I. 研究計画の概要

1. 研究の趣旨

地球システム統合モデルに改良を施し、300 年程度先までを対象として地球温暖化予測実験を 行う。実験結果をもとに、IPCC 第5 次報告書など温暖化研究に関する国際的な活動へ貢献する。 また、温暖化予測に伴う不確実性を定量的に評価する。評価に際しては、大循環モデルをベー スにした予測結果のみならず、より簡略で数多くの感度実験を行うのに適したタイプのモデル も併用し、多数の実験結果に基づいた統計情報を提供する。温暖化予測結果を応用した海岸防 災や農業への影響評価も行う。さらに精緻な環境変化予測へ向け、全球雲解像モデルや植生動 態モデルの開発にも取り組む。

2. 研究概要

人為起源CO₂の排出による地球温暖化が進行している。最近の研究では、今世紀中に大気中のCO₂ 濃度を一定濃度に安定化することができたとしても、その後百年以上にわたって地球温暖化と それに伴う海面の上昇が続くと言われている。また、地球温暖化が進めば、CO₂を吸収する海面 の条件や、森林や土壌といった陸域生態系、栄養塩やプランクトンに関する海の生態系にも影 響を与えるため、人為起源CO₂排出量だけに注目していたのでは、CO₂の安定化は達成できない可 能性がある。本課題では、地球システム統合モデルを使用して、西暦2300年までの地球温暖化 予測実験を行い、CO₂安定化シナリオの下での、長期的な地球環境の変化を予測する。また、大 気中のCO₂濃度を安定化させる上で許容される人為起源CO₂排出量を評価する。地球環境変化予測 の結果を用いて、予測の不確定性の評価・低減のための実験や、自然災害分野への影響評価を 行う。

研究課題名:地球システム統合モデルによる長期気候変動予測実験

地球システム統合モデルを改良し、西暦2300年までの地球温暖化予測実験を行う。このモデル は、従来の気候モデル(大気海洋結合気候モデル)に、大気-海洋-陸域炭素循環フィードバッ クや、大気化学-エアロゾルフィードバックといった生物・地球化学過程を組み合わせたもので ある。全球植生動態モデルの導入や、炭素循環モデルやエアロゾル輸送モデルの高度化、氷床 モデルの改良などが計画されている。地球温暖化予測実験の結果を用いて、C02安定化シナリオ の下での、長期的な気温や海面高度の変化や、大気中のC02濃度の変化を予測し、C02濃度を一 定値で安定化させる上で許容される人為起源C02排出量を評価する。

研究課題名:階層的モデル実験による長期気候変化予測の不確実性定量化

地球温暖化予測には必ず不確実性が伴う。IPCC第4次評価報告書でも、C02濃度シナリオ毎に予 測値の幅を報告し、この点について注意を払っている。しかし、例えば予測幅の上限近くまで 昇温する確率がどの程度あるかなど、具体的な確率を予測するまでにはいたっていない。その ような予測を行うためには、設定を少しずつ変えて非常に多数のシミュレーション実験を行う 必要があり、コンピュータの計算能力や実験結果を整理する統計手法に高い水準が要求される ためである。本課題では、大気海洋結合気候モデルに加え簡略気候モデルも併用し、高度な統 計手法を用いながら、確率的地球温暖化予測手法の確立を目指す。

研究課題名:気候変化に伴う自然災害が世界の主要穀物生産の安定性に及ぼす影響評価

世界の主要穀物の中で、とりわけトウモロコシおよびダイズは、中国、アメリカ、ブラジルなどに生産地域が局在している。このような状況で、将来の気候変動に伴って発生する気象災害

(とくに干ばつ)は、これらの生産量にどのような影響を及ぼすのか、今後も安定した生産供給は可能であろうか。

本研究は、気象災害影響予測モデルを作成し、最新の気候変化予測を利用して、異常気象の発 生場所と頻度の変化に基づいて、世界同時不作の可能性などについて解析することにより穀物 供給システムの安定性について予測評価を行う。

研究課題名:長期的気候変動を視野に入れた沿岸域災害リスクの世界評価

本研究は、2300年頃までの気候変動・海面上昇の長期予測結果を用いて、世界全体の沿岸災害 リスクを予測することを目標とする。ここでいう沿岸災害リスクとは、世界規模の水没及び高 潮氾濫によるリスクと特にアジアのメガデルタ・メガシティにおける複合的災害リスクである。 このような沿岸災害リスクは、水没・氾濫予測域の面積、人口、資産(土地利用)などの指標 を用いて行う。本研究では、沿岸災害リスクの長期予測を行うことで、世界全体が地球温暖化・ 海面上昇にうまく適応していくための施策検討の一助となることを目指す。 研究課題名:全球雲解像モデルによる雲降水システムの気候予測精度向上

従来の気候モデルによる気候予測において、最も不確定の大きな要素は「雲」のふるまいであ る。従来の気候モデルに比べて解像度を格段に向上した新しい数値モデル「全球雲解像モデル」 により、雲の不確定性を低減することを目標としている。地球全体を数kmメッシュ(格子)に 分割し、特に熱帯の積雲対流を直接シミュレートすることで、雲スケールから地球スケールの マルチスケール擾乱を同時にシミュレートする。これにより、雲のフィードバック効果を精緻 化し、モンスーンや台風の将来予測の精度向上にも貢献することが期待される。

研究課題名:GCM(大気海洋結合気候モデル)と結合される全球植生動態モデルの高度化と検証

気候は植生の構造や機能を強く制約するが、植生の構造や機能もまた、炭素循環・水循環・太 陽光エネルギー収支の変化を通じて、気候にフィードバック的な影響を与える。本課題では、 このような過程を気候変動予測に含めるために、陸上生態系の機能(炭素や水の循環など)や 構造(植生の分布や構成など)における短期的・長期的変化を予測する全球植生モデルを開発 する。そしてモデルの信頼性を十分に検証した後に、このモデルを地球システム統合モデルへ と結合することで、植生-気候間の相互作用が未来の地球環境に何をもたらすのか、計算実験を 行う。

3. 研究年次計画

3.1 地球システム統合モデルによる長期気候変動予測実験

平成19年度:物理過程改良、モデル高解像度化(大気200km程度,海洋100km程度)

平成20年度: 生物・地球化学過程の高度化完了

平成21年度:地球システム統合モデルによる二十世紀再現実験、温暖化実験

平成22年度:温暖化実験結果の解析。また、3年目までに不確実性グループ、影響評価グルー プが開発した手法を用いて、不確実性や温暖化影響の評価を行う。

平成23年度:論文執筆、投稿。不確実性や影響評価のグループとの共同研究を含む。より高 解像度の統合モデルによるテストラン実行。

階層的モデル実験による長期気候変化予測の不確実性定量化 平成19年度: EMICへの生物地球化学モデル移植

- 平成20年度:地球システム統合モデルのアンサンブル結果を取り込むための不確実性評価手 法確立
- 平成21年度:EMICの結果に基づいた不確実性評価
- 平成22年度:地球システム統合モデルのアンサンブル実験実施。不確実性評価への実験結果 取り込み
- 平成23年度:アンサンブル実験の継続。研究成果取りまとめ

気候変化に伴う自然災害が世界の主要穀物生産の安定性に及ぼす影響評価

平成19年度:対象穀物ごとの主要生産地域の抽出を行い、過去の環境データ、栽培、生産量 データを収集する。生産量の時系列変化の特徴を解析するとともに、生産量変動の気象災害影 響推定モデルのプロトタイプを作成する。

- 平成20年度:主要生産地域の環境データ,生産量データの収集を継続するとともに,生産量 変動の気象災害影響推定モデルの検証と改良を行う。
- 平成21年度:生産量の気象災害影響推定モデルの検証と改良を行うとともに,既存の気候変 化シナリオならびにA①~③の研究グループから出力される気候変化予測を利用した生産量変 動の影響評価を行う。
- 平成22年度:Bの研究グループから出力される気候変動予測の不確実性を取り入れた影響評価 を行う。
- 平成23年度:世界の主要穀物生産地域の同時不作の発生確率の評価を行うとともに,作期や 生産地域の移動あるいは管理による緩和策の可能性について検討し,とりまとめを行う。

長期的気候変動を視野に入れた沿岸域災害リスクの世界評価

- 平成19年度:現状最新の全球データ(地盤高、人口)、個別地域データ(SRTM、自然生態系、 土地利用)のデータを収集・整理する。
- 精密な標高データ(SRTM)の補正プロセスを確立し、メコン、チャオプラヤーおよび珠江の各 デルタ地域の補正処理・整備を進める。
- これまでに開発した既有の高潮予測モデルの全球対応型への改善と20世紀の熱帯低気圧データ の整備を行う。
- 20世紀の高潮を追算して、空間解像度(30秒以下)の地域設定を行う。
- メガデルタ地域の地形・地盤・地質、植生などの情報を収集し、メガデルタDBの構築を行う。
- メガデルタDBに基づいて、申請者らがこれまで行ってきた地盤沈下、海岸侵食に関する将来予 測手法の適用性の検証および長期的将来予測のための高度化を図り、その有効性を検討する。 平成20年度:本研究プログラムの課題A①の出力結果(海面上昇量、潮位)を基にして、地盤

- 高データ(GTOP030)を用いた常時浸水リスク域を算定する。この算定は、2030年、2100年および2300年の3つのシナリオ毎に行う。
- 総合試行評価のために、既往の気候変動予測結果の熱帯低気圧を対象に、2030年と2100年の高 潮氾濫の計算を行う。
- また、メガデルタ地帯については、空間解像度を15″以下で計算を行う。
- メガデルタDBを利用した地下水塩水化、生態に関する各種変動の長期的将来予測手法を確立す るとともに、その適用性を過去の観測結果と比較することにより検討する。
- 総合評価試行のための、地盤沈下、地下水塩水化、海岸侵食、生態変動予測結果およびサブテ ーマ1、2の成果をメガデルタDBへ統合化する検討に着手する。
- 平成21年度:全球データ(地盤高、人口、自然生態系、土地利用)のデータの凡例項目の調 整や、海岸線の統一処理を行い、常時浸水リスク域に該当する領域の人口(単位:人)、自然 生態系(単位:km²)、土地利用(単位:km²)を算定する。
- この時点で、全球を対象とした影響人口および影響面積が集計される。
- 北海沿岸などでは季節風による高潮の効果が著しいため、その算定方法を確立し計算を実行す る。
- 総合試行評価として、GISを用いて氾濫域、その人口の世界リスクマップと国別値の一覧表を作 成する。
- 地盤沈下、地下水塩水化、海岸侵食、生態変動予測結果およびサブテーマ1、2の成果をメガ デルタDBへ統合化し、メガデルタ未来DBを構築する。

各デジタル情報をGIS上で表示させる。

- メガデルタ・メガシティへの影響評価を2030年、2100年に対し試行的に実施し、総合評価手法 について検討し、最良な総合評価フローを構築する。
- 平成22年度:本研究プログラムの課題A①の出力結果(海面上昇量、潮位)を基にして、精密 な地盤高データ(SRTM)を用いた常時浸水リスク域を算定する。この処理は、2030年、2100 年および2300年の3つのシナリオ毎に行う。
- メコン、チャオプラヤーおよび珠江の各デルタ地域を対象として、衛星画像(LANDSAT/ETM+: 30mメッシュ)より土地被覆および自然生態系(沿岸植生および大規模都市内緑地)のデータ を作成する。
- 「モデルの高度化と将来予測」A②、A③グループの結果を元にして、高潮予測モデルで21世紀から2300年までの高潮氾濫面積を算定し、氾濫域の危険人口を算出する。
- メガデルタ地帯については、空間解像度を上げた同様の氾濫解析を行う。
- 総合評価フローに基づいて感度分析を実施し、高精度化、高信頼度化すべき情報を明らかにす る。
- 最終評価を得るためのメガデルタ未来DBの再構築・再統合化を行う。

- 平成23年度:水没面積に加えて、影響を受ける人口・自然生態系(沿岸域植生:30mメッシュ)・ 土地利用(30mメッシュ)を定量的に算定する。
- 2300年までの氾濫面積と危険人口の推移を分析、各国の危険な区域と危険になる時期の特定を 解析し、総合的な取りまとめを行う。
- 長期的気候変動を視野に入れたメガデルタ・メガシティに対する沿岸域災害リスク評価を実施 し、2030年、2100年、2300年における当該地域の影響について明らかにする。得られた結果を GIS上で表示し、地域的インパクトの大きさを定量的に示す。

全球雲解像モデルによる雲降水システムの気候予測精度向上

- 平成19年度:3ヶ月以上の全球雲解像モデルによる数値積分を行い,気候的な特性を得るとと もに雲降水の時間空間変動を解析する.得られた全球雲解像データを解析し,高解像の衛星デ ータ等の観測データと比較する.モデルの物理過程,特に,雲物理過程,境界層過程の改良を はかる.
- 平成20年度:エルニーニョ, ラニーニャ等の異なる環境場のケースをとりいれて, それぞれ3 ヶ月程度の実験を行う.全球雲解像データを解析し,衛星データ等と比較する.引き続き,物 理過程の改良をはかる.海洋混合層モデルを導入し,海洋とのカップリングの有無についての 効果を検討する.
- 平成21年度:異なる環境場のケースの事例実験を行う.この時点までに改良を進めたモデル で、気候感度実験を開始する.得られた数値データの雲降水過程の再現性について定量的に解 析する.物理過程の改良を通じて、再現性の向上をはかる.
- 平成22年度:改良した全球雲解像モデルを用いて,温暖化時を想定した実験を行い,気候感 度を調べる.雲降水システムの特性の変化,モンスーンや台風の挙動の変化について結果を得 る.引き続き,衛星データ等によるモデルの検証,物理過程の改良を行う.
- 平成23年度:改良した全球雲解像モデルを用いて,温暖化時を想定した実験結果の追加的な 実験を行い,結果についてまとめる.全球雲解像モデルを,次代の計算機環境のもとでの日本 気候モデル群のラインアップとして整備する.
- GCM(大気海洋結合気候モデル)と結合される全球植生動態モデルの高度化と検証

平成21年度までの計画:

- サブ課題1 (SEIB-DGVM の高度化と検証) に関して:
- (1) 植物個体群モジュールを、熱帯域と寒帯域に対して拡張し、その有効性を確認する。
- (2) 放射収支モジュールと水文モジュールを、地形の多様性を扱えるように拡張し、その有効 性を検証する。
- (3) モデル運用時の利便性を向上させ、それによって新たなモデル利用者を獲得するため、気

象データセット取り出しweb システムの構築や、可視化ソフトウェアの高機能化を行う。

サブ課題2 (Sim-CYCLE の高度化と検証) に関して:

- (1) 森林の農地転換などの土地利用変化について、炭素循環モデルにおける評価手法を比較検 討し、モデルへ導入する。そして、様々な生態系で観測された大気-陸域間のCO₂ 交換などの データを用いて、モデルの推定精度を検証する。
- (2) 現在のモデルで扱われていない生態過程(窒素循環、植生動態など)に関する重要性と不 確定性を検討し、Sim-CYCLE のシンプルさと軽快さを大きく損なわない範囲で、必要な過程を モデルに導入する。

平成23年度までの計画:

サブ課題1 (SEIB-DGVM の高度化と検証) に関して:

- (1) 植物個体群モジュールを、温帯域に対して拡張し、その有効性を確認する。
- (2) 高度化されたSEIB-DGVM を用いたGCM との結合実験を行い、種子分散力の大小が、植生分 布の変化予測に与える効果、そしてそれを通じて気候変動予測がどのように変化するのかを予 測。

サブ課題1、2共通:

- (1)全球のシミュレーション出力を、植生分布・葉面積指数などの全球データと比較することによって、検証する。また、入力データやパラメーターに関する各種の感度実験を行い、気候変動への生態系応答を推定すると共に、不確実性の評価を行う。
- (2) SEIB-DGVMとSim-CYCLE との間で、シミュレーション結果の比較を行い、各モデルの特性を 明らかにする。
- ・国際シンポジウムを複数回主催し、上記の成果を広く世界に発信する。また国際的な研究の 枠組(IGBP-GLP、-iLEAPS、-AIMES、Global Carbon Project)へ貢献する。

4. 平成20年度研究計画

地球システム統合モデルによる長期気候変動予測実験

・地球システム統合モデルによる長期気候変動予測実験
 温暖化予測実験向けに改良中の地球システム統合モデルの物理過程・エアロゾル過程・生物

地球化学過程に関するパラメータ調整を完了させる。DGVMの地球システムモデルへの移植も継 続して行う。また前の版の地球システム統合モデルを用い、2050年までに二酸化炭素排出を半 減させるような低排出シナリオにおいて、エアロゾルが全球規模の気候に与える影響を調べる 実験を行う。同モデルで再現された二酸化炭素濃度の年々変動について、そのメカニズムを同 定するための解析を行う。また、陸域生物圏の動態が揮発性有機炭素の排出を通じてオゾンや 二次有機エアロゾルなどの濃度に与える影響について、全球化学輸送モデルを用いた実験を行 う。さらに、火山活動のデータや、近年データ作成の基礎となる理論の見直しなどで顕著な変 更のあった太陽活動のデータを更新し、20世紀気候再現実験への影響を調べる。この研究課題 で得られた成果は、海洋学会等国内外の学会や研究集会に参加して評価を受けるとともに、意 見交換および情報収集を行う。

また、プログラム全体の有機的連携、効率的推進のため、研究調整委員会を組織し、プログ ラム全体としての進め方の連携を図る。IPCC AR 5に向けた我が国の取り組みのあり 方の連絡調整、情報交換、アウトリーチ活動を行う。メールマガジン、HP、パンフレット等 の内容に関する企画を行う。

(業務分担責任者:地球環境フロンティア研究センター 時岡 達志)

・モデルアンサンブルによる地球システムモデルの不確実性定量化

海洋の炭素循環と生態系および陸域植生の取り扱いについて検討を行う。C02濃度に対する感 度実験やモデル間比較を実施し、モデルの特性を明らかにする。

1) 海洋生物化学過程の検討

平成19年度に引き続き、海洋炭素循環モデル0CMIP'を用いたC02濃度感度実験を行う。異なるC02濃度や気候条件が海洋の吸収量に及ぼす影響を明らかにする。

新たに、リン酸塩、硝酸塩、アンモニウム、シリカ、鉄などの栄養塩、3種類の植物プランク トン、2種類の動物プランクトン、およびデトリタスを考慮した海洋生態系・炭素循環モデル を導入する。現状再現実験などにより基本特性を把握すると同時に、ダストや堆積物による鉄 供給の効果を明らかにする。また、0CMIP'モデル等のほかモデルとの比較を行う。

2) 陸域生物化学過程の検討

全球動的植生モデルCLM-DGVMを用いたCO2濃度感度実験を実施し、物質生産のCO2濃度や気候 条件に対する依存性を調べる。地球フロンティアで開発している全球動的植生モデルとの比較 検討を行う。

(業務分担責任者:財団法人 電力中央研究所 仲敷 憲和)

・モデル相互比較による温暖化予測不確実性の評価研究
 平成20年度はカップラーのソフトウェアを作成し、結合試験を行う。業務の方法としては、

1) 平成19年度に策定したカップラーの基本設計に基づき、カップラーのソフトウェアを作 成する。2)「21世紀気候変動予測革新プログラム」に関連する地球システムモデルを構成す る要素モデルの内、大気モデルと海洋モデルについて作成したカップラーを用いて結合し、性 能評価を行う。評価は、既存の要素モデルへの影響度、実行性能を主な対象とする。

(業務分担責任者:財団法人 高度情報科学技術研究所 荒川 隆)

階層的モデル実験による長期気候変化予測の不確実性定量化

温暖化予測モデルの性能の指標としてよく用いられる、「気候感度」が実際どの程度モデルの 性能を代表しているかを調べる実験を行う。具体的には、「気候感度」の計算に使われる大気– 海洋混合層結合モデルと、詳細な温暖化予測に使われる大気海洋結合モデルを、パラメータの 値をなるべくそろえて動かし、結果の比較を行う。また平成19年度の成果として、最終氷期に 対応する条件の下での気候感度と、現在気候の条件の下での気候感度とが大きく異なるという 結果が得られたが、今年度はこの違いの物理的要因を特定するための解析を行う。さらに、簡 略気候モデルの気候再現性の改良を、とくに降雨量の分布に着目してすすめる。簡略気候モデ ルへ陸域炭素循環モデルを導入する。また、簡略気候モデルによるアンサンブル実験結果を統 計手法と組み合わせて整理するシステムを整える。

(業務分担責任者:地球環境フロンティア研究センター 河宮 未知生)

気候変化に伴う自然災害が世界の主要穀物生産の安定性に及ぼす影響評価

昨年度実施した中国のほかに北米、南米を対象として、穀物種ごとの現在までの主要生産地 域の抽出ならびに将来生産可能な地域の抽出を行い、過去の環境、栽培管理および生産量に関 するデータを収集し、干ばつの規模と生産量変動との関係を解析する。また、生産量変動の気 象災害影響推定モデルを作成し検証を行う。

(業務分担責任者:独立行政法人 農業環境技術研究所 横沢 正幸)

長期的気候変動を視野に入れた沿岸域災害リスクの世界評価

世界水没リスク

- ・課題A①の出力結果(海面上昇量,潮位)を基にして,地盤高データを用いた常時浸水リスク 域を算定する.2030,2100,2300年のシナリオで行う.
- ・上記シナリオを入手することが不可能であれば,既存のモデルの出力を用いて解析を行う.(他のサブテーマも同じ)

高潮氾濫リスクの世界評価

- ・総合評価試行のために,既往の気候変動予測結果の熱帯低気圧を対象に,2030年と2100年の 高潮氾濫の計算を行う.
- ・メガデルタ地帯については、空間解像度を15秒以下で計算を行う.

アジア・メガデルタへの影響

- ・メガデルタDBを利用した地下水塩水化、生態に関する各種変動の長期的将来予測手法を確立 するとともに、その適用性を過去の観測結果と比較することにより検討する。
- ・総合評価試行のための、地盤沈下、地下水塩水化、海岸侵食、生態変動予測結果およびサブ テーマ1、2の成果をメガデルタDBへ統合化する検討に着手する。
- ・気候変動予測結果を用いる自然災害予測のためのダウンスケーリングに関する検討 (業務分担責任者:茨城大学 広域水圏環境科学教育研究センター 横木 裕宗)

全球雲解像モデルによる雲降水システムの気候予測精度向上

3ヶ月から年程度の全球雲解像モデルによる数値積分を異なる環境場のもとで数ケース行い、 気候的な特性を得るとともに雲降水の時間空間変動を解析する。同等なAGCM実験を行い、全球 雲解像データを解析し、衛星データ等と比較する。衛星センサーシミュレータを利用し、モデ ルの出力結果をオフラインで解析する。

引き続き、物理過程の改良をはかる。雲物理に関しては、異なるカテゴリー間の変換項や水 物質の落下速度、境界層過程は湿潤効果や部分雲の扱い等について検討する。非局所スキーム

(Mellor-Yamada level 3)の導入について検討を進める。また、地表面過程についても検討を 進める。海洋混合層モデルを導入し、海洋とのカップリングの有無についての効果を検討する。

(業務分担責任者:地球環境フロンティア研究センター 佐藤 正樹)

GCM(大気海洋結合気候モデル)と結合される全球植生動態モデルの高度化と検証

目標1:SEIB-DGVMを、熱帯域に対して高度化する

- 方法1:前年度に引き続いて、SEIB-DGVMの植物個体群動態コンポーネントへ、熱帯林植物個体 群シミュレーターFORMIND を取り込む作業を行う。そして、各種感度分析による信頼性検証を 経て、今後数百年間の気候予測の元における熱帯林動態をシミュレートする。これらの結果を 基に論文執筆を行う。
- 目標2:SEIB-DGVMを、アラスカ域に対して高度化する
- 方法2:SEIB-DGVMの植物個体群動態コンポーネントへ、アラスカ域植生動態シミュレーター ALFRESCOを取り込むことで、アラスカ域の植物個体群動態を的確に扱えるようにする。

目標3:SEIB-DGVM用可視化ソフトSEIB-Viewerの機能拡張

方法3:当初、外注する予定であったが、経費削減のため研究員が開発する。

目標4:SEIB-DGVMの地球システム統合モデルへの結合

方法4:チームA1で高度化が進められている地球システム統合モデルにSEIB-DGVMを結合する。 その後、基礎的な感度実験を行い、この結合モデルが的確に挙動することを確認する。

目標5:Sim-CYCLEにおける土地利用変化・撹乱スキームの高度化

方法5:土地利用変化後の炭素収支変化について既存データを収集整理し、より現実的なスキ ーム開発を開始する。また、撹乱発生後の植生二次遷移を扱うシンプルな手法について検討す る。

(業務分担責任者:地球環境フロンティア研究センター 和田 英太郎)

5. 平成20年度実施体制

独立行政法人海洋研究開発機構を主管研究実施機関とし、研究代表者を時岡達志(地球環境 フロンティア研究センター センター長)とする。次の研究サブテーマを設けて研究開発を実 施する。

5.1 地球システム統合モデルによる長期気候変動予測実験

代表者:時岡達志

サブテーマ名「生物地球化学過程改良」

実施機関名:独立行政法人海洋研究開発機構

河宫未知生、立入郁、山中康裕、相田真希、伊藤昭彦、加藤知道、

甲山隆司、渡辺真吾、望月崇、岡島秀樹、美山透、須藤健悟,、佐藤永、近藤洋輝

サブテーマ名「物理気候過程改良」

実施機関名:東京大学

木本昌秀、羽角博康、中島映至、渡辺真吾、岡島秀樹、齋藤冬樹、鈴木立郎 對馬洋子、竹村俊彦、河谷芳雄、富田浩文、三浦裕亮、伊賀晋一、千喜良稔 西村照幸、坂本天、美山透、鈴木恒明

サブテーマ名「気候変動再現・温暖化予測実験」 実施機関名:国立環境研究所 野沢徹、江守正多、永島達也、横畠徳太、小倉知夫、長谷川聡、塩竈秀夫 I. 研究計画の概要

阿部彩子、大垣内るみ、瀬川朋紀、ハーグリーヴス,ジュリア、アナン,ジェームズ

サブテーマ名「モデル相互比較による温暖化予測不確実性の評価研究」 実施機関:(財)高度情報科学技術研究機構 荒川隆

サブテーマ名「モデルアンサンブルによる地球システムモデルの不確実性定量化」 実施機関:電力中央研究所・環境科学研究所 仲敷憲和、吉田義勝、三角和弘、朝岡良浩、朴惠善、津旨大輔、西澤慶一

5.2 階層的モデル実験による長期気候変化予測の不確実性定量化

代表者:河宫未知生

サブテーマ名「簡略気候モデルを利用した不確実性評価」

実施機関名:独立行政法人海洋研究開発機構

河宮未知生、ハーグリーヴス,ジュリア、アナン,ジェームス、村上茂教 江守正多、美山透、阿部彩子、立入郁

サブテーマ名「地球システム統合モデルを利用した不確実性評価」 実施機関名:独立行政法人海洋研究開発機構 河宮未知生、アナン,ジェームス、大垣内るみ、瀬川朋紀、加藤知道 栗田直幸、齋藤冬樹、阿部彩子、ハーグリーヴス,ジュリア、伊藤彰記 美山透、佐藤永、須藤健悟、伊藤昭彦、渡辺真吾、野沢徹、永島達也 横畠徳太、小倉知夫、長谷川聡、塩竈秀夫

5.3 気候変化に伴う自然災害が世界の主要穀物生産の安定性に及ぼす影響評価 実施機関名:農業環境技術研究所

代表者: 横沢正幸

金元植、坂本利弘、岡本勝男、陶福禄

5.4 長期的気候変動を視野に入れた沿岸域災害リスクの世界評価
 実施機関名:茨城大学 広域水圏環境科学教育研究センター
 代表者:横木裕宗
 サブテーマ名「世界水没リスク」
 横木裕宗、桑原祐史

サブテーマ名「高潮氾濫の世界評価」

信岡尚道

サブテーマ名「アジア・メガデルタへの影響」

村上哲、安原一哉

5.5 全球雲解像モデルによる雲降水システムの気候予測精度向上

代表者:佐藤正樹

実施機関名:独立行政法人海洋研究開発機構

伊賀晋一、富田浩文、三浦裕亮、那須野智江、野田暁、大内和良、中村晃三、原政之、柳瀬亘

5. 6 GCM (大気海洋結合気候モデル)と結合される全球植生動態モデルの高度化と検証

代表者:和田英太郎

実施機関名:独立行政法人海洋研究開発機構

伊藤昭彦、佐藤永、伊勢武史、加藤知道

6. 研究運営委員会、研究連絡会議

<研究運営委員会>

(1) 任務

研究実施メンバーから研究計画と研究進捗状況、研究結果の報告を行い、これを受けて外部委 員が研究実施計画全体、年次計画について随時評価と助言を行い、特に当該年度の研究計画に ついて検討し適切な助言をするとともに進捗状況をチェックする。

(2) 委員の構成

<研究統括>

- 松野 太郎(地球環境フロンティア研究センター特任上席研究員)
- 西岡 秀三(国立環境研究所 参与)

(役職等は平成20年4月1日現在のもの)

- 時岡 達志(地球環境フロンティア研究センター・センター長、チーム長期代表)
- 河宮 未知生(地球環境フロンティア研究センター・グループリーダー)

I. 研究計画の概要

- 横沢 正幸(農業環境技術研究所 大気環境研究領域 主任研究員)
- 横木 裕宗 (茨城大学広域水圈環境科学教育研究センター 准教授)
- 荒川 隆(高度情報科学技術研究機構 主任研究員)
- 仲敷 憲和 (電力中央研究所 環境科学研究所 上席研究員)
- 和田 英太郎(地球環境フロンティア研究センター・生態系変動予測研究プログラムデイレクター)
- 佐藤 正樹 (地球環境フロンティア研究センター・地球環境モデリング研究プログラム・サブ゚リーダー/ 東大CCSR)
- 木本 昌秀(東京大学気候システム研究センター・チーム近未来代表者)
- 野田 彰(地球環境フロテンィア研究センター・地球環境モデリング研究プログラムディレクター)
- 甲山 隆司 (北海道大学大学院地球環境科学研究員 教授)
- 林 陽生(筑波大学大学院・生命環境科学研究科 教授)
- 中川 博視 (石川県立大学・生物資源環境学部 准教授)
- 斉藤 和雄 (気象研究所予報研究部第二研究室 室長)
- 岩崎 俊樹(東北大学大学院理学系研究科地球物理学専攻 教授)
- 吉崎 正憲(地球環境観測研究センター・海洋大陸研究計画プログラムディレクター)
- 江守 正多(国立環境研究所 地球環境研究センター 温暖化リスク評価研究室 室長)
- 井上 孝洋(理化学研究所 次世代スーパーコンピューター開発実施本部 企画調整グループ アプリケーション開発チーム 開発研究員)
- 竹内 邦良(土木研究所 水災害・リスクマネジ メント国際センター・センター長)
- 住 明正(東京大学 サステイナビリティ学連携研究機構 地球持続戦略研究イニシアティブ

統括ディレクター・教授)

- 中澤 高清 (東北大学大学院理学研究科 大気海洋変動観測研究センター 教授)
- 岸 道郎(北海道大学大学院水産科学研究院 教授)
- 坪木 和久(名古屋大学 地球水循環研究センター 准教授)

(3) 開催日・場所

第1回 平成20年7月9日(水)

海洋研究開発機構 横浜研究所

第2回 平成20年12月3日(水) 海洋研究開発機構 横浜研究所

第3回 平成21年1月16日(金) 女性と仕事の未来館 <研究連絡会議>

- (1) 本プロジェクトを円滑に推進するために、原則として月1回研究連絡会議を開催する。
- (2) プロジェクトメンバーが参加し、サブ課題の進捗状況を報告し、プロジェクト全体の進 行調整を図る。
- (3)本プロジェクトが広範囲の専門領域を含むことから、随時研究報告に加えレビュー講演 を行いメンバーの相互理解に資する。

開催日・場所等

第1回 平成20年5月30日(金)

海洋研究開発機構 横浜研究所

発表者:伊藤彰記、渡辺真吾、永島達也、河宮未知生、加藤知道、佐藤永、加藤悦

史、美山透、Julia Catherine Hargreaves

第2回 平成20年10月27日(月) 海洋研究開発機構 横浜研究所 発表者:河宮未知生 羽島知洋

第3回 平成21年3月31日(火) 海洋研究開発機構 横浜研究所 発表者:河宮未知生、伊勢武史、野沢徹、渡辺真吾

Ⅲ.研究成果の概要

1. 総括

チーム1は地球システム統合モデル(MIROC-ESM)を高度化し、100年を超える長期のシナリオ を用いて300年程度先までの気候変化、環境変化の長期の予測を行うと共に、長期予測に伴う不 確実性を明らかにし、また自然の災害に及ぼす影響評価を行うものである。チーム1では、大き な不確実要因である雲降水システムの変化予測を向上させるための全球雲解像大気大循環モデ ルによる研究と、全球植生動態モデルの高度化研究もあわせて行っている。平成20年度は、21 年度から開始する次期IPCCシナリオ実験用のMIROC-ESM開発を完了すべき重要な年度であった が、ほぼ予定通り実施出来た。

モデル開発の前提としては、平成21年度、22年度に使用可能であろう計算機資源量を考慮し、 大気部分の水平解像度を約280km (T42)、鉛直方向には、温暖化の影響下でのオゾンホールの動 向も調査することを目指し、成層圏における物質循環を再現できるように大気トップを0.01h Paに設定して80層とることとし、モデルを開発した。大気の空間解像度に関しては、基本実験 ではT42を用いるが、それとは別にT85 (約140km)を用いた実験を実施し、大気モデルの水平解 像度の違いを別途明らかにすることとした。

新MIROC-ESMの特徴の一つは気候変化による植生分布の変化を考慮して環境変化を予測する ことで、このために昨年度から取り組んでいた全球植生動態モデルのMIROC-ESMへの組み込みが 完了した。また、この全球植生動態モデルのスピンアップを行い、更にそのテストを兼ねてA2 シナリオに従って1900年から2100年までのテストランを行った。種子分散としては中程度の仮 定の下で行ったが、植生分布の変化を考慮しない以前の実験と比較して、変化を考慮すること により気候によく適合した植生タイプが成長し、陸域生態系の炭素の蓄積が2100年段階でも継 続しており、植生変化を考慮することの重要性を示すものとして興味深い。

MIROC-ESMを用いた長期実験テスト結果を用いて海洋中の炭素循環変化を調査し、北大西洋の 沈み込み領域から海洋中に高濃度のCO2が広がる様子が妥当に再現されていること、沈み込みの 強さの弱まりに拠る海洋中炭素の蓄積の弱まりを確認した。また、あるシナリオ達成のために 要求される人為的CO2排出量を逆計算により求めるテストも昨年度に引き続き3例行い、1例 (1000ppmで安定化)については2500年まで計算した。1000ppm安定化の計算で興味深いのは、高 いCO2 濃度下ではGPP効率が悪く、CO2濃度の安定化以前に施肥効果は効かなくなりGPPが安定化 している点である。

陸域・海洋炭素循環モデルに関しては、海洋・陸域の生態系の異なるモデル化の影響を評価

する実験に取り組んでいる。また、種々のプロセスモデルのESMへの着脱を容易にするカプラーの開発を別途進めている。基本的なデータのやり取りの解析・整理が終了し、プロセスモデルの着脱を容易にするようにMIROC-ESMの構造を書き換えた。この書き換えにより計算効率の低下が生じないことを確認している。

2. サブテーマごと、個別項目ごとの概要

地球システム統合モデルによる長期気候変動予測実験

・動的全球植生モデル(SEIB-DGVM)のGCMへの結合

本課題では、将来の温暖化時に起こると予想される植生分布の変化と、その気候との間の相互 作用を同時に調べるため、佐藤永らによって開発された動的全球植生モデルSEIB-DGVM(Sato et al., 2007)を、革新A-1で開発中の地球システム統合モデルに結合することを目指している。 本年度は、地球システム統合モデルに結合するにあたり、その予備的実験のための準備として (1)SEIB-DGVMのAGCM5.7bへの結合、(2)AGCM-SEIBDGVM結合モデルを用いた温暖化予備実験、(3) SEIB-DGVMのMIROCベースの気候-炭素循環結合モデルへの結合、の3点を行った。(1)では、AGCM の陸面過程モデルであるMATSIROを介してSEIB-DGVMをAGCMに結合した。(2)では、(1)で作成し た結合モデルを用いて、SRES A2シナリオの条件の下、温暖化実験を行いSEIB-DGVMの気候シス テムモデル内の挙動を調べるとともに、既存の研究の実験結果と比較検討を行った。(3)では、 完全な気候-炭素循環結合モデルにSEIB-DGVMに組み込むため、既存の気候-炭素循環結合モデル の陸上生態系モデルをSEIB-DGVMで置き換えることにより、その作成を行った。

・二酸化炭素濃度安定化への排出量準逆計算

地球システムモデルを用いて長期計算を行い、二酸化炭素濃度安定化シナリオのもとでの自然 界の炭素吸収量を計算し、人類が排出可能な二酸化炭素排出量を見積もった。二酸化炭素安定 化のもとで陸面は比較的早く応答し、炭素吸収量は0に近づくか、シナリオによっては気温上昇 による土壌の分解により炭素の排出源となる。それに対して海は長期に吸収源として働き、気 候のフィードバックによる吸収量の減少も土壌に比べれば比較的少ない。自然界が定常に向か うにつれて炭素吸収量は少なくなり、さらに気候-炭素循環フィードバックのために自然界の吸 収量が減るために、人類が排出可能な二酸化炭素量はその分減ることになる。二酸化炭素濃度 を450ppmで安定させるためには、2050年(2100年)までに2000年の排出の49%(19%)まで減ら さなければならない。 また、海洋酸性化の評価を新たに行い、各シナリオでどの程度の影響があるかを明らかにした。

・物理気候過程の改良と地球システム統合モデルの完成作業について

本年度は、近未来予測課題との連携のもと、IPCC第5次評価報告書にて実施が求められるであろ う地球温暖化予測実験に向けて、昨年度より新しく開発を進めてきた大気大循環モデル向け物 理過程パラメタリゼーションの大気海洋結合モデル(MIROC)への導入と統合を行った。年度前半 には、詳細化されたエアロゾル輸送モデルや新しい物理過程パラメタリゼーション同士を結合 した際に現れる様々な問題点の洗い出しと対策を行い、各種のチューニング・パラメーターに 対する日々の気象や気候場の応答に関する調査を行った。後半には、上記の大気大循環モデル、 一般化直交座標系や複数カテゴリー海氷を含む新しい海洋・海氷モデル、改良された湖沼・河 川・陸面物理過程モデルの三者を結合して、新バージョンであるMIROC4.2をコーディング・レ ベルで完成させた。さらに、従来のモデルよりも良い気候再現性を得るべくパラメーター調整 を行った。各々のモデル開発・改良の詳細に関しては、近未来予測課題の報告を参照されたい。 一方、本課題の地球システム統合モデルに関しては、組み込みと検証に必要な時間が不十分で あったことから、上で述べた新しい物理過程パラメタリゼーションは使用せず、エアロゾル輸 送モデル、大気化学過程の更新と、植生動態モデルの組込を行い、モデルの完成作業を行った。

・モデル相互比較による温暖化予測不確実性の評価研究

サブテーマ「モデル相互比較による温暖化予測不確実性の評価研究」の目標は、不確実性の評 価に資するためのソフトウェアプラットフォームとしてカップラーを作成し地球システムモデ ルに適用することである。平成20年度は、カップラーの第一ヴァージョンを完成し地球シス テムモデルに適用、地球シミュレータで実行試験を行った。カップラーの実装においては前年 度策定した設計に基づき、物理量の変換(補間)計算コード自由に実装できるような工夫を行 った。このカップラーを用いて地球システムモデルMIROCの大気海洋モデルを結合した。カップ ラーを用いた結合によって、補間計算の方法はルートプロセッサが全領域を計算する従来の方 法から、各プロセッサが自領域を計算する方法に変更された。この変更にもかかわらず補間計 算コードは従来のものがほぼそのまま適用でき、補間コード実装の自由度の高さが確認された。 また、データ交換は大気・海洋モデルのルートプロセッサ同士の通信から、カップラーを経由 した個々のプロセッサ間の通信へと変更された。結合したモデルを地球シミュレータで実行し 性能を測定した結果、高解像度(大気モデル:320x160、海洋モデル:1280x912)でおよそ5% 程度の速度向上を得た。この速度向上は、補間計算を各プロセッサで行うことによって得られ た実行時間の減少量にほぼ相当する。またデータ通信量、メモリ使用量も減少し、実行性能の 見地からもカップラーの効果が確認された。 ・モデルアンサンブルによる地球システムモデルの不確実性定量化

海洋および陸域における生物化学過程の取り扱いに由来する地球システムモデルの不確実性定 量化を目的として、海洋物質循環・生態系モデルおよび動的植生モデルに関する検討を実施し た。海洋炭素循環に関しては、大気海洋結合モデルCCSM3に、海洋炭素循環モデルOCMIP'を組み 込み、SRES A2シナリオに基づく温暖化実験を実施した。概ね、地球フロンティアのモデルと同 様の結果が得られ、海洋においても領域スケールでは気候変化が顕著なCO₂吸収の減少を起こす ことが示唆された。さらに、より複雑な生物化学過程を導入した海洋生態系モデルBECを用いて 現状再現計算を実施し、OCMIP'モデルとの比較を行った。BECモデルはOCMIP'と比べ同等かそ れ以上の再現性を示し、特に、植物プランクトンを陽に扱うことにより、栄養塩濃度の季節変 化の再現が著しく改善された。陸域生態系に関しては、動的植生モデルCLM-DGVMを用いて、潜 在植生の再現計算、および、寒帯林と熱帯多雨林における植生遷移のシミュレーションを行い、 この結果を地球フロンティアのSEIB-DGVMモデルと比較した。この結果、CLM-DGVMは比較的単純 なモデルであるにも拘わらず全球スケールの植生分布を妥当に再現可能であること、SEIB-DGVM は寒帯林および熱帯多雨林の炭素循環機構についてより整合的であることが示唆された。

階層的モデル実験による長期気候変化予測の不確実性定量化

・簡略気候モデル(EMIC)を用いた長期気候変化予測の不確実性定量化

本年度は、簡略気候モデルMIROC-lite(icedCOCO(0GCM)+2D大気)および陸域生態系モデル (Sim-CYCLE, VISIT)についてmulti-parameterアンサンブルを行い、パラメータ不確実性解 析を行った。この解析においては複数のパラメータが同時に摂動させられており、各アンサン ブルメンバーで用いられるパラメータセットは、ラテン超方格(Latin hypercube)法と呼ばれ る手法により考慮すべきパラメータ空間上で一様となるように(任意の確率分布を用いること ができるがここでは一様分布を用いている)発生させたものであり、これによって出力への影 響の大きなパラメータとその程度に関する知見を得ることができた。また、降水量分布再現性 に代表される簡略気候モデルの問題点を克服し、炭素循環における地球システムモデルの不確 実性を解析するため、MIROC-liteとSim-CYCLEをGCM(MIROC)の実験結果と組み合わせて「緩や かに」結合したシステムを構築し、気候感度をMIROCと同じになるように調整した。今後、海洋 の炭素循環を考慮し、さらに解析を進めていく予定である。

・温暖化に伴って深刻化する大気汚染の予測不確実性の評価

IPCCシナリオを気候モデルへ適用した際に予測される地球温暖化に対するオゾン収支の応答に は大きな不確実性が伴っていることが全球モデル研究によって指摘されている。本研究では、 地球システム統合モデルを用いて大気汚染を将来予測する上で重要な不確実性を評価した。特 に、ここでは全球大気化学輸送モデルにさまざまな改良を行った後、陸域生物圏の動態が揮発 性有機炭素の排出を通じてオゾン濃度に与える影響について、合計23の感度実験を行った研究 成果(*Ito et al.*, 2009)の一部について報告する。本研究ではイソプレン発生量の将来予測 不確実性によってイソプレン化学反応の不確実性が影響を受けることを明らかにした。この結 果は、地球システム統合モデルにおける陸域生物圏ー大気化学相互作用を通じた温暖化予測研 究には正確な大気化学モデルと同様に正確な陸域生物圏モデルの必要性を示唆する。また、陸 域生物圏の動態が揮発性有機炭素の排出を通じて二次有機エアロゾル濃度に与える影響ついて も簡単に報告する。

・統合モデルの海面・陸面における二酸化炭素フラックス偏差の経年変動

炭素循環-気候結合モデルの相互比較および統合モデルの海洋スピンアップを行なった。

炭素循環-気候結合モデルの相互比較においては、Hadley Centreのモデル(HadCM)と当研究課題 のモデル(MIROC)における、温暖化実験および非温暖化実験の結果を、二次元的な平面データと して年代別に比較し、それぞれのモデルに特徴的な現象を調べた。

統合モデルの海洋スピンアップにおいては、海洋単体モデルに生物化学過程を組み込み、現実 境界条件を与えて140年間分のスピンアップ実験を行なうとともにパフォーマンス測定も行な った。

気候変化に伴う自然災害が世界の主要穀物生産の安定性に及ぼす影響評価

・気候変化に伴う自然災害が世界の主要穀物生産の安定性に及ぼす影響評価

アメリカ、ブラジルを対象として、トウモロコシおよびダイズの現在までの主要生産地域の抽 出を行い、過去の気象環境および生産量に関するデータを収集した。FAO(国連食糧農業機関) 統計資料、USDA(アメリカ農務省)統計資料などから、北米については、全国の郡(county) レベルの収量、作付面積のデータを1990年から2008年の期間で整備した。ブラジルについては、 リオグランデドスル州、パラナ州、マトグロッソ州を中心として地域(district)レベルの収 量、作付面積のデータを1990年から2007年の期間で整備した。また、中国については、Henan、 Shandong、Heilongjiang、Liaoningの4省について1980年から2005年までの収量データを県レ ベルで整備した。さらに、以上の行政区画ごとの作物データに対して、客観解析気候データ

(JRA25)のグリッドの割付を行い、気象環境と生産状況との対応付けを行った。 上のデータセットを用いて、生産量変動の気象災害影響推定モデルのパラメータを各区画で決 定するとともに環境変動と生産変動との関係について中国を対象として解析した。広域スケー ルでの生産性を推定するための統計データならびに環境データに内在する不確実性を考慮する ために、モデルパラメータの決定にベイズ推定を応用したモデルを作成した。中国東北部なら びに華北平原におけるトウモロコシ生産に関するデータを利用した。収量時系列データとして、 対象生産地域に含まれるグリッド(緯度経度0.5度)のデータ、ならびに省の統計データの2通 りのデータを利用して、モデル作成および検証を行った。その結果、収量時系列に対するモデ ルの再現性は場所による差異が大きいが、4つの主要生産地域についての比較では、相関係数は、 グリッドスケールで0.03~0.88 (p < 0.01)、省スケールで0.45~0.82 (p < 0.01)であった。 また、パラメータアンサンブルの平均による推定が最適パラメータを固定した推定より精度が 高かった。以上より、この方法でおおむね時系列の変動は推定可能であると考えられた。

長期的気候変動を視野に入れた沿岸域災害リスクの世界評価

・長期的気候変動を視野に入れた沿岸域災害リスクの世界評価(世界水没域リスク)

本研究では、土地利用や社会基盤情報等のデータ収集作業が概ね終了したため、全球水没域推 定に使用する数値標高モデルの標高補正値の導き方に関する基礎検討を行った。加えて、昨年 度までの研究で提案してきたアジア-メガデルタ地域のマングローブ推定の高度化と汎用化に 向けた検証を実施した。全球の分析に用いられてきたGTOP030に代表される標高モデルの高分解 能化することにより、水没域推定の精度を向上させるアプローチがあるが、合成開口レーダ・ ステレオマッチング・レーザプロファイラ等、Surface情報と地盤高さ情報との関係に言及して おくことが解析に先立ち重要となる。特に、メガデルタに代表される低平地に、高密度に高層 構造物が分布するメガシティ近傍の分析を行う際には不可欠な前処理となる。この点について、 地上トゥルースデータが十分であり、かつ、各種数値標高モデルが揃う我が国の京都地区を対 象として、補正関数構築に向けた基礎検討を開始するとともに、全球データの水没シミュレー ションを開始し、標高モデルを高解像度化するエリアの特定を進めることに着手した。また、 マングローブ分布域の推定に関しては、方法論は変えず、大気の影響を低減するために ASTER-2B05コンテンツを用いた分析を3地域で進め(メコン・チャオプラヤ両メガデルタ地域+ 極めて条件の異なる石垣島)、アジア全メガデルタ地域への処理展開の第一段階が終了したので, 成果と課題を整理した。

全球雲解像モデルによる雲降水システムの気候予測精度向上

本研究では、全球雲解像モデル(NICAM)を地球シミュレータ上で稼動し、気候状態を得るための 長時間実験を行い、大気の雲降水システムの気候予測精度の不確実性低減を図る.雲・降水の 時空間的分布を、衛星データ等の高分解能データにより検証し、雲物理や境界層過程などの物 理スキームの改良・高度化を行い,モデルのさらなる改良を図る.従来の気候予測で用いられ ている大気大循環モデルと比べ,予測精度の定量的な向上を目標とする.特に,熱帯の重要な 気象現象であるモンスーン,季節内変動,台風の発生過程の再現の向上を通じて,気候予測モ デルとしての信頼性の向上を図る.

これまで現実的な地形や海面水温などを与えた設定のもとでさまざまな数値実験を行ってきた. 熱帯,アジア域の対流活動や顕著現象(MJOや台風)の再現性や,全球的な雲・降水分布の再現性 を雲微物理スキーム・境界層の乱流スキームの改善のインパクトとあわせて調べ,将来の目標 としている気候研究の基礎となる知見や物理過程改善のための指針を得ることを目標としてい る.

