

目次

I. 研究計画の概要	1
1. 研究の趣旨	1
2. 研究概要	1
3. 研究年次計画	3
4. 平成19年度研究計画	8
5. 平成19年度実施体制	10
6. 研究運営委員会、研究連絡会議	11
II. 研究成果の概要	15
1. 総括	15
2. サブテーマごと、個別項目ごとの概要	16
3. 波及効果、発展方向、改善点等	19
4. 研究成果の発表状況	19
5. 国際共同(協力)研究の状況	20
III. 研究成果の詳細報告	26
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	26
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	89
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	139
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	149
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	161
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	174

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、予測の不確実性の評価・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

I. 研究計画の概要

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、CO₂ 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 CO₂ 濃度の変化を予測し、CO₂ 濃度を一定値で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。

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、CO₂ 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。

3. 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

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

I. 研究計画の概要

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

3. 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

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。

3. 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

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存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

I. 研究計画の概要

高データ（GTOPO30）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

I. 研究計画の概要

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。

3. 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

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的変化、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。

3. 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

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19年度研究計画

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

温暖化実験に用いるモデル仕様を決定し、それに応じたパラメータ調整を行う。地球システム統合モデルへの動的植生モデル導入を進める。さらに、大気境界層過程やエアロゾル輸送過程、氷床過程といった物理過程についてパラメタリゼーションや数値計算手法の改善に取り組むとともに、過去の土地利用データやエアロゾル前駆物質排出データなど、モデル駆動データの品質向上にも取り組む。合同ミーティングの開催などにより影響評価グループとの連携を確立し、実験結果を受け渡す際のデータの内容や形式について、影響評価グループとモデリンググループの間で合意を形成する。またそうした合意に基づき、共生プロジェクトで得られた既存の温暖化実験結果の受け渡しを行う。

(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)

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

使用する簡略モデルを決定する。モデルの候補には東大気候センターで開発中の MUSES-lite と英国で開発中の GENIE がある。簡略気候モデルの整備を行い、できるだけ現実的な気候が再現できるようパラメータの調整を行う。さらに、統計処理手法とあわせた、簡略気候モデルによる不確実性評価のための計算機プログラムを整備する。また、課題A①「地球システム統合モデルによる長期気候変動予測実験」と協力し、温暖化実験に用いる地球システム統合モデルの具体的仕様を決定する。モデルの改良やパラメータ調整を行って現実気候をよく再現できるようにする。

(業務分担責任者：地球環境フロンティア研究センター 河宮 未知生)

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

初年度は、将来気候の時間的・空間的变化を作物生育の観点から解釈するための農業生産・作物栽培に関する基本データを収集し、主要生産地域における生産および栽培状況の実態把握を行う。また、利用可能である基本データを考慮しつつ、将来の作物生産の安定性評価を行うための生産量変動の気象災害影響推定モデルの基本設計を行う。

(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)

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

(1)：世界水没リスク

- ・ 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。

(2)：高潮氾濫リスクの世界評価

- ・ これまでに開発した既存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

(3)：アジア・メガデルタへの影響

- ・ 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

（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）

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

3 ヶ月程度の全球雲解像モデルによる数値積分を数ケース行い、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、結果を比較する。

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。衛星データと直接比較を可能とするために、衛星搭載センサーに対応したデータを作成する。このために衛星センサーのシミュレータを作成する。

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。雲物理過程は氷晶過程の精緻化（5 カテゴリー：雪・霰を予報変数とする）、境界層過程は湿潤過程の精緻化（moist Mellor-Yamada スキーム version2, 3）の導入をめざす。地表面過程については、植生を考慮したモデル（MATSIRO）を導入する。また、14km, 7km メッシュモデルには、雲物理過程だけでなくメソ対流過程が必要となるので、新しいスキームの導入を図る。

（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）

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

サブ課題 1（SEIB-DGVM の高度化と検証）：

東シベリアのカラマツ林は $7.8 \times 10^6 \text{ km}^2$ にわたって広がり、世界で最も広い面積を占める針葉樹林帯である(Schulze et al., 1995)。この広大な面積によって、この地域にはバイオマスと土壌とに

I. 研究計画の概要

膨大な量の炭素を蓄積していると考えられており(Kolchugina & Vinson, 1993)、全球の炭素循環に大きな影響を与えていると考えられる。この地域における年降水量は200~300mmにすぎないが、土壌の基底部に永久凍土が広がっており、これが土壌水の浸透を阻害することで森林帯が維持されていると考えられている(Kushida et al., 2007)。その一方で、気候モデルはシベリア域における年平均土壌温度が2099年までに2~6°C上昇すると予測しており(Sazonova et al., 2004)、これよりシベリアのカラマツ林帯は今世紀中に全球炭素循環パターンに大きな変化を与える可能性が高い。以上より、気候変動に対する東シベリア域の生態系動態の反応を予測するモデルの構築は、その重要性が高い。そこで今年度は、動的全球植生モデル SEIB-DGVM を東シベリアのカラマツ林帯に適用した。

サブ課題2 (Sim-CYCLE の高度化と検証) :

大気-陸域相互作用を扱うコンポーネント群の精緻化を開始する。また、地球システム統合モデルに結合された複数の陸面モデルにおける、統合的な土地被覆パターン定義の基準を作成する。

(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19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

実施機関名：独立行政法人海洋研究開発機構

代表者：時岡達志

河宮未知生、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、佐藤永、近藤洋輝、齋藤冬樹、鈴木立郎、對馬洋子、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、阿部彩子、大垣内るみ瀬川朋紀、ハーグリーブス、ジュリア、アナン、ジェームズ、仲敷憲和、丸山康樹、吉田義勝津旨大輔、西澤慶一、三角和弘、朝岡良浩、朴惠善、中村壽、荒川隆、木本昌秀、羽角博康中島映至、野沢徹、江守正多、永島達也、横島徳太、小倉知夫、長谷川聡、塩竈秀夫、須藤健悟竹村俊彦

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：河宮未知生

実施機関名：独立行政法人海洋研究開発機構

ハーグリーヴス,ジュリア、アナン,ジェームス、村上茂教、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、江守正多、美山透、立入郁、伊藤彰記、佐藤永、伊藤昭彦
渡辺真吾、須藤健悟、野沢徹、永島達也、横島徳太、小倉知夫、長谷川聡、塩竈秀夫

5. 2 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

代表者：横沢正幸

実施機関名：農業環境技術研究所

金元植、坂本利弘

5. 3 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

代表者：横木裕宗

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

桑原祐史、信岡尚道、村上哲、安原一哉、三村信男

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

富田浩文、伊賀晋一、三浦裕亮、那須野智江、原政之、大内和良、鈴木恒明、中村晃三
山岬正紀、久芳奈遠美、對馬洋子、千喜良稔、中島映至、高藪縁、佐藤正樹、中村健治
増永浩彦、藤吉康志、川島正行、三隅良平、川野哲也、竹見哲也、小倉知夫、齊藤和雄
岩崎俊樹、吉崎正憲、江守正多、木村富士男

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

甲山隆司、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

I. 研究計画の概要

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19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）

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（茨城大学広域水圏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ィレクター）

佐藤 正樹（地球環境フロンティア研究センター・地球環境モテリング研究プログラム・サブリーダー／
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（地球環境フロンティア研究センター・地球環境モテリング研究プログラムディレクター）

秋元 肇（地球環境フロンティア研究センター・大気組成変動予測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19年9月4日（火）

海洋研究開発機構 横浜研究所

●第2回 平成20年1月18日（金）

国立オリンピック記念青少年総合センター

●第3回 平成20年2月20日（水）

海洋研究開発機構 横浜研究所

<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19年4月25日（水）

海洋研究開発機構 横浜研究所 交流棟 小会議室

- (1) 外部強制による大気海洋結合系の変化（岡島 秀樹）
- (2) 大陸・地域スケールの環境災害モニタリング・モデリング
（立入 郁）

●第2回 平成19年6月5日（火）

海洋研究開発機構 横浜研究所 交流棟 小会議室

- (1) IPCC 第一作業部会 第4次評価報告書について（近藤 洋輝）
- (2) Long-term projection of global change using an integrated earth system model
（時岡 達志）

I. 研究計画の概要

(3) Uncertainty estimation using a hierarchy of models (河宮 未知生)

●第3回 平成19年7月26日(木)

海洋研究開発機構 横浜研究所 交流棟 小会議室

(1) Japan Uncertainty Modelling Project-JUMP- (Julia Hargreaves)

(2) MIROC roadmap2007 と革新プロ広報活動 (渡辺 真吾)

●第4回 平成19年10月11日(木)

海洋研究開発機構 横浜研究所 交流棟 小会議室

(1) S-5 project theme 4 (加藤 悦史)

(2) Quasi-inversion estimation of permissible CO2 emission toward stabilization (美山 透)

●第5回 平成19年12月4日(火)

海洋研究開発機構 横浜研究所 交流棟 小会議室

(1) ILEAPS model conference report + Introduction to VISIT 伊藤 昭彦 (国立環境研究所)

(2) Brazilian Proposal-MATCH Project Terrestrial Carbon Fluxes From Land-Use Change and Forestry in the 1990s: A Multi-Model Study 伊藤 彰記 (FRCGC)

●第6回 平成20年2月5日(火)

海洋研究開発機構 横浜研究所 交流棟 小会議室

(1) IDAG (International ad hoc Detection and Attribution Group)における CMIP5 用 20 世紀実験の検討状況 (国立環境研究所 野沢 徹)

(2) Global chemical transport model study of effects of temperature on isoprene chemistry and emissions (伊藤 彰記)

II. 研究成果の概要

1. 総括

チーム1は共生プロジェクトの第2課題で開発された地球システム統合モデルをベースとしてモデルを高度化し、100年を超える長期のシナリオを用いて100年を超え300年程度先までの気候変化、環境変化の予測(長期予測)を行うと共に、そのような長期予測に伴う不確実性を明らかにし、また自然災害に及ぼす影響評価を行うものである。チーム1では気候予測を向上させるための全球雲解像モデルによる雲降水システムの研究と、全球植生動態モデルの高度化研究もあわせて行う。平成19年度はプロジェクトの初年度であったが、4月から共生プロジェクトの活動を引き続きでスタートを切ることができたため、スムーズに研究活動の体制を整えることができ、活動に取り掛かることができた。

地球システム統合モデルの高度化に関しては、物理過程の改良についてはチーム2(近未来予測)と共通のモデルを用いるために共同で改良計画を作成し、役割分担を決め、ほぼ予定通りに進展している。ここではモデルのゆがみを是正することで気候感度を改善することが最大のポイントとなる。地球システム統合モデルの高度化のポイントは、動的全球植生モデルを組み込み気候変化に伴う植生変化を予測するようにすること、そして成層圏化学モデルを改良しオゾンホールを再現できるようにし温暖化とオゾンホールとの相互作用を議論できるようにすること、である。

動的全球植生モデルは地球システム統合モデルへの組み込み作業に取り掛かった。IPCC・AR5に向けて行う予測実験に用いるモデルスペックは、基本的に大気部分についてはT42L80を想定して作業を進め、オゾンホールと温暖化の相互作用を扱うこととした。現実に使用できる計算機資源量を考えた場合、これは妥当な判断である。

地球システム統合モデルに組み入れている炭素循環モデルを如何に検証するかがこのチームの重要課題の一つであり、十分な観測データが無いために難問でもある。共生プロジェクトで行った実験データを用いて大気と地表面(陸面+海面)とのやり取りの年々変動の解析に取り組んでいる。変動の空間パターンや、全陸面と全海面とのやり取りの大きさなどについて、比較し得るインバース法による結果(Patra et al., 2005 など)との詳細な検討結果を待ちたい。正のフィードバックを与えることが示された土壌中の炭素循環に関してはより詳細な検討が必要であるが、モデル結果を直ちに比較できる解析データが無いことがネックとなっている。

100年を超える長期予測に伴う不確実性の評価に関しては、特に海洋炭素循環の不確実性に伴うものを定量的に把握するために、大気部分は簡略化した大気モデルと海洋大循環モデルを結合

II. 研究成果の概要

したモデルを用いることとして、そのモデルの開発・検証に取り掛かっている。不確実性をより正確に見積もる数学的手法として Particle Filter 法の検討も行い、一つの非線形なモデルについてアンサンブルカルマンフィルター法より良い結果を得ている。

