

山地流域における降雨の分布特性と降雨の数値シミュレーション

On the characteristics of precipitation in mountainous basins and numerical simulation

北海道大学工学部 山田 正・茂木 正・亀田 祐二

By Tadashi Yamada, Tadashi Mogi, Yuuji Kameda

In this paper, the results of the field observation of precipitation by the present authors are shown and the results of altitude or direction of the slopes in a mountainous area on rainfall are discussed. In order to investigate the characteristics of precipitation processes, numerical simulation of rainfall by using Kessler's and Hobbs' parameterization are carried out. Finally comprehensive comparison with the numerical solutions obtained from the two models and the field data are performed.

Keywords: precipitation, warm rain, Kessler model, cold rain,

Hobbs model

1. はじめに

従来より流域における降雨の分布特性や時系列特性は気象学の一部やダム管理、洪水予報の立場からの研究があり、さらに農業気象や航空の問題として研究がなされており、多くの貴重な知見が集積されてきた。その間近年の建設省や北海道開発庁による日本全体をカバーする多くのレーダー雨雪量計の建設により、流域スケールでの降雨強度のデータやその分布特性あるいは経時変化がほぼ実時間でかつオンラインで入手できるようになってきた。このことは従来の雨量計を用いた点観測では得られない面的な降雨特性の把握ができるようになったわけであり、このような観点からのレーダー雨雪量計を用いた研究が盛んに行われるようになってきた。この様な近年の動向から著者らは北海道のいくつかの山地流域に高密度に雨量計を配置することにより得られたデータをもとに、数分から数か月単位の時間スケールで降雨量、降雨強度の動向及びこれらの地形との関係や降雨タイプ別にみた特徴などを解析してきた。

一方著者らは近年雲や雨の様々な過程をパラメタライズしたKesslerのモデルを用いてメソスケールの風の場合や降雨のシミュレーションを行い、さらにレーダー雨量計を補完的に組み込んだ降雨場の予測手法の開発を行ってきた¹⁾⁻⁵⁾。

一般に降水現象を物理的に扱う場合、水蒸気、水分（雲水）そして雨水等の微物理的相互作用のメカニズムを、いかにして記述するかによってモデルの精度も大きく変わってこよう。上述のKesslerモデルは、雲水

* 正会員 工博 北海道大学助教授 工学部土木工学科

(〒060 札幌市北区北13条、西8丁目)

** 学生員 北海道大学工学部 土木工学科

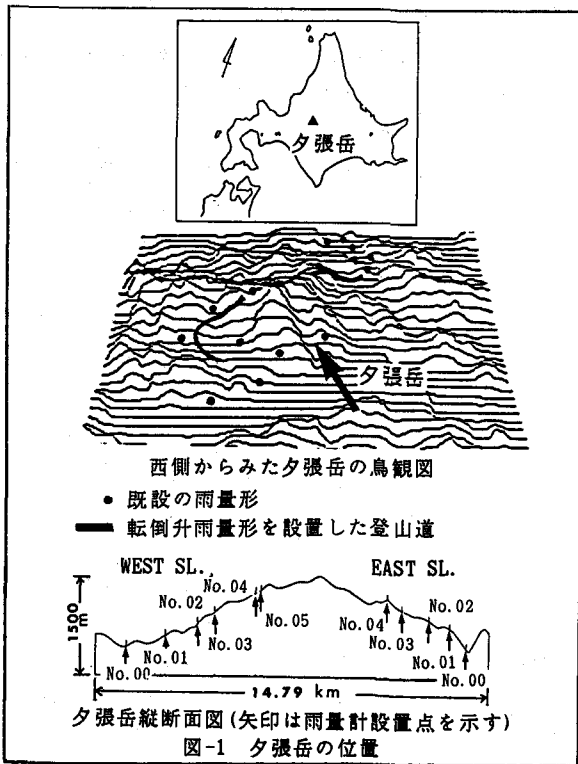
(同上)

(cloud water)と雨水(rain)の相互作用をパラメタリゼーションしたもので、一般的に氷晶の存在しない熱帯地方の降雨を対象にしたものといわれている。それに対し我国における降水の多くは、その上層部分では氷点下であり、氷晶や雪片、あられ等の形成により水分の相互作用メカニズムは大変複雑なものとなっている。この様ないわゆる冷たい雨の微物理過程の研究は従来から行われてきたが、総合化した形でのパラメタリゼーションはこの10年来のものであり、その代表的なものとして Hobbs モデルがある⁷⁾。