今年度は,前年度に行ったエルニーニョ的かつ台風活動の顕著年である2004年夏季を対象とし た実験の解析を進め,上記の課題を調べた.特に,6-8月(または10月)と従来よりも長く積分期 間をとることで議論可能となったモンスーンの再現性に着目し,降水と循環場の季節内進行の 妥当性を調べた.数値計算により対流システムの季節内振動を再現に成功し、対流システムの変 調と熱帯低気圧との関係について観測とよく対応する結果が得られた。また,物理過程の高度化 のための研究の一環として境界層乱流スキームの感度実験を行い,下層雲の再現性等を調査し た.改良した境界層スキームにより、下層雲の再現性が向上した。また、海洋混合層モデルの 組み込みなど、モデルの改良を進めた。さらに,全球雲解像モデルを用いた世界初の温暖化想定 実験の予備実験に取り組み,熱帯低気圧の変化に関する解析に着手した.熱帯低気圧の数の減 少や強度の増大といった既存のモデルによる結果と整合的な結果が得られた。

3. 波及効果、発展方向、改善点等

IPCC第5次報告書作成へ向けた温暖化予測実験は、国際的に見ても今年度から本格的に開始される。革新プログラムチーム1(以下、本チーム)でもそれと同期して実験を開始する予定であり、一般社会でも関心が益々高まる温暖化問題について最新の科学的知見を提供できる見込みである。また本チームでは、予測実験の入力データである将来シナリオの作成に関わっている研究者とも密接に連携をとりながら研究を進めており、とくにエアロゾル排出の将来シナリオについては本チームの研究者が直接データ作成業務に取り組んでいる。次期温暖化予測においては、モデル予測に関わる研究者とシナリオ開発に関わる研究者が協力して精緻な将来シナリオを立案することの重要性が謳われており、本チームではそうした理想の実現へ向けた体制が整っていると言える。

また平成20年度からは、温暖化予測データをいち早く影響評価に応用するための活動「気候 シナリオ利用タスクグループ(以下、TG)」が文部科学・環境両省の支援を得て発足しており、 本チームも、メンバーの一人が世話役を務めるなど積極的に関わっている。TGを通じて、革新 プログラムによるシミュレーションデータが農学、水産学、海岸工学などの分野の研究者にス ムーズに利用され、温暖化により引き起こされる現象についての一般市民の理解が深まること につながる。

また、温暖化予測実験によって出力される大量データを広範囲の分野の研究者に公開してい くに当たっては、公開用システムを構築するため情報分野の研究者の協力が不可欠である。こ の点についても、平成20年度に「公開サーバ構築検討委員会」が設置され、革新プログラムと 文部科学省の「データ統合・解析システム」との連携が推進される予定である。こうした活動 と、本チームでの従来からの活動である汎用カプラー開発とあいまって、気候モデリング分野 と情報分野との協力関係の発展につながると期待される。

4. 研究成果の発表状況

4.1 地球システム統合モデルによる長期気候変動予測実験
 研究発表件数:35
 特許等出願件数:0
 受賞等:0

4.2 階層的モデル実験による長期気候変化予測の不確実性定量化
研究発表件数:18
特許等出願件数:0
受賞等:0

4.3 気候変化に伴う自然災害が世界の主要穀物生産の安定性に及ぼす影響評価
 研究発表件数:4
 特許等出願件数:0
 受賞等:0

4.4 長期的気候変動を視野に入れた沿岸域災害リスクの世界評価
 研究発表件数:8
 特許等出願件数:0
 受賞等:0

4.5 全球雲解像モデルによる雲降水システムの気候予測精度向上

研究発表件数:0

特許等出願件数:0

受賞等:0

4.6 GCM (大気海洋結合気候モデル) と結合される全球植生動態モデルの高度化と検証 研究発表件数:29

特許等出願件数:0

受賞等:0

5. 国際共同(協力)研究の状況

本研究に関連の深い国際協力の枠組み

IPCCでは、2008年(平成20年、以下省略)4月には、AR5の作成を正式に決定すると共に、その第1作業部会(WG1)の報告書(自然科学的根拠)を2013年の早い時期に、他の作業部会の報告書および統合報告書(SYR)を、2014年のできるだけ早い日程に完成させることとした。その後の経緯により、実際には、2013年2月にWG1、2014年4月にWG2、同年5月にWG3がそれぞれの報告書を、同年9月には総会がSYRを完成させる予定となった。

IPCCは、その創立20周年記念イベントが、ジュネーブで開催された第30回総会の一部として 行なわれた。またこの総会では、AR5に向けての議長をはじめとするビューロー(役員団)の 選挙が行なわれた。議長にはパチャウリ(Rajendra K. Pachauri)前議長が再選され、WG1では、 先進国側の共同議長にスイスのストッカー(Thomas Stocker)が選出され、途上国側からは、中 国のクィン・ダーエ(Qin, Dahe)が再選された。

日米科学技術協力に関するリエゾン会合の決定により、第12回日米地球変動ワークショッ プは、2008年6月30日~7月2日に米国コロラド州ボールダー市で開催された。科学セッショ ンでは、革新プログラムの予測主要A課題にほぼ対応した、長期予測、近未来予測、及び極端現 象予測及びそれぞれに関連した観測・モニタリングという内容で、気候変化予測に対する日本 での主要な取り組みの主題が米国からも主要課題としての認識が共有され、有意義なワークシ ョップとなった。次回は、日本で2010年開催が提示された。

A. 第5次評価報告書(AR5)に気候変動に関する政府間パネル(IPCC)の動向

IPCC第28回総会(ハンガリー・ブタペスト、2008年4月9~10日)

今後のIPCC活動に関する議長の提案に基づいて審議した結果、

各作業部会によるAR5を作成することを正式に決定した。

AR5でも統合報告書(SYR)を作成することに関し特に意義なく合意した(AR4においては、作成 決定までに継続審議した経緯がある)。

AR5の完成時期に関しては、コンタクトグループ(CG)により別途討論が行われた結果が全体 会議で了承された。その内容は:

- WG1は「2013年の 早い時期に」完成(実際には同年2月で完成の見込み)。

- WG2及びWG3の報告書とSYRな「2014年のできるだけ早い日程で」完成(実際には、WG2は4
 月、WG3は5月、SYRは9月の総会で完成の見込み)。

新シナリオに関する専門家会合(オランダ・ノードルビエルハルト、2007年9月)に関し、会合 を組織した新シナリオ推進委員会の共同議長から報告があった。報告書"Further Work on Scenario"は査読を経て完成された(http://www.ipcc.ch/meetings/session28/doc8.pdf)。モ デルグループの比較実験(CMIP5)にとり重要な代表的濃度経路(RCP)は2008年9月までに特定す る予定であるとした。気候変化予測と、排出及び社会・経済シナリオとは並行方式で実験・開 発が進められることになった。

再生可能エネルギーに関する特別報告書が第3作業部会により作成されることが承認された。 また、気候変動と水に関する技術報告書が完成されたことが報告された。

IPCC第29回総会(スイス・ジュネーブ、2008年8月31日~9月4日)

初日にIPCC創立20周年記念式典があり、これまで貢献してきた主要な人々が招待されたパネル・ディスカッション「IPCCに反映された気候変化科学の発展」が開かれた。

主要な議題、IPCCビューロー(役員団)の選挙が行われた。その結果は以下の通りである(各部会の副議長名は省略。投票規定の不備からWG3は変則的な構成となった)。

議長:パチャウリ (Rajendra K. Pachauri、インド)

副議長(3名): デービドソン(Ogulade Davidson、シエラ・レオーネ)、バン・イパーセル (Jean-Pascal van Ypersele、ベルギー)、リー (Hoesung Lee、韓国) 第1作業部会(WGI):

共同議長:ストッカー(Thomas Stocker、スイス)、クイン(Qin, Dahe、中国)

副議長(6名):モロッコ、イラン、カナダ、マレーシア、ニュージーランド、フランス) 第2作業部会(WGII):

共同議長:フィールド(Chris Field,米国)、バロス(Vincente Barros,アルゼンチン)

副議長(6名):マダガスカル、モルジブ、ペルー、オーストラリア、スペイン、ロシア) 第3作業部会(WGⅢ):

共同議長:イーデンホーファー(Ottmar Edenhofer、ドイツ)、ピクス・マドルガ (Ramon

Pichs-Madruga、キューバ)、ソコナ(Youba Sokona、マリ)

副議長(5名): スーダン、ブラジル、メキシコ、イタリア、英国

インベントリー・タスクフォース (TFI、共同議長のみIPCCメンバー):

共同議長:平石尹彦、クルッグ (Thelma Krug、ブラジル)

新シナリオに関しては、特定する4つのRCPのうち最も低いシナリオの特定が持ち越しとなっていることが報告された(実際には2009年4月の第30回総会の直前に決着)。

B. 日-米間の研究協力状況

第12回日米地球変動ワークショップは、2008年6月30日~7月2日コロラド州ボールダー 市において、米側のNSFと全米海洋大気庁(NOAA)の主催で、日本側の文部科学省の共催、JAMSTEC の協力という形での開催となった。

会議の目的は、(1)長期予測、近未来予測、極端現象予測(以上、革新プログラムの主要3チ ームの課題にほぼ対応)、関連観測における近年の研究活動の進展に関する情報交換から、継続 的及び新たな課題を確認し、(2)両国の研究者のより緊密な協力により、それらの課題に取り組 むための革新的な発展を促進させることであった。

会議には両国から、32名の研究者を含む多数の参加があった。日本は、文部科学省(MEXT)、 海洋研究開発機構(JAMSTEC)、宇宙航空研究開発機構(JAXA)、国立環境研究所(NIES)、気象研究 所(MRI)、東京大学/気候システム研究センター(CCSR)、名古屋大学から参加。

基調講演は日米双方から、

松野太郎 (JAMSTEC/FRCGC):「クラウド・クラスターを解像する大気大循環モデルに向けてー 熱帯気象学の新時代」

- ソロモン (Susan Solomon、IPCC/WG1共同議長、NOAA):「気候変動とIPCC:現状と将来展望」
 以下、科学セッションの発表を示す:
- 長期予測(関連するプロセス研究を含む)セッション:

ストッファー(Ron Stouffer、GFDL): CO2増加に対する陸域生態系の応答の不確実性

ミール(Jerry Meehl、NCAR): 長期気候変化予測の課題

ミラー(Ron Miller、GISS):過去及び未来の気候に対する地球システムモデルの開発 河宮未知生(FRCGC):統合地球システムモデルによる、AR4以後の日本の地球温暖化予測計 画

須藤健悟(名大):大気化学及び大気汚染から見た気候変動

伊勢武史(FRCGC):物理的・生物地球化学的フィードバックによる、泥炭(peat)分 解の高温に対する感度

近未来予測(関連するプロセス研究を含む)セッション:

デルワース(Tom Delworth、GFDL):十年規模の気候変動性、予測可能性、及び予測-大西洋を対象にして

ハレル (Jim Hurrell、NCAR): 十年規模の気候予測: 課題と可能性

カルネイ (Eugenia Kalnay、U of Maryland):都市化と陸面変化の気候変化傾向への 影響

木本昌秀 (CCSR): 2030年の気候:日本の近未来予測プロジェクト

江守正多 (NIES): 物理過程を更新した、MIROCの最新版の大気海洋結合モデル

石井正好 (FRCGC): 近未来予測における不確実性に対するデータ同化

端現象予測(関連するプロセス研究を含む)セッション:

エマニエル (Kerry Emanuel、MIT):熱帯低気圧活動に対する季節から100年規模の 予測

ホーリング (Marty Hoerling、NOAA/ESRL): インドモンスーン気候の将来傾向

ナイガム (Sumant Nigam、U of Maryland): 20世紀における北米干ばつ及び豪雨の極端現象

鬼頭昭雄 (MRI): 超高分解能大気モデルを用いた異常気象の将来変化予測

栗原和夫(MRI):非静力学雲解像領域モデルをもちいた異常気象の将来変化予測

杉正人 (MRI):将来の熱帯低気圧の将来変化予測における不確実性の低減

三浦裕晃(FRCGC、CSU):全球雲解像モデルを用いたマデン・ジュリアン振動の再現

気候変動に関する観測とモニタリングセッション:

クレイソン (Carol Anne Clayson、FSU):地表フラックスの不確実性:今後の方向

アーキン (Phil Arkin、U of Maryland):全球降水の解析と再解析

ホウ (Arthur Hou、NASA/GSFC) GPM時代における、モデル上の物理の改善への道

筋

中村健治(名大):TRMMの成果とGPMへの期待

マクシュートフ (Shamil Maksyutov、NIES) (欠席のため松野太郎代読):2009年における、大 気中温室効果ガスに対する衛星観測の全球的拡大

最後のセッションでは、総合討論が行われ、各科学セッションごとの科学的課題等に関して、 まとめると共に、両国の、当面する課題に対する取り組みで協力を深めることや、次回の開催 は、2010年日本開催が提示(正式には日米間のリエゾン会合による)された。

(2)気候変動に関する政府間パネル(IPCC)への関与

=IPCC WG1 国内支援事務局の運営=

平成20年度では、IPCCのAR5作成とその完成時期に関する第28回総会、IPCCの20周年記念イベ ントとAR5に向けたIPCCビューローの選挙が行われた第29回総会などの重要な会議のほか、IPCC に関連する気候変動関連国際会議の情報収集を行った。また、AR5に向けたAR4からの課題を議 論した、IPCC-WCRP-IGBPによるワークショップや、極端現象と災害に関する特別報告書作成提 案に向けたスコーピング会合への専門家出席支援、IPCC関連会議への専門家招聘を行った。そ の他、ホームページに上記会議などに関する報告や情報の更新などを行った。活動の詳細は以 下の表にまとめられる。

活動	時期	内容
第28回総会(IPCC-XXVⅢ)	平成20年4月	関連情報の収集および動向調査
出席 (ハンガリー)		会議対応、支援・助言
科学上及び技術上の助言	平成20年6月	関連情報の収集および動向調査。
に関する補助機関第28回		文部科学省専門家として会議対応、支
会合(SBSTA28)出席(ドイ		援・助言。
ツ)		
国際環境専門者会議開催	平成20年6月	会議対応、運営支援、専門家招聘支援
第29回総会(IPCC-XXIX)出	平成20年8月	関連情報の収集および動向調査
席		会議対応、支援・助言
(スイス)		WG2,3の支援組織との情報交換・連携
		支援
国連気候変動枠組条約第	平成20年12	文部科学省専門家として会議対応、支
14回締約国会議(COP14)	月	援・助言
及び補助機関第29回会合		関連情報の収集および動向調査。
(SBSTA29)参加		
第5次評価報告書に向けた	平成21年2月	日本としての取り組みに関する検討
国内連絡会準備会支援	(予定)	と国内他作業部会関係者との情報交
		换。
		メンバー委嘱
関連会合への旅費支援	平成21年3月	Joint IPCC-WCRP-IGBP 3 名
	(予定)	Workshop: New Science 派
		Directions and Activities 遣
		Relevant to the IPCC AR5

	平成21年3月	極端現象に関する特別報告	1名
	(予定)	書スコーピング会合	派
			遣
IPCC WG1国内支援事務局	随時	各種会合報告や最新情報の発	<u>ات</u>
ホームページ運営		関係者間の情報共有ツールの	つ作成お
		よび提供(内部向けホーム~	ページ)。
照会取り纏め	随時	各種コメント照会の取り纏め	

(付録) 革新プログラムが運営に関与した国際会合のアジェンダ

International Workshop on Global Change Projection:

Modeling, Intercomparison, and Impact Assessment

jointly with

2nd International Workshop on KAKUSHIN Program

Date: 18-20, February, 2009 Venue: Hamakaze (4F, 18th) and Seiryuu (4F, 19th-20th) Yokohama Bay Sheraton Hotel, Yokohama, Japan

Day 1 (February 18, Wed.)		
8:30-9:00	Registration	
Welcome		
9:00-9:15	Masahide Kimoto (CCSR, Univ. Tokyo)	
Session1:Near-term prediction (Chair: M. Kimoto)		
9:15-9:40	Noel Keenlyside (IfM-GEOMAR)	
	North Atlantic Decadal Climate Variability: Prediction and global impact	

	Nick Dunstone (Hadley Centre)	
	Impact of Initial Conditions and Initialisation Strategy on Decadal Climate	
	Predictions	
10:05-10:30	Aixue Hu (NCAR)	
	Decadal Prediction in the Pacific	
10:30-10:55	Shaoqing Zhang (GFDL)	
	Potential Predictability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation	
	Depending on Observing Systems	
10:55-11:15	Break	
11:15-11:40	Takashi Mochizuki (JAMSTEC)	
	Pacific Decadal Oscillation Hindcasts Relevant to Near-term Climate	
	Prediction	
11:40-12:05	Yoshimitsu Chikamoto (CCSR, Univ. Tokyo)	
	Ensemble Generation Method for Near-term Climate Prediction	
12:05-12:30	Masayoshi Ishii (JAMSTEC)	
	Toward Less-uncertain Short-term Climate Predictions	
12:30-14:00	Lunch	
Session 2: Extre	me events (Chair: S. Kusunoki)	
14:00-14:25	Kevin Hodges (ESSC)	
	Extra-tropical Cyclones in a Warmer Climate	
14:25-14:50	Extra-tropical Cyclones in a Warmer Climate Ryo Mizuta (AESTO/MRI)	
14:25-14:50	Extra-tropical Cyclones in a Warmer Climate Ryo Mizuta (AESTO/MRI) Future Changes in Winter Storm Activity in the MRI High-resolution AGCM	
14:25-14:50 14:50-15:15	Extra-tropical Cyclones in a Warmer Climate Ryo Mizuta (AESTO/MRI) Future Changes in Winter Storm Activity in the MRI High-resolution AGCM Suzana Camargo (LDEO)	
14:25-14:50 14:50-15:15	Extra-tropical Cyclones in a Warmer Climate Ryo Mizuta (AESTO/MRI) Future Changes in Winter Storm Activity in the MRI High-resolution AGCM Suzana Camargo (LDEO) Modulation of Tropical Cyclone Activity by ENSO and MJO	
14:25-14:50 14:50-15:15 15:15-15:40	Extra-tropical Cyclones in a Warmer Climate Ryo Mizuta (AESTO/MRI) Future Changes in Winter Storm Activity in the MRI High-resolution AGCM Suzana Camargo (LDEO) Modulation of Tropical Cyclone Activity by ENSO and MJO Kazuyoshi Oouchi (FRCGC)	
14:25-14:50 14:50-15:15 15:15-15:40	Extra-tropical Cyclones in a Warmer Climate Ryo Mizuta (AESTO/MRI) Future Changes in Winter Storm Activity in the MRI High-resolution AGCM Suzana Camargo (LDEO) Modulation of Tropical Cyclone Activity by ENSO and MJO Kazuyoshi Oouchi (FRCGC) A Simulated Preconditioning of Typhoon Genesis Controlled by a Boreal	
14:25-14:50 14:50-15:15 15:15-15:40	Extra-tropical Cyclones in a Warmer ClimateRyo Mizuta (AESTO/MRI)Future Changes in Winter Storm Activity in the MRI High-resolution AGCMSuzana Camargo (LDEO)Modulation of Tropical Cyclone Activity by ENSO and MJOKazuyoshi Oouchi (FRCGC)A Simulated Preconditioning of Typhoon Genesis Controlled by a BorealSummer Madden-Julian Oscillation Event in a Global Cloud-system-resolving	
14:25-14:50 14:50-15:15 15:15-15:40	Extra-tropical Cyclones in a Warmer Climate Ryo Mizuta (AESTO/MRI) Future Changes in Winter Storm Activity in the MRI High-resolution AGCM Suzana Camargo (LDEO) Modulation of Tropical Cyclone Activity by ENSO and MJO Kazuyoshi Oouchi (FRCGC) A Simulated Preconditioning of Typhoon Genesis Controlled by a Boreal Summer Madden-Julian Oscillation Event in a Global Cloud-system-resolving Model	
14:25-14:50 14:50-15:15 15:15-15:40 15:40-16:00	Extra-tropical Cyclones in a Warmer Climate Ryo Mizuta (AESTO/MRI) Future Changes in Winter Storm Activity in the MRI High-resolution AGCM Suzana Camargo (LDEO) Modulation of Tropical Cyclone Activity by ENSO and MJO Kazuyoshi Oouchi (FRCGC) A Simulated Preconditioning of Typhoon Genesis Controlled by a Boreal Summer Madden-Julian Oscillation Event in a Global Cloud-system-resolving Model	
14:25-14:50 14:50-15:15 15:15-15:40 15:40-16:00 16:00-16:25	Extra-tropical Cyclones in a Warmer ClimateRyo Mizuta (AESTO/MRI)Future Changes in Winter Storm Activity in the MRI High-resolution AGCMSuzana Camargo (LDEO)Modulation of Tropical Cyclone Activity by ENSO and MJOKazuyoshi Oouchi (FRCGC)A Simulated Preconditioning of Typhoon Genesis Controlled by a BorealSummer Madden-Julian Oscillation Event in a Global Cloud-system-resolvingModelBreakMasuo Nakano (AESTO/MRI)	
14:25-14:50 14:50-15:15 15:15-15:40 15:40-16:00 16:00-16:25	Extra-tropical Cyclones in a Warmer Climate Ryo Mizuta (AESTO/MRI) Future Changes in Winter Storm Activity in the MRI High-resolution AGCM Suzana Camargo (LDEO) Modulation of Tropical Cyclone Activity by ENSO and MJO Kazuyoshi Oouchi (FRCGC) A Simulated Preconditioning of Typhoon Genesis Controlled by a Boreal Summer Madden-Julian Oscillation Event in a Global Cloud-system-resolving Model Break Masuo Nakano (AESTO/MRI) Projection of the Changes in the Future Extremes over Japan using a	

16:25-16:50	Sachie Kanada (AESTO/MRI)	
	Projection of the Changes in the Future Extremes over Japan Using a	
	Cloud-Resolving Model (JMA-NHM) (2): Change in heavy precipitation	
16:50-17:15	Eiki Shindo (MRI)	
	Typhoon Formation and Development Experiment with a High Resolution	
	Global Model and a Mesoscale Model	
17:15-17:40	Kazuhisa Tuboki (HyARC/Nagoya U)	
	Typhoon Simulation in Present and Future Climate Conditions using the	
	Cloud-resolving Model	
18:00-20:00	Dinner	
	Day 2 (February 19, Thu.)	
Session 3: CMI	23 model intercomparison (Chair: Y. Takayabu)	
9:00-9:30	Peter Gleckler (PCMDI)	
	Performance Metrics for Climate Models in AR5	
9:30-10:00	Chidong Zhang (Univ. of Miami)	
	Simulations of the Madden-Julian Oscillation by Global Climate Models	
10:00-10:20	Yukari N. Takayabu (CCSR, Univ. Tokyo)	
	Evaluations of CMIP3 Model Performances for Various Phenomena in the	
	Atmosphere and Oceans, in the Present-Day Climate and in Future	
	Projections in the MOE S-5 project	
10:20-10:40	Satoru Yokoi and Yukari N. Takayabu (CCSR, Univ. Tokyo)	
	Multi-model Projection of Tropical Cyclogenesis over the Western North	
	Pacific using CMIP3 Archive	
10:40-11:00	Break	
11:00-11:20	Yu Kosaka and Hisashi Nakamura (Univ. of Tokyo)	
	Atmospheric Circulation and Its Variability over the Summertime	
	Northwestern Pacific Simulated in the CMIP3 Climate Models	
11:20-11:40	Tomoshige Inoue and Hiroaki Ueda (Univ. Tsukuba)	
	Comparison of the Seasonal Evolution of the Summer Monsoon over the Asian	
	and Western North Pacific Sector in the WCRP CMIP3 Multi-model	
	Experiments	

11:40-12:00	Kazuhiro Oshima, and Yoichi Tanimoto (EES, Hokkaido Univ.)	
	An Evaluation in Reproducibility of Pacific Decadal Oscillation on the	
	Simulations of CMIP3 Models	
12:00-12:20	Masakazu Sueyoshi, Tamaki Yasuda, and Tomoaki Ose (MRI)	
	First Baroclinic Rossby Radius in CMIP3 models	
12:20-12:40	Hiroki Ichikawa, Hirohiko Masunaga, and Hiroshi Kanzawa (Nagoya Univ.)	
	Evaluation of Precipitation and Upper-level Clouds Associated with	
	Large-scale Circulation over the Tropical Pacific Ocean in the Coupled	
	AOGCMs	
12:40-14:15	Lunch	
Session4: Long	-term projection (Chair: M. Kawamiya)	
14:15-14:40	Jean-Fran 77 ois Lamarque (NCAR)	
	Chemistry Simulations in IPCC AR5	
14:40-15:05	Michio Kawamiya (JAMSTEC)	
	Challenges for Long-term Global Warming Projection using an Earth System	
	Model	
15:05-15:30	Etsushi Kato (JAMSTEC)	
	Modeling the Global Vegetation Fire Emissions for the Scenario Data of	
	Integrated Assessment Model	
15:30-15:50	Break	
15:50-16:15	Yingping Wang (CSIRO)	
	Estimates of Global N2 Fixation over Land and Implications for	
	Carbon-climate Feedback	
16:15-16:40	Tomohiro Hajima (JAMSTEC)	
	Dynamic Vegetation Model Coupled to GCM	
16:40-17:05	Anand Gnanadesikan (GFDL)	
	Ocean biogeochemical cycling in the GFDL AR5 models	
17:05-17:30	Kazuhiro Misumi (CRIEPI)	
	Ocean Ecosystem Modeling at CRIEPI	
Day 3 (February 20, Fri.)		
Session 5: Imp	act assessments (Chair: S. Kusunoki)	

9:30-9:55	Jun Magome (PWRI)	
	Preliminary Analysis of Future Changes of Mekong River Discharges using	
	Super-high-resolution JMA AGCM Outputs	
9:55-10:20	Tomohiro Yasuda (DPRI, Kyoto Univ.)	
	Assessment for Effects of Global Warming on Sea Surface Wind, Wave Climate	
	and Typhoon Based on the MRI/JMA AGCM	
10:20-10:45	Sunmin Kim (DPRI, Kyoto Univ.)	
	Assessing Climate Change Impact on Water Resources Management in the	
	Tone River Basin, Japan Considering Dam Reservoir Operation	
10:45-11:05	Break	
11:05-11:30	Toshichika Iizumi (NIAES)	
11:05-11:30	Toshichika Iizumi (NIAES) A Probabilistic Assessment of Climate Change Impact on Productivity and	
11:05-11:30	Toshichika Iizumi (NIAES) A Probabilistic Assessment of Climate Change Impact on Productivity and Variability of Paddy Rice Yield in Japan	
11:05-11:30 11:30-11:55	Toshichika Iizumi (NIAES) A Probabilistic Assessment of Climate Change Impact on Productivity and Variability of Paddy Rice Yield in Japan Shinjiro Kanae (Tokyo Institute of Technology)	
11:05-11:30 11:30-11:55	Toshichika Iizumi (NIAES) A Probabilistic Assessment of Climate Change Impact on Productivity and Variability of Paddy Rice Yield in Japan Shinjiro Kanae (Tokyo Institute of Technology) An Estimate of Future Global Population at Risk of Flooding	
11:05-11:30 11:30-11:55 11:55-12:20	Toshichika Iizumi (NIAES) A Probabilistic Assessment of Climate Change Impact on Productivity and Variability of Paddy Rice Yield in Japan Shinjiro Kanae (Tokyo Institute of Technology) An Estimate of Future Global Population at Risk of Flooding Taketo Hashioka (JAMSTEC)	
11:05-11:30 11:30-11:55 11:55-12:20	Toshichika Iizumi (NIAES) A Probabilistic Assessment of Climate Change Impact on Productivity and Variability of Paddy Rice Yield in Japan Shinjiro Kanae (Tokyo Institute of Technology) An Estimate of Future Global Population at Risk of Flooding Taketo Hashioka (JAMSTEC) Potential Impact of Global Warming on Marine Ecosystem in the Western	
11:05-11:30 11:30-11:55 11:55-12:20	Toshichika Iizumi (NIAES) A Probabilistic Assessment of Climate Change Impact on Productivity and Variability of Paddy Rice Yield in Japan Shinjiro Kanae (Tokyo Institute of Technology) An Estimate of Future Global Population at Risk of Flooding Taketo Hashioka (JAMSTEC) Potential Impact of Global Warming on Marine Ecosystem in the Western North Pacific	
11:05-11:30 11:30-11:55 11:55-12:20 12:20-13:00	Toshichika Iizumi (NIAES) A Probabilistic Assessment of Climate Change Impact on Productivity and Variability of Paddy Rice Yield in Japan Shinjiro Kanae (Tokyo Institute of Technology) An Estimate of Future Global Population at Risk of Flooding Taketo Hashioka (JAMSTEC) Potential Impact of Global Warming on Marine Ecosystem in the Western North Pacific Discussion	

Ⅲ. 研究成果の詳細報告

e.1 地球システム統合モデルによる長期気候変動予測実験

e.1.1 動的全球植生モデル(SEIB-DGVM)のGCMへの結合

担当機関:地球環境フロンティア研究センター 研究者名:羽島知洋、加藤知道

(1) SEIB-DGVMのAGCM5.7bへの結合

1. SEIB-DGVMのAGCM5.7bへの結合の概要

将来的な上位モデルへの結合に先立って、GCMとの結合のテストに利用することを目指し、 SEIB-DGVMをCCSR/NIES/FRCGC AGCM5.7b(含MATSIRO;T42L20)に結合し、気候-陸域植生動態/炭素 循環の相互作用を再現するモデルを開発する。

SEIB-DGVMとAGCMとの結合は、AGCM内部における変数の通信をコントロールするカプラー経由 で行った(図1)。具体的には、MATSIROで計算される土壌温度や地上気温をカプラー経由で SEIB-DGVMへと渡す。また、大気モデル内で計算される風速、湿度、降水量、日射量等もまた、 カプラー経由で日単位に変換されてSEIB-DGVMへと渡される。SEIB-DGVMからは、LAIおよびグリ ッドを占有する植生タイプをMATSIROに渡す。同時に、大気ー陸上生態系間における正味の炭素 収支(NEP)を大気側へと渡すことにより、大気モデル側と陸上生態系側の炭素循環の結合を行っ た。

次に、コード上の不完全部分を取り除くためのバグ取り作業を行い、さらに、現在の植生分 布、LAIおよび炭素動態についての再現性の検証を行いながら、パラメータのチューンナップを 行った。その結果、オンラインの状態でのLAI(図2)や、植生分布の再現性が大幅に向上した (図3)。さらに、今回のモデル作成に当たって、結合モデルを調整するためのさまざまなノウ ハウを習得することができた。

今後は、新規機能の上位モデルへ導入にあたってのテストだけではなく、比較的軽快で安定 した動作性能を利用して、パラメータ感度分析等の複数条件化での実験が必要な研究に生かし ていくことを目指す。

34



図1 AGCM + 動的全球植生モデル (SEIB-DGVM) との結合方法



 図 2 AGCM + 動的全球植生モデル (SEIB-DGVM) 結合モデルによる葉面 積指数 (LAI) の再現 (オンラインスピンナップ100年目・7月)



***************************************	***************************************
凡例 (Biome code: biome type)	
0: water body (白)	9: boreal evergreen forest / woodland
1: polar desert	10: boreal deciduous forest / woodland
2: arctic/alpine-tundra	11: short grass land
3: tropical rain forest (wet in any month)	12: tall grass land
4: tropical rain forest (seasonal cycle of water situation)	13: moist savannas
5: tropical deciduous forest	14: dry savannas
6: temperate conifer forest	15: xeric woodland / scrub
7: temperate broad-leaved evergreen forest	16: arid shrubland / steppe
8: temperate deciduous forest	17: desert
***************************************	***************************************

2. オフラインスピンナップの改良

オンラインで計算するためには、植物や土壌の炭素プールに関する安定的な初期値を得る必要がある。しかしながら、陸域炭素蓄積をゼロから安定化させるのに、数千年かかることがわかっており、結合モデルのみを利用したスピンナップは、計算資源が大量に必要なために、現実的ではない。そこで、本研究では、安定的な初期値をすばやく得るために、動的全球植生モデル(SEIB-DGVM)単体による、いわゆるオフラインスピンナップの導入を行った。
本年度は、昨年に引き続き、オフラインスピンナップ時のパラメータの改良を行った。その 結果、植生分布などの各種変数について、妥当な全球分布を得ることができた。また、調整が 最も難しかった土壌炭素の滞留年数については、Jenkinson & Rayner (1977)のRoth-Cモデルの 土壌有機物モデルを参考に、最大で50年に設定し、2000年間スピンナップすることで、妥当な 全球炭素蓄積量を得ることができた(図4)。



図4 動的全球植生モデル(SEIB-DGVM)単体による土壌およびリター蓄 積炭素のスピンナップ(2000年間)

本年度で、基本的なスピンナップの手順を、ほぼ確立することができた。その手順とは、① オフラインスピンナップを2000年間行う、②オンラインスピンナップを150年程度行う。以上で、 結合モデルでの安定した動作を、ほぼ確保することができるようになった。

今後、結合モデル部分に新たな変更が生じたり、他の結合モデルへの移植などで気候バイア スが生じた場合には、1-2週間程度で、初期値を再度最適化することが可能であると考えられる。 (2) AGCM-SEIBDGVM結合モデルによる温暖化予備実験

上位モデルに結合する以前に、気候システムモデルに結合されたSEIB-DGVMの挙動を調べるため、(1)-1で作成したAGCM-SEIBDGVM結合モデルを用いて、温暖化時における予備実験を行った。 用いたAGCMはCCSR/NIES AGCMであり、地球システム統合モデルによる長期予測で用いられる解 像度と同じT42の設定で実験を行った(鉛直方向はL20)。

オフラインスピンアップは(1)-2で得られた知見に従い、次のような手順で行った(図5)。ま ず、Kato & Kawamiya (2009)のAGCM-SimCYCLE結合モデルから得られた前近代の気象データをフ ォーシングとし、約280ppmvのCO2濃度のもと2000年間のSEIB-DGVMオンラインスピンアップを行 った。このオフラインスピンアップで得られた炭素・植生の初期値をもとに、AGCM-SEIB結合モ デルで100年のオンラインスピンアップを行うと同時に、SEIBが結合された状態での気象データ を出力する。この気象データを用いて再びオフラインSEIB-DGVMのスピンアップを行う。以上の 作業により、大気の物理場および陸域の炭素循環のスピンアップが完了されたことになる。最 後に、AGCM-SEIB結合モデルで100年のスピンアップを行い、本実験のための準備が完了した。



図5 AGCM-SEIBDGVM結合モデルによる温暖化実験を行うためのスピンアップの手続き

温暖化実験に用いる排出シナリオはSRES A2シナリオであり、海氷面積およびSST、大気-海洋間におけるC02フラックスはYoshikawa et al. (2007)の出力結果をフォーシングデータとして用いた。

図6は、AGCM-SEIB結合モデルによって予測されたCO2濃度と全球平均地上気温である。 Yoshikawa et al. (2007) では2000年から2100年までにおよそ600ppmv上昇していたが、本実験 ではおよそ400ppmvの上昇に留まった。これは、結合モデルで使用される陸上生態系モデルが Sim-CYCLEからSEIB-DGVMに変更されたという理由もあるが、スピンアップが不十分であったこ とが考えられる。特に、1900年~2000年の間、モデル予測値は観測値を下回ってしまっている。 これは、オンラインでのスピンアップを100間行ったものの、大気-陸上生態系の炭素収支が十 分に定常状態にまで達しておらず、わずかに陸域への炭素吸収の傾向が残っていたためである と考えられる。オンラインスピンアップの長さは今後の課題であり、150年~200年程度まで増 やす必要がある。 これらの点を考慮すると、予測される大気CO2濃度および全球平均地上気温は過小評価の傾向 があると考えられるが、IPCCの報告書および他の文献値と比較すると、大きく逸脱した結果で はなかった。



図6 (a) AGCM-SEIBDGVM結合モデルによる大気CO2濃度(黒線)と観測値およびBURNCCモデルによ る予測値(赤線). (b) AGCM-SEIBDGVM結合モデルによって予測された全球平均地上気温.

図7は、実際の植生およびAGCM-SEIB結合モデルによって予測された1900年、2000年、2100年 における植生タイプの分布である。植生分布の再現性であるが、実際の植生図と比較すると特 に草本地帯の推定にエラーが見られるものの、低緯度から高緯度に向かって熱帯林、温帯常緑 樹林、温帯落葉林、北方林が出現するという傾向が再現されている。また、1900年と2000年の 間には大きな植生遷移は見られず、妥当な結果を示した。一方温暖化時には、現況の植生と異 なる分布を示した。特にシベリアにおいて北方林の占める面積が増加していた(ただし、植生 分布は離散的な値であるので、北方林と判断されたグリッドにおいて、樹木が繁茂していると は限らないことは注意する必要がある)。またCox et al. (2000)にあるような熱帯林における 大規模な森林の後退等は本実験では確認されなかった。



図7 AGCM-SEIB結合モデルによる植生分布の予測値と実際の植生分布

陸上生態系における炭素フラックスおよび貯蔵量のモデル推定値を、表1に示した。IPCCの報告書で報告されている値に対し、総一次生産量(GPP)と独立栄養呼吸(AR)は27[PgC yr⁻¹]ほど過大推定をしているが、大気-陸上生態系間の炭素収支に重要な純一次生産量(NPP)および従属栄養呼吸(HR)は報告されている値と極めて近い値が得られた。また、本実験では土地利用変化は考慮されていないものの、正味の大気-陸上生態系間の炭素収支である純生態系生産量(NEP)も

よく再現されていた。また、2090年代におけるこれらの炭素収支はどれも増加する傾向にある が、特にNEPについてはおよそ2倍の増加を示した。

全球における炭素収支を図8に示す。1900年~1940年までの間、海洋への炭素の吸収はほとん どないが、陸上生態系への吸収はわずかに見られる。これは上にも述べたがスピンアップの不 足によるものであると考えられる。陸上生態系はその後も炭素のシンクを維持し、2100年には5 ~6[PgC yr⁻¹]程度の吸収をしている。これは海洋への吸収と同程度であり、陸域と海洋を合わ せると、人為的排出量の約40%を吸収したことになる。Yoshikawa et al. (2007)では、2050年 を境に陸上生態系への吸収が減少し始め、2100年には炭素の放出源へと転じていたが、本実験 ではそのような傾向は見られない。この理由に関して詳細な解析はまだ行っていないが、いく つかの理由が考えられる。まず、1900年時点における土壌炭素の分布を上手く再現出来ていな いことが考えられる。温暖化時には極に近い地域ほどその温度上昇が大きいと予測されている が、その温度上昇にともない、北方における土壌炭素の分解の促進が進むと考えられている。 本実験のスピンアップで再現された土壌炭素の分布を調べると、北方における炭素の蓄積が上 手く再現されていないため、温暖化時における土壌炭素分解速度が過小推定されている可能性 がある。これを解決するためには、オフラインスピンアップで使用する気象データをモデル推 定値ベースのものではなく、観測ベースの気象データを使用するなどし、適切な植生分布およ び土壌炭素の分布を再現する必要がある。その他の理由として、Yoshikawa et al. (2007)では 植生の分布は変化しないものとしていたが、本実験では動的植生モデルを用いているため、植 生の分布が気候の変化に応じて緩やかに変化する。同時に森林の構造等も変化するため、温暖 化時にLAIが増大する傾向にある。これらの理由により植物の総一次生産量が増大し、炭素の吸 収源から放出源への急激な転換が見られなかったと考えられる。

今後の課題としては、スピンアップ時に使用するフォーシングデータを変更することにより、 土壌炭素の分布および植生分布を正しく推定することが挙げられる。また、種子分散に関係す るパラメータを変えた上での温暖化実験を実施することにより、気候変化と炭素循環に対して 植生分布の変化がどの程度影響しているのかを解析する必要がある。

		AR4(AR3)	This research (1990-1999)	This research (2090-2099)	2090s/1990s
STOCK [PgC]	Live Vegetation (①)	466 654	530	562	1.06
	Soil Organic Carbon (②)	1567 2011	1990	2201	1.11
FLOW [PgC yr ⁻¹]	Gross Primary Production (③)	120	147.4	205.1	1.39
	Autotrophic Respiration $(\textcircled{4})$	60	87.8	124.3	1.42
	Net Primary Production (⑤)	60	58.5	78.2	1.34
	Heterotrophic Respiration ($\textcircled{6}$)	55	55.9	73.1	1.31
	Land uptake (NEP) (⑦)	2.6	2.6	5.1	1.95

表1 陸上生態系の炭素フローおよび炭素ストック推定値



図8 AGCM-SEIB結合モデルによる全球炭素収支推定結果

(3). SEIB-DGVMのMIROCベースの気候-炭素循環結合モデルへの結合

大気海洋大循環モデルと陸域・海洋炭素循環モデルが結合された、気候-炭素循環結合モデル を開発した。これは、Yoshikawa et al. (2007)による、MIROCベースの気候-炭素循環結合モデ ル(Yoshikawa版KISSME)に対して、SEIB-DGVMを導入したもので、陸域炭素循環を担当している Sim-CYCLEの部分を、SEIB-DGVMに置き換えることである。

本年度は、(1)-1での、AGCM版の気候-陸域炭素循環結合モデルを参考にし、コードの変更と、 実行のテストを行った。しかしながら、実行には多くの計算資源を必要とするために、今後は、 しばらく(1)-1でのパラメータの調整やコードの固定が終わるのを待つ予定である。その後、オ ンラインスピンナップを行い、いくつかのテーマにおいて実験を試みる予定である。

参考文献

- Cox PM, Betts RA, Jones CD, Spall SA, and Totterdell IJ. (2000) Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. Nature, 408, 184-187.
- Jenkinson D.S. and Rayner J.H. (1977). The turnover of soil organic matter in some of the Rothamsted classical experiments. Soil Sci, 123, 298-305.
- Sato H, A Ito, T Kohyama (2007) SEIB-DGVM: A New Dynamic Global Vegetation Model using a Spatially Explicit Individual-Based Approach, Ecological Modelling 200(3-4), 279-307.
- Yoshikawa, C., Kawamiya, M., Kato, T., Yamanaka, Y., Matsuno, T., (2007) Geographical distribution of the feedback between future climate change and the carbon cycle. J. Geophys. Res. Biogeosci., 113, G03002, doi:10.1029/2007JG000570.

発表

- 加藤知道. 生態系が決めるCO₂循環の全球予測. 独立行政法人海洋研究開発機構「地球環境シリ ーズ」講演会(第5回)「地球環境研究の最前線〜全球観測と予測モデルが切り拓く科学〜」, 国 連大学, 2008年8月4日.
- Tomohiro Hajima, "Dynamic vegetation model coupled to GCM", International Workshop on Global Change Projection: Modeling, Intercomarison, and Impact Assessment jointly with 2nd International Workshop on KAKUSHIN Program in Yokohama, Japan, 2009.

論文

Kato, T., Ito, A., Kawamiya, M., 2009. Multiple temporal scale variability during the 20th century in global carbon dynamics simulated by a coupled climate-terrestrial carbon cycle model. Climate Dynamics, in press.

アウトリーチ

- 加藤知道. 植物によるCO₂の吸収と排出. コーナー「情報サプリメント」, CBCラジオ 多田しげ おの気分爽快~朝からP.O.N., 2008年9月30日.
- 加藤知道. 植物のCO₂吸収. コーナー「今さら聞けない」,朝日新聞日曜版「be」,2008年9月14 日.

e.1.2 二酸化炭素濃度安定化への排出量準逆計算

担当機関:地球環境フロンティア研究センター 研究者名:美山透

1. はじめに

地球温暖化の影響を限定的なものにとどめるには、大気中の二酸化炭素濃度をあるレベルで安 定化させる必要がある。その目標のために、人為起源の二酸化炭素放出がどれくらい許されるの か見積もることが求められる。ここで問題となるのは、二酸化炭素の放出量のうち、どれくらい が自然に吸収されるかの情報が必要なことである。大気中に残る二酸化炭素量は、人為起源の二 酸化炭素排出量から自然吸収量を差し引いた量で決まるからである。現在は人為起源の二酸化炭 素排出の半分ほどが自然界に吸収されると考えられているが、地球温暖化によりその量が減る可 能性が高い[Denman et al., 2007]。温度上昇にともない、陸上有機物が分解されたり、海洋の 二酸化炭素溶解度が減ったりする効果があるためである(気候と炭素循環の正のフィードバッ *3*。

そこで我々は、安定化シナリオに基づく二酸化炭素濃度を与えた地球システム統合GCMモデル をはしらせることで、自然界による二酸化吸収量を見積もり、ひいては人類による二酸化炭素排 出許容量を見積もるための実験を行なった。簡易モデルやEMIC(Earth system Model with Intermediate Complexity)による計算による前例はいくつかあるが[Jones et al., 2006a; b; Matthews, 2006; Plattner et al., 2008]、GCMに基づいた計算は我々の知る限りハドレーセン ターの一例があるのみである[Jones et al., 2006b]。さらに、我々はハドレーセンターの実験 では簡易モデルで行われた結合実験と非結合の比較をGCMで行って、二酸化炭素安定化のもとで の気候-炭素循環フィードバックを評価した。プロセスベースのGCMでの計算を行うことは簡易モ デルでの結論 (例えばHouse et al. [2008])の検証にも有意義である。

今年度は、昨年に引き続き計算を進め、二酸化炭素濃度のシナリオを3例に増やし、シナリオ によっては2500年まで計算をのばした。さらに、最近に急速にクローズアップされつつある二酸 化炭素増加の影響の一つである海洋酸性化の評価を新たに行った。

2. 手法

使用するモデルは、大気海洋結合大循環モデルMIROCをベースとした、人・自然・地球共生プロジェク課題2開発の地球システム統合モデルである[Kawamiya et al., 2005; Yoshikawa et al., 2008]。海洋モデルでは、NPZDタイプの生態モデル[Oschlies, 2001]にOCMIPのプロトコルの炭素反応を組み込み、炭素循環を表現している。陸地の炭素循環モデルはSim-CYCLEモデル[Ito and Oikawa, 2002]を採用している。本研究で用いる統合モデルは、世界の統合モデルの中でフィー

ドバックの強さが中間である[Friedlingstein et al., 2006; Yoshikawa et al., 2008]。

用いた二酸化炭素安定化シナリオ(図1a) [*Knutti et al.*, 2005]は、SP450(450ppmで安定)、 SP550(同550ppm)とSP1000(同1000ppm)の3種類である。これらの二酸化炭素濃度を大気に与 えて、統合モデルを1850年から2300年まで積分する。ただし、安定化の遅いSP1000のケースでは 2500年まで計算した。気候-炭素循環フィードバックの影響を調べるために、上昇する二酸化炭 素が放射バランスに影響が与え温暖化を起こす通常の実験(気候-炭素循環「結合実験」)、二酸 化炭素濃度は上昇するが放射バランスには影響を与えない実験(「非結合実験」)の双方の設定で、 3つのシナリオに対してそれぞれ計算を行う。結合モデルと非結合モデルの差をとることで気候 -炭素循環の効果を評価することができる。



図1: (a) モデルに与えた二酸化炭素濃度(ppm)時系列。赤線:SP450。緑線:SP550。黒線:SP1000。(b) モデルで得られた全球表面気温の1850年を基準とした温度上昇(K)。色は図1aと同じ。実線は結合実験、点線は非結合実験。

3. 炭素循環

3.1 自然の吸収量と許容排出量

図1bはモデルで得られた全球表面気温の1850年を基準とした温度上昇である。結合実験(実線) では温暖化が起こり、CO₂濃度が高くなるほど温暖化が大きい。一方、非結合実験(破線)では 設定の意図通り温暖化は起こらない。二酸化炭素濃度の安定化は、気候の安定化を意味しないこ とには注意する必要がある。結合実験では、CO₂濃度の安定化の後も温暖化は止まるのではなく、 ゆっくりと続いている(図1b)。このことは海面水位が二酸化炭素安定化後も上昇することにも あらわれている(図2)。



図2: 結合計算で得られた海面上昇(ただし熱膨張の効果のみ計算した)。単位はm。線色は図1aと同じ。

モデルで計算される陸面と海面の炭素吸収量をしめしたのが図3aと図3bである。いずれの安定 化シナリオでも、CO₂濃度が急速に増加している間は吸収量も上昇するが、濃度が安定に近づく につれ、平衡に向かうために、吸収量が0に近づいていく。陸(図3a)に比べて、海洋(図3b) は平衡に達するのに時間がかかり、全吸収量を多く担うようになる。温暖化による影響のため、 結合実験(実線)は、非結合実験(破線)に比べて、炭素吸収量が小さい。二酸化炭素の濃度が 高いほうが温度の上昇が高いので、温暖化によるフィードバックの効果が大きい。陸では、温度 上昇による有機物ストックの分解の効果のため、温暖化の影響が大きい。2300年までで比較する と、結合計算は非結合計算に比べて土壌の吸収量が、SP450(SP550, SP1000)シナリオの場合、 202(314, 502) PgC少ない。それに比べると海洋での影響は相対的に小さい。2300年までで比較 すると、結合計算は非結合計算に比べて海洋の吸収量が、SP450(SP550, SP1000)シナリオの場合、 66(104, 209) PgC少ない。



図3: モデルで計算された陸面での二酸化炭素吸収量(a)、海面での吸収量(b)、および逆算 した許容排出量の時系列(c)。単位はいずれもPgC/year。色、実線・点線は図1と同じ。 (c)の青線は観測されている排出量。図(c)での横線は2000-2005年の排出量を基準として 上から100%、50%、20%に相当する。

与えられたCO₂濃度を実現するのに人類が排出可能な二酸化炭素の量は、炭素の保存から[大気中の二酸化炭素量の時間微分]+[海洋/陸面による二酸化炭素吸収量]だと考えられ、それを見積もったのが図3cである。モデルの妥当性を検証するために1850年から2005年までの人為起源の二酸化炭素排出量の観測値(化石燃料[*Marland et al.*, 2008]+土地利用[*Houghton*, 2008])も図3cには加えた。モデル結果と観測はおおむね一致している。1990年代で比べると観測が7.9PgC/yearであるのに対し、モデルが7.0PgC/yearと少ないが、IPCC AR4の推定の幅(6.5-9.5PgC/year)[*Denman et al.*, 2007]には収まっている。本計算ではエアロゾルの変化の効果を入れておらず、それによって温度が高めになり、自然の吸収量を過小評価することで、許容排出量を少なめに見積もっているのかもしれない[*Jones et al.*, 2003]。

21世紀前半から、二酸化炭素濃度を安定化させる必要性と、自然の吸収量が減る効果の双方が 働き、人類が二酸化炭素を排出する余地は急速に減少する。SP450の結合実験では2050年までに 2000年の排出量(7.5PgC/year)の49%(3.7PgC/year)まで減らさなければならない。これは洞 爺湖サミットで「2050年までに世界全体の排出量の少なくとも50%の削減を達成する目標」と符 合する。しかしHouse *et al.* [2008]は排出削減をそこで止めてしまうと二酸化炭素濃度は安定 しないことを端的にしめしている(彼らの計算には我々のGCM(FRCGC)のエミュレータも含まれて いる)。実際、我々の計算では許容排出量はさらに減少し、2100年では1.4PgC/year(2000年の19%)、 23世紀平均では0.6PgC/year(2000年の8%)まで減らさなければならない。温暖化によるフィー ドバックにより自然界の吸収が減少するために、人類による許容排出量も非結合実験(破線)よ りも結合実験(実線)のほうが、量的にも小さく(SP450のケースではピーク値が9.8PgC/year から8.6PgC/yearに減少)、削減開始時期も早まる。計算時間の範囲では海洋が二酸化炭素吸収源 として残るので、二酸化炭素濃度上昇が0になった後も、許容排出量は0にはならない。

