

B-1 気候・物質循環モデルによる気候変動の定量的評価に関する研究

(5) 地域規模の気候変動評価に関する研究

研究代表者 国立環境研究所 大気圏環境部 大気物理研究室 江守 正多

環境庁 国立環境研究所

大気圏環境部 大気物理研究室

江守 正多, 野沢 徹, 鶴野伊津志¹

(委託先) 東京大学気候システム研究センター 沼口 敦²

筑波大学地球科学研究科

木村富士男

平成 9 年度～平成 11 年度 合計予算額 26,817 千円

(平成 11 年度予算額 9,339 千円)

[要旨] 地域スケールの気候変化を高精度で評価するための「地域気候モデル」の開発に関する研究を行った。コロラド州立大学で開発された領域大気モデリングシステム (RAMS) を基に、東京大学気候システム研究センターと国立環境研究所の共同開発による気候モデル (CCSR/NIES AGCM) の物理過程を組み込むことにより、地域気候モデル NIES/CCSR RAMS を開発した。このモデルの性能を評価するために、1994 年の 1 年間を例に、ヨーロッパ中期予報センター (ECMWF) の客観解析データを境界条件として用いて、現在の気候を再現する実験を行った。モデルは冬期の東アジア域の降水分布などをよく再現したが、梅雨期の降水分布に特に大きな問題があることが明らかになった。この問題を解決するために、一方では梅雨期の降水分布の形成機構について理解を深めるための地域気候モデルによる数値実験を行なった。この結果、梅雨前線に伴う下層ジェット形成要因が主として大規模な海陸の温度コントラストにあることなどが示唆された。また一方では問題の主要な原因と思われるモデルの積雲対流スキームについて、その振舞いを理解するための系統的な感度実験を行なった。この結果、Arakawa-Schubert 型の積雲スキームは時間変動性に乏しい傾向があるが、対流を抑制する条件を付加することによってこの傾向を改善できることが示された。これらの結果を参考にして NIES/CCSR RAMS の改良を行なったところ、現実的な梅雨期の降水分布を含む、東アジアの地域気候の特徴を再現することに成功した。次に、このモデルを用いて、大気中二酸化炭素濃度倍増時 (2XCO₂) を想定した気候変化実験を行なった。現在の気候と 2XCO₂ の気候を想定した全球気候モデル (CCSR/NIES AGCM) の結果を境界条件として、各々 10 年分の計算を行なった。冬季を除いては、全球気候モデルによる東アジアの気候再現性が十分でないため、全球気候モデルの改良が急務であることが確認された。冬季については、2XCO₂ の気候では中国南東部と日本南西部において降水量の減少が期待されることなどを、その機構を含めて議論した。

[キーワード] 地域気候モデル, 東アジア, 降水分布, 梅雨期, 積雲対流

1. 序

温室効果気体の増加等に伴う将来の気候変化の影響を評価するため、従来まで全球気候モデルを用いた気候変化実験が数多く行われてきた。しかし、計算機能力の限界から、現時点での全球モデルの水平空間分解能は数 100km 程度であり、気候変化の影響を地域スケールで評価するためには不十分である。そこで、計算領域を限定することにより現在の計算機能力で数 10km 程度の高分

¹現所属: 九州大学応用力学研究所

²現所属: 北海道大学地球環境科学研究科

解能の計算を実現する「地域気候モデル」の実用化が期待されている。例えば、2001年に出版予定のIPCC第3次評価報告書では、地域気候モデルを始めとした地域規模の気候変化見通しを得るための手法に関して、独立した章を設けて議論される予定である。

地域気候モデルでは、客観解析データまたは全球気候モデルの結果を境界条件として用いながら、対象となる領域の詳細な地形や海陸分布、土地利用分布等を反映した計算が可能である。また、高分解能化により、低気圧などの大気擾乱の表現もより現実的になることが期待される。ただし、現在まで主として大規模なスケールでのみ検証されてきた気候モデルの枠組をそのまま高分解能に適用して、地域規模の気候の特徴が十分に再現可能であるのかは明らかではないし、またその再現可能性は対象とする地域特性にも大きく依存すると考えられる。さらに、将来の気候変化実験の結果には、大規模なスケールでさえ異なるモデル間で意見のばらつきが見られるのに、この段階で地域規模の気候変化実験を行なって、どれだけ意味のある情報を得ることができるかという問題もある。

本課題では、東アジア地域を対象とした地域気候モデルを開発、検証、改良ならびに利用する過程を通じて、このような地域気候の再現可能性の検討に取り組んだ。また、予備的ではあるが地域規模の気候変化実験を試み、その有効性と将来性を検討した。

まず、既存の領域大気モデル(CSU-RAMS; 後述)に気候モデル用の物理過程スキームを組み込むことにより、地域気候モデルを開発した。また、客観解析データを境界条件として用いて、このモデルの検証を行なった(第2節)。この過程で、東アジア域の地域気候を再現する上での大きな困難が、梅雨前線に伴う初夏の降水分布の再現にあることが明らかになった。そこで、この問題を解決するために、一方では地域気候モデルを用いた実験により梅雨前線の形成機構の考察を行ない(第3節)、また一方では気候モデルの降水スキームの特性を考察するための系統的な感度実験を行なった(第4節)。これらの結果をもとに地域気候モデルの改良を行ない、梅雨期の降水分布を現実的に再現することに成功した(第5節)。最後に、このモデルを用いて、大気中二酸化炭素濃度の倍増時を想定した気候変化実験を予備的に行なった(第6節)。

2. 地域気候モデルの開発と検証

本課題では、地域気候モデルの基となる枠組として、コロラド州立大学で開発された領域大気モデリングシステム(Colorado State University - Regional Atmospheric Modeling System; CSU-RAMS; Pielke et al., 1992)を採用した。また、地域気候モデルと結合する全球気候モデルとして、東京大学気候システム研究センター(Center for Climate System Research; CCSR)と国立環境研究所(National Institute for Environmental Studies; NIES)の共同開発による大気大循環モデル(Atmospheric General Circulation Model; AGCM) CCSR/NIES AGCM (Numaguti et al., 1995)を用いる。従来、領域大気モデルは短期間の気象予報などの目的で開発されてきたため、これをそのまま長期間の気候予測の計算に適用した場合には様々な問題点が生じることが予想される。また、全球気候モデルと地域気候モデルとを結合して用いる場合に、結合がスムーズに行われるためには両モデルの物理過程を共通化することが望ましいと考えられる。以上の観点から、CCSR/NIES AGCMの物理過程をCSU-RAMSに組み込んだものを地域気候モデルとして用いることとした。以降、このモデルをNIES/CCSR RAMSと呼ぶ。NIES/CCSR RAMSの特徴を表1に示す。

†印がついた項目が、CCSR/NIES AGCMと共通の物理過程である。気候計算で温度場の形成において重要な役割を果たす放射過程には、k-distribution法による比較的精密なスキーム(Nakajima et al., 2000)を用いる。積雲対流過程は降水の位置と量の予測のみでなく、温度・湿度場形成において重要であるため、温度・湿度場の変化に関する物理的根拠に優れたと考えられるArakawa-

表1: NIES/CCSR RAMS の特徴

方程式	圧縮性非静力学系
座標系	ポラーステレオ系(水平), z^* 系(鉛直)
放射	2 ストリーム k-distribution 法 [†]
積雲対流	簡易型 Arakawa-Schubert [†]
大規模凝結	総水量予報 [†]
鉛直拡散	Mellor-Yamada level 2.5
陸面過程	MATSIRO [†]

表2: 実験の設定

計算期間	1994 年 1 月~12 月
水平領域	4000×4000 km ² (50×50 格子)
鉛直領域	18 km
水平分解能	80 km
鉛直層数	23 層
大規模場	ECMWF 客観解析 (2.5° 格子, 12 時間毎)
海面水温	NCEP 客観解析 (Reynolds and Smith,1994)
植生分布	ISLSCP Initiative I (Meeson et al.,1995)

Schubert 型(Arakawa and Schubert, 1974)のスキームを用いる。層状性の雲・降水過程を表現する大規模凝結には、CSU-RAMS では複雑な雲物理スキームが利用可能であったが、これは通常1km以下のグリッドで用いられるものであり、地域気候モデルの数10km程度のグリッドでの適用可能性が明らかでなかったため、比較的簡便な Le Treut and Li (1991) に基づく総水量予報スキームを用いた。陸面水文過程は地表温度・湿度の再現に重要であるため、植生や積雪の効果を適切に表現するスキーム (Minimal Advanced Treatments of Surface Interaction and RunOff; MATSIRO) を新たに開発して用いた。鉛直拡散過程は、CCSR/NIES AGCM では Mellor and Yamada (1982) の Level 2 スキームを、NIES/CCSR RAMS では同じく Level 2.5 スキームを用いるが、両者の特性は大きくは異ならないと期待される。

