわかる。ここで，**Table 5** と同様に **Table 6** に地形解像スケールによる降雨-地形関係の変動の大きさの変化を示す。このことから，解像スケール27kmでは変動が小さくなったこれらの地域でも，解像スケール56kmでは，九州と近畿の両地域において解像スケール27kmで変動が大きくなったのと同じ理由で，変動が再び大きくなったと考えることができる。

ここで，山岳スケールを表す1つの指標として標高層別地点数を表したものを **Fig. 23** に示す。同図の地形解像スケール3kmのグラフより九州および近畿では標高が高くなるにつれて地点数が大きく減少しているのに対し，四国および中部では先の2地域ほど標高が高くなっても地点数が減少していないことがわかる。このことは九州および近畿は周囲に広がりを持たない単峰性の山岳が中心となっている地域，つまり山岳スケールが小さい地域であることを意味する。また，四国および中部は標高の高い地点が連なっている地域，つまり山岳スケールが大きい地域であることを意味している。このことからも九州および近畿を山岳スケールが小さい地域，四国および中部を山岳スケールが大きい地域と区分することが適当であると示された。また，**Fig. 23** より九州および近畿では地形解像スケール27km，四国および中部では解像スケール56kmになると最高標高が大きく減少しており，それまでのグラフと比べて大きく変化していることがわかる。これらの解像スケールは降雨-地形関係の変動が大きくなった解像スケールと一致しており，同解像スケールになり平滑化の影響を強く受けて領域内の山岳の多くが平滑化されてしまったことがグラフからも示されたといえる。

以上のように降雨分布に対する地形効果の大きさは地形解像スケールによる影響を受けて変化し，その影響の受け方は対象地域の山岳スケールに依存することが示された。すなわち，九州・近畿などの山岳スケールが小さい地域では比較的小さい解像スケールの地形において最大の地形効果が現れるのに対し，四国・中部といった山岳スケールの大きい地域では，相対的に大きな解像スケールの地形におい

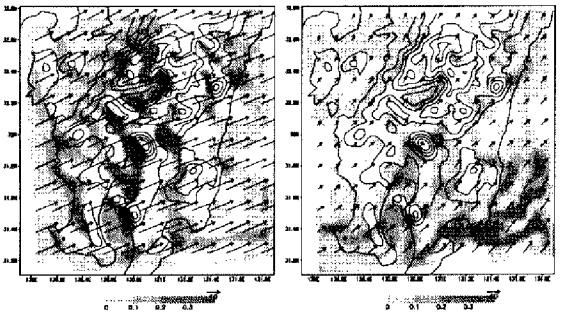


Fig. 24 Simulation results of two-days-averaged horizontal wind speed (m) and vertical wind speed (m) in the Kyushu region (left figure : 98.6.13 - 6.14, right figure : 98.10.6 - 10.7).

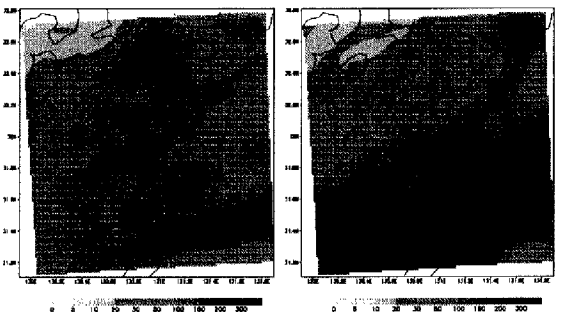


Fig. 25 Simulation results of two-days-accumulated rainfall amount (mm) in the Kyushu region (left figure : 98.6.13 - 6.14, right figure : 98.10.6 - 10.7).

