# 防災科学技術研究所積雲対流モデルについて


| | |
|---|---|
| 著者 | 金田 昌樹, 三隅 良平, 千葉 長 |
| 雑誌名 | 防災科学技術研究所　研究報告 |
| 巻 | 58 |
| ページ | 137-148 |
| 発行年 | 1998-03 |
| URL | http://doi.org/10.24732/nied.00001093 |

防災科学技術研究所研究報告　第58号　1998年3月

# 防災科学技術研究所積雲対流モデルについて

金田昌樹*・三隅良平*・千葉　長*

# A Cumulus Convection Model of National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention

By

**Masaki KANEDA, Ryohei MISUMI, Masaru CHIBA**

*Atmospheric and Hydrospheric Science Division,*
*National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan*

**Abstract**

A local scale cumulus convection model was developed at the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention. It's purpose is to investigate the mechanism behind heavy precipitation phenomena such as severe local rain/snowfall which often bring about disaster type situations. The model is a 3-dimensional, elastic, non-hydrostatic model with arbitrary orography, capable of expressing individual cumulus convections. A feature of the model is employment of bulk cloud microphysical parameterization including ice phase. This allows for direct predicting of snow and graupel and for expressing of latent heat of freezing. As such, the model offers a more realistic look at the development of convective clouds.

**Key words :** Cumulus convection, Elastic equations, Non-hydrostatic model, Bulk parameterization of cloud microphysics, Seven local Rain/snow

## 1．はじめに

近年，人為的要因による温室効果ガス排出量増加にともなって，地球規模で温暖化がおこる可能性が指摘されており，防災科学技術研究所（以下，防災科研と略す）では，全球大気大循環モデルを用いたアンサンブル気候再現実験（Kawamura and Sugi, 1997）や地球温暖化の影響実験（杉ほか，1996 a，1996 b）が行われている．

温暖化の進行に伴って気候が変わり，直接人的災害に結び付くことの多い集中豪雨・集中豪雪など激しい降水現象の空間的・時間的分布に変化が起こる可能性がある．防災科研では，これらの激しい降水現象のメカニズムを解明し，気候変化に対応した激しい降水現象の空間的・時間的分布の変化を予測するために，積雲対流モデルを開発している．

本報告で紹介する積雲対流モデルは，Misumi（1996）が鹿児島県の大隅半島で発生した豪雨について，山脈の風下側で降水量が増加する過程を調べるために用いた二次元非静力学モデルを基礎としたものを三次元に拡張し，氷相を取り入れ，雪やあられを直接予報出来る様に雲物理過程を組み入れている．

## 2．数値モデル

### 2.1　積雲対流モデル

本積雲対流モデルが対象としている空間スケールは水平方向100[km]×100[km]程度，鉛直方向20[km]程度の三次元空間である．個々の積雲対流を陽に表現するため，解像度は水平200-2000[m]程度，鉛直200-1000[m]程度であり，時間スケールは，積乱雲の寿命を考慮し数時間程度を想定している．

このスケール（いわゆるメソ$\beta$～メソ$\gamma$スケール）のモデルには，静力学平衡を仮定した静力学モデルと，静力学平衡を仮定しない非静力学モデルに分けられる．静力学平衡近似とは，水平スケールが鉛直スケールよりも

*防災科学技術研究所　気圏・水圏地球科学技術研究部

充分大きな現象について成り立つ近似であり，個々の積雲対流を陽に表現するには不適当である．このため，本モデルは非静力学モデルとしている．また，集中豪雨などは地形との関わりが非常に強いため，任意の地形を組み込み易くするために，弾性系(圧縮性あり)の方程式系を用いている．また，積雲対流規模の運動に対して，コリオリ力の効果は小さいと考えられるのでこれを無視する．

鉛直座標系は，地形に沿った$\eta$座標系で，地形は標高データを入力する．変数の定義点はFig. 1のような一般的なstaggered gridを採用する．すなわち，u成分は2つの格子のx方向接続面の中心，v成分は2つの格子のy方向接続面の中心，w成分は2つの格子のz方向接続面の中心，その他の変数は格子の中心で定義される．初期条件は，レーウィンゾンデやドップラーレーダーなどから得られる，風・気温・相対湿度のデータを入力する．

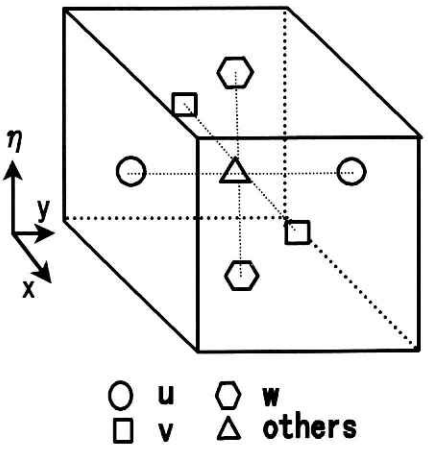



図1　Staggered gridにおける変数定義点

Fig. 1　A schematic of a staggered grid for the computation of variables.

表1　防災科学技術研究所積雲対流モデルの概要

Table 1　Outline of cumulus convection model.

| | | | |
|---|---|---|---|
| 解像度 | 水平 | 200m-2000m 程度 | |
| | 鉛直 | 200m-1000m 程度 | |
| 予報変数 | 風の3成分，気圧，温位，水物質混合比（水蒸気，雲水，雲氷，雨，雪，あられ） | | |
| 計算スキーム | 空間差分 | 移流項 | 1次の upstream 法 ただし，水物質については modified upstream 法 (Soong and Ogura.1972) |
| | | 拡散項 | 中央差分 |
| | 時間差分 time splitting 法 (Klemp and Wilhelmson.1978) | | |
| | | 非音波項 | leap frog 法 |
| | | 音波項 | semi implicit 法 |
| 初期値 | ゾンデ，ドップラー・レーダーなどによる水平風データ<br>ゾンデ などによる気温・相対湿度データ | | |
| 境界条件 | 水平風2成分 | 側面 | 放射境界 (Orlanski.1976) または 循環境界 |
| | | 上端 | レイリー摩擦 |
| | | 下端 | 最下層の下に架空の層を設け，最下層の初期値に固定<br>または，バルク法による運動量 flux |
| | 鉛直風 | 側面 | 放射境界 または 循環境界 |
| | | 上端 | 最上層を 0[m/s] に固定し，レイリー摩擦 |
| | 気圧 | 側面 | 放射境界 または 循環境界 |
| | | 上端 | レイリー摩擦 |
| | 温位 | 側面 | 放射境界 または 循環境界 |
| | | 上端 | レイリー摩擦 |
| | | 下端 | 最下層の下に架空の層を設け，最下層の初期値に固定<br>または，バルク法による顕熱 flux |
| | 水蒸気 | 側面 | 放射境界 または 循環境界 |
| | | 下端 | 最下層の下に架空の層を設け，最下層の初期値に固定<br>または，バルク法による潜熱 flux |
| | 水物質<br>(水蒸気を除く) | 側面 | 循環境界選択可 |
| 初期擾乱 | 任意の温位・相対湿度の偏差を data file で与える | | |
| 物理過程 | 雲物理過程 | (Lin et al.,1983) による氷相を含むバルクパラメタリゼーション<br>水物質は水蒸気・雲水・雲氷・雨・雪・あられ<br>オプションにより，冷たい雨・暖かい雨が選択可 | |
| | 放射過程 | 現在のバージョンでは含まれていない | |
| | 乱流混合過程 | 現在のバージョンでは拡散係数を定数に扱う | |