シナリオ実験データから、それを実現させるための人為的 CO₂ 排出量を求める方法をテストしたが、問題なく妥当な排出量を出せることを確認できた。2000 年までの排出量に関しては、別途推定されている排出量とこのようにして求めたモデル結果とはよく合っていて、この時間スケールで炭素循環モデルに重大なエラーはないとあってよかろう。将来の排出量の見積もりの精度はより長期の炭素循環過程の精度に左右されるため、それに関する炭素循環モデルの検証と不確実性の理解を進めなければならない。

2. サブテーマごと、個別項目ごとの概要

2.1 地球システム統合モデルによる長期気候変動予測実験

西暦 2300 年ころをめどに、主として 550ppm と 1000ppm で二酸化炭素濃度を安定させるシナリオをターゲットとして、人類による CO₂ 排出量をどの程度抑制すれば安定化を達成できるのかを、地球システム統合モデルにより求めた。その見積もりの際、気候-炭素循環の正のフィードバックを考慮することにより、さらに厳しい排出削減が求められることを確認した。

前年度までに共生プロジェクトで得られたシミュレーションデータを解析した結果、全球海面から二酸化炭素が吸放出される際には、東部赤道太平洋に極大を持つ変動が支配的であり、全球陸面から二酸化炭素が吸放出される際には、中部熱帯太平洋に極大を持つ変動が支配的であることが分かった。海面と陸面の二酸化炭素フラックスは大まかには負の相関をもつものの、二つの独立した変動パターンの重ね合わせによって、互いに同符号の偏差を示す場合もあることが示唆された。

地球システム統合モデルそのもの改良も順調に進んでいる。成層圏化学について、予定していたハロゲン化合物と PSC s の導入は来年度初頭に完了する見込みである。短波長紫外線のパラメタリゼーションの導入は完了し、地球システム統合モデルは太陽活動変動の影響を表現できるようになった。エアロゾルや太陽活動など様々な気候変動要因データの整備も進んだ。また、過去の気候変化シグナルの検出とその要因評価に関する研究も行い、従来あまり考慮されてこなかった炭素性エアロゾルが無視できない影響を持つことを指摘した。海洋生態系モデルへの鉄循環導入や、モデルカプラーの開発も進んでいる。

2.2 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

温暖化予測の不確実性評価に用いる簡略気候モデル(Earth System Model with Intermediate Complexity, EMIC) MIROC-lite の開発も進み、地表気温分布や深層水形成量などについて、現実的な結果を得ることができた。また他の EMIC (Uvic モデルや GENIE) や GCM(MIROC) との出力比較を行った。アンサンブルカルマンフィルタを用いたパラメータ調節にも着手している。MIROC-lite で多数行う結果を整理するための統計手法の開発が FRCGC 温暖化プログラムで進行中であり、本研究は同プログラムと歩調を合わせて行う。GCM ベースでの温暖化予測における不確実性評価については、最終氷期と現在における気候状態の違いが気候感度にもたらす影響や、大気海洋間の熱交換が現実的になるよう拘束条件をかけると気候感度が有意に異なってくることなど、興味深い結果が得られた。次期の温暖化予測実験仕様においては、土地利用変化による炭素放出のデータもモデル駆動用で使用されることが予想される。今年度は、そうしたデータセットの不確実性についても検討を行った。その結果、土地利用変化や森林の成長も含めた 90 年代の陸域の正味炭素収支は、データセットにより符号にも違いがあり、違いの原因の一つにデータ作成の際の手法や術語の定義の不統一にあることが指摘された。この結果は温暖化に関する国際プロジェクト MATCH への貢献として論文にまとめられ出版された。

2.3 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

今年度は、関連データの収集と環境応答モデルのプロトタイプを作成した。具体的には、中国、アメリカを対象としてトウモロコシ、ダイズの過去の収量、生産量データを収集した。また、衛星データを用いて世界の主要生産地域を特定するとともに、植生指数の時系列データからその地域の作物の生育時期(フェノロジー)を抽出した。一方、広域スケールで穀物収量の環境応答を記述する簡易なモデルの構造を決定し、モデルパラメータの決定をデータの不確実性を考慮できるベイズ推定に基づいて行い、中国東北部ならびに華北平原におけるトウモロコシ、ダイズの過去の収量変動について検証を行った。その結果、天水地域の収量の年々変動を再現することができたが、灌漑地域に対しては、灌漑による年々変動の緩和効果を取り入れる必要が示された。次年度は南米を含むデータ収集を継続するとともに、本年度決めたモデル構造に基づいて、気候モデルの出力を利用する穀物収量の環境応答モデルを開発する。

2.4 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

本サブテーマでは、最新の気候モデルが生み出す近・中・長期的な時間フレームにおける気候変動・海面上昇の予測結果をもとに、世界規模の水没及び高潮氾濫リスクとアジアのメガデルタ・

II. 研究成果の概要

メガシティの複合的災害リスクを解析することを目的としている。19年度の成果としては、以下の三つに分けられる：

- (1) 現状最新の全球地盤高、人口、および個別地域データ（SRTM、自然生態系、土地利用）の収集・整理を行い、SRTMデータの補正プロセスを確立し、今後メコン、チャオプラヤおよび珠江の各デルタ地域の補正処理・整備を進めるための準備を行った。
- (2) MRI-CGCMの現気候と将来気候の推定結果を用いて世界の高潮氾濫解析を試行して、地球温暖化・台風の強大化に伴い潜在的浸水面積と潜在的被災人口に有意な増加があることを示した。
- (3) チャオプラヤデルタにおいて水準測量結果から地盤沈下量を算出し、1996年から2003年までの地盤沈下分布マップを作成した。これを用いて将来地盤沈下量を求め、2100年までの地盤沈下予測マップを作成し、この地域における複合的水害の危険性について明らかにした。

2.5 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

数ヶ月期間にわたる全球雲解像モデルNICAM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し、モデルの物理過程の改良を行った。

はじめに14kmメッシュモデルで5ヶ月（2004年6-10月）にわたる実験を行い、次に同じ初期値からの7kmメッシュでの3ヶ月の高解像度実験を行った。

全球雲解像実験データを解析し、高解像の衛星データ等の観測データと比較した。衛星データと直接比較を可能とするために、衛星センサーのシミュレータを作成し、TRMM、CloudSat衛星搭載センサーデータと比較した。

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った。雲物理過程は氷晶過程の精緻化（5カテゴリー：雪・霰を予報変数とする）を行い、感度実験を行った。境界層過程は湿潤過程の精緻化（MYNNスキーム）を導入し、浅い雲の改良をおこなった。

2.6 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

動的全球植生モデルSEIBを、東シベリアのカラマツ林帯に対して高度化した。同時に、SEIBの地球システム統合モデルへの結合作業を進めた。現行の地球システム統合モデルでは、物理過程はMATSIRO、炭素収支をSim-CYCLE、植生動態をSEIBが扱う構造になっており、各モデル間の整合性を保ちつつコンポーネント改良を進める必要があった。そこで今年度は、MATSIROとSim-CYCLE間に存在する土地被覆データの不整合を検討した。

3. 波及効果、発展方向、改善点等

本プログラムで開発中の地球システム統合モデルは、その特長となる生物地球化学過程（特に大気化学過程）および（大気化学過程の役割が大きい）成層圏の取り扱いの精緻さという点において、他研究機関による同種のモデルと比較しても高度なものである。

ここで開発しているようなタイプのモデルは、次のIPCC報告書で中心的な役割を担うと考えられている。本モデルを用いた温暖化予測により、温暖化予測研究における日本の存在感を高めることになろう。今年度に得られた結果のうち、CO₂濃度安定化をもたらすためのCO₂排出量の計算などは、今後の温暖化対策立案に直接関係し得る結果と言える。今後CO₂排出削減のための国際交渉などにおいて、科学的知見に基づいた公正な提案を日本が行っていくための基礎資料を提供することが可能である。また、農林水産業や社会インフラ整備のために温暖化の影響予測評価を行う場合、予測に含まれる不確実性を評価することが重要となる。本グループで行われている温暖化予測の不確実性評価は、こうした影響予測にとって有用な情報となる。

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：23

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：17

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：1

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

II. 研究成果の概要

研究発表件数：2

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：7

特許等出願件数：0

受賞等：0

5. 国際共同（協力）研究の状況

気候変動に関する政府間パネル(IPCC)及び関連の活動

(1) IPCC 活動概略

IPCC は、2007 年に各作業部会の AR4 および統合報告書を完成させた。2002 年から、AR4 作成に向けた活動を開始したものであり、第 1 作業部会 (WG1) は、「自然科学的根拠(Physical Science Basis)」を第 10 回会合(パリ、1 月 29 日 - 2 月 1 日)で完成している。

平成 19 年度(2007 年度)においては、第 2 作業部会(WG2)は、「影響・適応・脆弱性(Impact, Adaptation and Vulnerability)」を第 8 回会合(ベルギー・ブリュッセル、4 月 2～5 日)で、第 3 作業部会(WG3)は、「緩和策(Mitigation)」を第 9 回会合(タイ・バンコク、4 月 30 日～5 月 3 日)にそれぞれ完成させた。3 つの作業部会の担当分が終わったところで、第 26 IPCC 回総会(IPCC-XXVI、タイ・バンコク、5 月 4 日)において、これらの各作業部会の活動を受諾した。

統合報告書(Synthesis Report)は、これらの作業部会により完成された AR4 に基づいて、執筆者チーム(革新プログラムからは松野統括がメンバー)により、原案作成が本格化し、専門家および各政府による査読過程を経て、第 27 回 IPCC 総会(IPCC-XXVII、スペイン・バレンシア、11 月 12～17 日)において、その SPM の承認(Approval)、及び本編(Longer Report)の採択(Adoption)が行われた。

AR4 は、統合報告書成立後に一定の期間をおくため、当初の予定を 4 週間延期して開かれた、バリ(気候変動)会議(Bali Climate Change Conference：第 13 回気候変動枠組み条約締約国会議

<COP13>、第 27 回科学・技術上の助言機関会合<SB27>、及び第 3 回京都議定書締約国会合<COP/MOP3 または、CMP3>の総称；インドネシア・バリ島、12 月 3～14 日)において、2009 年までに、京都議定書(2008～2012 年実施)以後の枠組みを全ての先進国、及び途上国を含む形で策定することを、「バリ・ロードマップ」として採択する上で、大きな影響を与えた。

このほか、WG1 の AR4 が、ケンブリッジ大学出版局から 9 月に出版されたことを記念してがイベントも行われた。

以下、2 つの総会での成果を述べる。

(2) IPCC-XXVI(バンコク、5 月)

総会は、開会式後に、前日までの審議が徹夜でも終了しなかった WG3 第 9 回会合を終了させ、WG3 による AR4 完成を受諾した。

継続中のシナリオに関する検討では、当初、この総会では議長には、

(1) 少数のベンチマーク排出シナリオを特定するための IPCC 専門報告書(Technical Paper)作成(現 IPCC ビューロー任期中に)にむけた見通し文書を本総会のために用意する。

(2) AR4 の各 WG 担当分の完成後にできるだけ早く、新排出シナリオに関する IPCC 会議を開くための推進委員会(Steering Committee)を設置する。

の 2 つの課題が求められていたが、(1) を独立で行うことをやめ、(2) の推進委員会の下で組織する専門家会議で同時に検討することを提案した。審議の結果、下記の議長提案が原則合意された。

- 本来 IPCC 新排出シナリオに関する検討を行う、IPCC 専門家会議に付加する任務として、会議の推進委員会がベンチマーク濃度シナリオの策定も行うことを求める。
- IPCC 専門家会議の推進委員会は、その策定に関する会議報告案の専門査読をアレンジし、可能なら 2008 年初頭に終了させる。
- 報告書には、IPCC の従来慣行上、“Supporting Material(基盤的文書)”の地位を持たせる。

(3) WG1 の AR4 出版記念講演会

9 月末に WG1 による AR4 が出版されたことを記念し、10 月 1 日、英国大使館において、ケンブリッジ大学出版局(CUP)の主催、WG1 国内支援事務局担当の海洋研究開発機構(JAMSTEC)後援で、出版記念講演会が開かれた。JAMSTEC 地球環境フロンティア研究センターの時岡センター長、気象庁地球環境・海洋部の小佐野長部長、ハットフル(Martin Hatfull)英国大使、グresham(Mark Gresham)ケンブリッジ大学出版局代表から祝辞が述べられた後、WG1 の AR4 の主要な章や、統合報告書についても関連の LA などにより紹介された。