て最大の地形効果が現れると考えられる。今後，さらに様々な事例に対してシミュレーションを行い，統計的な観点から，地形解像スケールが降雨-地形関係に与える影響を明らかにしたい。

4. 風向・風速場を考慮した降雨-地形関係の解析

本章では，地形効果発現のメカニズムを明らかにするため，大気環境のなかでも特に風向・風速場が降雨-地形関係に及ぼす影響について解析を行う。降雨-地形関係を定量化するための指標として，第3章で述べた降雨分布の標高依存直線に着目し，水平風速および風向が標高依存直線の傾きやその周りの分布のばらつきに与える影響を明らかにする。

4.1 水平風速が降雨-地形関係に及ぼす影響

一般に，風の進行方向に山岳が存在すれば，山岳が障害となって風の流れが妨げられるとともに，山岳に沿って上昇気流が発生する。さらに，この上昇気流がきっかけとなって対流が発達し，やがて降雨現象に至る。すなわち，山岳に沿う上昇気流の強さは水平風速の影響を強く受け，さらにはその影響が降雨現象にまで及ぶと考えられる。そこで，本節では，水平風速が降雨-地形関係に与える影響について解析を行う。

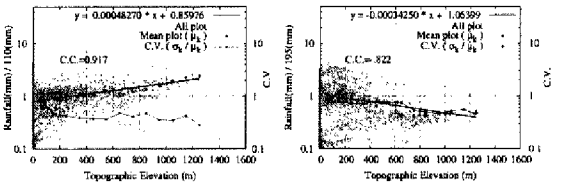


Fig. 26 Simulation results of the relation between two-days-accumulated rainfall amount and topographic elevation in the Kyushu region (left figure : 98.6.13 - 6.14, right figure : 98.10.6 - 10.7).

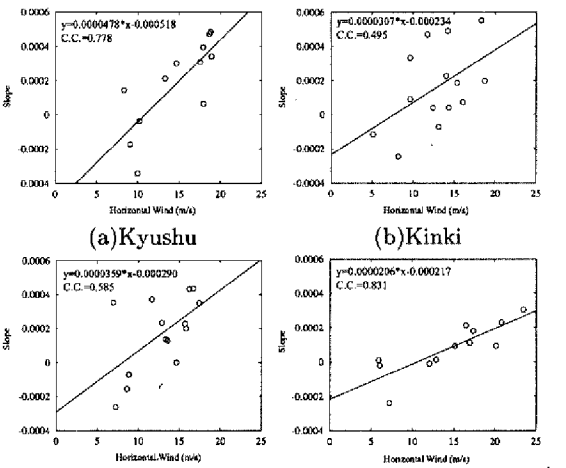


Fig. 27 The relation between the two-days-averaged horizontal wind speed and the slope of DLTE on two-days-accumulated rainfall distributions.

水平風速と標高依存直線の傾きの関係　はじめに，2日間のシミュレーションを行った事例の中での標高依存直線の傾きが大きいケースとして九州の98年6月13日～14日の事例（Case1），傾きが小さいケースとして同じく九州の98年10月6日～7日の事例（Case2）に着目し，これら2事例における2日間の平均水平風速と平均鉛直風速の分布を **Fig. 24** に示す。また，**Fig. 25** には両ケースの2日積算降雨量の分布を，**Fig. 26** には地形標高と2日積算降雨量の関係を示す。ただし，地形と等圧面が交差しないように **Fig. 24** では800hPa面上の風速を対象とし，水平風速については30km間隔の値を表示した。また，2日間の平均風速とは，モデルからの3時間間隔の出力を地点ごとに平均した風速とし，今後，風速に対する時間平均はすべて2日間の平均風速を意味するものとする。

はじめに **Fig. 24** 左図より，標高依存直線の傾きの大きいケース1では水平風速が強く，斜面の風上側で強い上昇流が発生していることがわかる。その結果，**Fig. 25** 左図のように山頂をピークとした降

Table 7 Corelation coefficient (C.C.), slope and intercept of the regression line in H-S relation.

	C.C.	Slope	Intercept
Kyushu	0.778	4.78×10^{-5}	-5.18×10^{-4}
Kinki	0.495	3.07×10^{-5}	-2.34×10^{-4}
Shikoku	0.585	3.59×10^{-5}	-2.90×10^{-4}
Chubu	0.831	2.06×10^{-5}	-2.17×10^{-4}

雨分布になっている。対して，**Fig. 24** 右図に示した傾きの小さいケース 2 では水平風速が弱く，地形に起因した上昇流が発生しておらず，地形とは関係のない南西の海上に強い上昇域がみられる。その結果，**Fig. 25** 右図のように降雨分布としても南西の海上が多雨域となっている。このことから，上昇流の強い地域と多雨域とは比較的よい対応を示すことがわかる。水平風速が強ければ上昇流も地形に強く依存するようになり，降雨分布としても地形の影響を強く受け，標高依存直線の傾きが大きくなると考えられる。このことから，水平風速の強さと標高依存直線の傾きとの間に強い相関があると考えられる。水平風速が強い場合には山岳の影響による地形性上昇流も強くなり，強い対流が発生する。したがってこの対流により発生する降雨は地形の強い影響を受けていると考えられ，詳細なメカニズムは明らかでないが結果的にその影響が標高依存直線の傾きの増大といういう形で現れていると考えることができる。