計算スキーム，境界条件などの諸条件は Table 1 にまとめる．用いた基本方程式は Klemp and Wilhelmson (1978) に準じ，
運動方程式は，

$$\frac{\partial u}{\partial t}=-C_p\bar{\theta}_v\frac{\partial}{\partial x}\Pi'+Adv(u)+D(u) \tag{1}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t}=-C_p\bar{\theta}_v\frac{\partial}{\partial y}\Pi'+Adv(v)+D(v) \tag{2}$$

$$\begin{aligned}\frac{\partial w}{\partial t}=&-C_p\bar{\theta}_v\frac{\partial}{\partial z}\Pi'+g\left(\frac{\theta'}{\bar{\theta}}+0.61Q_v'-Q_{cw}-Q_{ci}\right.\\&\left.-Q_r-Q_s-Q_g\right)\\&+Adv(w)+D(w)\end{aligned} \tag{3}$$

連続の式は，

$$\begin{aligned}&\frac{\partial\Pi'}{\partial t}+\frac{R\bar{\Pi}}{\bar{\rho}C_v}\left(\frac{\partial}{\partial x}(\rho u)+\frac{\partial}{\partial y}(\rho v)+\frac{\partial}{\partial z}(\rho w)\right)=\\&\frac{R\bar{\Pi}}{C_v}\left(\frac{1}{\bar{\theta}}\frac{\partial\theta}{\partial t}+\frac{0.61}{1+0.61Q_v}\frac{\partial Q_v}{\partial t}\right)\end{aligned} \tag{4}$$

熱力学の式は，

$$\begin{cases}\dfrac{\partial\theta}{\partial t}=\dfrac{L_v}{C_p\bar{\Pi}}(P_{cond}-P_{revp})\\\quad+\dfrac{L_s}{C_p\bar{\Pi}}(P_{idep}+P_{sdep}-P_{isub}-P_{ssub}-P_{gsub})\\\quad+\dfrac{L_f}{C_p\bar{\Pi}}(P_{ihom}+P_{idw}+P_{sacw}+P_{sfw}\\\quad+P_{gacw}-P_{iacr}+P_{sacr}-P_{imlt}-P_{smlt})\\\quad+Adv(\theta)+D(\theta)\end{cases} \tag{5}$$

である．ただし，$\Pi$ を無次元化した気圧（エクスナー関数），オーバーバー付きの変数は標準状態を，ダッシ付きの変数は標準状態からの偏差を表わす．
ここで，移流項，拡散項はそれぞれ

$$Adv(a)=-u\frac{\partial}{\partial x}a-v\frac{\partial}{\partial y}a-w\frac{\partial}{\partial z}a \tag{6}$$

$$D(a)=K_h\left(\frac{\partial^2 a}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 a}{\partial y^2}\right)+K_v\frac{\partial^2 a}{\partial z^2} \tag{7}$$

となっている．

## 2.2 バルク雲物理パラメタリゼーション

本モデルでは，Lin *et al.* (1983) の氷相を含むバルク雲物理パラメタリゼーションを導入しており，これについて詳しく述べる．水物質（水蒸気，雲水，雲氷，雨滴，雪片，あられ）の循環の概略は Fig. 2 に，Fig. 2 中の Pxxx で表わした各雲物理過程の説明は Table 2 に示す．

(1) 雲の扱い

雲水・雲氷は大気の運動に対して相対的な落下速度を無視できる程度の大きさの球形粒子と仮定する．

本モデルでは水蒸気量の過飽和を仮定せず，過飽和分の水蒸気は瞬間的に雲水に変換する．一方未飽和時には蒸発する．積乱雲はしばしば 0 [°C] 高度以上に発達するが，水滴（雲粒）は 0 [°C] 以下になっても凍結せず，多くの場合過冷却の状態にある．Fletcher (1962) などによれば不純物を含まない過冷却水滴が凍結する温度は，実験的に −33 [°C] から −41 [°C] の範囲内にあることが知られている．したがって，積乱雲が −41 [°C] 高度を超えると過冷却水滴は存在せず，必ず氷晶になっていると考えられる．一方，実際の大気中では浮遊している火山灰や土壌粒子などが氷晶核になって，0[°C]から −41[°C] の間でも氷晶は発生する．また，大きな雲粒が凍結する時に飛び散る氷のかけらが氷晶核として有効となることもある (Hallet and Mossop, 1974)．一度氷晶が出来ると，水に対しての飽和水蒸気圧と氷に対しての飽和水蒸気圧の差から，過冷却水滴は蒸発し，氷晶は急速に発達する (Bergeron process)．この過程は降水形成に非常に重要である．これらの過程はたくさんの研究者によってパラメタライズされている (Murakami *et al.*, 1994)．

本モデルで採用している氷晶生成・発達過程は，活性化される氷晶核数が過冷却度に依存して決まる非均質核形成 (Fig. 2 中の Pidw) (Fletcher, 1962)，氷晶の昇華凝結成長 (Pidep)，および −41 [°C] 以下で全ての雲水が瞬間的に凍結し雲氷に変換される均質核形成 (Pihom) である．また，気温 0 [°C] 以上では，全ての雲氷が瞬間的に融解し雲水に変換される (Pimlt)．

(2) 降水粒子の扱い

降水粒子は，雨・雪・あられの 3 種類にカテゴリー分けし，全てを球形の粒子と仮定する．粒径分布は，雨については Marshall and Palmer (1948)，雪については Gunn and Marshall (1958)，あられについては Federer and Waldvogel (1975) に従い

$$N_*(D)=N_{0R}exp(-\lambda_R D_R)$$
$$\lambda_R=\left(\frac{\pi\rho_w N_{0R}}{\rho Q_r}\right)^{0.25} \tag{8-1}$$

$$N_S(D)=N_{0S}exp(-\lambda_S D_S)$$
$$\lambda_S=\left(\frac{\pi\rho_s N_{0S}}{\rho Q_s}\right)^{0.25} \tag{8-2}$$

$$N_G(D)=N_{0G}exp(-\lambda_G D_G)$$
$$\lambda_G=\left(\frac{\pi\rho_g N_{0G}}{\rho Q_g}\right)^{0.25} \tag{8-3}$$

で表す．

各降水粒子の終端落下速度は粒径の関数とし，雨については Liu and Orville (1969)，雪については Locatelli and Hobbs (1974)，あられについては Wisner *et al.* (1972) によって提案された関係式

$$U_{DR}=aD^b{}_R\left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{0.5} \tag{9-1}$$

$$U_{DS}=cD^d{}_S\left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{0.5} \tag{9-2}$$