(4) IPCC-XXVII(パレンシア、11 月)

II. 研究成果の概要

上述のように、AR4のSPM承認、本編採択が行われたほか、AR4の完成に際して、潘基文(パン・ギムン)国連事務総長が完成を祝う演説を行った。また、会議ではIPCCノーベル賞受賞の決定が伝えられて歓迎された。

想定されるAR5に向けた予測モデルに対するシナリオ対応及び、IPCC新シナリオの検討に関しては、IPCC専門家会議(オランダ・ノールドビエルハウト、9月19-21日)の結果が報告された。その主な点は、

- ◆ 会議の報告書は、会議の推進委員会により、学術文書として、原案が、査読過程を経て完成させるべく進展中であり、2008年3月に完成予定である。
- ◆ 当面の適用に向けた、「ベンチマーク排出シナリオ」は、地球システムモデル実験用である。これらのシナリオの筋道(Pathway)は、現存の研究論文から選定され、安定化、緩和、および基準シナリオの代表的範囲をカバーする。具体的には、高排出シナリオ、中間的2シナリオ、低排出安定化シナリオの4種類となる。
- ◆ 統合される、新シナリオでは、関係分野の連携・組織・交流についての検討が含まれる。まだ査読過程であり、文書化された結論は、平成20年度(2008年4月)になってから、ハンガリー・ブタペストで開催予定の第28回総会で報告されることとなった。

(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

1st International Workshop on KAKUSHIN Program, jointly with 10th International Workshop on Next Generation Climate Models for Advanced High Performance Computing Facilities

Venue: Hawaii Convention Center, Honolulu, Hawaii, USA

Date: February 28-March 01, 2008

Organizers: JAMSTEC, TIGS, CCSR, The University of Tokyo, CRIEPI, RIST

Sponsors: NEC Corporation, Hitachi Ltd., Cray Inc.

Day1 (February 28th)	
Opening	
8:30-9:00	Registration
9:00-9:05	Logistic information
9:05-9:15	Akimasa Sumi (TIGS / U. Tokyo) -Welcome Speech
9:15-9:40	Michio Kawamiya (JAMSTEC) -A survey on climate change research in Japan and its future

<u>Information technology for sustainable society (Chair: A. Sumi)</u>	
9:40-10:05	Masaru Yarime (TIGS / U. Tokyo) -Technology and Institution for Sustainability Science
10:05-10:30	Mark Taylor (Sandia National Laboratory) -Massively parallel performance and aqua planet simulation results for NCAR's CAM with the HOMME cubed-sphere dycore
10:30-11:00	Break
11:00-11:25	Kenichi Itakura (JAMSTEC) -The results of the Earth Simulator and the next targets
11:25-11:50	Yasumasa Kanada (U. Tokyo) -Ultra High Speed Computer Project in Japan: Success or Failure?
11:50-12:15	Hisashi Nakamura (RIST) - Peta to Exa and Beyond- What are our challenges? -
12:15-14:15	Lunch
<u>Near-term prediction and probabilistic approach (Chair: M. Kimoto, G. A. Meehl)</u>	
14:15-14:40	Gerald A. Meehl (NCAR) -Decadal variability and predictability in the Pacific region
14:40-15:05	Masahide Kimoto (CCSR / U. Tokyo) -CLIMATE 2030: A Japanese Project for Near-Term Climate Projection
15:05-15:30	Masayoshi Ishii (JAMSTEC) -Development of a quantification technique for the uncertainties in the near-future climate prediction using ensemble data assimilation
15:30-16:00	Coffee break
16:00-16:25	Doug Smith (Hadley Centre) -Impact of initial conditions on decadal climate predictions
16:25-16:50	James Murphy (Hadley Centre) -Uncertainties in climate predictions on decadal and multi-decadal time scales: methods, results and links
16:50-17:15	Ben Kirtman (COLA / IGES) -Seasonal-to-Decadal Prediction

Day2 (February 29th)

<u>Long-term projection and earth system modeling (Chair: M. Kawamiya, K. Hibbard)</u>	
8:30-8:55	Kathy Hibbard (NCAR) -A strategy for climate change experiments and coordination for a next possible assessment
8:55-9:20	Yoshiki Yamagata (NIES) -Land use model for next generation climate scenario

II. 研究成果の概要

9:20-9:45	Damon Matthews (Concordia University) -Carbon cycle feedbacks increase the likelihood of a warmer future
9:45-10:10	Toru Miyama (JAMSTEC) -Estimating permissible Emission for CO2 Concentration Stabilization using an Earth System Model
10:10-10:30	Coffee break
10:30-10:55	Joyce Penner (U. Michigan) -Aerosol Forcing of Climate
10:55-11:20	Toru Nozawa (NIES) -Impact of carbonaceous aerosols on attributable warming and future prediction
11:20-11:45	Takashi Arakawa (RIST) -A development program of KAKUSHIN Coupler
11:45-13:45	Lunch
<u>Long-term projection and earth system modeling (Contd.)</u>	
13:45-14:10	Axel Timmerman (U. Hawaii) -Simulating global impacts of a shutdown of the Atlantic Meridional Overturning Circulation
14:10-14:35	Norikazu Nakashiki (CRIEPI) -Coupling of a eddy resolving ocean model with an atmospheric model
14:35-15:00	Coffee break
<u>Hardware development and vendor efforts (Chair: Nakamura)</u>	
15:00-15:25	Satoshi Sekiguchi (AIST) -TBD (Grid computing)
15:25-15:50	Takashi Yonemura (Hitachi, Ltd.) -Hitachi Technical Servers for HPC
15:50-16:15	Mamoru Nakano (Cray Japan, Inc.) -Cray Petascale Ambitions for Climate Segment “Cray’s Climate segment update and system update”(Canceled)
16:15-16:40	David Parks / Hiroshi Takahara (NEC Corporation) -Updates on NEC High Performance Computing in Earth Sciences
<u>Poster session 16:40-17:40</u>	
Hideki Okajima (JAMSTEC) -Interannual to interdecadal CO2 flux variability in the ESM	
Kaoru Tachiiri (JAMSTEC) -MIROC-lite: establishment of a new EMIC based on MIROC	

Yoshikatsu Yoshida (CRIEPI) -Last Glacial Maximum Simulations using the CCSM3 with a Dynamic Global Vegetation Model
Akinori Ito (JAMSTEC) -Estimates of carbon fluxes from land-use change and forestry for the 1990s
Kazuhiro Misumi (CRIEPI) -Role of two different iron sources on iron cycle in the subarctic North Pacific
Etsushi Kato (JAMSTEC) -Modeling the impact of wildland fire on global terrestrial carbon emissions
Masaomi Nakamura (MRI) -Projection of the change in future precipitation extremes using a nonhydrostatic cloud-resolving regional model 1. Model development and verification

Day3 (March 1st)	
<u>Extreme events and high resolution modeling (Chair: A. Clayton, A. Kitoh)</u>	
9:00-9:25	Akio Kitoh (MRI) -An overview of the projection of the change in future weather extremes using super-high-resolution atmospheric models
9:25-9:50	Sachie Kanada (MRI) -Projection of the change in future precipitation extremes using a nonhydrostatic cloud-resolving regional model (2) Preliminary results and analysis
9:50-10:15	Ryo Mizuta (MRI) -Transport across the extratropical tropopause in a 20-km-mesh AGCM
10:15-10:40	Kengo Miyamoto (MRI) -A dry bias of JMA-GSM: a preliminary diagnosis using CloudSAT/CALIPSO
10:40-11:00	Coffee break
11:00-11:25	Adam Clayton (Hadley Centre) -UJCC Overview of Results: Resolution and Scale Interactions
11:25-11:50	Kazuyoshi Oouchi (JAMSTEC) -MJO in boreal summer 2004: a global cloud-resolving simulation
11:50-12:20	General discussion
12:20-	Lunch, and possibly discussion on post-AR4 experimental design?

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：加藤知道

本年度は、(1)SEIB-DGVM の AGCM への結合、(2)結合モデルのための SEIB-DGVM 用初期値作成スキームの構築、の 2 点を行った。詳細は以下の通り。

(1) SEIB-DGVM の AGCM への結合

1. SEIB-DGVM の GCM への結合の概要

気候-陸域生態系間の相互作用に関する研究は盛んに進められつつあるが、今後予測される温暖化等の地球環境変化は、陸域の植生分布の変化をもたらす可能性が高く、それらを考慮した上で将来の気候-陸域生態系間の相互作用を調べる必要がある(Cramer et al., 2001)。現在、世界にはそれらの植生分布変化を表現できる動的全球植生モデル(DGVM)と呼ばれるシミュレーションモデルが、多く存在する。そのうち LPJ-DGVM (Sitch et al., 2003; Lucht et al., 2002)に代表される、いくつかの DGVM は、地球システムモデルに取り入れられ、気候-陸域植生動態/炭素循環の間の相互作用を調べることに役立てられている。

しかしながら、従来の DGVM は、個体間の成長に関する競争を統計的な値でしか表すことができないため、必ずしも突発的・局所的なギャップの形成と更新のサイクルをうまく再現できないはず、そのことは、気候-陸域植生動態/炭素循環間の相互作用の解明において、大きな不確実性を発生させている。そこで本研究では、佐藤永らによって開発された個体間競争を明示的に扱うことのできる動的全球植生モデル SEIB-DGVM (Sato et al., 2007)を、CCSR/NIES/FRCGC AGCM5.7b (T42L20)に結合し、気候-陸域植生動態/炭素循環の相互作用をより正確に再現することのできる統合的なモデルを開発する(図 1)。

これは、昨年度までに完成したオリジナルの SEIB-DGVM において、計算に入力値として使われる気象データを、AGCM やそれに含まれる陸面過程モデル MATSIRO から受け取り、そして逆に、SEIB-DGVM 内で計算された陸域の正味 CO₂ フラックスと葉面積指数(Leaf Area Index: LAI)や、将来的には植生分布の変化を MATSIRO へ送るといった相互作用のプロセスを、GCM 内のカプラーを介して行うシステムを構築することである。

本年度は、AGCM と SEIB-DGVM コードの変更を行い、T42 の水平座標系で、SEIB-DGVM の AGCM との同期計算(SEIB-DGVM は一日ステップ、AGCM は 40 分ステップ)、AGCM と SEIB-DGVM の間のデータ交換を、完成させた。現在は、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っている。

次年度は、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う予定である。また、それら結合作業が終了次第、気候感度実験や、21世紀における予測実験を行うことを計画している。

