

R F - 0 6 1 Super-GCMの開発およびそれを用いた温暖化時のメソ気象現象変調に関する研究  
(3) GCMにおける雲パラメタリゼーション改良とsuper-GCMを用いた気候変化シミュレーション

独立行政法人国立環境研究所

江守正多・小倉知夫

平成18～19年度合計予算額 1,491千円  
(うち、平成19年度予算額 1,000千円)

※上記の合計予算額には、間接経費344千円を含む

[要旨] 大気中CO<sub>2</sub>増加に対する雲の応答が気候モデル間で異なる仕組みを理解するために、最先端の異なる気候モデルを例として採り上げ、温暖化実験における雲水収支の応答を解析した。その結果、中・低緯度の混合雲の応答にモデル間で顕著な違いが現れ、その違いは雲水収支の中で昇華過程の取り扱いに起因することが示唆された。得られた結果は、雲の応答メカニズムを理解する際の雲水収支解析の有効性を示すものであり、今後解析対象を他の気候モデルに拡大することで雲フィードバックの不確実性低減に寄与することが期待される。また、物理的に整合性の高い雲のパラメタリゼーションをサブテーマ1と協力して新たに考案し、初期開発を終了した。

[キーワード] 気候感度、雲フィードバック、雲水収支、大規模凝結スキーム、確率密度関数

## 1. はじめに

IPCC第4次評価報告書で示された気候変化予測においてモデル間の気候感度のばらつきは依然として深刻な問題であり、その要因として雲フィードバックの不確実性(モデル間の結果の不一致)が筆頭に挙げられる。雲フィードバックのモデル間の違いを理解し、気候感度のばらつきを縮小するためには、現実をよりよく表現する雲のパラメタリゼーションを開発することと同時に、温室効果気体増加に対する雲の応答の違いがどのような仕組みで生じるか明らかにすることが重要である。そこで、本研究では例として2つの気候モデルMIROC<sup>1</sup>とHadGEM1<sup>2</sup>を採り上げ、CO<sub>2</sub>倍増に対する雲応答が両者で異なる仕組みを議論することでこの問題に取り組む方法論を提示する。本稿では雲のうちフィードバックに対する重要性が指摘されている非対流性の雲に注目しており、本文中で「雲」と呼んでいる箇所は「非対流雲」を指す。モデルは空間解像度としてT42L20(2.8° x 2.8°、MIROC中解像度版)とN48L38(3.75° x 2.5°、HadGEM1)を選択し、共に大気GCMを混合層海洋と結合した構成でCO<sub>2</sub>倍増に対する応答を計算し相互に比較した。また、その結果を参照して、より物理的に整合性の高い非対流雲のパラメタリゼーション開発に着手した。

<sup>1</sup> 東京大学気候システム研究センター・国立環境研究所・海洋開発研究機構で共同開発されている3次元気候モデル。

<sup>2</sup> 英国気象局ハドレーセンターで開発されている3次元気候モデル。

## 2. 研究目的

雲水（液相+固相）のCO<sub>2</sub>倍増に対する準平衡応答をMIROCとHadGEM1について図1に示す。実線で重ねて示したのは混合雲（液相と固相の水が共存する雲）の存在し得る気温の範囲で、MIROCでは0° Cから-15° C、HadGEM1では0° Cから-40° Cに設定されている。鉛直座標がMIROCでσ=0-1.0、HadGEM1でη=0-0.4であり両者で異なることに注意されたい。さて二つのモデルの違いに注目すると、混合雲がMIROCでは増加する一方、HadGEM1では中・低緯度域に減少が卓越している。従来の気候モデルでは、温暖化に対して混合雲が増加することで雲短波強制力が増し、気温上昇が抑えられる負のフィードバックが働くことが知られてきた。混合雲のフィードバックは気候感度を1°C以上変え得るほど影響が大きいと、図1のように混合雲の応答が符号を含めて大きく異なる事は注目に値する。そこで本研究では、混合雲の応答が二つのモデル間でばらつく仕組みを理解することを目的とし、雲水収支の相互比較を行った。

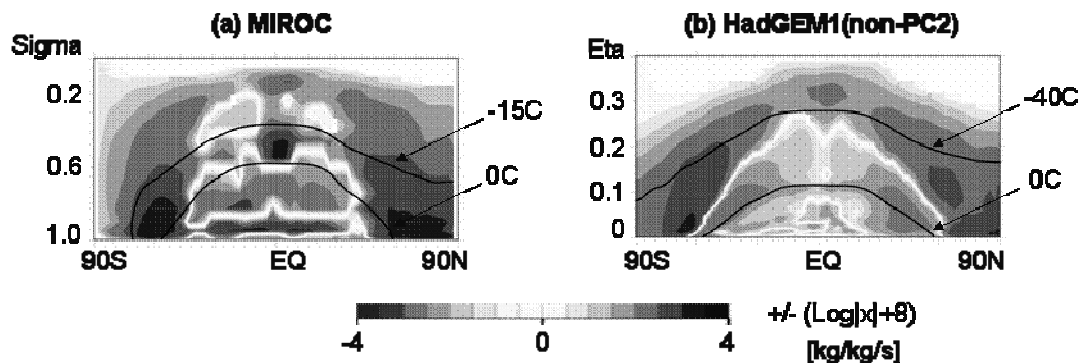


図1. 大気中CO<sub>2</sub>倍増に対する雲水応答（年、経度平均）。積分16-20年目平均で、正が増加。絶対値が1. e-8より大きい部分を常用対数スケールで示す。(a) MIROC、(b) HadGEM1。単位は[kg/kg]。混合雲存在領域の上限（-15° C、-40° C）と下限（0° C）を等温線で示す。