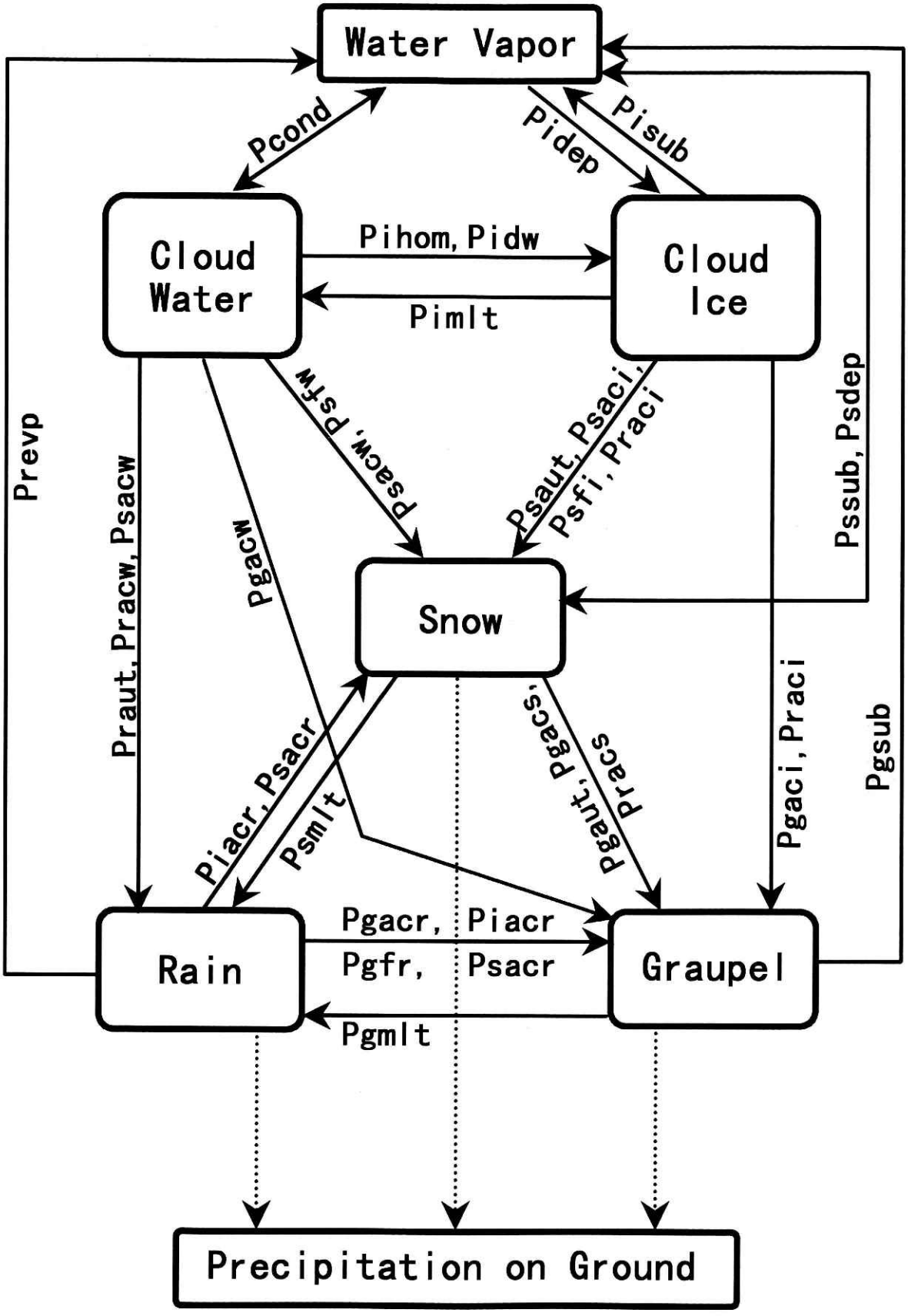



図2　モデルに含まれる雲物理過程

Fig. 2　The cloud physical processes simulated in the model. See Table 2 for an explanation of symbols.

表2　モデルに含まれる雲物理過程

Table 2　The cloud physical processes simulated in the model.

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Pcond | 凝結・蒸発 | 水蒸気 | ←→ | 雲水 |
| Pidep | 昇華凝結 | 水蒸気 | → | 雲氷 |
| Pisub | 昇華蒸発 | 雲氷 | → | 水蒸気 |
| Pimlt | 融解 | 雲氷 | → | 雲水 |
| Pidw | 雲氷の非均質核形成 | 雲水 | → | 雲氷 |
| Pihom | 雲氷の均質核形成 | 雲水 | → | 雲氷 |
| Piacr | Three Component Freezing Process | | | |
| Praci | Three Component Freezing Process | | | |
| Praut | 凝結成長 | 雲水 | → | 雨 |
| Pracw | 衝突併合 | 雲水 | → | 雨 |
| Prevp | 蒸発 | 雨 | → | 水蒸気 |
| Pracs | 衝突併合 | 雪 | → | 雨 |
| Psacw | 衝突併合 | 雲水 | → | 雪 |
| Psacr | 衝突併合 | 雨 | → | 雪 |
| Psaci | 衝突併合 | 雲氷 | → | 雪 |
| Psaut | 凝集 | 雲氷 | → | 雪 |
| Psfw | Bergeron Process | 雲水 | → | 雪 |
| Psfi | Bergeron Process | 雲氷 | → | 雪 |
| Psdep | 昇華凝結 | 水蒸気 | → | 雪 |
| Pssub | 昇華蒸発 | 雪 | → | 水蒸気 |
| Psmlt | 融解 | 雪 | → | 雨 |
| Pgaut | 凝集 | 雪 | → | あられ |
| Pgfr | 凍結 | 雨 | → | あられ |
| Pgacw | 衝突併合 | 雲水 | → | あられ |
| Pgaci | 衝突併合 | 雲氷 | → | あられ |
| Pgacr | 衝突併合 | 雨 | → | あられ |
| Pgacs | 衝突併合 | 雪 | → | あられ |
| Pgsub | 昇華蒸発 | あられ | → | 水蒸気 |
| Pgmlt | 融解 | あられ | → | 雨 |
| Pgwet | あられの湿潤成長 | | | |

$$U_{DC}=\left(\frac{4g\rho_g}{3C_D\rho}\right)^{0.5}D_G^{0.5} \tag{9-3}$$

を用いる．これらの終端落下速度を，全粒径にわたって質量重み付き平均をとると

$$U_R=\frac{a\Gamma(4+b)}{6\lambda^b{}_R}\left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{0.5} \tag{10-1}$$

$$U_S=\frac{c\Gamma(4+d)}{6\lambda^d{}_S}\left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{0.5} \tag{10-2}$$

$$U_G=\frac{\Gamma(4.5)}{6\lambda_G^{0.5}}\left(\frac{4g\rho_G}{3C_D\rho}\right)^{0.5} \tag{10-3}$$

のようになる．この値をgrid平均の降水粒子の落下速度とする．これらの関係式を用いると，各降水粒子の落下速度は，雨滴は3-6 [m/s]，雪片は1-2 [m/s]，あられは9-12 [m/s] 程度となる．

水物質の連続の式は，

$$\frac{\partial Q_v}{\partial t}=P_{revp}+P_{gsub}+P_{ssub}+P_{isub}-P_{cond}-P_{idep}+Adv(Q_v)+D(Q_v) \tag{11-1}$$

$$\frac{\partial Q_{cw}}{\partial t}=P_{cond}-P_{ihom}-P_{idw}+P_{imlt}-P_{raut}-P_{racw}-P_{sacw}-P_{gacw}-P_{sacw}-P_{sfw}+Adv(Q_{cw})+D(Q_{cw}) \tag{11-2}$$

$$\frac{\partial Q_{ci}}{\partial t}=P_{idep}-P_{isub}+P_{ihom}+P_{idw}-P_{imlt}-P_{gaci}-P_{raci}-P_{saut}-P_{saci}-P_{sfi}+Adv(Q_{ci})+D(Q_{ci}) \tag{11-3}$$