このモデルの性能を評価するために、1994 年を例として 1 年間の気候再現実験を行った。1994 年という年は任意に選択したものだが、この年は夏に太平洋高気圧が活発で日本は猛暑となった年である。実験の設定を表 2 に示す。計算領域は日本を中心とした東アジア域である(後述の図 1 を参照)。

月平均の降水量を中心に結果の評価を行った。降水量に注目するのは、降水量が人間活動にもたらす影響において重要であるのと同時に、循環・温度・湿度の場を複雑に反映した量であり、境界条件として直接与えられていない、一般に表現が難しいと思われる変数だからである。図 1 に 1 月、6 月、8 月のそれぞれについて、モデルによって再現された降水量と Xie and Arkin (1996) による観測値 (CPC Merged Analysis of Precipitation; CMAP) を示す。CMAP のデータは海上については衛星の赤外およびマイクロ波データ、陸上については雨量計の値を基に月平均の全球降水量分布を 2.5° 格子の分解能で推定したものである。

1 月については、モデルの降水量は観測値の大規模な特徴をよく表現している(図 1a,d)。この季

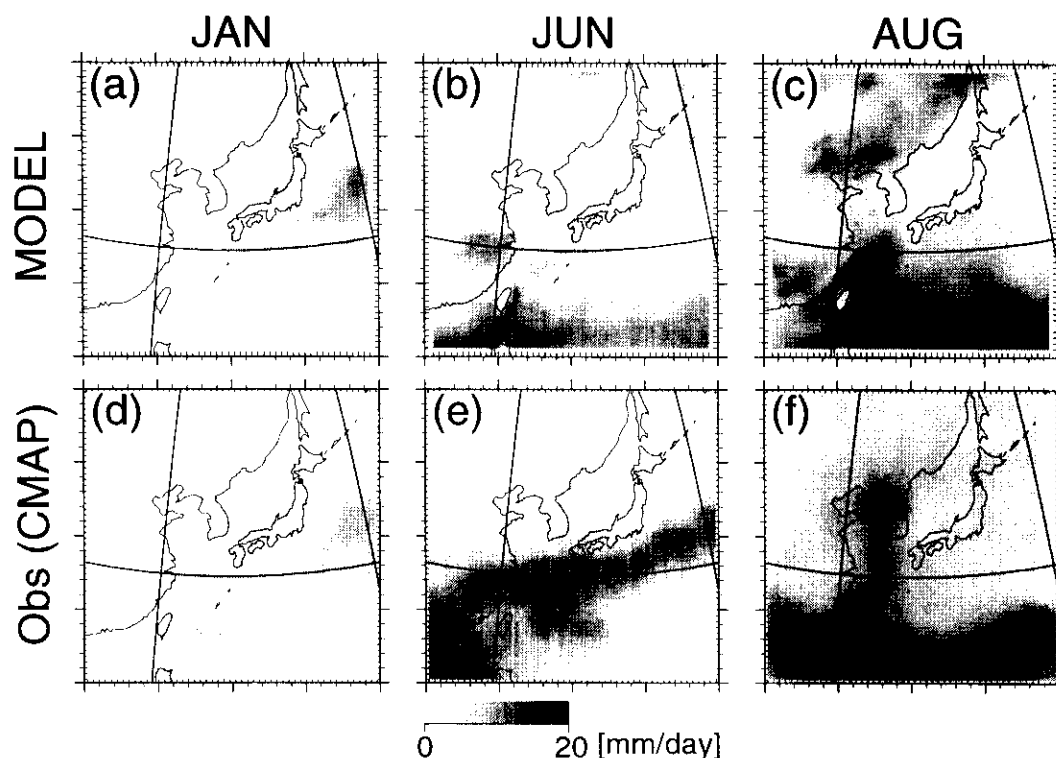


図-1: 1994 年 1,6,8 月のそれぞれにおける平均降水量の計算結果 (a,b,c) と CMAP による観測データ (d,e,f).

節は東シナ海に低気圧が発生し、発達しながら本州の南海上を通過するパターンが頻繁に現れるが、このような低気圧にともなう降水量のピークがモデルでよく再現されているのが分かる。また、本州の日本海側で非常に降水量が多く、太平洋側では少ないコントラストが表れている。これはシベリア高気圧からの寒気の吹き出しと日本海からの水蒸気の供給によりもたらされる日本海側の豪雪を表現しており、現実的である。モデルの降水が本州のおおまかな地形をよく反映していることが伺える。6 月については、モデルの降水パターンは観測されたパターンと大きく異なる (図 1b,e)。観測値では梅雨前線による降水が明瞭に表れているが、モデルではこの梅雨前線の降水は非常に弱く、代わりに計算領域の南端で大量の降水がもたらされている。計算領域を拡張して境界の位置を変えてもこの降水の位置はほぼ変化しなかった。したがって、この非現実的な降水分布は境界条件の取扱いの問題によるものではないと考えられる。8 月には太平洋高気圧が北上し、モデル結果と観測値の両方において計算領域南端で強い降水がもたらされている (図 1c,f)。この後、12 月にかけて観測とモデルのパターンは概ねよい一致を示した。

以上から、当座開発したモデルには、梅雨期の降水分布の再現に特に大きな問題があることが明らかになった。

3. 梅雨前線の形成機構の考察

梅雨前線に伴う降水分布のモデルによる再現可能性を検討するためには、第一に梅雨前線の形成機構についての理解を深める必要がある。梅雨前線の形成要因としては、1) オホーツク海高気圧と太平洋高気圧の相互作用、2) 海陸の熱的コントラスト、3) 熱帯域の積雲対流活動による影響、4) チベット高原の力学的および熱的効果などが指摘されているが、未だ明確な説明はなされていない (Kodama, 1999; Ose, 1998 他)。そこで、梅雨前線の形成要因およびその機構についての調査を行

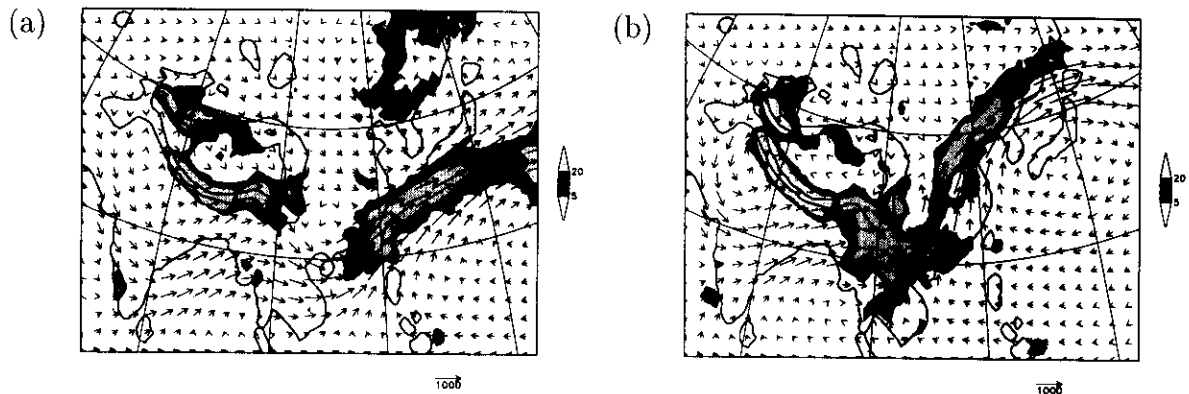


図-2: 帯状平均場を東西一様の境界条件として与えた基準実験における鉛直積算水蒸気フラックス(矢印)と、降水量(陰影)の分布. (a)6月上旬, (b)6月下旬.