## 3. 研究方法

比較対象となる雲水収支項は雲水量の支配方程式の右辺に現れる項であり、下に概念的に示すように(i)凝結・蒸発項、(ii)降水項、(iii)移流拡散項、(iv)残渣項に大別できる。

$$\frac{\partial Q_c}{\partial t} = \underbrace{\left[ \begin{array}{c} \text{Condensation} \\ \text{Evaporation} \end{array} \right]}_{(i)} - \underbrace{[\text{Precipitation}]}_{(ii)} + \underbrace{\left[ \begin{array}{c} \text{Advection} \\ \text{Diffusion, etc.} \end{array} \right]}_{(iii)} + \underbrace{[\text{Residual}]}_{(iv)}$$

(i)-(iii)各項の定義は雲スキームの構造に依存する。MIROCとHadGEM1の雲スキームの構造の中で特に重要な違いは雲氷量の決め方である。MIROCでは水蒸気から凝結で生成された雲水のうちある割合を固相と診断することで雲氷量を決定する（図2a）。一方HadGEM1では様々な物理プロセスによる雲氷量変化率を陽に定式化することで雲氷量を予報する。具体的には、水蒸気からの氷晶核形成(nucleation)、昇華による雲氷の成長(Deposition/ Sublimation)、過冷却雲粒/雨粒による雲氷の捕捉成長(Riming/Capture)が定式化される（図2b）。以上の3プロセスは雲水収支では(ii)降水項に相当し、HadGEM1の結果に含まれるがMIROCには含まれないことに注意が必要で

ある。

#### 4. 結果・考察

##### (1) MIROCとHadGEM1における雲水収支解析

雲水と雲水収支項のCO<sub>2</sub>倍増に対する準平衡応答を図3に示す。雲水収支項の応答は正(負)の部分が雲水を増加(減少)させる方向の寄与に相当する。前節(i)の凝結・蒸発項は図中ではCND-EVPに対応する一方、(ii)の降水項はDEP-SBL、ICE-SDM、LIQ-PRC、RN-CLCTの4成分、(iii)の移流拡散項はADV、ICE-MIXの2成分に分けて表示されている。(iv)の残渣項はRSDLに対応する(各成分の意味については図キャプションを参照)。応答の空間パターンは変数により大きく異なるが、いずれも標準実験で見られた分布がより高緯度/高高度へ移動した結果として解釈できる。雲水応答に注目すると、高緯度/高高度で増加、低緯度/低高度で減少するコントラストが見られる。

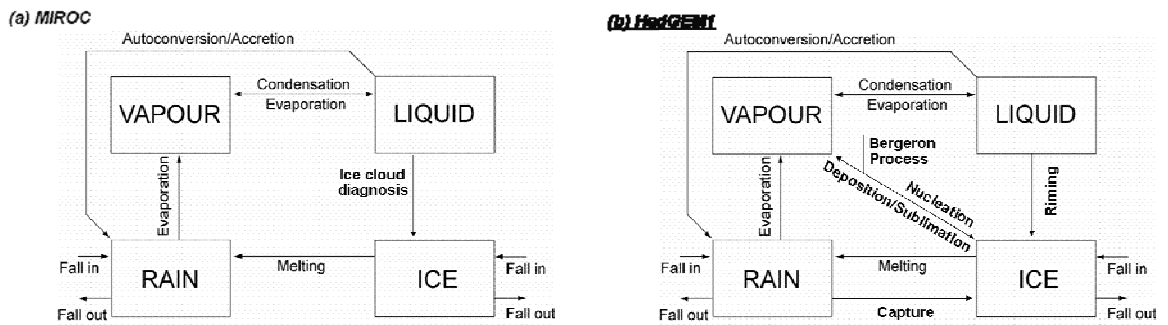


図2. 非対流性雲スキームの構造を示す模式図。(a) MIROC、(b) HadGEM1。Wilson and Ballard (1999)<sup>1)</sup>の図を改変。