$$\frac{\partial Q_r}{\partial t}=P_{raut}+P_{racw}+P_{sacw}-P_{revp}-P_{iacr}-P_{sacr}+P_{smlt}+P_{gacr}+P_{iacr}-P_{gfr}-P_{sacr}+P_{gmlt}+Adv(Q_r)+D(Q_r)+\frac{1}{\rho}\frac{\partial}{\partial z}(U_R Q_r \rho) \quad (11\text{-}4)$$

$$\frac{\partial Q_s}{\partial t}=P_{sfw}+P_{sacw}+P_{saut}+P_{saci}+P_{raci}+P_{sfi}+P_{iacr}+P_{sacr}-P_{smlt}-P_{gaut}-P_{gacs}-P_{racs}-P_{ssub}+Adv(Q_s)+D(Q_s)+\frac{1}{\rho}\frac{\partial}{\partial z}(U_s Q_s \rho) \quad (11\text{-}5)$$

$$\frac{\partial Q_g}{\partial t}=P_{gaci}-P_{gsub}+P_{raci}+P_{gaut}+P_{gacs}+P_{racs}+P_{gacr}+P_{iacr}+P_{gfr}+P_{sacr}-P_{gmlt}+P_{gacw}+Adv(Q_g)+D(Q_g)+\frac{1}{\rho}\frac{\partial}{\partial z}(U_G Q_g \rho) \quad (11\text{-}6)$$

の通りである．

(3)　各水物質カテゴリー間の相互作用(バルク雲物理パラメタリゼーション)

積雲対流モデルに使われている雲物理過程は大きくexplicit modelとbulk modelに分けられる．explicit modelは水物質を粒径・形状によってきめ細かく分類し，より現実的に扱う方法であるが，この方法は，現在の計算機能力では限界があり，大部分の積雲対流モデルでは，方程式の数と計算量を最小限にするようなbulk modelが採用されている．

本モデルは，後者のbulk modelを採用し，水物質は6つのカテゴリーで表現され，各水物質間の循環はFig. 2で示されている．各水物質カテゴリー間の相互作用を表す診断式はAppendix 1，各物理定数・パラメータはAppendix 2に掲載した．

## 3．計算例

導入したバルク雲物理パラメタリゼーションをテストするために，孤立した積乱雲の時間発達をシミュレートした計算例を紹介する．

### 3.1　計算条件

紹介する計算例は，Lin *et al*.（1983）が二次元モデルを用いて，バルク雲物理パラメタリゼーションの各雲物理過程の降水に対するインパクトを評価するために行なった感度実験に用いられたものと同じ初期値で計算したものである．初期値にはゾンデ観測値のうち，気温・相対湿度・水平風を使った．Fig. 3に初期値の鉛直プロファイルを示す．なお初期値は海抜高度のみ関数として水平方向には変化しないとしている．計算領域は20 [km]×20 [km]×20 [km]で，格子間隔は水平方向，鉛直方向ともに400 [m]である．計算時間間隔は，音波項0.1 [sec]，非音波項0.5 [sec]．孤立した積雲対流を立ち上がらせるための初期擾乱として，半径5 [km]のサインカーブ回転体型の領域の内部を最高+2.0 [K]の範囲で正の温度偏差を与えた．水蒸気混合比については，

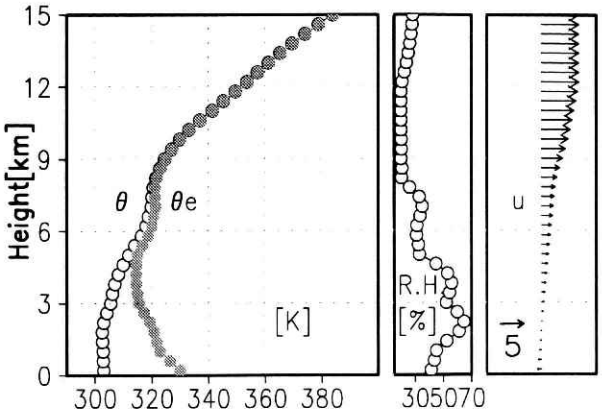



図3　モデルの初期値1976年7月21日2100GMT 合衆国Montana州Miles Cityのゾンデ観測データ Lin *et al*.（1983）．風は東西成分のみ．

Fig. 3　The 2100 GMT atmospheric sounding for Miles City, Montana, on 21 July 1976. Wind include only zonal component.

相対湿度に偏差は与えないが温度に正の偏差が与えられているので，水蒸気混合比としては正の偏差が与えられていることになる．なお，本モデルは三次元モデルであり，Lin *et al*.（1983）の二次元モデルの実験結果とは再現している現象が異なると考えられるので，特に比較はしなかった．

### 3.2　計算結果

計算結果の時間発展をFig. 4-1，4-2に示す．Fig. 4-1は東西風と鉛直流の鉛直断面，Fig. 4-2は各水物質の混合比の鉛直断面を示す．これらを見ると，一般的によく知られている孤立した積乱雲の一生を定性的に再現出来ていることがわかる．小倉（1997）に従って，積乱雲の発達段階を発達期（雲内はすべて上昇流で占められ雲が上方に延びていく），最盛期(大きな降水粒子が形成されその荷重により下降流が形成される)，衰弱期(上昇流は消滅し弱い降水が残る)と三つに分類すれば，0-12[min]までは発達期，18-36 [min]までは最盛期，42 [min]以降は衰弱期とすることが出来る．計算結果を細かく見ていく．計算開始後7 [min]に高度2.6 [km]地点で最初の凝結が起こり雲水が発生する．その後12 [min]には高度4.6 [km]地点で最初の雨滴が発生，13 [min]には高度6.2 [km]地点に雪片が発生する．そして17 [min]に雲頂が13 [km]に達しアンビルが形成される．地上降水は，22 [min]に雨，26 [min]にあられが見られる．地上降雨が一番強くなるのは28 [min]で雨滴混合比5.8[g/kg]に達し，降ひょうはやはり28[min]でひょう混合比0.98 [g/kg]に達した．

鉛直流に着目すると，最大上昇流は16 [min]に高度9.4 [km]地点で42.4 [m/s]，続いて降水粒子が形成されるにしたがって，降水粒子が落下するときにまわりの空気を引きずり下ろす効果(ローディング，(3)式の括弧内第3項以降で表わされる)により22 [min]に高度