この様な研究の現況を踏まえ、本研究は山地流域における降雨特性を明らかにすることを目的としたものである。この中では山地流域における降雨の観測および温かい雨 (warm rain) と冷たい雨 (cold rain) に関する現在までに提案されている代表的な2つの降雨モデル (Kessler 及び Hobbs モデル) を比較的単純な条件のもとに数値計算することにより、降雨の時空間的な分布特性や降雨の形成プロセスについての基本的な知見を得る試みが行われている。

2. 降雨観測の位置と方法

本研究で対象とした山地流域は図-1に示す北海道の中央部に位置する夕張岳(標高1667m)の東側と西側の両斜面であり、観測対象とした流域はそれぞれ東側1190km²、西側780km²である。夕張岳の西側斜面の流域には既設の雨量計が標高100mから800mの間に8基配置されており、東側斜面流域には雨量計が標高116mから1160mの間に7基配置されている。これらの雨量計の他に新たに著者らは転倒併雨量計を西側斜面に6基、東側斜面に5基の合計11基を設置した。よって本論文では1990年8月4日から10月13日までの降雨を対象とし、西側斜面の14基、東側斜面の12基の合計26基の雨量計のデータを収集しこれを解析した。得られた降雨データについては時間スケールをいくつかに変えて整理し、降雨量に



及ぼす観測時間及び標高の影響、観測時間による降雨特性の変化、前線性あるいは台風性等の降雨をもたらす大規模な気象条件の違いが降雨特性に与える影響を山の両斜面について検討した。

3. 観測結果

降雨特性に与える要因としては標高、観測時間長があるが、以下に観測時間の長いものの順にデータを整理した結果を示す。

(1)観測期間(1990年8月4日から10月13日まで約2ヵ月)の日雨量の時系列特性:

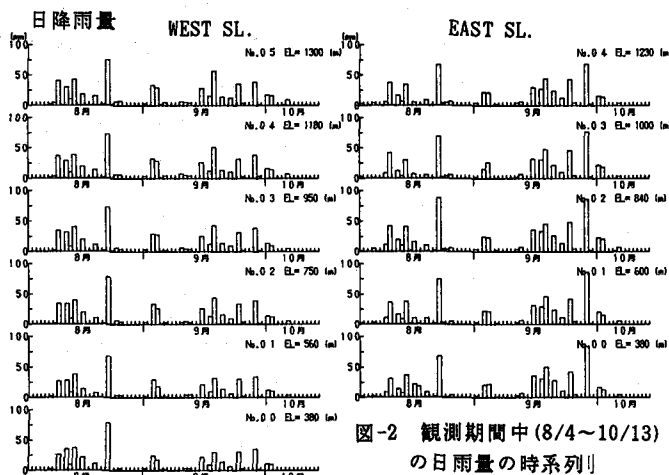


図-2は観測期間中の日雨量の時系列を示している。この図から東側と西側の両斜面の降雨日は一致しており、降雨変動の様子もよく似ていることがわかる。

(2) 観測期間(1990年8月4日から10月13日まで)の総降雨量及び8月あるいは9月の月雨量と標高の関係：図-3は観測期間中の総降雨量と標高との関係を示した図である。この図より東西両斜面で雨量と標高の線形性が見られるが、西側斜面ではより強い傾向がある。また東側斜面のほうが標高に対する雨量の増加が大きいことがわかる。図-4と図-5はそれぞれ1990年8月と9月の月雨量と標高の関係を示したものである。図-4より東側と西側斜面