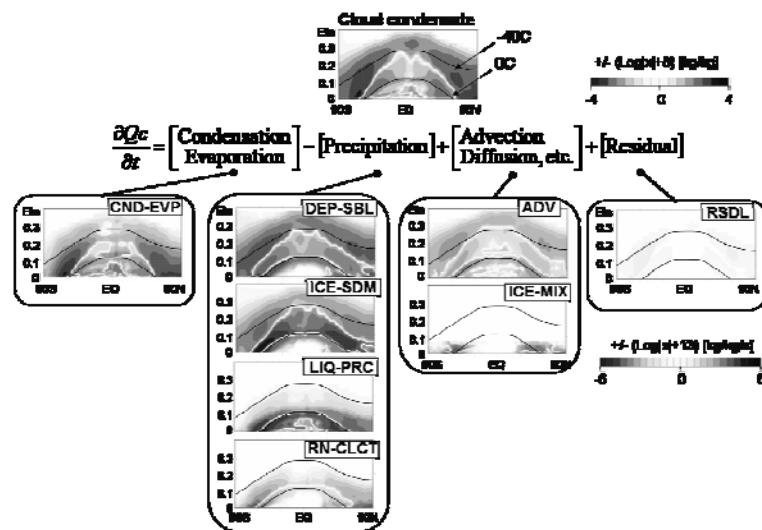


図3. 上段：雲水、下段：雲水収支項。HadGEM1のCO<sub>2</sub>倍増に対する応答を倍増後16-20年目から平均して描画。正の値が増加を示す。雲水収支項は正が雲水を増やす方向の寄与。雲水は1. e-8、雲水収支項は1. e-13より絶対値の大きい値を常用対数スケールで表示。CND-EVP:水蒸気から水雲への凝結と蒸発、DEP-SBL:水蒸気から氷雲への昇華、ICE-SDM:雲氷の重力沈降、LIQ-PRC:雲粒から雨粒への変換、RN-CLCT:過冷却雨粒による氷雲の捕捉成長、ADV:移流、ICE-MIX:雲氷の境界層混合、RSDL:残渣。単位は雲水量が[kg/kg]、雲水収支項が[kg/kg/s]。

MIROCとの違いとして重要であった混合雲の応答はこのうち低緯度/低高度の減少領域に含まれる。一方、雲水変化を制御する雲水収支項の応答パターンは雲水応答とは必ずしも一致せず、領域により雲水応答を促進する項と抑制する項に分かれる。ここでは雲水変化を駆動する要因を特定するために、雲水変化を促進している項のみ抽出して表示することにした。具体的には、CO<sub>2</sub> 倍増後20年間の雲水の過渡的応答を年平均時系列として求め、雲水収支各項について求めた同様の時系列との間で相関係数を計算する。相関が正（負）ならば雲水収支項は雲水応答を駆動（抑制）していると考えられる。この相関係数を計算領域の全てのグリッドについて求め経度平均したものを図4に示した。但し、負の相関係数は値を0に変更し、正の相関係数のうち雲水応答が減少であるグリッドについては相関係数の符号を負に変更した。従って、図4に陰影で示されるのは雲水収支項が雲水変化を促進する領域であり、促進される雲水変化は係数の値が正（負）の場合は雲水の増加（減少）となる。

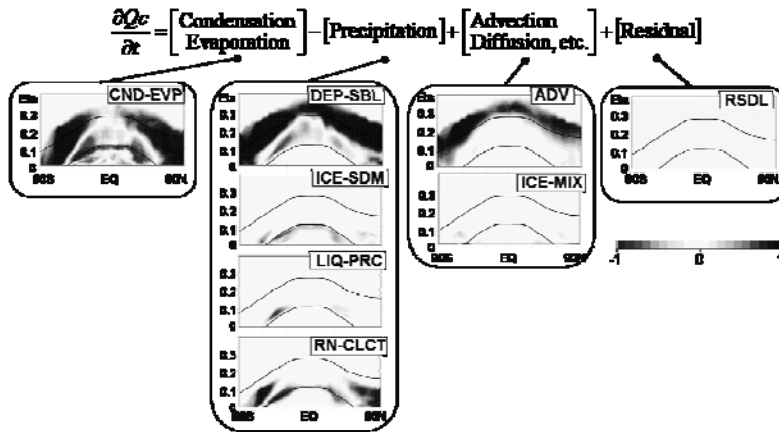


図4. 図3下段と同様。但し、描画した変数は雲水と雲水収支項の相関係数の経度平均。相関係数の定義の詳細は本文を参照。

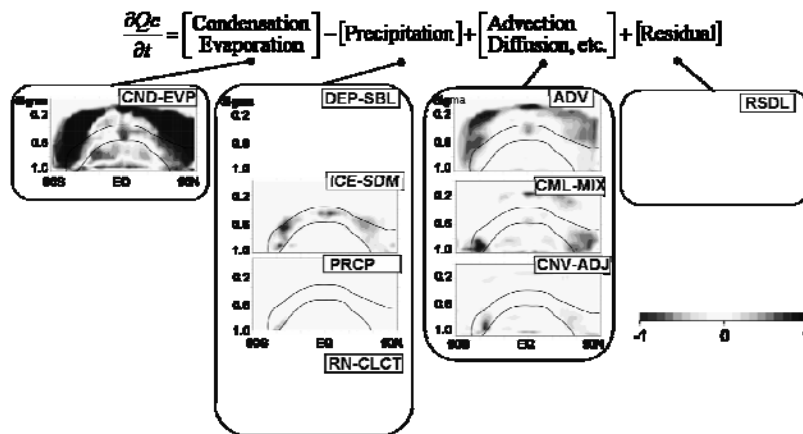


図5. 図4と同様。但しモデルはMIROC。PRCP:衝突併合による水雲、氷雲からの雨粒、雪粒形成、CML-MIX:積雲対流に伴う雲粒混合、CNV-ADV:乾燥対流調節に伴う雲粒混合。

