

II-42 雪と氷晶を考慮した降雨場の 数値シミュレーション

中央大学理工学部 山田 正
北海道大学工学部 茂木 正
北海道開発局 中津川 誠

1. はじめに

今日まで降雨そのものは、降雨流出の入力データとして、統計的にあるいは既定のものとして処理されることが多かった。しかし近年レーダー雨雪量計の観測網が整うにつれ、これらを補完的に組み込んで、メソスケールの降雨現象そのものを物理的かつ数値的に予測しようとする試みが盛んに行われるようになってきた。また著者らも雲や雨の過程をパラメタライズしたKesslerモデル⁷⁾を用いて、メソスケールの風の場合あるいは降雨場の予測手法の開発を行ってきた^{3), 4)}。一般に降水現象を物理的に扱う場合、雲、水蒸気そして雨水等の微物理相互作用のメカニズムをいかに記述するかにより、モデルの精度も大きく変わるといわれている。上述のKesslerモデルは、雲水と雨水の相互作用をパラメタリゼーションしたもので、氷晶等の存在しない熱帯地方の降雨(暖かい雨)を対象にしたものである。それに対し我が国の降水現象の多くは、その上層部において氷晶、雪片やあられ等を含み、それら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を総合化した形のパラメタリゼーションのうち代表的なものにHobbsらのモデル⁶⁾がある。

本研究では、上述のHobbsモデルを単純な地形のもとに、2次元的に数値計算を行うことにより、そのモデル特性に関する基本的知見を得、加えて降雨雪の時空間的な分布特性やその形成プロセスについて考察している。

2. Hobbsモデルによる数値シミュレーション

Hobbsモデルの基本的プロセスや微物理過程の相互作用については、著者らの文献1), 2)や文献6)に詳しく記述されているのでここでは省略する。基礎式は表1に示すように、水蒸気、雲水、雲氷に対しては(1)式を、雪、雨に対しては(2)式を、また気温に対しては(3)式を用いている。また微物理過程の模式図を図1に示す。

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

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

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

$$S_v = - [\text{PCOND} + \text{PREVP} + \text{PSDEP} + \text{PMLTEV} + \text{PDEPI} + \text{PINT} (T < 0^\circ\text{C})] \quad (4)$$

$$S_c = \text{PCOND} + \text{PSMLT1} (T > 0^\circ\text{C}) - \text{PRAUT} - \text{PRACW} - \text{PSACW} \quad (5)$$

$$S_i = \text{PDEPI} - \text{PSMLT1} (T > 0^\circ\text{C}) - \text{PSACI} - \text{PCONV} + \text{PINT} (T > 0^\circ\text{C}) \quad (6)$$

$$S_r = \text{PREVP} + \text{PRAUT} + \text{PRACW} - \text{PSMLT} (T \geq 0^\circ\text{C}) + \text{PSACW} (T \geq 0^\circ\text{C}) \quad (7)$$

$$S_s = \text{PSDEP} + \text{PMLTEV} (T \geq 0^\circ\text{C}) + \text{PSACI} + \text{PSMLT} (T \geq 0^\circ\text{C}) + \text{PSACW} + \text{PCONV} \quad (8)$$

$$S_h = \frac{L_v}{C_p} (\text{PCOND} + \text{PREVP} + \text{PMLTEV}) + \frac{L_a}{C_n} (\text{PINT} (T < 0^\circ\text{C}) + \text{PDEPI} + \text{PSDEP}) + \frac{L_t}{C_p} (\text{PSMLT} - \text{PSMLT1} + \text{PSACW} (T < 0^\circ\text{C})) \quad (9)$$

表1. Hobbsモデルの基礎式

Numerical Simulation of Precipitation Field Considering the Interaction of Snow and Cloud ice
by Tadashi YAMADA, Tadashi MOGI and Makoto NAKATSUGAWA