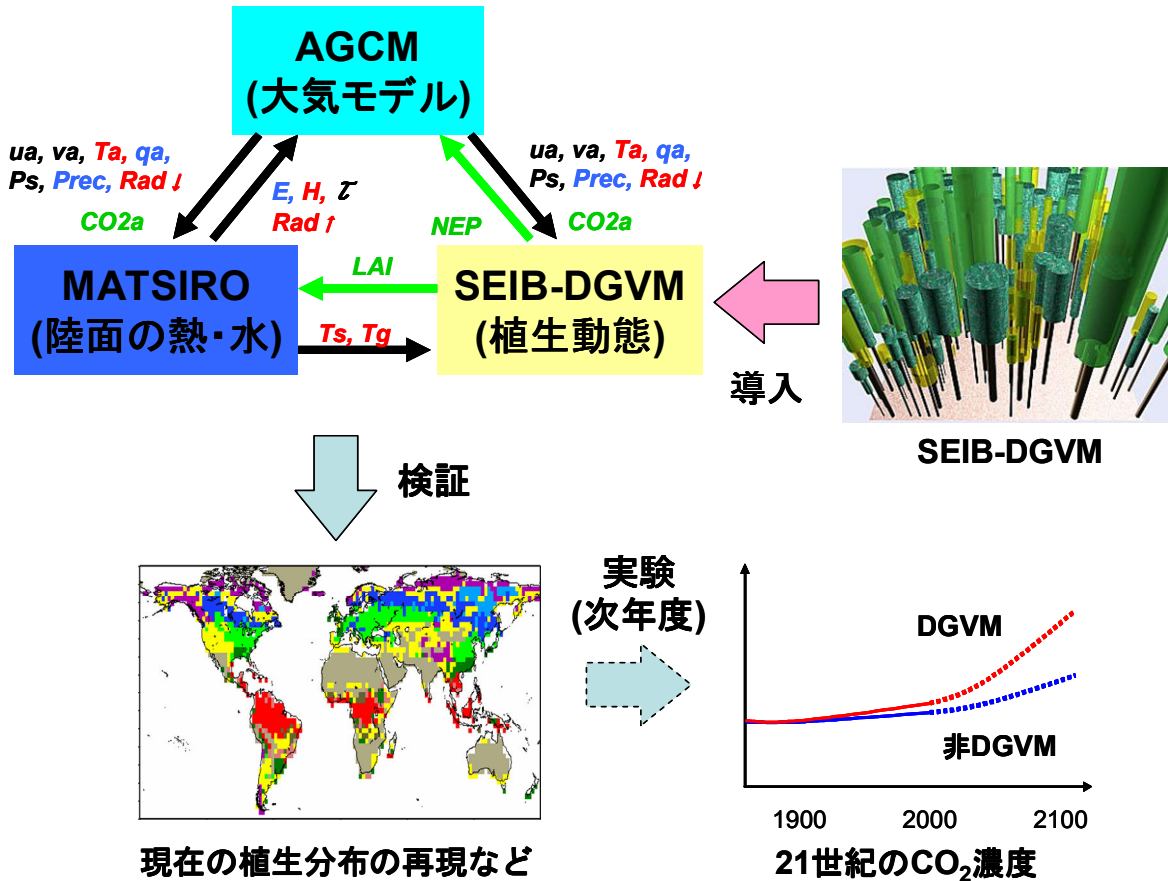


図1 動的全球植生モデル (SEIB-DGVM) の GCM への結合の流れ

2. 結合作業の実際

MATSIRO と SEIB-DGVM の結合部分を担当するプロジェクト”matseib”と、その結合モジュール” seibadptgcm.mod”、SEIB-DGVM 本体のライブラリ”libseibdgvm.a”を新たに構築した。

具体的には、元々、プロットスケール (一地点) でのシミュレーションに特化するように開発されてきたオリジナルの SEIB-DGVM を、GCM に結合するために、まず、SEIB-DGVM の最上位ルーチン start.f90 を解体・再構築し、GCM へのアダプターサブルーチン seibadptgcm.f90 を作成した。

次に、入出力・リスタート等のインターフェースの整備、Forcing データの作成を行った。詳細については、以下の a~e の 5つの項目にまとめた。なお、これらの多くの部分では、これまで開発されてきた Sim-CYCLE 版の結合モデルのスキームを参考にした。

a. SEIB-DGVM のモジュール化・ライブラリ作成

- SEIB モジュールの作成： start.f90 を seibadptgcm.f90 に組み換え、モジュール

II. 研究成果の概要

- SEIB ライブラリの作成 : seibadptgcm.mod を作成
 - main ループの修正 : SEIB コードをコンパイルして、libseibdgvm.a を作成
ループをはずして、seibadptgcm からの呼出へ変更
stepSeib で、main サブルーチンをループ
 - オフライン用の機能の削除 : etc.f90 内の spinup_in と spinup_out を削除
 - Logical 変数の整数化 : T/F から 1/0 へ
- b. GCM に SEIB-DGVM との結合オプションを追加
- SEIB プロジェクト作成 : MATSIRO に SEIB-DGVM とのアダプターを組み込んだ”matseib”プロジェクトを作成
 - コンパイルフラグを作成 : cplmain.F, Mkinclude に”OPT_SEIBDGVM”を新設
- c. I/O の整備
- Restart 機能の付加 : gtool ベースの読み書きに変更
 - GCM データの取り込み : 入力変数に GCM の出力を利用するようにする
 - GCM へのデータの出力 : CO₂ フラックスと LAI を ECO2C でカプラーに送る
 - output ファイルの変更 : gtool 出力に切り替える
 - HISTINsb の新設 : z 軸が 1, 13, 50, 900 層の出力を可能にする
 - 変数の次元統一 : seibadptgcm 内の変数宣言で、次元統一
- d. Forcing データの整備
- パラメータファイル設定 : parameter_seib.dat を読むようにする
 - Forcing ファイル読込 : データを gtool 形式で取り込む
- e. その他
- 360 日制への移行 : 月平均データのところも変える
 - SEIB-DGVM コードの更新 : SEIB-DGVM 単体のコードを v1.41 へアップデート
(今後しばらく固定)
 - 実行スクリプトの作成

以上の機能・サブルーチンの設置がこれまでに終了した。今回作成した SEIB-DGVM を組み込んだ AGCM プログラムコードは、JAMSTEC の SX-8R 上でコンパイルが通ることを確認している。現在は、上記コードの実行とバグ修正を行っているところである。今後、できるだけ早く結合モデルの正常動作を確保し、次年度前半には、上位モデルである地球システム統合モデルへの組み込みを終えることを目指している。

なお、現時点では、5年間の積分に費やす時間は、SX-8R で 2CPU の並列化計算の場合、8時間半となっている（ベクトル長 200.1; ベクトル化率 98.9%）。これにより、SEIB-DGVM 版の結合モデルは、Sim-CYCLE 版の結合モデルと比べても、実行時間に、それほど大きな差はないことが分かった。

(2) 結合モデルのための SEIB-DGVM 用初期値作成スキームの構築

陸域生態系の植生動態・陸域炭素プールは、環境の変化に応答した後に平衡するまで数百年かかる。これは、気候場が平衡するまでの時間に比べて、圧倒的に長く、オンライン（結合）の状態安定した初期値を得ることは、計算資源を考えると現実的ではない。そこで、陸域生態系の植生動態・陸域炭素プールについては、オフライン(単体)の SEIB-DGVM による 1000 年間スピナップを利用することによって、安定した初期値を得るスキームを構築した。

具体的には、オリジナルの SEIB-DGVM の入力気候データとして、AGCM 出力から得られた 25 年分(1875-1899 年; 産業革命以前を想定)の気候データを 40 回(= 1000 年)繰り返し利用するように変更した。さらに、それらの最終的な結果を利用し、結合モデル用の初期値(リスタートファイル)を、gtool 形式で作成するスキームを構築した(図 2)。

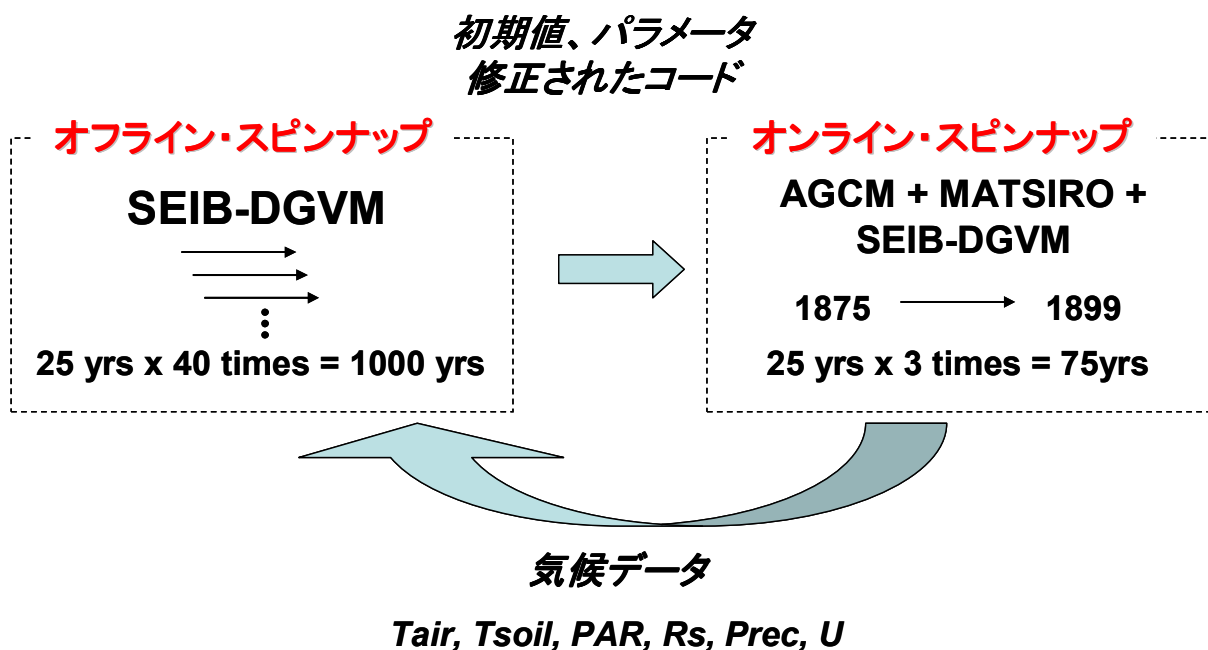
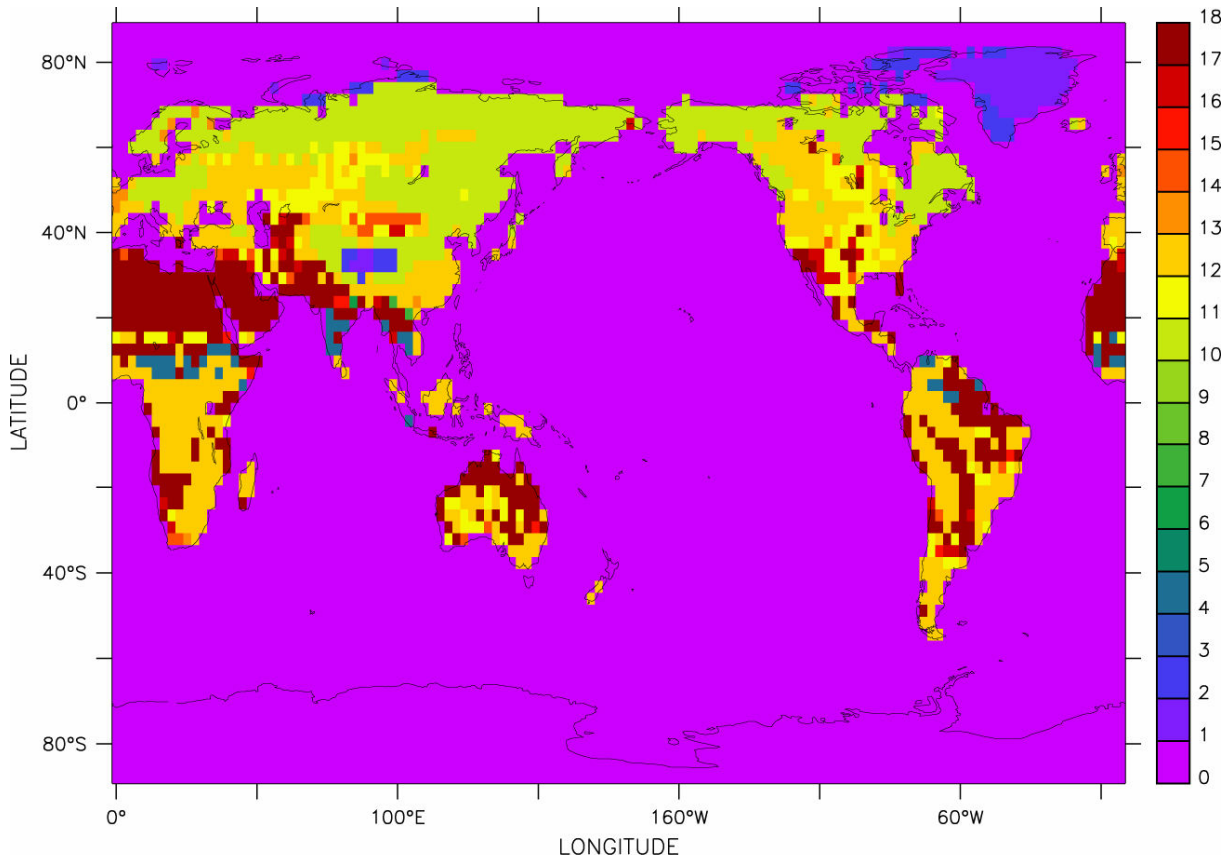