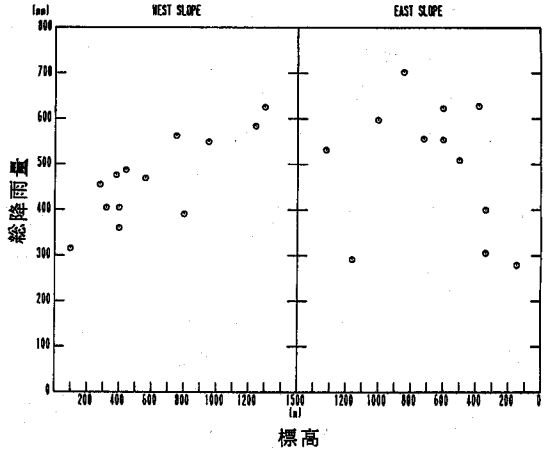


図-3 観測期間中(8/4~10/13)の総雨量と標高との関係

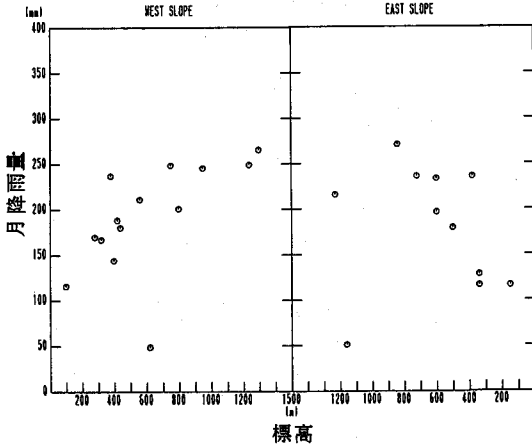


図-4 月雨量と標高との関係
(1990.8月)

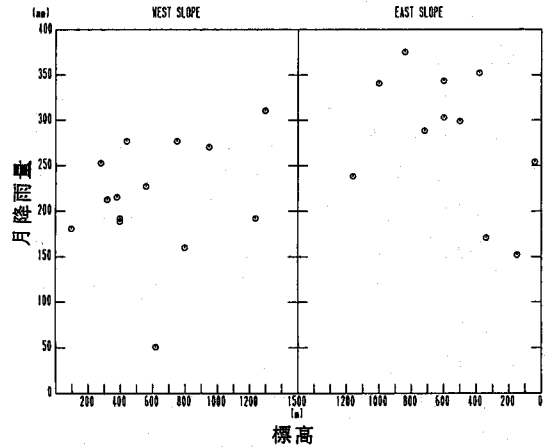


図-5 月降雨量と標高との関係
(1990.9月))

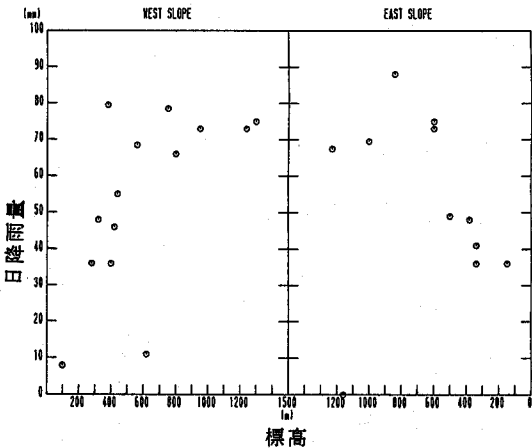


図-6 日降雨量と標高との関係
(1990.8月23日)

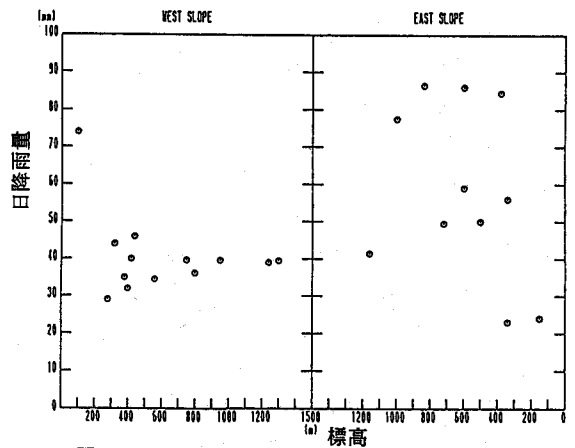


図-7 日降雨量と標高との関係(1990.9月28日)

の8月の月雨量は共に標高に対して線形の増加傾向を認めることが出来るが、図-5の9月の月雨量は東西両斜面ともに標高と雨量の線形関係は明瞭ではない。

(3) 日雨量と標高との関係：図-6は8月23日の日雨量と標高との関係を示したものである。この図においても標高に対する降雨量の強い増加傾向が見られる。図-7は9月28日における日雨量と標高との関係を示したものである。この図を見ると西側斜面では標高に係わらず40mm程度の降雨があるのに対して、東側斜面では標高と共に降雨量は増加し最大値では西側斜面の倍以上の90mm前後の値をとっている。