図4から分かることは、雲水応答（高緯度/高高度で増加、低緯度/低高度で減少）は主に水蒸気凝結項(CND-EVP)と昇華項(DEP-SBL)に駆動されることである。その他、移流項(ADV)と雲氷の捕捉成長項(RN-CLCT)がそれぞれ対流圏上層と下層で雲応答パターン形成に寄与する一方で、雲氷沈降(ICE-SDM)や雲粒から雨粒への変換過程(LIQ-PRC)はほとんど雲応答を駆動していない。

次に図4と同様な相関係数をMIROCについて求めた結果を図5に示す。MIROCは雲氷量を雲水から診断して求めるため、昇華(DEP-SBL)や過冷却雨粒による雲氷の捕捉成長(RN-CLCT)が雲水収支項に含まれない点に注意されたい。さて図5から分かることは、図1(a)に示された混合雲域の雲水増加は主に凝結(CND-EVP)と雲氷の重力沈降(ICE-SDM)によって駆動されることである。特に雲氷の重力沈降(ICE-SDM)が雲水応答パターン形成に重要な役割を果たす点はHadGEM1との大きな違いであり、この違いがどのようにして生ずるかは雲フィードバックの不確実性を理解する上で興味深い問題である。

雲水応答を駆動する項がMIROCとHadGEM1で異なる仕組みを理解するために、それぞれのモデルについて雲水応答を駆動する項を抜き出し、準平衡応答を図6に示した。混合雲領域に注目すると、MIROCではCND-EVPによる亜熱帯域の負のシグナルをICE-SDMの正シグナルが打ち消すことで中・低緯度域の雲水増加が駆動されることが分かる。一方HadGEM1ではCND-EVPによる熱帯域の正シグナルをDEP-SBLの負シグナルが打ち消すことで低緯度域の雲水減少が実現する。興味深いことに、ICE-SDMはHadGEM1でもMIROCと同様に混合雲を増やそうという正のシグナルを示している(図6d, e)。しかしHadGEM1ではICE-SDMはDEP-SBLと分布は良く似ているが符号が逆という関係にある。ICE-SDMとDEP-SBLのどちらが卓越すべきか自明ではないが、今回のHadGEM1の結果では後者の影響が卓越して前者は打ち消されており、このことがHadGEM1で混合雲増加が見られない理由と考えられる。一方、MIROCでは昇華プロセス(DEP-SBL)が陽に表現されないためCO<sub>2</sub>増加に対して混合雲を減らす物理過程が働かず、このことがMIROCで混合雲増加が顕著に見られる一因と考えられる。

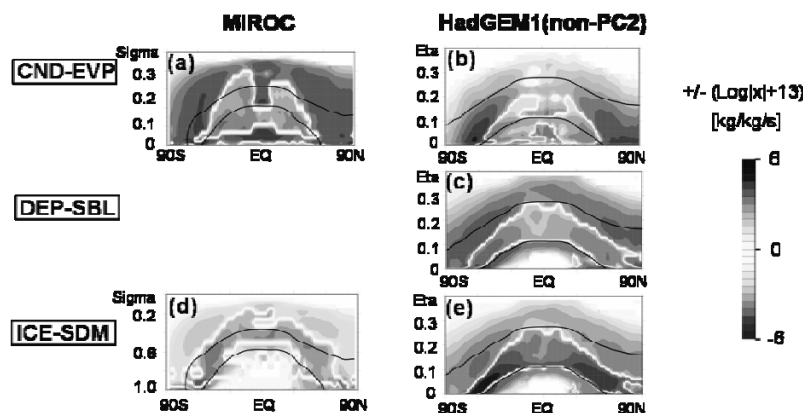


図6. CO<sub>2</sub>倍増に対する雲水収支項の応答。正(負)が雲水を増やす方向の寄与を示す。CO<sub>2</sub>倍増後16-20年目から年・経度平均を描画。絶対値が1. e-13より大きい値を常用対数スケールで示した。単位は [kg/kg/s]。(a)MIROCのCND-EVP、(b)HadGEM1のCND-EVP、(c)HadGEM1のDEP-SBL、(d)MIROCのICE-SDM、(e)HadGEM1のICE-SDM。