解析対象領域は水平方向(X)に63km、鉛直方向(Z)に5000mの2次元メッシュとし、頂上を32km地点にもつ三角形の地形を領域内に設定している。本計算においてはメッシュサイズを水平方向に1km、鉛直方向に0.2kmとした。はじめに上流端から鉛直方向に一樣な主流風速(U)を与えて、領域内の風場をポテンシャル流れとして解析し、メッシュ点上の風速(U,W)を得る。ここで得られた風速場のもとで、基礎式をLax-Wendroff法を用いて差分近似し、数値計算を行った。初期状態として、領域全体に湿潤断熱減率で低下する気温分布を与え、水蒸気量は水面に対して飽和とした。また上流端からの流入大気もすべて水飽和とした。

3. 計算結果と考察

3.1 降水特性と微物理過程

図2は、主流風速10m/s、標高0mにおける気温を15度、領域全体を水飽和として計算を行ったときの、降雨降雪強度ならびに雲水量の空間的分布を示したものである。なお図中に示す数字は最大値を、括弧内は等値線の間隔を表している。計算開始200秒後から山の前面(上昇気流域)において雲水の発生がみられ、図2から明らかなように高度4000m付近の氷点下の領域にまで大きく発達する。約700秒後、27km付近の地表面で最初の降雨が認められる。降雨強度は約1200秒で27km地点においてピーク値(8.1mm/hr)に達した後、約2800秒で定常(6.7mm/hr)となる。また、降雨よりも上空の降雪の発生の方がより早く起きることも再現された。さらに降雨強度の最大値が、上昇風速最大となる山の前面で発生するのに対し、風による移流が大きい雪は、頂上直上付近でその強度が最大値をとることがわかる。

一方、主な微物理過程は1次元の場合^{1),2)}と同様に、雨においてはPRAW(雨による雲水の捕捉)とPREVP(凝結成長)、雪においてはPSACW(雪による雲水の捕捉)とPSDEP(付着成長)であるが、表2より明らかなように、PRAWはPREVPの約300倍、PSACWはPSDEPの約10倍となっており、雨、雪ともに

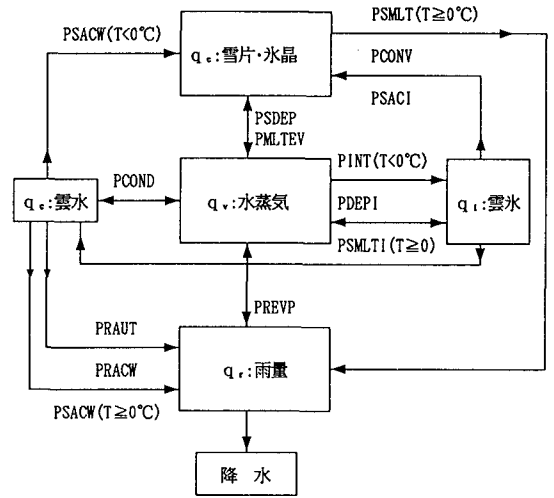


図1. 微物理過程の模式図(Hobbs)

	最大値(kg/m³・s)
PRACW	1.87×10^{-6}
PREVP	6.65×10^{-9}
PSACW	2.05×10^{-6}
PSDEP	1.63×10^{-7}

表2. 主な微物理過程の最大値(X=27km)