(4) 標高毎の降雨量の時間変化：図-8は9月28日の時間降雨強度を標高毎に示したものである。この図より東側と西側の両斜面における降雨開始及び終了時刻や降雨の時間変動の様子はほとんど一致しているが、降雨強度は東側斜面の方がかなり強くなっていることがわかる。

(5) 時間降雨強度の最大値と標高との関係：

図-9は9月28日の時間降雨強度の最大値を各標高に対して表したものである。図-9より西側斜面の降雨強度は標高400mより上では8mm/hr程度で一定なのに対し、東側斜面の降雨強度は最低で5mm/hrから最高の15mm/hrまでばらつきが見られる。

(6) 10分単位間隔の降雨強度の最大値と標高との関係：図-10は9月28日の10分間の降雨強度の最大値を標高毎に示したものである。図-10によると西側斜面では標高が400mより上では降雨強度が2.5mm/10minで一定となり、東側斜面では降雨強度は7mm/10min程度のほぼ一定値をとっている。

(7) 5分間の移動平均をかけた瞬間降雨強度の時系列：図-11は東西両斜面の標高毎の5分間の移動平均をかけた瞬間降雨強度の時系列である。この図より瞬間降雨強度の時系列には数分単位のものとは20分程度の時間スケ

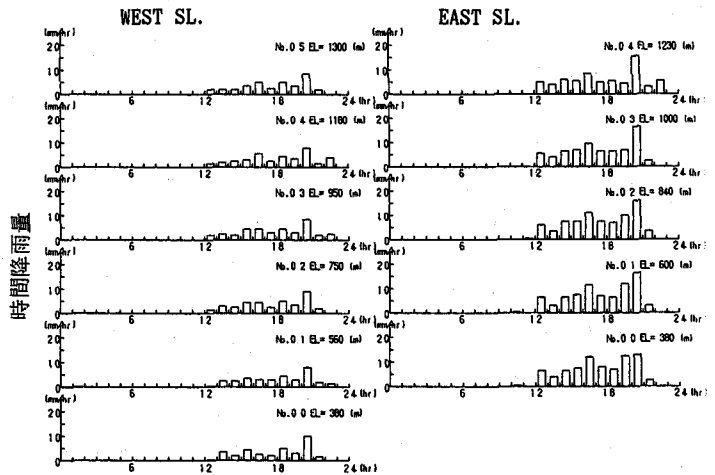


図-8 時間降雨強度の時系列 (9月28日)

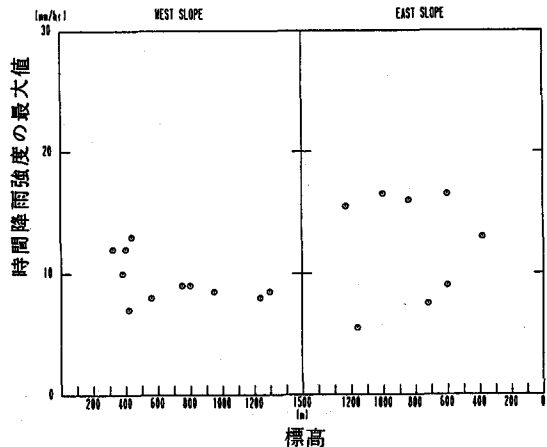


図-9 時間降雨強度の最大値と標高との関係(9月28日)

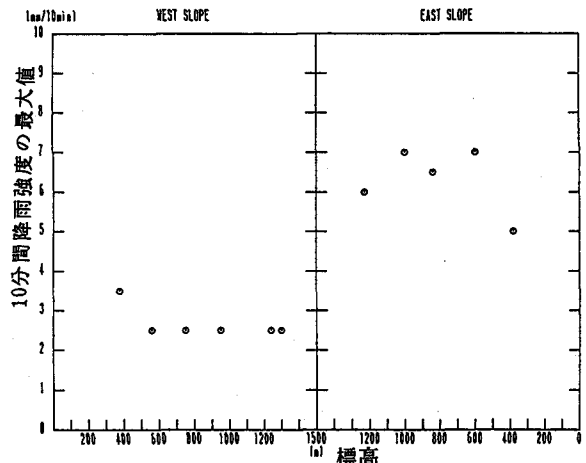


図-10 10分間降雨強度の最大値と標高との関係(9月28日)