図 2 動的全球植生モデル (SEIB-DGVM) の初期値作成スキーム(スピナップ)

II. 研究成果の概要



凡例 (Biome code: biome type)

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

図3 オフライン版・動的全球植生モデル (SEIB-DGVM) による植生分布の再現
(1875-1899年の25年間気候データを利用した1000年間スピナップの結果)

ここで利用されるオフラインモデルは、JAMSTEC の NEC SX-8、SGI Altix4700 の両方でコンパイルと実行に成功し、Altix で 128 個の CPU を使った場合には、1000 年間のスピナップに対して、3 時間半程度で実行が終了した。このことによって、迅速に、初期値・パラメータを作成し、効率的な結合モデルのチューンナップを図ることが可能になった。

また、最終的に得られた結合モデル用の初期値ファイル(リスタートファイル)は、保持している変数の数は 98 個であるが、2 層から 900 層の複数の階層データを持つものが多いため、総計で 49350 個・層のデータを格納している。これをファイルとして書き出すと、4 バイト実数(UR4)で作成した場合は 1.6GB、8 バイト実数(UR8)で作成した場合は 3.2GB といった、大容量のリスタートファイルが作られることになる。そのため、実際に結合モデルを利用する場合、計算に使われるマシンの性能によっては、リスタートファイルの I/O に時間がかかったり、メモリが足りなくなる可能性もあることが示唆される。

図 3 に、1000 年スピナップ後のオフライン版・SEIB-DGVM で計算された植生分布を示す。それによると、北半球高緯度の極砂漠(code: 1)や北方林(code: 10)、サハラから中東にかけての砂漠(code: 17)はよく合っているが、中緯度の温帯林や、低緯度の熱帯林の分布域が、少なく見積もられている。また、これらに付随して、光合成や呼吸の量も、地理的な分布がうまく再現されていないところが多い。現時点では、これらの不具合の原因は不明だが、パラメータの設定不備や、コードに初歩的なミスがある可能性があり、詳細な検証をする必要がある。

f.1.1 考察

今年度の作業の中で、オフライン版、オンライン版のそれぞれがコンパイルと実行に成功し、気候—陸域植生動態/炭素循環間の相互作用の解明のための結合モデルの開発について、初期段階を終えることができた。しかしながら、オフライン版による植生分布の不完全な再現からも分かる通り、パラメータの設定不良やコード中のバグは、未だ多数存在することが示唆される。

これらの不具合の原因としては、今回与えたパラメータは、Sato et al. (2007)による単体 SEIB-DGVM 向けに設定されたものであり、結合モデルには適していないことがあげられる。具体的には、単体 SEIB-DGVM のパラメータは、NCEP/NCAR の再解析気候データから作成された平均季節変化を利用してチューニングされたものであり、今回の一連の計算で与えられた AGCM 出力による平均化されていない気候データでの計算に対しては、不適切である可能性が高いということである。特に、GCM 特有の降水量における地理的分布のバイアスが大きく影響していることが予想される。さらに今回は、呼吸・分解の計算を、オリジナルの月ステップから日ステップに変更したことで、収束するバイオマス量が変わっていることも影響している可能性が高い。いずれにせよ、これらの不具合は、今後のパラメータチューニングによって解決されることを期待する。

また、これらとは別に、実際に結合モデルを利用して計算を始めるにあたって、以下のような問題も起こると予想される。

II. 研究成果の概要

1. 使用メモリについて：

SEIB-DGVM は、個体間競争を再現するために、各グリッドに 30 x 30 (= 900 points) のサブグリッドを所有しており、それら各サブグリッドにおける植物生長・個体間競争に関わる変数を常に保持する必要がある。そのため単純に比較しても、Sim-CYCLE 版に対して、数倍から数十倍の容量のメモリを必要とする。さらに、MPI で並列化すると、並列化数倍のメモリが必要になる。つまり、現在 ES の各ノードに割り当てられているメモリ総量 16GB では、実行時に不足する可能性がある。

2. MATSIRO との整合性について：

現在構築中のモデルでは、SEIB-DGVM と MATSIRO との間で、熱・水循環にかかわるスキームが別々に計算されているため、環境変化に対する植物生理・生態学的な応答が異なっているプロセスが多い。それらを統一するためには、①地温・土壌水分の変数の共有化、②熱・水収支計算スキームの一本化を行う必要があり、これらについては、統合モデルへの組み込みが終了の後に、取り組むことを検討している。

また、これまでは、SEIB-DGVM から MATSIRO へ渡す変数は、CO₂ フラックスと LAI のデータのみであったが、植生分布変化が気候に与える影響について調べるためには、今後、③SEIB-DGVM で推定された植生分布の変化を MATSIRO に反映させる必要がある。しかしながら、固定された植生分布が与えられることを前提として開発されてきた MATSIRO に対して、新たに植生分布変化を与える場合、水文・土壌等のパラメータについても長期的に変化させる必要が生じてくるわけであり、その際のタイムラグのとり方について慎重に検討する必要があると思われる。また、パラメータをどんなに調整しても、現実の植生分布を完全に再現するのは困難であると考えられ、その場合に気候が安定するののかという点についても、留意する必要がある。

以上の二つの課題については、他のユーザー・関係者と協議して、最良の解決策を検討していかなければならない。

g.1.1 引用文献

Cramer, W., A. Bondeau, F. I. Woodward, I. C. Prentice, R. A. Betts, V. Brovkin, P. M. Cox, V. Fisher, J. Foley, A. D. Friend, C. Kucharik, M. R. Lomas, N. Ramankutty, S. Sitch, B. Smith, A. White and C. Young-Molling (2001), Global response of terrestrial ecosystem structure and function to CO₂ and climate

change: results from six dynamic global vegetation models, *Global Change Biology*, 7, 357-373.

Lucht, W., I. C. Prentice, R. B. Myneni, S. Sitch, P. Friedlingstein, W. Cramer, P. Bousquet, W. Buermann and B. Smith (2002), Climate effects upon vegetation explain remotely-sensed boreal greening trend and Pinatubo effect, *Science*, 296, 1687 - 1689,.

Sato, H., A. Ito and 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.

Sitch, S., V. Brovkin, W. von Bloh, D. van Vuuren, B. Eickhout, and A. Ganopolski (2003), Impacts of future land cover changes on atmospheric CO₂ and climate, *Global Biogeochem Cycles* ,19, GB2013, doi:10.1029/2004/GB002311

h.1.1 成果の発表

学会発表

Kato, T., A. Ito and M. Kawamiya. The temporal variability in global carbon dynamics during the 20th century simulated by a coupled climate-terrestrial carbon cycle model. Second International Conference on Earth System Model, Hamburg, Germany, 2007年8月30日.

Kato, T. Multi-temporal variability in global carbon dynamics during the 20th century simulated by a coupled climate-terrestrial carbon cycle model. Second OGED seminar, Tsukuba, Japan, 2007年12月12日.

加藤知道. 陸域生態系と地球環境変化. COE セミナー. 21世紀 COE プログラム「地球：人の住む惑星ができるまで」, 横浜市, 2008年1月30日.

加藤知道. 数値モデルとメタ分析 -地域からグローバルスケールへの展開-. 企画集会「MAFES: 物質循環をマルチスケールで攻める」. 日本生態学会第55回大会, 福岡市, 2008年3月16日.

II. 研究成果の概要

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(Meehl 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ク）。

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モデルを使うことで、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。二酸化炭素をこのまま排出するとどこまで二酸化炭素が上昇し温暖化が進むかという従来の温暖化予測とは逆に、許容できるであろう二酸化炭素濃度（温暖上昇）から出発し、その濃度に至るための排出可能量を調べるこの実験設定（準逆計算）は、次期 IPCC 報告書のために提案されているものの一つである (Jones et al. 2006, Hibbard et al. 2007)。

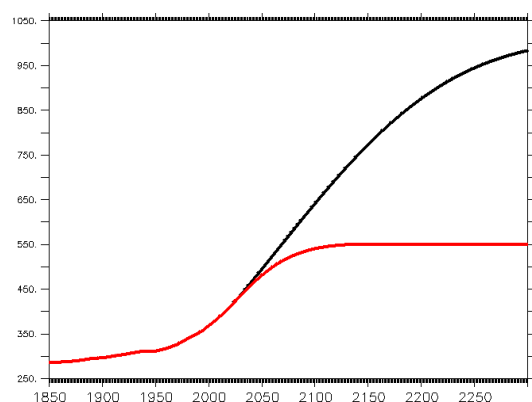


図 4: モデルに与えた二酸化炭素濃度 (ppm) 時系列。

赤線：SP550。黒線：SP1000

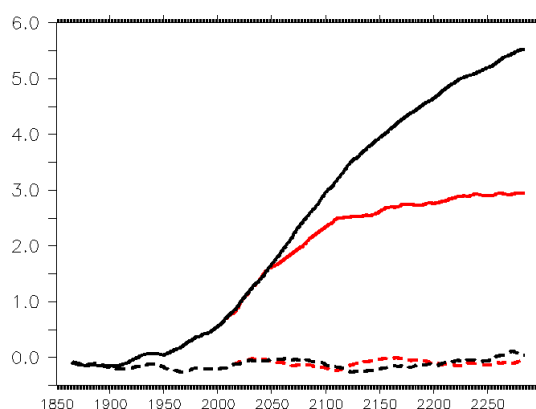


図 5: モデルで得られた全球表面気温の 1850 年を基準とした温度上昇。赤線:SP550。黒線:SP1000。実線:結合 run。破線:非結合 run。30 年移動平均。

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ト課題 2 開発の地球システム統合モデルである (Kawamiya 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真ん中ぐらいである (Friedlingstein et al. 2006, Yoshikawa et al. 2008)。

この統合モデルを用いて、二酸化炭素安定化シナリオに基づいた二酸化炭素濃度を大気を与えて、1850年から2300年まで計算する。用いた二酸化炭素安定化シナリオ(図4, Knutti et al. 2005)は、SP550 (赤線:22世紀半ばまでに550ppmまで上昇し安定化する)とSP1000 (黒線:24世紀までに1000ppm)の2種類である。エアロゾルや地表面植生などの条件は1850年で固定した。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を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、2つのシナリオに対してそれぞれ計算を行う。

3. 自然界の二酸化炭素吸収量と人為起源許容排出量

図5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run(実線)では温暖化が起こり、CO₂濃度が大きいほうが温暖化が大きい。SP550のケースで明らかなように、CO₂濃度の安定化の後、温暖化はそのまま止まるのではなく、ゆっくりと続く。一方、非結合run(破線)では温暖化は起こらない。

モデルで計算される自然の炭素吸収量をしめしたのが図6である。いずれのケースでも、CO₂濃度が急速に増加している間は上昇するが、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(黒線)に比べて、海洋(赤線)は平衡に達するのに時間がかかり、全吸収量(緑線)を多く担うようになる。温暖化による影響のため、結合run(実線)は、非結合run(破線)に比べて、炭素吸収量が小さい。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(後述)。それに比べると海洋での影響は相対的に小さい。二酸化炭素の濃度が高いほうが温度の上昇が高いので、SP550(図6(a))よりもSP1000(図6(b))のほうが、温暖化の効果が大きい。特に陸上では、SP1000の結合runの場合、大きく炭素が排出となり、2300年の段階で、積算の排出量が、積算の吸収量を上回っている。

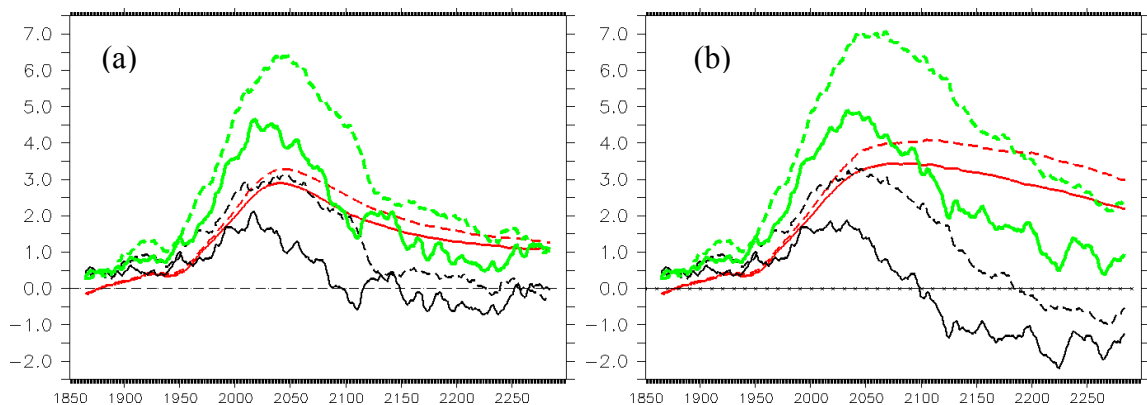


図 6:モデルで計算された自然界による二酸化炭素吸収量(PgC/year)の時系列。赤線:海洋による吸収量。黒線:陸面による吸収量。緑線:海洋・陸面による吸収量の和。実線:結合 run。破線:非結合 run。30年移動平均。(a) SP550。(b) SP1000。