## (2) MIROCにおける予報型の雲パラメタリゼーション開発

先の実験・解析結果から、気候モデルにおける非対流性雲の表現方法に対して、どのように気候変化が敏感であるかが明らかになった。モデルごとの違いを生じるのは特に雲氷過程の詳細な表現によるが、気候変化そのものに関わる雲水量の変化は、水蒸気と雲水の間の変換過程である。そこで、本サブテーマの行う雲パラメタリゼーション改良を、雲氷生成・消滅過程の精緻化と、水蒸気-雲水変換（大規模凝結）過程の高度化に分けて行う。ベースとなる概念は、「確率密度関数予報」である。

### 1) 確率密度関数を予報するhybrid型雲スキーム

水雲であれ氷雲であれ、離散化した格子が100km程度の気候モデルでは、格子平均の気温や水蒸気量から直接雲量を計算することができない。そこで、気候モデルでは、格子内部に水平方向に気温・水蒸気量の確率分布を仮定して、格子内部でどの程度の凝結が生じるか、すなわち格子平均の雲量および雲水量を求めるという方法をとっている。このとき、確率分布には時空間的に変化しない確率密度関数(probability density function、PDF)を与えているが、現実には、格子内部の積雲対流や乱流などの影響により、確率分布は時空間的に変動し得る。そこで、PDFの2次・3次モーメント（分散と歪度）までを予報するような大規模凝結過程の表現方法を導出することを試み、成功した。このようなPDF予報型パラメタリゼーションは他にも考案されてはいるが、まだまだ途上段階のものであり、この開発がすすめば先端的な成果になると期待される。

### 2) 雲氷生成・消滅過程の精緻化

#### ①背景

気候モデルで雲氷の質量を求める方法として、(a) 雲水量（液相+固相）を計算した後にそのうちの固相の割合を気温に従って診断する方法（以下、診断型）と、(b) 雲氷量の支配方程式を時間積分する方法（以下、予報型）の2種類が提案されている。本研究で用いる気候モデル(MIROC3.2)ではLe Treut and Li (1991) に基づく診断型を採用しており、雲水量のうち固相の占める割合(FLIQ)が $-15^{\circ}\text{C}$ と $0^{\circ}\text{C}$ （又は $-25^{\circ}\text{C}$ と $-5^{\circ}\text{C}$ ）の間で気温に対する線形の関数として与えられている（図7）。診断型は雲氷量が簡便に求まる利点を持つ一方、温暖化予測実験の結果がFLIQの関数形に強く依存する性質も指摘されている。FLIQの関数形を観測から求めることが難しい現状では、予測結果がこのように不確かな関数形に依存することは好ましくない。また、現実のFLIQは雲の種類や履歴等によって異なるため、FLIQが全球一律に気温のみの関数として決まるという仮定自体にも問題が指摘されている。一方、予報型スキームではFLIQは雲微物理過程に基づいた計算の結果求まる量であり、雲の種類や履歴等によってFLIQが変わる様子も原理的に表現可能である。以上の背景に基づき、本研究ではWilson and Ballard (1999、以下'WB99')に基づき予報型雲氷スキームをMIROCへ導入してその特性を把握し、正式な採用の可否を検討した。

## ②雲氷予報スキームの概略

予報型雲氷スキームで扱う物理過程は冷たい雨 (Cold rain) による降水形成である。即ち、(i)氷晶の核形成 (均一/不均一ニュークリエーション)、(ii)雲氷の昇華凝結/昇華蒸発、(iii)雲氷の重力沈降、(iv)雲氷による過冷却水滴の捕捉成長(riming)、(v)雲氷の融解、である。(i)-(v)による降水形成を表現するために、水蒸気、雲水 (液相)、雲氷、雨の4変数を定義し、各変数が質量を交換するモデルを考える。各変数の支配方程式は以下の通り：

$$\frac{DQ_{\text{vap}}}{Dt} = (\text{Sublimation} + \text{Evaporation}) - (\text{Deposition} + \text{Heterogenous Nucleation})$$

$$\frac{D(Q_{\text{liq}})}{Dt} = -(\text{Autoconversion} + \text{Riming} + \text{Accretion} + \text{Deposition} + \text{Heterogenous Nucleation} + \text{Homogenous Nucleation})$$

$$\frac{D(Q_{\text{ice}})}{Dt} = (\text{Fall into layer} - \text{Fall out of layer}) + (\text{Deposition} + \text{Capture} + \text{Riming}) - (\text{Sublimation} + \text{Melting})$$

$Q_{\text{vap}}$ は水蒸気比湿、 $Q_{\text{liq}}$ は雲水量 (液相)、 $Q_{\text{ice}}$ は雲氷量[kg/kg]。雨水量は予報変数ではなく診断されるため、式を省略した。両辺の変数は全てGCMのグリッド平均値として定義される。右辺の質量フラックスは以下のように粒径に対する依存性を考慮する：(1)まず雲氷の形状として球形を仮定し、その粒径Dの関数として質量フラックスを定義する。(2)次に雲氷の粒径分布関数  $N(D)$  [個/m<sup>4</sup>]をグリッド平均の気温や雲氷量からパラメータ化して決める。(3)最後に(1)の質量フラックスに $N(D)$ の重みをかけ、粒径Dについて積分した値をグリッド平均の質量フラックスとして用いる。