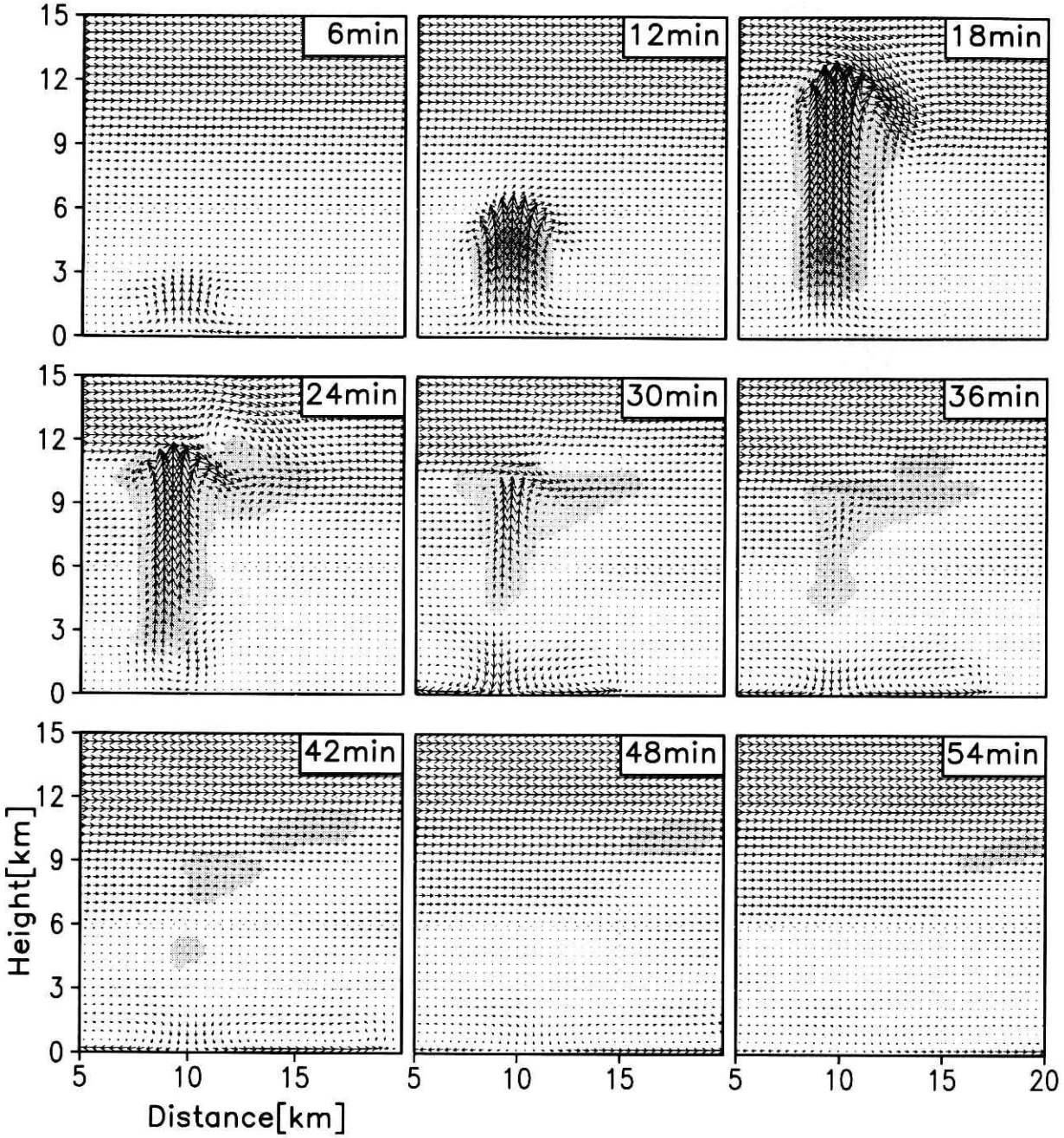



図4-1　計算結果の時間変化
矢印は東西風と鉛直風，影を付けた領域は雲領域．

Fig. 4-1　The time evolution of simulation result in x-z cross-section. The vector indicate zonal and vertical wind. The shading areas indicate cloudy areas.

1.4 [km] から 3.4 [km] の間で下降流が形成され始め，26 [min] に高度 1.4 [km] で最大下降流-10.6 [m/s] となっている．この鉛直流の計算結果はGATEやThunderstorm Projectなどで観測されたストーム内の最大上昇流・下降流よりかなり強いものとなっている．Jorgensen *et al.* (1985) のレビューによれば，GATE期間中の観測結果では最大上昇流は 4 [m/s] 前後，最大下降流は-3 [m/s] 前後であり，Thunderstorm Projectでは，最大上昇流は 12 [m/s] 前後，最大下降流は-10 [m/s] 前後となっている．

また，25 [min] 前後から同心円状に冷気の吹き出しが始まり，その吹き出しの先端に明瞭なガストフロントが形成される．今回の計算では 2 次対流は発生しなかった．

## 4．今後の課題

防災科学技術研究所積雲対流モデルの内容を説明し，具体的な計算例を示した．今回は氷相を含む雲物理パラメタリゼーションを導入したが，比較されるべきデータ

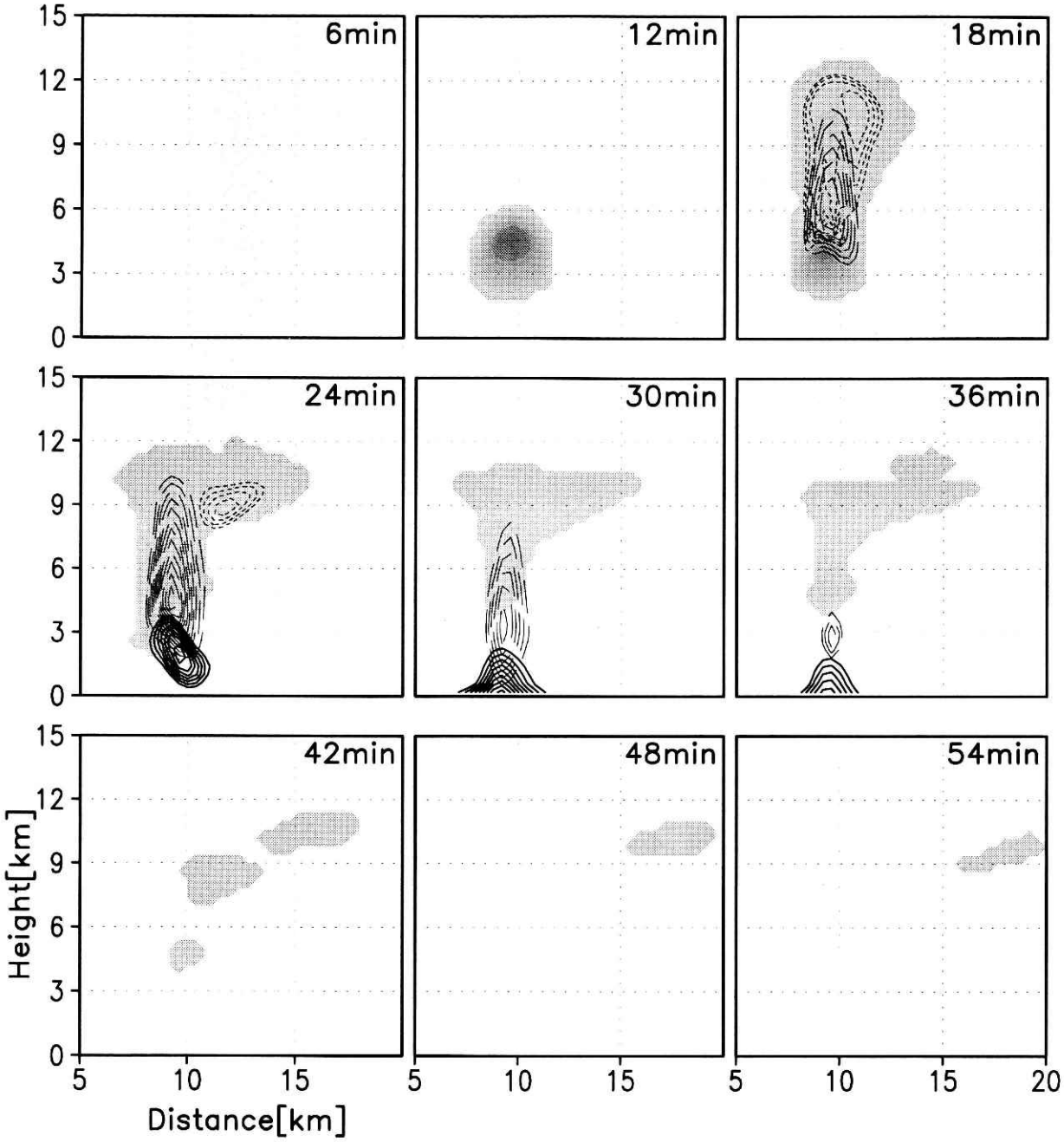



図4-2　計算結果の時間変化
影をつけた領域は雲領域．実線のコンターは雨の混合比1.0［g/kg］毎．長破線はあられの混合比1.0［g/kg］毎．短破線は雪の混合比0.5［g/kg］毎．

Fig. 4-2　The time evolution of simulation result in x-z cross-section. The solid line indicate rain mixing ratios greater than 1.0[g/kg], the long dashed line indicate graupel mixing ratios greater than 1.0[g/kg] and the short dashed line indicate snow mixing ratios greater than 0.5[g/kg].