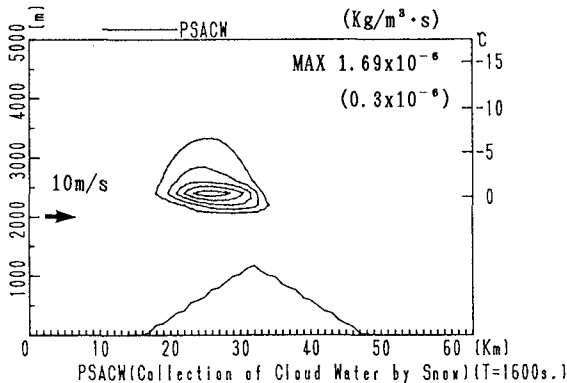


図3(a). 雪による雲水の捕捉

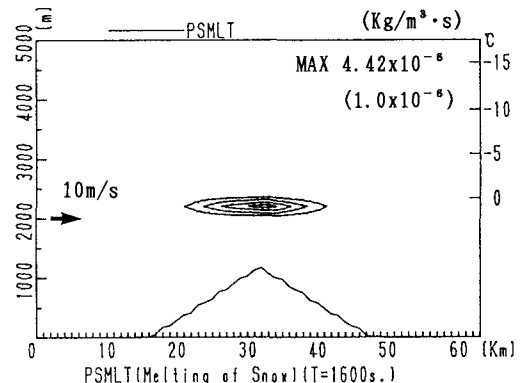


図3(b). 雪の融解

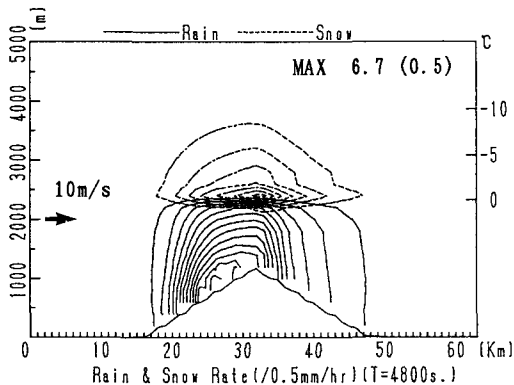
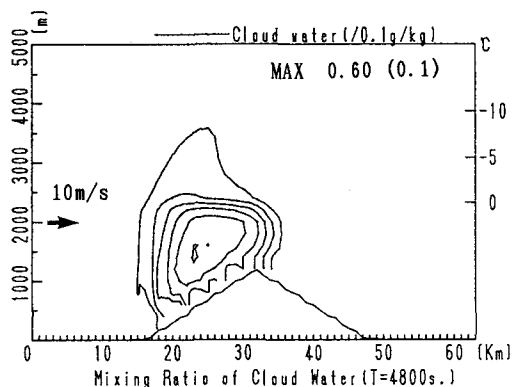
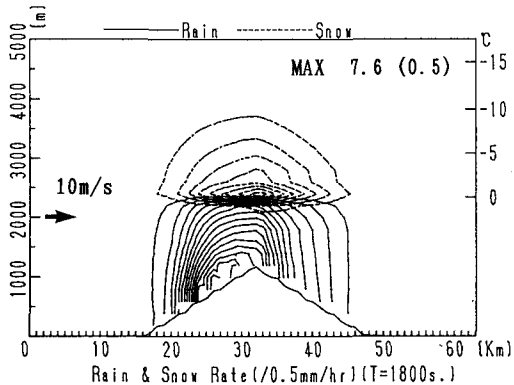
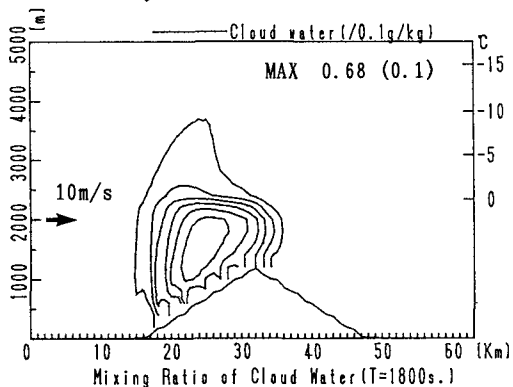
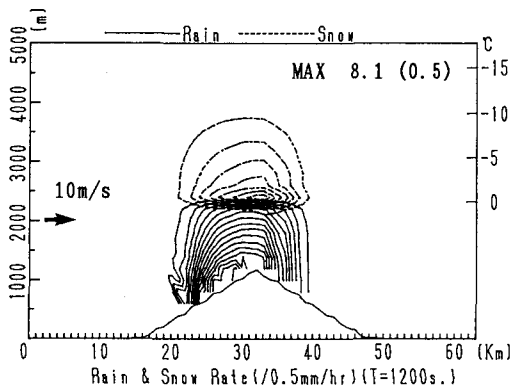
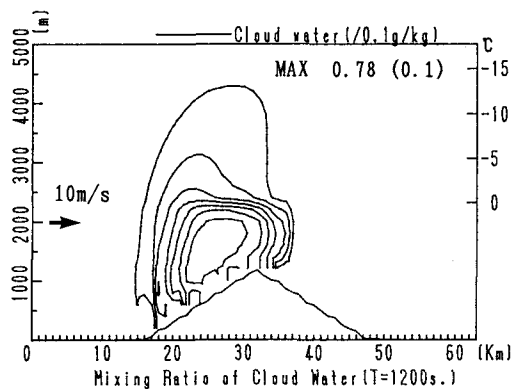
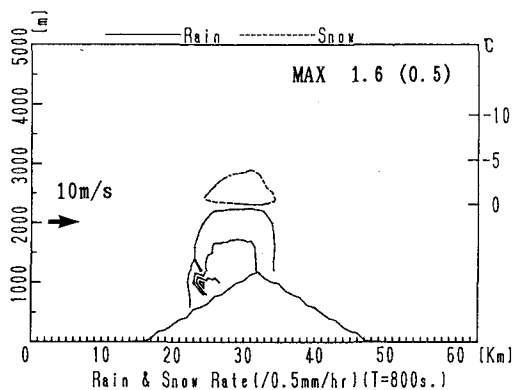
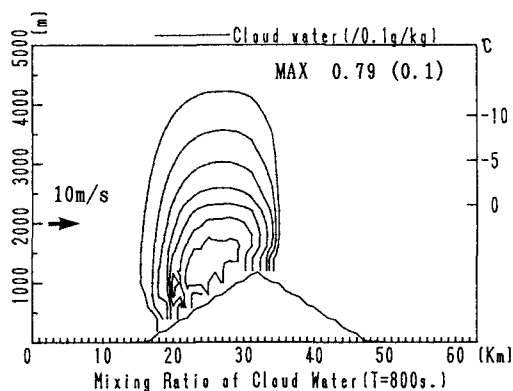