ールをもった変動成分が存在することがわかる。さらに降雨強度のピークの時刻は標高が高いほど早く来ており、水平距離にして 5km 程度はなれた標高380mと1230mの2地点では10分程の時間のズレがある。すなわちこの時の降雨強度の移動速度は30km/h(=8.3 m/s)となり風速程度の移動速度であったことがわかる。なおここで、瞬間降雨強度とは1分間の降雨量を時間降雨強度に換算したものである。

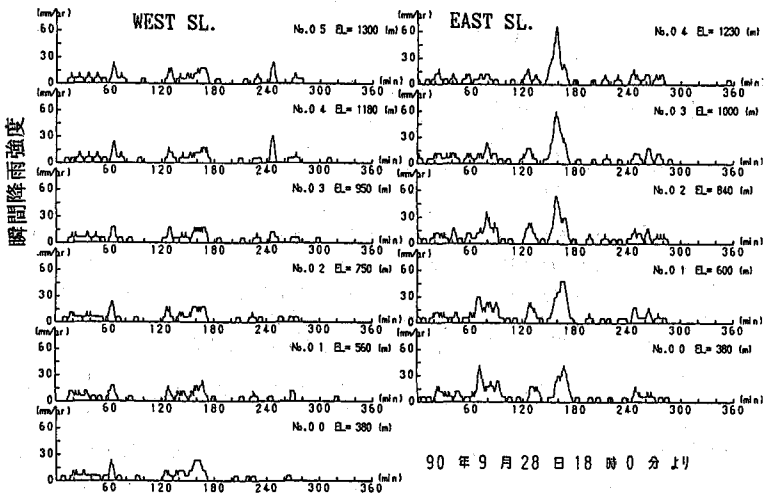


図-11 瞬間降雨強度の時系列

4. 雲物理のモデルと数値シミュレーション

4.1 雲物理のモデル：暖かい雨に対しては既述のKesslerモデルがあり、この場合の雲物理過程は図-12に模式的に示されている。このモデルの特徴は著者らの文献⁽¹⁾⁽²⁾⁽³⁾に詳しく記述されているのでここでは省略する。一方冷たい雨のHobbsらのモデルの特徴は前述した通り氷晶、雲の存在を考慮していることにある。よって、それらの相互作用は図-13に示すようにKesslerモデルと比較してはるかに複雑なものとなっており、各プロセスの中に現れるパラメータの数だけで50個以上にもなる。このモデルは気温 $T \geq 0^\circ\text{C}$ においてはKesslerモデルと同様、水蒸気からPCOND(凝結)によって雲水が生成され、PRAUT(転換)等によって雨滴へと成長する過程が示されている。また $T < 0^\circ\text{C}$ においては水蒸気が氷飽和以上に達していれば、PINT(INITIATION OF CLOUD ICE)によって氷の雲粒が発生する。それらがPDEPI(付着成長)によって水蒸気を取りこみつつ成長したり、PCONV(転換)を経て雪片へと成長する。さらに 0°C より下の層では雪が融けて雨に変化したり(PSMLT)、雲水の融解によって雲水が生成される(PSMLTI)過程も示されている。以上のような様々な雲物理過程のパラメタリゼーションを考慮した水蒸気の混合比

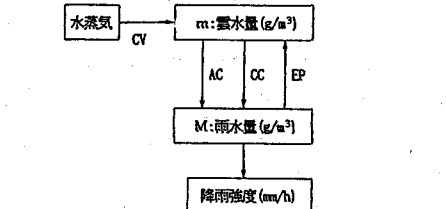


図-12 微物理過程の模式図(Kessler)

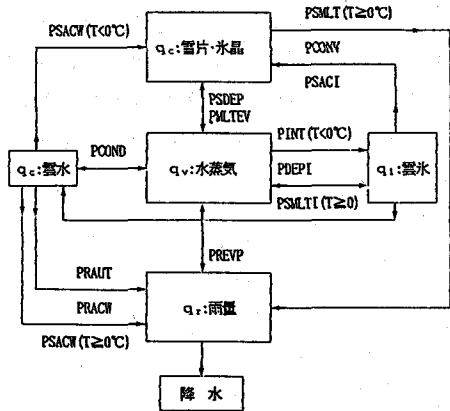


図-13 微物理過程の模式図(Hobbs)