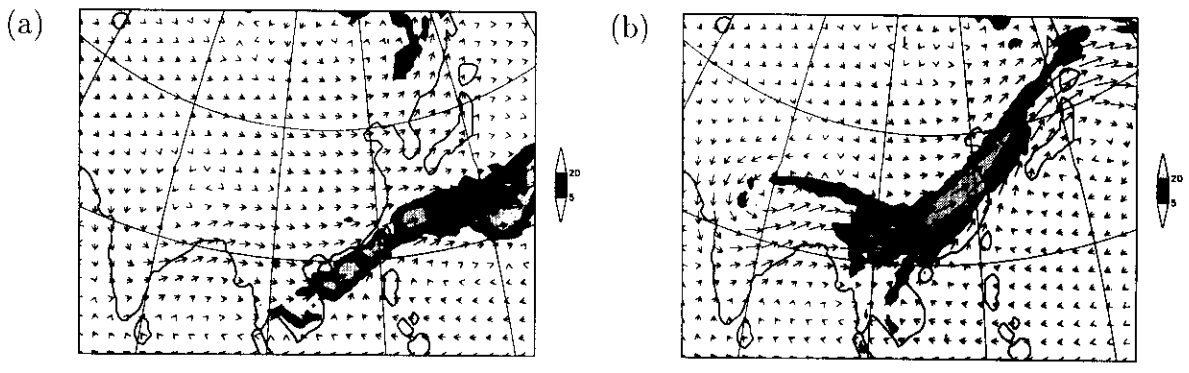


図-3: 山岳を取り除いた場合の鉛直積算水蒸気フラックス(矢印)と、降水量(陰影)の分布. (a)6月上旬, (b)6月下旬.

うことを目的として、いくつかの単純化した条件で地域気候モデルを適用した数値実験を行った。使用したモデルは基本的に前節で説明したものと同一であるが、いくつかの物理過程については CSU-RAMS の標準スキームを用いた。積雲対流には主として Kuo 型 (Kuo, 1974) のものを用いたが、NIES/CCSR RAMS と同じ Arakawa-Schubert 型のスキームを用いた場合でも定性的な結果は変わらないことを確認した。また、陸面過程は簡単のために植生および土壌タイプを一様に与えた。海面水温は 1998 年 6 月の実況の月平均値 (Reynolds and Smith, 1994) を与えた。計算領域はチベット高原を完全に含むように、前節の場合よりも広めに取り (図-2,3), 水平分解能は 100km とした。

初期および境界値として、ECMWF データを 10 日間平均し、さらに東西帯状方向に全球で平均化した値を使用した仮想的条件のもとで実験を行った (帯状平均実験)。帯状平均場ではすべての気象要素は高度と緯度だけの関数であり、東西方向には一様である。この仮想的実験により生じる大気擾乱は、帯状平均場と領域内の地表面過程との相互作用だけにより生じるものと期待できる。帯状平均場は 1998 年 6 月の 1 旬、2 旬でそれぞれ 10 日毎に平均して与えた。6 月上旬は偏西風が強く上層ジェットが日本付近の緯度帯に存在するのに対し、下旬は偏西風が弱く上層ジェットが 1 旬より北寄りに位置するなど、両者の特徴には大きな違いが見られる。6 月上旬と下旬の帯状平均場を用いて、それぞれ 20 日間の計算を行い、後半の 10 日間について評価した。

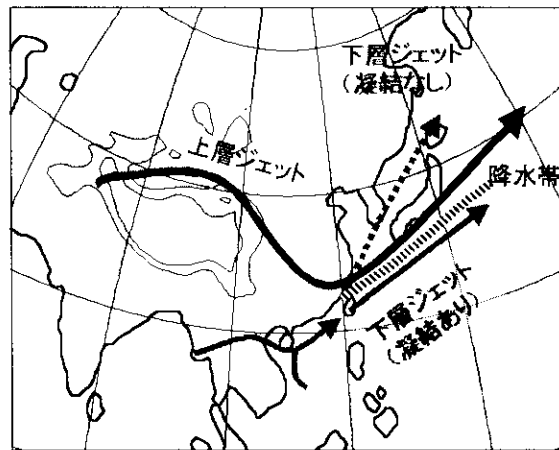


図-4: 下層ジェットと上層ジェットの位置関係を示す模式図。凝結過程を取り除いた場合、下層ジェットが上層ジェットの下を潜って北よりに位置し、現実と異なる位置関係となる。

基準実験の水蒸気輸送量の鉛直積算量と降水量分布を図2に示す。下層ジェットによる大きな水蒸気輸送帯を伴う「梅雨前線」が再現されている(以下、モデルで再現された梅雨前線を現実のものと区別して「梅雨前線」と表す)。これは、「梅雨前線」は基本的には帯状平均場が海陸のコントラストや起伏によって、熱的および力学的に変形されることにより形成されることを示している。海面水温分布のみを変化させた実験を追加的行なったが、海面温度分布の影響は小さいことが確認された。6月上旬(図2a)と下旬(図2b)の帯状平均場による実験結果を比較すると、偏西風が弱く、上層ジェットが比較的高緯度に位置する下旬には、上旬よりも「梅雨前線」が北寄りに形成される。海面水温は月平均を与えているので、上旬と下旬の違いは太陽高度と帯状平均場だけである。太陽高度にはこの時期はそれほど顕著な季節進行はないので、この差のほとんどは帯状平均場の違いに原因があると考えられる。上層ジェットの北上と偏西風の弱まりに対応して「梅雨前線」が北上したものと考えられる。このことは「梅雨前線」の季節進行が帯状平均場の季節進行に大きく依存していることを意味する。

次に、チベット高原を始めとする山岳の効果を調べるために、山岳を取り去った実験を行なった。この結果を図3に示す。山岳を取り去っても、弱いながらも「梅雨前線」が再現された。すなわち、地形の強制力のうち海陸のコントラストだけでも、「梅雨前線」が再現された。一方でチベット高原を含む山岳の存在は「梅雨前線」を強化することも示された。

最後に、凝結過程の効果を調べるために、モデルの凝結過程(大規模凝結過程および積雲対流過程)を取り除いた実験を行なった。この場合でも梅雨前線に伴うものとよく似た下層ジェットが現れるが、凝結過程がある場合と異なり、下層ジェットはほぼユーラシア大陸に沿って形成され、日本以東においては下層ジェットが上層ジェットの北側に潜り込んで存在した(図4)。現実の梅雨前線帯でみられるように下層ジェットが常に上層ジェットの南側に平行に存在するためには、凝結過程による大気循環場への作用が必要であると推察される。

以上のことから、基本的には海陸のコントラスト、それも顕熱フラックスの海陸コントラストにより、梅雨前線に特徴的な下層ジェットが形成されていることが示唆された。帯状平均場が弱いと、下層ジェットは海陸の境界層の温度差に対応した温度風としての性質を持ち、基本的には海陸の境界付近に現れると考えられる。偏西風が強いと熱輸送や力学的効果による変形を受け、下層ジェットの位置や強さは変わると考えることができる。過去の研究では下層ジェットは梅雨前線の積雲

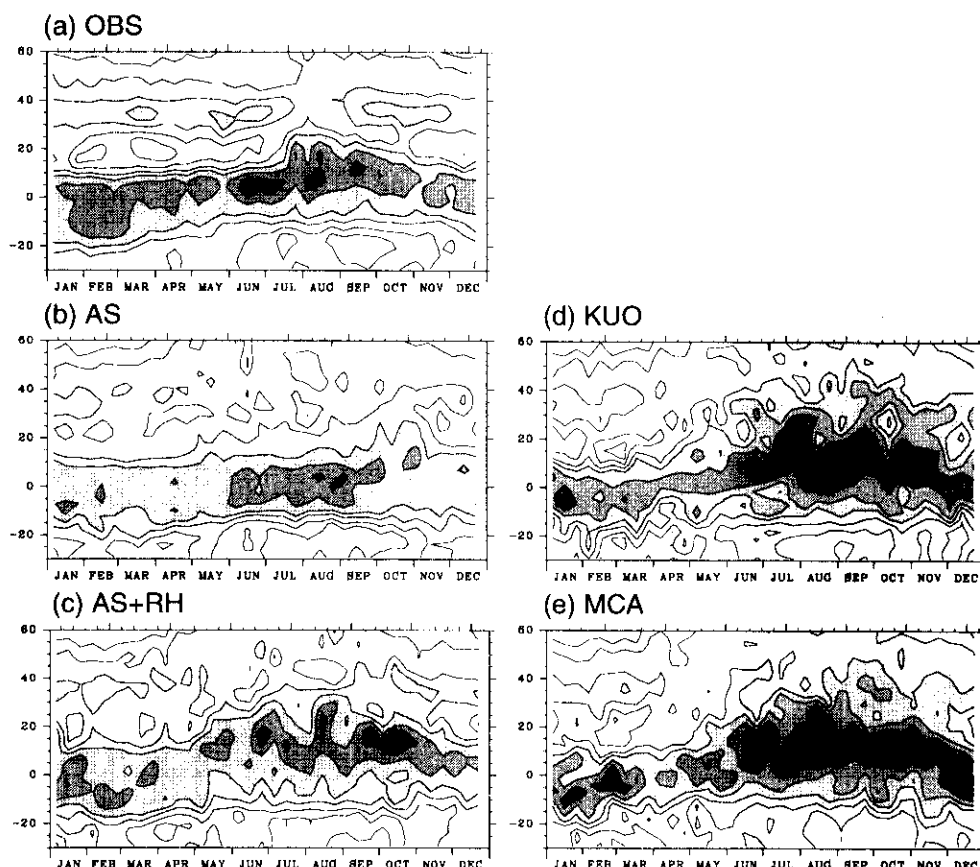


図-5: 経度140~160度の平均の降水量の時間-緯度分布. (a) 観測データ (CMAP), (b) Arakawa-Schubert, (c) Arakawa-Schubert に後述の RH の条件を加えたもの, (d) Kuo, (e) 湿潤対流調節.