図2(a). 雲水量混合比の空間分布

図2(b). 降雨降雪強度の空間分布

雲水の捕捉がその成長に大きく寄与していることがわかる。また図3はPSACWとPSMLT(雪の融解)の空間分布を示したものであるが、0℃層下部より400mから500mにわたって融解層が存在していることがわかる。

3.2 主流風速の影響

図4は、同一の地形に対し、主流風速を10m/s、20m/s、30m/sと変化させたときの定常時における地表面降雨強度の分布を示したものである。図4より風速が増大するにつれ、雨域ならびに降雨強度の最大値発生地点が5km程度ずつ風下側に移動していることがわかる。Kesslerモデルにおいては、降雨強度の最大地点の移動の度合は本計算によるそれより小さくなっていることから^{4)、5)}、上空の降雪の移流量が地表面降雨強度の分布に大きな影響を与えていると考えられる。

3.3 地形形状による影響

図5は、同一の高さ(1200m)と斜面勾配をもつ同心円上の地形(円錐状の山)と、風向に対し同一断面を持つ山脈状の地形で得られた風速場を用いて降雨計算した結果である。降雨降雪強度は共にほとんど差が認められないが、風下側斜面において山脈状の地形の場合の方がわずかながら大きな値となっている。これは山脈状地形における上昇風速ならびに主流方向風速が、同心円上地形のそれらに比較して相対的に大きくなることから、雪の移流が起こるためと考えられる。一方で参考文献4)、5)より、Kesslerモデルにおいては上昇風速が相対的に強くなる山脈状地形において、降雨強度が本モデルに比較してより大きくなるという結果が報告されている。これには次のような理由が考えられる。すなわち凝結項が、Kesslerモデルにおいては上昇風速に比例しているのに対し、Hobbsモデルにおいてはある位置の水蒸気量と飽和水蒸気量との差に比例するだけであること、また気温0℃以下の領域は常に水飽和の状態にあることで水面に対してはかなりの過飽和を保ち、雪片の成長を促進しているが、これは上昇風速とは独立であること等から、Kesslerモデルに比べてHobbsモデルは上昇風速の影響が出にくいためであると考えられる。