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[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7である。20世紀以前の化石燃料由来のCO₂排出推定値(緑)は準逆推定とよく一致しており、モデルの信頼性と準逆計算の有効性をしめしている。

II. 研究成果の概要

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。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、22世紀後半以降は二酸化炭素濃度上昇が0になるSP550のケースでも(図7(a))、許容排出量は0にはならない。それでも、結合runで許容排出量は1 PgC/year以下となり、現在人類が排出していると考えられる8 PgC/year前後と比べるとはるかに少ない。

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ラン(赤破線)よりも結合run(赤実線)のほうが、量的にも小さく、削減開始時期も早まる。ピーク値で2PgC/year近く許容排出量が小さい。また、許容排出量が小さくなった2200年以降には倍近く量が違っている時期も見られる。

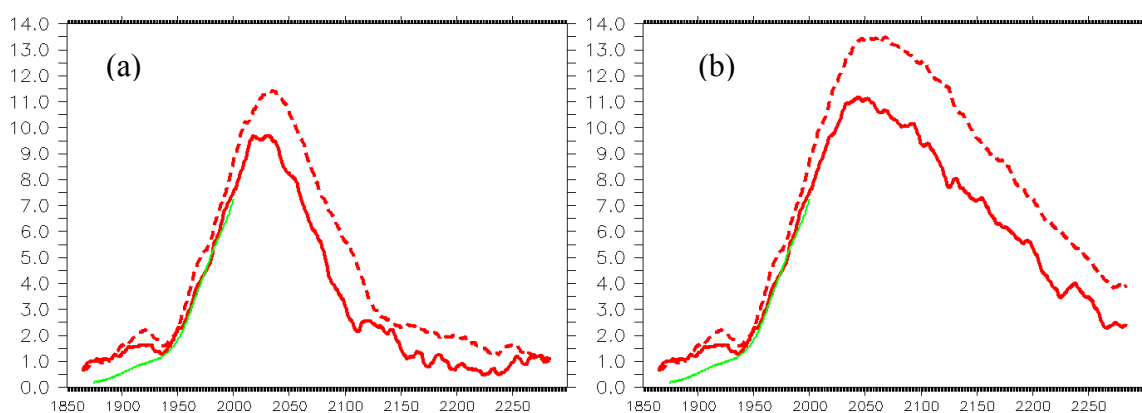


図7:人類による許容CO₂排出量の推定量(PgC/year)の時系列。赤実線:結合run。赤破線:非結合run。緑線:2000年までの化石燃料起源の二酸化炭素排出量の実際値(SRESシナリオより)。30年移動平均。
(a) SP550。(b) SP1000。

4. 陸面による二酸化炭素吸収プロセス

4.1 全球炭素バランス

図6でみられるように、陸面では大きな気候-炭素フィードバックが見られる。陸面フィードバックを担うプロセスを、大気二酸化炭素濃度の安定期間を長く計算したSP550のケースを例に詳細に見てみよう。

図8aは、全球で見た炭素蓄積量の時間変化である。植物に蓄積される炭素量(緑線)は結合run(赤実線)と非結合run(赤破線)ではそれほど差がないのに対し、土壌に蓄積される炭素量(青線)は大きく異なる。このように陸面全体での炭素量(赤線)に対する炭素-気候フィードバックには土壌の炭素の寄与が大きい。

図8bは植生炭素循環への寄与成分を時間変化で見たものである。非結合runをまず見ると、大気中の二酸化炭素濃度に応じて、施肥効果により、GPPが上昇し、安定する(赤破線)。植生による呼吸(緑破線)とlitter fall(青破線)も遅れて上昇する。遅れのために植生の炭素量は増加するが(黒波線が正)、やがてGPPとバランスする(黒波線が0に近づく)。

結合runを見るとGPP(赤実線)が温暖化により大きくなるが、同じくらい呼吸による分解(緑

実線)が大きくなる。結果として litter fall (青実線) や植生の正味の増加量 (黒実線) は非結合 run と大きくは変わらない。

図 8c は土壌炭素循環への寄与成分を時間変化で見たものである。上で見たように litter fall は結合 run と非結合 run では大きく変わらない。それに対して、土壌での呼吸による分解は、温暖化のために結合 run (緑実線) の方が非結合 run (緑波線) 大きくなる。そのため土壌の炭素量の増加は結合 run (黒実線) より非結合 run (黒波線) より小さい。特に結合 run では、計算の後半から呼吸による分解が litter fall を上回り、土壌蓄積量は減少 (負) に転じている。

以上のことから、全球積算で見た陸面での大きな気候-炭酸フィードバックには、温度上昇による土壌での呼吸による炭素分解の促進が重要であることが分かる。植生の GPP の温暖化による増加は、植生の呼吸分解によってほぼキャンセルされる。

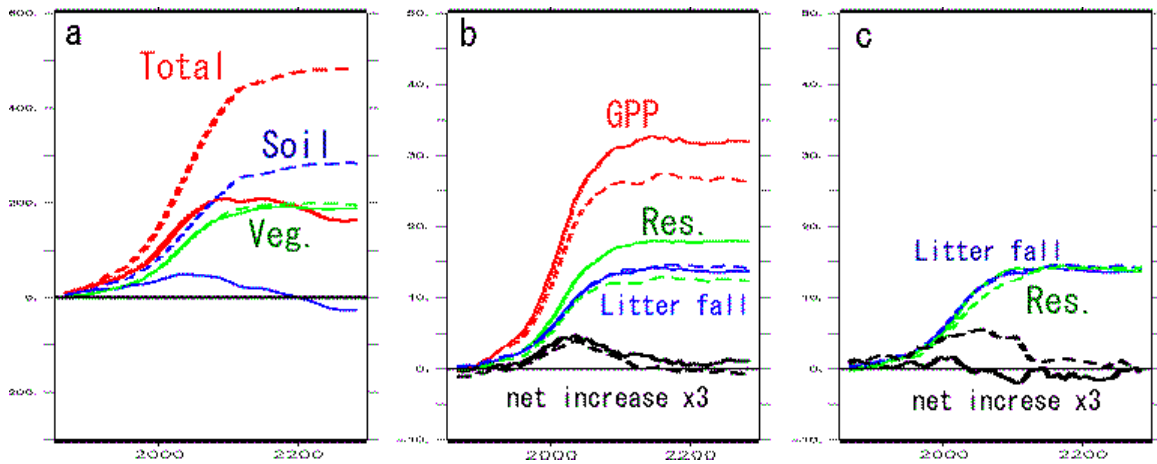


図 8: 陸面の炭素ストックと炭素バランス寄与成分の時間変化。1850 年から 2300 年の時系列。すべての量は 1850 年の値を 0 としたときの变化。実線は結合 run、破線は非結合 run の結果。30 年移動平均。(a) 炭素ストックの変化。単位は PgC。緑線: 植生炭素。青線: 土壌炭素。赤線: それらの和。(b) 植生炭素に対する寄与成分。赤線: GPP。緑線: 植生の呼吸。青: litter fall。黒線: 炭素量の正味の増加量 (GPP-呼吸量-litter fall)。グラフを見やすくするために値を 3 倍してある。(c) 土壌炭素に対する寄与成分。青: Litter fall。緑線: 土壌の呼吸量。黒線: 炭素量の正味の増加量 (Litter fall-呼吸量)。グラフを見やすくするために値を 3 倍してある。

4.2 領域による違い

前節では全球での炭素バランスを見たが、Yoshikawa et al. (2008)でも見られるように、陸上の炭素バランスは地域によって大きく違う。この節では、地域による違いを見ることにする。

図 9 は 1850 年から 2300 年までの陸上での累積炭素吸収量の、結合 run と非結合 run の差である。負の部分部分が、気候-炭素フィードバックが正になるところである。陸面では多くの地点で負の値が見られるが、正の部分 (気候-炭素フィードバックは負) の部分も見られる。

地域による違いを詳細に見るために、Yoshikawa et al. (2008)に従い、特徴的な領域 (図 9 の枠の領域) での炭素バランスを調べた。図 10 は図 8 と同じ解析を図 9 の各領域で行ったものである。以下に簡単に結果をまとめる。

II. 研究成果の概要

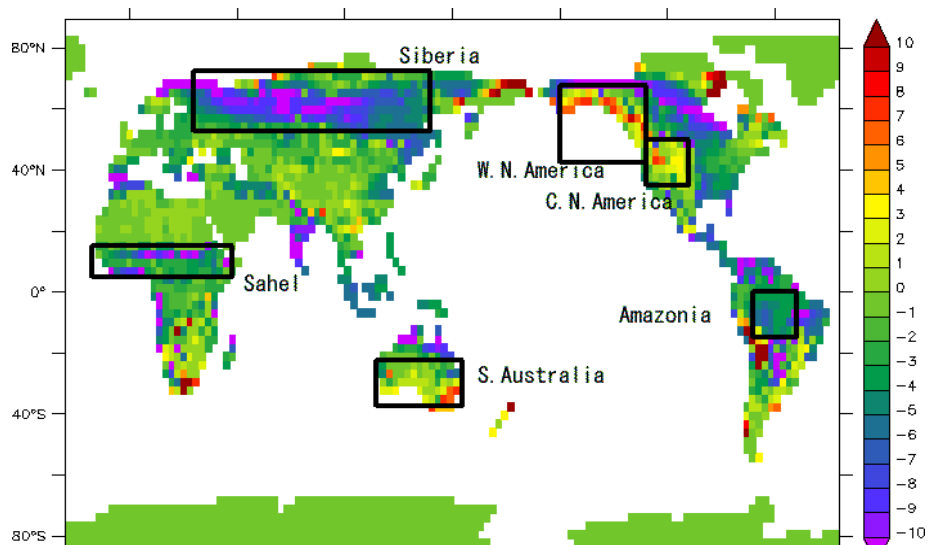


図9: 陸面での1850年から2300年までの炭素吸収量の空間分布の結合runと非結合runの差。単位はKgC/m²。枠で囲まれた領域は、図10の解析を行った場所。

a) Siberia (図10a-1,2,3)

温暖化によるGPPの上昇は、温暖化による植生の呼吸分解のよりも大きい。そのために、植生のストックもlitter fallも結合runの方が、非結合runよりも大きい。しかし、それ以上に温暖化による土壌での呼吸分解の増加が大きく、土壌の炭素ストックは大きく減り、全体としても炭素のストックが減り、気候-炭素フィードバックは正となる。

b) Amazonia (図10b-1,2,3)

温暖化によりGPPも上昇するが、植生の呼吸分解の上昇の方が大きい。植物の炭素ストックは若干減り、litter fallも減少する。土壌の呼吸分解も減少するが、litter fallの減少よりは小さいために、結果として土壌の炭素ストックは大きく減る。全体として炭素ストックは減少しており、気候-炭素フィードバックは正となる。

Yoshikawa et al. (2008) のSRES-A2シナリオによる実験では、結合runによって、植物の炭素ストック・litter fall・土壌の呼吸分解のいずれも増大しており、ここで得られた結果とは逆である。Amazoniaの炭素-気候フィードバックはシナリオ依存であることをしめしており、興味深い。今後、この領域の環境によるフィードバックプロセスへの影響について詳細な検討が必要である。

c) Sahel (図10c-1,2,3)