3.2 陸面プロセス

陸面でどのようなプロセスで炭素の吸収がおこるかを見るため、図4に陸面の炭素量の時系列 をしめす。まず非結合実験(点線)から見てみよう。二酸化炭素濃度上昇による施肥効果により GPPが増加することにより(図4a)、植生の炭素量は増加する(図4b)。二酸化炭素濃度が安定す ると、呼吸とlitterfallが増加することでGPPに追いつき、植物の炭素量は安定化する(植物の 炭素吸収は0になる)。一方、litterfallが増加することで土壌の炭素量が増え(図4c)、やがて分 解が増えることで土壌の炭素量は安定に近づく(土壌の炭素吸収は0に近づく。)。興味深いのは SP1000シナリオのケースで、高い二酸化炭素濃度ではむしろGPP(図4a)の効率は悪く(Ito and 0ikawa [2002]の図2c参照)、植生の炭素量は(図4b)は二酸化炭素の安定化(図1a)よりずっと 以前に安定化する。またlitterfallも少なくなるため、土壌分解を下回り、再びバランスするま で土壌の炭素量(図4c)は減少に転ずる(図3aの黒点線で見られるように、二酸化炭素が大気に排 出される)。

次に結合実験を見てみよう(実線)。温暖化によって非結合実験に比べてGPPが増加するが(図

4a)、呼吸量も増加するために、植物においては、非結合実験とはあまり差がない(図4b)。同じ 理由によって、litterfallが結合・非結合実験であまり差がないのに対し、土壌の分解は温暖化 によって増加するので、非結合に比べて減少として土壌炭素量に違いが大きくあらわれる(図4 c)。しかも、二酸化炭素濃度安定化後も温度上昇が続くため、分解量がlitterfallを上回り、 土壌炭素量は減少に転じ、土壌炭素量が十分に減るまで安定化しない。これが二酸化炭素濃度が 高い結合実験で陸面からの二酸化炭素が排出に転ずる(図3a)理由である。





3.3 海洋プロセス

海洋での二酸化炭素吸収プロセスを見るために、SP1000シナリオ(他のシナリオでも定量的に 異なるが定性的には同じ)の海洋中の人為起源無機炭素量(TCO₂)の時系列を図5aにしめした。表 層(0-250m、青線)だけとれば大気の二酸化炭素が安定化するにつれて十分に飽和している。しか し、中層(250m-1500m、緑線)では飽和に近づいているところであり、深層(1500m以深)では まだ十分に吸収の余地がある。このように二酸化炭素が長期にわたり吸収源であり続けるのに、 海洋でのTCO₂の鉛直輸送プロセスが密接に関わっている。実際、二酸化炭素吸収量の多い大西洋 を例にTCO₂と鉛直循環を見たのが図5bである。TCO₂の広がりと、北大西洋の深層水の形成・南極 底層水の形成・中緯度でのsubductionがよく対応している。

温暖化のフィードバックにより海洋中のTCO2量は減少する。それはYoshikawa et al [2008]で 議論されているように温暖化で表層に溶けにくくなるばかりでなく、図5cにしめされるように循 環が弱まることで、鉛直に運ばれる量が少なくなることも理由である。



図5: (a) SP1000シナリオの海洋中の人為起源無機炭素量(PgC)の時系列。青:表層(0-250m)。
 緑:中層(250-1500m)。黒:深層(1500m以深)。赤:全層。実線は結合、点線は非結合実験。(b)
 カラーはSP1000結合実験の2490年代の大西洋の東西平均人為起源無機炭素濃度(mo1/m³)
 の緯度・深さ断面。コンターは1850年から2499年までの平均子午面流量関数(Sv。コンター間隔は2Sv)。(c)(b)と同じ量の結合実験と非結合実験の差。

4. 海洋酸性化

二酸化炭素濃度上昇の影響として、物理気候場の変化のみならず、二酸化炭素が海洋に溶け 込むことによる「海洋酸性化」が近年注目されるようになってきている[*Cao and Caldeira*, 2008; *McNeil and Matear*, 2007; *Orr et al.*, 2005; *Raven*, 2005]。そこで、上記の計算の シナリオ毎に「酸性化」がどの程度進むか評価する。海洋の酸性化は、人類の排出した酸性の 気体であるCO₂が海洋に溶け込み、海水のアルカリ性を弱め、phを下げることでおこる。下がっ たphが生物に影響を与える可能性があるばかりでなく[*Raven*, 2005]、

 $CO_2 + CO_3^{2-} + H_2O \rightarrow 2HCO^{3-}$

$$CaCO_3 \rightarrow Ca^{2+} + CO_3^{2-}$$

の方向に反応がすすみ、CaCO₃を殻や骨格として利用する生物がCaCO₃を生成するのが困難にな ると考えられる[*Cao and Caldeira*, 2008; *Orr et al.*, 2005]。

CaCO3の形成のしやすさは飽和度が指標となる。

$$\Omega = \frac{[Ca^{2+}][CO_3^{2-}]}{K_{sp}}$$

 Ω が小さいほど、CaCO₃は形成しにくくなると考えられ、特に1より小さくなれば、未飽和となり、 理論上はCaCO₃は溶解する。phや炭酸イオン濃度[CO₃²⁻]はT(温度)・S(塩分)・TCO₂(溶存無機炭素)・ Alk(アルカリ度)から0CMIP提供のルチーンで計算する (http://www.ipsl.jussieu.fr/0CMIP/ phase3/simulations/NOCES/HOWTO-NOCES.html)。TCO₂やAlkは1994年の時点でGLODAPの観測値[*Key et al.*, 2004]を用い、モデルで得られる時間変位をこれに加えた[*Cao and Caldeira*, 2008; *Orr* *et al.*, 2005]。観測の値のない北極海周辺では計算を行わなかった。 K_{sp} (溶解度積)はアラゴナ イトとカルサイトで異なる値を取り、Mucci [1983]によりT・Sから計算した。カルシウムイオン 濃度[Ca²⁺]は10280 μ mol/kgの一定値を与えた。いずれの計算でも圧力の効果はMillero [1995]を 用いた。

図5は全球平均の海面ph時系列である。二酸化炭素濃度上昇とともにphが下がる。1990年代の 8.11から、SP450,550,1000のケースでそれぞれ8.02,7.96,7.74まで下降する。





図7: 海面での飽和度Ω。左がアラゴナイト。右がカルサイト。最上段が1990 年代の値。2(3,4)段目はSP450(SP550, SP1000)結合実験の2290年代の値。

図7は計算されたCaCO₃の飽和度である。CO₂の海洋への吸収にともない、CO₂の濃度が高いほど 下降する。アラゴナイトの場合(図7左)、未飽和は550ppmから南大洋で見え始め、1000ppmで大 きく広がる。本計算では450ppmで安定化させれば海面が未飽和にならないが、上記の観測を用い た補正など計算のやり方によっては結果が変わってくる可能性があり、注意が必要である。また、 未飽和にならなければ酸性化は問題にならないというわけではなく、未飽和までいかなくても飽 和度の下降によりCaCO₃の生成速度が落ちサンゴなどの生物は影響を受けると考えられる[*Cao*



and Caldeira, 2008; *Silverman et al.*, 2009]。カルサイトはアラゴナイトよりもΩが大きく 安定であるが (図7右)、大気の二酸化炭素濃度が1000ppmになれば未飽和の領域が広がり始める。

図8: SP450結合実験のケースでの南北-鉛直断面での各年代毎 (黒1850,青1990,緑2090, ピンク2190,赤2290年代)の飽和度0の位置。実線がアラゴナイト。点線がカルサイト。 左が大西洋、右が太平洋。

図6を見ると、CO₂の濃度の安定と共に海面では平衡に近づき、酸性化の進行は止まるように見 えるかもしれない。しかし、実際にはCO₂の吸収は続くため(図3b)、表層下での酸性化は続いて おり、図8のように飽和度が0の線は海面に向かって上昇を続けている。

非結合実験と比較することで、温暖化による酸性化へのフィードバックを見積もることができ る。図9は結合実験のアラゴナイト飽和度から非結合実験の飽和度を引いた値であり、温暖化の 効果は飽和度を若干上げて、酸性化を影響を緩和する方向に働くことがわかる。これは温暖化に より海洋へのCO₂吸収が減り(図3b)、そのためTCO₂が減ることが寄与している(図5a, c)と考え られる[*Cao et al.*, 2007; *McNeil and Matear*, 2007]。しかし、TCO₂だけを結合実験のものに することによりTCO₂の変化が飽和度に寄与する効果を見積もると(図10)、TCO₂の変化と飽和度の 変化は必ずしも領域的に一対一に対応しているわけではない。そのような場所ではAlkをはじめ とする他の効果が寄与していると考えられ、今後詳細な解析を行う予定である。

5. まとめと議論

地球システム統合GCMモデルを用いて、二酸化炭素濃度安定化のための許容人為炭素排出量を 求めた。濃度安定化のもと、自然の吸収量も減るのでそれにあわせた排出量の削減が必要である。 温暖化による炭素循環へのフィードバックにより、CO₂濃度安定化のためには、CO₂排出量の一層 の削減が求められる。SP450(550,1000)、非結合実験では計算期間を通した累積許容排出量が 1248(1765,3559) PgCであるのに対し、結合実験では980(1347,2660)PgCである。陸面は温暖化 による土壌の炭素分解のため、強い気候-炭素フィードバックを引き起こす。海洋では、陸上に 比べて平衡に達するのに長期間必要で吸収減として働く。また、温暖化による減少も相対的に小 さい。



図9: SP450の2290年代における結合実 験と非結合実験のアラゴナイトの飽和 度差。

図10: 非結合実験のTCO₂のみを結合実
 験のものに置き換えアラゴナイトの飽
 和度を計算し、非結合実験の差を取った。

ここではCO₂濃度安定化を議論したが、図1b や図2から明らかなようにCO₂濃度を安定化させて もすぐに気候は安定しない。気候安定化をターゲットとする場合には、ここで得られた結果より もさらに厳しい排出量削減が必要になると考えられる[*Matthews and Caldeira*, 2008]。また、 二酸化炭素をどこで安定化させるかを議論する場合には、物理気候場のみならず、本研究でも明 らかなように、海洋酸性化にも注意を払う必要がある[*Cao and Caldeira*, 2008]。

モデルの不確実さを明らかにするために、ここで得られたモデルを他のモデルを比較していく ことが重要である[Hibbard et al., 2007]。SP550結合実験で得られた2300年までの累積許容排 出量1348PgCは、同じSP550のシナリオを用いた複数の簡易モデルおよびEMICのモデルの範囲 (1221から1918PgC) に入っている[Plattner et al., 2008]。GCMであるハドレーモデルの結果 [Jones et al., 2006b] との比較はシナリオが異なるため難しいが、ハドレーモデルの結果を再 現する簡易モデルを用いて同じSP550のシナリオで計算した結果では、累積排出量は1221PgCであ り[Plattner et al., 2008]、我々の値よりも小さい。これはハドレーモデルでは我々のモデル よりも気候-炭素循環フィードバックが大きく、自然の二酸化炭素吸収量が小さいからだと考え られる[Yoshikawa et al., 2008]。特にハドレーモデルではアマゾンで顕著な炭素の減少が見ら れるが[Cox et al., 2004]、我々のモデルではそれほどでもない。理由は主に我々のGCMでは温 暖化した時にアマゾンでそれほど乾燥化がおこらないからだと考えている[Yoshikawa et al., 2008]。しかし、ハドレーモデルとは違い動的植生モデルを入れてないことも可能性として考え られる。AR5に向けて我々のモデルでも動的植生モデルSEIB-DVGMの導入が進んでおり、この点の 再検討が必要である。

参考文献

- Cao, L., et al. (2007), Effects of carbon dioxide and climate change on ocean acidification and carbonate mineral saturation, Geophys. Res. Lett., 34(5), 5607.
- Cao, L., and K. Caldeira (2008), Atmospheric CO_2 stabilization and ocean acidification, Geophys. Res. Lett., 35, L19609, doi:10.1029/2008GL035072.
- Cox, P. M., et al. (2004), Amazonian forest dieback under climate-carbon cycle projections for the 21st century, Theoretical and Applied Climatology, 78(1-3), 137-156, doi:10.1007/s00704-004-0049-4.
- Denman, K., et al. (2007), Couplings Between Changes in the Climate System and Biogeochemistry. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC, edited, Cambridge University Press, Cambridge, U. K.
- Friedlingstein, P., et al. (2006), Climate-carbon cycle feedback analysis: Results from the C⁴MIP model intercomparison, J. Clim., 19(14), 3337-3353.
- Hibbard, K. A., et al. (2007), A Strategy for Climate Change Stabilization Experiments, EOS, 88(15), 217,219,221.
- Houghton, R. A. (2008), Carbon Flux to the Atmosphere from Land-Use Changes: 1850-2005. In TRENDS: A Compendium of Data on Global Change. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A.
- House, J. I., et al. (2008), What do recent advances in quantifying climate and carbon cycle uncertainties mean for climate policy?, Environ. Res. Lett., 3(4), doi:10.1088/1748-9326/3/4/044002.
- Ito, A., and T. Oikawa (2002), A simulation model of the carbon cycle in land ecosystems
 (Sim-CYCLE): a description based on dry-matter production theory and plot-scale
 validation, Ecol. Model., 151(2), 143-176.
- Jones, C. D., et al. (2003), Strong carbon cycle feedbacks in a climate model with interactive CO_2 and sulphate aerosols, Geophys. Res. Lett., 30(9), 1479, doi:10.1029/2003g1016867.
- Jones, C. D., et al. (2006a), Climate-carbon cycle feedbacks under stabilization: uncertainty and observational constraints, Tellus B, 58(5), 603-613,

doi:10.1111/j.1600-0889.2006.00215.x.

- Jones, C. D., et al. (2006b), Impact of climate-carbon cycle feedbacks on emissions scenarios to achieve stabilization, in Avoiding Dangerous Climate Change, edited by H. J. Schellnhuber, W. Cramer, N. Nakicenovic, T. Wigley and G. Yohe, pp. 323-331, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.
- Kawamiya, M., et al. (2005), Development of an Integrated Earth System Model on the Earth Simulator, J. Earth Simulator, 4, 18-30.
- Key, R., et al. (2004), A global ocean carbon climatology: Results from Global Data Analysis Project (GLODAP), Global Biogeochem. Cycles, 18(4).
- Knutti, R., et al. (2005), Probabilistic climate change projections for CO₂ stabilization profiles, Geophys. Res. Lett., 32(20), L20707, doi:10.1029/2005GL023294.
- Marland, G., et al. (2008), Global, Regional, and National Fossil Fuel CO₂ Emissions. In Trends: A Compendium of Data on Global Change, Department of Energy, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S., Oak Ridge, Tenn., U.S.A.
- Matthews, H. D. (2006), Emissions targets for CO₂ stabilization as modified by carbon cycle feedbacks, Tellus B, 58(5), 591-602, doi:10.1111/j.1600-0889.2006.00200.x.
- Matthews, H. D., and K. Caldeira (2008), Stabilizing climate requires near-zero emissions, Geophys. Res. Lett., 35(4), L04705, doi:10.1029/2007g1032388.
- McNeil, B. I., and R. J. Matear (2007), Climate change feedbacks on future oceanic acidification, Tellus, 191-198, doi:10.1111/j.1600-0889.2006.00241.x.
- Millero, F. (1995), Thermodynamics of the carbon dioxide system in the oceans, Geochim. Cosmochim. Acta, 59(4), 661-677.
- Mucci, A. (1983), The Solubility of Calcite and Aragonite in Sea Water at Various Salinities, Temperatures, and one atmospheric total pressure, Am. J. Sci., 283(7), 780-799.
- Orr, J. C., et al. (2005), Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms, Nature, 437(7059), 681-686, doi:10.1038/nature04095.
- Oschlies, A. (2001), Model-derived estimates of new production: New results point towards lower values, Deep-Sea Research II, 48, 2173-2197.
- Plattner, G., et al. (2008), Long-Term Climate Commitments Projected with Climate-Carbon Cycle Models, J. Clim., 21(12), 2721-2751.
- Raven, J., (2005) Ocean acidification due to increasing atmospheric carbon dioxide, Royal

Society.

- Silverman, J., et al. (2009), Coral reefs may start dissolving when atmospheric CO2 doubles, Geophys. Res. Lett., 36, L05606, doi:10.1029/2008GL036282.
- Yoshikawa, C., et al. (2008), Geographical distribution of the feedback between future climate change and the carbon cycle, J. Geophys. Res., 113(G3), G03002, doi:10.1029/2007jg000570.

成果の発表

論文

Miyama, T., and M. Kawamiya (2009), Estimating Allowable Carbon Emission for CO2 Concentration Stabilization Using a GCM-Based Earth System Model, *Geophys. Res. Lett*, (投稿中).

口頭発表

- Miyama, T., and M. Kawamiya (2008), Estimation of ocean carbon uptake with a Earth System Model under CO2 stabilization scenario projection, in Effects of Climate Change on World's oceans, The North Pacific Marine Science Organization (PICES), Gijón, Spain, 2008/5/20 (ポスター発表)
- 美山透,河宮未知生(2008),二酸化炭素濃度安定化への排出量準逆計算 -海洋吸収量の見 積もり(2)-,日本海洋学会2008年度秋季大会,呉,2008/9/26 (ポスター発表).
- Miyama, T., and M. Kawamiya (2008), Estimating permissible carbon emission for CO2 concentration stabilization using an Integrated Earth System Model, in 2008 AGU Fall Meeting, San Francisco, U.S.A., 2008/12/17 (ポスター発表).
- 美山透,河宮未知生(2009) 海洋酸性化:地球システムモデルを用いた二酸化炭素濃度安定 化シナリオのもとでの将来予測,日本海洋学会2009年度春季大会,東京,2009/4/6(ポスター 発表)

e.1.3 物理気候過程の改良と地球システム統合モデルの完成作業について 担当機関:地球環境フロンティア研究センター 研究者名:渡辺 真吾

(1) はじめに

本年度の本サブグループの目標は、次年度より実施される、IPCC第5次評価報告書のための地 球温暖化予測実験に用いる大気海洋結合モデル(MIROC)および、地球システム統合モデルの両者 を完成させることである。そのために、近未来予測課題・長期予測課題を通じてモデル開発ス ケジュールを統括しつつ、モデル開発・改良・パラメーター調整等、現場の実作業にも従事す ることとなった。以下では、大気大循環モデルの鉛直層配置の設計について報告した後、モデ ル開発のタイムテーブルに即して、本年度中に行われたモデル開発・改良に関して報告する。 また、高解像度大気大循環モデルに関する論文発表も行ったので、合わせて報告する。

(2) 大気大循環モデルの鉛直層配置の設計

大気の物理気候過程の再現性において、物理過程パラメタリゼーションと並んで大きなイン パクトを持つのがモデルの空間解像度である。空間解像度を上げれば多くの場合気候再現性は 向上する傾向にあるが、その場合に発生する新たなチューニング・パラメーターの調整の手間 や、計算機コストの増大を常に考慮する必要がある。とくに、新しい物理過程パラメタリゼー ションと詳細化されたエアロゾル輸送モデルを含む最新バージョンであるMIROC4.2は、従来バ ージョンであるMIROC3.2に比べて2-3倍の計算機コストを必要とするうえ、パラメーター調整に 関しても未知の部分を多く残しているため、IPCC本番実験の実施までの限られた期間に安易に 解像度を変更することは危険を伴う。そこで、地球システム統合モデルとしては、従来のまま の解像度:水平T42+鉛直L80を、すべての実験において用いる予定で準備を進めていくことに した。一方、連携課題である近未来予測課題で用いる解像度として、水平T42・T85・T213、鉛 直L40・L56の組み合わせを準備し、その中で、T42L40/L56およびT85L40/L56の稼働試験と計算 機コストの評価を担当した。

図1は、MIROC3.2とMIROC4.2の鉛直座標系を比較したものである。IPCC第4次評価報告書の実験に用いたMIROC3.2では、鉛直解像度の粗いL20c(黒)と、対流圏界面付近の鉛直解像度を特に細かくしたL56c(青)の二つを用いて、T42L20とT106L56の二つの解像度のモデルを用いた。 MIROC4.2向けに新たに作成したL40hとL56hの特徴を以下に述べる。

L56h(水色)は、従来のL56c(青)に比べて、境界層内の鉛直解像度を強化してある。これ は、新規に導入された境界層スキームおよび積雲スキームの性能が境界層の鉛直解像度に大き く左右される可能性があるためである。同じ鉛直層数(56層)で境界層内に多くの層を配置する ために、対流圏界面付近の鉛直解像度は従来のものよりも低くした。また、成層圏20-40 kmの 鉛直解像度を従来に比べて上げてあるのは、成層圏の気候再現性が対流圏の気象・気候の予測 性能に影響を及ぼすとの考えから、近年他国のモデルも成層圏を重視するようになってきたた めである。L56cは高度約30 kmまでを解析対象としていたが、L56hでは約45kmまでを解析対象に できる。



図1:モデルの鉛直座標系。黒線と青線は従来のMIROC3.2のもの。赤線は地球システム統合モ デル。左図は、右図の下層を拡大したもの。

L40h(緑)は、従来のL20c(黒)の弱点であった境界層および対流圏界面付近における鉛直 解像度の不足を克服し、なおかつ新しく用意したL56h(水色)に比べて計算時間の短縮を可能 とすることを目標に設計を行った。前述のように境界層内の鉛直解像度が重要視されているた め、対流圏下層の層配置に関しては、従来のL56c(青)と同様に高くしてある。一方、層数を 減らすとともに、強風によるタイムステップの短縮を避けるために、成層圏は思い切って省略 し、対流圏の中層から成層圏にかけては、対流圏化学結合モデルであるCHASERで使われている 鉛直座標系と一致させることにした。L40hの場合、解析できる高度は約25 kmまでとなる。

数年前に地球システム統合モデルの鉛直座標系(L80:赤)を設計した時点では、対流圏の層 配置はMIROC3.2のL20c(黒)に基づいていた。従って、地球システム統合モデルはIPCC第5次評 価報告書向けのモデルの中では、とくに境界層内の鉛直解像度が粗いモデルとなってしまう。 このことがどれほどのデメリットになるかに関しては、近未来予測課題のT42L40/L56の実験結 果と比較参照して調査し、その結果によっては再設計する必要が生じるかも知れない。今後と も近未来予測課題との間に緊密な連携が必要とされる。

(3) MIROC4.2の開発

図2は、本年度の最初に作成した、近未来予測課題・長期予測課題を通じた、5月から12月に かけてのモデル開発・改良のための暫定的なタイムテーブルである。昨年度以来、個別に開発 を行ってきた大気大循環モデルの新物理過程や、詳細化されたエアロゾル輸送モデル、新しい 座標系を用いた海洋モデルや、高度化された海氷モデル、精緻化された陸面物理モデルのMIROC への組込と、新旧コンポーネント相互の詳細な結合などを経て、モデルの完成作業を行い、IPCC 第5次報告書に向けた標準実験を開始するまでの、作業工程が各担当者とともに記されている。



図2:2008年5月~2008年12月間の暫定タイムテーブル。

実際には、様々な要因のために、この暫定タイムテーブルを基準にすると、少なからぬ遅れ が生じた。ここで簡単にそれらの要因を整理して報告しておく。最も大きな外的要因は、地球 シミュレーターの更新に伴って、本年度前半の9月末日までで利用終了となる革新プログラム 以外の地球シミュレーター利用課題の利用者が、7月から9月にかけて非常に多数のリクエスト を投入した結果、地球シミュレーターの大混雑が発生してしまい、ほとんど開発が進められな い空白期間が約3ヵ月間生じてしまったことである。これに関しては、例年の年度末に経験し てきた混雑とは比較にならないほどの大混雑であり、我々としては不測の事態であった言える。 一方、前述の外的要因に比べれば小さなものではあるが、スケジュールの遅れを生じた内的 要因は、大気大循環モデルの新物理過程(雲量PDF予報、雲氷予報変数化、境界層スキームの高 度化)の各々と、詳細化されたエアロゾル輸送モデルとの結合を行う過程で、当初予想してい たよりも、解決すべき問題が多かったことである。例えば、これらの新しいコンポーネントの 組み合わせの中で、境界層スキームとエアロゾル輸送モデルのみを更新したモデルで実験を行 った場合には、大陸上で顕著な高温バイアスが現れてしまい、大気上端における全球平均放射 収支を現実的な範囲に合わせることができなくなってしまった。これは、もともと大陸上で雲 が発生しにくいMIROCの大気大循環モデルの性質と、新しい境界層スキームの特性の組み合わせ に起因していることが分かり、その後の研究によって、すべての新物理過程をセットで用いた 場合には、そのような不具合が発生しないことが確認された。また、エアロゾル輸送モデル中 で予報されるようになった氷晶および液滴の数濃度と、雲氷予報スキーム中で取り扱う雲氷・ 雲水の質量に関する微物理過程との間の整合性に関しても、解決に少なからぬ時間を費やすこ ととなった。この件を含めて、新しいモデルの開発時に発生しがちな、複雑な問題の解決に当 たっては、それぞれのスキームの開発担当者が、遠距離ゆえに旅費や時間を惜しんで電子媒体 (メールやwikiなど)ベースでコミュニケーションを取る体制は非合理的であり、一同に会して 議論を行うことが問題の解決にとって非常に有効であることを感じさせられた。

以上のような理由で、年度当初に計画した暫定タイムテーブルからは遅れが生じることとなったが、その都度計画を変更しつつ最小限の遅れに留めるべく関係者各位が最善を尽くした結果、本年度末には、昨年度より開発を進めてきたすべての新しいコンポーネントを含む大気海洋結合モデルの最新版であるMIROC4.2が完成した。MIROC4.2の詳細に関しては、ここでは触れなかった湖沼・河川を含む精緻化された陸面物理モデルや、新しい海洋・海水モデルに関する事項を含めて、近未来予測課題の報告書に詳述されている。

(4) 地球システム統合モデルの開発

本年度当初の計画では、IPCC第5次報告書のための実験に用いる、長期予測課題の地球シス テム統合モデルは、新開発のMIROC4.2をベースとして用いる方針にしていた。つまり、MIROC4.2 の完成を待って、その上に地球システム統合モデル特有の大気化学モデル・植生動態モデル・ 海洋生態系モデルといった、生物地球化学過程の各コンポーネントを実装・結合して完成させ る計画であった(図1の水色や紫の枠で囲われた項目)。しかし、前項で述べたように、MIROC4.2 の開発が予定よりも約3ヵ月遅くなることが分かったため、その完成を待っていては年度内に 地球システム統合モデルの開発を完了させられない見通しとなった。そのため、本年度12月 末のモデル開発会議にて、長期予測課題の地球システム統合モデルでは、新しく開発されたコ ンポーネントのうち、詳細化されたエアロゾル輸送モデルのみを採用し、新しい大気の物理過 程や、精緻化された陸面物理モデル、および新しい海洋・海氷モデルは採用を見送ることが決 定された。この方針転換を受けて、1月から2月にかけて、地球システム統合モデルを完成さ せるための作業工程を組み直したものが図3である。

図3は、1月と2月のタイムテーブルである。以下、図の上から下、左から右の順に、実際 に行われた作業を報告する。



図3:地球システム統合モデルの開発タイムテーブル(2009年1月・2月)。

● 植生動態モデルSEIB-DGVMの、地球システム統合モデルへの移植作業と動作確認が行われた。

 ・ 簡略化版のエアロゾル輸送モデルsSPRINTARSから、詳細版エアロゾル輸送モデル
 SPRINTARSへの置換が行われた。これにともなって、大気化学モデルCHASERとSPRINTARSの結合
 部分の更新も行われた。

- 地球システム統合モデルに、CHASERを結合するバージョンと、結合しないバージョンが 作成され、各々がIPCC第5次報告書のための実験で用いられることが決定された。
- CHASERとSPRINTARSの、硫黄化合物(SOx=DMS+SO2+SO4)の結合が見直された。
- 大気大循環モデル版CHASERと、地球システム統合モデル版CHASERの整合性が見直された。
- CHASERに、成層圏オゾンホールの生成に重要な臭素化合物(Br系)が導入され、関連する 光解離反応が追加された。
- CHASERに、成層圏オゾンホールの生成に不可欠なエアロゾルの一種である極成層圏雲
 (PSC)に関するスキームが導入され、エアロゾルの重力落下の取扱いに関して、SPRINTARSで取り扱うエアロゾルとの間で整合性が取れるように調整がなされた。
- 対流圏で発生する、成層圏硫酸エアロゾルの前駆気体である0CSの、酸化によるS02生成 量を、SPRINTARSが予報するS02に加える過程が追加された。
- 成層圏での、氷晶や液滴へのハロゲン系気体成分の湿性沈着過程が取り除かれた。
- 海洋生態系モデルのスピンアップのために、海洋・海氷モデル+海洋生態系モデルの組み合わせでモデルが動くように、準備が開始された。
- IPCC第5次報告書のための、標準実験・過去再現実験・将来予測実験の実施に欠かせない、自然+社会経済シナリオの入手のための準備や、それらの実験の実施スケジュールの策定や、実験実施体制および、実験実施状況や実験結果の監視体制を確立させるために必要な事項の検討が開始された。
- 地球システム統合モデルの、各コンポーネントのチューニングが開始された。
- (5) 地球システム統合モデルの完成作業と地球シミュレーターの更新

図4は、本年度3月のタイムテーブルである。この期間は、我々ユーザーにとって、地球シ ミュレーターの旧システム(ES)から、新システム(ES2)への移行期間に相当する。実 際に我々がIPCC第5次報告書のための、標準実験、過去再現実験および将来予測実験を実施す るプラットフォームは、この更新されたES2であるため、この3月は、モデルの開発作業と 同等以上に、ES2への移行作業および、ES2上での地球システム統合モデルの実行性能の 把握を行うことが重要とされた。



図4:地球システム統合モデルの開発タイムテーブル(2009年3月)。

最初に、図4の上半分に記されている、ES上にて行われたモデル開発について大まかに報告する。

- SEIB-DGVMに、土地利用変化に対応するためのコンポーネントの実装が開始された。
- SEIB-DGVM(土地利用変化を除く)を結合した、地球システム統合モデルが完成した。
- 陸面物理モデルMATSIROに、有色(土壌+黒色炭素)エアロゾルの沈着や、陸域氷床の部 分融解に伴うアルベドの増加の効果を導入する検討が開始された。
- 地球システム統合モデルの、炭素循環の動作確認が行われた。
- 海洋生態系モデルを用いた、スピンアップの準備が前期に引き続き行われた。
- 成層圏化学のチューニングが行われた。
- 有機炭素エアロゾルと大気化学(テルペン・イソプレン)の結合に関しては、本年度中の実施は見送り、別途作業を続けることが決定された。

一方、ES2上での作業は、新プラットフォームが稼働し始めたばかりの時期であったため に、様々なトラブルに巻き込まれて思わぬ時間を費やすことを余儀なくされた。その大半はE S2運用部の人為的なミスであり、たとえばシステム上で同時に開けるファイル数が少なく設 定されていたり、ES2の全プロセッサー上で余計なプロセスが動いてプログラムの実行が遅 くなったりするといったトラブルに我々ユーザーは苛まれることになった。また、ES2上で の地球システム統合モデルのコンパイルと動作確認は完了したものの、ESとES2では計算 機の構造が異なるため、ES向けのプログラムはES2上では思うような実行性能を得られな いという問題があることが初めて知らされた。こうした一連のトラブルのため、ES2上での 地球システム統合モデルの本来の実行性能は、ついに年度内には計測することができなかった。 したがって、IPCC第5次報告書のための実験実施スケジュールに関しても、計画するには至ら なかった。(本年度の12月末に、IPCC第5次評価報告書に向けて、各国関係機関において大気 海洋結合モデルおよび地球システム統合モデルを用いて共通に実施が求められる実験デザイン が発表された (Taylor et al., 2008) ため、あとは地球システム統合モデルの実行に必要な所 要時間および所要計算機資源が分かれば、実験実施スケジュールが組める状態になっている。) これらの問題に関しては、来年度の最初に迅速に解決しなくてはならない。

(6) 高解像度大気大循環モデルを用いた研究成果

本サブテーマでは、MIROCや地球システム統合モデルの開発・改良と並行して、高解像度大気 大循環モデルの開発・改良と、それを用いた研究を行っている。昨年度に投稿した高解像度大 気大循環モデルの総合的なパフォーマンスと大気内部重力波に関する論文(Watanabe et al., 2008a)がJ. Geophys. Res. 誌でEditor's Highlightに選ばれたのをはじめ、地球システム統合 モデルの成層圏物理過程の改良に関する論文(Watanabe et al., 2008b)がJ. Earth Simulator 誌に掲載された。また、高解像度モデルの成層圏子午面循環について調べた論文(Tomikawa et al., 2008)がJ. Geophys. Res. 誌に掲載された。本年度投稿した論文の中では、地球システム統 合モデルで用いられている重力波抵抗パラメタリゼーションのソース・スペクトルの導出とパ ラメタリゼーションに課すべき制限に関する論文(Watanabe, 2008)がSOLA誌に掲載された。さ らに、高解像度大気大循環モデルの中間圏・下部熱圏の大気潮汐波と大気内部重力波の相互作 用に関して調べた論文(Watanabe and Miyahara)、南極冬季の力学に重要な4日波の性質を調べ た論文(Watanabe et al.)をいずれもJ. Geophys. Res. 誌に投稿中である。以上の成果は、成層 圏・中間圏の研究分野の発展に役立つだけでなく、いずれも地球システム統合モデルの改良に も大きくフィードバックされるものである。 図5の矢印は、Tomikawa et al. (2008)で示された1月の成層圏・中間圏高度30-60kmの、低緯 度の子午面循環の様子を表す。この領域では夏半球から冬半球に向かう循環があることが古く から知られていたが、その通り道が高度50-55 km(1-0.4 hPa)付近にあることや、図の色で示さ れる大気波動の散逸に伴う強制や、図の等値線で示される絶対角運動量の分布が複雑な循環場 の構造を形成する要因であることが、高解像度大気大循環モデルの結果解析を通じて初めて定 量的に示された。今後はこうした子午面循環の実態が、地球システム統合モデルでも正しく再 現できているか、そして様々な化学物質の輸送や分布にどのようなインパクトを持ち得るかに ついて、調べていく必要がある。



図5:高解像度大気大循環モデルの1月の残差平均子午面循環(Tomikawa et al., 2008)



図6:帯状平均東西風の等値線(10 ms⁻¹間隔)と、帯状平均温度(カラー)。(a)高解像度大気大 循環モデル。(b)観測値。(c)地球システム統合モデル。

図6は、SOLA誌に掲載された、重力波抵抗パラメタリゼーションに関する論文の中から、高 解像度大気大循環モデルを用いて導出した重力波抵抗パラメタリゼーションのソース・スペク トルを用いた地球システム統合モデルの実行結果(図6C)を、観測(図6B)および高解像度 大気大循環モデルの結果(図6a)と比較したものである。高解像度大気大循環モデルの結果を、 有効にソース・スペクトルに取り込み、また、パラメタリゼーションの結果をチューニングす るためにも利用した結果、地球システム統合モデルの帯状平均東西風や、帯状平均温度の分布 は、世界の他のモデルの追随を許さないほど、観測された分布を良い精度で再現できるものと なった。来年度以後は、地球システム統合モデルの成層圏熱帯循環の精度改善などにも取り組 みつつ、IPCC第5次報告書のための実験に備える予定である。

f.1.4 考察

本年度は様々な予期せぬトラブルに直面しながらも、モデル開発・改良関係各位の尽力によ り、年度内にMIROC4.2を完成させ、地球システム統合モデルに関しても、陸面過程のわずかな 部分を残して、ほぼ完成させることができた。また、高解像度大気大循環モデルを用いた研究 成果の論文発表を行うこともできた。来年度の課題は、言うまでもなく地球システム統合モデ ルを用いた長期気候変化予測実験の実施である。今年度3月の1ヵ月間だけでは対応しきれな かった、ES2に合わせたモデル・プログラムの最適化チューニングを経て、地球システム統 合モデルを用いた温暖化予測実験のための実験計画をなるべく早期に立案し、遅滞なく実験の 実施を行えるように迅速に、かつ確実に取り組んでいく必要がある。 g.1.4 引用文献

- Taylor, K. E., R. J. Stouffer, and G. A. Meehl (2008), A summary of the CMIP5 experiment design, a note distributed on 31 December 2008.
- Tomikawa, Y., K. Sato, S. Watanabe, Y. Kawatani, K. Miyazaki, and M. Takahashi (2008), Wintertime temperature maximum at the subtropical stratopause in a T213L256 GCM, J. Geophys. Res., 113, D17117, doi:10.1029/2008JD009786.
- Watanabe, S. (2008), Constraints on a non-orographic gravity wave drag parameterization using a gravity wave resolving general circulation model, Sci. Online Lett. Atmos., 4, 061-064, doi:10.2151/sola.2008-016.
- Watanabe, S., Y. Kawatani, Y. Tomikawa, K. Miyazaki, M. Takahashi and K. Sato (2008a), General aspects of a T213L256 middle atmosphere general circulation model, J. Geophys. Res., 113, D12110, doi:10.1029/2008JD010026 (Editor's Highlight).
- Watanabe, S., H. Miura, M. Sekiguchi, T. Nagashima, K. Sudo, S. Emori and M. Kawamiya (2008b), Development of an atmospheric general circulation model for integrated Earth system modeling on the Earth Simulator, J. Earth Simulator, 9, 27–35.
- Watanabe, S., and S. Miyahara, Quantification of the gravity wave forcing of the migrating diurnal tide in a gravity wave-resolving general circulation model, submitted to J. Geophys. Res.
- Watanabe, S., Y. Tomikawa, K. Sato, Y. Kawatani, K. Miyazaki, and M. Takahashi, The Eastward 4-day Wave in the Antarctic Winter Mesosphere Simulated by a Gravity Wave Resolving General Circulation Model, submitted to J. Geophys. Res.
- h.1.4 成果の発表
- ◆ 論文(査読あり、掲載済み。)
- Tomikawa, Y., K. Sato, S. Watanabe, Y. Kawatani, K. Miyazaki, and M. Takahashi (2008), Wintertime temperature maximum at the subtropical stratopause in a T213L256 GCM, J. Geophys. Res., 113, D17117, doi:10.1029/2008JD009786.
- Watanabe, S. (2008), Constraints on a non-orographic gravity wave drag parameterization using a gravity wave resolving general circulation model, *Sci. Online Lett. Atmos.*, 4, 061-064, doi:10.2151/sola.2008-016.
- Watanabe, S., Y. Kawatani, Y. Tomikawa, K. Miyazaki, M. Takahashi and K. Sato (2008a), General aspects of a T213L256 middle atmosphere general circulation model, J. Geophys. Res., 113, D12110, doi:10.1029/2008JD010026 (Editor's Highlight).
- Watanabe, S., H. Miura, M. Sekiguchi, T. Nagashima, K. Sudo, S. Emori and M. Kawamiya

(2008b), Development of an atmospheric general circulation model for integrated Earth system modeling on the Earth Simulator, *J. Earth Simulator*, *9*, 27-35.

◆ 論文(査読あり、投稿中。)

- Watanabe, S., and S. Miyahara, The Modulation of the Migrating Diurnal Tide due to Gravity Waves Simulated by the Japanese Atmospheric General Circulation Model for Upper Atmosphere Research (JAGUAR), submitted to J. Geophys. Res.
- Watanabe, S., Y. Tomikawa, K. Sato, Y. Kawatani, K. Miyazaki, and M. Takahashi, The Eastward 4-day Wave in the Antarctic Winter Mesosphere Simulated by a Gravity Wave Resolving General Circulation Model, *submitted to J. Geophys. Res.*

◆ 口頭発表・ポスター発表

- Watanabe, S., K. Sato, Y. Tomikawa, Y. Kawatani, K. Miyazaki, and M. Takahashi, 2008: The KANTO project: Recent progress and contribution to the SPARC gravity wave momentum budjet for global circulation studies, JPGU Meeting 2008, Chiba, May 2008.
- Watanabe, S., Y. Kawatani, Y. Tomikawa, K. Miyazaki, M. Takahashi, and K. Sato, General aspects of a T213L256 middle atmosphere general circulation model, SPARC 4th General Assembly, Bologna, August-September 2008.
- 渡辺真吾・冨川喜弘・高橋正明・河谷芳雄,宮崎和幸,佐藤薫,2008:T213L256大気大循環モ デルを用いた冬季高緯度中間圏4日波の研究.日本気象学会2008年度春季大会,横浜, 2008年5月.
- 渡辺真吾・宮原三郎・佐藤薫,2008: 南極昭和基地上空における大気大循環の季節進行-GCM シミュレーション. SGEPSS第124回総会・講演会,仙台,2008年10月。
- 渡辺真吾・宮原三郎,2008:中間圏・下部熱圏における西進一日周期潮汐波と重力波の相互作 用 高解像度大気大循環モデルを用いた研究.日本気象学会2008年度秋季大会,仙台, 2008年11月.

e.1.4 地球システム統合モデルによる長期気候変化実験に向けた準備状況 担当機関:国立環境研究所 研究者名:野沢 徹、阿部 学

e. 平成20年度研究成果

(1) はじめに

本課題の最終目的は、地球システム統合モデルを用いて、過去の長期気候変化再現実験およ び将来の長期気候変化予測実験を行い、過去の気候変化要因や将来予測に関して最新の科学的 な知見を得るとともに、次期IPCC報告書(第5次評価報告書:AR5)作成に貢献することにある。 ここでは、地球システム統合モデルを用いて、過去の気候変化再現実験および将来の気候変化 予測実験を実施する際に、外部境界条件として必要となるさまざまな気候変動要因データの整 備、およびそれら気候変動要因の影響を開発中の地球システム統合モデルに取り込むためのコ ード改変を行っている。本年度は、AR5作成に向けた第5次結合モデル相互比較プロジェクト (Phase 5 of the Coupled Model Intercomparison Project: CMIP5)の詳細が明らかになって きたため、その具体的な内容について調査するとともに、人為起源の気候変動要因に関する一 部データの整備方針について検討した。また、前年度に引き続き、過去における自然起源の気 候変動要因に関する情報収集、外部境界条件データの整備、および、新規開発中のモデルにお ける自然起源の気候変動要因の影響の取り扱い方に関する感度実験も実施した。以下では、具 体的な進捗状況を報告する。

(2) 第5次結合モデル相互比較プロジェクトにおける数値実験

AR5に向けたCMIP5において実施する数値実験リストについては、2008年9月下旬に開催された、 結合モデル開発作業部会(Working Group on Coupled Modelling: WGCM)の第12回会合におい て議論された。それと前後するように、関係する世界中の気候モデル研究者に対して、その草 案が送付されている。図1は、草案を元に、AR5に向けてCMIP5で要求されている数値実験のうち、 過去の気候変化再現および将来の気候変化予測に関する実験をまとめたものである。過去につ いては、AR4と同様に、20世紀を含む百数十年程度の気候変化再現実験を行うことが義務付けら れている。また、必須ではないものの、優先度が非常に高い実験として、自然起源の気候変動 要因のみを考慮した20世紀実験や、温室効果ガスの変化のみを考慮した20世紀実験も提案され ており、20世紀における気候変化シグナルの検出とその原因特定に関する研究に配慮した形と なっている。一方で、将来に関しては、AR4およびTARで採用していたSRES(Special Report on Emissions Scenarios)シナリオが古くなってきたこともあり、Representative Concentrations Pathways(RCP)という新たなシナリオが用いられることになった。RCPでは、産業革命前を基 準とした放射強制力が2100年以降に2.7W/m²、4.5W/m²、6W/m²で安定化する3シナリオ、および 8.5W/m²に達する(必ずしも安定化しない)シナリオ、の計4シナリオが作成され、温室効果ガ スや対流圏エアロゾル、オゾン前駆物質などの排出量が提供される。なお、温室効果ガスの大 気中濃度については、簡単な炭素循環モデルにより推計されたデータが提供される。また、エ アロゾルとオゾン関連物質(0₃, H₂0₂, 0H)の大気中濃度については、化学輸送モデルなどを用 いて3次元データを提供する動きもあるが、基本的には各モデリングセンターに対応が任されて いる。本研究課題では、究極的には、大気化学をも結合した地球システム統合モデルを用いた 過去の気候変化再現および将来の気候変化予測実験を実施する予定であるが、図1に示したすべ ての実験を実施することは非常に難しいため、一部の実験については、大気化学過程をオフラ インにしたモデルで実施することになる。その際には、オゾン等の大気中濃度データを事前に 用意しておく必要があり、現段階では、既存の化学気候モデルを用いたタイムスライス実験を 行うことにより、1850年から2100年までのオゾン等の大気中濃度データを、少なくとも10年お きに整備しておくことを検討している。


図1: IPCCの第5次評価報告書(AR5)に向けた第5次結合モデル相互比較プロジェクト(CMIP5)に おいて実施される予定である、過去の気候変化再現および将来の気候変化予測実験の概要図。太 実線、太点線、細点線はそれぞれ、必須となる実験、その次に優先度の高い実験、推奨実験を示 す。PIcntr1は産業革命前の気候条件によるコントロール実験、20C3Mは20世紀気候再現実験、 20C3M-NATは自然起源の気候変動要因のみを考慮した20世紀実験、20C3M-GHGは温室効果ガスのみ を考慮した20世紀実験、RCP8.5は、SRES(Special Report on Emissions Scenarios)に替わる 新シナリオであるRCP(Representative Concentrations Pathways)において、産業革命前から 2100年までの放射強制力が8.5W/m²に達するシナリオに沿った実験、RCP6、RCP4.5、RCP2.7は、 産業革命前からの放射強制力が2100年以降にそれぞれ、6W/m²、4.5W/m²、2.7W/m²で安定化するシ ナリオに沿った実験を示す。

(3) 火山性の成層圏エアロゾルによる気候変化の有効半径依存性の検証

大規模な火山噴火に伴う火山性の成層圏エアロゾルのデータとしては、Sato et al. (1993) による光学的厚さ変化量が有名であり、IPCC/AR4に貢献したMIROCによる20世紀再現実験(20C3M 実験)でもこのデータの更新版を用いていた (Nozawa et al. 2007)。一方で、Sato et al. (1993) では、火山性エアロゾルの有効半径のデータも存在する。このデータは南北方向の解像度はあ るが、鉛直方向には一様として考えられている。しかし、このデータは従来のMIROCを用いた実 験では用いられておらず、有効半径を、エアロゾルの放射パラメータとして妥当だと考えられ る、設定可能な最小値0.243µmに固定し実験を行っていた。20C3M実験においては、火山噴火に 対する気候低下の応答が全体的に過大評価されている可能性が懸念されており、火山性エアロ ゾルの有効半径の設定が不適切であった可能性も否定できない。例えば、ピナツボ噴火時には 有効半径が0.5µmに達する場合があったこと、水平方向や鉛直方向に不均一な分布を持っていた ことが報告されており、そのような不均一な有効半径分布はエアロゾルの光学特性に顕著な影 響を与えると指摘している(Stenchikov et al. 1998)。しかし、現実的には、20世紀全体を通 して、正確な有効半径の鉛直分布を推定することは難しく、それらをモデル実験に考慮するこ とが今はできない。したがって、モデル内部での有効半径の取り扱いに関する設定(仮定)を より適切に設定し、火山噴火による気候応答が再現できるようにする必要がある。しかし、こ れまでMIROCモデルでは設定されている火山性エアロゾルの有効半径に関する十分な検証がな されていなかった。そこで、MIROCモデルの火山噴火に対する気候応答の有効半径依存性を調べ、 有効半径の設定値の最適性を検証する。また、有効半径の時間変化を考慮するため、鉛直方向 に一様ではあるが、現存する有効半径データ利用の可能性についても検証した。

実験にはMIROC中解像度版を用いた。5つの異なる火山性アエロゾルの有効半径を設定し、有 効半径をパラメータとした感度実験を行い、気候応答に関して比較検証した。各実験で設定し た有効半径は、0.243 µm、0.298 µm、0.361 µm、0.550 µm、0.809 µmであり、それぞれの実 験名を、E1、E2、E3、E4、E5とする。また、従来のMIROCの実験では、Sato et al. (1993)の4 層の高度カテゴリーごとの火山性エアロゾルの光学的厚さ変化量を鉛直積分し、1層の値として モデルに入力して火山噴火の効果を取り込んでいた。今回、提供された4層のデータをそのまま 用いて、モデルの適切な鉛直層に入力して火山噴火の効果を取り込むよう変更した。この入力 方法の変更により、火山噴火による成層圏下層から対流圏上部の気温応答の再現性が改善され ている。また、今回の感度実験では、ピナツボ噴火を対象とした実験(ピナツボ実験)をYokohata et al. (2005)と同様に行い検証した。さらに、後半の有効半径の時系列を与える実験では、Sato et al. (1993)で提供されている、緯度帯別の有効半径の時系列データを用いたピナツボの実験 を行い、現存する有効半径データの利用が可能であるかを調査した。すべての実験において、 初期値の異なる5つのアンサンブル実験を行い、その平均値を用いて比較検証を行った。

図2に30 hPa, 50 hPa, 100 hPaにおける、E1実験,E3実験,E5実験の全球平均した気温偏差の時系列を示す。3つの高度は、火山噴火による気温の応答が顕著に現れる高さを選択した。また、各実験のアンサンブルメンバーの平均値から、20C3M実験の1980年代を平均した月平均値を引き、季節変化を除いた値を示した。さらに、ヨーロッパ中期予報局の客観解析データ(ERA40)の気温データを用いた同様な値も示している。図2(a)の30 hPaの気温偏差をみると、E1実験の場合、ERA40の時系列と比べて噴火後の気温上昇率と気温上昇の衰退の速度に違いはあるが、約2℃の気温上昇がピーク時にあらわれている。それに対し、E3実験やE5実験については、気温上昇応答が小さく、特にE5実験の場合は火山噴火による気温上昇応答がほとんどみられない。50 hPa(図2(b))では、E1実験の場合の気温上昇応答が約2℃でありERA40にとても近い。しかし、噴

火後約半年から1年半の気温上昇応答が衰退する時期に、気温偏差が小さくならず、ERA40より も約1℃高い値を示す。一方、E3実験とE5実験の場合、火山噴火直後の気温上昇はE1実験に比 べると小さいが、1992年後半から1993年の気温偏差はERA40にかなり近い値を示している。また、 火山噴火の影響が見られなくなるまでは、E3実験の気温偏差はE1実験とE5実験の値の間にあり、 その期間に有効半径による気温上昇応答の関係が変化することはない。100 hPa(図2(c))につ いては、E1実験の気温偏差がERA40と同等であり、よく再現されているのに対し、E3実験とE5 実験の場合はE1よりも気温上昇応答が小さく、再現性がよくない。



図 2: 全球平均した気温偏差の時系列。上段:30 hPa、中段:50 hPa、下段:100 hPaの高度の 値を示す。赤線:E1実験、青線:E3実験、緑線:E5実験、黒線:ERA40の値を示す。括弧内は 設定した有効半径。気温偏差は、モデル実験の場合、20C3M実験の1980年代を平均した、 全球平均気温からの差、ERA40に場合、ERA40の1980年代を平均した、全球平均気温から の偏差を示す。

気温上昇応答の有効半径依存性を示すため、火山噴火による気温上昇応答が最大である1992 年の平均気温偏差と有効半径の関係を図3に示す。さらに、比較のため、同様なERA40の気温偏 差も図示した。図には、5つの実験の各アンサンブルメンバーにおける平均値(△)とアンサブ ンル平均値(□)を示している。30 hPa(図3(a))をみると、気温偏差のアンサンブル平均値 は有効半径が大きくなるほど小さくなっている。ただし、E1実験からE4実験の間では約1.5℃か ら約0.3℃というように気温偏差の顕著な減少がみられるが、E4実験とE5実験の間の減少率は小 さく、横ばいしている。50 hPa (図3(b)) では、気温偏差の違いはあるが有効半径に対する気 温偏差の変化傾向は30 hPaに類似しており、E4実験とE5実験の気温偏差に大きな差が見られな くなる。100 hPa(図3(c))についても、有効半径に対する気温偏差の変化傾向は30 hPaや50 hPa の変化傾向と同様であり、有効半径が大きくなると気温偏差が小さくなる。3つの高度に関して、 ERA40に最も近い気温偏差を示すのはE3実験であるという共通な特徴がみられる。ただし、この 結果には、火山噴火による気温上昇応答の衰退が、モデル実験とERA40では大きく異なることが 影響している。ERA40は気温上昇応答のピークを迎えたあと、徐々に気温上昇の影響は小さくな る。それに対し、モデル実験では、気温上昇応答の衰退する速度がERA40より小さい。そのため、 噴火後約半年-1年半の気温偏差がERA40より高く、気温上昇が現実より過大評価されている。 このため、これまで固定していた有効半径よりも大きい、E3実験の場合が最もERA40に近い値を 示している。ただし、図2の時系列から分かるように、噴火直後の応答に関しては、E1実験が最 も再現性が高く、これまで固定していた値が最適であることを示していた。このような点から 有効半径の時間変化を考慮することが、より現実的な応答を再現するために必要であり、気温 上昇応答の衰退期の再現性の低さは全期間で固定した有効半径による効果であることが推察さ れる。



図 3: 有効半径(横軸)と気温応答(縦軸)の関係。有効半径の異なる実験とERA40における 1992年の気温偏差の年平均値。■はアンサンブル平均値、△は各アンサンブルの値を示す。 a) 30 hPa、b) 50 hPa, c) 100 hPa.