3.4 山の高さの違いによる影響

図6は、山脈状の地形で山の高さを300m、600m、900m、1200mと変えて、同一の主流風速(10m/s)のもとに降雨計算した際の地表面降雨強度の分布を示している。これより山の高さが高くなるにつれ、降雨強度の最大値も大きくなり、その発生位置も頂上付近から風上側へ移ることがわかる。これは、斜面勾配の大きい地形の方が、強制上昇により斜面前面における凝結を促すことから妥当な結果といえる。

3.5 降雪のシミュレーション

図7は、主流 $U=10\text{m/s}$ 、山の高さを1200m、標高0mにおける気温を -1°C として、降雪現象をシミュレーション

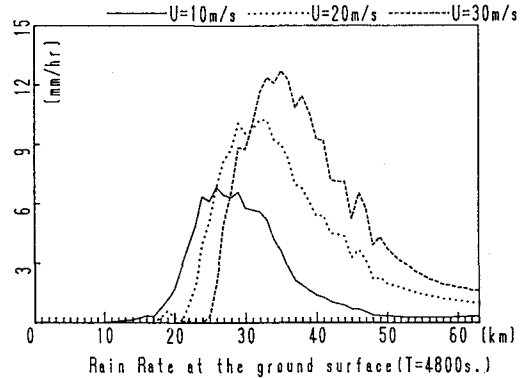


図4. 主流風速の相違による降雨強度の相違

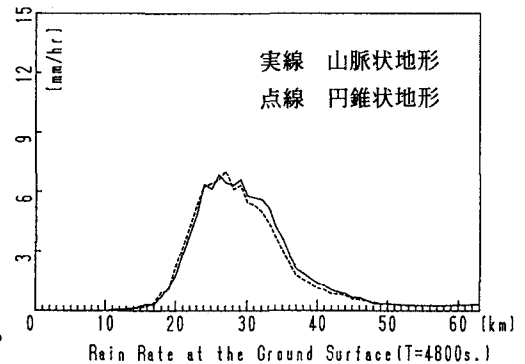


図5. 山地形状の相違による降雨強度の相違

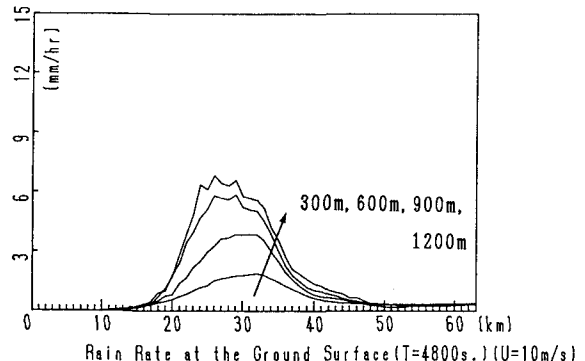


図6. 山の高さの違いによる降雨強度の相違

ンした結果である。図2の降雨分布と比較すると、最大の降雪域が山の頂上を越えた35km付近にあり、降雨に比べて雪の移流が卓越していることが理解される。また、定常時の最大降雪強度は水当量換算で2.8mm/hrであった。

3.6 レーダー反射強度への換算

既述の通り、本モデルでは降雪から降雨への融解を再現することが可能である。そこで図2の定常時における降雨降雪分布を用いて、次のような仮定のもとにレーダー反射強度(dBZ)を計算した。 M_R , M_S をそれぞれ大気中の雨水、雪片の密度(g/m^3)とすると、dB(Z)は、次式によって求められる。

$$\text{dB}(Z_R) = 42.2 + 16.8 \log_{10} M_R \quad (4)$$

$$\text{dB}(Z_S) = 34.7 + 16.5 \log_{10} M_S \quad (5)$$

(4)式はMarshall & Palmer(1948)が、(5)式はHerzogh & Hobbs(1980)⁸⁾が、それぞれ観測結果より定めたものである。図8は、氷点下においては(5)式を、気温が0℃より高い領域では(4)式を用い、さらに0℃層上では「雪粒子が瞬間的に水でコーティングされる」(Cheng;1981)⁹⁾と仮定し、(4)式中の M_R を M_S に置換して計算した27km地点上空のレーダー反射強度である。0℃層上で反射強度が大きく突出しており、レーダーの実測によって時折観測されるブライトバンドを再現しているといえよう。