対流と上層ジェットとの相互作用により形成されると説明されることが多い. ここで行われた数値実験では, 下層ジェットは基本的には海陸のコントラストから上層ジェットや降水システムとは独立して形成され, 偏西風や上層ジェットと積雲対流を通じて相互作用をすることにより, 降水の生成に寄与するとともに上層ジェットとの位置関係が決まることが推測される.

4. 積雲対流スキームの特性評価

前節の結果から, 梅雨前線の基本的な構造は東アジアの海陸コントラストを含む計算領域を取れば十分再現が可能であると考えられる. また, 数10kmの水平分解能も, 梅雨前線の大規模な構造を表現するには十分である. NIES/CCSR RAMS で梅雨前線上の降水がうまく再現できないのは, 主としてモデルの中の降水の表現, 特に積雲対流スキームに問題がある疑いが強い. そこで, 積雲対流スキームの特性を評価し, 改良の指針を得るために系統的な感度実験を行なった.

NIES/CCSR RAMS では, 積雲対流スキームとして Arakawa-Schubert 型 (以下, AS と略) を採用している. このスキームは, 周囲と混合しながら上昇する湿潤空気塊の浮力エネルギーを考慮することにより積雲対流の活動度を表現するものである. 他に気候モデルでよく用いられてきたスキームに, 水蒸気収束に比例させた加熱加湿を仮定する Kuo スキーム (以下, KUO), 成層安定度にもとづく瞬間的な調節を仮定する湿潤対流調節 (以下, MCA) がある. まず, 全球モデル CCSR/NIES AGCM を T42 (約2.8度格子), 鉛直11層の分解能で用いて, AS, KUO, MCA の三者の比較を行なった. 図5に, 140~160E の経度帯で平均した降水量の時間-緯度分布を示す. 実際の観測では,

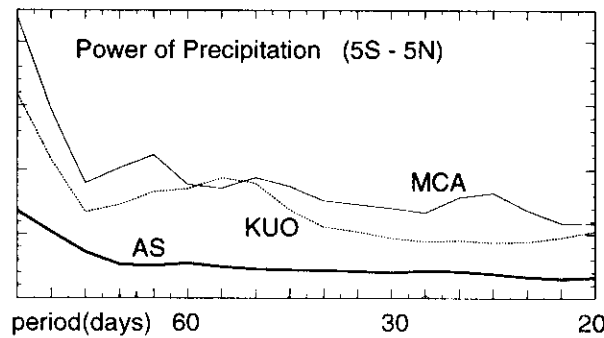


図-6: 緯度 5S-5N の降水量の時間スペクトル. AS:Arakawa-Schubert, KUO:Kuo, MCA:湿潤対流調節.

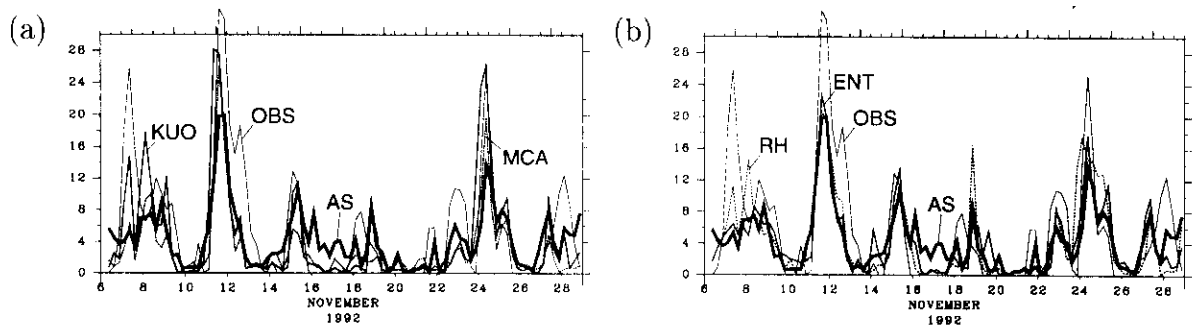


図-7: TOGA-COARE データを用いた鉛直一次元モデル (SCM) による、各実験の降水量の時系列. (a) OBS:観測値, AS:Arakawa-Schubert, KUO:Kuo, MCA:湿潤対流調節. (b) AS に各種変更を施したもの(後述の表3参照).

モンスーンのオンセットに対応して、7月中旬に 10N から 30N にかけての急激な降水帯の北への拡大がみられ、MCA, KUO でも時期に多少の違いはあり、多少誇張された降水帯を形成するにせよ、それが定性的に再現されている。しかし、AS ではこのような北への降水帯の拡大は全く起こっていない。このように AS には、モンスーンのオンセットなどの季節変化がうまく表現されないという問題があることが示された。また、さらに短い時間スケールに注目しても、AS は時間変動性が著しく小さかった。例えば、図6に熱帯域の数十日スケールの変動のパワースペクトルを示したが、この周期帯での降水の変動のパワーは、MCA, KUO に比べ AS が格段に小さい。また、MCA, KUO のパワースペクトルには、40~70日あたりに、はっきりはしないものの、現実大気に見られる Madden-Julian 振動に対応するピークが存在するのに比べ、AS ではこのようなピークがみられない。

一方で、夏のアジアモンスーン域では季節平均程度のおおまかな降水量分布は他のスキームと比較して AS は全体的に再現性がよいので(図略)、このスキームを基本として改良を加えることによって、問題点を克服するという方針が一つ有望な方向性として考えられる。

そこで、さらに詳細に AS の問題点を検討するために、これらの積雲対流スキームを含む鉛直一次元モデルに、TOGA-COARE (Tropical Ocean and Global Atmosphere, Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment) で観測された大気の大規模な移流を forcing として与えた実験 (Single Column Model Experiments) を行った。図7aにその結果として得られた各実験の降水量の時系列を示す。全体的な変動傾向は、AS, MCA, KUO ともに再現されている。しかし、AS

表3: 積雲対流評価実験とそれぞれの付加条件

ENT	最小のエントレインメント率を小さくする
CIN	対流抑制が小さいことが条件
RH	鉛直カラム平均の相対湿度が臨界値(90%)以上であることが条件
MIX	雲域のパーセルと周辺空気の混合物が正の浮力をもつことが条件

では、例えば 11 月 16 日から 18 日など、観測ではほとんど降水がない時に比較的大きな降水を見積もっている。

以上から、AS が時間変動に乏しい原因として、積雲対流がオンセットする条件が緩すぎるといふ可能性が考えられる。MCA では、成層が不安定である他、各鉛直層が飽和になっていない限り積雲対流が起こらない。また、KUO ではやはり成層が不安定である他、水蒸気の収束が起こっていることが必要である。これに対し AS では、成層が不安定である以外の陽な条件は付与しない。そこで、AS に種々の条件を加えて、全球モデルを用いたテストを行なった(表3)。

その結果、全ての実験で時間変動の再現性に一応の改善が見られた。特に実験 ENT と RH で、熱帯西部太平洋の降水の季節変化、熱帯の季節内変動に顕著な改善が見られた。図 5c に、RH における 140~160E の降水量の時間-緯度分布を示したが、もとの AS(図 5b) と比較して 7 月頃の降水帯の北への移動が明瞭であり、観測されたパターンに近付いているのが分かる。また、図 7b に ENT と RH における TOGA-COARE データを用いた鉛直一次元モデル実験の結果を変更前の AS と重ねて示したが、11 月 16 日から 18 日の AS で対流が抑制されなかった期間に、現実的に対流が抑制されているのが分かる。

RH の条件は、物理的には、積雲の発達期には雲頂で大きなエントレインメント(周囲の空気塊の混合)が起きるため、自由大気が乾燥している場合には乾燥空気の混合によって積雲は浮力を失い、対流活動が抑制されるとする考えである。ENT の条件も意味としてはこれに近い。すなわち、このような乾燥した自由大気による積雲対流の抑制が、対流活動の時間変化と空間分布に重要な役割を果たしている可能性があることが示唆された。