次に、地表気温応答の有効半径依存性について調べた。図4に図2と同様に、E1実験、E3実験、 E5実験の全球平均した地表気温偏差の時系列を示す。ただし、地表面気温は、ENSOなどに代表 される自然の気候変動の影響が、火山噴火の効果よりも顕著に現れている。したがって、Tompson et al. (2008)をもとに、ENSOによる気温変動と北半球高緯度の代表的な気温変動を取り除いた 値を計算し、その時系列を示した。図では火山噴火による気温低下が3つの実験で明瞭に示され ている。しかし、有効半径が大きいE1実験に比べるとE3実験とE5実験の気温偏差は小さく、再 現性はE1実験が最もよいといえる。また、気温低下応答のピークだけでなく、気温低下が解消 される時期の再現性についてもE1実験の再現性がわるくない。ただし、噴火の4年後以降には、 ERA40では地表気温の上昇がみられるが、E1実験ではそれがみられない。ここで、気温低下応答 と有効半径の関係を示すため、図3と同様に1992年の年平均した全球平均気温偏差を図5に示す。 図には、5つの実験の各アンサンブルメンバーにおける平均値(△)とアンサブンル平均値(□) を示している。アンサンブル平均値でみると、気温低下応答は有効半径が大きくなるとともに、 小さくなる傾向にある。特に、その傾向はE1実験からE4実験までにみられ、E5実験はE4実験と 顕著な差がみられなくなり、気温偏差も横ばいしている。また、E1実験の気温低下応答がERA40 に最も近く、これまでの有効半径の固定が最適であると考えられる。ただし、各アンサンブル メンバーの同様な地表気温低下応答をみると、有効半径によるアンサンブル平均した気温偏差 の変化傾向に比べて大きな気温偏差の差異がある。これは、内部変動の除去方法の限界から十 分に内部変動を除去できないことが原因であると考えられ、内部変動により火山噴火の応答の 程度が異なることがわかる。このことは、内部変動による環境場の違いが火山噴火による気温 低下応答にどのように影響するかを解明することが必要であることを示している。



図 4: 全球平均した地表気温偏差の時系列。赤線:E1実験、青線:E3実験、緑線:E5実験、黒線:ERA40の値を示す。括弧内は設定した有効半径。気温偏差は、モデル実験の場合、20C3M実験の1980年代を平均した、全球平均気温からの差、ERA40に場合、ERA40の1980年代を平均した、全球平均気温からの偏差を示す。



図 5: 有効半径(横軸)と地表気温応答(縦軸)の関係。有効半径の異なる実験とERA40におけ る1992年の気温偏差の年平均値。■はアンサンブル平均値、△は各アンサンブルの値を示す。

Sato et al. (1993) には、緯度帯別の全層一様な有効半径のデータがある(図6)。このデー タを活用し、火山噴火による気候応答の再現性の改善が可能であるかを検証した。図6の1991 年6月ピナツボ噴火をみると、噴火後徐々に有効半径が大きくなり、高緯度域に大きな有効半径 が広がっていく様子がわかる。そして、噴火後約1年で最大の有効半径が熱帯域で現れ、全球的 に徐々に低下していく。このデータを用いて、有効半径の時間変化を考慮したピナツボ実験を 行った。この実験名をERとする。実験では、有効半径データに従い、最適な有効半径を設定可 能な値から選択するようにした。成層圏下部から対流圏上層の気温応答を比較するため、図2 と同様に、ER実験、ERA40の気温偏差と、参照のためE1実験の気温偏差の時系列を図7に示す。3 つの層に共通して、ER実験の気温上昇応答は小さく、そのピーク時の再現性が悪い。そして、 ER実験の時系列は、E5実験やE4実験とかなり類似している。また、地表気温偏差についても、 図8に図4と同様に示す。成層圏下層から対流圏上部の気温偏差と同様に、ER実験の地表気温低 下の応答がERA40に比べると小さく、E4実験やE5実験に類似して再現性が悪い。これは、火山噴 火後の有効半径がこれまで設定されていた0.243µmより大きな値だからである。火山噴火後の火 山性エアロゾルが増加にともない有効半径も大きくなるため、前章で説明したように、光気温 上昇応答が小さくなる。そのため、E4実験やE5実験と類似した結果になる。現実には、有効半 径は全層一様ではないので、鉛直方向の分布が考慮されずに全層一様に有効半径が変化してい ることが再現性の改善に結びつかない要因であると考えられる。したがって、再現性の問題か ら、現時点でのSato et al. (1993)の有効半径データを用いた実験は困難であり、これまでど おり有効半径を固定する方法が、火山噴火に対する気候応答の再現性を保証するといえる。



図 6: 有効半径の緯度-時間断面図(1950-1999年)。データはSato et al. (1993)の更新版を用 いた。単位:µm



図 7: 全球平均した気温偏差の時系列。上段:30 hPa、中段:50 hPa、下段:100 hPaの高度の値 を示す。赤線:E1実験、緑線:ER実験、黒線:ERA40の値を示す。括弧内は設定した有効半 径。気温偏差は、モデル実験の場合、20C3M実験の1980年代を平均した、全球平均気温から の差、ERA40に場合、ERA40の1980年代を平均した、全球平均気温からの偏差を示す。



図 8: 全球平均した地表気温偏差の時系列。赤線:E1実験、緑線:ER実験、黒線:ERA40の値 を示す。括弧内は設定した有効半径。気温偏差は、モデル実験の場合、20C3M実験の1980年 代を平均した、全球平均気温からの差、ERA40に場合、ERA40の1980年代を平均した、全球 平均気温からの偏差を示す。

従来のMIROCモデルでは、火山性エアロゾルの有効半径を固定した20C3M実験を行っていたが、 有効半径の固定が気候応答の全体的な過大評価に影響する可能性が懸念されていた。さらに、 気候応答の有効半径依存性が十分に検証されていなかった。以上から、今回、火山性エアロゾ ルの複数の有効半径を与え、それをパラメータとした感度実験を行い、気候応答の有効半径依 存性を調べた。一連の実験から、火山性エアロゾルの有効半径が大きくなると火山噴火による 気温偏差が小さくなることが確認された。また、利用可能な有効半径のデータを用いて、鉛直 方向に一様ではあるが、有効半径の時間変化を考慮した実験を行ったが、火山性エアロゾルの 増加に伴い有効半径がこれまでの設定値より大きくなるため、気候応答が小さくなり、再現性 の改善には結びつかなかった。再現性をより高めるためには有効半径の時間変化だけでなく、 その鉛直分布が必要であることが推察できる。以上のことから、これまで固定していた有効半 径の値が最適な値であり、MIROCの火山噴火に伴う気候応答の再現性を保証するものであるとい える。

f. 考察

地球システム統合モデルを用いた長期気候変化実験に必要となる、人為起源の気候変動要因については、RCPという新たなシナリオが用いられることとなったが、本報告書執筆段階において、いまだ排出量等のデータが提供されていないため、具体的に各シナリオに対応した気候変動要因のデータを整備するまでには至っていない。地球システム統合モデルを用いた気候変化予測実験の実施に著しい支障をきたさないためにも、具体的なデータ提供があり次第、可及的速やかに各種気候変動要因データを整備する予定である。

自然起源の気候変動要因については、特にモデル中における火山噴火の気候影響の取り扱い方に 関する感度実験を実施した。従来のMIROCモデルでは、火山性エアロゾルの有効半径を固定した 20C3M実験を行っていたが、有効半径の固定が気候応答の全体的な過大評価に影響する可能性が 懸念されていた。さらに、気候応答の有効半径依存性が十分に検証されていなかった。以上か ら、今回、火山性エアロゾルの複数の有効半径を与え、それをパラメータとした感度実験を行 い、気候応答の有効半径依存性を調べた。一連の実験から、火山性エアロゾルの有効半径が大 きくなると火山噴火による気温偏差が小さくなることが確認された。また、利用可能な有効半 径のデータを用いて、鉛直方向に一様ではあるが、有効半径の時間変化を考慮した実験を行っ たが、火山性エアロゾルの増加に伴い有効半径がこれまでの設定値より大きくなるため、気候 応答が小さくなり、再現性の改善には結びつかなかった。再現性をより高めるためには有効半 径の時間変化だけでなく、その鉛直分布が必要であることが推察できる。以上のことから、こ れまで固定していた有効半径の値が最適な値であり、MIROCの火山噴火に伴う気候応答の再現性 を保証するものであるといえる。

g. 引用文献

- Nozawa, T., T. Nagashima, T. Ogura, T. Yokohata, N. Okada and H. Shiogama (2007), Climate change simulations with a coupled ocean-atmosphere GCM called the Model for Interdisciplinary Research on Climate: MIROC, CGER's Supercomputer monograph report vol. 12, Center for Global Environmental Research, National Institute for Environmental Studies, Japan. 93 pp.
- Sato, M., J. E. Hansen, M. P. McCormick and J. B. Pollack (1993), Stratospheric aerosol optical depths, 1850-1990, J. Geophys. Res., 98(D12), 22987-22994.
- Stenchikov, G. L., I. Kirchner, A. Robock, H-F. Graf, J. C. Antuna, R. G. Grainger, A. Lambert, and L. Thomason, 1998: Radiative forcing from the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption, J. Geophys. Res., 103(D12), 13837-13857
- Thompson, D. W. J., J. J. Kennedy, J. M. Wallace, and P. D. Jones, 2008: A large discontinuity in the mid-twentieth century in observed global-mean surface temperature,

Nature, 453, 646-649, doi:10.1038/nature06982

Yokohata, T., S. Emori, T. Nozawa, Y. Tsushima, T. Ogura, and M. Kimoto, 2005: Climate response to volcanic forcing: Validation of climate sensitivity of a coupled atmosphere-ocean general circulation model, Geophys. Res. Lett., 32, L21710, doi:10.1029/2005GL023542.

h. 成果の発表

✤ 論文(準備中)

Nozawa, T., T. Nagashima, H. Shiogama, J. Kurokawa and T. Takemura, 2008: Impact of carbonaceous aerosols on observationally constrained attributable warming and future prediction, in preparation.

◆ 口頭発表

- 竹村俊彦,野沢徹,2008:21 世紀のエアロゾルの分布と放射強制力の予測.2008 年日本気象学会秋季大会,仙台,2008 年 11 月.
- 磯崎勉,野沢徹,植田宏昭,2008: プレモンスーン期の大気・地表面加熱におけるエアロゾルの寄与. 2008年日本気象学会秋季大会,仙台,2008年11月.

e.1.5 「モデル相互比較による温暖化予測不確実性の評価研究」担当機関:(財)高度情報科学技術研究機構研究者名:荒川隆

(1) はじめに

気候変動予測に用いられるシミュレーションモデルは大気大循環モデル、海洋大循環モデル、 陸面モデル、氷床モデルなど、個々の物理プロセスをシミュレートする要素モデルによって構 成される。気候変動予測におけるモデル間の気候感度のばらつきについて、その原因を調査し 低減をはかる上で、要素モデルを交換し応答特性を調べることは重要かつ効果的な研究手法で ある。他方、これらの要素モデルは各分野の研究者・研究機関によって個別に開発されること が一般的で、独自のプログラム構造を持っているため、要素モデルの結合や交換にはプログラ ム上の差違を吸収するカップリングソフトウェア(カップラー)が不可欠である。上記の観点 から、米国ではESMF(Earth System Modeling Framework)プロジェクト(Hill et al. 2004)、欧 州ではPRISM(Programme for Integrated Earth System Modeling)プロジェクトにおいてモデル カップリングソフトウェアの研究開発を行っている(Valche et al. 2004)。

本研究では地球システムモデル(特にMIROCを中心とした地球システムモデル)を構成する 個々のサブシステムの不確実性が温暖化予測に及ぼす影響について定量化し、地球温暖化予測 の不確実性低減に資するためのソフトウェアとして、地球システムモデルのソフトウェア特性 を明らかにした上で、相互交換を可能とするカップラーを開発することを目的とする。

本年度は、昨年度策定した設計に基づきカップラーコードを実装しMIROCの大気海洋モデル結合 に適応しその性能を評価した。

(2) カップラーの実装

前年度策定した設計の基本方針の概要は、

- ・使用言語はFortran90
- ・並列ライブラリはMPI-I
- ・カップラープロセスはモデルプロセスに付属する
- ・データ交換箇所の自由度を最大限確保する
- ・物理量の変換(補間計算)コードは利用者が実装できるようにする

というものである。この方針に従って、カップラーコードを実装した。これらの方針の中で、 特に実装上の工夫が必要なのは、補間計算コードの実装を可能にすることである。以下、実装 の具体的内容を述べる。

補間計算のアルゴリズムを、「受信側モデルにおける任意の格子点上の値は、複数の送信側モ デルの値とそれに対応する係数、受信側モデルの格子点上の値と係数、および格子点で決まる 定数で与えられる」ものとする。このアルゴリズムを実現するコードは図 1のように書ける。 ここでNpは受信側モデルの格子点数、N(p)はある格子点pにおける補間演算の回数、r(p)は求め たい格子点の値。 R, Crは受信側モデルの格子点上の値と係数、S, Csは送信側モデルの格子点 上の値と係数、Coは格子点で決まる定数である。

図 1補間計算コードのアルゴリズム Npは求める格子点の数、N(p)は格子点pでの補間演算回数、r(p)は求め る値、R, Crは受信モデルの値と係数、S, Csは送信モデルの値と係数、 Coは定数である。

Ir (p, i), Is (p, i) は補間計算ループのカウンタ変数から対象グリッドへのマッピングテーブ ルである。あるグリッドポイントpに対する演算数N (p) はpによって異なる可能性があるため、 Ir (p, I) のような 2 次元変数で表すのは適切ではない。より一般的には、演算をカウンタとする 1 次元配列として図 2のように表すべきである。全領域の補間計算に伴う変数群、Nall, Cr, Cs, Co, irecv, isendが与えられたとして、分割された個々の領域で個別に補間計算を行うには、 自領域が行うべき補間演算の数N_local, 自領域の補間係数配列Cr_local, Cs_local, Co_local と送信,受信グリッドに対するマッピングテーブルirecv_local, isend_localが得られればよ い。

```
do i = 1, Nall
r(irecv(i))=r(irecv(i))
+F(Cr(irecv(i)), R(irecv(i)),
Cs(isend(i)), S(isend(i)), Co(i))
end do
```

図 2 1次元化した補間計算アルゴリズム
 Npは求める格子点の数、N(p)は格子点pでの補間演算回数、r(p)は求める
 値、R, Crは受信モデルの値と係数、S, Csは送信モデルの値と係数、
 Coは定数である。

そこで、個々の領域で補間計算を行うためのマッピングテーブルおよび対応する係数の配列を 返すサブルーチン群を作成した。これらのサブルーチン群は、補間計算のためのインターフェー スモジュール jcup_InterpolationInterface 内で定義されており、利用者は Jcup_InterpolationInterfaceをuseし、定義されているサブルーチン群を用いることで全領域分 の補間計算コードを大きな修正なしに各領域の補間計算コードへと変更できることになる。

補間計算に関わるモデル側のルーチンコールと、カップラー内部の動作の概要を図 3示す。 ここに示したのは、大気モデルのルートプロセッサで行っていた補間計算を海洋モデルの各プ ロセッサが行うようにする例である。図で水色のボックスはインターフェースサブルーチンの コール、黄色のボックスはカップラー内部の動作を表す。また斜体字で表記したサブルーチン コールはルートプロセッサのみ意味を持つサブルーチンである。始めに、jcup_SetGridで自領 域が持つグリッドポイントの位置と範囲を与える。ついで、ルートプロセッサが jcup_SetMappingTableで補間計算のインデックステーブルisend, irecvを与える。補間計算の インデックステーブルisend, irecvは送信側、受信側いずれか一つのモデルが与えればよく、 もう一方のモデルでは引数isend, irecvは不要である。なお、グリッドポイントの位置を引数 で与えるようになっているが、この引数は将来の拡張性を考慮して設定されており、現在は使 われていない。これらの情報からカップラー内部で各領域がローカルに処理すべき送信・受信 係数のインデックステーブルを計算する。計算されたローカルテーブルは jcup_InterpolationInterfaceモジュールのサブルーチンjcup_GetLocalOperationIndexから得 ることができる。また送信モデルで保持していたグローバルな補間係数も、受信側モデルへ送 信された後、ローカルな補間係数へ変換されてインターフェースモジュールのサブルーチンか ら得ることができる。これらの処理は時間積分開始前に一度だけ行えばよい。得られたローカ ルな係数配列やインデックステーブルは、個々のプロセッサでの補間計算に用いられる。具体 的な補間計算のプログラムは次節で示す。



図3 補間計算処理の流れ

(3) MIROCの大気海洋結合

カップラーを用いるにはインターフェースモジュールで定義されたサブルーチン群(インタ ーフェースサブルーチン)をコールすればよい。しかし、カップラー自体開発途上であり、イ ンターフェースサブルーチンの仕様も変わる可能性が高いため、MIROCのコードから直接インタ ーフェースサブルーチンをコールするのはメンテナンス性・可搬性を損なう懸念がある。そこ で大気モデル、海洋モデルのそれぞれに対して中間サブルーチン群を作成し、モデル本体はこ れらのサブルーチンをコールするようにした。このサブルーチン群はカップラー本体とは異な り、moduleを使用せずコードの記述形式もMIROCの記述形式に準拠している。またMIROCの includeファイルをインクルードしており、MIROCで用いられているグローバル変数を直接参照 できるようになっている。

次に、MIROCのプログラムを修正し、前記大気モデル、海洋モデルの中間サブルーチン群をコ ールするようにした。修正したファイルはGCMmainA.F, GCMmainO.F, eatoo.F, mdatrA.F, mdatrO.F, mdtxchO.Fの6つである。このうち、GCMmainA.F, GCMmainO.Fはカップラーの初期化、 終了ルーチンをコールしており、残り4ファイルでグリッドの設定、補間係数の設定、送信、 受信、データ交換のサブルーチンをコールしている。大気モデル・海洋モデルでデータ交換を 行っているコードを図4に示す。ファイルは大気モデル側がmdatrA.F、海洋モデル側が mdtxch0.Fである。大気モデル、海洋モデルともに送信ルーチンをはじめにコールして、次いで 受信ルーチンをコール、最後にwait_allで送受信の完了を待つようになっている。カップラー はデフォルトで一度に5種類までのデータを送信・受信できるようになっている。大気から海 洋モデルへは14種類のデータが、海洋から大気モデルへは5種類のデータが交換される。な お、データ送信、受信、データ交換はオリジナルプログラムが同様の処理を行っている箇所と 同じ箇所で行うようにした。またデータ交換に関わる過程をカップラーに移動したことによっ て不要となったオリジナルコードはコメントアウトした。



call	jcup_o_send_data("AGCM", "OSST","OA","OHI","OHSN","OTICE")
call	jcup_o_recv_data_2("AGCM", "TAIX", "TAIY")
call	jcup_o_recv_data_2("AGCM", "TAOX", "TAOY")
call	jcup_o_recv_data_1("AGCM", "TTSI")
call	jcup_o_recv_data_5("AGCM", "TQAI","TQIO",
&	"TQAO", "TSWA", "TWSB")
call	jcup_o_recv_data_5("AGCM", "TWEV","TPRC",
&	"TSNW", "TROF", "TSOF")
call	<pre>jcup_o_wait_all()</pre>

図4 データ送受信サブルーチン(上図:大気モデル、下図:海洋モデル)

カップラープログラムのうち、補間計算モジュールは結合するモデルの補間スキームに従っ てカップラー使用者が任意のコードを実装できるように設計されている。ここではMIROCに実装 されていた補間プログラムをできる限りコードの形を変えないように補間計算モジュールへ移 植した。大気モデルから海洋モデルへ補間を行うケースについて、移植前後の補間コード(の 一部)を図5に示す。オリジナルコートに大きな改変を加えることなくカップラーに移植され ていることがわかる。オリジナルコードでは大気モデルのルートプロセッサがすべての補間計 算を行っていたが、カップラーでは受信モデルの個々のプロセッサが担当領域の補間計算を行 う。そのためにグリッド番号をつけ直すマッピングテーブルがsend_data_index, recv_data_index, send_coef_index, recv_coef_indexである。このマッピングテーブルは図3 に示したとおりjcup_InterpolationInterfaceのサブルーチンjcup_GetLocalOperationIndexを 通じて得られる。なお、係数のテーブルとデータのテーブルが別の変数になっているのは、将 来の拡張性を保持するためである。実際には、recv_data_indexとrecv_coef_indexは同じ値を 保持している。一方、send_data_indexとsend_coef_indexの保持する値は互いに異なる。これ は複数プロセッサ間でのデータ送受信に際して、通信を効率的に行うためにカップラー内部で データの順序を入れ替えているためである。

```
DO N = 1, IJ_AMAX
 DO M = IJ_AHEAD(N), IJ_AHEAD(N+1) - 1
     LO = IJRECOV_A2M(M)
     LA = IJC2O(M)
     AATM = SATM(M)/BFAOCNG(LO)
     FATM = SATM(M)/BFAOCNG(LO)*FCA2OG(LA)
     BFAxxG(LO, 1) = BFAxxG(LO, 1) - BFAyyG(LA,1) * FATM !! AIX, UI
     BFAxxG(LO, 2) = BFAxxG(LO, 2) - BFAyyG(LA,2) * FATM !! AIY, VI
  END DO
END DO
DO LO = 1, NXYGDM
  UFACT = BFAxxG(LO, 1) * FACTM * DT1SAV
                                                      !! AIX
  VFACT = BFAxxG(LO, 2) * FACTM * DT1SAV
                                                      !! AIY
  BFAxxG(LO, 1) = RU(LO) * UFACT + RV(LO) * VFACT
                                                      !! AIX
  BFAxxG(LO, 2) = -RV(LO) * UFACT + RU(LO) * VFACT
                                                      !! AIY
END DO
```

```
do j = 1, size(index_s)
   do ri = index_s(j), index_e(j)
     i = remapped_index(ri)
     send_coef = send_coef_index(i)
     recv_coef = recv_coef_index(i)
     send_point = send_data_index(i)
     recv_point = recv_data_index(i)
     fatm = satm(i)/bfaocn(recv_coef)*fca2o(send_coef)
     recv_data(recv_point,1) = recv_data(recv_point,1)-send_data(send_point, 1)*fatm
     recv_data(recv_point,2) = recv_data(recv_point,2)-send_data(send_point, 2)*fatm
   end do
 end do
 do i = 1, maxval(recv_point_index)
   ufact = recv_data(i,1)*factm*dt1sav
   vfact = recv_data(i,2)*factm*dt1sav
   recv_data(i,1) = ru(i)*ufact+rv(i)*vfact
   recv_data(i,2) = -rv(i)*ufact+ru(i)*vfact
 end do
```

図5 補間計算コードの一部(上図:オリジナル、下図:カップラー)

大気モデル海洋モデル間のデータ交換パターンをオリジナルの場合とカップラーを用いた場 合それぞれについて図6に示す。左図のオリジナルプログラムでは、時間積分の冒頭にルートプ ロセッサ同士がデータ交換し、受信されたデータは各プロセッサにScatterされる。時間積分ル ープの最後に交換すべきデータがそれぞれのモデルのルートプロセッサにGatherされるように なっている。一方、右図のカップラーを用いた場合は、時間積分ループの冒頭で個々のプロセ ッサがそれぞれ相手側のプロセッサとデータ交換を行うのみで、Gather, Scatterの過程は不要 となっている。また、補間計算はオリジナルではすべて大気モデルが行っていたのに対し、カ ップラーを用いた場合は受信側モデルが行うように変更された。





テスト計算

上に述べた修正を施したコードを用いて、試験計算を行った。使用したマシンはインテルコ ンパイラを搭載したLinuxクラスタである。最適化レベルを計算順序が変わらないレベルに落と し、オリジナルプログラムとカップラーを用いたプログラムで交換直後のデータを出力し、両 者がバイナリレベルで一致することを確認した。 (4) 地球シミュレータでの性能測定

MIROCのシミュレーションで通常用いられる解像度には幾通りかのパターンがあるが、今回の 測定に用いたのは表1に示す2つのケースである。大気モデルが海洋モデルとデータ交換を行う 最下層グリッドは海洋モデルの格子数にあわせて、上層の大気グリッドより細かくなっている。 それが表1のカッコ内の値である。従って、結合計算を論じる場合のグリッド数はカッコ内の値 を用いなければならない。交換されるデータ数は大気→海洋が14要素、海洋→大気が5要素であ る。

	大気モデル	海洋モデル
中解像度	128x64(128x64)	256x192
高解像度	320x160 (1280x960)	1280x912

表1 性能評価に用いた格子数

大気モデルは東西・鉛直を断面とする1次元分割、海洋モデルは東西・鉛直と南北・鉛直を 断面とする2次元分割により並列化されている。MIROCでは、大気モデルは南北最低2グリッド, 海洋モデルは最低3グリッドを一つのプロセッサ内で保持していなければならない。従って大 気モデルが取りうる最大PE数は中解像度で32、高解像度で80となる。試験に用いたPE数と対応 するケース名は表2の通りである。

解像度	ケース名	PE数(大気+海洋)
中解像度	ケース1	1x32+1x64
高解像度	ケース2	1x40+1x304
高解像度	ケース3	1x80+2x304

表2 性能評価に用いたPE数

性能測定には地球シミュレータの性能測定ツールであるftraceを用い、サブルーチンごとの 実行時間、ベクトル化率、FLOPS数、通信データ量等を測定した。

始めに中解像度であるケース1の結果について述べる.MIROCオリジナルの結合方法と、カッ プラーを用いた結合方法での時間積分ループにおける実行時間を表3に示す。値は大気モデル・ 海洋モデルそれぞれのプロセッサの平均値である。大気モデル・海洋モデルともに、オリジナ ルの結合方法とカップラーを用いた結合方法で、実行時間に大きな違いは見られない。

	オリジナル	カップラー
大気モデル	189.1454	189.7546
海洋モデル	244.4606	250. 4403

表3 中解像度での実行時間(秒)

次に高解像度のケース2、ケース3について、オリジナルの結合方法とカップラーを用いた結 合方法での実行時間を図7に示す。時間積分ループの実行時間はカップラーを用いた場合の方が、 オリジナルの結合方法に比して大気モデルでおよそ50秒、海洋モデルでおよそ40秒短い。この 差は、用いるプロセッサ数を変えた2ケースでほぼ一定である。高解像度での補間計算に要し た時間を調べると、オリジナルの補間計算では大気モデル→海洋モデルが約50秒、海洋モデル →大気モデルが約23秒の時間を要しているのに対し、カップラーを用いた計算ではほぼ無視で きる程度まで減少していることがわかった。このことが実行時間の短縮に大きく寄与している と考えられる。



図7 高解像度での計算時間

次に、結合に係わるデータ通信量について述べる。オリジナルのデータ通信は1)送信モデル で個々のプロセッサからルートプロセッサへGather、2)ルートプロセッサ同士のsend, recv、 3)受信モデルルートプロセッサから個々のプロセッサへのscatterという3つの過程を経る。ケ ース3におけるデータ通信量は、大気モデルのGatherが68.4Gbyte、Scatterが20.2Gbyte、海洋 モデルのGatherが18.9Gbyte、Scatterが56.5Gbyte、大気モデル→海洋モデルが56.8Gbyte,海 洋モデル→大気モデルが19.0Gbyte(いずれもルートプロセッサでの値)であった。一方、カッ 94 プラーを用いた場合の通信量はプロセッサによって異なる。ケース3における大気モデルの送 信データ量はもっとも大きなプロセッサでおよそ1Gbyteである。対する海洋モデルの受信デー タ量は北極海域で~350Mbyteと突出して高いほかは100Mbyte以下である。一方、海洋モデルの 送信データ量はもっとも大きなプロセッサでおよそ35Mbyte、大気モデルの受信データ量は最大 300Mbyte程度である。大気モデルと海洋モデルでは1プロセッサあたりのグリッド数の比がお おむね80:604になることを考えると、プロセッサあたりの送受信データ量はグリッド数に応じ た値になっていると言える。

次に、通信量の総量を表4に示す。オリジナルの総量は

大気・海洋モデルのルートプロセッサがGather, Scatterした量+モデル間で通信した量 である。一方、カップラーの総量は個々のプロセッサが通信した量の総和である。大気モデル から海洋モデルへのデータ通信量はオリジナルが125.2GByte, 113.3GByteであるのに対し、カ ップラーを用いた場合55.6GByteと50%以下に減少している。これはカップラー経由で個々のプ ロセッサが直接データを交換することによりGather, Scatterの過程がなくなった効果である。 一方、海洋モデルから大気モデルへのデータ通信量はオリジナルの場合39.2GByte, 37.9GByte であるのに対し、カップラーを用いた場合は14.3GByteと、およそ36~38%まで減少している。 これは、大気モデルから海洋モデルの場合と同様、Gather, Scatterの過程がなくなったこと に加えて、海域のデータのみを送受信するようになった効果と考えられる。

	オリジナル		カッ	プラー
	大気→海洋	海洋→大気	大気→海洋	海洋→大気
大気モデル	125.2	39.2	55.6	14.3
海洋モデル	113.3	37.9	55.6	14.3

表4 通信データの総量 (GByte)

最後に、メモリ使用量について、各PEの平均値と最大値を表5に示す。中解像度(ケース1) では平均値、最大値ともにカップラーを用いた場合の方がオリジナルよりわずかに増加してい る。一方、高解像度(ケース2、ケース3)では平均値、最大値ともにカップラーを用いた場 合のメモリ使用量の方が小さい。メモリ使用量は最大値がボトルネックとなるため最大値に着 目すると、メモリ使用量の減少率はケース2で約3.0%、ケース3で約4.6%である。これはオリ ジナルがルートプロセッサに全領域のデータを保持するのに対し、カップラーを用いた場合は 各プロセッサが自領域のデータのみを保持すればよいからである。そのため、解像度が高くか つプロセッサあたりの格子数が少ないほど両者の差は大きくなると推定される。

	平均值		最	大値
	オリジナル	カップラー	オリジナル	カップラー
ケース1	849.455	850.974	1295.897	1297.421
ケース2	1647.472	1634.945	6050.598	5867.855
ケース3	1446.398	1462.473	5533.892	5280. 788

表5 メモリ使用量(Mbyte)

f.1.4 考察

本年度は、地球システムモデルを構成する要素モデルの中でも基本的な要素モデルである大 気モデルと海洋モデルを対象として結合試験を行い、性能を評価した。一方、本研究の目的が 予測不確実性評価であることを考慮すると、今後対象とすべき要素モデルは、予測に対する影 響が大きくかつ不確実性の強いプロセスである。このようなプロセスとして大気の諸物理過程 が挙げられる。しかし、大気の物理過程は現行MIROCのプログラムでは大気モデルに組み込まれ ており、要素モデルとして独立してはいない。従って、大気の諸物理過程を結合するには大気 モデルから対象とする過程を切り出し独立したプログラムとした上で、カップラーを適用する 必要がある。今後は、1)ソフトウェア的に大気モデルに強く組み込まれた物理プロセスをい かに効率的かつ他に対する影響を最小限にして切り離すか、2)切り離されたプログラムを結 合するためにカップラーはいかなる機能・構造を必要とするか、の2点を重点的な課題として 研究を進める予定である。

g.1.4 引用文献

- Hill, C., C. DeLuca, V. Balaji, M. Suarez, A. da Silva, and the ESMF Joint Specification Team (2004), The Architecture of the Earth System Modeling Framework, Comp. in Science and Engineering, 6, 12-28
- Valcke, S., D. Declat, R. Redler, H. Ritzdorf, T. Schoenemeyer and R.Vogelsang (2004a), The PRISM Coupling and I/O System, VECPAR'04, Proceedings of the 6th International Meeting, VOL. 1 : High performance computing for computational science, Universidad 27 Politecnica de Valencia, Valencia, Spain.

h.1.4 成果の発表

論文(投稿中)

荒川隆,吉村裕正:気候モデルを対象とした結合ソフトウェアの性能評価、トランザクション、 投稿中

口頭発表

- 荒川隆,吉村裕正:21世紀気候変動予測革新プログラムにおけるカップラー開発,日本気象学 会2008年度春季大会,横浜市開港記念会館,2008年5月
- 荒川隆,吉村裕正:21世紀気候変動予測革新プログラムにおけるカップラー開発(第二報), 日本気象学会2008年度秋季大会,仙台国際センター,2008年11月

e.1.6 モデルアンサンブルによる地球システムモデルの不確実性定量化

担当機関:電力中央研究所·環境科学研究所

研究者名:仲敷憲和、吉田義勝、三角和弘、朝岡良浩、朴惠善、津旨大輔、西澤慶一

1. 海洋生物化学モデルに関する検討

大気海洋結合モデルCCSM3にOCMIP'モデルを結合したモデルによるCO₂濃度感度実験と、海洋モデルPOPにBECモデルを結合したモデルによる現状再現実験を行った。

0CMIP' モデルによるCO2濃度感度実験

0CMIP'モデルによるCO₂濃度感度実験では、地球フロンティアのモデルの結果(Yoshikawa et al., 2008;以下Y2008と略す)と比較するため、類似の設定で実験を行った。A2シナリオを想定し、大気中のCO₂濃度変化が気候に影響するカップルランと、影響しないアンカップルランの 二種類を行った。ただし、Y2008の計算ではA2シナリオのCO₂排出量を与えて大気-海洋-陸域の 炭素循環を計算しているのに対し、我々の計算ではA2シナリオのCO₂濃度を与え、海洋の炭素循 環のみを計算している点で実験設定が異なる。これは我々が用いたモデルは陸域の炭素循環が 含まれておらず、炭素循環が閉じていないことによる。モデルの解像度は大気がT85、海洋は水 平約1度のモデルを用いた。

図1に各変数の時系列を示す。カップルランでは大気中CO₂濃度増加に伴い、地表面気温と海面 水温の上昇、塩分とアルカリ度の減少が見られる。海洋のCO₂吸収量は時間とともに増加し、そ れに伴って全炭酸濃度も増加している。21世紀末の地表面気温の上昇は約4℃であり、これは Y2008の気候変化による大気中のCO₂増加分を含まない人為起源CO₂による地表面気温の上昇とほ ぼ同じである。アンカップルランでは、大気中CO₂濃度上昇による気候変化は起こらないため、 地表面気温、水温、塩分、アルカリ度は自然変動しか見られない。海洋のCO₂吸収量はカップル ランと同様に時間とともに増加し、それに伴って全炭酸濃度が増加している。量的にはカップ ルランの方が吸収が少なく、気候変化により海洋のCO₂吸収量が減少している。



図1 各変数の時系列。赤線、緑線はカップルラン、アンカップルランの結果をそれぞれあら わす。全球平均の(a)地表面気温、(b)海面水温、(c)海面塩分、(d)アルカリ度、(e)全炭 酸。(f)全球積算した海洋のCO₂吸収量。

海洋のCO₂吸収量はガス交換係数と大気海洋間のCO₂の活度(fCO₂)の差から決まる。ここでは Y2008と同様の方法で海洋のfCO₂を変化させた要因を調べた(図2)。水温の増加とアルカリ度の 減少が海洋のfCO₂の増加に寄与し、塩分と全炭酸の減少がfCO₂減少に寄与している。これはY2008 と同様の結果である。アルカリ度の減少は主に表層の塩分が希釈されたことによるが、希釈に よって全炭酸の濃度も減少して、アルカリ度による増加はある程度相殺される。そのためfCO₂ 増加には水温の上昇が主に効いている。Y2008の結果と比較すると、我々の結果は全炭酸の負の 値が大きくなっているが、これは実験設定の違いに因る。我々の実験では、気候変化により海 洋が吸収できなくなったCO₂が大気中のCO₂濃度増加に反映されないが、Y2008では陸域も含めて 吸収できなくなったCO₂が大気中のCO₂濃度増加に反映される。それによるfCO₂の増加分が我々の 結果には含まれないため全炭酸の負の値が大きくなっている。

次に1870年から2099年まで積算したカップル ランとアンカップルランのCO₂吸収量の差の空間 分布を示す(図3)。先に述べた水温の効果によ り、カップルランでは広範囲で吸収量が減少し ている。最も顕著な吸収量の減少は北大西洋の 中高緯度で見られ、北極海では反対に強い吸収 量の増加が見られている。これらの特徴はY2008 と同じであり、混合層の浅化とサブダクション による中深層への炭素輸送の減少により北大西 洋で吸収量が減少し、北極海では海氷が減少し てガス交換が活発になって吸収量が増加したと



図2 2090年代のカップルランとアンカップ
 ルランのfCO₂の差に対する水温、塩分、全
 炭酸、アルカリ度の変化の寄与の全球平
 均値。



図3 1870年から2099年まで積算したカップルランとアンカップルランのCO₂吸収量の 差の空間分布。単位はkgC/m²。負の値が海洋のCO₂吸収量の減少を示す。

考えられる。北大西洋中高緯度では2 kgC/m²の吸収量の減少が見られ、これは Y2008の陸域の 炭素循環で顕著な吸収量の減少を示したアマゾン川流域やシベリアの吸収量の減少と匹敵する。 このことは海洋においても領域スケールでは強い正のフィードバックが起こることを示唆して いる。

南大洋に関しては、我々の結果は広範囲で吸収量が減少しているのに対し、Y2008では吸収量 が増加する傾向にある。この違いは実験設定の違いに依存している可能性がある。Y2008は南大 洋で吸収量が増加した原因を次のように述べている。南大洋は深い対流により水温上昇が妨げ られてfCO₂の増加が抑えられる。カップルランではアンカップルランと比べ大気中のCO₂濃度が 高いため、結果として吸収量が増加する。我々の実験設定ではカップルランとアンカップルラ ンの大気中のCO₂濃度が同じであるため、大気中のCO₂濃度の違いによる吸収量の増加が結果に反 映されていない。そのために結果に違いが表れた可能性があり、比較が困難である。赤道太平 洋を比較すると、Y2008の結果では赤道湧昇の減少により赤道湧昇域で放出量が減少しているの に対し、我々の結果では我々の結果では赤道湧昇域で放出量が増加している。この違いに関し ては、今のところ原因がわかっておらず、今後調べていく必要がある。 (2) BECモデルによる現状再現実験

BECモデルは栄養塩として、リン酸、硝酸、アンモニア、珪酸、鉄を考慮し、3種類の植物プ ランクトン、1種類の動物プランクトン、およびデトリタスを扱うモデルである。0CMIP'モデル では一次生産量を、栄養塩濃度、水温、日射量からパラメタライズして決めていたが、BECモデ ルはプランクトンを陽に扱う点で異なっている。また、鉄に関しては、BECモデルにはより複雑 なスキャベンジング過程や堆積物起源の鉄供給などが含まれている。

表1 比較に用いた観測に基づくデータの出典。

変数	出典
水温、リン酸、硝酸、珪酸	World Ocean Atlas (2005)
混合層深度	Boyer-Montégut et al. (2004)
溶存鉄	Moore and Braucher (2008)

*硝酸と珪酸はOCMIP'モデルには含まれないため、BECモデルの結果のみ。



図4 BECモデル(赤点)と0CMIP'モデル(青点)の結果と観測に基づくデータの 比較。図は横軸からの角度でモデルと観測の相関係数を示し、半径が観測の標準 偏差で規格化したモデルの標準偏差を示す。また、各点とREFの距離は観測の標準 偏差で規格化された、二乗平均誤差を示す。(a)年平均の空間分布の比較、(b) 季節変化の比較。

BECモデルによる現状再現実験では、現在の典型的な気象条件を境界条件とし、500年以上の 計算を行った。結果は観測に基づくデータと比較するともに、同一の境界条件、初期値で行っ たOCMIP'モデルの計算結果と比較を行い、モデル間の違いを調べた。BECモデルとOCMIP'モデル の計算で用いた海洋モデルはサブグリッドスケールのパラメタリゼーションが異なる。そこで、

一次生産と関わりの深い物理変数に関しても併せて比較を行った。海洋モデルは水平解像度約1 度のモデルを用いた。

ここでは200 m深の水温と混合層深度、表層の栄養塩濃度を比較のデータとして選んだ。比較 に用いた観測に基づくデータの出典を表1に示す。結果はTaylor図にまとめた(図4)。200 m深 の水温の空間分布と季節変化は、どちらのモデルとも良く再現されており、モデル間の違いも 小さい。混合層深度の季節変化は、両モデルとも規格化された標準偏差が1より大きな値をとっ ている。これは混合層深度の季節変化の振幅が両モデルとも過大であることを意味している。 モデル間の違いを見ると、BECモデルで用いた海洋モデルのほうが1に近い値をとっており、季 節変化の振幅が改善されていることがわかる。

次に栄養塩について述べる。年平均の表層のリン酸の濃度は、両モデルとも相関係数で0.85 程度、規格化された標準偏差で±0.15の範囲に収まっている。これらから、両モデルとも年平 均の分布は観測データをよく再現しており、観測データからのずれは同程度であることがわか る。季節変化を比較するとBECモデルの方が0CMIP'モデルより相関係数、標準偏差とも1に近い 値をとっている。特に標準偏差は、0CMIP'モデルはBECモデルの半分程度であり、季節変化の振 幅に大きな違いが見られる。リン酸濃度の季節変化の大きさの空間分布を比較すると、その違 いが主に中高緯度域の季節変化に因るものであることがわかる(図5)。中高緯度域では、大型 の植物プランクトンがブルームを起こすことにより、栄養塩濃度が大きく変化する。BECモデル は生態系を陽に扱うようになったためこの過程が再現され、季節変化の再現が良くなったと考 えられる。混合層深の季節変化の振幅は0CMIP'モデルの方がむしろ大きく、リン酸濃度の季節 変化は、物理場の違いに因るものではなく、生物化学過程の違いによるものであると考えられ る。硝酸や珪酸に関しては、0CMIP'モデルには含まれないのでBECモデルの結果のみ示す。 これらの栄養塩もBECモデルでは、リン酸と同程度に再現されていることがわかる。



図5 各月の表層のリン酸濃度の年平均値からの偏差の二乗平均平方根の空間分布。単位は µmol/L。(a) WOA2005、(b) BECモデルの結果、(c) OCMIP'モデルの結果。



図6 深度200~1000 mの溶存鉄濃度の比較。横軸は観測データ、縦軸はモデルの結果。 燈、緑、水、紫色はそれぞれ、インド洋、大西洋、太平洋、南大洋を示す。(a) BEC モデル、(b) 0CMIP'モデルの結果。

溶存鉄濃度に関しては空間分布が描けるほど十分なデータがないので、モデルで月毎の気候 値を作り、そこから観測データのある月と地点のデータを抜き出し、観測データと比較した(図 6)。全球で見た中層から深層にかけての溶存鉄濃度は相関係数、二乗平均誤差ともどちらのモ デルも同程度の値を示している。また、インド洋や大西洋で濃度が高いのに比べ、太平洋や南 大洋で低いという海域間の違いは両モデルともある程度再現されている。現状再現実験におい てはどちらのモデルでも再現性は同程度であったが、BECモデルでは風成塵起源の鉄供給の他に、 堆積物起源の鉄を考慮しているため、将来の風成塵の降下量変化に対する両モデルの感度は異 なると予想され、今後検討が必要である。

(3) まとめ

0CMIP'モデルによるCO₂濃度感度実験では、概ねY2008と同様の結果となった。温暖化に伴う気 候変化による海洋表層のCO₂吸収量の減少は、主に水温が上昇することによりおこり、顕著な吸 収量の減少は北大西洋中高緯度で見られた。一部の海域ではその減少量は1870年から2099年ま での積算で2 kgC/m²と見積もられ、海洋においても領域スケールでは、気候変化が顕著なCO₂吸 収の減少を起こすことが示唆された。

平成20年度に導入したBECモデルに関しては、現状再現実験を行い基本的な特性を調べ、0CMIP' モデルの結果と比較を行った。生物化学過程を考える上で基本的な変数の再現性の比較を行っ たところ、BECモデルは0CMIP'と比べ同等かそれ以上の再現性を示した。特に、植物プランクト

ンを陽に扱うようになったことにより、栄養塩濃度の季節変化の再現が改善された。今後、CO₂ 濃度変化に対するモデル間の応答の違いについて議論する必要がある。

2. 動的植生モデルの相互比較

(1) はじめに

陸域炭素循環モデルは、植生構造を静的に扱うモデルから動的に扱うモデルに主流が移りつ つあり、国内外の研究機関で動的植生モデルの開発が進められている。しかしながら、気候変 動に対する森林生態系の応答については不明確な部分も多く残され、モデルの不確実性の定量 化が課題となる。本報では、第一にNCARで開発された動的植生モデルを用いて潜在植生の再現 計算を行い、モデルの妥当性について検証する。次に、寒帯林と熱帯多雨林における植生遷移 のシミュレーションについて、同条件で実施された地球フロンティア研究センターの動的植生 モデルSEIB-DGVM (Sato et al., 2007)の結果と比較する。

(2) 使用モデルと計算設定

本研究では、NCARで開発された動的植生モデルCLM-DGVM(Bonan et al. 2003)を使用した。 CLM-DGVMは、気候モデルCCSM3で採用されている陸面過程モデルCLM3にLPJ-DGVM(Sitch et al., 2003)の動的植生とIBIS2のフェノロジーアルゴリズム(Kucharik et al., 2000)がモジュール として組み込まれている(LPJ-DGVMとCLMの物理過程が重複する要素はCLMを優先的に選択)。 CLM-DGVMのグリッドは植生、湿地、氷河、湖、都市のサブグリッドで構成され、その中で植生 グリッドは9種類のPFT(Plant Functional Types)に分割され、CLM-DGVMの動的植生モジュー ルが気候条件に応じてグリッド占有率と構造を決定している。各PFTは1個体のみで代表され、 pft間の水獲得競争については簡易スキームが導入されているが、光獲得条件については明示的 な取り扱いはなく、他のPFTの環境に影響を及ぼさない。

潜在植生再現実験(モデル解像度T42)では、NCEP/NCAR再解析データをCLM用に再編集したデ ータ(Qian et al., 2006)を境界条件として、1000年の積分計算を実施した。植生遷移過程の 数値実験では、意図的に植生撹乱を発生させ、その後の寒帯林と熱帯多雨林の回復をシミュレ ーションした。寒帯林の気象データには、ヤクーツクのタワーデータ(Yamazaki et al., 2007)、 熱帯林はパソ試験林のデータをそれぞれ用いた。

(3) 結果および考察

CLM-DGVMによりシミュレートされた潜在植生分布(植生グリッド内で最も占有率の高いPFT) を図7に、Biome6000 Ver4.2 (Harrison and Prentice, 2003)に収録されている植生分布を図8 に示す。Biome6000は植生調査結果を独自のPFT規格に再編集してデータベース化したプロダク 104 トである。モデルでは、スカンジナビア半島の寒帯林を温帯広葉落葉樹として出力されている が、実際には植生サブグリッド内に寒帯落葉常樹も30~40%程度出力されている。また、エチオ ピア付近に見られる温帯林も出されていない。CLM-DGVMは各FPTの植生群落を1個体で表現し、 尚且つT42グリッドという粗い解像度の計算であるため、観測ベースの植生分布とは不整合が生 じるが、モデルによる推定は緯度帯や気候帯に対応する大きな植生分布について妥当に捉えて いる。

2つのDGVM (SEIB-DGVMとCLM-DGVM) による東シベリア・カラマツ林の出力を図9に示す。 CLM-DGVMは撹乱後に草本1種(C3-arctic)と木本PFT1種(落葉寒帯林)が定着している。両 モデルで、撹乱後のカラマツ林が60~70年で極相に到達する結果となり、大差は見られない。 しかしながら,NPPに2~3MgC/haの開きが見られ、GPPがおおよそ一致していることから、NPP の差は独立栄養呼吸の相違とほぼ等しいと推定される。CLM-DGVMは独立栄養呼吸を根・茎・葉 のコンパートメント毎のバイオマス量と植物温度から算出している。極相以降、CLM-DGVMの根 のバイオマス量はSEIB-DGVMの10%程度となり、葉のバイオマス量が実測値やSEIB-DGVMよりも 過大に推定されており、相対成長や資源分配則の設定について検討する必要がある。