に乏しいため，今のところ氷晶の生成・成長過程が充分にチューニングされておらず，まだ改善すべき点は多い．Murakami *et al.* (1994) などでは，氷粒子（雲氷，雪，あられ）を混合比のみではなく数濃度も予報しており，より観測結果に近い結果を得ている．これは，降水粒子の成長に重要な役割を果たしている，氷粒子の昇華凝結成長 (depositional growth)，凝集 (aggregation)，捕捉 (riming) がより現実的に表わされるためである．本モデルでも，今後は氷粒子の数濃度も予報変数にすることを考えている．

また，計算例で見てきたように，最大上昇流が非常に強く出る傾向がある．これは，本モデルのサブグリッド

スケールの乱流混合過程のパラメタリゼーションに問題がある為と思われる．本モデルでは今のところ，拡散係数を水平・鉛直で別の値を全計算領域で一定に扱っているのみであるが，乱流混合の度合いは局所的な風・温度・成層状態などに依存するものであり，拡散係数を局所的な安定度の関数とするべきである．現在，この事を考慮して拡散係数を予報変数の一つとして計算する方向で改良中である．

放射過程は計算機能力との兼ね合いもあり簡単には導入出来そうもないが，将来的には，是非組み込みたい．

また，近年ではメソスケールの気象現象がその上の空間・時間スケールの気象現象と密接に関係していることが言われており．防災科研で現在開発中の全球水循環モデルとの，データのやりとり（カップリング）も重要な

**付録**　　バルク雲物理パラメタリゼーション診断式一覧

Appendix 1 Diagnostic formation list of bulk cloud microphysical parameterization.

$$P_{cond}=\frac{1}{\Delta t}\frac{Q_v-Q_{sw}}{1+\frac{L_v}{C_p}\frac{\partial Q_{sw}}{\partial T}}$$

$$P_{idep}=\frac{Q_v-Q_{si}}{Q_{sw}-Q_{si}}a_1M_i^{a2}\frac{Q_{ci}}{M_i}\frac{1}{\rho}$$

$$P_{isub}=\frac{1}{\Delta t}\frac{Q_v-Q_{si}}{1+\frac{L_s}{C_p}\frac{\partial Q_{si}}{\partial T}}$$

$$P_{idw}=min((Q_v-Q_{si}),(max(Q_{ci},n_0exp(\beta T_{sc})\times Mi))$$

$$P_{iacr}=\frac{\pi^2E_{RI}n_{0R}aQ_{ci}\rho_w\Gamma(6+b)}{24M_i\lambda_R^{6+b}}\left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{\frac{1}{2}}$$

$$P_{raci}=\frac{\pi E_{RI}n_{0R}aQ_{ci}\Gamma(3+b)}{4\lambda_R^{3+b}}\left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{\frac{1}{2}}$$

$$P_{raut}=\rho(Q_{cw}-Q_{cw0})^2\frac{1}{1.2\times10^{-4}+1.569\times10^{-12}\frac{N_1}{D_0(Q_{cw}-Q_{cw0})}}$$

$$P_{racw}=\frac{\pi E_{RW}n_{0R}aQ_{cw}\Gamma(3+b)}{4\lambda_R^{3+b}}\left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{\frac{1}{2}}$$

$$P_{revp}=2\pi(S-1)n_{0R}\times\left[0.78\lambda_R^{-2}+0.31S_c^{1/3}\Gamma\left(\frac{b+5}{2}\right)a^{1/2}\upsilon^{-1/2}\left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{1/4}\lambda_R^{-\frac{b+5}{2}}\right]\times\left(\frac{1}{\rho}\right)\frac{1}{\frac{L_v^2}{K_aR_wT^2}+\frac{1}{\rho r_s\psi}}$$

$$P_{racs}=\pi^2E_{SR}n_{0R}n_{0s}\,|U_R-U_S|\left(\frac{\rho_S}{\rho}\right)\left(\frac{5}{\lambda_S^6\lambda_R}+\frac{2}{\lambda_S^5\lambda_R^2}+\frac{0.5}{\lambda_S^4\lambda_R^3}\right)$$

$$P_{sacr}=\pi^2E_{SR}n_{0S}n_{0R}\,|U_S-U_R|\left(\frac{\rho_w}{\rho}\right)\left(\frac{5}{\lambda_R^6\lambda_S}+\frac{2}{\lambda_R^5\lambda_S^2}+\frac{0.5}{\lambda_R^4\lambda_S^3}\right)$$

$$P_{sacw}=\frac{\pi E_{SW}n_{0S}cQ_{cw}\Gamma(3+d)}{4\lambda_S^{3+d}}\left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{\frac{1}{2}}$$

$$P_{saci}=\frac{\pi E_{SI}n_{0S}cQ_{ci}\Gamma(3+d)}{4\lambda_S^{3+d}}\left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{\frac{1}{2}}$$

$$E_{SI}=exp[0.025(T-T_0)]$$

$$P_{saut}=\alpha_1(Q_{ci}-Q_{ci0})$$

$$\alpha_1=10^{-3}exp[0.025(T-T_0)]$$

$$P_{sfw}=N_{i50}(a_1M_{i50}^{a2}+\pi E_{IW}\rho Q_{cw}R_{i50}^2U_{i50})$$

$$P_{sfi}=\frac{Q_{ci}}{\Delta t_1}$$

$$P_{sdep}(orP_{ssub})=\frac{2\pi(S_i-1)}{\rho(A''+B'')}n_{0S}\times\left[0.78\lambda_S^{-2}+0.31S_c^{1/3}\Gamma\left(\frac{d+5}{2}\right)c^{1/2}\upsilon^{-1/2}\left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{1/4}\lambda_S^{-\frac{d+5}{2}}\right]$$

$$A''=\frac{L_s^2}{K_aR_wT^2}\qquad B''=\frac{1}{\rho r_{si}\phi}$$

$$P_{smlt}=-\frac{2\pi}{\rho L_f}(K_aT_c-L_v\psi\rho\Delta r_s)n_{0S}\times\left[0.78\lambda_S^{-2}+0.31S_c^{1/3}\Gamma\left(\frac{d+5}{2}\right)c^{1/2}\upsilon^{-1/2}\left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{1/4}\lambda_S^{-\frac{d+5}{2}}\right]-\frac{C_wT_c}{L_f}(P_{sacw}+P_{sacr})$$

$$P_{gaut}=\alpha_2(Q_s-Q_{s0})$$

$$\alpha_2=10^{-3}exp[0.09(T-T_0)]$$

$$P_{gfr}=20\pi^2B'n_{0R}\left(\frac{\rho W}{\rho}\right)\{exp[A'(T_0-T)]-1\}\lambda_R^{-7}$$