4. まとめ

本研究によって得られた知見をまとめると、以下ようになる。

1. 上昇流が強いほど、地表面降雨強度は大きくなるが、Kesslerモデルから得られる結果はどその差は顕著ではない。
2. 雪の移流が降雨域あるいは降雨強度に大きな影響をもたらす。
3. 雨水、雪片の成長は、ともに雲水の捕捉によるものが最も大きい。
4. 本モデルにおいては、降雪現象そのもののシミュレーションも可能である。
5. 雨水、雪片の密度をレーダー反射強度へ換算することにより、ブライトバンドも再現可能である。

今後は上述の知見を踏まえ、実地形を対象に地形性の降水現象を再現し、さらにレーダー雨雪量計の実測結果や実物スケールでの雲物理過程の実験を通して、降雨降雪の予測モデルに結びつけていく考えである。

謝辞

本研究は文部省科学研究費、重点領域研究(1)「気象解析とレーダ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、中央大学)の補助のもとに行われている。関係各位に深甚なる感謝の意を表する。

参考文献

- 1) 山田正、茂木正;雪と氷晶を考慮した降雨の1次元数値計算、土木学会北海道支部論文報告集第47号、

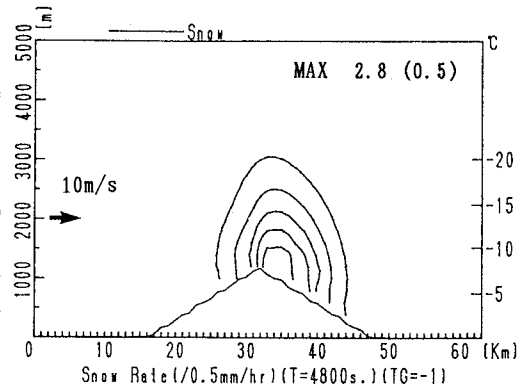


図7. 降雪強度の空間分布 ($T_G = -1^\circ\text{C}$)

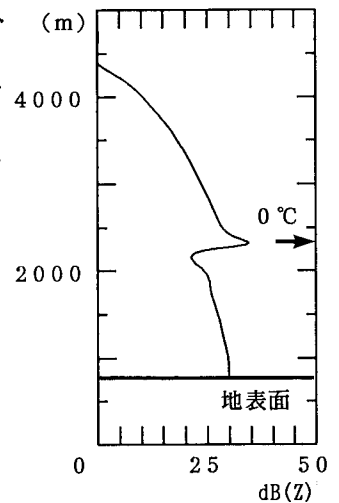


図8. レーダー反射強度の鉛直分布 ($X=27\text{km}$)

1991、pp. 431-436

- 2) 山田正、茂木正、亀田祐二; 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、水工学論文集第35巻、1991、pp. 243-250
- 3) Tateya, K., Nakatsugawa, 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
- 4) 中津川誠、山田正; 流域スケールの降雨特性の研究(その3)-山地流域における気流と降雨のシミュレーション、開発土木研究所月報、No. 447、1990. 8.、pp. 20-35
- 5) 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、pp. 205-216、森北出版
- 6) Steven A. R. and Hobbs, P. V. : The Mesoscale and Microscale Structure and Organization of Clouds and Precipitation in Midlatitude Cyclones, VII: A Model for the "Seeder-Feeder" Process in Warm Frontal Rainbands、40, pp. 1185~1206、J. Atmos. Sci., 1983.
- 7) Kessler, E : Models of microphysical parameters and processes, Meteorological Monographs, #10, pp. 26~31, 1969.
- 8) Herzegh, P. H., and P. V. Hobbs, 1980 : The Mesoscale and Microscale Structure and Organization of Clouds and Precipitation in Midlatitude Cyclones, II : Warm Frontal Clouds, J. Atmos. Sci., 37, 597-611
- 9) Cheng, C. P., 1981 : Numerical Simulation of the Dynamics, Cloud microphysics and Radar echo structure of Tropical and Midlatitude Convection, Ph. D. thesis, University of Washington, 217pp.