5. 地域気候モデルの改良と再検証

第2節の地域気候モデル検証実験で明らかとなった梅雨期の東アジアにおける降水分布の問題についても、前節で述べたメカニズムが重要な役割を果たす可能性がある。すなわち、第2節の実験結果では太平洋高気圧の中で非現実的な強い降水が見られたが、太平洋高気圧では卓越する下降気流により自由大気が乾燥しているため、前述の条件(RH など)の導入によりここでの対流活動が抑制され、結果が改善される可能性がある。そこで、地域気候モデル NIES/CCSR RAMS の積雲対流スキームに前節の条件 RH を導入して、導入前との結果の比較を行なった。ここで、相対湿度の臨界値は 75% に取った。その結果、RH 導入後では、導入前に比べて太平洋高気圧における降水が著しく抑制された(図-8)。さらに、南から移流する水蒸気のほとんどが途中の降水により減少せずに梅雨前線まで到達するため、梅雨前線の降水が強化され、分布パターンは観測データのパターンに近付いた。以上から、乾燥した自由大気による太平洋高気圧の積雲対流の抑制が、梅雨期の東アジア域の降水パターンに重要な役割を果たしていることが示唆された。ただし、条件 RH の導入によるスキームの改良を物理的に根拠づけるためには、亜熱帯海上高圧域における対流活動の振舞について、雲解像モデル実験や観測データ解析などによってさらなる知見を積み重ねる必要がある。

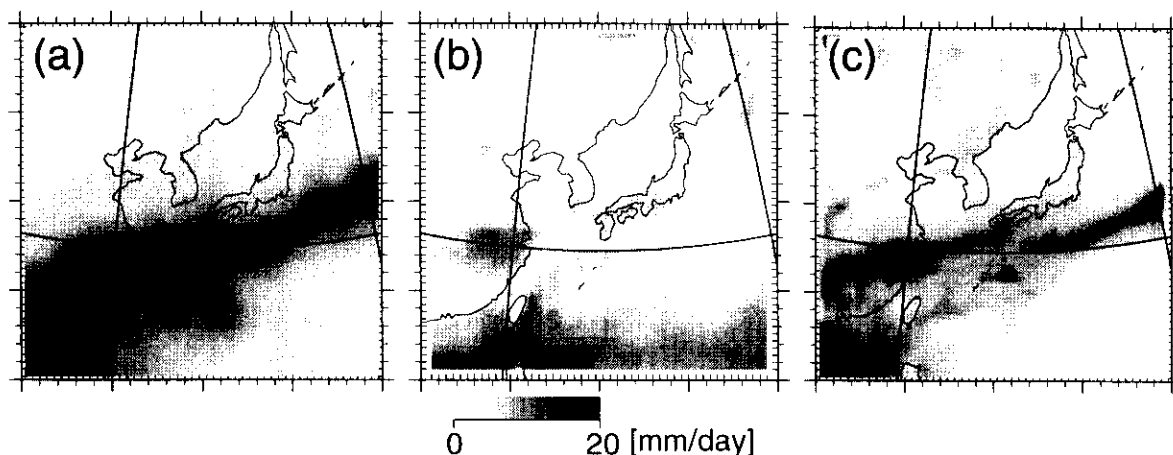


図-8: 1994年6月の平均降水量。(a)観測データ(CMAP), (b)RH条件導入前, (c)RH条件導入後。

この変更の後に、表2に示した条件でモデルの検証実験を再び行なった。ただし、水平分解能は50kmに上げ、水平領域は80×80格子で前回と同じ領域とした。図9に、1月から12月まで各月の月平均降水量のCMAPとの比較を示す。モデルは各月の降水分布の特徴を現実的に再現しており、特に大きな問題は見られない。さらに、日本域についてはAMeDAS (Automated Meteorological Data Acquisition System)データを用いたより詳細な検証を行なった。図10にモデル結果とAMeDASデータの比較を示す。日本を北海道、本州日本海側、本州太平洋側東部、本州太平洋側西部および四国、九州の5つの領域に分け、それぞれの領域で平均された値の時系列を示した。

降水量は、平均するとモデルがやや過少であるが、タイミング、量とも観測とモデルで概ねよい一致が見られる。1994年は、夏季に太平洋高気圧の日本付近への張り出しが強く、特に猛暑となった年である。地表気温の結果を見ると、モデルはこの猛暑の地表気温を2度程度過少評価している。しかし、それを除けば日々の変動を含めて地表気温はよく再現されている。

6. 地域気候モデルによる気候変化実験

最後に、ここで開発された地域気候モデル NIES/CCSR RAMS を用いて、大気中二酸化炭素濃度倍増時を想定した気候変化見通しを行なう実験を行なった。ただし、この実験は地域気候モデルによる気候変化見通しの将来性、有効性を検討するため、また、このモデルで気候変化実験を行なった場合の具体的問題点を抽出するための予備的実験として位置付けており、この結果を気候変化影響の議論などへ直接繋げるのは、モデル結果の不確実性の問題から時期尚早と考えている。

現在の気候(1XCO₂)と二酸化炭素倍増時の気候(2XCO₂)のそれぞれについて、10年間の地域気候モデル計算を行なった。境界条件としての大規模場は、全球気候モデル CCSR/NIES AGCM を水平分解能 T42(2.8度格子相当)で用いて1XCO₂、2XCO₂のそれぞれの条件で10年ずつ計算した結果を用いた。ここで、大気中二酸化炭素濃度は1XCO₂と2XCO₂でそれぞれ345ppmvと690ppmv(全球一様)に固定しており、計算期間中の濃度の漸増は考えていない。また、エアロゾルの効果は考えていない。海面水温は地域モデル、全球モデルとも同じデータを用い、1XCO₂には1985年から1994年の週毎の観測データ(Reynolds and Smith, 1994)、2XCO₂には同じ観測データに二酸化炭素濃度倍増時の海面水温上昇量の推定パターンを加えたものを用いた。海面水温上昇量は、全球大気海洋結合気候モデルによる二酸化炭素漸増実験(Emori et al., 1999)の結果から、