(kg/kg) q_v 、雲水量の混合比(kg/kg) q_c 、雲水の混合比(kg/kg) q_i 、雪片の混合比(kg/kg) q_s 、雨水量の混合比(kg/kg) q_r および気温(Kelvin)の以上6つの未知変数に対する基礎式が(1)~(9)である。ここに q_v 、 q_c 、 q_i に対しては(1)式、 q_r 、 q_s に対しては(2)式、 T に対しては(3)式を用いている。

4.2 数値計算の方法：本論文では雲物理のパラメタリゼーションの精度や降水過程の基礎的知見を得る目的で鉛直1次元にのみ上昇風のある降水過程のシミュレーションを行っている。上記の鉛直1次元の6元連立偏微分方程式の数値計算に当たってはLax-Wendroff法を用いている。差分のメッシュは $\Delta t = 10\text{sec}$ 、 Δz

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -w \frac{\partial q}{\partial z} + \frac{S_o}{\rho} \quad (1)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -(w + \bar{V}) \frac{\partial q}{\partial z} - \frac{q}{\rho} \frac{\partial (\rho \bar{V})}{\partial z} + \frac{S_o}{\rho} \quad q : \text{混合比} \quad (2)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -w \left(\frac{\partial T}{\partial z} - \Gamma_d \right) + \frac{S_h}{\rho} \quad (3)$$

$$S_v = -[PCOND + PREVP + PSDEP + PMLTEV + PDEPI + PNINT(T < 0C)] \quad (4)$$

$$S_c = PCOND + PSMLTI(T > 0C) - PRAUT - PRACW - PSACW \quad (5)$$

$$S_i = PDEPI - PSMLTI(T > 0C) - PSACI - PCONV + PINT(T > 0C) \quad (6)$$

$$S_R = PREVP + PRAUT + PRACW - PSMLT(T \geq 0C) + PSACW(T \geq 0C) \quad (7)$$

$$S_s = PSDEP + PMLTEV(T \geq 0C) + PSACI + PSMLT(T \geq 0C) + PSACW + PCONV \quad (8)$$

$$S_h = \frac{L_v}{C_p} (PCOND + PREVP + PMLTEV) + \frac{L_m}{C_p} (PINT(T < 0C) + PDEPI + PSDEP) + \frac{L_i}{C_p} (PSMLT - PSMLTI + PSACW(T < 0C)) \quad (9)$$

$$w = \text{const.} \quad (10)$$

H : 降水カラムの高さ(m)

$$\rho = \rho_0 \exp(-kz) \quad (11)$$

$\rho_0 = 1.2 \text{ kg/m}^3$: 地表面における大気密度

$k = 1.0 \times 10^{-4}$

$$T = TG + \Gamma_m z \quad (12)$$

TG : 地表面気温(K)

Γ_m : 湿潤断熱減率(K/m)

詳細: 参考文献 7)

表-1 基礎式

=200mとし、上昇流の存在するカラムの高さをH=5000mとしている。上昇風速は既知のものとして(10)式のように一様として与え、大気密度については局所的に定常とし(11)式を仮定した。初期条件として(12)式で与えられる気温Tを与え、鉛直方向に水蒸気は水飽和状態として与えている。下端での水蒸気量は飽和で与えている。

4.3 Hobbsモデルの計算結果と考察: 初期条件として地表面気温を15℃に設定した。

(1)図-14より、降雨降雪強度は約6000秒後に定常に達する。図-15, 16より雲水、雲氷はともに計算開始とともに発生し約1000秒後にピーク値に達するが、まずPRACW, PSACW(雨、雪による雲水の捕捉)によって雲水が減少し、ついでPSDEP(雪片による付着)、PSACI(同捕捉)によって雲氷が取り除かれる様子が表現されている。ここで注目すべき点は、雨滴は早い時間に急激に発生し定常に達するが、その後緩やかに発生した雪が上空より供給されることで地表面降雨強度が増大していることである。