H-S 直線による水平風速と標高依存直線の傾きの関係の定量化　まず，領域の平均的な水平風速の大きさ H を次式で定義する。ここで n は地点数，t は時間数である。ただし，基本的に水平風速の値は 800hPa 面（約高度 2000m）の値を用いたが，中部では標高の最大値が 2500m を越えるので，地形と等圧面が交差しないように 700hPa 面（約高度 3000m）の値を用いた。

$$H = \frac{\sum_t \sqrt{\left(\frac{\sum_i \sum_j u_{ij}}{n}\right)^2 + \left(\frac{\sum_i \sum_j v_{ij}}{n}\right)^2}}{t} \quad (2)$$

ここで注意すべきことは，水平風速の大きさが領域を代表するような大きなスケールで評価されているということである。また，H は各時間ごとに水平風速の大きさを求めてから，その大きさを時間平均したものである。次に，2 日積算で領域平均降雨量が 30mm 以上であったケースについて，地域別に水平風速 H と標高依存直線の傾き S の関係をプロットし，さらに全プロットに対し回帰直線（H-S 直線）を引いたものが **Fig. 27** である。ここで領域平均降雨量が 30mm に満たないケースを対象外としたのは，鈴木ら（2001）の解析により降雨量が少ないケースでは標高依存直線自体が成立しないことが示されており，そのため，その傾きについて議論することは意味がないと判断したからである。同図より地域による差はみられるものの，水平風速の大きさ（H）と標高依存直線の傾き（S）に強い相関があることがわかる。**Table 7** に各地域ごとの H-S 関係の相関係数及び回帰直線の傾き，切片を示す。

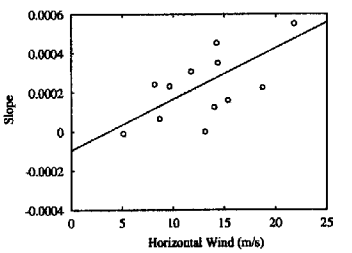


Fig. 28 The relation between the two-days-averaged horizontal wind speed and the slope of DLTE on two-days-accumulated rainfall distributions on the basis of rainfall observed by Miyama radar raingauge.

事例数が少ないので十分な統計的判断をすることはできないが，今回の解析で得られた情報から地域特性について考察する。まず，相関係数は中部と九州で高く，四国と近畿ではやや低い値をとっている。このことは，中部と九州では降雨-地形関係と水平風速の相関が大きいことを意味している。対して，四国と近畿では水平風速以外の，他の気象要因による降雨-地形関係への影響が，他の 2 地域に比べて大きいと考えられる。また，H-S 直線の傾きに着目すると，九州で最も大きく，中部で最も低い値をとっている。したがって，九州では水平風速の影響により，イベントごとに降雨-地形関係の程度が大きく変動するが，中部ではその変動の度合いが小さいということがいえる。

深山レーダ雨量計による H-S 直線の検証　シミュレーションにより明らかにされた H-S 関係が，現実の降雨分布に対しても成り立つかどうかを確かめるために，深山レーダ雨量計による標高依存直線の傾き S と水平風速 H の大きさとの関係を **Fig. 28** に示す。ただし，水平風速にはモデル内の値を用いている。これは，GPV により得られる風速をもとにナッジングを行いつつシミュレーションを行っているため，モデル内の風速が現実の風速から大きくずれることはないと考えられることから，現実の風とほぼ同等であると仮定して用いた。同図より，深山レーダ雨量計による H-S 関係にも比較的高い相関があることがわかる。このことから，現実の降雨

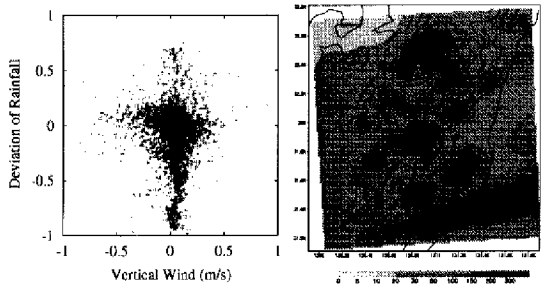


Fig. 29 The relation between the deviation of two-days-accumulated rainfall at each point from the average in each class of elevation and two-days-averaged vertical wind speed (left figure), and the distribution of two-days-accumulated rainfall (mm) (right figure) (Kyushu, 98.6.13 - 6.14).