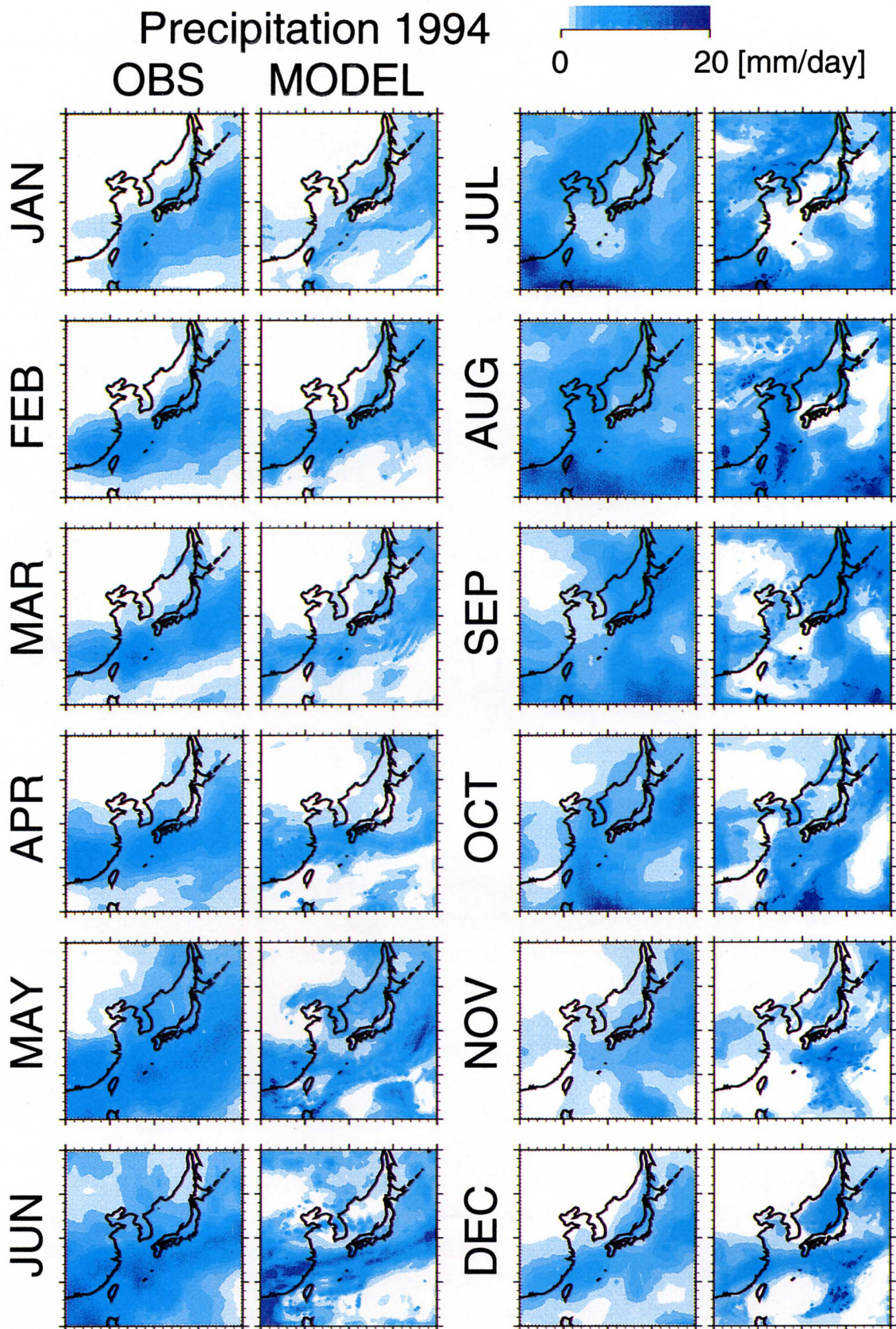


図-9: 1994年各月における月平均降水量のCMAPによる観測データとモデルによる計算結果。

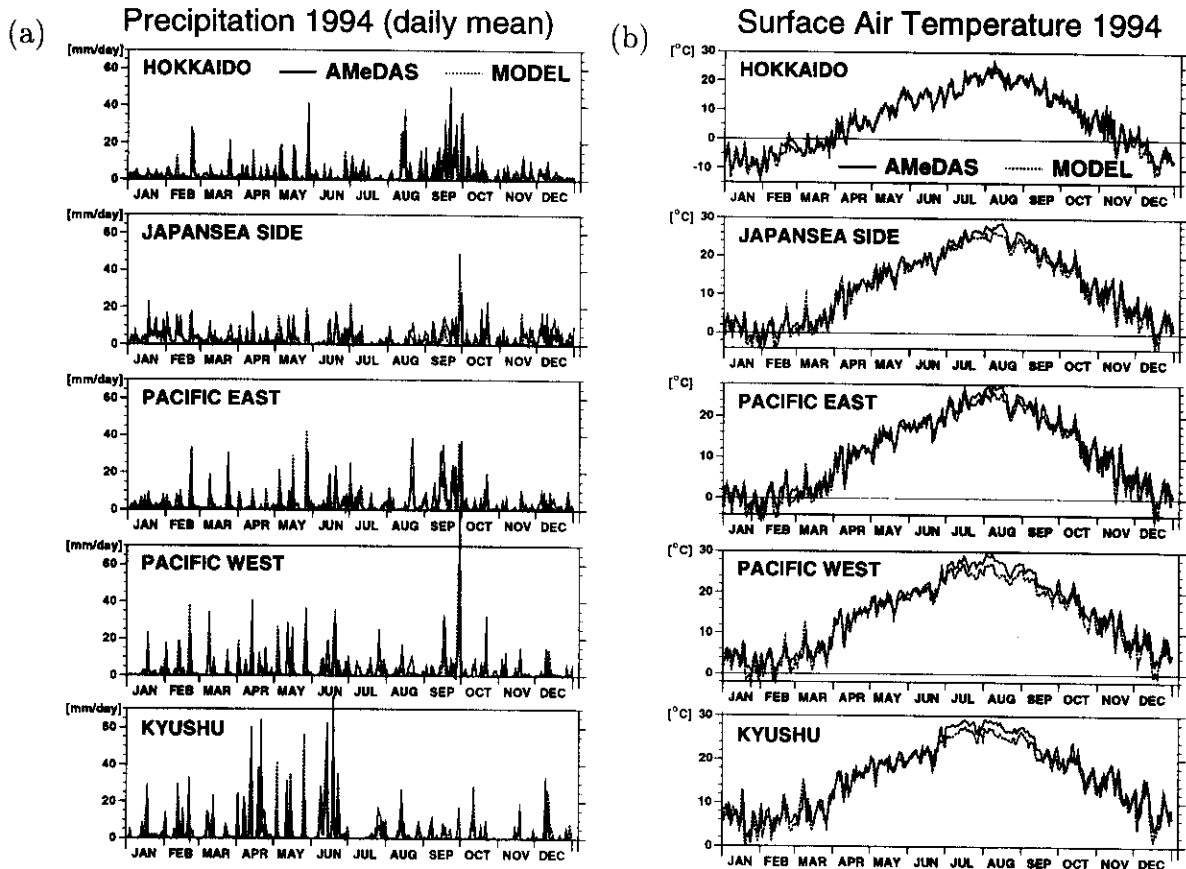


図-10: 日本域におけるモデル結果と AMeDAS 観測値の比較. 日本を北海道, 本州日本海側, 本州太平洋側東部, 本州太平洋側西部および四国, 九州 5つの領域に分けてそれぞれで平均された値の時系列. (a) 日平均降水量, (b) 日平均地表気温.

大気中二酸化炭素濃度倍増時前後の 50 年間を平均して月毎のデータにして用いた. 結合モデルの海面水温分布をそのまま用いないのは, 結合モデルのバイアスをできるだけ排除するためである. これにより, 1XCO₂ については現実的な海面水温の分布と変動度を用いて計算することができるが, 2XCO₂ についても年々の変動度は現在と同じと仮定してしまっている点に注意が必要である.

図 11 に, 冬季(12,1,2月)と夏季(6,7,8月)で平均した降水量の分布を, 観測値(CMAP), 全球モデル結果(GCM), 地域モデル結果(RCM)について比較したものを示す. 冬季については, GCM と RCM の両方で本州の南から東海上の降水のピークが現実的な位置に再現されており, また, RCM では日本海側の降水のピークも再現されている. 少なくとも定性的には, モデルの結果は十分に現実的な分布といえる. 夏季については, GCM と RCM の両方で計算領域南の境界付近で降水量を著しく過大評価しており, 観測された分布に見られるような太平洋高気圧域の降水の極小が見られない. この計算では, 第5節で述べた積雲対流スキームの変更を全球モデル, 地域モデルともに施しているが, それでもまだ夏季についてはモデルに改良の余地が大きいといえる.

ここでは, モデルが比較的良好に現実の降水分布を再現している冬季に限って, 気候変化の解析を行なった. 図 12 に, いくつかの変数について冬季における 2XCO₂ と 1XCO₂ の差を示す. 10 年分の結果を 10 個の独立な事象と見なし, t 検定による有意差検定を行なった. 有意水準 95%で統