前の二つの例とは大きく異なり、温暖化した結合runにおいて、むしろGPPは小さくなる。これは、C4植物が多く存在するこの領域では、温暖化によって光合成の最適温度とのずれが生じるからである(Yoshikawa et al. 2008)。それにともなって、植生の呼吸による分解、Litter fall、土壌での呼吸による炭素分解も結合runで減少する。GPPの減少は、植生の呼吸による炭素分解の減少を上回り、植生のストックが減少する。Litter fallの減少は土壌の呼吸による分解の減少を上回り、土壌の炭素ストックも減少する。全体として炭素ストックが減少し、気候-炭素フィードバック

クは正となる。

d) W. N. America (図 10d-1,2,3)

温暖化による GPP の増加が非常に大きく、それにともない植生の炭素ストック・litter fall も増加する。土壌では呼吸量も増加しており、結合 run での土壌の炭素ストックは、非結合 run よりも小さい。植生の炭素ストックの増加が大きいため、全体として結合 run の方が炭素ストックが大きくなり、気候-炭素フィードバックは負となる。

e) C. N. America (図 10e-1,2,3)

温暖化による GPP の増加が非常に大きく、それにともない植生の炭素ストック・litter fall も増加する。土壌では呼吸量も増加しているが、litter fall の増加も大きいため、結合 run での土壌の炭素ストックは、非結合 run とそれほど変わらない。植生の炭素ストックの増加が大きいため、全体として結合 run の方が炭素ストックが大きくなり、気候-炭素フィードバックは負となる。

f) Australia (図 10f-1,2,3)

温暖化による GPP の増加が非常に大きく、それにともない植生の炭素ストック・litter fall も増加する。土壌では呼吸量も増加しているが、litter fall の増加ほどではないので、結合 run での土壌の炭素ストックは、非結合 run に比べて増加する。植生の炭素ストックも増加しているため、全体として結合 run の方が炭素ストックが大きくなり、気候-炭素フィードバックは負となる。

II. 研究成果の概要

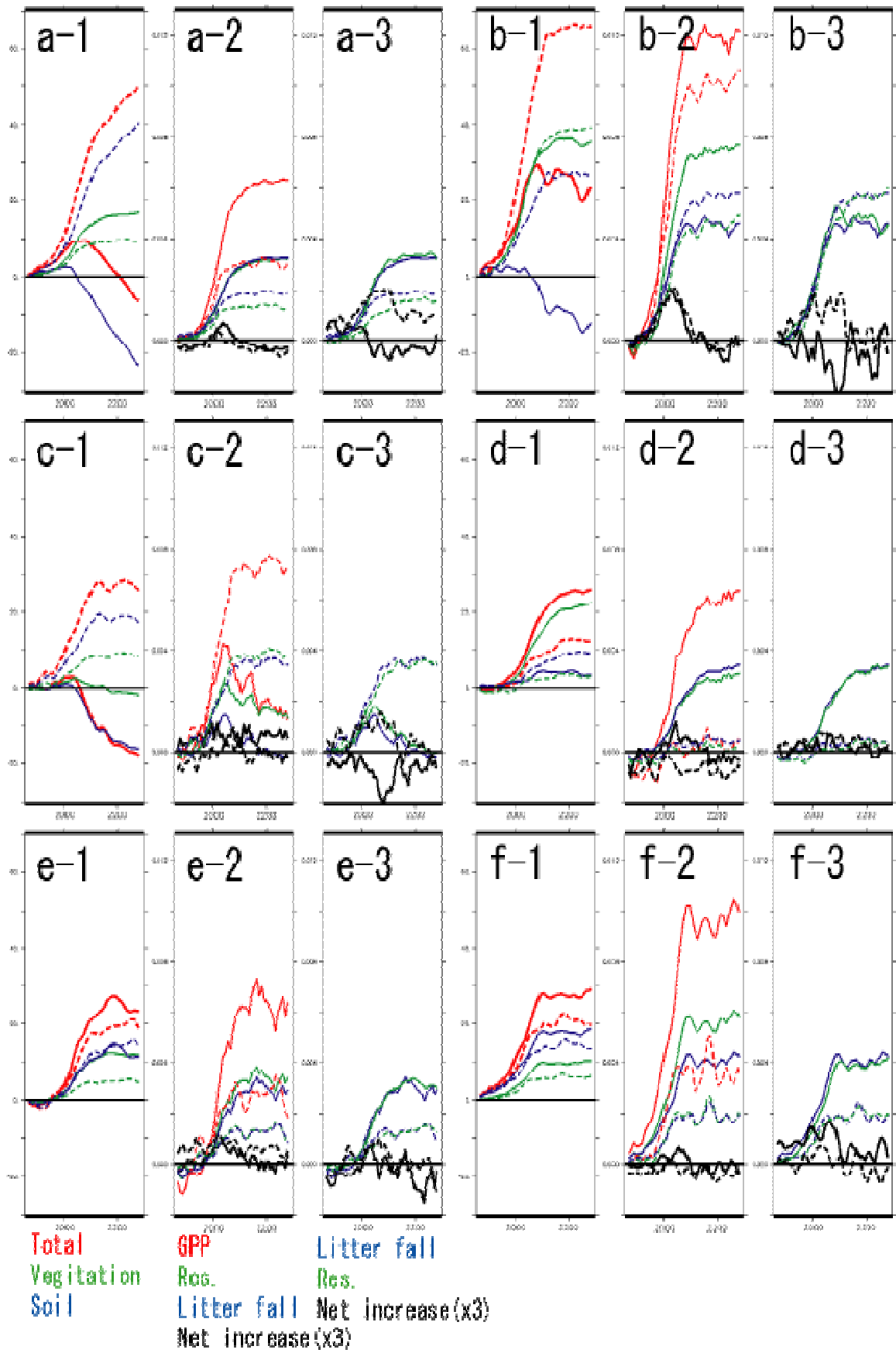


図 10: 図 8 と同じ解析を図 9 にしめす領域で行った。値は領域平均で、単位はストックは MgC/ha、寄与率は MgC/day。(a) Siberia、(b) Amazonia、(c) Sahel、(d) W.N. America、(e) C.N. America、(f) S. Australia

5. 海洋による二酸化炭素吸収プロセス

5.1 全球炭素バランス

海洋は二酸化炭素吸収量の吸収において時間の長いプロセスになる。この節では、大気二酸化炭素濃度の安定期間を長く計算した SP550 のケースを例にして、そのプロセスをしめす。

図 11 は SP550 のケースにおける海洋の全炭酸の全球積算（黒線）と表層（赤、0-200m 深）、中層（緑、200-1500m 深）、深層（青、1500m 以深）に分けた図である。図 4 と比較して明らかなように、大気二酸化炭素濃度が安定するにつれて、表層は全炭酸の量が比較的早期に安定化する。それに対し、計算の終了時点 2300 年において中層では全炭酸の量が安定し始めたところである。また、深層では全炭酸の量はまだまだ大きく伸びており、吸収の余地が大きく残っていることがわかる。このように炭素は、直接に大気に接している表層だけではなく、深層にまで運ばれており、海洋の吸収の長い時間の長いスケールを可能にしている。

図 12 は、SP550 結合 run のケースの深層（1500m 以深）の全炭酸量を大洋別に見たものである。大西洋と南大洋がインド洋や太平洋に先行して大きく上昇していることがわかる（大西洋より太平洋の方が領域が大きいのであるから条件が同じであれば、太平洋の方が大西洋よりも全炭酸量が多いはずである。）

そのプロセスをみるために、大西洋・太平洋のある経度でそれぞれ平均した全炭酸濃度の鉛直断面を図 13、図 14 にしめす。

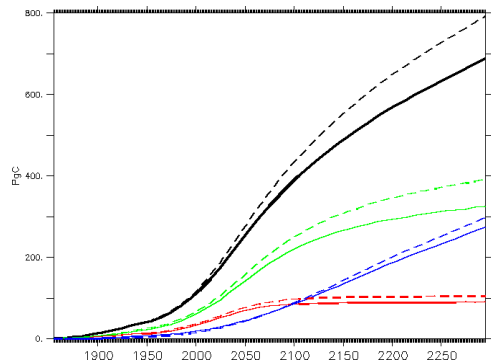


図 11: 全炭酸の変化の時系列。1850 を 0 とする。単位は PgC。実線は結合 run。破線は非結合 run。赤線:0-200m 深。緑:200-1500m 深。青:1500 以深。黒:全体。

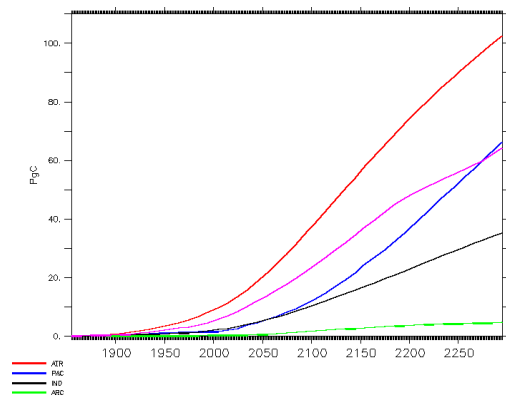


図 12: 1850m 以深の全炭酸の変化の時系列。1850 を 0 とする。単位は PgC。赤:大西洋。桃:南大洋。青:太平洋。黒:インド洋。緑:北極海。

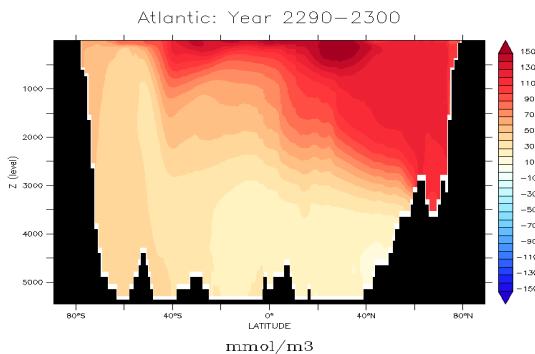


図 13: 全炭酸の大西洋の経度における平均の子午面断面。単位は mmol/m^3 。1850 年を 0 とする。

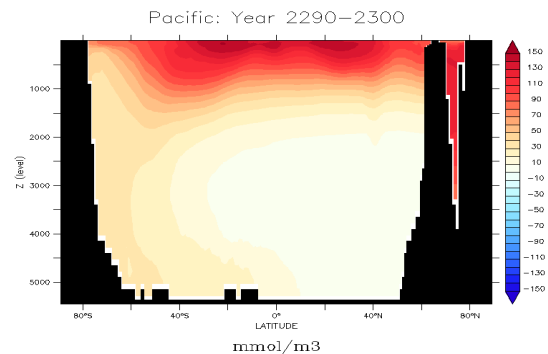


図 14: 全炭酸の太平洋の経度における平均の子午面断面。単位は mmol/m^3 。1850 年を 0 とする。

II. 研究成果の概要

全炭酸は北大西洋の高緯度、南大洋の南極沿いから増えている。すなわち、これらの場所で形成される深層水・底層水が炭素循環に重要であることがわかる。

次に、結合実験と非結合実験の差がどこから生まれるかを見る。二酸化炭素の吸収は以下のような式で表される。

$$\text{CO}_2 \text{ flux} = E (p\text{CO}_{2\text{atm}} - p\text{CO}_{2\text{ocean}})$$

ここで、 E は交換係数、 $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ は大気中の二酸化炭素分圧、 $p\text{CO}_{2\text{ocean}}$ は海洋中の二酸化炭素分圧である。 $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ は、実験の設定上、結合実験・非結合実験では差がない。 E は、結合実験で温暖化のために風速が強くなるなどの影響でむしろ E は増大の傾向があり（図略）、結合実験での CO_2 フラックスの減少を説明することはできない。したがって、結合実験での CO_2 フラックスの減少は海洋中の $p\text{CO}_{2\text{ocean}}$ の増大によるものである。実際に二酸化炭素吸収量の結合 run の非結合 run に対する減少（図 15）は $p\text{CO}_{2\text{ocean}}$ の増大とよく対応していることがわかる。