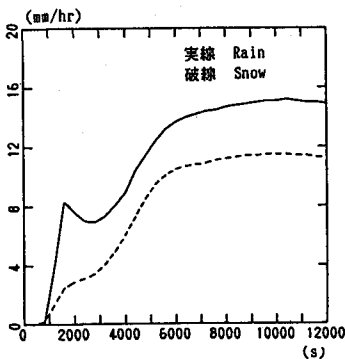


図-14 降雨降雪強度の時間変化

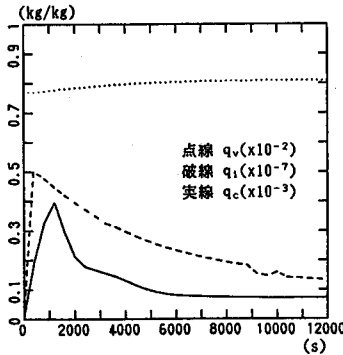


図-15 水分量(混合比)の時間変化

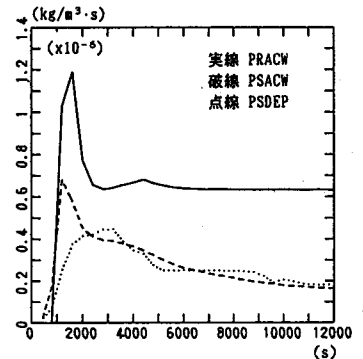


図-16 主な微物理過程の時間変化

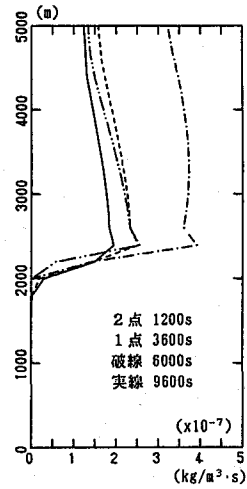
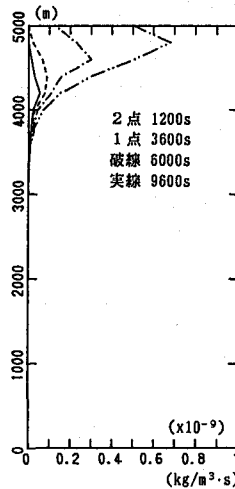
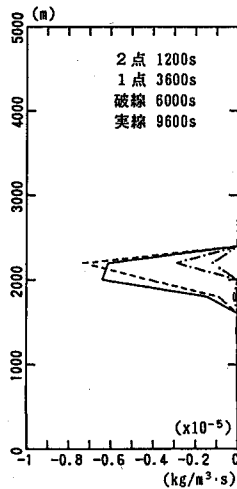
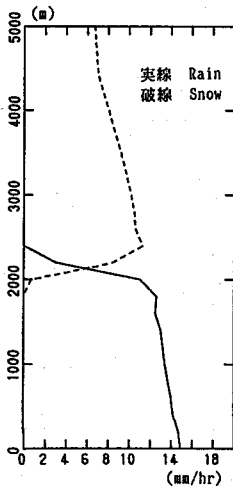


図-17 降雨降雪強度の鉛直分布 図-18 PSMLT(雪の融解) 図-19 PCONV(雪への転換) 図-20 PSDEP(雪の付着成長)

(2)次に鉛直方向の分布を図-17から図-20に示す。図-17では降雨と降雪のフラックスの連続性が保たれていることがわかる。図-18は雪の融解(PSMLT)を表したものであるが、これより高度2400m付近から融解が起こり、その幅は高度1600m(4℃)付近にまで達していることがわかる。また、発生した雲氷はPCONV(転換)によって雪片となり、その後PSDEP、PSACIによって発達するが、その成長の度合はPSDEPによるところが大きいことがわかった。

(3)図-21に上昇風速を0.15m/s, 0.30m/s, 0.50m/s, 1.0m/sと変化させたときの地表面降雨強度の時間的変化を示す。これより上昇風速が増大すれば、降雨強度も大きくなるがわかる。

(4)さらに、地表面気温を氷点下(この場合-1℃)に設定することで降雪をシミュレーションし、地表面における降雪強度の時間変化を示したものが図-22である。なおH=3000m、w=0.15m/sとし、強度は降雨量換算したものである。降雪は緩やかに増大しており時間内に完全に定常に達してはいないものの、降雪強度としては妥当な値と言える。