マレーシア熱帯多雨林における両モデルの出力を図10に示す。CLM-DGVMは草本PFT1種(C4), 木本PFT2種(熱帯広葉落葉樹,熱帯広葉常緑熱樹)が出力された。撹乱後から極相に達するま での時間(20年程度)と木本PFTによるグリッド平均LAI(7~9m²/m²)について両者に大差は見 られないが、GPPについては両モデル間に乖離が見られる。一般的に熱帯林のNPP・GPP比は小さ く、この特性をCLM-DGVMは反映していない。この要因として、降水に対する蒸発(蒸発+遮断) と蒸散の割合がそれぞれ45%、10%程度であることから、水利用制限による光合成速度の低下 が考えられる。

(4) おわりに

本研究により、CLM-DGVMは全球スケールの植生分布を妥当にシミュレートし、SEIB-DGVMは寒 帯林および熱帯多雨林におけるバイオマスの配分に関してより整合的であることが示唆された。 CLM-DGVMは全PFTに共通のパラメタリゼーションが適用されている一方で、SEIB-DGVMは個体ベ ースモデルであるため、各PFTを最適な手法でパラメタライズできる特徴がある。今後、このよ うな構造の異なるモデルの比較をより多くの植生帯で進めることが、動的植生モデルに関する 不確実性の把握につながるものと考えられる。



図7 CLM-DGVMによる潜在植生分布の再現結果







図9 東シベリア、ヤクーツク郊外スパスカヤパッドにおけるDGVMの比較。 SEIB-DGVMはLAIで、CLM-DGVMはグリッド占有率で遷移過程を示した。



図10 マレーシア熱帯多雨林、パソ試験林におけるDGVMの比較。SEIB-DGVMは森 林LAI、CLM-DGVMはグリッド占有率で遷移過程を示した。

f.1.6 考察

平成20年度には、大気海洋結合モデルCCSM3に海洋炭素循環モデルOCMIP'を結合し、SRES A2シ ナリオに基づく温暖化実験を実施した。この結果を地球環境フロンティア研究センターのモデ ル結果(Y2008)と比較したところ、海洋表層のCO₂分圧変化に対する水温、塩分、全炭酸、ア ルカリ度の変化による寄与の符号はY2008の結果と一致するものの、全炭酸の寄与の絶対値には 顕著な差が見られた。本文中に記述した通り、これは主として実験設定の違いによるものであ る。今回の実験では、炭素循環が完結しておらず、海洋のCO₂吸収量変化は大気中CO₂濃度にフィ ードバックされていない。このため、本来正の値となるべき正味のCO₂分圧変化がゼロとなる。 このような問題点を解決するには、大気・海洋・陸域間における完結した炭素循環のモデル化 が必要であるが、代替案として、他モデルによって計算された陸域吸収量の変化を入力条件と して使用することについても検討の余地がある。

一方、複雑な生物化学過程を導入した海洋生態系モデルBECによる現状再現実験の結果からは、 生物過程の考慮により北太平洋亜寒帯域における栄養塩の季節変化の再現性が向上するなど、 OCMIP'モデルに対してBECモデルの優れた点が示唆されている。今後、BECモデルを用いた温暖 化実験を実施し、フロンティアモデルの結果と比較すると同時に、フロンティアモデルでは考 慮されていない鉄の効果の定量化にも取り組むべきである。

従来のDGVM相互比較実験は植生の平衡状態を議論したものが多く(例えば、Clement and Wang, 2008)、地球温暖化のような急激な気候変化の下での植生遷移について検討した例は少ない。本研究は、観測点スケールではあるものの寒帯林と熱帯帯雨林の植生遷移について、モデル構造の異なる2種類のDGVMの比較を行なった。その結果、CLM-DGMとSEIB-DGVMは極相に到達するまでの時間について顕著な差はないが、SEIB-DGVMはより詳細な炭素循環を再現し、観測データとの調和性が高い個体ベースモデルの優位性が確認された。今後は全球を対象とした相互比較実験を実施し、より多くのPFTを対象としたモデル間相互比較を進めるとともに、気候変動下における植生応答が気候や炭素循環に及ぼす影響について検討する必要がある。

g.1.6 引用文献

Bigelow, N. H., Brubaker, L. B., Edwards, M. E., Harrison, S. P., Prentice, I. C., Anderson,
P. M., Andreev, A. A., Bartlein, P. J., Christensen, T. R., Cramer, W., Kaplan, J. O.,
Lozhkin, A. V., Matveyeva, N. V., Murray, D. V., McGuire, A. D., Razzhivin, V. Y., Ritchie,
J. C., Smith, B., Walker, D. A., Gajewski, K., Wolf, V., Holmqvist, B. H., Igarashi,
Y., Kremenetskii, K., Paus, A., Pisaric, M. F. J., and Vokova, V. S. (2003). Climate
change and Arctic ecosystems I. Vegetation changes north of 55° N between the last
glacial maximum, mid-Holocene and present. Journal of Geophysical Research, 108(D19),
8170.
- Bonan G. B., S. Levis, S. Sitch, M. Vertenstein, K. W. Oleson (2003), A dynamic global vegetation model for use with climate models: Concepts and description of simulated vegetation dynamics, Global Change Biology, 9, 1543-1566.
- Clement A A. and Wang G. (2008). Potential future changes of the terrestrial ecosystem based on climate projections by eight general circulation models, J. Geophys. Res., 113, G01004, doi:10.1029/2007JG000528.
- de Boyer Montégut, C., G. Madec, A. S. Fischer, A. Lazar, and D. Iudicone (2004), Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology, J. Geophys. Res., 109, C12003, doi:10.1029/2004JC002378.
- Dickinson R. E., Olsen K. W., Bonan G., Hoffman F., Thornton P., Vertenstein M., Yang Z. L., and Zeng X. (2006), The Community Land Model ant its climate statistics as a component of the Community Climate System Model, J. Clim., 19, 2302-2324. doi: 10.1175/JCLI3742.1.
- Kucharik, C. J., J. A. Foley, C. Delire, V. A. Fisher, M. T. Coe, J. Lenters, C. Young-Molling, N. Ramankutty, J. M. Norman, and S. T. Gower (2000). Testing the performance of a dynamic global ecosystem model: Water balance, carbon balance and vegetation structure. Global Biogeochemical Cycles 14(3), 795-825.
- Moore, J. K. and O. Braucher (2008), Sedimentary and mineral dust sources of dissolved iron to the world ocean, Biogeosciences, 5, 631-656.
- Qian, T., A. Dai, K.E. Trenberth, and K.W. Oleson, 2006: Simulation of Global Land Surface Conditions from 1948 to 2004. Part I: Forcing Data and Evaluations. J. Hydromet., 7, 953-975.
- Sitch, S., B. Smith, I. C. Prentice, A. Arneth, A. Bondeau, W. Cramer, J. O. Kaplan, S. Levis, W. Lucht, M. T. Sykes, K. Thonicke and S. Venevsky, 2003, Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic global vegetation model, Global Change Biology, 9, 161-185.
- Yamazaki, T., T. Ohta, R. Suzuki and T. Ohata, 2007: Flux variation in a Siberian taiga forest near Yakutsk estimated by a one-dimensional model with routine data, 1986-2000. Hydrological Processes, 21, 2009-2015, DOI: 10.1002/hyp.6708.
- Yoshikawa, C., M. Kawamiya, T. Kato, Y. Yamanaka, and T. Matsuno (2008), Geographical distribution of the feedback between future climate change and the carbon cycle, J. Geophys. Res., 113, G03002, doi:10.1029/2007JG000570.

h.1.6 成果の発表

◆ 口頭発表

- Asaoka, Y., Y. Yoshida, B. L. Otto-Bliesner, R. Tomas, N. Nakashiki: Last Glacial Maximum Simulations using the CCSM3 with a Dynamic Global Vegetation Model. 13th Annual CCSM Workshop, June 2008.
- 三角和弘、津旨大輔、吉田義勝、芳村毅、内本圭亮、中村知裕、西岡純、三寺史夫: 北太平洋 中層における鉄の水平輸送〜数値モデルによる考察〜、2009年度日本海洋学会春季大会、 2009年4月
- 三角和弘、津旨大輔、吉田義勝、芳村毅、内本圭亮、中村知裕、西岡純、三寺史夫: 北太平洋 中層における鉄の水平輸送〜数値モデルによる考察〜、「環オホーツク地域における気候 変動・環境変動のモデリングと予測可能性の研究」ワークショップ(II)、2009年3月
- Misumi, K.: Ocean ecosystem modeling at CRIEPI. International Workshop on Global Change Projection: Modeling, Intercomparison, and Impact Assessment jointly with 2nd International Workshop on KAKUSHIN Program, February, 2009.
- Misumi, K., D. Tsumune, T. Yoshimura, Y. Yoshida, F. O. Bryan, K. Lindsay, K. Moore, S. C. Doney, M. Aoyama: Nutrient distribution simulated in an ocean general circulation model . 2009 INSS International Workshop, Feburuary, 2009.
- Misumi, K., Y. Yoshida, D. Tsumune: Improvement of the NPIW. CCSM Ocean Model Working Group Meeting, December, 2008.
- Misumi, K., D. Tsumune, T. Yoshimura, J. Nishioka, F.O. Bryan, K. Lindsay, S.C. Doney: Effects of two different iron sources on iron cycle in the subarctic North Pacific . 13th CCSM Workshop, June, 2008.
- Misumi, K., D. Tsumune, T. Yoshimura, J. Nishioka, F.O. Bryan, K. Lindsay, S.C. Doney: Effects of two different iron sources on iron cycle in the subarctic North Pacific. Effects of climate changes on the world oceans, May, 2008.

e.2 階層的モデル実験による長期気候変化予測の不確実性定

量化

e. 2.1 Modelling Uncertainty in Climate Forecasts 担当機関:地球環境フロンティア研究センター 研究者名:Julia Hargreaves

Introduction

The uncertainty in centennial scale climate predictions made with climate models comes from two main sources. There is uncertainty in the emissions scenario used to drive the model, which is mostly an economic and cultural problem, and there is the uncertainty caused by the model not being a perfect representation of our planet. It is this latter uncertainty that is being explored in this project. Previous attempts at tackling this rather new area of research have typically required analysis of ensembles of tens, hundreds or even thousands of model simulations (Annan et al 2004; Murphy et al 2004; Stainforth et al 2005). Since climate scientists, whether they are seeking the highest possible resolution or the inclusion of the most number of processes, will always build the most computationally expensive computer that can be squeezed onto the available computer, running such ensembles is always going to present a computational challenge.

The first approach to tackling this problem is to use reduced complexity and reduced resolution versions of the full complexity high resolution model. This year we have developed a strategy to link the high resolution and lower complexity models in order to estimate the uncertainty in the more computationally expensive model. The first implementation in the context of the terrestrial carbon cycle is currently in progress, and first results are promising.

The second approach is the development of relatively efficient sampling strategies. In the last year, a further extension on the Particle Filter (PF) approach was developed, the Iterative Importance Sampler. Initial tests with the PF and an intermediate complexity model (EMIC) have been performed, indicating that the approach may be readily used for these types of models. However, the larger ensemble size required compared to the previously developed Ensemble Kalman Filter approach may make the latter approach, despite its approximations, more attractive for GCMs considering the limitation of the computational resources currently available to us.

In order to assess uncertainty in model predictions it is necessary to analyse the quality of the ensemble members that have been created. Since climate prediction of the future is, by its very nature, non-verifiable, we have to use the present and previous climate history of the planet to provide information on how believable the results from our ensembles of simulations may be. In this area, we completed the work comparing the MIROC3.2 ensembles from the mid-Holocene and Last Glacial Maximum (LGM), and work comparing the climate sensitivity at the LGM and present day continued through collaboration with colleagues at CCSR.

In order to correctly use estimates of uncertainty to improve predictions it is necessary to use a robust probabilistic approach. This year a paper was submitted assessing the impact on the probabilistic calculation in economic terms of using a range prior assumptions in the calculation.

Results

1 Modelling uncertainty in model simulations

1.1 The terrestrial carbon cycle

This year we developed a strategy for modelling the uncertainty in the earth system model predictions to be made by MIROC within the Kakushin project, for the next IPCC. In order to investigate uncertainty it is necessary to run many realisations of the model. This is computationally impossible for the fully coupled high resolution MIROC earth system model currently under development. Our strategy is, therefore, to produce a linked model hierarchy in which we use an ensemble from the stripped down version of MIROC (MIROC-lite) and couple this to a look-up table of output from full MIROC and the full vegetation model, SIMCYCLE. Initial results from the implementation of this strategy have been very promising and are reported elsewhere in this report (see the section by Kaoru Tachiiri). The one component of the linked hierarchy yet to be incorporated and is the ocean carbon cycle within MIROC-lite. This element should become part of the full system during the next year.

2 Using the past to reduce uncertainty in the future

2.1 Mid-Holocene/ LGM Comparison

In the 6 month report we described experiments to evaluate the importance of the mid-Holocene (6ka BP) for improving future climate predictions. Since then more analyses have been performed and the work evolved into a comparison of the importance for improving predictions of the LGM and the

mid-Holocene. This work has been written up and submitted as a paper (Hargreaves and Annan, 2009). Here we highlight a selection of the main results.

As observational evidence tends to become more sparse and uncertain at more distant times, much effort has been focussed on more recent paleo-climates such as the mid-Holocene (6ka BP) and Last Glacial Maximum (LGM, 21ka BP). Model simulations of these epochs have formed the centrepiece of Paleoclimate Modelling Inter-comparison Projects PMIP and PMIP2. However, there is relatively little research directly addressing the extent to which these paleoclimate epochs are informative or analogous to the future.

We used an ensemble of runs from the MIROC3.2 AGCM with slab-ocean to explore the extent to which mid-Holocene simulations are relevant to predictions of future climate change. The results were compared with similar analyses for the LGM. In general we find that the stronger global forcing and hence larger climate change at the LGM makes this epoch likely to be the more powerful one for estimating the large-scale changes that are anticipated due to anthropogenic forcing. The regions from the mid-Holocene simulations which produce significant results (mid to high northern latitude land temperature and monsoon precipitation) do, however, coincide with areas where the LGM results are weak, and are also areas where the paleodata indicate significant climate changes have occurred. Thus, these areas should be a high priority for model improvement and validation.

For our experiments we use a 39 member ensemble of runs of the MIROC3.2 AGCM with slab ocean, at T21 resolution. The ensemble generation method closely follows Annan et al, 2005, in which an ensemble Kalman filter was used for multivariate parameter estimation by tuning the model to various fields of modern climatological data. However, in this experiment we only allowed 13 model parameters to vary (selecting those which had been found to most strongly influence model results). In addition we included a constraint on the globally and annually averaged atmosphere-ocean heat flux (the Q-flux) to improve the global radiation budget, resulting in a moderate value of around 2 Wm⁻². Further details of the ensemble are described in Yokohata et al, 2009. All the runs for the control, doubled CO₂ (2xCO2), LGM and mid-Holocene, are at least 40 years long, with the last 20 years averaged to provide the results.

The underlying basis for our work is the expectation that our ensemble of models represents at least a large subset of our uncertainties concerning the physical processes controlling past and future climate change. The first-order relationship between past and future data can be expressed as their covariances, which describes how the uncertainties in the future changes are related to past changes. If the covariance is low, then information about the past will not influence future predictions, but if the covariance is high, then this implies that information about the past will propagate into predictions. Therefore, we now explore our ensemble results to investigate where such relationships may exist. This approach is similar to the general principles underlying Observing System Simulation Experiments, by which the value of observational data for prediction systems can be considered. However in this work here we make no attempt to directly quantify the likely benefits, which also depends on the precision of the observational evidence that might be available.



Figure 1: (a) Annually averaged temperature for the control climate, and the differences between the control and the simulated climates. The thinner lines show the 1 standard deviation ranges of the ensemble. (b) The ensemble correlation of the annual mean 2m temperature difference with climate sensitivity, for land, ocean and both combined. The magenta band shows the region which does not achieve significance at the 99% level.



Figure 2: (a) Correlation of monthly results for the Asian monsoon region. Solid lines: Bracconot et al region; dashed lines: Ohgaito et al region. (b) Correlation between monthly control temperature and increased CO_2 - control difference. (b) correlation between the experiment - control and increased CO_2 - control temperature differences. (c) and (d) are the same as (a) and (b) but for preciptation rather than temperature.

Analysis of annual averages

The difference between the control and mid-Holocene annually and globally averaged global 2m temperatures (hereafter, T2) is rather small (0.3 +/- 0.2C at 1 standard deviation), reflecting the small change in the mean climate forcing. The regression coefficient between the temperature change and climate sensitivity is less than 0.1. These results are not unexpected given the small net forcing change. For the LGM simulations, MIROC shows a fairly strong correlation of 0.7 between the change in T2 from control to LGM, and climate sensitivity, marginally higher than in previous work (Annan et al, 2005).

The results are more informative when the data are analysed in zonal bands. Figure 1(a) illustrates how small the T2 differences are for the mid-Holocene compared to those for 2xCO2 and the LGM. As was found previously, the LGM changes are strongly correlated with climate sensitivity in the tropics and at the very highest latitudes, but the correlation is weakened over the ice sheets. In contrast (Figure 1(b)), the correlation between the mid-Holocene temperature differences and climate sensitivity is generally weak. The pink band in the figure indicates the level of statistical significance at 1% for a sample size of 39, indicating that there is low confidence in the correlations within the pink area since they could be simply due to noise. The exception is over the land in the mid to high latitudes of the northern hemisphere, which is the only region where the correlation is statistically significant. This is precisely the region where the LGM correlation is weak due the the large LGM ice-sheets, which basically add noise to the strong correlation of the past and future climate changes which are due to greenhouse gases.

Analysis of Monsoon regions

One of the reasons for studying the mid-Holocene 6ka epoch is the evidence for increased monsoon precipitation, and for vegetation further north in the African monsoon region, compared to the present day. We take our definition of the monsoon regions from Braconnot et al 2007 and Ohgaito et al 2007. For the Asian monsoon region, Braconnot et al use a region focussed around northern India (70°E-100°E, 20°N-40°N), while Ohgaito and Abe-Ouchi use a region which extends further east as far as Japan (70°E-140°E, 22°N-40°N). We compare results from both these regions. We also analysed the African monsoon region, obtaining similar results, which are not shown here.

The monthly mean results for Asia are shown in Figure 2. The LGM temperature change is quite strongly correlated with the change under increased CO_2 . In contrast the monthly mid-Holocene change is not significantly correlated with the zonal change for increased CO_2 . In addition, there is no strong correlation of the temperature change under increased CO_2 with the control temperatures in these regions. Thus the LGM state would seem to be a better test-bed for monsoon temperature changes.

For precipitation, we correlated the monthly control precipitation and paleo-climate changes with the monthly averaged changes for increased CO_2 . In contrast to the results for temperatures, the results for precipitation (subplots c and d of Figure 2) are stronger for the mid-Holocene than the LGM, although the results for the mid-Holocene are only statistically significant in some months. The control precipitation is not significantly correlated with the change under increased CO_2 . Thus, for

precipitation in the monsoon regions it seems the mid-Holocene is may be the most useful of the epochs under consideration here.

Conclusion

On the whole we find that the LGM, with its relatively large negative change in CO₂ forcing, is more likely to be useful for constraining future climate change, despite the "noise" in the correlations introduced by the large ice sheet changes. For large-scale variables such as climate sensitivity, and the seasonal signal on zonal scales, analysing the behaviour of the mid-Holocene would seem to be less helpful. The one exception to this is the northern high latitude land, where at the LGM the large ice sheets causes the relation to the increased CO₂ climate change to be weak, whereas the changes in mid-Holocene temperatures over land are in fact moderately correlated with climate sensitivity. On the more regional scale of the African and Asian monsoons, the mid-Holocene shows interesting results for the precipitation changes, although the LGM is again more relevant for temperature.

The case for continuing modelling the mid-Holocene is strengthened by the availability of observational evidence which indicates climatic conditions significantly different from present in both these regions, which may be used to validate the models. There is evidence for a warmer climates compared to present in the northern latitudes of Eurasia from proxy data. It is also well known that the modelled monsoon changes at the mid-Holocene are insufficiently dramatic: there should be more rain further north, particularly in Africa (Braconnot et al 2007). Because the effect of increased CO_2 on monsoon precipitation is highly uncertain, the mid-Holocene cannot be ignored.

2.2 Climate sensitivity at the Last Glacial Maximum

Progress has continued in collaboration with colleagues at CCSR, analysing further experiments using the same ensemble discussed in the previous section in the context of climate feedbacks. Recently the radiative kernel method of feedback analysis has been developed at CCSR for MIROC, and is now being applied to the ensemble experiments, so we expect further results to be forthcoming over the next year.

3 Efficient Sampling Strategies

3.1 Comparing parameter estimation methods suitable for climate models

Multivariate parameter estimation in complex models is a computationally challenging problem. Naive sampling can be prohibitively expensive, with the number of simulations rising exponentially with the number of free parameters (in practical terms, 3 parameters is about the limit). Some more efficient methods (eg Markov Chain Monte Carlo) are more efficient but inherently serial, which makes them impractical. So we have focussed on the development of highly parallelisable and efficient methods for multivariate parameter estimation.

The Ensemble Kalman Filter (EnKF) relies on linear/gaussian approximations, and although it seems to work surprisingly well in practical applications, it is easy to find its limits in test cases. Therefore, we are now testing two alternative approaches which do not rely on these approximations. The price paid is that they are computationally less efficient.

The Kalman Filter is a method of Bayesian updating, in which we use multivariate Gaussian distributions as approximations to the prior and likelihood. The EnKF approximates these Gaussians with an ensemble of (equally-weighted) model instances. Although principally used for transient problems, we have previously shown how it can be applied to the steady state case. In practical applications, about 100 members is usually OK (and even 40 may be enough). However, it can also perform very badly in sufficiently nonlinear applications (as we show below). Importance Sampling is a more general and flexible approach, in which samples are assigned weights according to their posterior probability. In principle, such a method can handle nonlinearity, but the computational cost is higher. The particular difficulty is that in a high dimensional problem, many weights are effectively zero. In order to increase efficiency, we would like to have a good "proposal distribution" to sample from which is a reasonable approximation to the posterior - but of course such a thing is not readily available. We have developed two different methods to deal with this:

Iterative Importance Sampling

The basic idea is that we generate a sequence of functions, each of which is a reasonable proposal distribution for the next (ie, maintaining a sample efficiency of 50% or so). Labelling our initial proposal as g and f is our target posterior, We use a sequence of functions from the family $g^{(1-a)}f^a$, where g is our initial proposal and f is the target distribution (posterior) and a varies between 0 and 1. A similar idea has been developed elsewhere. In order to generate a posterior sample of size N, a sequence of 10 steps with sampling efficiently of 50% each has a cost of 10N whereas direct sampling will cost N*2¹⁰. However there are some limitations relating to the addition of jitter, so in practice it only appears practical for up to about 6-8 parameters.

Iterative Particle Filtering.

This is really also a form of iterative importance sampling, but it needs a different name and the methodology is inspired by our previous EnKF work. As with our iterative approach to the EnKF, we

do not directly solve the problem in one step but iteratively introduce the likelihood in small chunks (by effectively scaling its width). The method is very similar to that previously described for the EnKF so is not discussed further here. The big advantage of this method over the IIS is that it does not require such a large jitter at each iteration, as the (current) prior does not need to dominate the posterior in the same way as for that approach. In computational terms, it seems to be affordable although it requires a larger ensemble than the EnKF. Where this is affordable, it is clearly superior to the EnKF in all our tests. However it remains slightly inaccurate for any ensemble size whereas the IIS is perfect in the limit of infinite ensemble size.



Figure 3: Comparison of results using EnKF, IPF and IIS methods with two different ensemble sizes. For the 50 member test the EnKF appears to have some outliers whereas the other two methods are (statistically) indistinguishable from the true solution. For the 100 member test the limitations of the EnKF are clear, and the small error in the tails of the IPF are just visible over the noise of sampling uncertainty. The IIS generates the correct solution.

Results:

We illustrate the methods with the simple nonlinear test case.

Prior distribution for x is N(5,10) "Model" $y=x^2$ Observation $y_0=25$ with uncertainty +/- 50 Figure 3 shows the results. Although computationally trivial, the nonlinearity of the model means that the likelihood is strongly bimodal with peaks at x=+/-5. As a result, the EnKF performs rather badly and is strongly over-dispersed. The IPF is substantially better and in practical terms is indistinguishable from the truth in this example, unless a huge ensemble is used. The IIS works correctly but of course is noisy for a small ensemble.

Conclusion

Although the EnKF is extremely efficient, it is also inaccurate for nonlinear problems. Importance sampling can generate correct solutions but may require large ensemble sizes for high dimensional problems, despite our attempts to iteratively improve the proposal distribution. The iterated particle filter may be most attractive when high dimensionality rules out importance sampling and nonlinearity prevents the EnKF from generating acceptable solutions. The methods described here are now being implemented with the GENIE model (see next section).

3.2 Testing the Iterated Particle Filter in an EMIC

For the first time, we estimate both physical and ocean biogeochemical parameters in an intermediate complexity earth system model, GENIE-1. The number of possible parameters to be varied in such an experiment is large, so here we run a number of tests in order to estimate how many parameters we may be able to include. We use the iterated particle filter for parameter estimate (see previous section). In all cases we assimilate 2-D fields for temperature and humidity and 3-D fields for ocean temperature, salinity, alkalinity, phosphate and oxygen. The latin hypercube prior ensemble is first spun up for 3000 years and then 17 and 33 iterations of 200 years are performed using the particle filter.

Experiments:

8i. 8 parameter: 4 physics and 4 biogeochemistry. Identical twin test.

8d. 8 parameter. Data assimilated.

20i. 20 parameter: 11 physics and 9 biogeochemistry. Identical twin test.

20d. 20 parameter. Data assimilated as per 8d.



Figure 4: The 8 parameters used in runs 8i and 8d used the same prior (far left plots), derived from expert opinion on likely parameter values. The run used for the "truth" (red lines) was a member of the same prior distribution, but not included in the particle filter experiments. It was chosen to have relatively good fit to the climatological data while at the same time reasonable value for max AMOC, total O2, POC and DIC. The 8 parameters were selected as those which, in initial experiments and previous work (refs) appear to most influence the fit to the data or other significant variables.The right hand column of plots shows the results from using real data.

The identical twin test results (Figure 4: columns labelled 8i) look promising. The parameter distributions have mostly narrowed towards the "truth". It should be remembered that the prior is included in the particle filter procedure, so it is not expected for the posterior ensemble to centre exactly on this parameter set.

In order to check more rigorously whether the method had worked, we calculated the chi-square test statistic $(x-xbar)^{T}C^{-1}(x-xbar)$ where x is the truth value, xbar is the ensemble mean, and C is the

covariance matrix of the posterior ensemble. We are testing whether the true parameters can be considered as a plausible member of the ensemble (using a multivariate Gaussian approximation). For the 8 parameter experiments, the chi-square statistic is low (insignificant) and drops from the prior to the posterior even though the ensemble has contracted, which provides evidence that the method has worked. For the 20 parameter experiment, the posterior chi-square statistic is highly significant, and we can see directly from the marginal distributions that two parameters lie outside the ensemble range. Thus, the method has failed to find the solution, even though the model runs have low error.

We now consider the cost function (log likelihood) for the ensemble members. For all the experiments, the particle filter efficiently finds an ensemble of much lower cost than the prior, which was formed from a latin hypercube of the expert prior initial parameter ranges. The efficiency is of the order of 20 times that of using a hypercube method alone. Even though we showed above that the particle filter did not find the correct solution for the 20 parameter experiment, it still found a low cost ensemble, although despite having more degrees of freedom it did not find such good solutions as for the 8 parameter test. For the assimilation using real data, there appears to be a floor in the cost below which the model will not go, and this was not significantly improved by the increase in degrees of freedom going from the 8 to 20 parameter experiment. This would appear therefore to indicate quite strong model error and there seem to be little advantage in freeing so many parameters. This is an obvious sign of significant structural model inadequacy.

Conclusion

We have here performed the first attempts at simultaneously estimating physics and biogeochemical parameters in an intermediate complexity earth system model, performing both identical twin test cases and tests using real data (both physical and biogeochemical). In such an experiment, there are potentially a very large number of unknown parameters. The results presented here demonstrate the importance of identical twin testing, showing that pruning of the parameters is required. The method worked successfully for 8 parameters, but not for 20, although an improved cost ensemble was still produced for both identical twin and data cases.

3.3 Comparing JUMP and QUMP ensembles

Tokuta Yokohata from NIES visited The Hadley Centre in the UK last year and while there conducted research in collaboration with both Kakushin members at FRCGC and Hadley Centre researchers. This work compared the multi-parameter ensembles developed at the Hadley Centre (QUMP ensemble) and at FRCGC (JUMP ensemble), in particular examining the cloud feedback. A paper is under revision for the Journal of Climate (Yokohata et al 2009), the abstract of which follows below.

The distributions of equilibrium climate sensitivity (ECS) of two perturbed physics ensembles generated by structurally different general circulation models (GCMs) are investigated. The GCMs used for the analysis are MIROC3.2 and HadSM3. The difference in the ensemble means and variance of ECS between the two ensembles are mainly driven by variations in the shortwave (SW) cloud feedback. In the HadSM3 ensemble, the longwave cloud feedback also plays an important role to determine the ensemble variance of ECS. We develop a method to quantify contributions of clouds with different cloud top pressure to the SW cloud feedback by using the model output. We find that contributions from the low level cloud play an important role in determining the difference in the SW cloud feedback between the two ensemble means, as well as their variance. We also find a strong anti-correlation between the SW feedback by the low level cloud and the present-day cloud albedo in the HadSM3 ensemble. This relationship between the strength of climate feedback and the present-day climate states should help to quantify uncertainties in future climate predictions.

4. Bayesian probability applied to climate change prediction

4.1 On the generation and interpretation of probabilistic estimates of economic impacts of climate change

The long-term response of the climate system to anthropogenic forcing, traditionally expressed as the equilibrium sensitivity of the globally-averaged temperature to a doubling of the atmospheric concentration of CO_2 , has long been considered as having great significance in terms of our understanding of the climate system. A number of estimates have been presented over recent decades, perhaps the most famous being the assessment of the NRC Charney Report (NRC, 1979) that S was believed to lie in the range of 1.5-4.5°C, later formally presented as representing a probability in the range of 66-90% (Houghton et al 2001). More recently, a proliferation of probabilistic estimates explicitly based on calculations using observational data have also been presented. Many of these results suggest a worryingly high probability of high sensitivity, such as $P(S>6^{\circ}C)>5\%$. These results have been frequently used as inputs for further economic and policy analyses, many of which have been highly influential in the wider political debate. Given the

subjective nature of the assumptions underlying all of these analyses, it is important to properly understand the relationship of the results to the assumptions that underly them. The goal of this work is to explore one aspect in particular which still has received rather inadequate treatment in the literature --- that is, the choice of prior for S.

We present results both in terms of probabilistic predictions of climate change under a specific simple emissions scenario, and also in terms of the economic implications of this climate change. Since the only climate parameter we are considering here is the equilibrium climate sensitivity, we restrict our attention to a long-term stabilisation scenario in which the atmospheric CO_2 concentration is stabilised at 550ppm (double the pre-industrial level) and the climate system comes into equilibrium with this forcing. Thus, the global mean temperature change in the long term is precisely the value of the climate sensitivity. To examine the economic consequences of climate change, we use a quadratic cost function to provide an estimate of the consequential loss due to climate change on the global scale. The DICE model suggests a loss function given by $C(T)=(2.5/9)xT^2$ where C(T) is the loss in percentage of global GDP as a function of the global mean temperature change T. According to this approximation, a warming of 3°C causes a loss of 2.5%, and 6°C warming corresponds to a 10% loss.

We ignore complications such as the much-debated discount rate, and also risk-aversion (as could be expressed by performing the analysis in terms of a nonlinear utility function of global GDP), as outside the scope of this paper. Instead we directly present the results of our economic analyses as an expected loss of global GDP in percentage terms. For our 2xCO₂ scenario, the expected cost of climate change (relative to a pre-industrial baseline), given a probabilistic estimate of the climate sensitivity f(S), is therefore given by

$\int f(S)C(S), dS.$

where f(S) and C(S) are the probability density function of S, and the consequential loss for a given temperature change, respectively.

Priors and data

Many researchers have used a uniform prior for S (and sometimes other parameters) in the belief that this represents "ignorance". Statements to this effect can be readily found in the literature, eg: "This distribution [improper unbounded uniform prior] expresses a complete absence of prior knowledge about beta" (Zwiers et al 2005) However, the statistics literature tells a different story: ``So called 'noninformative priors' are not 'noninformative' (they have strong implications for behaviour)" (Walley 2001, p234). In fact, the uniform prior U[0,20] represents a prior belief that our climate change scenario has an expected cost of 36% of global GDP!

As an alternative to a uniform prior, a composite expert prior has previously been constructed, which is also broadly consistent with the long-held viewpoint that S is likely to be moderate. This prior is a beta function with the parameters chosen to approximately fit the range of results found in a survey of experts. It produces an expected cost of 2.3% of GDP under our 2xCO₂ scenario. We also consider a far more pessimistic prior which has a Cauchy distribution (location parameter 2.5 and scale 3), which implies a cost of nearly 10% of GDP, and have undertaken a range of sensitivity analyses. For illustration of how these prior beliefs feed through into posterior estimates of climate sensitivity, we consider a recent analysis of ERBE data. The analysis is based on fairly recent observational data, and does not rely on the analysis of climate model output. Therefore, it is reasonable to consider it independent of any earlier assessment of knowledge about S. We have performed some sensitivity analyses on this likelihoods from the literature.

Results.

See the Figure at left. In all cases, the cost of climate change is substantially reduced by Bayesian updating. This remains the case for all priors and likelihoods that we have tested. Except for the most extreme cases, the posterior cost is around 2% for a doubling of CO2. Extensive sensitivity analyses indicate that this is a robust result. Full details are contained in a manuscript under revision for Climatic Change (Annan and Hargreaves 2009).

Conclusion



One of the dominant sources of uncertainty in orthodox estimates of the economic impact of climate change is uncertainty in the estimate of the climate sensitivity. In most economic modelling, the cost of warming is roughly quadratic in the temperature rise, which means that any tail in the pdf of climate sensitivity has a strong effect. Here we have shown how this tail, and the resulting economic loss estimates, depend on prior assumptions which underly estimates of climate sensitivity. We show that the popular choice of a uniform prior has unacceptable properties and cannot be reasonably considered to generate meaningful and usable results. When reasonable assumptions are made instead, much greater confidence in moderate economic losses due to climate change, which can be estimated (with standard economic models) to have an expected cost of around 2% of GDP for a doubling of CO₂.

Summary

This year's work has centred around four themes: modelling uncertainty in model simulations; using information from the past to decrease uncertainty about the future; development of efficient sampling strategies; application of Bayesian probability to the problem of climate change. Considerable progress has been made with several papers now submitted or in revision, while several projects are at an intermediate stage and we expect further results to be forthcoming on these over the next year, as well as development of further work in-line with IPCC goals.

Papers and International meetings

International meetings

Studying Uncertainty in Palaeoclimate Reconstruction: a network (SUPRAnet): Melting pot workshop, Sheffield 23-27 June 2008. Mostly a discussion workshop, with break-out groups, and planning for future areas of research in uncertainty related to paleo-climates. J.C. Hargreaves and J.D. Annan both invited

PMIP2 workshop, Estes Park, 14-19 September, 2008

"The mid-Holocene, does it matter", J.C. Hargreaves, J.D. Annan, A.Abe-Ouchi, R. Ohgaito "Prospects for Paleoclimate Resconstruction: combining models and data to better estimate climate states", J.D. Annan and J.C. Hargreaves

Papers

J.C. Hargreaves and J.D. Annan, The importance of the mid Holocene for improving predictions of future climate change. Submitted to GRL, 2009.

M. Abe, H. Shiogama, J. C. Hargreaves, J. D. Annan. Multi-model assessment for correlation between inter-model similarities of climate change projection and present mean climate. Submitted to GRL, 2009.

T. Yokohata, M Webb, M Collins, K Williams, M. Yoshimori, J. C. Hargreaves and J. D. Annan Structural similarities and differences in climate responses to CO2 increase between two perturbed physics ensembles by general circulation models. In revision, Journal of Climate, 2009.

J.D. Annan and J.C. Hargreaves. On the generation and interpretation of probabilistic estimates of climate sensitivity. In revision, Climatic Change. 2009.

J.C. Hargreaves and J.D. Annan, Comment on 'Aerosol radiative forcing and climate sensitivity deduced from the Last Glacial Maximum to Holocene transition', by P. Chylek and U. Lohmann, In press CP, 2009.

G.-K. Plattner, R. Knutti, F. Joos, T. F. Stocker, W. von Bloh, V. Brovkin, D. Cameron, E. Driesschaert, S. Dutkiewicz, M. Eby, N. R. Edwards, T. Fichefet, J.C. Hargreaves, C. D. Jones, M. F. Loutre, H. D. Matthews, A. Mouchet, S. A. Mueller, S. Nawrath, A. Price, A. Sokolov, K. M. Strassmann, and A. J. Weaver, Long-term climate commitments projected with climate - carbon cycle models, Journal of Climate, 21, (12), 2721-2751, 2008.

Additional References:

J.D. Annan, J.C. Hargreaves, R. Ohgaito, A. Abe-Ouchi, S. Emori. Efficiently constraining climate sensitivity with paleoclimate simulations. SOLA Vol 1 pages 181-184, 2004

J. D. Annan, J. C. Hargreaves, R. Ohgaito, A. Abe-Ouchi, and S. Emori. Efficiently constraining climate sensitivity with paleoclimate simulations. SOLA, 1:181–184, 2005.

P. Braconnot et al. Results of PMIP2 coupled simulations of the mid-Holocene and Last Glacial maximum, part 1: experiments and large-scale features. Clim Past, 3(2):261–277, 2007

J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. Van Der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C. A. Johnson. Climate Change 2001: Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, 2001

T.C.K. Lee, Zwiers, F.W., Hegerl, G.C., Zhang, X. and Tsao, M. A Bayesian Climate Change Detection and Attribution Assessment Journal of Climate 18(13), 2429--2440 (2005)

J.M. Murphy, D.M. Sexton, D.N. Barnett, G.S. Jones, M.J. Webb, M. Collins, D.A. Stainforth, Quantification of modelling uncertainties in a large ensemble of climate change simulations. Nature, 430(7001):768-72, 2004.

National Research Council NRC. Carbon Dioxide and Climate: A SolicenAvissessment . National Academy Press, Washington, DC, 1979.

R. Ohgaito and A. Abe-Ouchi. The role of ocean thermodynamics and dynamics in Asian summer monsoon changes during the mid-Holocene. Climate Dynamics, 29(1):39–50, 2007.

D.A. Stainforth, T. Aina, C. Christensen, M. Collins, N. Faull, D.J. Frame, J.A. Kettleborough, S. Knight, A. Martin, J.M. Murphy, C. Piani, D. Sexton, L.A. Smith, R A. Spicer, A.J. Thorpe, and M.R. Allen. Uncertainty in the predictions of the climate response to rising levels of greenhouse gases. Nature, 433:403-406, 2005.

P. Walley. Statistical Reasoning with Imprecise Probabilities. Chapman and Hall, 1991.

e.2.2 簡略気候モデル(EMIC)を用いた長期気候変化予測の不確実性定量化 担当機関:地球環境フロンティア研究センター 研究者名:立入 郁

(1) はじめに

サブテーマ2:「階層的モデル実験による長期気候変化予測の不確実性定量化」の一部として、 本研究では、簡略気候モデル(MIROC-lite, Oka *et al.* (2001))を用いた解析を行っている。 特に、我々が研究対象としているような長期の予測においては、初期条件その他に起因するも のと比較してパラメータの不確実性に起因する出力の不確実性が重要になるため、そこに焦点 を当てている。解析対象モデルとしてはMIROC-liteに加え、陸域植生モデル(Sim-CYCLE(Ito and Oikawa, 2002)およびVISIT)を用いた。

(2) 簡略気候モデル(MIROC-lite)のパラメータ不確実性

異なるモデルを用いた解析例であるEdwards and Marsh (2005)やモデル開発者の意見などを 考慮し、摂動対象とするパラメータおよびその摂動範囲を表1のように定めた。

No.	Ocean	Unit	Default	min	max	axis
1	AHI(isopycnal diffusion)	cm2/s	1.0d7	0.5d7	5d7	log
2	AHG(GM thickness diffusion)	cm2/s	7.0d6	1d6	10d6	log
3	AHV (Coeff. Vertical eddy diffussivity)-S	cm/2	0.1	0.05	0.2	real
4	AHV-A	m		500	2000	real
5	AHV-B	m		500	2000	real
6	AHV-C	cm2/s	(3.0)	1	10	log
7	AMH(Horizontal viscosity coeff)	cm2/s	5.0d9	1.5d9	15d9	log
8	AMV(Vertical viscosity coeff)	cm2/s	1.0-56	(0.3)*	(3.0)*	log
	Atmosphere					
9	AKH(Heat diffusion)	m2/s	1.5d6	1.0d6	3.0d6	real
10	AKQ(Vapor diffusion)	m2/sK	1.8d6	0.2d6	20.0d6	log
11	HQAX/HQAY(Vapor scale height)	m	7.2d2	5.4d2	9.0d2	real
12	FWRATE(ratio to Oort's values)	(none)	1.0	(0.5)**	(2)**	real
	Sea ice					
13	P0 (strength of ice)	(none)	5.d4	1.5d4	15d4	log
14	HIMIN (Min. sea ice depth)	cm	10.d0	10d0	30 d0	real
15	AMAX (Max. ice concentration)	(none)	1.d0	0.95	1.0	real

表1 MIROC-liteの摂動パラメータとその範囲

*: AMV0 value is used as multiplier of the default value(s) **: ratio to the Oort's (1983) values このうちAHVについては、モデルの基本設定では双曲型正接関数を用いて

 $0.1 + 0.9 \times (1 + \tanh \frac{-z - 1500}{750}) \text{ for } z > -1500$ $-1 + 2 \times (1 + \tanh \frac{-z - 1500}{2000}) \text{ for } z < -1500$

となっている(Hasumi, 2007)が、この関数形は一意的に決まるものではなく、許容 されるものの中の一つに過ぎない。そのため、ここではこの関数形自体の不確実性を 考慮して、以下のようにS, A, B, Cの四つ のパラメータによって決まる関数を用いた。 AHV = S(z \geq A)、

C $(z \leq A+B)$

SとAを線形関数でつなぐ



(1)

 $(A+B<_Z<A)$

式(1)(2)の与える関数の形を図1に示す。曲線がCOCOで用いられている関数形であり、折れ線が本実験で用いられた関数(S=0.1, A=-1500, B=-2500, C=2.7を例示している)である。

(2)

なお、本実験における空間解像度は6°×6°(海洋15層)であり、 CO_2 濃度は370 ppm (2000 年時点を仮定)であった。また、計算には海洋研究開発機構のSGI Altix 4700を使用した。

全アンサンブルメンバー300のうち途中で発散したものを除いた159について、重要な変数で ある気温、比湿、海水温、海水塩分濃度に注目し、NCEP/NCAR再解析データ、WOA98データと比 較した。海水温、海水塩分濃度は、深さで4つの層に区分(0-50, 50-600, 600-2000, 2000-5500m) して別個に評価した。

気温、比湿、そして表層(0-50m深)海水温については、表1の設定下では相当程度大気の熱 拡散係数(AKH)に支配され(図2に気温・比湿の例を示す)、その他のパラメータの影響は顕著 ではなかった。50m以深の海水温についてもAKHの影響が最も強いが、次いで水蒸気拡散係数 (AKQ)の影響もみられた。一方、海水塩分に対してはAKHの影響はさほど強くなかった。図3 に各層の塩分に最も特徴的なパラメータとの関係を示す。



図2 熱拡散係数と気温(左)・比湿(右)の関係。各メンバーとデフォルトの全球平均値、 バイアス除去前(RMSE)、バイアス除去後(RMSE w/o bias)のNCEPデータからのRMSE



図3 第一~四層における海水塩分濃度に影響を与えるパラメータとの関係-(a) 第一層 (0-50m)における大気の水蒸気係数との関係、(b) 第二層(50-600m)における淡水フ ラックス調節係数との関係、(c) 第三層(600-2000m)における大気の水蒸気拡散係数と の関係、(d) 第四層(2000-5500m)における鉛直拡散係数を決める係数Aとの関係。バイ アス除去前(RMSE)、バイアス除去後(RMSE w/o bias)のWOAデータからのRMSE、デフォ ルトのRMSE, RMSE w/o biasを示す。

次に、ここで考慮した全ての変数についてのNCEP/WOAデータからの誤差を用いて総合的な再 現性評価を行った。ここでは、各変数(海水温・塩分については各4層を別々に扱い、気温・ 比湿と合わせて10変数での評価とした)について、NCEPまたはWOAデータからの平均二乗誤差 (MSE)をデフォルトラン(とNCEP/WOA)のMSEで除した比を算出し、10変数について平均を取 った値(以下total cost)で比較した。各パラメータとtotal costの関係をみると、パラメー タ別の結果からも予測されることであるが、AKHの効果が最も大きく、次いでAKQ、FWRATEとの 関係がみられた(図4)。



図5 大西洋の子午面循環の流線関数の最大値と影響の大きいパラメータとの関係 左-大気の水蒸気拡散係数、中央-淡水フラックス調整係数、右-鉛直拡散係数を決 める係数Aとの関係を示す(青い菱形-各メンバー、茶色の四角-デフォルト。係数A はデフォルトでは使われていないため、右図のみ四角は示されていない)。

次に、大西洋深層循環(AMOC)との関係をみた。流速から計算された大西洋の子午面流線関数の最大値(以下MAMOC)について、各パラメータやtotal costとの関係を調べた。MAMOCに影響を与えるパラメータは、大気熱拡散係数および淡水フラックス調節係数、鉛直拡散係数を決める係数Aなどであった(図5)。MAMOCとtotal costの関係(図6)をみると、20 Svあたりに最もtotal costが小さい(つまり再現性がいい)メンバーがみられ、13Sv以下や25Sv以上ではデフォルトより再現性のいい(total score < 1)メンバーがなくなる。

最後に、MAMOCの確率分布を図7に示す。重みづけがない場合には、20-22Svにピークを持ちつ つもばらつきが大きいが、Murphy et al. (2004) にならってexp(-0.5*(total cost)²)で重み づけをすると、18-20Svがピークとなり、かつ16-24Svに分布が集中する。



図6大西洋の流線関数の最大値とTotal costの関係 図7 大西洋の流線関数の最大値のヒストグ ラム (重みづけなし、および exp(-0.5*(total cost)²)で重みづけした 場合)

表2 Sim-CYCLEの摂動パラメータとその範囲

No.	Paramters	Unit	Default
1	pmax: maximum photosynthesis rate	μ molCO2/(m2s)	8.0-13.5*
2	lue: light use efficiency	mol CO2/(mol photon)	0.05
3	If: coefficients of leaf life expectancy	(fraction)	1.23-3.20d-3*
4	rmf: specific maintenance respiration rate at 15 degC	mg C∕(g C day)	1.25-1.62*
5	kmci: dependence of photosynthesis on intercellular CO2 concentration	ppmv	10.0-40.0*
6	tmin: minimum temperature for photosynthesis	deg C	-5.0-11.0*
7	sla: specific leaf area	cm2/(g dry matter)	110-170*
8	soil1:1st parameter for the temperature-dependence of soil decompositior	K	308.56
9	soil2: 2nd parameter for the temperature-dependence of soil decompositio	К	46.02
	*: vegetation-type dependent		

(3) 陸域植生モデルのパラメータ不確実性

3-1 Sim-CYCLE

MIROC-liteと同様に、陸域生態系モデルSim-CYCLEについても同様のパラメータ不確実性解析 を行った。ここでは最大光合成速度 (pmax)、光合成の光利用効率 (lue)、葉の寿命の係数 (lf)、 葉の維持呼吸 (rmf)、光合成のCO₂応答 (kmci)、光合成の低温応答 (tmin)、葉の比葉面積 (厚 さ、sla) および土壌の分解 (呼吸)の温度応答を決める2つのパラメータ (後述)、の合計9つ のパラメータについて、default値の0.5~1.5倍に摂動させた (表2)。

Sim-CYCLEでは、土壌分解の温度依存性を評価する際、Lloyd and Taylor (1994)によって提 案された以下の式を用いている。

$$F_{HR}(TS) = \exp[308.56(\frac{1}{56.02} - \frac{1}{TS + 46.02})]$$
(3)

ここで、 F_{HR} (TS), TSはそれぞれ土壌分解に対する温度の効果、土壌温度を示す。(3)式中の 308.56、46.02がここで摂動させた二つのパラメータである(それぞれsoil1, soil2とする)。 MIROC-liteの場合と同じく、9つのパラ メータは同時に摂動させられており、考 えているパラメータ空間上で一様とな るようにパラメータセットを発生させ た。(アンサンブルメンバーの数は300)。 このまま1,000年ランさせた時の収束値 を調べた。温暖化へのフィードバックの 強さを左右する生態系全炭素貯蔵量に 注目すると、各パラメータセットによる 収束値の差は3ケタのオーダーで広がっ ており、最も影響の大きいパラメータは 葉の寿命の係数であった(図8)。



図8 葉の寿命の係数(1f)と生態系全炭素貯蔵 量の関係(平衡時)

3-2 VISIT

Sim-CYCLEの後継モデルであるVISITについても同様のパラメータ不確実性解析を行った。摂動したパラメータはSim-CYLEと同様である(モデル・シナリオはMIROC-MED A1B Run1、アンサンブルメンバーの数は300)。

VISITでは、まず安定した平衡が得られるまでスピンアップを繰り返し、安定したところで気 候データ・気候モデルの出力を用いて1900年から2100年までの計算が行われる。計算終了時点 (2100年)での生態系全(植物+土壌)炭素貯蔵量に大きな影響を与えるものは、Sim-CYCLE で挙げられた1fの他、slaとsoi12であった(図9)。



図9-2100年時点の生態系全炭素貯蔵量と1f, sla、soi12の関係(横軸の値はデフォル ト値との比を示す) このうち、slaは主に植物の炭素貯蔵量、soi12は主に土壌の炭素貯蔵量への影響を通して生 態系全炭素貯蔵量へ影響を与えており、lfはこれらの両方に影響を与えていた。これらの影響 のうち、系が安定してspin-upが終わった時点(つまり1900年からの計算がスタートする時点) に既に表れているものを除き、spin-up後実際に計算が行われる1900-2100年の変化をみると、 soi12の影響はさほど顕著ではなく、slaのほか、lueやpmaxの影響が強かった(図10)。これら は、主に植物の炭素貯蔵量に影響を与えるものであり、土壌の炭素貯蔵量への影響が大きいも のは、lfとsoil1であった(図11)。



図10 VISITシミュレーションにおける、1900-2100年の生態系全炭素貯蔵量変化と lue, sla, pmaxの関係(茶色の四角はデフォルト)



図11 VISITシミュレーションにおける、1900-2100年の土壌炭素貯蔵量変化と soil1, soil2の関係(茶色の四角はデフォルト)

(4) 簡略気候モデルと陸域植生モデルの「緩やかな」結合

二酸化炭素(CO₂)濃度上 昇と温暖化に伴う海洋・陸 域の炭素吸収量の変化は、 気候一炭素循環のフィー ドバックの強さを決め、ひ いては温暖化の程度を決 める重要な要素である。こ れを調べるための代表的 な手法は、大気・海洋モデ ルに陸域・海洋生態系モデ ルなどを結合した地球シ ステムモデル(ESM)であ



図12 「緩やかな」結合モデルの全体図

るが、この中に含まれる膨大なパラメータの多くはそれぞれ不確実性を持っており、その影響 を定量的に調べることは、ESMによる(特に長期間の)将来予測の信頼性を考える上で非常に重 要である。

パラメータ不確実性を調べるための最も標準的な方法は、複数のパラメータを同時に摂動さ せて出力の違いを調べるマルチパラメータ・アンサンブルであるが、GCMをベースにしたESMで は計算量が大きくなるため、アンサンブルメンバーの数は不十分なものになってしまい、結果 としてアンサンブル実験の有効性は限定的なものになってしまう。

これまで筆者らは、簡略気候モデルの利用によって計算量を抑え、アンサンブルメンバーの 数を増やすという考え方で、まず簡略気候モデルと陸域植生モデルそれぞれについてマルチパ ラメータ・アンサンブルを行い、重要なパラメータを摂動させた際の出力の違いを調べてきた。 しかし、特に炭素循環を考える際には、大気が簡略化されているために陸域の降水量の再現性 があまりよくないという簡略気候モデルの問題が無視できないものとなる。

そこで我々は、簡略気候モデルの問題点を補いつつ、GCMのパラメータ不確実性を効率的に調べることができる手段として、過去のGCM実験の出力を利用した"緩やかな"結合システムを構築した(図12)。

このシステムでは、まずGCM(ここではMIROC低気候感度版)の年率1%(複利)CO₂濃度増加実 験の出力データを用意しておき、簡略化気候モデル(ここではMIROC-lite(ML)を使用)と陸 域植生モデル(Sim-CYCLE(SC))をあらかじめスピンアップしておく。次に以下の(1)から(5) を必要年数分繰り返す。(1) CO₂濃度を与え、MLを1年間走らせる。(2)MLの出力について年平均 地表面気温を計算する。(3)(2)で計算された値に最も近い年平均地表面気温を持つ年のGCMの出 力データをデータベースから取り出す。(4)(3)のデータを用いてSCを1年間走らせる。(5)この1 136 年における陸域生態系の全炭素貯蔵量の変化をフィードバックとして考慮し、排出量シナリオ と合わせて翌年の大気CO2濃度を計算する。

このシステムによる計算速度はSGI Altix4700で100年間の計算が約80分(但し、海洋生態系 を考慮しない場合)と速く、この面でのアドバンテージが示された。また、計算結果について も、MIROCベースのESMの結果と定性的に矛盾しない結果を得た。但し、温度上昇がMIROCと比較 して小さく、これはMLのデフォルトにおける気候感度が小さいためと考えられた。



図13係数Cを用いた気候感度の調節



図14気候感度調節後のMIROC-lite (ML)と MIROCの全球平均地表面気温の変化(1% 漸増実験)

この違いを調整するため、MLの気候感度(2.3K)をMIROC低感度版の気候感度(4.0K)に合わせる チューニングを、outgoing longwave radiation (OLR)の式に新たな項を付加することで行っ た(4式の3行目)。

OLR=A+B*T

-5.35*log(pCO₂/280) +C*(SAT-SATc)



ここで、A, B, Cは係数、Tはそのグリッドの気温、SATはその時点の全球平均気温、SATcはコ ントロールラン(デフォルト)の平衡時全球平均気温、pCO₂は大気CO₂濃度。図13にみるように、 IPCCの第四次報告書で確率が高いとされた気候感度1.5~4.5Kについては、係数Cを変化させる ことで実現することができる。また、気候感度を調節することによって、大気CO₂濃度増加時の MIROCの温度応答をよく再現できた(図14)。 このモデル(気候感度調節後)を用いた場合、陸域植生のフィードバックを考慮した場合と 考慮しない場合のCO2濃度1%漸増実験(100年間)違いを図15に示す。

図15のように、植生のフィードバックによる温暖化の促進が表現されているが、少なくとも 100年目までは、陸域植生はシンクのままで、ソースに転じることはなかった。

また、GCM (MIROC) ベースでなされた安定化シナリオ実験 (Miyama and Kawamiya, submitted) との比較も行い、定性的には許容できる結果を得ている。



図15 陸域植生の炭素循環の気候へのフィードバックを考慮した場合(cpl)と考慮し ない場合(uncpl)の全球平均気温(左)及び陸域生態系全炭素貯蔵量の変化(1% 漸増実験時)

f 考察

以上に見たように、気候モデル、陸域生態系モデルともに、パラメータに起因する不確実性 が無視できない程度存在する。引き続き、それぞれのモデルを対象としたより詳しい分析を行 うとともに、気候モデルと陸域植生モデルを結合した際のパラメータ不確実性についても調べ ていく予定である。

簡略モデルの降水量再現性の問題については、2次元の大気ではそもそも困難であることを考慮し、過去のGCMデータを援用することで回避することとした。「緩やかな」結合モデルでは、現在海洋の炭素循環が考慮されていないので、これを考慮できるように現在作業を進めている。

g 引用文献

Edwards, R. L., and R. Marsh (2005), Uncertainties due to transport-parameter sensitivity in an efficient 3-D ocean-climate model, Climate Dynamics, 24, 415-433.