$$P_{gacw}=\frac{\pi E_{GW}n_{0G}Q_{cw}\Gamma(3.5)}{4\lambda_G^{3.5}}\left(\frac{4g\rho_G}{3C_D\rho}\right)^{\frac{1}{2}}$$

$$P_{gaci}=\frac{\pi E_{GI}n_{0G}Q_{ci}\Gamma(3.5)}{4\lambda_G^{3.5}}\left(\frac{4g\rho_G}{3C_D\rho}\right)^{\frac{1}{2}}$$

$$P_{gacr}=\pi^2E_{GR}n_{0G}n_{0R}\,|U_G-U_R|\left(\frac{\rho_w}{\rho}\right)\left(\frac{5}{\lambda_R^6\lambda_G}+\frac{2}{\lambda_R^5\lambda_G^2}+\frac{0.5}{\lambda_R^4\lambda_G^3}\right)$$

$$P_{gacs}=\pi^2E_{GS}n_{0S}n_{0G}\,|U_G-U_S|\left(\frac{\rho_s}{\rho}\right)\left(\frac{5}{\lambda_S^6\lambda_G}+\frac{2}{\lambda_S^5\lambda_G^2}+\frac{0.5}{\lambda_S^4\lambda_G^3}\right)$$

$$E_{GS}=\begin{cases}exp[0.09(T-T_0)] & (T<T_0)\\ 1.0 & (T\geq T_0)\end{cases}$$

$$P_{gsub}=\frac{2\pi(S_i-1)}{\rho(A''+B'')}n_{0G}\times[0.78\lambda_G^{-2}+0.31S_c^{1/3}\Gamma(2.75)\left(\frac{4g\rho_G}{3C_D\rho}\right)^{\frac{1}{4}}\nu^{-1/2}\lambda^{-2.75}]$$

$$Pgmlt=-\frac{2\pi}{\rho L_f}(K_aT_c-Lv\psi\rho\Delta r_s)n_{0G}\times\left[0.78\lambda_G^{-2}+0.31S_c^{1/3}\Gamma(2.75)\left(\frac{4g\rho_G}{3C_D\rho}\right)^{\frac{1}{4}}\nu^{-1/2}\lambda^{-2.75}\right]-\frac{C_wT_c}{L_f}(P_{gacw}+P_{gacr})$$

## 付録　変数一覧

Appendix 2 Variable list.

| 変　数 | 意　　味 | 値　・　単　位 |
|---|---|---|
| $A'$ | 雨滴が凍結する時に関する経験的定数 | $0.66[K^{-1}]$ |
| $a$ | $U_R$ についての経験的係数 | $842.0[m^{0.2}s^{-1}]$ |
| $a_1$ | Bergeron process の経験的係数 | |
| $a_2$ | Bergeron process の経験的係数 | |
| $B'$ | 雨滴が凍結する時に関する経験的定数 | $1.00[m^{-3}s^{-1}]$ |
| $b$ | $U_R$ についての経験的係数 | 0.8 |
| $c$ | $U_S$ についての経験的係数 | $4.836[m^{0.2}s^{-1}]$ |
| $d$ | $U_S$ についての経験的係数 | 0.25 |
| $C_D$ | あられの抵抗係数 | 0.6 |
| $C_p$ | 空気の定圧比熱 | $1.0\times10^{3}[Jkg^{-1}K^{-1}]$ |
| $C_v$ | 空気の定積比熱 | $7.16\times10^{2}[Jkg^{-1}K^{-1}]$ |
| $D_0$ | 雲粒粒径分布の散らばり | 0.15 |
| $D_R$ | 雨滴の半径 | $[m]$ |
| $D_S$ | 雪片の半径 | $[m]$ |
| $D_G$ | あられの半径 | $[m]$ |
| $E_{IW}$ | 雲水が雲氷を捕集する時の捕集率 | 1.0 |
| $E_{GI}$ | あられが雲氷を捕集する時の捕集率 | 0.1 |
| $E_{GR}$ | あられが雨滴を捕集する時の捕集率 | 1.0 |
| $E_{GS}$ | あられが雪片を捕集する時の捕集率 | |
| $E_{GW}$ | あられが雲水を捕集する時の捕集率 | 1.0 |
| $E_{RW}$ | 雨滴が雲水を捕集する時の捕集率 | 1.0 |
| $E_{RI}$ | 雨滴が雲氷を捕集する時の捕集率 | 1.0 |
| $E_{SI}$ | 雪片が雲氷を捕集する時の捕集率 | |
| $E_{SR}$ | 雪片が雨を捕集する時の捕集率 | 1.0 |
| $E_{SW}$ | 雪片が雲水を捕集する時の捕集率 | 1.0 |
| $g$ | 重力加速度 | $9.80665[ms^{-2}]$ |
| $K_a$ | 空気の熱伝導率 | $2.43\times10^{-2}[Jm^{-1}s^{-1}K^{-1}]$ |
| $K_h$ | 水平方向拡散係数 | $400[m^2s^{-1}]$ |
| $K_v$ | 鉛直方向拡散係数 | $10[m^2s^{-1}]$ |
| $L_v$ | 蒸発の潜熱 | $2.5\times10^{6}[Jkg^{-1}]$ |
| $L_f$ | 融解の潜熱 | $3.336\times10^{5}[Jkg^{-1}]$ |
| $L_s$ | 昇華の潜熱 | $2.8336\times10^{6}[Jkg^{-1}]$ |
| $M_i$ | 氷晶の質量 | $1.00\times10^{-12}$ |
| $M_{i50}$ | 半径 50$[\mu m]$ 氷晶の質量 | $4.80\times10^{-10}[kg]$ |
| $N_{i50}$ | 半径50$[\mu m]$ 氷晶の数密度 | $4.80\times10^{-10}[kg]$ |
| $N_R$ | 雨滴の粒径分布 | [個] |
| $N_S$ | 雪片の粒径分布 | [個] |
| $N_G$ | あられの粒径分布 | [個] |
| $N_{0R}$ | 雨滴の粒径分布の intercept parameter | $8.0\times10^{4}[m^{-4}]$ |
| $N_{0S}$ | 雪片の粒径分布の intercept parameter | $3.0\times10^{6}[m^{-4}]$ |
| $N_{0G}$ | あられの粒径分布の intercept parameter | $4.0\times10^{6}[m^{-4}]$ |
| $n_0$ | Fletcher 方程式の経験的係数 | $1.0\times10^{-2}[m^{-3}]$ |
| $Q_v$ | 水蒸気混合比 | $[kgkg^{-1}]$ |
| $Q_{cw}$ | 雲水混合比 | $[kgkg^{-1}]$ |
| $Q_{ci}$ | 雲氷混合比 | $[kgkg^{-1}]$ |
| $Q_r$ | 雨混合比 | $[kgkg^{-1}]$ |
| $Q_s$ | 雪混合比 | $[kgkg^{-1}]$ |
| $Q_g$ | あられ混合比 | $[kgkg^{-1}]$ |
| $Q_{sw}$ | 水に対する水蒸気混合比 | $[kgkg^{-1}]$ |
| $Q_{si}$ | 氷に対する水蒸気混合比 | $[kgkg^{-1}]$ |
| $Q_{cw0}$ | 雲水から雨滴への autoconversion が起こる境界値 | $2.00\times10^{-3}[kgkg^{-1}]$ |
| $Q_{ci0}$ | 雲氷から雪片への autoconversion が起こる境界値 | $1.00\times10^{-3}[kgkg^{-1}]$ |
| $Q_{s0}$ | 雪片からあられへの autoconversion が起こる境界値 | $6.00\times10^{-4}[kgkg^{-1}]$ |