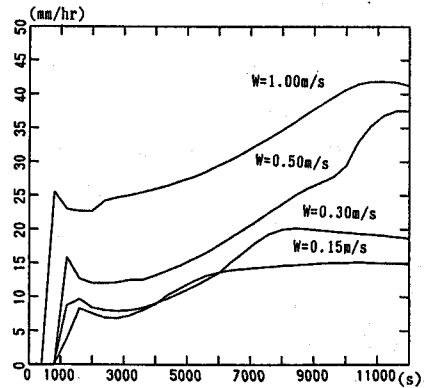


図-21 上昇風速と地表面降雨強度

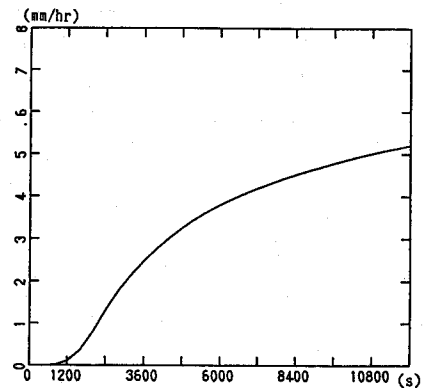


図-22 地表面降雪強度の時間変化

4.4 Kesslerモデルとの比較：最後にKesslerモデルとの比較をするために地表面気温を32.5℃、H=5000mに設定し、氷晶の存在しないケースとして計算した。図-23より、定常時の地表面降雨強度にして2.5倍ほどHobbsモデルの方が大きいことがわかる。ここで注意すべき点として、Kesslerモデルにおいては下端からの流入水蒸気量を直接コントロールできない(すべて発生項としてパラメタライズされている)ため、条件として流入水蒸気フラックスが両者で一致していないということである。一方Hobbsモデルでは気温分布や相対湿度を適当に与えることによって大気のような状態を定量的に設定できるわけである。

おわりに

本研究では山地流域における降雨の観測と冷たい雨のパラメタリゼーションを含む降雨モデルの数値計算を通して降水過程のいくつかの特性を明らかにしてきた。今後はレーダー雨雪量計による計測結果との比較や実物スケールでの雲物理過程の実験を通して降雨降水過程の理解を深めて行きたいと考えている。

謝辞

本研究を遂行するに当たり著者らは北海道開発局並びに気象協会北海道本部より貴重な資料の提供を受けている。ここに記して感謝の意を表す。本研究は重点領域研究(1)「気象解析とレーダー雨量計を補完的に組み合わせた豪雨災害の予測手法に関する研究」(代表 山田 正、北大)の補助のもとに行われている。これに対しても著者らは深甚なる感謝の意を表す。

参考文献

- 1)中津川誠・竹本成行・山田正・茂木正：流域スケールの降雨特性の研究(その1～4)、開発土木研究所月報No. 445、1990.
- 2)日野幹雄・太田猛彦・砂田憲吾・渡辺邦夫共著：洪水の数値予報、森北出版、1989.
- 3)山田正・中津川誠その他2名：流域スケールの風の場合と降雨のシミュレーション、第33回水理講演会論文集、pp. 109～114、1989.
- 4)山田正・その他3名：山地流域における降雨観測と降雨の特性について、第34巻水工学論文集、pp. 85～90、1990.
- 5)Tateya, K., Nakatugawa, M. and Yamada, T.: Investigation of rainfall by field observations and a physically based model, Proceedings of Pacific International Seminar on Water Resources Systems, Hokkaido, Tomamu, pp. 385-403, 1989.
- 6)小倉義光：一般気象学、東京大学出版会、1976.
- 7)Steven A. R. and Hobbs, P. V.: The Mesoscale and Microscale Structure and Organization of Clouds and Precipitation in Midlatitude Cyclones. VIII. A Model for the "Seeder-Feeder" Process in Warm - Frontal Rainbands, 40, 1185～1206, J. Atmos. Sci., 1983.

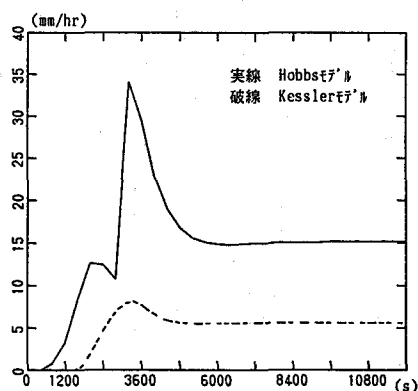


図-23 HobbsモデルとKesslerモデルの比較