Ito and Oikawa (2002): A simulation model of the carbon cycle in land ecosystems 138

(Sim-CYCLE): a description based on dry-matter production theory and plot-scale validation, Ecological Modelling 151, 143-176.

- Hasumi H. (2007), CCSR Ocean Component Model COCO ver. 4 (http://www.ccsr.u-tokyo.ac.jp/~hasumi/COCO/coco4.pdf)
- Lloyd, J. and Taylor, J. A. (1994), On the temperature dependence of soil respiration, Functional Ecology, 8, 315-323.
- Miyama and Kawamiya (submitted): Estimating allowable carbon emission for CO2 concentration stabilization using a GCM-Based Earth system model
- Murphy, J. M. et al. (2004): Quantification of modelling uncertainties in a large ensemble of climate change simulations. Nature 430, 768-772
- Oka et al. (2001): Stabilization of thermohaline circulation by wind-driven and vertical diffusive salt transport, Climate Dynamics, 18, 71-83.
- Oort A. H. (1983), Global atmospheric circulation statistics, 1958-1973, NOAA Prof Pap14.

h 成果の発表

口頭発表(全てポスター)

- Tachiiri, K., Oka, A., Hargreaves, J. C., Annan, J. D. and Kawamiya, M. (2008) MIROC-lite: a new EMIC based on MIROC, EGU General Assembly, EGU2008-A-03170, 2008.4.13-18, Vienna.
- 立入 郁、Julia C. Hargreaves, 岡 顕、James D. Annan, 河宮未知生(2008): 簡略気候モ デルMIROC-liteを用いたパラメータ不確実性解析、日本気象学会2008年度秋季大会, P339, 2008.11.19-21, 仙台.
- Tachiiri, K., Hargreaves, J. C., Oka, A., Annan, J. D. and Kawamiya, M.: Parameter uncertainty analysis using an EMIC and a terrestrial vegetation model, AGU Fall meeting, GC31A-0720, 2008.12.15-19, San Francisco. (2009年2月18-20日の革新プログ ラムワークショップでも再掲)

e.2.3 温暖化に伴って深刻化する大気汚染の予測不確実性の評価 担当機関:地球環境フロンティア研究センター 研究者名:伊藤 彰記

1. 緒言

気温上昇に対するオゾン濃度上昇を正確に予測することは、温暖化に伴って深刻化する大気 汚染への影響、いわゆる「climate change penalty」を評価する上で重要である。しかしなが ら、気候変動に対するモデル予測の応答には大きな不確実性が伴っている。過去の研究により、 植物起源のイソプレン発生量とイソプレンから生成される有機硝酸エステル類(isoprene nitrate)に関する化学反応機構がモデルによるオゾン生成の不確実性に強く関与していること が示唆された(例えば、*Ito et al.*, 2007; *Wild*, 2007; *Wu et al.*, 2007)。植物起源のイソ プレン発生量に対する気候変化の影響を考慮に入れた場合、例えば、合衆国南東部における地 表面付近のオゾン濃度の将来予測には重大な不確実性が伴っている(例えば、*Wu et al.*, 2008)。 そこで、全球化学輸送モデルを用いて、気温上昇に対する植物起源発生量と大気化学反応の応 答の違いが大気質濃度変動へ与える影響を評価する。特に、汚染地域付近において植物起源発 生量がオゾン濃度変化へ与える影響に着目する。

2. Materials and methods

For this study, we use a 3-D chemical transport model [Rotman et al., 2004; Ito et al., 2007, 2009]. The different simulations performed in this study are summarized in Table 1. To assess the effects of increases in temperature on the chemical composition of the atmosphere, we consider the change in both the reaction rate coefficients (subsection 2.1.) that depend on temperature and the BVOC emissions (subsection 2.2.) to perturbations of temperature throughout the troposphere. A fixed uniform change of temperature is useful to investigate each of these parameters separately so that the effects of each as well as the synergy can be determined. This would help identify the major factors that could have an effect on air quality as temperature changes. To assess the uncertainties in the model response, we examine the sensitivity of 0_3 , its precursors, and its production to the treatment of the recycling of NO_x from isoprene nitrates (subsection 2.3.) and to the model resolution (subsection 2.4.).

2.1 Effects of Temperature on Chemistry

The effects of temperature on oxidant photochemistry are examined by applying globally uniform changes in temperature (± 5 K) to the chemical reaction rate coefficients only after *Wild* [2007]. Increased temperatures affect chemical reaction kinetics and thus 0_3 140

production and loss rates. The reactions responsible for this temperature effect are mainly associated with the chemistry of peroxyalkyl nitrates such as peroxyacetyl nitrate (PAN, $CH_3C(0)O_2NO_2$), because thermal decomposition is the main loss reaction for these compounds [*Carter et al.*, 1979].

2.2 Effects of Temperature on Emissions

The effects of temperature on BVOC emissions are examined by applying a perturbation based on changes in temperature (± 5 K) to the calculation of BVOC emission rates. The BVOC whose emission is sensitive to temperature include isoprene, ethene, propene, terpenes, acetone and methanol. Our estimates of isoprene emission range from 270 (-5 K) to 940 TgC a⁻¹ (+5 K).

2.3 Effects of NO_x Recycling From Isoprene Nitrates

The response of O_3 to a change in temperatures is sensitive to the NO_x recycling rate from the oxidation products of biogenic emissions, which are related to the temperature. The treatment of the recycling of NO_x when isoprene nitrates and nitrates from the oxidation of terpene react with OH and O_3 is varied from 0% to 40% to 100% following *Horowitz et al.* [2007].

2.4 Effects of Model Resolution

The response of 0_3 to the NO_x recycling rate is influenced by the model resolution when biogenic emissions are mixed with anthropogenic sources within the same coarse grids. We examine the sensitivity of 0_3 , its precursors, and its production to horizontal resolution by running the model at three different horizontal resolutions: low resolution $(4^\circ \times 5^\circ)$, middle $(2^\circ \times 2.5^\circ)$ and high $(1^\circ \times 1^\circ)$. The middle and high resolutions used here may be comparable with those used by *Wild and Prather* [2006] at T42 (2.8° × 2.8°) and T106 (1.1° × 1.1°) resolution for March and April 2001.

Simulation	Run Name	Isoprene Emission	NO_{x} Recycling, %	Resolution
1	L ^a _0	500	0	$4^{\circ} \times 5^{\circ}$
2	L_40	500	40	$4^{\circ} \times 5^{\circ}$
3	L_100	500	100	$4^{\circ} \times 5^{\circ}$
4	$L_0_P^b E^c$	940	0	$4^{\circ} \times 5^{\circ}$
5	$L_0_M^dE$	270	0	$4^{\circ} \times 5^{\circ}$
6	L_40_PE	940	40	$4^{\circ} \times 5^{\circ}$
7	L_40_ME	270	40	$4^{\circ} \times 5^{\circ}$
8	L_100_PE	940	100	$4^{\circ} \times 5^{\circ}$
9	L_100_ME	270	100	$4^{\circ} \times 5^{\circ}$
10	$L_0_PC^e$	500	0	$4^{\circ} \times 5^{\circ}$
12	L_O_MC	500	0	$4^{\circ} \times 5^{\circ}$
13	L_40_PC	500	40	$4^{\circ} \times 5^{\circ}$
13	L_40_MC	500	40	$4^{\circ} \times 5^{\circ}$
14	L_100_PC	500	100	$4^{\circ} \times 5^{\circ}$
15	L_100_MC	500	100	$4^{\circ} \times 5^{\circ}$
16	$L_0_PEC^f$	940	0	$4^{\circ} \times 5^{\circ}$
17	L_O_MEC	270	0	$4^{\circ} \times 5^{\circ}$
18	L_40_PEC	940	40	$4^{\circ} \times 5^{\circ}$
18	L_40_MEC	270	40	$4^{\circ} \times 5^{\circ}$
19	L_100_PEC	940	100	$4^{\circ} \times 5^{\circ}$
20	L_100_MEC	270	100	$4^{\circ} \times 5^{\circ}$
21	M^{g}_{40}	500	40	2° ×
				2. 5°
22	H^h_40	500	40	$1^{\circ} \times 1^{\circ}$
23	H^h_100	500	100	$1^{\circ} \times 1^{\circ}$

Table 1. Summary of Different Simulations Performed in This Study

^aLow resolution (4° $\,\times\,$ 5°).

^bTemperature increase (+5 K) applied to chemical reaction rate coefficients and/or biogenic volatile organic compound (BVOC) emissions.

^cBVOC emission perturbation.

^dTemperature decrease (-5 K) applied to chemical reaction rate coefficients and/or BVOC 142

emissions.

^eChemical reaction rate coefficient perturbation.

^fBVOC emission and chemical reaction rate coefficient perturbations.

 $^{\rm g} {\rm Middle}$ resolution (2 $^{\circ}~~\times~2.5^{\circ}$).

^hHigh resolution (1° \times 1°).

3. Results and discussion

3.1 Global Ozone Budget

The results of the sensitivity studies for the low resolution simulations (No. 1-20) listed in Table 1 are shown in Figure 1. In the analysis of the global O_3 budget, " O_3 " represents " $O_3 + NO_2 + 2 \times NO_3 + PAN + MPAN + HNO_4 + HNO_3 + 3 \times N_2O_5 + npan". The lifetime of <math>O_3$ is determined from its chemical removal and deposition rates. In subsection 3.1.1 and 3.1.2, we investigate each of these parameters separately. In subsection 3.1.3, we examine the combined effect of these parameters. In subsection 3.1.4, we explore the sensitivity to model resolution.

3.1.1 Sensitivities to BVOC Emissions and NO_x Recycling

The response of the calculated O_3 budget to the perturbation of BVOC emissions due to temperature changes is sensitive to the treatment of the recycling of NO_x . Increased recycling of NO_x from isoprene nitrates provides a direct increase in the model mixing ratios of both NO_x and organics (which are also recycled), which lead to increased O_3 formation and thus its burden from 330 Tg for (L_0) to 370 Tg for (L_100). Higher NO_x recycling could transport more NO_x to remote regions than lower recycling, because the former does not remove NO_x efficiently over isoprene-emitting regions (see Section 3.2 for further discussion).



Figure 1. The relationship between the tropospheric burden of O₃ and its lifetime from chemical removal and deposition from the results of the sensitivity studies listed in Table 1. The black line represents the sensitivity to the assumed recycling of NO_x from isoprene nitrates. The red lines denote the sensitivity to changes in both chemical reaction rate coefficients and emissions from changes in temperature. The blue lines indicate the sensitivity to changes in emissions from changes in temperature. The green lines show the sensitivity to changes in chemical reaction rate coefficients from changes in chemical reaction rate coefficients from changes in temperature. The circle represents results for a temperature increase (+5 K) applied to the chemistry and/or emissions. The square represents results for a temperature decrease (-5 K) applied to the chemistry and/or emissions. PC and MC represent temperature increase (+5 K) and decrease (-5 K), respectively, applied to chemical reaction rate coefficients. PE and ME represent temperature increase (+5 K) and decrease (+5 K) and decrease (+5 K) and decrease (+5 K) and decrease (+5 K), respectively, applied to emissions. PCE and MCE represent temperature increase (+5 K) and decrease (+5 K) and decrease (+5 K) and decrease (+5 K), respectively, applied to chemical reaction rate coefficients and emissions. PCE and MCE represent temperature increase (+5 K) and decrease (+5 K) and decrease (-5 K), respectively, applied to chemical reaction rate coefficients and emissions.
Stevenson et al. [2006] showed the large spread in 0_3 burden (274-407 Tg) among 25 atmospheric models, although it is not clear how many previous studies have included the isoprene nitrate chemistry. Wild [2007] did not include isoprene nitrates in the simplified hydrocarbon oxidation scheme and showed that differences in isoprene emissions (220-630 TgC a⁻¹) might account for 20 Tg in O₃ burden. Wu et al. [2008] used 0% NO_x recycling with the yield of Sprengnether et al. [2002] and showed little changes in 03 burden (315-319 Tg) by varying the isoprene emissions (0-400 TgC a⁻¹). The effect of increased isoprene emissions from 270 to 940 TgC a^{-1} on the increase in O_3 burden depends critically on the assumed treatment for the fraction of NO_x recycled and ranges from 17 Tg for (L_0_PE) - (L_0_ME) to 57 Tg for (L_100_PE) - (L_100_ME). This interrelationship can be explained by the synergy between additional BVOC and increased ambient NO_x associated with recycling [McKeen et al., 1991; Tao et al., 2003]. As BVOC emissions are increased, ambient NO_x in biogenic source regions is increased with increasing the NO_x recycling due to the increasing the organic nitrates except XNITR. The increase in O_3 is driven largely by the increased role of PAN as a transporter of NO_x and the rerelease of NO_x from isoprene nitrates is determined by the recycling fraction of NO_v. This increases the transport of NO_x to the remote troposphere [e.g. Singh et al., 1998, 2000], which increases the overall net production of O_3 because O_3 production in the remote troposphere is more efficient [e.g. Liu et al., 1987].

The slope of the lifetime vs. 0_3 burden due to the effect of a temperature increase on the BVOC emissions is smaller when the recycling of NO_x is lower. The steeper slope represents a higher chemical production of 0_3 . Increases in BVOC emissions lead to increased net chemical 0_3 production for (L_40_PE) - (L_40) (17 Tg a⁻¹) and (L_100_PE) - (L_100) (58 Tg a⁻¹) recycling of NO_x but decreased net production for (L_0_PE) - (L_0) (-2 Tg a⁻¹). The slope for the low recycling of NO_x due to the effects of a decrease in temperature of -5 K on emissions is steeper than that due to an increase of +5 K. *Wu et a1.* [2007] found that net chemical 0_3 production became saturated for non-methane volatile organic compounds (NMVOC) emissions in the range of 200 and 500 (Tg C a⁻¹). This is consistent with our results. A further increase in the BVOC emissions to 940 (Tg C a⁻¹) changes the sign of the net chemical production. These results indicate that a lower recycling fraction for NO_x introduces a larger chemical loss rate for 0_3 for the effect of a temperature increase of 5 K on BVOC emissions. However, the 0_3 burden (17 Tg 0_3) is increased for (L_0_PE) - (L_0_ME), mainly because the wet deposition of HNO₃ (-13 Tg 0_3 a⁻¹) is decreased.

3.1.2 Sensitivity to Chemical Reaction Rate Change due to Temperature Increases

The effect of changes in chemical reaction rates due to increased temperatures by 5 K causes slight decreases (-8 to -9 Tg) in the total tropospheric O_3 burden in our model. Previously, *Sillman and Samson*, [1995] suggested that total tropospheric O_3 would decrease in this case because precursors are processed and removed more rapidly in polluted regions, where the O_3 production efficiency per NO_x molecule is lower. *Wild* [2007] showed that the tropospheric burden of O_3 dropped by less than 1% for a temperature rise of 5 K on oxidant photochemistry. Most of the decreases in O_3 are seen in the FT (global averaged differences for (L_40_PC) - (L_40) are -1.1 ppb in FT vs. -0.5 ppb in surface air) and remote sites where NO_x from the decomposition of PAN affects O_3 due to the higher O_3 production efficiency per unit NO_x (OPE) in these regions. On the other hand, the effect of increased temperatures on chemistry leads to increased O_3 in source regions (see Section 3.2).

Here, we find that the change in the 0_3 burden due to the change in reaction rate coefficients associated with a temperature change is largely independent from the assumed N0_x recycling fraction, in contrast to the BVOC emission response. Gross chemical 0_3 production decreases (-13.6 Tg a⁻¹) for (L_40_PC) - (L_40) in response to reduced N0_x (the global averaged differences are -1.8 ppt in the FT vs. +1.6 ppt in surface air) resulting from less efficient transport by PAN (as suggested by *Singh et al.*, 1998 and 2000). The decrease in chemical 0_3 production (-23.4 Tg a⁻¹) for (L_100_PC) - (L_100) is larger than that (-6.7 Tg a⁻¹) for (L_0_PC) - (L_0) in response to larger decrease in N0_x (the global averaged differences in the FT are -2.4 ppt for (L_100_PC) - (L_100) vs. -1.4 ppt for (L_0_PC) - (L_0)). However, this is counterbalanced by larger decrease in total loss (-23.5 Tg a⁻¹) for (L_100_PC) - (L_100) than that (-6.5 Tg a⁻¹) for (L_0_PC) - (L_0), which is reflected in larger decrease in the chemical loss via the reaction of 0_3 with OH and photochemical destruction (the global averaged differences in the FT are -1.3 ppb for (L_100_PC) - (L_100) vs. -0.98 ppb for (L_0_PC) - (L_0)).

3.1.3 Sensitivity to Combined Simulations

The effect of changes in chemical reaction rates due to increased temperatures (+5K) causes slight decreases in the total tropospheric O_3 burden (-8 to -9 Tg). Increased emissions of BVOC (+5K), however, lead to increases in O_3 burden (+9 to +34 Tg) and this effect is larger than the net decrease in global O_3 burden. Overall, global mean O_3 increases with temperature (+5K), ranging from 1 Tg for 0% NO_x recycling to 22 Tg for 100%.

Arneth et al. [2007] found that the increase in isoprene emissions induced by temperature and vegetation changes in the next century would be offset when the inhibition of leaf isoprene emissions by increasing atmospheric CO_2 concentration is accounted for in their model. In this case which maintains the isoprene emissions within \pm 15% of present values, the response of O_3 to temperature increase would be insensitive to the uncertainties in the NO_x recycling rate, because the response of the O_3 burden to the change in reaction rate coefficients associated with a temperature change is largely independent from the assumed NO_x recycling fraction. Recently, *Heald et al.* [2009] found that future isoprene emissions increased by more than a factor of two in 2100 (to 1242 TgC a⁻¹) due to temperature and vegetation changes even when the effect of CO_2 inhibition is included. In this case, the response of O_3 to future climate would be sensitive to the uncertainties in the NO_x recycling rate, because the increase in global O_3 burden due to an increase in BVOC emissions depends critically on the fraction of NO_x recycled from isoprene nitrate. The divergence of the future predictions of isoprene emissions highlights the need for further study of the effects of changes in isoprene emissions in the future climate.

3.1.4 Sensitivity to Model Resolution

Model results at the low resolution ($4^{\circ} \times 5^{\circ}$) which use lower recycling fractions for NO_x (between 0% and 40%) compare better with the tropospheric O₃ burden of 335±10 Tg determined by *Wild* [2007] from available O₃ climatologies. However, the global mean O₃ burden for 2001 is 13% smaller at the high resolution (302 Tg) than at the low with the 40% NO_x recycling fraction (340 Tg), reflecting less net chemical O₃ production at the higher resolution. This amount is comparable to the difference in O₃ burden during March and 100% NO_x recycling of isoprene nitrates (40 Tg). The global mean O₃ burden during March and April decreases by 3. 0% as the resolution decreases from 2° × 2. 5° to 1° × 1°, which is comparable to the decrease (-3. 2%) from a resolution change from T42 to T106 calculated by *Wild and Prather* [2006]. Based on the tendency calculated using the low resolution model, the burden is expected to be increased by 8% when 100% recycling of NO_x is assumed rather than 40%. These results suggest that the assumptions of lower BVOC emissions and lower NO_x recycling fractions are not needed for higher resolution simulation to match the burden of O₃ derived by *Wild* [2007].

3.2 Changes in Surface O_3 and its Precursors Due to Increases in Temperature

The sensitivity of surface 0_3 and its precursors to changes in BVOC emissions (subsection 3.2.1) and chemical reaction rates (subsection 3.2.2) due to increases in temperature are analyzed here for July. In subsection 3.2.3, we examine the combined effect of these

parameters.

3.2.1 Sensitivity to BVOC Emissions

The geographical distribution of the changes in isoprene mixing ratios (ppbv) for $(L_40_PE) - (L_40)$ is shown in Figure 2 (a). Enhancements of more than 2 ppbv are found over the main isoprene emitting regions in the temperate and boreal forests. In the tropical forests, the changes reach more than 8 ppbv. The largest changes in tropical forest regions occur because of a large decrease in OH and increase in the photochemical lifetime of isoprene [e.g., *Houweling et al.*, 1998; *Guenther et al.*, 1999]. However, *Lelieveld et al.* [2008] proposed that BVOC oxidation recycles OH efficiently (40-80%) at low NO_x mixing ratios through reactions of HO₂ with organic peroxy radicals (RO₂), based on the aircraft measurements of OH and related species in unpolluted air over the Amazon rainforest, laboratory measurements, and numerical modeling. Subsequently, *Butler et al.* [2008] demonstrated that a recycling of OH of 40-50% was needed to match the model results with the observations, although the resulting high OH concentrations lead to unrealistically low mixing ratios of isoprene.

The change in the PAN mixing ratios (ppbv) are shown for $(L_40_PE) - (L_40)$ in Figure 2 (b). Increases in the surface PAN mixing ratios are calculated over polluted regions (0.1-0.5 ppbv), reflecting increases in the organic compounds available for the PAN formation.

Increased NO_x is especially noteworthy in the desert and semi-desert regions of central Asia and the western U.S. In each of these regions there is an apparent release of NO_x imported from neighboring regions that have high emissions of both anthropogenic NO_x and BVOC. These increases in NO_x occur even with the assumed 40% recycling fraction for NO_x . Over the same regions, smaller NO_x increases (up to 0.03 ppbv) occur in the cases with $0\% NO_x$ recycling, while larger NO_x increases (up to 0.09 ppbv) occur in the cases with $100\% NO_x$ recycling.



Figure 2. The changes in isoprene (a), PAN (b) and NO_x (c) mixing ratios (ppbv) for the difference between the case with increased emissions caused by a 5 degree increase in temperature and the base case, (L_40_PE) - (L_40), in the surface air in July. The white square box in the Figure 2(a) shows the location of UC-BFRS.



Figure 3. The changes in surface O₃ mixing ratios (ppbv) in July due to the difference between the cases with increased emissions caused by a 5 degree increase in temperature (L_O_PE, L_40_PE and L_100_PE) and the base cases (L_0, L_40 and L_100) for the assumption of 0 (a), 40 (b) and 100% (c) recycling of NO_x from isoprene nitrates.

The resulting changes in surface 0_3 mixing ratios due to the effect of a +5 K increase in temperature on emissions are shown for the 0, 40 and 100% recycling fractions for NO_x in Figure 3 (a)-(c). The 0_3 changes due to the effects of +5 K on emissions are larger than those due to -5 K (the global averaged differences are 1.3 ppb for (L_40_PE) - (L_40) vs. -1.1 ppb for (L_40_ME) - (L_40)), because the responses of 0_3 to the temperature changes are subject to the effect of non-linearities in the BVOC emissions which increase exponentially with increasing surface air temperature.

Decreases in surface 0_3 (up to -4.5 ppbv) are found over tropical forests because more isoprene directly reacts with 0_3 to increase its loss and more isoprene nitrates act as a sink of $N0_x$ to decrease its production. Under low $N0_x$ conditions, where 0_3 formation is sensitive to the level of $N0_x$, more $N0_x$ is removed as isoprene nitrates for increased emissions of isoprene as well as other BVOC and more is scavenged as XNITR in the case with a lower recycling fraction for $N0_x$. The largest increases in surface 0_3 (up to 11.4 ppbv) are found near or downwind from polluted areas. These increases occur in two types of locations: (i) source regions in which 0_3 formation is likely to be sensitive to VOC emissions, such as over north China and northern Europe and (ii) downwind locations that have increased $N0_x$ (Figure 2(c)) over the Middle East and central Asia [e.g. *Li et al.*, 2001; *Lelieveld et al.*, 2002; *Wild et al.*, 2004]. Our model results suggest that additional measurements for the downwind regions would be helpful in providing constraints on the temperature response of 0_3 and the recycling fraction for $N0_x$.

The response of O_3 to the effect of increases in temperature on emissions shows that the changes in O_3 are largely determined by the assumed recycling fraction for NO_x . The O_3 increase is larger in the case with higher recycling of NO_x . In the case with 0% recycling of NO_x , O_3 mixing ratios mostly increase (up to 7.3 ppbv) over high- NO_x locations such as Germany, Beijing, Los Angeles, and the New York area. On the other hand, high BVOC emissions regions near polluted areas (e.g. the southeastern U.S.) result in a decrease in O_3 (up to -4.5 ppbv). This result indicates that the increased BVOC emissions near polluted areas efficiently remove O_3 precursors in the case with lower recycling fractions for NO_x . Zhang et al. [2008] used CMAQ [Byun and Schere, 2006] with the CBM-IV chemical mechanism at the horizontal resolution of 36 km and found that the increase in BVOC emissions due to temperature increases caused a decrease in surface O_3 by up to 1 ppb over the southeastern U.S. Their results are consistent with our results using a 0% recycling fraction for NO_x. The lumping approach used in the CBM-IV to reduce the complexity of the degradation schemes for higher hydrocarbons is different from that used in this work. A structural lumping, which groups species according to their bond type is used, as opposed to the molecular lumping approach used in this work, where groups of reactions of entire molecules are combined. *Pöschl et al.* [2000] and *von Kuhlmann et al.* [2004] have discussed the differences between these two approaches and attributed the major cause of differences to the approximate 50% loss of carbon in the initial reaction of isoprene with OH in the CBM scheme. Our results suggest that the more likely cause for the decrease in surface O_3 is the implicit assumption of large losses of NO_x in the CBM scheme, which lumps isoprene nitrate into one organic nitrate. The reaction of organic nitrate with OH in the CBM mechanism yields HNO₃ and thus a 0% recycling fraction for NO_x.

3.2.2 Sensitivity of Chemical Reaction Rates to Temperature Increases

The changes in surface 0_3 mixing ratios due to the effect of changes in chemical reaction rates associated with temperature increases are shown for the 40% recycling fraction for NO_x in Figure 4. Surface 0_3 increases (up to 4.2 ppbv) with increased temperature at most continental surface locations regardless of the assumed NO_x recycling fraction. The response of 0_3 to temperature through changes in the chemical reaction rate coefficients occurs mainly because higher temperatures increase PAN decomposition, and the resulting release of NO_x , HO_x and organics causes increased 0_3 formation [*Carter et al.*, 1979]. *Steiner et al.*, [2006] used CMAQ with SAPRC99 chemical mechanism [*Carter*, 2000] at the horizontal resolution of 4 km and found the average afternoon 0_3 increase from 0-1 ppb (rural) up to 2-4 ppb (urban) due to the effect of 2-3 K increase on chemical reaction rates during summertime. This may be comparable to our results over land areas (0-2.5 ppbv) due to the effect of a 5 K increase on a per-degree basis.

3.2.3 Sensitivity to Combined Simulations

Large uncertainties have been found in the response of surface O_3 over the southeastern U.S, when the effects of climate change on isoprene emissions from the biosphere are considered in modeling experiments [e.g., *Wu et al*, 2008; *Zhang et al.*, 2008]. Our results show decreases in O_3 (down to -2.5 ppbv) for a 0% NO_x recycling fraction but increases in O_3 (up to 10 ppbv) with a 100% recycling fraction and a uniform 5 K increase in

temperature over the southeastern U.S (Figure 5).

The rates of increase of O_3 in polluted source regions due to chemistry and emissions are less than 10 ppbv for 0% and 40% NO_x recycling fractions and are 10-14 ppbv for a 100% NO_x recycling fraction, respectively (Figure 5). A similar analysis by *Steiner et al.* [2006] for the San Joaquin Valley in California found an average afternoon O_3 increase of 0-2 ppb in rural locations and 3-5 ppb near urban areas during summertime due to the effect of a 2 K temperature increase on biogenic emissions alone. The SAPRC scheme used by *Steiner et al.* assigns isoprene nitrate into a lumped organic nitrate with a 65% recycling fraction for NO_x, and thus falls somewhere between our cases with 40% and 100% recycling. Although our results lack the sharp distinction between geographical regions shown by *Steiner et al.* (who used 4 km horizontal resolution in a regional simulation), our result for California is comparable on a per-degree basis.



Figure 4. The change in surface 0_3 mixing ratios (ppbv) in July due to the effects of a 5 degree increase in temperature on the chemical reaction rate coefficients (L_40_PC) for the assumption of 40 % recycling of NO_x from isoprene nitrates.

f. 考察

陸域生物圏の動態が揮発性有機炭素の排出を通じてオゾン濃度に与える影響について、イソ プレン発生量の不確実性によってイソプレン化学反応の不確実性が影響を受けることを明らか にしたことは、今後の正確なイソプレン発生量定量化の重要性を示唆する結果である。そのた め、本研究成果は地球システム統合モデルにおける陸域生物圏ー大気化学相互作用を通じた温 暖化予測研究に役立つであろう。今後は、土地利用改変が植物起源発生量を変化させ、オゾン やエアロゾル濃度を変化させる影響を解析し、気候変動に及ぼす効果を評価する研究へと発展 される。その際必要となる陸域および海洋生態系から発生される植物起源の揮発性有機化合物 としてイソプレンおよびモノテルペンの大気中第2次有機エアロゾル生成過程を統合モデルへ 組み込む作業が完了した。第2次有機エアロゾル生成過程を統合モデルへ組み込むことにより、 従来は有機エアロゾルの第1次発生量が低いユーラシア大陸・北アメリカ大陸の北部(亜寒帯) に発達する針葉樹林地域においても第2次有機エアロゾルを第1次発生量として取り扱ってい たため見られた高濃度有機エアロゾルが、第2次有機エアロゾル生成の核となる第1次有機エア ロゾルが低濃度なため見られなくなった。しかしながら、これらの地域では植生燃焼の発生量 に大きな不確実性があり、産業革命以前の有機エアロゾル発生量を過小評価している可能性が 大いにある。それ故、より正確な植生燃焼の発生量を算出したのち、第2次有機エアロゾル生 成過程を統合モデルへ組み込むことが気候変動への人為的影響を評価する際には重要になると 考えられる。



156

Figure 5. The change in surface O_3 mixing ratios (ppbv) in July due to the effects of a 5 degree increase in temperature on the emission and chemical reaction rate coefficients for the assumption of 0 (a), 40 (b) and 100% (c) recycling of NO_x from isoprene nitrates.

g. 引用文献

- Arneth, A., P. A. Miller, M. Scholze, T. Hickler, G. Schurgers, B. Smith, and I. C. Prentice (2007), CO₂ inhibition of global terrestrial isoprene emissions: Potential implications for atmospheric chemistry, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L18813, doi:10.1029/2007GL030615.
- Butler, T. M., D. Taraborrelli, C. Brühl, H. Fischer, H. Harder, M. Martinez, J. Williams,
 M. G. Lawrence, and J. Lelieveld (2008), Improved simulation of isoprene oxidation chemistry with the ECHAM5/MESSy chemistry-climate model: lessons from the GABRIEL airborne field campaign, *Atmos. Chem. Phys.*, *8*, 4529-4546.
- Byun, D., and K. L. Schere (2006), Review of the governing equations, computational algorithms, and other components of the Models-3 Community Multiscale Air Quality (CMAQ) modeling system, *Appl. Mech. Rev.*, *59*, 51-77, doi:10.1115/1.2128636.
- Carter, W. P. L. (2000), Implementation of the SAPRC-99 Chemical Mechanism into the Models-3 Framework, report, U.S. Environ. Prot. Agency, Washington, D. C.
- Carter W. P. L., A. M. Winer, K. R. Darnall, and J. N. Pitts (1979), Smog chamber studies of temperature effects in photochemical smog, *Environ. Sci. Technol.*, 13, 1094-1100.
 Guenther, A., B. Baugh, G. Brasseur, J. Greenberg, P. Harley, L. Klinger, D. Serca, and
- L. Vierling (1999), Isoprene emission estimates and uncertanties for the central African EXPRESSO study domain, *J. Geophys. Res.*, *104*, 30, 625–30, 639.
- Hauglustaine, D. A., J. Lathière, S. Szopa, and G. A. Folberth (2005), Future tropospheric ozone simulated with a climate-chemistry-biosphere model, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L24807, doi:10.1029/2005GL024031.
- Heald, C. L. M. J. Wilkinson, R. K. Monson, C. A. Alo, G. Wang, and A. Guenther (2009), Response of isoprene emission to ambient CO₂ changes and implications for global budgets, *Global Change Biol.*, in press.
- Horowitz, L. W., A. M. Fiore, G. P. Milly, R. C. Cohen, A. Perring, P. J. Wooldridge, P. G. Hess, L. K. Emmons, and J.-F. Lamarque (2007), Observational constraints on the chemistry of isoprene nitrates over the eastern United States, *J. Geophys. Res.*, 112, D12S08, doi:10.1029/2006JD007747.
- Houweling, S., F. Dentener, and J. Lelieveld (1998), The impact of non-methane hydrocarbon compounds on tropospheric photochemistry, J. Geophys. Res., 103, 10, 673-10, 696.

- Ito, A., S. Sillman, and J. E. Penner (2007), Effects of additional nonmethane volatile organic compounds, organic nitrates, and direct emissions of oxygenated organic species on global tropospheric chemistry, *J. Geophys. Res.*, *112*, D06309, doi:10.1029/2005JD006556.
- Lelieveld, J., et al. (2002), Global air pollution crossroads over the Mediterranean, *Science*, *298*, 794–799.
- Lelieveld, J., T. M. Butler, J. N. Crowley, T. J. Dillon, H. Fischer, L. Ganzeveld, H. Harder, M. G. Lawrence, M. Martinez, D. Taraborrelli, and J. Williams (2008), Atmospheric oxidation capacity sustained by a tropical forest, *Nature*, 452, 737-740.
- Li, Q., et al. (2001), A tropospheric ozone maximum over the Middle East, Geophys. Res. Lett., 28(17), 3235-3238.
- Liu, S. C., M. Trainer, F. C. Fehsenfeld, D. D. Parrish, E. J. Williams, D. W. Fahey,
 G. Hubler, and P. C. Murphy (1987), Ozone production in the rural troposphere and the implications for regional and global ozone distributions, *J. Geophys. Res.*, *92*, 4191-4207.
- McKeen, S. A., E.-Y. Hsie, and S. C. Liu (1991), A Study of the Dependence of Rural Ozone on Ozone Precursors in the Eastern United States, J. Geophys. Res., 96(D8), 15, 377-15, 394.
- Pöschl, U., R. von Kuhlmann, N. Poisson, and P. J. Crutzen (2000), Development and intercomparison of condensed isoprene oxidation mechanisms for global atmospheric modeling, *J. Atmos. Chem.*, 37, 29-52.
- Rotman, D. A., et al. (2004), IMPACT, the LLNL 3-D global atmospheric chemical transport model for the combined troposphere and stratosphere: Model description and analysis of ozone and other trace gases, J. Geophys. Res., 109, D04303, doi:10.1029/2002JD003155.
- Sanderson, M. G., C. D. Jones, W. J. Collins, C. E. Johnson, and R. G. Derwent (2003), Effect of Climate Change on Isoprene Emissions and Surface Ozone Levels, *Geophys. Res. Lett.*, 30(18), 1936, doi:10.1029/2003GL017642.
- Sillman, S., and P. J. Samson (1995), Impact of temperature on oxidant photochemistry in urban, polluted rural and remote environments, *J. Geophys. Res.*, 100(D6), 11, 497-11, 508.
- Singh, H. B., et al. (1998), Latitudinal distribution of reactive nitrogen in the free troposphere over the Pacific Ocean in late winter/early spring, J. Geophys. Res., 103, 28,237–28,247.
- Singh, H., et al. (2000), Distribution and fate of selected oxygenated organic species 158

in the troposphere and lower stratosphere over the Atlantic, *J. Geophys. Res.*, *105*, 3795-3806.

- Steiner, A. L., S. Tonse, R. C. Cohen, A. H. Goldstein, and R. A. Harley (2006), Influence of future climate and emissions on regional air quality in California, *J. Geophys. Res.*, *111*, D18303, doi:10.1029/2005JD006935.
- Stevenson, D. S., C. E. Johnson, W. J. Collins, R. G. Derwent, and J. M. Edwards (2000), Future Estimates of Tropospheric Ozone Radiative Forcing and Methane Turnover - the Impact of Climate Change, *Geophys. Res. Lett.*, 27(14), 2073-2076.
- Sprengnether, M., K. L. Demerjian, N. M. Donahue, and J. G. Anderson (2002), Product analysis of the OH oxidation of isoprene and 1, 3-butadiene in the presence of NO, *J. Geophys. Res.*, 107(D15), 4268, doi:10.1029/ 2001JD000716.
- Tao, Z., S. M. Larson, D. J. Wuebbles, A. Williams, and M. Caughey (2003), A summer simulation of biogenic contributions to ground-level ozone over the continental United States, J. Geophys. Res., 108(D14), 4404, doi:10.1029/2002JD002945.
- von Kuhlmann, R., M. G. Lawrence, U. Pöschl, and P. J. Crutzen (2004), Sensitivities in global scale modeling of isoprene, *Atmos. Chem. Phys.*, *4*, 1–17.
- Wild, O. (2007), Modelling the global tropospheric ozone budget: exploring the variability in current models, *Atmos. Chem. Phys.*, *7*, 2643-2660.
- Wild, O., and M. J. Prather (2006), Global tropospheric ozone modeling: Quantifying errors due to grid resolution, J. Geophys. Res., 111, D11305, doi:10.1029/2005JD006605.
- Wild, O., P. Pochanart, and H. Akimoto (2004), Trans-Eurasian transport of ozone and its precursors, J. Geophys. Res., 109, D11302, doi:10.1029/2003JD004501.
- Wu, S., L. J. Mickley, D. J. Jacob, J. A. Logan, R. M. Yantosca, and D. Rind (2007), Why are there large differences between models in global budgets of tropospheric ozone?, *J. Geophys. Res.*, *112*, D05302, doi:10.1029/2006JD007801.
- Zhang, Y., X.-M. Hu, L. R. Leung, and W. I. Gustafson Jr. (2008), Impacts of regional climate change on biogenic emissions and air quality, *J. Geophys. Res.*, *113*, D18310, doi:10.1029/2008JD009965.
- Zeng, G., J. A. Pyle, and P. J. Young (2008), Impact of climate change on tropospheric ozone and its global budgets, *Atmos. Chem. Phys.*, *8*, 369–387.

h. 成果の発表

誌上発表

- Ito, A., J. E. Penner, M. J. Prather, C. P. de Campos, R. A. Houghton, T. Kato, A. K. Jain, X. Yang, G. C. Hurtt, S. Frolking, M. G. Fearon, A. Wang, and D. T. Price (2008), Can we reconcile differences in estimates of carbon fluxes from land-use change and forestry for the 1990s?, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 3291-3310.
- Ito, A., S. Sillman, and J. E. Penner (2009), Global chemical transport model study of ozone response to changes in chemical kinetics and biogenic volatile organic compounds emissions due to increasing temperatures: Sensitivities to isoprene nitrate chemistry and grid resolution, J. Geophys. Res., 114, D09301, doi:10.1029/2008JD011254.

口頭発表

- 伊藤彰記、J. E. Penner、S. Sillman、気温上昇に伴うオゾン濃度変化の全球化学輸送モデル 解析:大気化学、植物起源発生量、および有機硝酸塩の果たす役割、日本気象学会2008年度春 季大会、2008年5月、横浜.
- Akinori Ito, J. E. Penner, S. Sillman, Global CTM study of ozone changes associated with rising temperatures: The role of isoprene chemistry and emissions, IGAC 10th International Conference, September 2008, Annecy, France.

招待講演

Akinori Ito, Uncertainties in Estimating Tropical Emissions From Biomass Burning, 2008 AGU Fall Meeting, December 2008, California, USA. e.2.4 統合モデルの海面・陸面における二酸化炭素フラックス偏差の経年変動 担当機関:地球環境フロンティア研究センター 研究者名:岡島 秀樹

e.1 炭素循環-気候結合モデルの相互比較

将来起こり得る地球温暖化と炭素循環の変化を予測するために、各国の研究機関において、 それぞれのモデルを用いた温暖化実験が行なわれているが、それらの結果は、大まかには同様 の傾向を示すものの、用いるモデルや実験設定により大なり小なりばらつきが生じる。そこで、 国際的に統一した二酸化炭素排出シナリオのもと、それぞれの炭素循環-気候結合モデルを用 いた実験を行い、出力データを持ち寄って比較を行なう必要がある。これを「炭素循環-気候結 合モデル相互比較プロジェクト(C4MIP)」と呼ぶ。当研究課題においても、国際規定に沿った実 験を行ない(Yoshikawa et al., 2008)、C4MIPにデータを提出した。Friedlingstein et al. (2006)は、全球平均あるいは全球積算した一次元的なデータの時系列比較を行なったが、現在、 二次元的な平面データを年代別に比較するプロジェクトが進行中である。ここに当研究課題に おける解析結果の一部を紹介する。

図1~図6は Betts et al. (2004)に記述されるモデル(HadCM)と Kawamiya et al. (2005)に 記述されるモデル(MIROC)において、二酸化炭素の増加とともに放射バランスが変化する場合 (COUPLED)と変化しない場合(UNCOUPLED)の差(Δ)を、過去(1860年代)・現在(1990年代)・未来 (2090年代)の三つの年代別に示したものである。HadCMと MIROCのモデル設定の最も大きな違 いは、植生モデルに HadCMは動的植生を採用しているのに対して MIROCは静的植生を採用して いることと、海洋モデルの水平解像度が HadCMは粗い(3.75x2.5)のに対して MIROCは細かい (1.4x0.5-1.4)ことである。

まず、地表面気温(図1)に着目すると、1990年代から2090年代にかけて、北極域、特にバレ ンツ海付近においてモデル間の差が顕著であるが、これは海氷の融解と表面輝度の変化が大き く寄与しているものと考えられる(ice-albedo feedback)。次に、降水量(図2)に着目すると、 2090年代において、熱帯域、特に南米と東部インド洋およびアフリカ大陸上においてモデル間 の差が顕著であるが、積雲スキームの違いや植生変化が原因であると考えられる。これら地表 面気温や降水量といった物理変数の差は、海面二酸化炭素フラックスや陸域炭素貯蓄にも大き な影響を及ぼす。

海面二酸化炭素フラックスの差(図3)は、バレンツ海や東部熱帯インド洋で顕著であるが、

これらは先述の気温・降水の変化に伴う海洋表層の気体溶解度や成層構造の変化によるものと 考えられる。一方、北大西洋や南極縁辺海にも顕著な差が見られるが、これらの海域では気 温・降水に大きな差は見られないので、海洋循環の変化による湧昇・沈降流の変化が効いてい るものと推察される。特にモデル間で海洋の水平解像度が倍近く異なるので、沿岸湧昇や赤道 湧昇には大きな違いが生じていると考えられる。

陸域炭素貯蓄は、土壌炭素か植生炭素かで、振る舞いが大きく異なる。土壌炭素(図4)はど ちらのモデルも各年代で同様の傾向を示しており、温暖化が進むとともに土壌炭素貯蓄は減少 している。地表気温上昇との相関が高いが、2090年代の北極域には気温上昇ほどの大きな差は 見られない。一方、植生炭素(図5)は2090年代に熱帯南米およびアフリカ南西部にはっきりと した差が表れており、HadCMにおいて温暖化による降水減少および気温上昇が急激な森林枯死 (forest dieback)を引き起こしたことが示唆される。その証拠として、HadCMでは1990年から 2090年の間に同地域において、急激に広葉樹林の割合が減り、裸地の割合が増えている(図6)。 その他の地域、特に北緯40度以北やアジア地域では、どちらのモデルにおいても温暖化が進む とともに植生炭素貯蓄は増加傾向にある。

以上のような陸域を中心とした炭素循環の解析が各国で進行中であるが、当研究課題では陸 域だけでなく海洋の物理・生態系変化の解析にも着手し、国際プロジェクトにも積極的に参加 貢献している。

その他、自然気候変動と陸面・海面の二酸化炭素フラックス変動の関係を解析し、論文 Okajima and Kawamiya (2009)にまとめて学術誌に投稿した。



図1. Hadley Centreのモデル(HadCM)と当研究課題のモデル(MIROC)の年代別(1860年代、1990年代、 2090年代)の地表気温(SAT, ℃)の比較。二酸化炭素の増加とともに放射バランスが変化する場合 (COUPLED)から変化しない場合(UNCOUPLED)を差し引いた。



図2. 図1に同じ。ただし降水量(Precip, kg/m**2/sec)。



図3. 図1に同じ。ただし海面二酸化炭素フラックス(CO2FO, kgCO2/m**2/sec, 吸収が正)。



図4. 図1に同じ。ただし土壌炭素貯蓄(SoilC, kgC/m**2)。



図5. 図1に同じ。ただし植生炭素貯蓄(VegC, kgC/m**2)。



図6. 図1に同じ。ただし HadCMにおける年代別の広葉樹林の割合(F1,%)および裸地の割合(F8,%)。

168

f.1. 考察

HadCMと MIROCを比べると、植生モデルの扱いと海洋モデルの水平解像度が大きく異なる。 このため、HadCMでは熱帯南米およびアフリカ南西部の森林枯死(forest dieback)が特徴的で あり、MIROCではバレンツ海での昇温(ice-albedo feedback)や北大西洋や南極縁辺海での二酸 化炭素吸収の変化が特徴的である。ただし、Forest diebackや Ice-albedo feedbackが出現す るか否かは、各モデルの気候感度にも依存するので注意が必要である。

g.1. 参考文献

Coupled Carbon Cycle Climate Model Intercomparison Project (C4MIP): URL http://c4mip.lsce.ipsl.fr

- Friedlingstein, P., Cox, P., Betts, R., Bopp, L., von Bloh, W., Brovkin, V., Cadule, P., Doney, S., Eby, M., Fung, I., Bala, G., John, J., Jones, C., Joos, F., Kato, T., Kawamiya, M., Knorr, W., Lindsay, K., Matthews, H. D., Raddatz, T., Rayner, P., Reick, C., Roeckner, E., Schnitzler, K.-G., Schnur, R., Strassmann, K., Weaver, A.J., Yoshikawa, C., and Zeng, N., (2006), Climate-carbon cycle feedback analysis, results from the C4MIP model intercomparison, Journal of Climate, 19, 3337–3353.
- Kawamiya, M., C. Yoshikawa, T. Kato, H. Sato, K. Sudo, S. Watanabe and T. Matsuno (2005), Development of an Integrated Earth System Model on the Earth Simulator, Journal of the Earth Simulator, 4, 18-30.
- Okajima, H. and M. Kawamiya (2009), Pacific climate variability and possible impact on global surface CO2 flux, Deep Sea Research II, Special volume, revised.
- Yoshikawa, C., M. Kawamiya, T. Kato, Y. Yamanaka and T. Matsuno (2008), Geographical distribution of the feedback between future climate and the carbon cycle, Journal of Geophys. Res., 113, G03002, doi:10.1029/2007JG000570.

e.2. 統合モデルの海洋スピンアップ

昨年度は Kawamiya et al. (2005)に記述される統合モデルの海洋構成部を更新したが、これ から本格運用する前に十分なスピンアップ実験を行ない、長期積分に堪え得る初期条件を準備 する必要がある。現段階では、ベースとなる大気海洋陸面結合モデルの大気・陸面の仕様が変 更される可能性があるので、とりあえず座標系の固まっている海洋モデルに生物化学過程を組 み込み、140年間分のスピンアップ実験を行なった。 初期値には、Yoshikawa et al. (2008)が用いた 280年の予備実験後のものを採用する。海面 境界条件には、NCEP/NCAR再解析データから月平均気候値を算出し、風応力、表面気温、表面 湿度、短波放射、長波放射、淡水フラックス、地表気圧、風速をそれぞれ与えるものとする。 海面塩分は Levitus et al. (1994)にレストアする。また、大気最下層の二酸化炭素分圧は 280ppmvで全球一様かつ一定であると設定する。海底地形には ETOP05の現実地形を用いる。

図7は、海洋表層二酸化炭素分圧(pC02o)、海面二酸化炭素フラックス(C02F0)、海洋表層全 炭酸(TC02SFC)、海洋最下層全炭酸(TC02BTM)の、全球平均値の140年間分の時系列変化である。 海洋表層二酸化炭素分圧、海面二酸化炭素フラックスおよび海洋表層全炭酸は積分年数ととも に徐々に準定常状態に収束しつつあるが、海洋最下層全炭酸は積分開始から一旦減少した後、 75年目ごろから増加に転じており、海洋深層も含めたスピンアップがまだ不十分であることを 示している。

今後は、ベースとなる結合モデルの大気・陸面の仕様が固まり次第、境界条件を現実観測値 からモデルの気候値に差し替えた上で、海洋モデル単体でのスピンアップを継続する。その後、 大気海洋結合時のショックをなるべく小さくした上で、全てのモデルを結合し、最終的には各 トレーサーのドリフトが十分小さくなるまで総計1000年超のスピンアップを目指す。



図7. 過当な初期値がら140年積分したとさの時末列変化。a) 海洋表層二酸化灰系分圧(ppmv, b) 海 面二酸化炭素フラックス(mmol/m**2/sec)、c) 海洋表層全炭酸(mmol/m**3)、d) 海洋最下層全炭酸 (mmol/m**3)。全球平均値。

f.2. 考察

統合モデルの海洋構成部を単体で動かした場合の計算パフォーマンスを測定することができた。準定常に至るまでは、さらなる長期積分が必要である。今後、統合モデルの結果と海洋単体モデルの結果を比較して、大気海洋相互作用の効果を調べる際にも有用となる可能性がある。

g.2. 参考文献

Kawamiya, M., C. Yoshikawa, T. Kato, H. Sato, K. Sudo, S. Watanabe and T. Matsuno (2005), Development of an Integrated Earth System Model on the Earth Simulator, Journal of the Earth Simulator, 4, 18-30.