## ③簡略版の結果

本研究ではコーディングを見通し良く行うために、まず粒径Dへの依存性を考慮しない簡便な定式化 (以下、「簡略版」と呼ぶ)をMIROCへ導入し、次に粒径依存性を考慮した本来のバージョン (以下、「詳細版」)に移行する方針を採った。雲氷予報スキームの導入がMIROCの性能に及ぼす影響を確かめるため、簡略版を導入したバージョンでチューニングを行い、気候値の再現性、気候感度、及び計算コストを点検した。モデルはCCSR/NIES/FRCGC AGCM5.7b (MIROC3.2の大気部分に相当)を解像度はT42 (~2.8° x2.8°)鉛直20層で使用した。

雲水 (液相+固相)の中で液相の占める割合 (FLIQ)を出力した例を図7に示す。予報型スキームでは診断型と異なり、FLIQの値が気温に対して一意に決まらず、雲微物理過程によってばらつく様子が確認できる。気候値の再現性に関しては、予報型スキームが従来の診断型スキームと比べ

て同程度の性能を示すことが確かめられた。その一例として、雲放射強制力を図8に示す。長波成分(a)と短波成分(b)についてそれぞれ、観測(ERBE、実線)、予報型スキーム(破線)、診断型スキーム(点線)の結果が描かれている。二つのモデルの出力は互いに似た分布を示しており、観測に見られる特徴を大まかに再現している一方で、低緯度の短波成分に現れる顕著なバイアスも共有している。このバイアスには予報型雲氷の導入やパラメータ調節による改善が見られず、その縮小には境界層および積雲過程の改良が重要と考えられる。次に雲氷分布に注目すると、二つのバージョン間で顕著な違いが見られた(図9ab)。即ち、予報型は診断型と比べて対流圏上層の亜熱帯で雲氷が多く、対流圏下層の中-高緯度で少ない傾向が現れた。現実には、中-高緯度の地表に降雪(=雲氷の落下)が見られることから分かるように、対流圏下層まで雲氷が分布する方が自然である。そのため、簡略版から詳細版への移行に際して雲氷が対流圏下層にも多く分布するよう改良が施された(後述)。

なお、気候感度は診断型の4.0°Cに対して予報型は1°C程度上昇することが確かめられた。また、雲スキームの計算コスト(CPU時間)はモデル全体に対して診断型の3.5%から予報型で4.9%と、若干の増加が見られた。

#### ④ 詳細版の結果

簡略版で得られた結果が概ね良好であると判断し、詳細版への移行作業(粒径依存性の導入)を実施した。対象となる微物理過程は、雲氷収支に特に重要である(ii)雲氷の昇華凝結/昇華蒸発、(iii)雲氷の重力沈降、(iv)雲氷による過冷却雲粒の捕捉成長(riming)の3つである。(v)雲氷の融解は簡略版のままに留めているが、将来的にはこれも詳細版への移行を予定している。なお、WB99に含まれる微物理過程の中で雲氷収支に直接関係しないもの、即ち雨粒の蒸発、雨粒による雲粒の捕捉成長(accretion)、雲粒から雨粒への衝突併合成長(auto-conversion)については導入の対象外とした。

簡略版から詳細版へ移行する際、粒径依存性の導入に加え二つの変更を行った。一つは雲氷の多層落下の考慮であり、もう一つは微物理過程の計算順序変更である。雲氷の多層落下とは、雲氷が時間ステップ中に落下する距離幅として一層だけでなく複数の層を認めることである。昇華凝結や riming で大きく成長した雲氷(=雪)の落下速度はおよそ1m/sに達するため、物理過程の時間ステップ(中解像度MIROCでは40分)の間には2000m以上落下する計算となる。対流圏下層ではモデルの鉛直層の幅が数10-数100mに設定されているため、雲氷は複数層を突き抜けるべきであるが現状の設定では一層分の落下しか認めておらず、非現実的である。そこで Kato (1995) の Box Lagrangian に類似の方法で複数の層を突き抜ける落下を導入した。微物理過程の計算順序変更とは、大規模凝結スキームの中の計算順序を下記(1)から下記(2)に変更したことである：

(1) 上層からの雲氷供給 → 微物理過程による雲氷量変化 → 下層への雲氷排出  
(2) 下層への雲氷排出 → 上層からの雲氷供給 → 微物理過程による雲氷量変化。

大規模凝結スキームの中で雲氷量の出力は計算の最後に行われる。従って(1)の計算順序では、下層への雲氷排出でグリッドが空になったタイミングで出力されてしまい、雲氷量を過少評価し