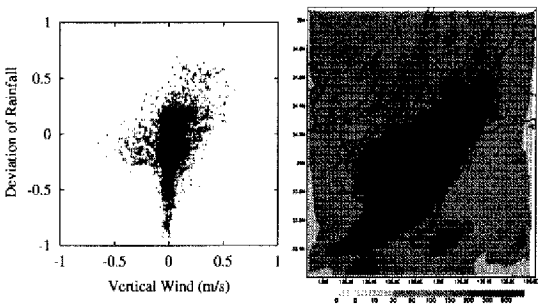


Fig. 30 The relation between the deviation of two-days-accumulated rainfall at each point from the average in each class of elevation and two-days-averaged vertical wind speed (left figure), and the distribution of two-days-accumulated rainfall (mm) (right figure) (Kinki, 99.9.14 - 9.15).

分布においても H-S 関係が高い相関をもつものと推測される。また，第3章2節において降雨分布の標高依存直線という観点からシミュレーションおよび深山レーダ雨量計により得られた降雨分布の比較を行った結果，両者の傾きが比較的よい対応を示すことが明らかになったが，このことからも現実の降雨分布においても H-S 関係が高い相関をもつことは妥当な結果であるといえる。したがって，観測やシミュレーションによって対象期間内の領域を代表する水平風速を推定することができれば，数日程度の時間スケールにおいて，降雨分布がもつ地形依存特性の度合い（標高依存直線の傾き）を算定することが可能であることが示された。このことは，領域の空間平均降雨量の推定など様々な応用が考えられることから本研究の大きな成果といえる。

4.2 風向が降雨-地形関係に及ぼす影響

従来より，風向を考慮した降水分布推定の研究は数多く行われている。例えば，沖ら（1990）の研究では3次元数値モデルにより算出された地形性強制上昇域と，豪雨風向別の AMeDAS 雨量より求められる多雨域との間に比較的よい対応がみられることから，豪雨風向別に地形性強制上昇域を割り出せば，豪雨時の降水分布が推定可能であるとしている。このように，斜面の風上側では上昇流が強く，対流性の雲が発生しやすいために，斜面の風上側が多雨域になるという考えは容易に理解できる。しかし，大石（1996）が雲物理モデルに2次元の仮想地形を導入して，標高，斜面の勾配および一般風の強度，さらに風の鉛直シアが積雲の発達過程に及ぼす影響について考察したところ，山岳の条件や，大気の条件により，積雲の発達過程に大きな差が現れ，降雨分布としても雨域の場所が山頂付近や風下斜面に到るまで，条件次第で大きく変動することを示している。沖ら（1990）が現実の地形で，大石（1996）が仮想的な単峰性の山岳でそれぞれシミュレーションを行っていることから，単純には比較できないが，本研究では，これらの知見に基づき，風向が地形依存特性に及ぼす影響について考察を行う。

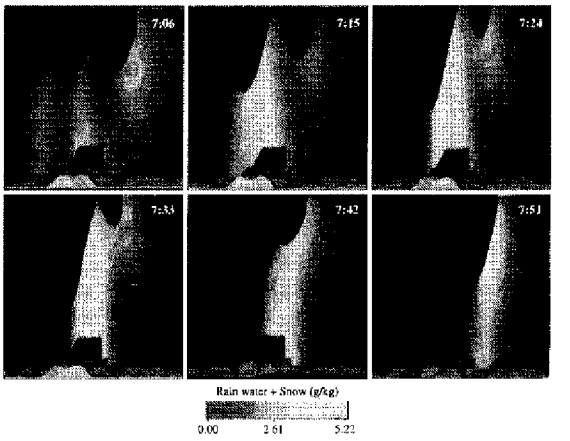


Fig. 31 Vertical sections of rainfall area passing over a mountainous region in Kyushu in June 13, 1998. Rainfall area is defined as the summation of mixing ratio of rain water and snow. The area shown with black color represents cloud area.