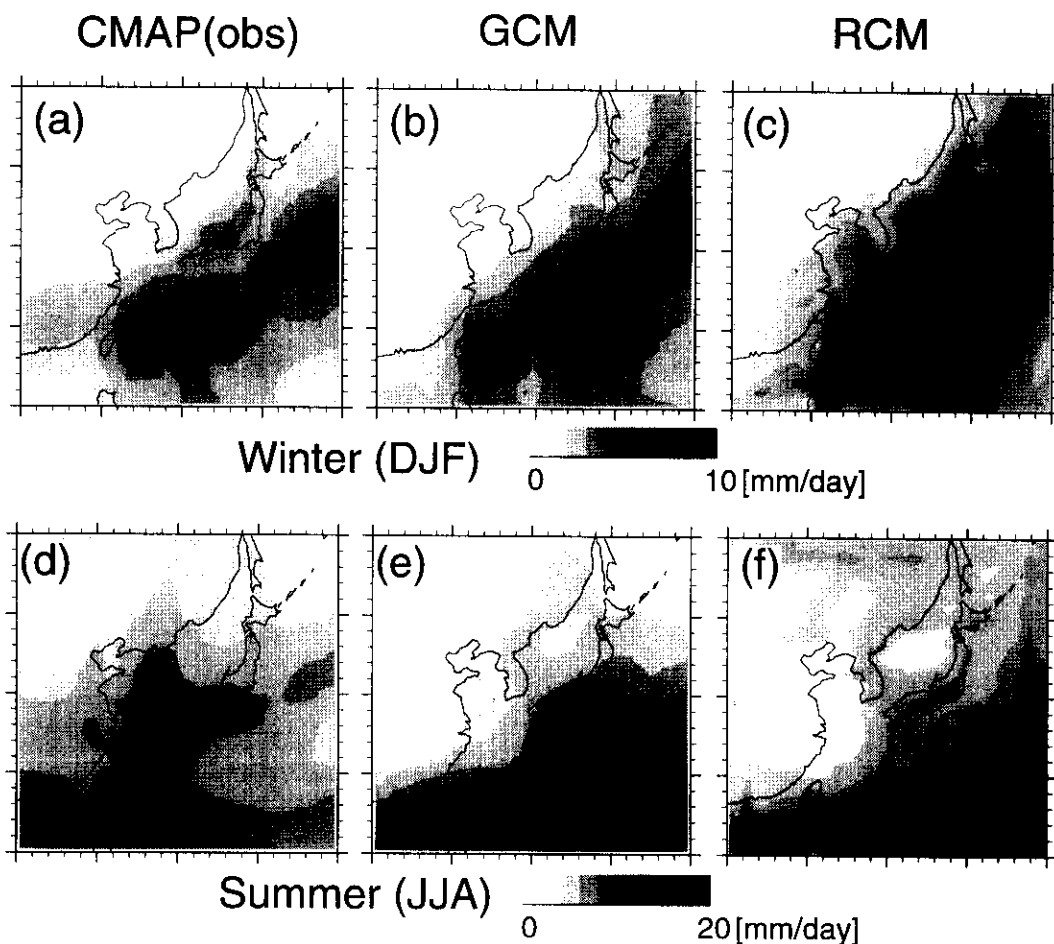


図-11: 冬季(12,1,2月)と夏季(6,7,8月)のそれぞれについて平均した降水量分布. CMAP による観測データ (a,d), 全球モデル結果 (b,e) および地域モデル結果 (c,f).

計的に有意であった差のみを示した. 降水量の差(図12a)を見ると, 中国南東部から東シナ海, 日本南西部にかけて, 降水量が有意に減少しているのが分かる. このような変化が生じた機構は, 以下のように説明できる. 地表気温の差(図12b)に見られるように, 対流圏下層では海上に比べて陸上の昇温が大きい. これはこれまでの多くの全球気候モデルの実験に共通して見られる特徴である(IPCC, 1996). この昇温のコントラストにより, 中国南部の海陸境界付近で南北の温度傾度が弱まり, 相対的な南北温度傾度のピークは南に移動する. 高層(200hPa)の西風の差(図12c)を見ると, 上記に対応して, 温度風の関係により西風ジェットが中国中央部の北緯35度付近で弱まり, その南方で強まっている. 降水量の変化は, この西風ジェットの変化に対応して, 低気圧の発生発達域が南に移動したためと考えられる. また, 図12dに積雪量の変化を示したが, 本州日本海側の積雪は有意に減少している. この積雪をもたらす降水量には有意な変化は見られないが, 温暖化により融雪が早まると同時に, 雪でなく雨で降る降水量が増えたことが原因として考えられる.

7. まとめと議論

本研究では, 既存の領域大気モデル CSU-RAMS の力学的枠組を基に, CCSR/NIES AGCM の物理過程を導入して東アジア域の地域気候モデルを構築した. また, このモデルを用いて, 大気中二酸化炭素濃度倍増時を想定した地域気候変化実験を予備的にはあるが行なうことができた.

Changes ($2\times\text{CO}_2 - 1\times\text{CO}_2$) in Winter (DJF)
significant signals (95% conf. level)
RCM results

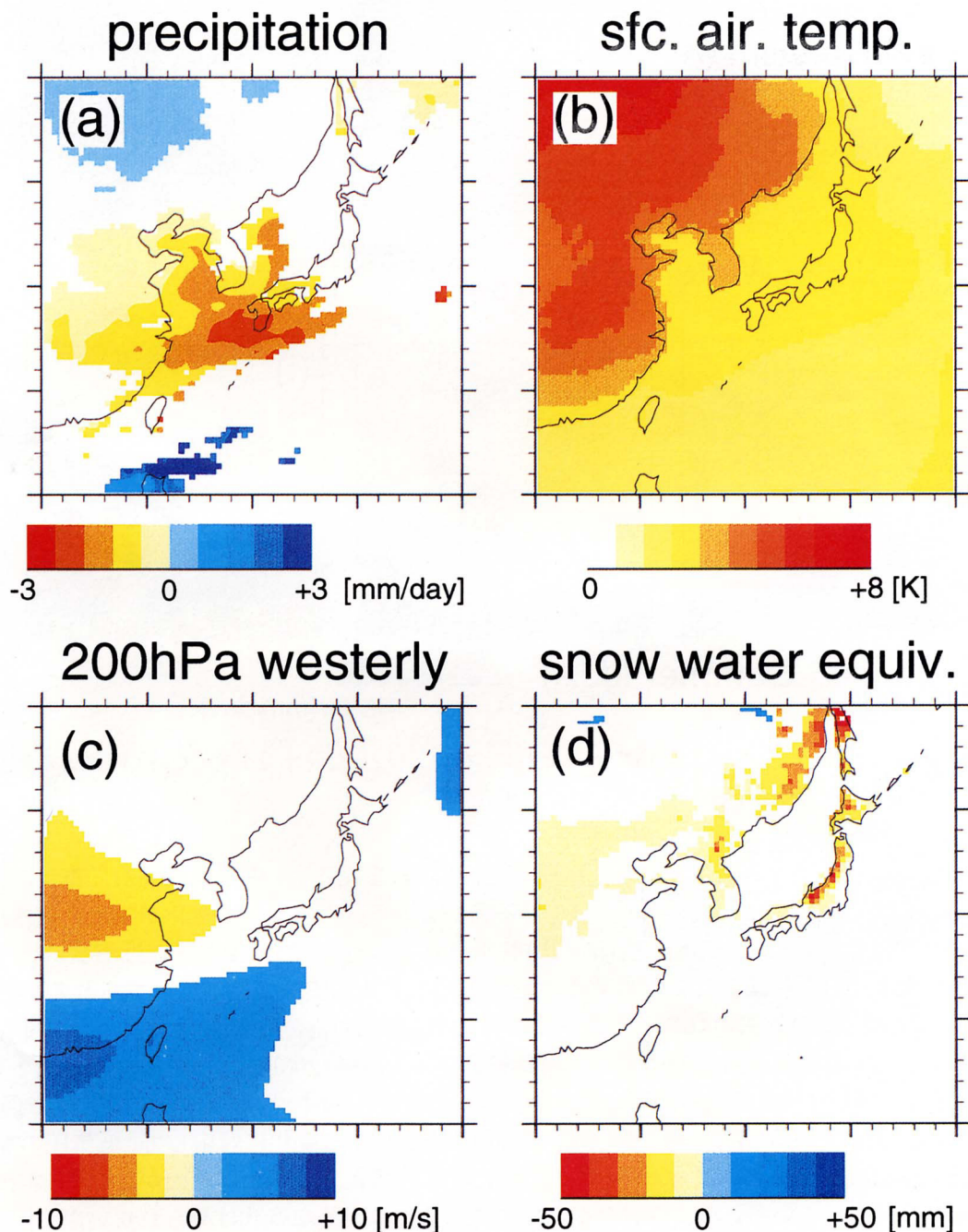


図-12: 地域気候モデルにより計算された冬季(12,1,2月)における気候変化. 二酸化炭素倍増時と現在気候との差. (a)降水量変化, (b)地表気温変化, (c)200hPa 西風変化, および (d)積雪水等量変化. 有意水準95%で統計的に有意な差のみ示した.