171

- Levitus, S., and T. P. Boyer (1994), World Ocean Atlas 1994, vol. 4, Temperature, NOAA Atlas NESDIS 4, 129 pp., Natl. Oceanic and Atmos. Admin., Silver Spring, Md.
- Yoshikawa, C., M. Kawamiya, T. Kato, Y. Yamanaka and T. Matsuno (2008), Geographical distribution of the feedback between future climate and the carbon cycle, Journal of Geophys. Res., 113, G03002, doi:10.1029/2007JG000570.

h. 成果の発表

学会発表

Okajima, H. and M. Kawamiya: Interannual to interdecadal CO2 flux variability in the Earth System Model. American Geohpysical Union Fall Meeting 2008, San Francisco, USA, December 15--19, 2008.

論文出版

Okajima, H. and M. Kawamiya (2009), Pacific climate variability and possible impact on global surface CO2 flux, Deep Sea Research II, Special volume, revised.

e.3 気候変化に伴う自然災害が世界の主要穀物生産の安定性

に及ぼす影響評価

担当機関:農業環境技術研究所

研究者名:横沢正幸、坂本利弘、陶福禄、金元植、岡本勝男

(1) はじめに

本研究は、世界の食料供給システムにおいて重要であるが、生産地域が局在している穀物(ト ウモロコシおよびダイズ)を対象として、異常気象災害(高温害や干ばつ)が引き起こす生産 量変動を評価する手法を開発し、将来の気候変化に伴う災害の発生が世界の穀物生産の安定性 に及ぼす影響について解析ならびに評価を行うことを目的とする。

対象地域は、アメリカ、中国、ブラジルとし、各地域におけるトウモロコシ、ダイズの主要 生産地帯を特定し、過去の生産状況、栽培期間の異常気象の発生状況、栽培管理状況およびイ ンフラの整備状況などに関するデータおよび資料を収集する。それらに基づき、異常気象と生 産量変動との関係を明らかにして、広域に適応可能な気象災害影響推定モデルを作成する。

この気象災害影響推定モデルに基づき、気候変化予測に関する既存ならびに本研究プロジェ クトの最新成果を利用して、地域別、穀物別に短期および長期の両面から生産量変動の将来予 測を行う。とくに、気候変化の不確実性を考慮した異常気象の発生頻度の推計情報に基づいて、 世界的同時不作の可能性について解析することにより、穀物供給システムの安定性についての 影響評価を行う。

(2) 作物統計データ・気象データの収集

アメリカ、ブラジル、中国の3大生産国、地域を対象として、トウモロコシ、ダイズの収量 変動と気象変動との関係を過去のデータに基づいて解析し、気象災害影響推定モデルの作成を 行うためには、入力データとしてアメリカ、ブラジルの当該作物の統計データならびに気象デ ータを収集し、解析する必要がある。そこで、アメリカ、ブラジルの作物統計データならびに 気象データに関する調査ならびに収集を行うとともに、地域別作物収量の数値を気候データグ リッドに割付を行った。アメリカは世界最大のトウモロコシ生産国で世界生産の3分の1以上を 生産している。また、世界のトウモロコシ輸出における米国の割合も過半数を占めている。米 国のトウモロコシ産地は、コーンベルト地帯に集中しており、特にアイオワ州、イリノイ州は 主要な産地として知られている(図1)。市場に出回るトウモロコシはコーンベルト地帯のもの で、その他の地域では家畜の飼料としてほとんどが自家消費される。



図1 アメリカにおける郡 (county) ごとのトウモロコシ収量の分布 (左) とブラジルにおけ るトウモロコシ収穫面積の分布 (右)

ブラジルにおけるトウモロコシの主要生産地域は南部のパラナ州、リオグランデドスル州、 サンタカタリナ州、ミナスジェライス州、サンパウロ州、ゴライアス州に広がっている。一方、 世界のダイズ生産量は1億9000万トンであり、世界最大の生産国はアメリカで、世界の生産高の 約35%を占める。これにブラジル約25%、アルゼンチン約20%、中国約10%と続き、4ヵ国で90% 前後のシェアをしめる。米国は世界最大の輸出国でもあり、近年の世界のダイズ輸出量の約60% を占めている。南米2カ国(ブラジルとアルゼンチン)のシェアは約30%で、これらを合わせる と90%にも達する(図2)。



図2 アメリカにおける郡 (county) ごとのダイズ収量の分布 (左) とブラジルにおけるダイズ 収穫面積の分布 (右)

作物関連データの調査・入手先は、国際機関統計データとして、国際連合食糧農業機関(FAO)、 政府機関統計データとして、米国農務省(USDA: Census of Agriculture)、ブラジル国家食料 公社(CONAB)、ブラジル地理統計院(IBGE)などを対象とした。また、その他資料として農産 物・砂糖データブック2007などを利用した。地域区分は州以下(郡やディストリクト)のレベ 174 ルで時間解像度は年々(作期ごと)、品種は問わず総量の単位面積あたりの収穫量(収量)を対 象として、データ期間を少なくとも過去10年以上とした。

作物関連データに対応して、当該地域の気象データについては、客観解析データ(JRA25) を使用した。日別の最低気温、最高気温、日射量、降水量、湿度、および風速を収集した。



図3 作物統計データ・気象データベースの内容(アメリカの場合)

図3はここで収集し整理した作物統計および気象データベースの概要を示す。一般に、気象デ ータのグリッドには複数の郡の作物データが割付けられる。

(3)中国における省別作物収量と気候環境との統計関係

気象の季節変化が広域スケールにおける作物生産へ及ぼす影響の地域パターンを解析することは、将来の環境変化に対する生産変動の推計を行うための詳細なモデリングの指針を得るための前段階として重要である。ここでは、中国を対象として、作物の統計データが入手し易い省(Province)のスケールにおいて、過去の主要穀物と気象環境との関係を解析した。

中国における主要穀物の収量変動と気象環境との関係を統計的に解析するために、省別の収 量および作付け面積の時系列データを中国統計年鑑(China Agricultural Yearbook)から収集 した。期間は1979年から2002年である。主要穀物(コメ、コムギ、トウモロコシ、ダイズ)の 栽培地域と各省の位置を図4に示した(Frolking et al. 2002; Qiu et al. 2002)。

穀物生産に関係する気象環境要素は、月別の最高気温(Tm)、最低気温(Tn)、気温の日較差(DTR)および降水量(Pre)とした。各要素は月平均値を用い、Climate Research Unit (CRU)の0.5度グリッドデータを利用した(CRU TS 2.1; Mitchell & Jones 2005)。ただし、図4の作付け面積の分布に従って重み付け平均した値を各省の気象値とした。

各省における各作物の作付け体系および栽培期間は農業センサスに基づいた (The Compiling

Committee of State Atlas of China, 1989; Tao et al. 2006)。ここでは、解析対象期間では 栽培期間などは変化しないものとした。実際、気象変動による栽培期間や栽培体系の変化は1 ヶ月以内である。この各省、各作物の作付け期間に応じて、上述の気象値を平均し、解析の独 立変数とした。

変動の解析にあたっては、品種改良や栽培技術の変更に伴う変化を取り除くために、既存の 研究と同様に気象および収量時系列の前年との差(1階差分)を取った(Nicholls 1997; Lobell & Field 2007)。すなわち、収量差分(ΔYield)、最高気温差分(ΔTm)、最低気温差分(ΔTn)、 日較差差分(ΔDTR)および降水量差分(ΔPre)との間の関係について相関解析(Pearson correlation analyses)を行った。なるべくデータサイズの制約を避けるために、ブートスト ラップ・リサンプリングを使用し、単回帰とステップワイズの重回帰を行った。また、Kendall の順位相関により気象要素のトレンドの解析も合わせて行った。



図4 中国の農耕地分布と省の境界

図5はトウモロコシとダイズについて、収量差分を気象要素の差分(最高気温ΔTm(℃)、最低 気温ΔTn(℃)、日較差ΔDTR(℃)、降水量ΔPre(mm))で単回帰した場合の係数を表して いる。すなわち、気象要素の差分が1℃あるいは1mm変化したときの収量差分ΔYieldの変化率 (%)であり、気象環境変化に対する収量応答を表現している(図6)。トウモロコシ、ダイ ズを栽培している省の内、4つの気象要素の内少なくとも1つの要素と有意な相関を持つ省の みプロットしている。



図5 気象要素の変化に対する収量差分の応答(上段はトウモロコシ、下段はダイズ). 横軸の 正負は相関の正負に対応し、1%有意水準は赤、5%有意水準は緑、有意差がない場合は黒で表す。 バーは90% 信頼区間を示す。

図5より、トウモロコシを栽培している22省のうち、栽培期間の最高気温と収量が負の相関 を持つ省はLiaoning、Tianjin、Shanxi、Gansu、Shaanxi、Anhui、Jiangsu、Guizhouであった。 例えば、最高気温1℃の変化に対して、内陸中央部のShaanxi省では7.4%~20.7%、南部の Guizhou省では2.4%~8.3%減少したと推定された。

栽培期間の最低気温とトウモロコシ収量が負の相関を持つ省はTianjin、Shaanxi、Jiangsu、 Anhui であった。しかし、西端のXinjiang省では正の相関が見られた。

栽培期間の日較差とトウモロコシ収量が負の相関を持つ省は、北部が多くJilin、Liaoning、 Shanxi、Hebei、Shandong、Henan、Guizhouなどであった。また、Inner Mongolia、Gansu、Hebei、 Shanxi、Shandong、Guizhouなどの北部や華北平原では、降水量と正の相関が見られる。

ダイズ生産地域の16省の内、栽培期間の最高気温とダイズ収量との間に負の相関が見られた のはShanxi 省だけであるが、最高気温1℃の上昇でダイズ収量は11.1%~22.7%減少すると推定 された。一方、Liaoning、Inner Mongolia、Henanの各省では、ダイズの栽培期間の最低気温と 収量との間に正の相関が見られた。最低気温1℃の上昇でLiaoning省では3.0%~17.3%、Henan 省では3.4%~19.7%増加すると推定された。

日較差とダイズ収量との負の相関はJilin、Liaoning、Shanxi、Hebei、Shandong、Jiangxi省 で見られるが、Anhui省は正の相関が見られた。

降水量とダイズ収量の相関は、Liaoning、Inner Mongolia、Gansu、Hebei、Shanxi、Shandong



省といった乾燥地あるいは半乾燥地域で見られた。

図6 トウモロコシの収量差分と各気象要素の差分との関係.A:Shanxi省での最高気温との関 係、B:Anhui省での最低気温との関係、C:Shanxi省での日較差との関係、D:Hebei省での 降水量との関係

以上のように、中国における地域スケールの気象環境と作物収量との統計的関係に関して、 地域的パターンをある程度とらえることができたが、より詳細に解析するには作物の生理的応 答の特性を考慮する必要がある。

一般に気温の上昇は作物の生育を早め、大気中CO₂濃度の上昇はバイオマス、収量を増加させ る。しかし、開花時期の異常高温は子実形成を妨げ収量を低下させ(例えば、Matsui & Horie 1992)。光合成には最適気温が存在し、作物の温度応答は複雑である(Conroy, 1994)。気温が 光合成の最適温度より低ければ、少しの気温上昇で生長を増長させるが、気温が最適気温付近 であれば、少しの気温上昇によっても収量は大きく減少することが知られている(Baker and Allen, 1993)。IPCC第4次報告書でも、温暖化は低緯度地域では農業生産に悪影響を及ぼすが、 ある程度の気温上昇は中高緯度地域の農業には好影響を与えると推計している。本解析結果で も、図5からこの傾向を見ることができる。 日較差(DTR)に対する作物応答は両義的である。DTRの増加が最高気温の上昇と関連してい ると、水ストレスあるいは光合成速度の低下を招いて収量を低下させる可能性がある(Dhakhwa & Campbell 1998; Tao et al. 2006)。しかし一方、生育や登熟過程は最高気温より最低気温に 対して感受性が大きいことから、DTRの増加が収量を増加させる方向へ作用する場合もある (Wilkens & Singh 2001)。Lobell (2007)は国別の作物収量と気象との関係を解析し、中国の コメおよびトウモロコシ収量とDTRとの間には負の相関があることを報告している。ここでの結 果でも、DTRはトウモロコシおよびダイズの収量と有意な負の相関が見られた。最近の気象変化、 あるいは気候モデルにより推計されている気候変化では、最高気温と最低気温の変化は非対称 的であり、一般に最低気温の上昇率が最高気温に比べて大きいとされている。日較差の変化と それが作物に及ぼす影響に関する知見は今後より重要になると考えられる。

栽培期間降水量はトウモロコシ、ダイズの収量と有意な正の相関が見られた。実際、中国東 北部の地域は年間降水量が600mm以下であり、水ストレスが最大の収量制限要因であることを反 映している。

各作物の栽培期間における気象環境のトレンドを解析した結果を図7に示した。最高および 最低気温のトレンドが有意に見られ、特に最低気温のトレンドが多くの省で見られる。この気 温の上昇傾向と図5に示した収量との相関とをあわせてみると、トウモロコシは華北平原を中 心とした地域、ダイズは東北地方を中心とした地域において、両者のトレンドが一致する。

近年の気温上昇傾向は作物の生育および生産に無視できない影響を与えているとする報告が 多くある(例えば、Nicholls 1997; Lobell & Asner 2003; Chmielewski et al. 2004; Peng et al. 2004; Tao et al. 2006)。本解析結果は、省スケールでもそのような兆候が見えることを 示唆している。

ここで用いた統計データは、作物および気象ともに、明らかに圃場スケールの測定データに 比べて不確実性が大きい。しかし、そのようなデータを使用して広域スケールにおける気象環 境と作物生産との関係を解析する研究は最近多くなってきた(例えば、Lobell & Field 2007; Lobell 2007; Lobell et al. 2008)。広域スケールで実収量と環境条件との関係を解析するた めのデータは他には無く、不確実性を考慮する適切な手法を使用することにより、それらの関 係性を見いだすことができると考えられる。

以上のような統計的な関係を踏まえて、次の章では、より詳細な過程を考慮した広域スケー ルにおける気象環境と作物生産性との関係を記述するモデルの作成について報告する。



図7 作物の栽培期間における各気象要素のトレンド(上段はトウモロコシ、下段はダイズ)
 1%有意水準は●、5%有意水準は■、有意差がない場合は▲で表す。4つの気象要素の内少なくとも1つの要素と有意な相関を持つ省のみプロットしている。

(4) 広域スケールにおける作物生産性の気象変動応答のモデリング

気象環境の変動が作物生産性の変動へ及ぼす影響を広域スケールで解析し、かつ将来の推計 を行うためは、作物の生育および生長プロセスを定式化したモデルが必要である。しかし、広 域スケールでのモデリングには、前章で述べたような問題点がある。ここでは、広域スケール の生産性を推定するために基本とする作物の統計データならびに広域平均の気象データに内在 する不確実性を考慮するために、モデルパラメータの決定にその不確実性を反映させる手法を とる。具体的には、ベイズ推定を応用したモデルパラメータの推定とその事後分布に基づいた パラメータの摂動アンサンブルによるモデル出力値の平均化によって、広域スケールにおける 作物の生産変動を気象環境変動から説明するモデルを作成する。

ここでは、中国東北部ならびに華北平原におけるトウモロコシ生産に関するデータを利用した。収量時系列データとして、対象生産地域に含まれるグリッド(緯度経度0.5度)のデータ、ならびに省の統計データの2通りのデータを利用して、モデル作成および検証を行った。トウモロコシの栽培地域は、前章で利用した農耕地分布グリッドデータを使用した。県別の収量データから農耕地面積で重みをつけて、特定グリッドにおける収量データを作成した。また、省別180
の統計データは前章で使用したものと同じである。それぞれの収量データは長期トレンドを除 去した。

モデルに含まれるプロセスは、気温に依存した生育(フェノロジー)過程、光合成過程、土壌 水分に応じた葉面積の展開過程、根の伸張過程、土壌の水収支過程、吸収日射による光合成過 程などである。気象データはCRUのグリッドデータの他、APHRODITEプロジェクトによる降水量 データなどを利用した。Iizumi et al. (2009)の手法によって、過去の気象と収量の時系列デ ータに基づいて、21個のモデルパラメータの事後分布を推定した。各パラメータの事後分布か ら値をサンプリングして、55,000組のパラメータのセットについてモデルを走らせた(パラメ ータ摂動アンサンブル)。収量推定値のアンサンブル平均をとった場合と事後分布から最適パラ メータを決定した場合について、推定値と統計値の時系列を比較した。

結果の一例を表1と図8に示した。収量時系列に対するモデルの再現性は場所による差異が 大きいが、4つの主要生産地域についての比較では、相関係数は、グリッドスケールで0.03~0.88 (p < 0.01)、省スケールで0.45~0.82 (p < 0.01)であった。また、パラメータアンサンブルの 平均による推定が最適パラメータを固定した推定より精度が高かった。以上より、この方法で おおむね時系列の変動は推定可能であると考えられる。

表1 トウモロコシ収量の時系列に対するモデル推定値と統計値との比較 斜字の地名は省、その他は地点(グリッド)を表し、YdEnはパラメータ摂動アンサンブルによる 推定値、YdOpは最適パラメータによる推定値である。rは相関係数、RMSEの単位はkg/ha。

Province/grid	YdOp r	YdEn r	YdOp RMSE	YdEn RMSE	Years
Heilongjiang	0.68**	0.67**	388	419	1985-2002
Harbin	0.74	0.61	712	933	1997-2002
Jilin	0.45	0.52*	859	951	1985-2002
Yanji	0.53	0.54	1845	1529	1992-2002
Henan	0.48	0.57*	501	563	1987-2002
Luoyang	0.03	0.17	1389	1334	1987-2002
Shandong	0.59*	0.82**	439	309	1985-2002
Jinan	0.52	0.62*	684	756	1989-2002
Qingdao	0.47	0.61*	1329	1225	1991-2002



図8 トウモロコシ収量の時系列に対するモデル推定値と統計値との比較.(a)、(b)はグリッドベース、(c)、(d)は省ベースでの比較。YdEnはパラメータ摂動アンサンブルによる推定値、YdOpは 最適パラメータによる推定値である。

引用文献

- Baker JT, Allen LH (1993) Contrasting crop species responses to CO2 and temperature: rice, soybean and citrus. Vegetatio, 104-105: 239-260.
- CCSA (The Compiling Committee of State Atlas) (ed) (1989) The agricultural atlas of China. Cartographic Publishing House of China, Beijing, p 34–93.
- Chmielewski FM, Muller A, Bruns E (2004) Climate changes and trends in phenology of fruit trees and field crops in Germany, 1961-2000. Agric For Meteorol, 121: 69-78.
- Conroy JP, Seneweera S, Basra AS, Rogers G, Nissen-Wooller B (1994) Influence of rising atmospheric CO2 concentrations and temperature on growth, yield and grain quality of cereal crops. Aust J Plant Physiol, 21: 741-758.
- Dhakhwa GB, Campbell CL (1998) Potential effects of differential day-night warming in 182

global climate change on crop production. Clim Change, 40: 647-667.

- Frolking S, Qiu J, Boles S, Xiao X, Liu J, Zhuang Y, Li C, Qin X (2002) Combining remote sensing and ground census data to develop new maps of the distribution of rice agriculture in China. Global Biogeochem Cycles 16:1091. doi: 10.1029/2001GB001425.
- Iizumi T, Yokozawa M, Nishimori M. (2009) Parameter estimation and uncertainty analysis of a large-scale crop model for paddy rice: Application of a Bayesian approach. Agric. For. Meteorol. 149: 333-348.
- Lobell DB (2007) Changes in diurnal temperature range and national cereal yields. Agric For Meteorol 145:229-238
- Lobell DB, Asner GP (2003) Climate and management contributions to recent trends in US agricultural yields. Science 299:1032
- Lobell DB, Field CB (2007) Global scale climate-crop yield relationships and the impacts of recent warming. Environ Res Lett 2:014002. doi:10.1088/1748-9326/2/1/014002
- Lobell DB, Burke MB, Tebaldi C, Mastrandrea MD, Falcon WP, Naylor RL (2008) Prioritizing climate change adaptation needs for food security in 2030. Science 319:607-610
- Matsui T, Horie T (1992) Effect of elevated CO2 and high temperature on growth and yield of rice. II. Sensitivity period and pollen germination rate in high temperature sterility of rice spikelets at flowering. Jpn J Crop Sci 61:148-149
- Mitchell TD, Jones PD (2005) An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. Int J Climatol 25:693-712
- Nicholls N (1997) Increased Australian wheat yield due to recent climate trends. Nature 387:484-485
- Peng S, Huang J, Sheehy JE, Laza RC and 5 others (2004) Rice yields decline with higher night temperature from global warming. Proc Natl Acad Sci USA 101:9971-9975
- Qiu J, Tang H, Frolking S, Boles S and 5 others (2003) Mapping single-, double-, and triple-crop agriculture in China at $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ by combining county-scale census data with a remote sensing-derived land cover map. Geocarto Int 18: 3–13

成果の発表

査読付き論文

(1) Tao F, Yokozawa M. 2009. Modelling the impacts of weather and climate variability on crop productivity over a large area: A new process-based model development, optimization and uncertainty analysis. Agricultural and Forest Meteorology 149: 831-850.

- (2) Tao F, Yokozawa M, Liu J, Zhang Z. 2009. Climate Change, Land Use Change, and China's Food Security in the 21st Century: an Integrated Perspective. Climatic Change 93: 433-445.
- (3) Tao F, Yokozawa M, Liu J, Zhang Z. 2009. Climate-crop yield relationships at province scale in China and the impacts of recent climate trend. Climate Research 38: 83-94.

口頭発表

Yokozawa M, Iizumi T, Tao F. 2008. A probabilistic model framework for evaluating year-to-year variation in crop productivity. America Geophysical Union, Fall Meeting, San Francisco, United States, 15-19 December 2008.

e.4 長期的気候変動を視野に入れた沿岸域リスクの世界評価

e.4.1 世界水没リスク

担当機関:茨城大学

研究者名:横木裕宗·桑原祐史

(1) はじめに(世界水没域リスク)

本研究では、全球水没域推定に使用する数値標高モデルの標高補正値の導き方に関する基礎 検討を行った。この検討は、2009年に公開される予定である全球標高モデルASTER-GDEMの利用 を想定したものであり、最終的にはSurfaceモデルのデータを効率的に補正する全球を対象とし た補正関数を導くことを目指した。本年度はその基礎検討として、複数の標高データの判読検 証と全球の補正範囲特定のための水没域シミュレーションへの着手を行っている。加えて、昨 年度までの研究で提案してきたアジア-メガデルタ地域のマングローブ推定の高度化と汎用化 に向けた検証を実施した。データ面の精度向上の最終段階として、大気効果が補正されている ASTER-2B05プロダクツを用いた抽出精度の検証を行った上で、メコンデルタに加えて、チャオ プラヤデルタの処理/解析を行った。また、極端に条件の異なる石垣島(裾礁)を対象として、研 究で導入したマングローブ生育条件に即した分布域のPurify方法の効用と限界を取りまとめた。 次年度からは、他のデルタ地帯に対する汎用化を進めてゆくことを目指した。

4.1.1.1 水没域・氾濫域推定のためのデータ整備

昨年度までの研究において、大まかな全球標高を表現しているGTOPO30や土地利用関連のデー タ収集が終了した。本年度は、全球を対象とした水没域の推定に先立ち、先ず各種数値標高モ デルの特性比較を行って来た。テストサイトとして京都市中心部を選定した。これは、 GTOPO30(約1kmメッシュ)、SRTM(約90mメッシュ)、数値地図50m(約50mメッシュ)、数値地図5m(約 5mメッシュ)の形で、数値標高モデル作成時のオリジナルデータおよび空間分解能が異なる各種 のDTM(Digital Terrain Model)とDSM(Digital Surface Model)を比較することができることに よる。

図1~図4に、収集したDEMおよびDSMを示す。このうち、GTOPO,数値地図50mに関しては、情報源が地図であるため、表現している、いわゆる地盤高さは地形高さとなる。一方、SRTMに関しては合成開ロレーダデータ、数値地図5mに関してはレーザプロファイラであることから、基本的にはSurfaceの高さを表現していることになる。また、2009年にデータが公開予定であるASTER-GDEM(空間分解能約30m)に関しては、直下後方視のステレオ近赤外画像よりマッチング処理によって生成されるSurfaceデータとなる。このため、土地被覆や都市構造物がある程度密な分布がある領域では概ねSurfaceModelの標高は高めになることが報告されている。例えば、図2と図3を比較すると、京都駅近傍では両者の標高分布に違いがあることが見て取れる。

185





図1 GTOPO30(京都:約1kmメッシュ)





図3 数値地図50m(京都:約50mメッシュ)



図4 数値地図5m(京都:約5mメッシュ)

4.1.1.2 マングローブ域の抽出方法の検討

世界的な気候変動の影響により、世界平均海面が21世紀末までに0.18~0.59m上昇すること が予測されている¹⁾。そのうちWG2報告書ではアジアの人口が密集したデルタなどの低平地にお いて、海面上昇・海洋及び河川からの洪水による大きな被害が増加することが予測されている²⁾。 これらの地域には堤防や護岸といった社会基盤が十分に発達していない地域も多いため、いか にして国土を気候変動による影響から守るかが問題になっている。対策として社会基盤の整備 が挙げられるが、その整備には巨額な資本が必要となり、発展途上国では確保が難しいのが現 状である。そのため、自然にあるものを有効に活用する適応策も重要となる。この点から近年、 国土保全のためのマングローブの活用が注目されている³⁾。熱帯・亜熱帯の潮間帯に生育する植 物であるマングローブには、波浪減衰作用、海岸侵食に対する防備林としての機能など、気候 変動による悪影響を和らげる役割があることが知られている⁴⁾。本検討ではASTER画像を用いた マングローブの抽出を行うことで、気候変動への適応策を講じる上で必要な地理情報の作成を 行った。

本年度の検討では、昨年までの研究成果に基づき、研究対象地域を広げるとともに、抽出精 度の効果を検証するためにデルタ地域以外の石垣島を敢えてケースに加えてみた。また、大気 効果の影響を低減させるために、ASTER/2B05プロダクツを解析データとして使用した。

①チャオプラヤデルタ (13°44′N 100°35′E), ②メコンデルタ (10°45′N 106°40′E)

③石垣島 (24°20′N 124°09′E)

1) NDVI による抽出の試行

植物量や植生活性度などの解析に用いるNDVIを用い、マングローブ・田・畑の3項目の分類を 試みた。指標適応後の画像において各項目毎に5エリアを取り指標値の分布を調べた。結果を表 1に示す。値に重複範囲があり、ばらつきも大きいためNDVIによる分類は困難であると判断した。

		1-2.
	NDVIの範囲	NDVI平均值
田	0. 145~0. 510	0. 288
畑	0. 521~0. 757	0. 679
マングローブ	0. 607~0. 818	0. 744

表1 田・畑・マングローブ各エリアのNDVI値分布の検証

2) 地表面反射率の取得

ASTER-2B05の1~9までのバンドセンサで田・畑・マングローブの地表面反射率を比較した。 これら3項目を5エリアずつ取得し、平均値を算出した。結果、図1に示すように、短波長赤外 (SWIR)バンド(4~9)のうち、バンド5~8において地表面反射率4.51%を境界にマングローブ と田・畑が分類されていることがわかった。以上より、SWIRバンドがマングローブの反射特性 を区分するのに有効であることが確認できた。

3)分類指標によるマングローブ抽出

2)の結果を受け、マングローブの地表面反射率が最大のバンド3、田・畑と明確に差が見られ 反射率の低いバンドの5・6・7から、正規化演算式のための式(1)を用いた。式(1)を適用し



図1 田・畑・マングローブ各エリアの地表面反射率のバンド間比較

た結果、マングローブは0.684~0.874(平均0.806)を示したが、演算による指標値を図示(**図2**) した結果、水域や内陸部においても反応が見られ、衛星データ以外の外的条件を用いてこれら を除去する必要が生じた。

$$C_n = \frac{B3 - \frac{1}{3}\sum_{n=5}^{7} n}{B3 + \frac{1}{3}\sum_{n=5}^{7} n}$$

・・・・ 式(1)

4) 生育条件に基づく抽出域のpurify

①水域の除去、②マングローブが潮間帯に生育することに注目し「植生・土壌・水分量」の 要素に注目した分布域の限定⁵⁾、③海底勾配・潮位差による生育範囲の限定、以上、マングロー ブの生育条件に注目した分布範囲のpurify処理を施した。これらの補正処理を加えた最終結果 を(図3)に示す。また、同様の手順で抽出したチャオプラヤおよび石垣島の分布域を図4およ び図5に示す。





図4 チャオプラヤデルタのマングローブ分布域抽出結果



図5 石垣島のマングローブ分布域抽出結果

4.1.1.3 考察

(1) 水没域・氾濫域推定のためのデータ整備

今後、京都市域の精密土地利用および測量点情報と各標高データを比較することにより、被 覆別の標高補正関数を提案した上で、全球水没域の推定を行う。但し、土地被覆とその詳細が 把握できる地域は限られていることが全球分析上の課題である。このため、補正精度を追及す るのではなく、水没の人的影響が最も大きい都市域を効率的に補正するため、人口集中域のデ ータを用いた2次的な全球タイプの標高補正関数の提案を進めてゆく。最終的には、過去のプ ロジェクト報告時にスライドを作成したハイブリッド型の標高データを作成する。現在、どこ までの標高を高精度化するのか、という点を決定するために、全球の水没域を算定している最 中である。この計算が終了次第、高精度化の閾値となる標高を決定し、今後公開予定の ASTER-GDEMを用いた水没域推定を進めてゆく。

(2) マングローブ域の抽出方法の検討

Google Mapとの結果の比較(図4)から、概ねマングローブの規模や生育地が一致していることがわかった。これにより地表面反射率・生育条件・生育地の地形条件を組み合わせることでマングローブだけを効果的に抽出できることが確認できた。

しかし、海底勾配・潮位による生育地の限定には、デルタ地域など陸地においても傾斜が緩 やかであることが前提として必要あることが石垣島の結果から確認された。そのため今後は地 190 形条件を組み合わせる際には数値標高モデルを利用し、地形勾配に加え正確な標高を利用する ことが必要と考えられる。これらの点を考慮し、次年度はアジアメガデルタを網羅するマング ローブ分布域把握を完了する。

※高解像度画像:Google Earthより画像引用

図4 高解像度画像の判読結果とマングローブ分布域抽出結果との比較

4.1.1.4 引用文献

- 1) IPCC第4次報告書(2007)
- 2) Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability- Working Group 2 contribution to the Intergovermental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report, http://www.ipcc.ch/
- (伊藤篤史・田村正行:衛星画像を用いたマングローブ林の抽出 日本リモートセンシング学会第40回学術講演会論文集, pp. 217-218, 2006
- 4) 大久保泰邦・風間裕介・六川修一・津宏冶:タイのエビ養殖場跡で何が起こっているか?地 質ニュース, No595, 19-22, 2004
- 5) 海津正倫・平井幸弘:海面上昇とアジアの海岸, 古今書院, 2001

4.1.1.5 成果の発表

☆ 論文(投稿中)

1. 桑原祐史·藤原博行・横木裕宗・金鎮英・伊東明彦・小柳武和・三村 信男:メコンデルタを対象 としたマングローブ分布域の推定方法に関する研究,(社)土木学会地球環境研究論文集, 2009

* 著書・報文等

なし

✤ 口頭発表

- 1. 田中健太・桑原祐史・金鎮英・小柳武和:アジア低平地におけるASTERからのマングローブ抽出に 関する一考察,(社)土木学会第36回関東支部技術研究発表会, IV-48, 2009.3
- 2. 桑原祐史・藤原博行・金鎮英・横木裕宗・小柳武和:衛星画像を用いたマングローブ分布域 の推定に関する基礎研究,(社)土木学会第64回年次学術講演会,2009(講演概要提出済)

e.4.2 高潮氾濫リスクの世界評価担当機関:茨城大学 工学部・地球変動適応科学研究機関研究者名:信岡尚道

(1) はじめに

地球温暖化の下,沿岸域は時間的平均な海面上昇と強大熱帯低気圧による高潮による水位上 昇による影響が第一に考えられる.H20年度は次の3点について検討を進めた.1)全球の気候モ デルで推定された台風の変化の取り扱い,2)全球の沿岸における潮位の計算と高潮の数値計算 およびこれらに海面上昇をあわせた沿岸域の潜在的な水没と浸水の影響評価,3)メガデルタ沿 岸域の浸水計算,である.

(2) 気候モデルで推定された将来台風の取り扱いの検討

温暖化時の台風については、0uchiら(2006)をはじめ、さまざまな研究で、海洋全般では勢力 が増す可能性が指摘されている.一方、高潮は上陸前の台風進路、勢力に大きく関係する.そ こで、沿岸に着目して、気象研究所が行った気候実験結果(野田ら2007)で、現在気候(AJ) と将来気候(AK)の台風の結果のうち、日本沿岸における台風の域内最大風速を比較した.風 速の強い、風速45~50 m/sの階級で将来気候の方が強くなる結果となり、日本沿岸でも温暖化 による台風の強大化の影響を受けると考えられる.しかし、高潮は、上陸前の台風の状況に大 きく左右されるため、この結果から高潮の有意な差を類推することは難しい.その一つに、台 風の進路にと地形の関係が挙げられる.また、既往の高潮の世界各地の認識は、50年以上の間 で発生したものが大半を占める.温暖化による高潮の増大、陸上での社会への影響を評価する には、同等期間以上の台風を対象にすることが望ましいと考えられる.

これらの解決として,確率的台風モデルを用いて,気候予測結果の台風進路や勢力のバイア ス補正をした50年以上の台風を高潮推定に用いることが考えられる.これは,台風の発生位置, 進路,発達および安定・減衰を平均量,偏差と乱数を用いて,確率的に台風を表現するもので ある.確率的台風モデルの開発を進めており,結果の例として図-1に北西太平洋における現気 候における台風進路の計算を示す.



図-1 確率的台風モデルによる台風経路の計算結果(既往台風を元に計算)

(3) 全球の高潮計算と高潮氾濫の試行評価

これまでの影響評価では、天文潮には観測値を全沿岸に補間、高潮には経験的な式を用いた 簡易予測でおこなっていたので適切な精度を保っていたとは言えなかった.そこで、全沿岸の 潮位を計算モデルで求め、また過去の熱帯低気圧による高潮を数値計算での追算により世界の 高潮分布を求めた.次に海面上昇と人口増加を考慮して21世紀の高潮浸水被害の推定を試みた.

過去50年の世界の熱帯低気圧を対象に、トラックデータをもとに求めた気圧場と海上風速場 を外力にして、球面座標系の線形長波方程式を数値計算で解き(緯度経度2分格子)、全球の高潮 を追算した.追算精度は日本における既往の顕著な高潮偏差と比較することで確認した.地形 を十分に表現できない地点やwave set-up効果が大きい地点では計算精度が低かったが、全体と しては概ねの精度を確保していた.21世紀末までの約100年間には既往最高の高潮を上回る高潮 が来襲することも考えられるので、極値統計解析により100年確率の高潮偏差を全球の沿岸で求 めた.全球沿岸の満潮の分布については既往の観測値と、TOPEX/POSEIDON海面高度計データに 基づいた海洋潮汐モデルを用いて算定した.海岸線の満潮位に100年確率の高潮偏差を加えた水 位から、レベル堪水法により高潮浸水域を緯度経度1分の解像度で求めた.21世紀の被害推定に はSRESシナリオ(A1B, A2, B1シナリオ)に基づいた気候モデルによる海面上昇値と、国ごとの 人口増加率を世界人口グリッド分布に乗じ1分の解像度に変換した値を用いた. 以上により得られた結果は次のとおりである.数値シミュレーションの実行を通して算出した100年確率の高潮偏差(図-2)が3m以上の高い地点は、ミシシッピー・デルタ、ガンジス・デルタをはじめフィリピン東岸、中国銭塘江河口などで顕著に、オーストラリアの北西岸で点在的にあらわれた.また、フロリダ半島、ユカタン半島やカリブ諸島などメキシコ湾と中国の南東岸の広い範囲で同偏差が2m以上となること、デルタを中心に沿岸低平地で高潮の潜在的な浸水域が広がることを示した(同図-2).海面上昇の進行に伴い潜在的浸水域が2100年まで次第に拡大していき、最も顕著に影響が現われるA2シナリオでの拡大面積は、世界では20万km²アジアではその1/4を占めることが推測された.潜在的浸水人口の増加は浸水域の拡大よりも早く、2100年までには6億人増えることが推定された(図-3).世界の浸水人口の増加に占める割合はアジアが突出して大きい(図-4).この浸水人口の増加に占める要因には、21世紀前半は世界の人口増加の影響が大きく、後半はオセアニアを始めとして海面上昇による影響も顕著になる(図-5).



図-2 高潮偏差分布と海面上昇51cm時の潜在的浸水域 (高潮偏差)0.1~2m:橙, 2~3m:赤, 3m~:紫 (浸水域):青色. 標高20m以下:灰色. 表示のため解像度を緯度経度10分に低下させている.





図-5 潜在的浸水人口増加の総人口に対する率の推定推移(B1シナリオ)

(4) メガデルタの影響評価のための高潮計算

アジア・メガデルタへの影響評価のため、1997年にメコンデルタ (ベトナム)・チャオプラヤ デルタ (タイ)を襲った熱帯低気圧(9726)、2007年にベンガルデルタ (バングラデシュ)を襲 ったサイクロンSidrで浸水追算を行い、また2008年に (ミヤンマー)を襲ったサイクロンNargis については、沿岸域の高潮追算までを行った.

メコンデルタでは、メコン川河口域の広範囲で浸水、チャオプラヤデルタ(タイ)では平均 天文潮時に沿岸域の標高近くまで水位上昇する結果となった.サイクロンSidrの高潮追算では、 インド気象庁が警戒用速報として発表した進路と中心気圧を元に、上陸地点が報道と一致する ように補正したものを用いた.当初の計算結果は、日本土木学会の災害調査団(柴山ら2008)に より得られた高潮値よりかなり低い高潮となった.そこで、風域場については、さらにSuper Gradient Windが吹いたと仮定した2種類、また台風半径も3種類に設定して、合計9ケースの計 算をおこなった.高潮の最大値のケースによる幅(最大:赤,最低(青))を現地調査の高潮と 比較した結果を図-6に示す.高潮の数値計算結果が気象場で大きくことなる結果となった.



図-6 サイクロン・SIDR(2007)における気象場設定による最高高潮値の差 (棒グラフは最も調査値に近かったケースの結果)

f. 考察

推定される将来の熱帯低気圧のバイアスを補正するため、確率台風モデルの構築を進めてい るが、全域での熱帯低気圧の経路と移動速度の調整が必要な段階である.このモデルが構築で きれば、既往の熱帯低気圧のベストトラックデータと同等になるため、本年度に精度改善を目 指し構築した全球の天文潮と高潮数値計算にもとづいた全球沿岸の高潮影響評価が可能に、ま たメガデルタにおける詳細な影響評価のための高潮データの提供が可能になる.

- g. 引用文献
- 野田 章, 楠昌司, 鬼頭昭雄, 保坂征弘ら(2007), 20kmメッシュ全球気候モデルの開発に関す る研究, 高精度・高分解能気候モデルの開発, 人・自然・地球共生プロジェクト, 文部科学 省研究開発局, pp. 24-124.
- 柴山知也・田島芳満・柿沼太郎・信岡尚道・安田誠宏(2008), サイクロンSidrによるバング ラデシュ海岸・河川高潮被害の現地調査,土木学会海岸工学論文集,第55巻,,pp.1396-1400.
- Oouchi, K., J. Yoshimura, H. Yoshimura, R. Mizuta, S. Kusunoki and A. Noda (2006), Tropical cyclone climatology in a global-warming climate as simulated in a 20-km-mesh global atmospheric model: Frequency and wind intensity analyses, J. Meteor. Soc. Japan, 84, 259-276.

h. 成果の発表

(投稿中の論文)

- 信岡尚道,三村信男(2009),熱帯低気圧による全球の高潮と沿岸脆弱性の推定,海岸工学論文 集第56巻,(第一次査読通過).
- 信岡尚道,三村信男,田村誠(2009),21世紀におけるアジア・オセアニア沿岸の基礎的脆弱性の推定,地球環境研究論文集(査読中).
- Nobuoka H. (2009), Uncertainty of Numerical Simulations on Storm Surges by use o Best Track Data of Tropical Cyclone, Coastal Dynamics 2009, (第一次査読通過).
- Nobuoka H, N. Mimura and M. Tamura (2009), Asian and Oceanian Coastal-Risk Projection due to Sea-Level Rise and Population Growth, 5th International Conference on Asian and Pacific Coast, (第一次査読通過).

e.4.3 アジア・メガデルタへの影響 担当機関・所属:茨城大学 工学部・地球変動適応科学研究機関 研究者名:村上 哲・安原一哉

(1) はじめに

沿岸域地盤において地球温暖化による影響を考えると、地下水の塩水化域が海面上昇によっ て拡大することが予想される。地下水の塩水化の要因は、これまで、淡水層が地下水の汲み上 げによる塩水の浸入に起因して、または淡水層に隣接して存在する塩水層の開発によって生じ てきた。これに加えて、近年、IPCC第4次報告書によれば、2100年までに18cm~59cmの海面上昇 が生じると予測されていることから、気候変動に伴う海面上昇が、将来的に塩水化にどのよう な影響を与えるのかという視点が今後重要であると考える。浸入した塩水が内陸へ進んで揚水 地帯に達すると、地下水の水質が低下して、飲料水、工業用水、農業用水としての利用価値が 低下するなどの問題が生じるため、海面上昇によって生じる影響を考慮し、塩水化の将来予測 を把握することは重要である。とりわけ、高領域で低平地が広がるメガデルタ地域では、大き な影響を受けることが懸念される。海面上昇の影響を受ける沿岸域地下水の塩分濃度の将来的 な変化状況を数値シミュレーションにより予測し、結果をマップとして表示できれば地域の地 下水利用に関する適応策を考える上で有効であり、地域の持続可能な発展に貢献できると考え る。

そこで、今年度は、メガデルタ地域の沿岸域地盤を対象した広域地下水流動および海面上昇 による塩水化影響評価を行うための、地盤情報の整理と多様な地盤情報の決定について検討を 行い、地盤情報の決定フローを構築した。

(2) 地下水塩水化数値シミュレーションのための必要な情報の整理

地下水中の塩分濃度変化は、地下水中の溶存物質の移動を表す式(1)で表される移流分散方程 式と、式(2)で表される飽和・不飽和浸透方程式を同時に満足する解として求めることができる。

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(D_{\ln ij} \frac{\partial C}{\partial x_j} \right) - \frac{\partial}{\partial x_i} \left(Cu_i \right) (i, j = x, y, z)$$
(1)

$$\rho_{f}\theta\gamma\frac{\partial C}{\partial t} + \rho\left\{\beta S_{s} + C_{s}\right\}\frac{\partial\psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_{i}}\left\{\rho k\frac{\partial\psi}{\partial x_{j}} + \rho k_{z}\rho_{r}\right\}\left(i, j = x, y, z\right)$$
(2)

ここで、Cは濃度 (0 $\leq C \leq 1$ 、飽和濃度を1として正規化)、 D_{hij} は水力学的分散係数、 u_i は 平均間隙流速である¹⁾。 Ψ は圧力水頭、 θ は体積含水率、 S_s は比貯留係数、 C_s は比水分容量、 kは透水係数、 k_z はz方向の透水係数、tは時間、 ρ_f は淡水の密度、 ρ は間隙水の密度、 ρ_r は淡水の密度に対する間隙水の密度比 (ρ/ρ_f) 、 β は飽和領域で $\beta=0$ 、不飽和領域で $\beta=1$ と なる変数である¹⁾。 γ は溶質の密度比(一般に海水で $\gamma = 0.025$)である¹⁾。

式(1)、(2)を満足する解を温暖化による海面上昇を考慮した境界条件の下で解くことによっ て、海面上昇による沿岸域地下水塩水化のシミュレーションが実施でき、その結果を可視化す ることによって、対象地域の影響を把握することができる。このシミュレーションを実施する ためには、式(1)、式(2)の中の変数を決定する必要がある。広域的なエリアを対象とした場合、 原位置試験や室内試験などによって変数を決定することは困難である。そこで、既往の研究に 基づいて、広域な地域を対象とした場合の各種パラメータの決定方法について検討した。

(3) 地下水塩水化数値シミュレーションのためのパラメータ決定フローの構築

水力学的分散係数 D_{hij} は機械的分散係数 D_{ij} と有効拡散係数 D_d^* の和として次のように表される。

 $D_{hij} = D_{ij} + D_d^{*} \delta_{ij} \tag{3}$

ここで δ_{ij} はクロネッカーのデルタである。多孔質媒体中での拡散を示す D_{di}^{*} は、拡散係数 D_{d} と屈曲率 τ_{i} の積で $D_{di}^{*} = \tau_{i}D_{d}$ と表され、寺島・熊木(1976)によって求められた土質に 依存する実験値を参照し決定することができる。一方、機械的分散係数 D_{ij} は縦分散長 α_{L} と横 分散長 α_{T} 、平均間隙流速 u_{i} を用いて、

$$D_{ij} = \alpha_T u \delta_{ij} + \left(\alpha_L - \alpha_T\right) \frac{u_i u_j}{u} (i, j = x, y, z)$$
(4)

と表される(Bear、1972)。ここでuは平均間隙流速の大きさである。また、現場スケールでの α_L はNeuman(1990)が提案した次の経験式²⁾

 $\alpha_L = 0.0169\overline{x}^{1.53} (\overline{x} \le 100m), \alpha_L = 0.32\overline{x}^{0.83} (\overline{x} \ge 100m)$

(5)

により求めることができる。ここで、 \bar{x} は平均的な溶質の先端位置(スケール)である。さら に、キンツェルバッハ(1990)より α_T は $\alpha_T = 0.1\alpha_L$ の関係より決定される。

i方向の平均間隙流速 u_i はダルシー流速 v_i を用いて飽和領域、不飽和領域で、それぞれ、次式のように表される。

 $u_i = \frac{v_i}{n_e}$ (飽和領域) 、 $u_i = \frac{v_i}{\theta}$ (不飽和領域) (6)

ここで、 n_e は有効間隙率、 θ は体積含水率である。なお、ここで n_e は、有効間隙率と同一の物理的意味を持つ比産出量 S_y の値を用いて、 $n_e = S_y$ として扱うことができる。

淡水の密度 ρ_f には $\rho_f = 1.000(g/cm^3)$ 、溶質の密度比 γ は塩分濃度の場合 $\gamma = 0.025$ とおける。 間隙水の密度 ρ は、濃度変化により密度が変化するため $\rho = \rho_f(1+\gamma C)$ と表される。 $\rho_f = 1.000(g/cm^3)$ より淡水の密度に対する間隙水の密度比 ρ_r は $\rho_r = \rho$ と表せる。飽和時のみ 考慮されるパラメータである比貯留係数 S_s はDomenico(1990)らによって示された土質による 代表的な値を参照し決定する。また、不飽和時の浸透特性を表す C_s は、van Genuchtenの水分 特性曲線に対応する比水分容量モデル³⁾より、

$$C_{s} = (\theta_{s} - \theta_{r})mn\alpha(-\alpha\psi)^{n-1} \left[1 + (-\alpha\psi)^{n}\right]^{-m-1}$$
(7)

と表すことが出来る。

透水係数kは飽和透水係数 k_{sij} と比透水係数 k_r の積である $k = k_{sij}k_r$ と定義すると、 k_r は、van Genuchtenの水分特性曲線に対応する次の不飽和透水係数モデル³⁾より

$$k_{r} = S_{e}^{\xi} \left[1 - \left(1 - S_{e}^{1/m} \right)^{m} \right]^{2}$$
(8)

と表すことができる。飽和体積含水率 θ_s 、残留体積含水率 θ_r 、スケーリングパラメータ α (>0)、 飽和透水係数 k_{sij} 、 無次元パラメータn(>1)は、Carsel and Parrishがまとめた土質によるパ ラメータの平均値を参照し決定する。同様に、有効飽和度 S_e もvan Genuchtenの水分特性曲線 モデル³⁾を採用すると、

$$S_e = \left[1 + \left(-\alpha\psi\right)^n\right]^{-m} \quad (9)$$

と表すことができる。無次元パラメータ $m(0 \le m \le 1)$ は、現在最も広く用いられている m = 1 - 1/nの関係³⁾を用いる。土による間隙の屈曲度の違いを反映するパラメータ*ξ*は*ξ*=0.5 とする。また、体積含水率 θ は、以下に示す $S_e \ge \theta_s$ 、 θ_r 、 θ の次の関係式³⁾より求めるこ とができる。

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \tag{10}$$

以上の関係式や材料定数に基づいて、パラメータを決定することができる。特に、多くのパ ラメータは土質によって決定することができることが分かる。したがって、図-1に示したよう なフロー図を得ることができる。対象地盤の地盤構成(土質、層厚など)を現地の情報より把 握することによって、解析に必要なパラメータを決定することができる。表-1は、既往の研究 を整理し、代表的な土質である粘土・シルト・砂・礫の4種類に対する各種パラメータの値を示 している。フロー図とこの表を用いることによって、対象地域の地盤構造より数値として与え ることができる。今後は、これをアジアメガデルタ地域に適用し、海面上昇に伴う地下水塩水 化影響評価を実施していく。



図-1 パラメータ決定フロー

表-1 土質による各種パラメータ

土質	θ_{s}	θ _r	α (cm ⁻¹)	n	k _s (cm/s)	S _s (1/cm)	Sy	D _d * (cm²/sec)
礫	0.35	0. 075	0.898	7.38	3. 55	1. $0 \times 10^{-6} \sim 5.1 \times 10^{-7}$	0. 32	3. 23 × 10⁻ ⁶
砂	0. 43	0. 045	0. 145	2.68	8. 25 × 10⁻³	2. $0 \times 10^{-6} \sim 1.3 \times 10^{-6}$	0. 24	2. 30 × 10⁻ ⁶
シルト	0.46	0. 034	0.016	1.37	6. 94 × 10⁻⁵	1. $2 \times 10^{-5} \sim 6.0 \times 10^{-6}$	0. 20	2. 43 × 10⁻ ⁶
粘土	0. 38	0.068	0.008	1.09	5. 56 × 10⁻⁵	2. $6 \times 10^{-5} \sim 1.3 \times 10^{-5}$	0.06	2. 79 × 10⁻ ⁶

f. 考察

本研究では海面上昇の影響を考慮した地下水塩水化数値シミュレーションを行うための地盤 物性値の決定方法を既往の研究に基づいて検討した。その結果、諸関係式や材料定数に基づい て、各種変数を決定することができ、特に、多くのパラメータは土質によって決定することが できることが分かった。さらに、検討結果を踏まえた対象地盤の地盤構成(土質、層厚など) を現地の情報より把握することによって、解析に必要なパラメータを決定することができるフ ロー図を作成した。ここで構築した手法を、メガデルタ地域の地盤への適用を実施し、海面上 昇に伴う沿岸域地下水塩水化の数値シミュレーションを実施した。この手法を用いることによ り地球温暖化による影響を明らかにすることができると考える。

g. 引用文献

- 2002),移流分散解析入門 3. 地盤内の物質移動の支配方程式(その2)、土と基礎、 50-10(537)、pp. 53-58.
- 2) 中川啓(2008),物質の移流分散現象における微視的分散と巨視的分散について、地下水学会
 誌、第50巻第3号、pp. 179-186.
- 3) 地盤工学会 不飽和地盤の挙動と評価編集委員(2004),不飽和地盤の挙動と評価、 pp. 25-50.
- 4) 建設産業調査会(1998), 改訂 地下水ハンドブック、 pp. 70-73.
- 5) 広城吉成・赤木啓悟・細川土佐男・神野健二(2007),沿岸部帯水層の塩水遷移域における二 価鉄イオンの動態に着目した輸送モデル、土木学会論文集 B、 Vol. 63 No. 3、 pp. 178-188.
- 6) 中村陽介・細川土佐男・神野健二・岩満公正(2005),沿岸域帯水層における淡水と塩水の滞 留時間の推定とその特性、水工学論文集、第49巻、pp. 103-108.
- 7)藤縄克之・増岡健太郎・長野宇規・渡辺紹裕(2005)、海面上昇がゼロメートル地帯に及ぼす 影響を予測するための塩水浸入数値解析モデル、土木学会論文集(790)、 pp. 35-48.
- 8) 西垣ら(2009), Dtransu-2D・EL、 http://www.diaconsult.co.jp/download/iryu/Dtransu01.html. (参照)

h. 成果の発表

村上哲・渡邉眞悟・鈴木久美子・安原一哉・小峯秀雄(2009),海面上昇による水没域評価のためのチャオプラヤデルタ広域地盤沈下予測マップ、地盤工学会誌 vol.57 No.4, pp.26-29.