まず，2日間のシミュレーションを行った事例の中での標高依存直線の傾きが大きいケースとして九州98年6月13日～14日の事例（Case1）に着目する。同事例における2日間の平均水平風速および平均鉛直風速の分布を示したものが **Fig. 24** 左図であり，2日積算降雨量の分布を示したものが **Fig. 25** 左図である。同図より，鉛直風は斜面の風上側で上昇流に，風下側で下降流になっているのが明確にみてとれる。対して，降雨分布は山頂をピークとして等高線に沿うような分布になっている。すなわち，この事例については地形性強制上昇域と多雨域が一致しないことがわかる。そこで他の事例においても

風速分布と降雨分布との対応について調査を行ったところ多くの事例で同じような傾向が見られた。

さて，例えば **Fig. 8** のグラフ上で標高依存直線よりも上側に散らばっている地点は，標高区分内の平均降雨量よりも相対的に雨量の多い地点を表し，その逆に，下側に散らばっている地点は，相対的に雨量の少ない地点を表している。仮に，地形性強制上昇域と多雨域が一致するならば，地点降雨量の区分内平均降雨量からの偏差と，地点ごとに求めた平均鉛直風速との関係をグラフにプロットすれば右上がりのグラフになるはずである。しかしながら，例として **Fig. 29** に示した Case1 における両者の関係を見てみるとほとんどそのような関係が見られなかった。ただし，事例によっては，**Fig. 30** に示した近畿 99 年 9 月 14 日～15 日の事例（Case2）のようにやや対応があるとみられるのもあるが，それでもこの程度の関係にとどまっている。本事例は台風が上陸した際の大気条件のもとで計算された事例であり，水平風速も非常に大きな値を示していた。一般に台風によりもたらされた降雨分布では風上斜面，風下斜面の間では雨量の偏りが大きい場合が多いが，今回の解析からはそのような明確な偏りを抽出することはできなかった。

では，対流性の雲は風上側で発生するにも関わらず，降雨分布としては山頂をピークとする分布になるケースが多いのはどのようなメカニズムによるのであろうか。そもそも，個々の積雲のライフサイクルは成長期・成熟期・減衰期という 3 段階に分けて考えることができる。成長期は積雲が上方へ発達していく段階で，成長した降水粒子は上昇気流に支えられて地上には到達しない。成熟期は，降水粒子の数や大きさの増加とともに下降流が出現し，やがて激しい降水がみられるようになる。この成長期から成熟期にかけての段階で大気の条件次第で積雲が一般風により風下側へ移流し，このことが対流発生地点と降水地点の不一致を引き起こすと考えられる。ここで，九州の 98 年 6 月 13 日～14 日の事例を対象として，風上側で発生した積雲が徐々に移流し，風下側にまで降水をもたらしている様子を **Fig. 31** に示す。ただし，同図は霧島付近における東西方向の鉛直断面図であり，9 分間隔の降雨域を雨粒（rain water）および雪片（snow）の混合比の和によって表している。また，図中に黒く示した部分は雲を表しており，氷晶（cloud ice）および雲粒（cloud water）が約 0.6（g/kg）以上となっている。同図より斜面西側から斜面東側にかけて降雨域が遷移していったことがわかる。ただし，一定の降雨強度を保ちながら遷移するのではなく，山頂がピークとなるように降雨強度も変化していることが同図からはみてとることができる。このことは風上斜面で発生した積雲が一般風の影響により風下側へと移流する過程において，山岳が積雲の発達過程に強く影響を及ぼしていることを意味する。その結果，詳細なメカニズムは明らかではないが，積雲が発生してから消滅するまでの 1 雨というスケールでみると山頂をピークとした降雨分布となると考えられる。ところで，地形性強制上昇域は風向により規定されるものであるから，地形性強制上昇域と多雨域がそれほど対応していないということは，数日程度の時間スケールで見たとき風向が降雨-地形関係に及ぼす影響が小さなものであることを意味している。なお，これらの考察は，期間内の風向の変動が大きいケース，小さいケースによらず，どの地域においても成立するものであることを確認した。以上の解析から，雨域の場所が必ずしも風上斜面に集中するわけではないことを明らかにすることができたが，**Fig. 8** の標高依存直線が示しているように山頂をピークとした降雨分布となるケースが多い点については，今回の解析からそのメカニズムを明らかにすることはできなかった。