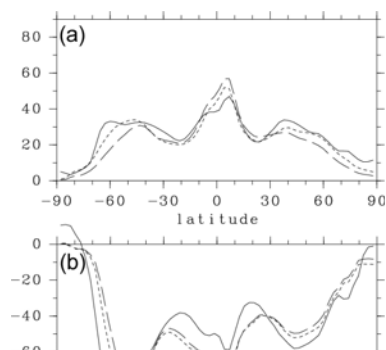
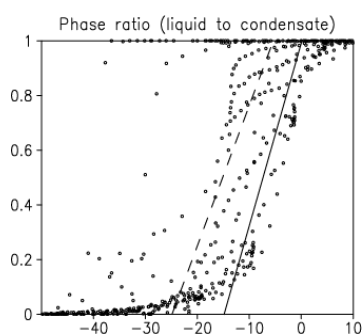
てしまう。この傾向は対流圏下層のように雲氷落下速度が速い領域では特に顕著である。この問題を回避するため、詳細版では(2)の計算順序を採用した。

以上の変更をAGCM5.7bに盛り込み気候値の再現性を点検したところ、中-高緯度の雲氷が対流圏下層に分布しないという簡略版の欠点が改善されることが分かった(図9bc)。簡略版から詳細版への各変更点をもたらす効果を確認めると、微物理過程の計算順序変更によって対流圏下層の雲氷が劇的に増加する一方、雲氷落下への粒径依存性の導入や多層落下の導入により下層の雲氷増加が緩和されていることが分かった。粒径依存性が雲氷増加を緩和する一因として、雲氷落下速度の定式化に粒径だけでなく気温への依存性も考慮されたことが挙げられる。このため、詳細版では気温が高い下層ほど落下速度が上がり(これはaggregationによる雲氷粒径の大型化を想定している)、雲氷の増加を抑制する効果が見られた。このほか、粒径依存性の導入により小さな雲氷が落ちにくくなったことを反映し、雲氷の増加が対流圏上層に見られた。雲氷量の増加により雲放射強制力が増加し、結果として南大洋や西アジアを中心にバイアスの改善が確認されている(図10)。

一方、予報型スキーム(詳細版)の計算コスト(CPU時間)は診断型と比べて5-6倍の増加が見られた。計算量の増加に特に寄与したのは雲氷の多層落下導入である。気候モデルでの使用を目指す以上、今後はチューニングによる計算コストの削減が重要である。

#### ⑤まとめ、及び今後の展望

大気海洋結合モデル改良の一環として、Wilson and Ballard (1999)による雲氷予報スキームを導入した。まず、雲微物理過程の定式化を簡略にした雲氷予報スキームを試験的に導入したところ、(1)雲水の中で固相の占める割合の表現がより現実的になる、(2)気候値の再現性に大きな悪影響は見られない、(3)気候感度が1°C程度上昇する、そして(4)計算コストの増加は1%程度で済む、という見通しを得た。以上の結果を概ね良好なものとして判断し、スキームの詳細化(粒径依存性を含むWilson and Ballard 1999本来の定式化導入)に着手し、ほぼ完了させた。また、スキームの詳細化に合わせて雲氷の多層落下の導入と微物理過程の計算順序の変更も行った。その結果、雲氷量や放射強制力の分布に関して簡略化したスキームに見られた問題点が改善された。予報型雲氷スキーム(詳細版)は診断型スキームと比べて(a)定式化の物理的根拠がより明確である、(b)雲水の相の表現がより現実的になる、といった利点があり、しかも(c)気候値再現性に大きな悪影響は見られない。従って、もしも気候感度への影響や計算コストの増大を十分抑えられるならば気候モデルでの使用に耐えるだけでなく、その信頼性向上にも寄与すると考えられる。今後は作業の最終段階として、雲氷融解過程に対する粒径依存性の導入、プログラムの高速化、気候感度の点検、衛星データによる雲量の検証を行い、予報型雲氷スキームの長所・短所を整理した上で開発を終了する予定である。



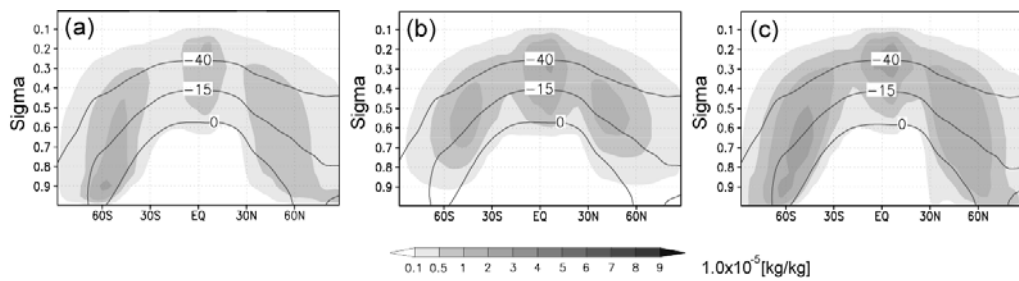


図9 雲氷量（年、経度平均）。(a)診断型スキーム、(b)予報型スキーム簡略版、(c)予報型スキーム詳細版。単位は $1.0 \times 10^{-5}$  kg/kg。気温を実線で示す。