モデルの開発と検証の過程で、東アジアに特徴的な地域気候の形成に関するいくつかの有用な知見が得られた。一つは梅雨前線の形成機構に関するものであり、梅雨前線の本質的な特徴である下層ジェットは、本質的には大規模場の帯状流と海陸の熱的コントラストの相互作用により形成されるという新しい仮説を数値実験の結果を基に提示することができた。今後、この研究では十分に取扱えなかった熱帯対流活動の効果を調べる実験や、年々の梅雨前線の位置や強度の違いに注目した実験を行なうことによって、梅雨前線の形成機構に対する理解をさらに深めていく必要がある。

もう一つは、積雲対流の抑制に関するものであり、自由大気の乾燥に応じて積雲対流が抑制される効果が、対流活動の時間変動において重要な役割を果たしている可能性が示唆された。また、同様の効果は、夏季の北太平洋亜熱帯高気圧における積雲対流を抑制し、東アジア域の夏季の降水分布形成に対しても重要であることが示された。今回のモデル実験では適当な仮定を用いて積雲対流の抑制を表現したが、現実の大気で積雲対流が抑制される機構は現時点では明らかではないため、さらに解析や数値実験を行なうことによって、現実的な抑制機構を解明していく必要がある。

本研究を通じて、東アジアの地域気候においてモデルによる再現が最も困難であった特徴は、梅雨前線を含む夏季の降水分布であった。上述したような知見を得ることにより、現実的な大規模場を境界条件として与えた地域気候モデルにおいては夏季の降水分布を現実的に表現することに成功したが、第6節に示したように、全球大気モデルにおいては未だ夏季の降水分布の再現は不十分であり、東アジアの夏季の気候形成過程や降水過程一般に対する我々の理解の不足を示している。特に、地域気候モデルを用いて気候変化実験を行なう場合には、第6節に示したように全球気候モデルの結果を境界条件とするため、夏季の降水分布形成に必要な大規模場が全球気候モデルで正しく表現される必要がある。このような観点から、全球気候モデルの改良を重点的に進めていく必要が強く認識された。一方、冬季の降水分布は、夏季とは対照的に、全球気候モデルでも地域気候モデルでも大まかな特徴が現実的に再現され、かつ地域気候モデルでは地域的特徴である日本海側の豪雪が表現できた。

将来の気候変化見通しへの地域気候モデルの適用が強く期待されているが、最後に、第6節に示した予備的な実験の結果をもとにその可能性を検討したい。第一には、上述したように、全球気候モデルの現在気候の再現性の向上が急務であると考えられる。全球気候モデルがある程度現実的な境界条件を与えられなければ、地域気候モデルの計算は全く意味を持たない。第二に、現在気候の境界条件が現実的に与えられたとしても、全球モデルが与える将来の見通しの不確実性の大きさを常に念頭に置くべきである。例えば、本研究では大気中二酸化炭素倍増時の海面水温上昇分布を CCSR/NIES CGCM の結果を用いて仮定したが、他の結合モデルの海面水温分布を用いた実験を行なって結果を比較することなどが有用と思われる。第三に、地域気候モデルに期待されることは、与えられた全球モデルの気候変化パターンに対して、詳細な地形など地域的な特徴に伴うパターンを付加することであると考えられる。本研究で示唆された、日本海側の積雪量の減少がこれにあたる。第四に、将来の気候変化についてモデルの結果をもとに言及する際には、本研究で冬季の降水分布変化について試みたように、統計的検定を行なった上で、さらにモデル内でその変化をもたらした機構をできる限り明らかにするべきと考える。

8. 参考文献

- Arakawa, A. and W. H. Schubert, 1974: Interactions of cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 671–701.
- Emori, S., T. Nozawa, A. Abe-Ouchi, A. Numaguti, M. Kimoto and T. Nakajima, 1999: Coupled ocean-atmosphere model experiments of future climate change with an explicit representation of sulfate aerosol scattering, *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 1299–1307.

- IPCC, 1996: *Climate Change 1995: The Science of Climate Change*. Houghton J. H., L. G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg and K. Maskell (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK, 572pp.
- Kodama, Y., 1999: Roles of the atmospheric heat sources in maintaining the subtropical convergence zones: an aqua-planet GCM study, *J. Atmos. Sci.*, **56**, 4032–4049.
- Kuo, H. L., 1974: Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1232–1240.
- Meeson, B., F. Corprew, J. McManus, D. Myers, J. Closs, K.-J., Sun, D. Sunday and P. Sellers, 1995: ISLSCP Initiative I — Global Data Sets for Land-Atmosphere Models, 1987–1988. Volumes 1–5. Published on CD by NASA.
- Mellor, G. L., and T. Yamada, 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems, *Rev. Geophys. Atmos. Phys.*, **20**, 851–875.
- Nakajima, T., M. Tsukamoto, Y. Tsushima and A. Numaguti, 2000: Modelling of the radiative process in a AGCM, *submitted to Appl. Opt.*
- Numaguti, A., M. Takahashi, T. Nakajima and A. Sumi, 1995: Development of an atmospheric general circulation model, in *Climate System Dynamics and Modelling, Reports of A New Program for Creative Basic Research Studies*, edited by T. Matsuno, vol. I-3, 1–27.
- Le Treut, 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. *Climate Dynamics*, **5**, 175–187.
- Ose, T., 1998: Seasonal change of asian summer monsoon circulation and its heat source, *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 1045–1063.
- Pielke, R. A., W. R. Cotton, R. L. Walko, C. J. Tremback, M. E. Nicholls, M. D. Moran, D. A. Wesley, T. J. Lee and J. H. Copeland, 1992: A comprehensive meteorological modeling system — RAMS, *Meteor. Atmos. Phys.*, **49**, 69–91.
- Reynolds, R. W. and T. M. Smith, 1994: Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. *J. Climate*, **7**, 929–948.
- Xie, P. and P. A. Arkin, 1996: Analyses of global monthly precipitation using gauge observations, satellite summaries, and numerical model predictions. *J. Climate*, **9**, 840–858.

[研究成果の発表状況]

(1) 口頭発表

- ① 江守正多, 鶴野伊津志: CSU-RAMS による東アジア領域の気候再現実験(その1). 日本気象学会1997年度秋季大会.
- ② 江守正多, 高田久美子, 渡辺力, 三枝信子, 沼口敦, 1998: 気候研究用の陸面過程モデル“MATSIRO”の開発. 日本気象学会1998年度秋季大会.
- ③ 高田久美子, 江守正多, 1998: 陸面過程モデル“MATSIRO”の流域水収支による検証. 日本気象学会1998年度秋季大会.

- ④ Numaguti, A., 1998 : Sensitivity to cumulus and large-scale cloud parameterizations in CCSR/NIES AGCM. GCSS-WGNE Workshop on Cloud Processes and Cloud Feedbacks in Large-Scale Models. ECMWF, November 1998.
- ⑤ 木村富士男, 李淳煥, 黒崎泰典, 吉兼隆生, 1998 : Tibet 周辺における 1998 年 5 月の降水シミュレーション. GAME 国内研究集会, 京都, 1998 年 12 月.
- ⑥ Takata, K., et al., 1999 : Development of a landsurface model "MATSIRO" for climate studies. The Workshop on "The development of the next-generation climate models". Univ. of Tokyo, March 1999.
- ⑦ Emori, S., et al., 1999 : Development of a regional climate model based on CSU-RAMS and CCSR/NIES physical parameterizations. The Workshop on "The development of the next-generation climate models". Univ. of Tokyo, March 1999.
- ⑧ 江守正多, 野沢徹, 沼口敦, 鶴野伊津志 : CSU-RAMS による東アジア領域の気候再現実験 (その 2). 日本気象学会 1999 年度春季大会.
- ⑨ 吉兼隆生, 木村富士男, 黒崎泰典, 江守正多 : チベット高原における 1998 年 5 月の降水シミュレーション. 日本気象学会 1999 年度春季大会.
- ⑩ Emori, S., et al., 1999 : A regional climate change projection over east asia. IUGG 2000, Birmingham, July 1999.
- ⑪ 吉兼隆生, 木村富士男, 江守正多 : 梅雨前線とチベット高原 --- 帯状平均場, 海陸分布, チベット高原に注目した数値実験 ---. 日本気象学会 1999 年度秋季大会.
- ⑫ Emori, S., et al., 2000 : A regional climate change projection over east asia. AMS annual meeting, Long Beach, January 2000.

(2) 論文発表

- ① 沼口敦, 桑形恒男, 1997: POP におけるチベット高原上の水循環の日変化. 1997 年度 GAME 国内研究集会発表要旨集, 70-71.
- ② Zhu, P. and F. Kimura, 1998: The response of atmosphere to the land-surface process over Tibetan Plateau and its influence on Asian summer monsoon. 筑波大学地球環境変化特別プロジェクト研究報告集 5, 472-504.
- ③ Kimura, F., Y. Kurosaki, T. Yoshikane, S.-H. Lee, and S. Emori, 1999: Regional simulation around Tibetan Plateau initialized by NCEP and ECMWF analysis data, Proceedings of the 1st International Workshop on GAME-Tibet, Xian, China, January 1999, 111-112.
- ④ Emori, S., T. Nozawa, A. Numaguti, and I. Uno, 1999: On the simulation of june precipitation over East Asia in regional and global climate models, *Submitted to J. Meteor. Soc. Japan*.
- ⑤ Yoshikane, T., F. Kimura, and S. Emori, 2000: Numerical study on the baiu front genesis by heating contrast between land and ocean, *Submitted to J. Meteor. Soc. Japan*.