(投稿中の論文)

なし

e.5 全球雲解像モデルによる雲降水システムの気候予測精度

向上

担当機関:地球環境フロンティア研究センター 研究者名:佐藤 正樹

(1) 実験概要

2004年実験は14km格子の設定で6-10月の5ヶ月,7km格子の設定で同6-8月までの3か月積分を 行い、とくにアジアモンスーンの季節内変化の再現性に注目した.さらに、放射スキームを改良 した条件のもとで、100年後の気候シナリオ(SRES A1B)に基づく温暖化想定実験を行った.物理 過程改善の観点からは、昨年度は境界層乱流過程にサブグリッドスケール(以下SGS)の雲に伴う 凝結効果(Mellor-Yamada Nakanishi-Niino レベル2)(Mellor and Yamada, 1982; Nakanishi and Niino, 2004)を組み込んだ全球7kmと14km格子実験を行い、モデル性能の評価に関わる解析を進 めるとともに、SGSの雲に伴う乱流輸送過程が格子スケールの雲の空間的生成量に与える影響 を明らかにするために感度試験を実施し、その重要性を明らかにした.以下の結果では、2-1で 雲分布の境界層スキームへの依存性について、2-2でモンスーン域の循環場と降水活動の再現 性について、2-3では温暖化想定実験の概要と初期解析の状況について述べる.

(2) 結果

2-1 下層雲の再現性、境界層スキームの感度実験

SGSの雲の効果を考慮していない従来の乱流モデル結果との気候学的な雲量の空間分布の違いを明瞭にするためにIga et al. (2007)(以下I07)による実験結果と比較する. I07は現実的な地形を用いて海面温度を7月気候値に固定した実験を行い,定常的な循環場における雲量の空間的特徴を解析している.本報告では全球14km格子実験結果(以下CTL)を用いた結果について示すが,全球7km格子実験でも類似な雲量の空間分布を得られている(図略).

図2.1は本研究とI07, ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project)による 衛星観測から得られている7月の雲量の気候値を比較している. 観測結果から, ITCZやSPCZ, インド洋沖合いでは恒常的な強い対流活動に伴う組織的な上層雲量が見られる(図2.1a). I07 と本実験はどちらもこの様な上層雲量の空間的特徴をよく再現している(図2.1d, g).

中層雲量を見ると(図2.1b, e, h), CTLとI07には明瞭な違いは見られない. 全球的にはどち らも実験も観測に比べて過小評価している. 中層雲量を過小評価する傾向はAGCMに共通に見ら れている. NICAM実験でも光学的に薄い中層雲を過小評価していることが観測との相違を生む 大きな要因となっている(図略). 過去のAGCMを基にした研究では積雲対流に伴って起こる湿潤 204 空気塊のデトレインメントの不足,過飽和水を伴う雲微物理過程のモデル化の不十分さ,重力 波に伴う生成が不十分であることや鉛直解像度が低いために光学的に薄い雲を再現できていな いなどの問題点が示唆されているが(e.g., Zhang et al., 2005),その原因究明が課題として 残される.

下層雲量を見ると(図2.1c, f, i), I07は30°より極側において傾圧不安定波に伴って発生す る下層雲を良く再現している.一方,カリフォルニア沖やペルー沖,ナミビア沖などの大陸西 岸域,またインド洋沖合いで組織的に発達する下層雲を過小評価している.本実験ではこれら の下層雲の発達を観測に近づいていることがわかる.大陸西岸域で起こる下層雲量の変化につ いて興味深い点は,カリフォルニア沖合いよりもペルー沖合いの方がより改善されており領域 によるインパクトの違いがあることが挙げられる.

次に、乱流輸送過程が雲量の空間分布の再現性に及ぼす影響を系統的に調べるために2通り



図2.1: ISCCPにより提供されている衛星観測値とNICAMの雲量の比較.衛星観測値の2004年7月気候値におけるの(a)上層雲量,(b)中層雲量,(c)下層雲量.(d)(e)(f)は(a)(b)(c)と同じ.但し,Iga et al. (2007)の結果.(g)(h)(i)は(a)(b)(c)と同じ.但し,CTLの 2004年7月気候値.

の感度実験を行った.1つ目は全計算格子で未飽和と仮定した場合(i.e., SGSの雲に伴う乱流輸 送を考慮しないことに相当する(以下DRY)であり,2つ目は全計算格子で飽和していると仮定 した場合(以下WET)である.感度試験は6月1日から10日間実行し最後の5日間の平均値を比較 した.まず,DRYをCTLと比較すると(図2.2a, b, c, d, e, f),上層雲量と中層雲量の空間分 布は良く似ている一方,下層雲量が増加している.これはSGSの雲に伴う水蒸気輸送を考慮し ないことで境界層が湿潤化し,その結果,格子スケールの雲が発生しやすくなったためである. 次にWETを見ると(図2.2g, h, i),DRYとは逆に,下層雲量は全球的に減少するとともに中層雲 量と上層雲量は増加する.特に境界層の水蒸気が過剰に鉛直輸送されるために境界層が乾燥化 する.このため極域を除く下層雲量はほぼ消失する.

乱流輸送の違いが境界層の鉛直構造に与える影響を調べるために、ペルー沖で発生した海上 下層雲の雲水量と湿度分布を図3.3に示す。CTLでは(図2.3a)、まず南米大陸付近(70%)を見 ると970hPa付近に高湿度域が分布している.そして,湿度80%以下に代表される乾燥した層が, この高湿度層の上に分布している.湿度80%の等値線の上側を境界層上端とみなすと,境界層 と下層雲は西に向かうにつれて徐々に発達している.雲水量は100%付近で15g/kgを越える極 大値となった後,減少に転じる.この様な下層雲の空間的な変化の特徴はペルー沖海上下層雲 について行われた過去の数値的研究と矛盾しない(e.g., Wang et al., 2004).境界層上端が 870hPaに達する頃には湿度40%以上を伴う空気が750hPaを超えて分布している.このことから, 深い対流の発達に伴って境界層から自由大気へ活発に熱輸送が起きていることがわかる.



図2.2: 乱流輸送過程が雲量の空間分布に与える影響. CTLの(a)上層雲量,(b)中層 雲量,(c)下層雲量.(d)(e)(f)は(a)(b)(c)と同じ.但し,DRYについて.(g)(h)(i) は(a)(b)(c)と同じ.但し,WETについて.2004年6月6日~10日の平均値を示す.



図2.3 ペルー沖海 上で発生した下層 雲と水蒸気の緯度 10°Sに沿った東西 鉛直断面. 雲水量 (等値線; g/kg)と 湿度(影; %)を (a)CTL と (b)DRY, (c)WET についてそ れぞれ示す. 値は5 日間平均値(2004年 6月6日~6月10日).

1000 140W 135W 130W 125W 120W 115W 110W 105W 100W 95W 90W 85W 80W

CTLと比較してDRYでは(図2.3b), 乱流による鉛直熱輸送が減少することで境界層上端高度が 明らかに低くなっている. そして, 高湿度な空気は海上表面付近に留まり, 120%より西側でも 連続的に分布する過大な下層雲が生成される. WETでは50%を超える湿度域が下層から中層に分 布している. このことは乱流による鉛直熱輸送が過大に起きていることを示している. その結 果,境界層を乾燥化させることで下層雲はほとんど生成されていない.

雲解像モデル開発の成功によりMJOをはじめとする熱帯域で発生する擾乱の再現に成功している.しかし,現在,得られる計算機資源を用いても境界層で発生する様な浅い対流を始めとする雲を陽に計算することは難しい. Miura et al. (2007)は全球3.5kmと7km, 14km格子を用い

て台風0404号の再現実験を行い,SGS雲に伴う乱流輸送が台風の発達に対して重要な役割を演じることを示している.本研究は,SGS雲のモデル化は全球雲解像モデルにおける気候学的な 雲量の再現性を高めるためにも重要な問題であることを示した.

2-2 2004年実験でのインド・アジアモンスーン域の季節変動

2-2-A インド・アジアモンスーン域の季節平均の下層循環と降水

2004年6-8月平均の下層風(850 hPa)と地上降水の分布について,GL9(14 km格子)とGL10(7km 格子)の実験結果を図2.4(上)に示した.図2.4(中)は観測(NCEP/NCAR再解析,TRMM降水レ ーダー)による.モンスーン期の基本的な特徴であるソマリージェットと下層西風の分布がよ くシミュレートされた.詳細をみれば、インド洋海域で降水が過剰なバイアスがみられる.す なわち、モデルで顕著にみられるインド洋付近(60-90°E)の降水は観測ではそれほど顕著でな い.バイアスの原因究明と改善は今後の課題であるが、下部境界条件として海面水温を与えた AMIP型の気候モデル実験においてみられたバイアスと類似しており(Wang et al. 2004)、大気 海洋相互作用の効果をとりいれることの重要性が示唆される(Oouchi et al., 2009b).GL10 (7km格子)実験ではGL9(14km格子)実験と比較して、このバイアスがいくぶん緩和されている ことがわかる(図2.4(下)).



図2.4: 止) GL9(14km格子; 左列) およびGL10(7km格子; 右列) 実験における2004年6^{~8} 月の850 hPa速度場(矢印, 東西風に陰影) および降水量(2mm/hr以上, 紫色), (中) 同期 間における観測, (下) モデルと観測の領域(10°S-40°N, 40°E-180) 平均の降水量.

2-2-B モンスーン域の陸域降水の再現性

モンスーン域の2004年6^{~8}月平均の降水分布を示す(図2.5).西ガーツ山脈,インドシナ半島 の西岸付近やアンナン山脈付近での降水分布がよく再現されている.インドシナ半島の降水活 動は日変化から季節内変化にわたる階層構造をもち,季節内変動の周期的な変化に応じて活動 の活発,不活発化が起こるなど興味深い特徴を示している(図略).また,観測から知られて いるように(Xie et al., 2006),山岳地帯の地形と西風成分をもつ総観スケールの循環との 相互作用が関与している可能性も示唆された(図略, 0ouchi et al., 2009b).これらの結果 は、モンスーン域の降水予測においても全球雲解像モデルが有用である可能性が示しており, 従来型気候モデルでは再現が難しかったモンスーン域の局地的な降水のメカニズムや予報改善 に役立つ知見を与えることが期待される.



図2.5: 観測(左),7km格子ラン(右)における降水量,2004年6~8月平均.

2-2-C インド・アジアモンスーンの季節内進行の再現性

モンスーン域の降水と下層東西風の活動について、2004年6-8月の時間変化を示す(図2.6). 観測によるこの時期のモンスーンに伴う下層ジェットの特徴(図2.6上)として 5月18日にイン ド半島南西域での降水活動の活発化(オンセット)した後、(1)6月中旬における下層西風ジ ェットの強化とその後の弱化、(2)8月第一週における下層西風ジェットの再強化がみとめら れる.GL9(14km格子)実験では、この風系の特徴がよく再現されている.GL10(7km格子)実 験では、(2)に対応する西風の強化はみられるものの、7月中旬にも観測にはみられない強化 が起こっている.

一方,降水活動の特徴をみると、2-2-Aで述べたような観測にはみられない赤道域の降水活動の活発化はあるものの、下層ジェットの強化に先行あるいは、ほぼ同期して北進する点など、モンスーン期に特徴的な降水活動の進行がシミュレートされていることがわかる. モンスーン域の対流活動や循環の指標となるモンスーンインデックス (Wang et al., 2004)の時間変化をインド域および西太平洋域についてみると、積分開始後の40日間について、GL10(7km 格子)実験では観測される季節内進行がよく再現されており (図2.7, Indian Monsoon Indexの相関係数0.66),全球雲解像モデルがモンスーン域の降水の再現において高いポテンシャルをもつことを示す.

本実験では6月から7月上旬にかけて熱帯域を東進するMJOの位相進行が観測と比較してよく

再現されており,このMJOをトリガーとする台風発生の予測にも成功している (Oouchi et al.,2009a).

今後は、モンスーン循環の季節内進行と熱帯域のMJO活動との相互作用や、季節内進行に伴 う対流活動の振る舞いおよびモンスーン低気圧の発生のメカニズムを調べることにより、季節 変化より長い時間スケールの再現性をめざすモデル性能の評価を行い、モンスーン域の局地的 な気象現象の予測向上の基礎的理解が得られることが期待される.



図2.6: 観測(上),GL9(14km格子;下左),GL10(7km格子;下右)実験における降水量 (各上パネル)および850 hPa速度場(矢印,東西風に陰影)の時間変化.2004年6~8月.



2-3 温暖化想定実験

2-3-A 目的

積雲対流スキームを用いた従来の気候モデルでは、現在気候はもとより、温暖化を想定した 気候実験における大気擾乱や循環場、雲や対流を介した放射の変化に不確定性がはいりこむ. 全球雲解像モデルでは、雲や対流にかかわる不確定性を排除することで、より信頼性の高い温 暖化予測を行うことが可能である。本年度は全球雲解像モデルを用いた世界初となる温暖化実 験を開始した.とくに熱帯低気圧はこのモデルの威力をはかる鍵となる対流性擾乱の一つで、 かつ温暖化気候との関係で大きな注目を集めている顕著現象であり、本実験の重要な課題とし ている.ただし、従来型気候モデルで行われているようにアンサンブル実験や何十年もの積分 を行った上で、熱帯低気圧の気候学的な統計解析を実行するのは、NICAMランの場合不可能で ある.そこで、従来型気候モデルと比較してMJ0など熱帯擾乱の再現性が高い本モデルの利点 を生かし、赤道波など熱帯擾乱の活動度の変化が熱帯低気圧の発生に与える影響に焦点をあて た解析を今後進める予定である.この報告では、その準備として熱帯低気圧の経路や強度、環 境場の再現性などモデル内の熱帯低気圧の基本的な特徴の把握をねらいとした解析の結果を報 告する.

2-3-B 実験設定概要

水平格子解像度14km (全球雲システム解像モデル)を用い,SRES-A1Bシナリオに基づく約100 年後の気候変化を想定した温暖化想定実験を行った.温暖化時の境界条件(海面温度と海氷密 接度)は,Mizuta et al. (2008)にならい,IPCC第4次報告書のCMIP3データベースから18種のモ デルの現在(1979²003) および将来(2075²099) 各25年分の各月のアンサンブル平均偏差デー タを作成し,昨年度より行っている2004年季節変化実験の気候値境界条件に加算して与えた. 積分期間はコントロールケースが2004年6月~10月,温暖化想定実験が約100年後の5月~10月と した.温暖化想定実験の5月はスピンアップ期間としている.温室効果ガスの濃度はA1Bシナリ オに基づき,C02濃度(現在の約2倍)一定値,N₂0とCH₄の濃度は現在と同程度とした.放射スキー ムは従来用いたMSTRNXの改良版を組みこみ,C02濃度倍増の設定にも対応した.

2-3-C 気候感度

図2.8から,温暖化実験における特徴的な変化として,第一にインド洋北部および海洋大陸域 の東側の太平洋全域の長波放射の減少,第二に中高緯度(30N-60N)では長波放射が増加し,短波 放射が減少している様子が確認できる.前者は温暖化時に降水活動の活発化(図2.9右列)が顕 著な地域を含んでいることから,それを反映していると思われる.後者は中高緯度における雲量 が減少したため,短波放射が地表を暖め(図2.9左列),地表面からの長波放射が増加したことと 整合的である.図2.9右列より,西太平洋とマレー半島西岸で0.6[mm/h]を超える顕著な降水量 の増加がみられる.



図2.8:現在気候(2004年6・7・8月)実験(上段),温暖化想定(将来6・7・8月)実験(中段),両 者の差(温暖化想定時-現在気候). 左列:大気上端における外向き短波放射[W/m²]の全球分 布と緯度平均,右列:大気上端における外向き長波放射[W/m²]. それぞれ6・7・8月における3 カ月間の平均値を示す.



図2.9: 現在気候(2004年6・7・8月)実験(上段),温暖化想定(将来6・7・8月)実験(中段),およ び両者の差(温暖化想定時-現在気候)(下段). 左列:地表面/海面温度[K]の全球分布と緯度 平均,右列:降水量[mm/h].それぞれ6・7・8月における3カ月間平均値.
2-3-D 熱帯低気圧の発生頻度分布と経路

熱帯低気圧の検出には柳瀬(2007)の方法を利用した.図2.10にそれぞれの実験における6月から10月の間の熱帯低気圧の発生と経路の分布を示す.全球での熱帯低気圧の数は現在気候実験で51個,温暖化想定実験で31個となり既往の研究(0ouchi et al, 2006,他多数)で得られた結果と一致した結果となった.しかし海域ごとの頻度分布は一致した見解が得られておらず,我々の結果では西太平洋(100°E-180)で増加,大西洋(90°W-0)とインド洋(30°E-100°E)では減少,東太平洋(180-90°W)では変化は見られなかった.



図2.10 現在気候実験(左)と温暖化想定実験(右)における熱帯低気圧の経路分布

熱帯低気圧の強度に注目すると、図2.11より最大風速の最大値は増加し、最小気圧は低下し、 強度が大きくなる傾向にあることがわかる.海域ごと変化と擾乱の活動の変化の関係を理解す ることが今後の課題である.



図2.11: 熱帯低気圧の最低気圧(左)および最大風速(右)の頻度分布図.現在気候実験(緑)と温 暖化想定実験(赤)

2-3-E 熱帯低気圧の発生に影響を与える環境場

図2.12にGenesis Potential Index (GPI) (Emanuel and Nolan, 2004)と両者におけるGPIの 差およびGPIを構成するパラメーターを差し替えた場合の差を示す.

$$GPI = \left| 10^{5} \eta \right|^{\frac{3}{2}} \left(\frac{R_{H700}}{50} \right)^{3} \left(\frac{PI}{70} \right)^{3} \left(1 + 0.1 V_{sh} \right)^{-2} \quad \dots \dots (1)$$

GPIは式(1)で定義されており、 η は絶対渦度[s⁻¹], R_{H700} は700hPa面での相対湿度[%]、PIは Potential Intensity(PI)[m/s] (Emanuel, 1995), V_{sh} は850hPa面と200hPa面の風速の鉛直シア -[m/s]を示す. 図2.12(d - g)は温暖化時のGPIの4つの成分のうち各図の題名の成分のみを現在気候実験のものと差し替えて、差をとった値を示している. 図2.12(c)より北大西洋ではGPIは減少の傾向があり、北西太平洋ではGPIは増加の傾向があることがわかる。

北大西洋のGPI変化の分布を詳しく見ると熱帯低気圧の発生が顕著な領域(60^w-20^w, 8^v-15^v)ではGPIが増加し,熱帯低気圧の発生にとって好ましい状態となる.しかしカリブ海 から東側の熱帯低気圧に発達する可能性をもった擾乱が通過する海域ではGPIが減少し,熱帯低 気圧の発生に好ましくない状態になっていることがわかる.図2.12(c)-(g)からこの変化を与え た支配的な要因として風速の鉛直シアーの増加が示唆され,CMIP3のモデルを用いて解析を行っ たVecchi and Soden (2007)の結果と整合的な結果となった.この鉛直シアーの変化はEl Nino 的な海面水温の分布によるWalker循環の東方移動がもたらす循環場の変化に起因する可能性が

218

あるが (Vecchi and Soden, 2007, Gray, 1984), 本実験においてもその傾向が確認された (図 略).

また,北西太平洋でのGPIの変化は,10N以北で増加傾向がみられる.図2.12(d)-(g)から,当 該海域ではGPIを構成する全てのパラメーターが熱帯低気圧の発生に好ましい状態になってい ることがわかる.図2.12(c)で示したGPI分布と海域ごとの発生数の変化(図略)は概ね一致し, GPI解析と整合的な結果が得られた.



 図2.12: (a) 温暖化想定実験(6~10月)のGPIの分布,(b) 現在気候実験(2004年6~10月)のGPIの 分布.(c)(a)と(b)の差,(d)-(g)式(1)で定義されたGPIを構成するη, V_{sh}, R_{H700}, PIを含ん だパラメータのうちーつを変化させたときのGPI全体の変化量(ΔGPI_k=A₁A₂ΔA_kA₄ ここでA_k は式(1)右辺の各項, すなわち,絶対渦度,鉛直シア,中層の相対湿度,ポテンシャル強度 に起因する項であり,Δは温暖化想定実験と現在気候実験の差を示す.)

参考文献

Emanuel, K. (1995), Sensitivity of tropical cyclone to surface exchange coefficients and a revised steady-state model incorporating eye dynamics. *J. Atmos. Sci.* **52**, 3969-3976

- Emanuel, K. and D. S. Nolan (2004), Tropical cyclone activity and the global climate system. In: *Proc. of 26th conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*, pp. 240-241, American Meteorology Society, Miami, FL
- Gray, W. M. (1984a), Atlantic Seasonal Hurricane frequency. Part I: El Nino and 30 mb Quasi-Biennial Oscillation influences. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1669-1683
- Iga, S., H. Tomita, Y. Tsushima, and M. Satoh (2007), Climatology of a nonhydrostatic global model with explicit cloud process. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L22814, doi:10.1029/2007/GL031048.
- Mellor, G. L. and T. Yamada (1982), Development of a turbulence closure model for geophysicms, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 20, 851-875.
- Mizuta, R. Mizuta, R., Y. Adachi, S. Yukimoto, and K. Kusunoki (2008), Estimation of the Future Distribution of Sea Surface Temperature and Sea Ice Using the CMIP3 Multi-model Ensemble Mean, *Technical Report of the MRI*, NO. 56.
- Nakanishi, M., and H. Niino (2004), An improved Mellor-Yamada level-3 model: Its numerical stability and application to a prediction of advection fog. *Bound. -Layer Meteor.*, **119**, 397-407, DOI: 10.1007/s10546-005-9030-8.
- Oouchi, K, J. Yoshimura, H. Yoshimura, R. Mizuta, S. Kusunoki, and A. Noda (2006), Tropical cyclone climatology in a global-warming climate as simulated in a 20 km-mesh global atmospheric model : Frequency and intensity analysis. *J. Meteor. Soc. Japan,* **84**, 259-276
- Oouchi, K., A.T. Noda, M. Satoh, H. Miura, H. Tomita. T. Nasuno, S. Iga (2009a), A simulated preconditioning of typhoon genesis controlled by a boreal summer Madden-Julian Oscillation event in a global cloud-system-resolving model. accepted, *SOLA*, Vol. 5, 065-068, doi:10.2151/sola.2009-017.
- Oouchi, K., A. Noda, M. Satoh, B. Wang, S.-P. Xie, H. Takahashi, T. Yasunari (2009b), Asian summer monsoon simulated by a global cloud-system-resolving model: Diurnal to intra-seasonal variability. *Geophys. Res. Lett.*, submitted
- Vecchi. G. A., and B. J. Soden (2007), Increased tropical Atlantic wind shear in model projections of global warming. *Geophys. Res. Lett.*, 34, doi:10.1029/2006GL02895.
 Wang, B., I.-S., Kang and J.-Y. Lee (2004), Ensemble Simulations of Asian-Australian
- Monsoon Variability by 11 AGCMs, *J. Climate*, **17**, 803-818.

- Wang, Y., S.-P. Xie, H. Xu, and B. Wang (2004), Regional model simulations of marine boundary layer clouds over the southeast pacific off South America. Part I: Control experiment. *Mon. Weather. Rev.*, **132**, 274-296.
- Xie, S.-P., H. Xu, N.H. Saji, Y. Wang, and W.T. Liu (2006), Role of narrow mountains in
- large-scale organization of Asian monsoon convection. J. Climate, 19, 3420-3429.
- Yanase, Y., et al (2007), Using 14km-mesh entire globe simulation behavior of tropical Cyclones, 9th Nonhydrostatic model workshop (in Japanese)
- Zhang, M. H., W. Y. Lin, S. A. Klein, J. T. Bacmeister, S. Bony, R. T. Cederwall, A. D. Del Genio, J. J. Hack, N. G. Loeb, U. Lohmann, P. Minnis, I. Musat, R. Pincus, P. Stier, M. J. Suarez, M. J. Webb, J. B. Wu, S. C. Xie, M.-S. Yao, and J. H. Zhang (2005), Comparing clouds and their seasonal variations in 10 atmospheric general circulation models with satellite measurements. *J. Geophys. Res.*, 110, D15S02, doi:10.1029/2004JD005021.

e.6 GCM (大気海洋結合気候モデル)と結合される全球植生動

態モデルの高度化と検証

担当機関:独立行政法人海洋研究開発機構 地球環境フロンティア研究センター 研究者名:和田英太郎、伊藤昭彦、佐藤永、伊勢武史、加藤知道

e.6.1 サブ課題1 (SEIB-DGVMの高度化と検証)

SEIB-DGVMの植生タイプごとの高度化

本プロジェクトの主な目標の一つは、動的全球植生モデルSEIB-DGVM を、全球モデルとして の枠組みを保ちながら、様々な地域・生態系に対して高度化を行うことである。そこで、昨年 度、東シベリア地域に対して行った高度化に引き続き、今年度は東南アジアにおける熱帯多雨 林に対して高度化を行った。その際に必要とされる各種定式やパラメーターは、ドイツの研究 グループが長年開発を継続している森林動態モデル、FOMIND (Köhler1998)から取り入れた。 FOMINDは、熱帯多雨林の植物個体群動態をシミュレートするために開発されたモデルであり、 森林の初期構造をもとに、その後の森林遷移を1年のタイムステップで出力する。このモデル は、樹木の多様性を数種類の生物機能型 (PFT)をもって代表させており、これらPFT ごとに、 光合成・死亡率・定着率・定着条件・アロケーションなどに関するパラメーター値を観測値よ り与えている。このモデルの挙動は、そのような現在気象条件下におけるパラメーター値のみ で決定されているため、気候や二酸化炭素分圧の変化が森林の構造や機能に与える効果などは 検討できない。したがってFOMINDは、GCM に結合させるためには入出力変数の項目や空間スケ ールに欠落があるが、これらの欠落はSEIB-DGVM に取り込まれることにより補完される。

図1は、この高度化を行ったSEIB-DGVMを用いて、半島マレーシアにおける伐採跡地から100 年間の森林遷移をシミュレートした様子である。黄色い樹冠で示された光依存性樹種が最初に 優占し、しだいに赤い樹冠で示した極相種と入れ替わっていく様子がみられる。このような遷 移は、伐採跡地で実際に観察される遷移と同じパターンを示している。平衡状態に達した森林 における、森林構造(木本のサイズ構造・葉面積指数・生物量)、および機能(総生産速度・純 生産速度)は、半島マレーシアの熱帯低地林で観測された値を的確に再現した。図2は、平衡に 到達した森林の年間炭素フラックスを、シミュレート値と実測値とで比較したものである。幹 のリターフラックスが過小に評価されるなどの傾向はみられたものの、総じて炭素フラックス を良く再現した。



図1:皆
(後100年間における相観 変化のシミュレーション。気象デ ータは、半島マレーシア熱帯性低 地林における観測値を用いた。森 林の大きさは100m×100m。異なる 植物機能型を、異なる色で表現し た。例えば黄色は光要求性の遷移 初期タイプ、赤色は弱光への耐久 性が強い後期遷移タイプである。



図2:半島マレーシア熱帯性低地林における、年 間炭素フラックスの観測値とシミュレーション 値との比較。シミュレートされた値は、皆伐の跡 地より開始した91年目~100年目の値を平均した。

また、調整パラメーターや気象変数の変動に対するモデル出力の変化は限定的であり、この モデルが頑健である事が示された。同じ分析からは、樹冠を優占している樹種の僅かな消長が、 樹冠下の樹種の消長に極めて大きな影響を持つという結果が得られた(図3)。この結果は、気 候変動が、森林全体の様子や優占樹種に対して僅かな変化しか与えない場合においても、それ が樹幹下の樹種の生物量や生物多様性に甚大な影響を与える可能性を示唆する。



図3:入力する気象データを様々に変化させた場合における、 PFT1(優占種群)とPFT3(初期遷移種群)間の葉面積指数(LAI) の変動関係。有意な負の相観が認められた(P=0.006)。また、PFT1 の僅かな変動が、PFT3の大きな変動に対応するという、変動幅の 非対称性も見られた。高木層に優占するPFT1の僅かな消長は、よ り下層の光環境に大きく影響し、それが生存に強光を要求とする PFT3の消長に大きな影響をもたらすというのが、この相関関係 を形成したと考えられる。実際、PFT3の死亡条件を他のPFTのも のと同一にした場合には、この相関関係は有意ではなくなった。

なお、PFT1~4の全てのペアにおいて、有意な相関関係はPFT1とPFT3の間のみに見られた。

なお、このモデルの森林動態を制御している主要なパラメーターや関係式は既存のGAP動態モ デルから採用したものの、今回の取り込み作業によって。気候条件を入力でき、また生態系変 動が物質循環に与える効果に言及できる、というメリットが生じた点を強調したい。このよう なモデルは、変動環境下において森林全体の構造や機能を予測する上で、最もキーとなるパラ メーター、プロセス、気候環境要素を定量的に把握することで、より効果的な観測計画を立案 する上で極めて有用であろう。なお、これら一連の成果は論文にまとめられ、受理された(Sato 2009)。また、これと同様の手法を用いる事でアラスカ域に対するSEIB-DGVMの高度化を進める べく、検討を開始した。

SEIB-DGVMのグローバルスケールに対する適用と検証

SEIB-DGVMが扱う3次元の放射スキームを垂直1次元に簡略化することで計算速度を向上さ せメモリ消費を抑えたsSEIBが、大循環モデルCCSR-FRCGC GCMおよび地表物理モデルMATSIROと 結合された。sSEIBが再現する陸域生態系の炭素収支と植生タイプやサイズは大気中の二酸化炭 素濃度や地表の放射バランスや水バランスに大きな影響を与え、気候を決定する重要な要素の ひとつであることが確認された。産業革命以前の二酸化炭素濃度を用いた100年間のシミュ レーション実験では大気と植生のダイナミックなバランスが再現され、陸面の炭素収支はほぼ 平衡状態に達した。このときの植生タイプや葉面積指数・生産量の全球の分布は、現在の地域 的パターンをうまく再現している(図4)。このモデルに人為的温室効果ガス排出を与えること で気候変動をシミュレーションし、大気と植生の双方向のフィードバックを再現する実験が現 在進行中である。

また、気候モデル用の大きなグリッドでは扱いきれないローカルスケールの地形・地質的な 多様性を扱うためのスキームが開発され、論文として出版された(Ise and Sato 2008)。これ までのシミュレーションでは、各気候グリッド内は一様の条件と仮定して植生の状態を計算し ていたが、現実には、気候条件が共通でもローカルレベルの多様性(土壌の深さや質の違い・ 水はけなど水文学的な違い・傾斜の大きさや向きの違いなど)により植生のタイプや生産量・ バイオマスは非常に異なることが多い。この研究では、衛星観測を用いた解像度1kmの土地被 覆データ(GLC2000)を用い、各グリッドの植物生産ポテンシャルを推測することで、より観測 に近いシミュレーション結果を得ることができた。算出された葉面積指数は衛星観測データ (MOD15)と比較され、ローカルレベルの多様性を扱うことが北方林全域のシミュレーションを 大きく改善することが確かめられた(図5)。





図 4 大循環モデルと結合されたsSEIBの出力結果 は、産業革命前の植生の状態を再現している。(a) 植生タイプの分布。(b)葉面積指数の分布。(c)第 一次生産量の分布。

さらに、地表物理モデルとの結合により供給される土壌の深さごとの温度・水分量を利用す ることで、土壌炭素の気候応答をより正確に再現する試みが進行中である。ケーススタディと して、Ise et al. (2008)では物理的に計算された泥炭地の土壌温度・水分量から土壌炭素の 蓄積のダイナミクスを再現した。気候変動により土壌の高温化・乾燥化が進むと、泥炭の分解 が進み土壌の厚みが失われていくことで、さらに保水力が減り乾燥化が進む、という正のフィ ードバックが泥炭地の崩壊を招くことを、世界で初めてシミュレーションモデルで再現した。

e.6.2 サブ課題2 (Sim-CYCLEの高度化と検証)

陸域生態系の温室効果ガス交換は、気候システムにおける重要なフィードバック機構の一つ であるが、陸面の不均質性や生物地球化学的プロセスの複雑性のため、広域的な評価は非常に 困難なのが現状である。これまでの研究では、最も重要な温室効果ガスであるCO₂に焦点を当て、 それを制御する炭素循環を地球システムモデルに取り入れてきた。このような気候-炭素循環結 合モデルは、陸域炭素循環が将来の人為的温暖化を加速する可能性など、潜在的に重要なフィ ードバックの存在を示唆している。森林の耕作地や都市への転換や、草原や低木林の牧草地へ の転換といった土地利用変化は、文明の創始とともに始まった人類の根源的な活動である。産 226 業革命や植民地化を経て加速的に進行し、第2次世界大戦後では特に熱帯の発展途上国におけ る森林破壊が深刻化している。IPCC第4次報告書によれば、1990年代には土地利用変化で1.6 Pg Cyr-1が放出されており、最近200年間の総放出量は140 ± 40 Pg Cに及ぶとされている。グロ ーバルな陸域生態系モデルを用いて、土地利用変化による炭素放出量の評価が試みられてきた。 しかし、そこでは森林から農地への転換後の典型的な炭素放出パターン(例:Houghton et al. 1983)が仮定され、土地利用変化の分布に関するデータは不十分という問題があった。そのた め、過去300年間の農地分布データ(Ramankutty and Foley 1999; Klein Goldwijk 2001)が作 成され、土地利用変化に伴う放出量を経時的に推定することが可能になったが、なお大きな不 確実性が残されていた。

そこで、本サブ課題では陸域生態系モデルにおいて、土地利用変化(自然植生の農地化・牧 草地化)に伴う炭素放出を、最近のデータを用いて評価する手法を検討した。土地利用変化に よる総炭素放出量を推定するには、自然植生から耕作地への全面積変化を評価する必要がある が、既存の耕作地面積マップでは耕作地から(二次)植生への回復を差し引いた正味面積変化 しか得られなかった。そのため、炭素放出量を過小評価していた可能性がある。最近、New Hampshire大学のHurtt et al. (2006)により、原生植生、二次植生、耕作地、放牧地について 相互の土地利用変化(transition matrix)に関するデータが作成された。このデータから全面 積変化が得られ、VISITモデル(Sim-CYCLEモデルの上位拡張モデル)による炭素貯留量と組み合 わせることで炭素放出量が計算される。ただし、時間遅れのある炭素放出パターンについては 従来と同じくGrand slamプロトコルの方法を用いた(土地利用変化を受けた土地の地上部バイ オマスを植生タイプごとに一定の係数で1年、10年、100年の滞留時間を持つプールに割り振る)。 ここでは原生植生および二次植生から耕作地・牧草地への転換による炭素放出を対象とした。

図6に示したのは1990年代における土地利用変化に伴う炭素放出の分布である。先進国が分 布する温帯・亜寒帯ではほとんど放出が生じていないのに対し、森林伐採が進んだ熱帯林(東 南アジア、アフリカ、中南米)での放出が顕著である。この期間の年間放出量は約1.95 Gt C/ 年と推定された。なお、比較のために面積変化に基づく評価や、耕作地への転換のみ(つまり 牧草地への転換を含まない)評価も行ったが、炭素放出量を大幅に過小評価する可能性が示唆 された。



図 6 : Hurtt et al. (2006)のデータ を用いて陸域生態系モデルで推定さ れた1990年代の土地利用変化に伴う 炭素放出の分布。

227

時系列的に見ると(図7)、総耕作地面積は20世紀中に1112万km2から1715万km2に増加してお り、年間1.7~2.2 Gt C/年が放出されていた。結果的に20世紀中の土地利用変化による炭素放 出は計190 Gt Cに達しており、陸域の炭素収支上で無視できない要素であることが分かる。1970 年代以降、総耕作地面積の増加は鈍化しているが、牧草地への転換や二次植生の利用によって なおも相当規模の放出が生じている点は注意すべきである。



図7:20世紀中の総耕作地面積と土地利用変 化に伴う炭素放出量の時間変化。

ここで行った予備的検討は、地球システムモデルに組込む陸域生態系モデルにおける土地利 用変化の重要性を改めて示唆している。残された課題として、土地利用変化後の長期的な炭素 放出パターンの設定があげられる。跡地に残された粗大有機物の分解過程や、収穫利用された 木材の平均滞留時間を適切に設定するには多くのデータとより洗練されたモデルが必要である。 陸域生態系モデルの間でも、このプロセスに関する共通化は行われていないため、早急に検討 して不確実性低減を図るべき分野である。入力となる土地利用変化のグローバルデータにも、 なお仮定に基づく便宜的取り扱いが残っているとされており、モデルとデータの両者を並行的 に高度化していくことが望ましい。現在、環境省地球環境研究総合推進費「全球森林モニタリ ングシステム」において、衛星観測による森林伐採・衰退と生態系モデルによるシミュレーシ ョンを組み合わせた炭素収支評価が試みられている。そこでは現地データに基づいて、土地利 用変化後の炭素動態のモデル的な扱いが検討される予定であり、その成果も踏まえて全球モデ ルの高度化へとつなげていく予定である。一方、環境省推進費S-5-4では、将来予測のための排 出シナリオを作成しているが、そこで作られた過去から将来の土地利用データとの整合性を検 討する必要もある。特に、将来の土地利用変化予測は、オランダのIMAGEグループによる予測シ ナリオがほぼ唯一のものであったため、不確実性の評価を含めて検討が不十分である。時期IPCC 報告書向け温暖化予測のため、世界の主要研究機関で土地利用変化シナリオ開発が進行中であ り、その複数シナリオを用いた評価も重要な課題の一つである。

g.6 引用文献

- Houghton, R. A., and co-authors (1983), Changes in the carbon content of terrestrial biota and soils between 1860 and 1980: a net release of CO₂ to the atmosphere, *Ecological Monographs*, 53, 235-262.
- Hurtt, G.C., and co-authors (2006), The underpinnings of land-use history: three centuries of global gridded land-use transitions, wood-harvest activity, and resulting secondary lands, *Global Change Biology*, 12, 1-22.
- Ise, T., and H. Sato (2008), Representing subgrid-scale edaphic heterogeneity in a
 large-scale ecosystem model: A case study in the circumpolar boreal regions, Geophysical
 Research Letters, 35, L20407, doi:10.1029/2008GL035701.
- Ise, T., Dunn, A.L., Wofsy, S.C., and Moorcroft, P. R. (2008), High sensitivity of peat decomposition to climate change through water-table feedback, *Nature Geoscience*, doi:10.1038/ngeo1331.
- Ise, T., T. Hajima, H. Sato, and T. Kato (In press), Simulating the two-way feedback between terrestrial ecosystems and climate: Importance of forest ecological processes on global change, In: *Forest Canopies: Forest Production, Ecosystem Health, and Climate Conditions*, New York, NOVA.
- Klein Goldewijk, K., (2001), Estimating global land use change over the past 300 years: The HYDE Database. *Global Biogeochemical Cycles*, 15, 417-433.
- Köhler, P. and A. Huth (1998), The effects of tree species grouping in tropical rainforest modelling: Simulations with the individual-based model FORMIND, *Ecological Modelling*, 109(3), 301-321.
- Sato, H. (2009), Simulation of the vegetation structure and function in a Malaysian tropical rain forest using the individual-based dynamic vegetation model SEIB-DGVM, *Forest Ecology and Management*, doi:10.1016/j.foreco.2009.03.002.
- Ramankutty, N. and J.A. Foley, (1999), Estimating historical changes in global land cover: croplands from 1700 to 1992, *Global Biogeochemical Cycles* 13, 997-1027.

h.6 成果の発表

査読付き論文

- Ise, T., A. L. Dunn, S. C. Wofsy, and P.R. Moorcroft (2008), High sensitivity of peat decomposition to climate change through water-table feedback, *Nature Geoscience*, doi:10.1038/ngeo1331.
- Ise, T., and Sato, H. (2008), Representing subgrid-scale edaphic heterogeneity in a

large-scale ecosystem model: A case study in the circumpolar boreal regions, Geophysical Research Letters, 35, L20407, doi:10.1029/2008GL035701.

- Ise, T., T. Hajima, H. Sato, and T. Kato (In press), Simulating the two-way feedback between terrestrial ecosystems and climate: Importance of forest ecological processes on global change, In: *Forest Canopies: Forest Production, Ecosystem Health, and Climate Conditions*, New York, NOVA.
- Kato, T., A. Ito, M. Kawamiya (2009), Multiple temporal scale variability during the 20th century in global carbon dynamics simulated by a coupled climate-terrestrial carbon cycle model, Climate Dynamics, In press.
- Sato, H. (2009), Simulation of the vegetation structure and function in a Malaysian tropical rain forest using the individual-based dynamic vegetation model SEIB-DGVM, *Forest Ecology and Management*, doi:10.1016/j.foreco.2009.03.002.
- Sato, H., H. Kobayashi, and N. Delbart (Submitted), Modeling vegetation structure and function in an east Siberian larch forest using the dynamic vegetation model SEIB-DGVM.
- 佐藤永(2008). 生物地球化学モデルの現状と未来,静的モデルから動的モデルへの展開, *日本生態学会誌*, 58(1), 11-21.

学会発表

- Ise, T. High temperature sensitivity of peat decomposition due to physical-biogeochemical feedback. 第12回日米地球変動ワークショップ (2008年, 東京).
- Ise, T. Quantifying local factors in medium-frequency trends of tree ring records: Case study from Canadian boreal forests. アメリカ生態学会 (2008年, 米国ミルウォーキー).
- Ise, T. High temperature sensitivity of peat decomposition due to physical-biogeochemical feedback. 1st International Symposium on the Arctic Research (2008年, 東京)
- Ise, T. Simulating the two-way feedback between terrestrial ecosystems and climate: importance of forest ecological processes on global change. 日本生態学会第56回大会 (2009年, 岩手)
- Ito, A. Data utilization by terrestrial carbon cycle modeling. The 2nd GEOSS-Asia Pacific Symposium (2008年, 東京)
- 伊藤昭彦.地球温暖化研究における生態系モデルの役割と課題.日本生態学会第56回大会 (2009年,岩手)
- 佐藤永,小林秀樹,ニコラ・デルバール.動的全球植生モデルSEIBによる、東シベリアの植生・ 炭素・水循環の再現と予測.日本気象学会2008年度春季大会(2008年,横浜)
- Sato, H. Local applications of a dynamic vegetation model SEIB-DGVM for prediction and 230

control of vegetation structure and function. 日本生態学会第56回大会(2009年, 岩手)

- Sato H., H. Kobayashi, N. Delbart. Simulation study of the vegetation structure and function in eastern Siberian larch forests using the dynamic vegetation model SEIB-DGVM. 1st International Symposium on the Arctic Research (2008年, 東京)
- Sato, H., H. Kobayashi, N. Delbart. Simulation Study of the Vegetation Structure and Function in Eastern Siberian Larch Forests Using the Individual-Based Dynamic Vegetation Model SEIB-DGVM. AGU Fall 2008 Meeting (2008年, 米国サンフランシスコ)

講演

- Ise, T., High temperature sensitivity of peat decomposition due to physical-biogeochemical feedback. (2008年4月, ハワイ大学)
- Ise, T., High temperature sensitivity of peat decomposition due to physical-biogeochemical feedback. (2008年5月, USDA Forest Service)
- Ise, T., High temperature sensitivity of peat decomposition due to physical-biogeochemical feedback. (2008年6月, 首都大学東京)
- Ise, T., High temperature sensitivity of peat decomposition due to physical-biogeochemical feedback. (2008年10月, 国立環境研究所)
- 加藤知道,生態系が決めるCO₂循環の全球予測,独立行政法人海洋研究開発機構「地球環境シリ ーズ」講演会(第5回)「地球環境研究の最前線〜全球観測と予測モデルが切り拓く科学〜」. (2008年8月4日,国連大学)
- アウトリーチ
- 伊勢武史, New York Times. Rising Temperatures May Dry Up Peat Bogs, Causing Carbon Release. (2008年10月13日)
- 伊勢武史, Reuters. Warmer climate to dry up peatlands. (2008年10月12日)
- 伊勢武史, Herald Sun. Climate threatens peat, threatens climate. (2008年10月13日)
- 伊勢武史, Nature. Peatering out. (2008年10月16日)
- 伊勢武史,和穎朗太,炭素循環を介する気候変動と陸域(植生・土壌)生態系のフィードバック グローバルな炭素循環と高緯度地域の重要性 —,月刊「地球」 30:230-239.
- 加藤知道,植物によるCO₂の吸収と排出,コーナー「情報サプリメント」,CBCラジオ 多田しげ おの気分爽快~朝からP.O.N.,(2008年9月30日)
- 加藤知道,植物のCO₂吸収,コーナー「今さら聞けない」,朝日新聞日曜版「be」,(2008年9月 14日)
- その他多数