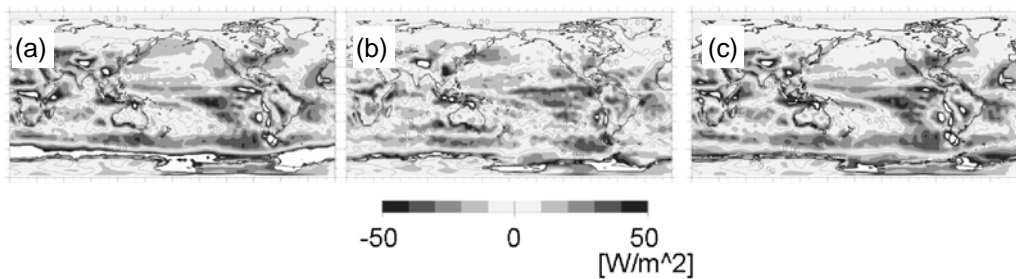


図10 大気上端短波放射（DJF平均）。(a)予報型スキーム簡略版、(b)予報型スキーム詳細版、(c)診断型スキーム。単位は  $W/m^2$ 。

## 5. 本研究により得られた成果

### (1) 科学的意義

本研究では大気中 $CO_2$ 倍増に対する非対流雲の応答を二つの気候モデルMIROCとHadGEM1で相互比較し、両者の応答の違いを理解するために雲水収支項の解析を行った。得られた結果をまとめ

ると、(a)二つのモデルの雲水応答の違いは中・低緯度の混合雲に顕著に現れ、MIROCの増加に対しHadGEM1では減少が見られる。(b)両者の違いは、卓越する雲水収支項の違いで説明できる。即ち、MIROCでは雲氷沈降項(ICE-SDM)が卓越することで雲水増加が駆動され、HadGEM1では昇華項(DEP-SBL)が卓越することで雲水減少が駆動される、という結論が得られた。本研究の科学的意義として、混合雲フィードバックの符号と強度が雲氷過程(特に昇華)に依存することが雲水収支の詳細な解析から示されたことが挙げられる。従って、雲氷量を予報変数化して昇華過程を気候モデルに導入した場合、混合雲の負のフィードバックが弱まり気候感度上昇に寄与する可能性がある。但し、本研究で比較したモデル数は2つに過ぎず、同様の結論が他の気候モデルに当てはまるかは検証が必要である。今後は他の研究機関のモデル開発者と連携することで解析対象のモデルを増やすよう努めてゆきたい。

また、本研究では新規なアイデアにもとづくPDF予報型雲スキームをサブテーマ 1と共同で開発し、さらに雲微物理過程に基づく雲氷予報スキームを全球気候モデルMIROCに導入した。これらのパラメタリゼーションにより、雲量をはじめとするモデル気候値の再現性が改善することを確認した。このことの科学的意義として、大気中CO<sub>2</sub>増加に対する雲微物理過程の応答を議論する道具が整備できたことが挙げられる。また、この雲水・雲氷予報スキームを温暖化予測実験に用いることで将来予測の信頼性向上も期待される。

## (2) 地球環境政策への貢献

今後、学術誌への論文投稿を通じて成果の広報・普及に努める方針である。

## 6. 引用文献

- (1) Wilson and Ballard (1999) A microphysically based precipitation scheme for the UK Meteorological Office Unified Model, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **125**, 1607-1636.
- (2) LeTreut, H., and Z.-X. Li (1991) Sensitivity of an atmospheric general circulation model to prescribed SST changes: Feedback effects associated with the simulation of cloud optical properties. *Clim. Dyn.*, **5**, 175-187.

## 7. 国際共同研究等の状況

本研究はCFMIP(Cloud Feedback Model Intercomparison Project)の一環として英国気象局のMark Webbと共同で行われたものであり、現在準備段階にあるCFMIP phase IIへ向けた予備的研究として位置づけられる。

## 8. 研究成果の発表状況

- (1) 誌上発表

<論文（査読あり）>

Ogura, T., M. J. Webb, A. Bodas-Salcedo, K. D. Williams, T. Yokohata, and D. R. Wilson (2008b): Comparison of cloud response to CO<sub>2</sub> doubling in two GCMs. SOLA, 4, pp29-32, doi:10.2151/sola.2008-008 .

<その他誌上発表（査読なし）>

なし

(2) 口頭発表（学会）

Ogura, T. and M. Webb (2007): Response of cloud condensate budget to CO<sub>2</sub> increase in GCMs, CFMIP/ENSEMBLES Workshop, Pierre et Marie Curie University, Jussieu, France, 11 April.

(3) 出願特許

なし

(4) シンポジウム、セミナーの開催（主催のもの）

なし

(5) マスコミ等への公表・報道等

なし

(6) その他

なし