4.3 まとめ

本章では，水平風速および風向に着目して，各々が降雨-地形関係に与える影響について解析を行った。その結果，水平風速が標高依存直線の傾きを規定していることを明らかにし，同直線の傾きを水平風速を変数とする 1 次式で表すことが可能であることを示した。このことは，降雨-地形関係を解明する上で，非常に大きな成果といえる。また，風向により決定される地形性強制上昇域と多雨域が必ずしも一致しないことを明らかにしたことは，風向に関する従来よりの研究との比較においても，興味深い結果といえ，今後の研究に大きな意義を与えたといえる。

5. 結論

以上，本研究では，最終的な目標となる「地形依存特性を考慮した降雨分布構造モデル」の構築を目指し，メソ気象モデル MM5 を用いた降雨分布の地形依存特性の解析を行った。

本研究で得られた成果は以下の通りである。

- 適切な初期条件，モデルオプションの下では，MM5 が比較的高い精度で降雨分布を再現可能

であること，数値シミュレーションにおいても，降雨分布の標高依存直線および降雨分布の時間積分過程が成り立つことが確認された。

- 降雨分布に対する地形効果の大きさは地形解像スケールによる影響を受けて変化し，その影響の受け方は対象地域の山岳スケールに依存することが示された。
- 降雨分布の標高依存直線の傾きが水平風速を変数とする1次式で表すことが可能であることを示した。また，風向により決定される地形性上昇域と多雨域が必ずしも一致しないことを明らかにした。

特に，本研究では，降雨レーダー情報などを用いた従来の降雨-地形関係の研究に対して，メソ気象モデルMM5を用いた数値シミュレーションを行っており，この点が本研究の大きな特徴と言える。その結果，MM5が数日程度の時間スケールにおいて降雨-地形関係の再現精度としては十分な精度をもつことが確認された。しかしながら，降雨分布の時間積分過程の解析および地形効果発現のメカニズムの解析はまだ諸についたばかりの段階であり，今後は事例数を増やすことによって統計的な解析を行い，降雨分布構造モデルの構築へと結びつけていきたいと考えている。

参考文献

大石哲・木谷有吾・中北英一・池淵周一（1996）：豪雨の生起・発達に地形が及ぼす影響に関する数値実験的研究，京都大学防災研究所年報，第39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，pp.199-207.

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ー降雨分布特性，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（2000a）：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，pp.91-96.

中北英一・鈴木善晴・池淵周一（2000b）：降雨場の地形依存特性に関する基礎的研究，京都大学防災研究所年報，第43号/B-2.

中北英一・鈴木善晴・池淵周一（2001）：標高依存直線に基づいた降雨分布の地形依存特性の解明，水工学論文集，第44巻.

日比野忠史（1995）：山地流域における降雨の特性に関する研究，広島大学工学部学位論文.

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，pp.1-13.

Dudhia, J., Gill, D., Manning, K., Bourgeois, A. and Wang, W. (2001) : PSU/NCAR Mesoscal Modeling System Tutorial Class Notes and Users' Guide (MM5 Modeling System Version 3), NCAR Technical Note.

Guo, Y.R. and Chen, S. (1994) : Terrain and Land Use for the Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Modeling System (MM5): Program TERRAIN, NCAR Technical Note.

Analysis of the temporal accumulation process of rainfall distributions using mesoscale meteorological model

Yoshiharu SUZUKI*, Shohei MIYATA*, Eiichi NAKAKITA* and Shuichi IKEBUCHI

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

The purpose of this study is to analyze the mechanism of topographic effect on rainfall distribution by using the mesoscale meteorological model MM5. As a result of the numerical simulation, it is shown that MM5 have an ability which reproduce rainfall distribution accurately, and the influence is made clear which the spatial resolution of topography have on the relationship between topographic elevation and rainfall distribution. Additionally it is made clear how the relationship change as the wind velocity increase.

Keywords : rainfall distribution, topographic elevation, topographic effect, mesoscale meteorological model