| | | |
|---|---|---|
| $R_{i50}$ | 半径50[$\mu m$]氷晶の半径 | $5.00\times10^{-5}[m]$ |
| $R_D$ | 乾燥空気の気体定数 | $280.0[Jkg^{-1}K^{-1}]$ |
| $R_W$ | 水蒸気の気体定数 | $461.5[Jkg^{-1}K^{-1}]$ |
| $\Delta r_s$ | あられに対する飽和水蒸気混合比と環境に対するそれとの差 | |
| $S$ | 水に対する相対湿度 | [%] |
| $S_i$ | 氷に対する相対湿度 | [%] |
| $S_c$ | シュミット数[$=\nu/\psi$] | |
| $T$ | 気温 | $[K]$ |
| $T_c$ | 摂氏気温 | $[C]$ |
| $T_0$ | 氷点気温 | $0[C]$ |
| $T_{sc}$ | 過冷却度 | $[K]$ |
| $\Delta t$ | 計算時間間隔 | $[s]$ |
| $u, v, w$ | $x, y, z$方向速度 | $[ms^{-1}]$ |
| $U_{DR}$ | 半径D[m]の雨滴の終端落下速度 | $[ms^{-1}]$ |
| $U_{DS}$ | 半径D[m]の雪片の終端落下速度 | $[ms^{-1}]$ |
| $U_{DG}$ | 半径D[m]のあられの終端落下速度 | $[ms^{-1}]$ |
| $U_R$ | 雨滴の格子平均終端落下速度 | $[ms^{-1}]$ |
| $U_S$ | 雪片の格子平均終端落下速度 | $[ms^{-1}]$ |
| $U_G$ | あられの格子平均終端落下速度 | $[ms^{-1}]$ |
| $U_{i50}$ | 半径50[$\mu m$]氷晶の終端落下速度 | $1.00[ms^{-1}]$ |
| $\alpha_1$ | $P_{saut}$ の autoconversion rate | |
| $\alpha_2$ | $P_{gaut}$ の autoconversion rate | |
| $\beta$ | Fletcher 方程式の経験的係数 | 0.6 |
| $\theta_v$ | 仮温位 | $[K]$ |
| $\theta$ | 温位 | $[K]$ |
| $\lambda_R$ | 雨滴の粒径分布の slope parameter | $[m^{-1}]$ |
| $\lambda_S$ | 雪片の粒径分布の slope parameter | $[m^{-1}]$ |
| $\lambda_G$ | あられの粒径分布の slope parameter | $[m^{-1}]$ |
| $\nu$ | 空気の動粘性係数 | $1.346\times10^{-5}[m^2s^{-1}]$ |
| $\Pi$ | エクスナー関数 | $\Pi=\left(\frac{P}{P_0}\right)^{\frac{R}{C_P}}$ |
| $\rho$ | 空気密度 | $[kgm^{-3}]$ |
| $\rho_0$ | 地上の空気密度 | $[kgm^{-3}]$ |
| $\rho_w$ | 水の密度 | $[kgm^{-3}]$ |
| $\rho_s$ | 雪片の密度 | $[kgm^{-3}]$ |
| $\rho_g$ | あられの密度 | $[kgm^{-3}]$ |
| $\psi$ | 水蒸気の分子拡散係数 | $2.26\times10^{-5}[m^2s^{-1}]$ |

課題の一つである。

## 参考文献


1) Federer, B. and A. Waldvogel (1975): Hail and raindrop size distributions from a Swiss multicell storm. J. Appl. Meteor., **14**, 91-97.
2) Fletcher, N.H. (1962): The Physics of Rain Clouds. Cambridge University Press, 390pp.
3) Jorgensen, D.P., E.J. Zipser and M.A. LeMone (1985): Vertical motions in intense hurricanes. J. Atmos. Sci., **42**, 839-856.
4) Kawamura, R. and M. Sugi (1997): Interdecadal and interannual variations over the North Pacific simulated by a Set of three climate experiments. J. Climate, **10**, 2115-2121.
5) Klemp, J.B. and R.B. Wilhelmson (1978): The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. J. Atmos. Sci., **35**, 1070-1096.
6) Lin, Y.H., R.D. Farley and H.D. Orville (1983): Bulk parameterization of snow field in cloud model. J. Clim. Appl. Meteor.,**22**, 1065-1092.
7) Gunn, K.L. S. and J.S. Marshall (1958): The distribution with size of aggregate snowflakes. J. Meteor., **15**, 452461.
8) Hallet, J. and S.C. Mossop (1974): Production of secondary ice particles during the riming process. Nature, **2492**, 26-28.
9) Liu, J.Y. and H.D. Orville (1969): Numerical modeling of precipitation and cloud shadow effects on mountain-induced cumuli. J. Atmos. Sci.,**26**, 1283-1298.
10) Locatelli, J.D. and P.V. Hobbs (1974): Fall speeds and masses of solid precipitation particles. J. Geophys. Res., **79**, 2185-2197.
11) Marshall, J.S. and W. McK. Palmer (1948): The distri-

bution of raindrops with size. J. Meteor., **5**, 165-166.

12) Misumi, R. (1996): A study of the Heavy Rainfall over the Ohsumi Peninsula (Japan) Caused by Typhoon 9307. J. Meteor. Soc. Japan, **74**, 101-113.

13) Murakami, M., T.L. Clark and W.D. Hall (1994): Numerical simulation of convective snow clouds over the Sea of Japan; Two-dimensional simulation of mixed layer development and convective snow cloud formation. J. Meteor. Soc. Japan, **68**, 107-128.

14) 小倉義光(1997)：メソ気象の基礎理論. 東京大学出版会, 116-118.

15) Orlanski, I. (1976): A simple boundary condition for unbounded hyperboplic flows. J. Comput. Phys.,**21**, 251-261.

16) Soong, S.T. and Y. Ogura (1973): A comparison between axisymmetric and slab-summetric cumulus cloud models. J. Atmos. Sci., **30**, 879-893.

17) 杉正人・野田彰・佐藤信夫(1996 a)：地球温暖化が台風の気候に及ぼす影響について―気象庁全球モデルの数値実験による考察. 日本気象学会1996年 春季大会講演予稿集 A157, **69**, 37.

18) 杉正人・野田彰・佐藤信夫(1996 b)：地球温暖化が台風の気候に及ぼす影響について―気象庁全球モデルの数値実験による考察(2). 日本気象学会1996年 秋季大会講演予稿集 A107, **70**, 23.

19) Wisner, C., H.D. Orville and C. Myers (1972): A numerical model of a hail-bearing cloud. J. Atmos. Sci., **29**, 1160-1181.

(原稿受理：1997年12月1日)

## 要　旨

集中豪雨・豪雪など災害に結び付きやすい激しい降水現象のメカニズムを解明するために防災科学技術研究所では地域規模の積雲対流モデルを開発している．本モデルは個々の積雲対流を表現出来る解像度を持つ非静力学弾性系3次元モデルで任意の地形を含むことが出来る．特徴としては，氷相を含むバルク雲物理パラメタリセーションを採用した点が挙げられ，雪やあられを直接予報でき，融解の潜熱を表現することにより，対流雲の発達過程をより現実的に表現し得るものである．

**キーワード**：積雲対流モデル，弾性方程式系，非静水圧モデル，バルク雲物理パラメタリゼーション，集中豪雨・豪雪