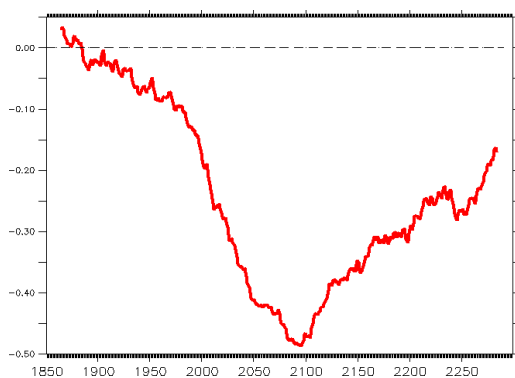


図 15: 海洋の炭素吸収量の結合 run と非結合 run の差の時系列。単位は PgC/year。30 年移動平均。

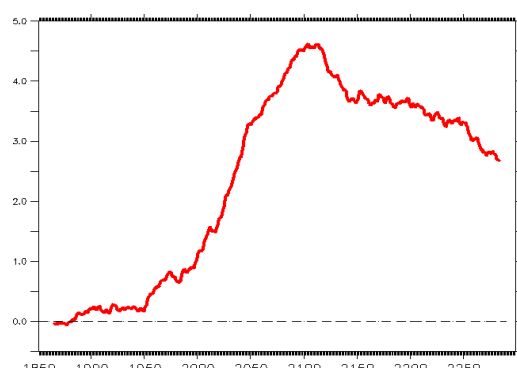


図 16: 海洋の二酸化炭素分圧の結合 run と非結合 run の差の時系列。単位は $\mu \text{ atm}$ 。30 年移動平均。

次に、結合 run と非結合 run の $p\text{CO}_{2\text{ocean}}$ の違いに何が効いているのかを調べた。 $p\text{CO}_{2\text{ocean}}$ に寄与する要素は海面温度 (SST)、海面塩分 (SSS)、海面全炭酸 (TCO_2)、海面アルカリ度 (Alk) である。図 16 の結合 run・非結合 run の $p\text{CO}_{2\text{ocean}}$ にこれら 4 つの要素がどれだけ寄与しているかを調べたのが図 17 である。手法は Yoshikawa et al. (2008) による。

図 17 から、結合 run と非結合 run の $p\text{CO}_{2\text{ocean}}$ の差が 2100 年頃まで拡大するのには、温暖化に伴う SST の変化が最も大きく寄与することがわかる。一方、結合 run では、二酸化炭素フラックスが小さいことから、 TCO_2 が小さくなり、そのことが計算の後半に $p\text{CO}_{2\text{ocean}}$ の差が小さくなることに寄与する。今回の計算では、大気中の二酸化炭素の濃度を固定しているため、結合 run であれ非結合 run であれ、遅かれ早かれ $p\text{CO}_{2\text{ocean}}$ はそれに平衡になるように近づくため、 $p\text{CO}_{2\text{ocean}}$ の差が一方向的に大きくなることはない。

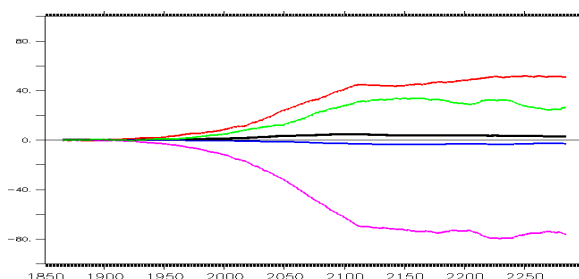


図 17: 海洋の二酸化炭素分圧の結合 run と非結合 run の差とその寄与。黒: 全体（図 16 と同じ）。赤: SST の寄与。青: SSS の寄与。桃: TCO_2 の寄与。緑: アルカリ度の寄与。

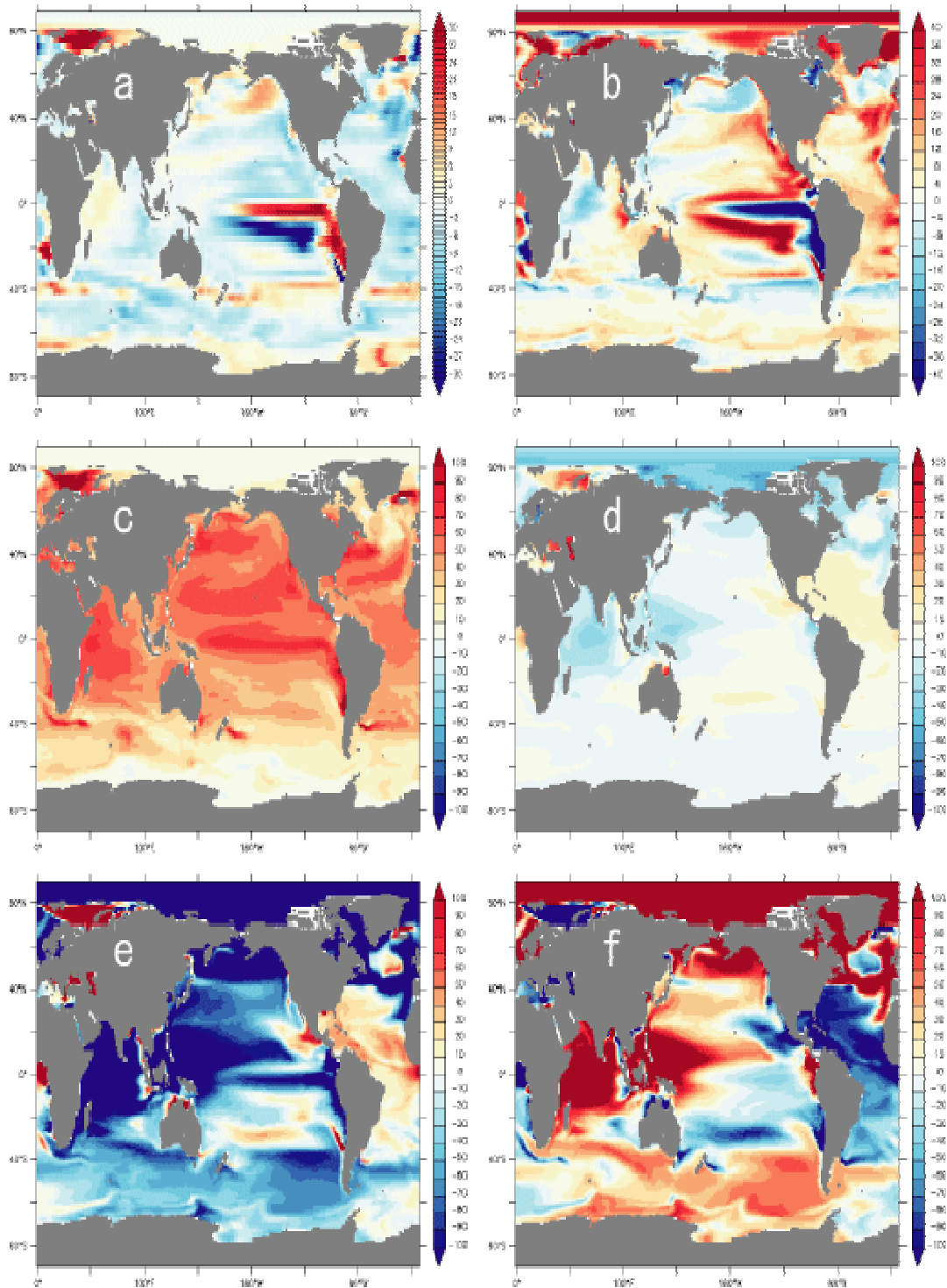


図 18: 2100 年から 2110 年までの平均値の空間分布。(a) 海面 CO₂ フラックスの結合 run と非結合 run の差。単位は gC/year/m² (b) pCO_{2ocean} の結合 run と非結合 run の差。単位は µatm。(c) pCO_{2ocean} の結合 run と非結合 run の差への海面水温の寄与。(d) 同じく海面塩分の寄与。(e) 同じく海面全炭酸の寄与。(f) 同じく海面アルカリ度の寄与。

5.2 領域による違い

この節では結合 run と非結合 run の差の空間分布を見る。図 18a は、図 15 と図 16 で結合 run ・非結合 run の差が最大となる 2100 年から 2110 年までの平均とした海面 CO₂ フラックスの差である。前節で述べたようにこの差は pCO_{2ocean} の差で説明でき、実際、図 18b の海洋の二酸化炭素分

II. 研究成果の概要

圧の結合 run と非結合 run の差とよく対応している（逆符号）。

図 18c から図 18f は海洋の二酸化炭素分圧差(図 18b)への各要素の寄与である。多くの領域では海面温度の上昇により、結合 run の海洋二酸化炭素分圧が大きくなっている（図 18b と c が同符号）。しかし、海面温度上昇では説明できない所も散見される（図 18b と c が同符号）。例えば、太平洋赤道などは TCO₂ の変化（図 18e）の寄与が大きいのが分かる。

f.1.2 まとめ

温暖化による炭素循環へのフィードバックにより、CO₂ 濃度一定化のためには、CO₂ 排出量の一層の削減が求められる。SP550 をターゲットとした場合、2050 年までに半減のまではいかないが（2080 年代に半減）、このターゲットは 2300 年までに 3 度の温度上昇となる。いずれにせよ、濃度安定化のもと、自然の吸収量も減るので一層の削減が必要である。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。以上はモデルの一結果であり、アンサンブルや他のモデルの比較・個々のプロセスの検討が必要である。

g.1.2 参考文献

- Friedlingstein, P., et al. (2006), Climate-carbon cycle feedback analysis: Results from the C⁴MIP model intercomparison, *Journal of Climate*, 19(14), 3337-3353.
- Hibbard, K. A., et al. (2007), A Strategy for Climate Change Stabilization Experiments, *EOS*, 88(15), 217, 219, 221.
- 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, *Ecological Modelling*, 151(2), 143-176.
- Jones, C. D., et al. (2006), Impact of climate-carbon cycle feedbacks on emissions scenarios to achieve stabilization, *Avoiding Dangerous Climate Change*, edited by: Schellnhuber, HJ, Cramer, W., Nakicenovic, N., Wigley, T., and Yohe, G., Cambridge Univ., Cambridge, UK, 323-331.
- Kawamiya, M., et al. (1997), Obtaining reasonable results in different oceanic regimes with the same ecological-physical coupled model, *J. Oceanogr*, 53, 397-402.
- Knutti, R., et al. (2005), Probabilistic climate change projections for CO₂ stabilization profiles, *Geophysical Research Letters*, 32(20), L20707, doi:20710.21029/22005GL023294.
- Meehl, G. A., et al. (2007), Global Climate Projections, in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by S. Solomon, et al., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Oschlies, A. (2001), Model-derived estimates of new production: New results point towards lower values, *Deep-Sea Research II*, 48, 2173-2197.
- Yoshikawa, C., et al. (2008), Geographical distribution of the feedback between future climate change and the carbon cycle, *JGR-Oceans*, in press.

e. 1. 3 物理気候過程改良

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

e-1) モデルの開発・更新の概略

本年度は、近未来予測課題との連携のもと、IPCC AR4 に結果を提出した実験で用いた物理気候モデル MIROC3.2 の、物理過程の改良を行った。また、2002 年度から 2006 年度にかけて人・自然・地球共生プロジェクト「地球環境変化予測のための地球システム統合モデルの開発」にて開発を行ってきた地球システム統合モデルと、上記 IPCC バージョンの MIROC との間で、プログラム・バージョン・レベルでの統合を行った。これらはいずれも、来るべき IPCC AR5 にて実施が求められる地球温暖化予測実験に向けて、より予測確実性の高い、高性能な気候モデルや地球システム統合モデルを開発することを目標として行われたものである。様々な分野の専門家の参加により、モデルの多岐にわたって大幅なバージョン・アップが図られることとなった。

e-2) モデル開発作業の効率化①：スケジューリングと開発・改良の概略

気候モデル・地球システム統合モデルのプログラム開発作業を効率良く行うためには、個々のコンポーネント・プログラムの開発過程と、モデル全体の開発のスケジューリングが大変重要になってくる。(1)並列して個々のコンポーネントを開発する期間、(2)各コンポーネント同士の相互作用を考慮しながら結合・開発する期間、(3)最終的にモデル全体として統合していく期間等、開発の全体像をあらかじめ描いてから開発に当たらなければ、1 年程度の限られた時間のうちにモデル性能の底上げを行うことは不可能である。また、開発者同士の情報の共有が十分に行われる必要がある。そういったことを念頭に、我々はまず開発に携わる研究者を中心とする会合を持ち、モデルの開発スケジュール案を策定した(図 19)。

II. 研究成果の概要

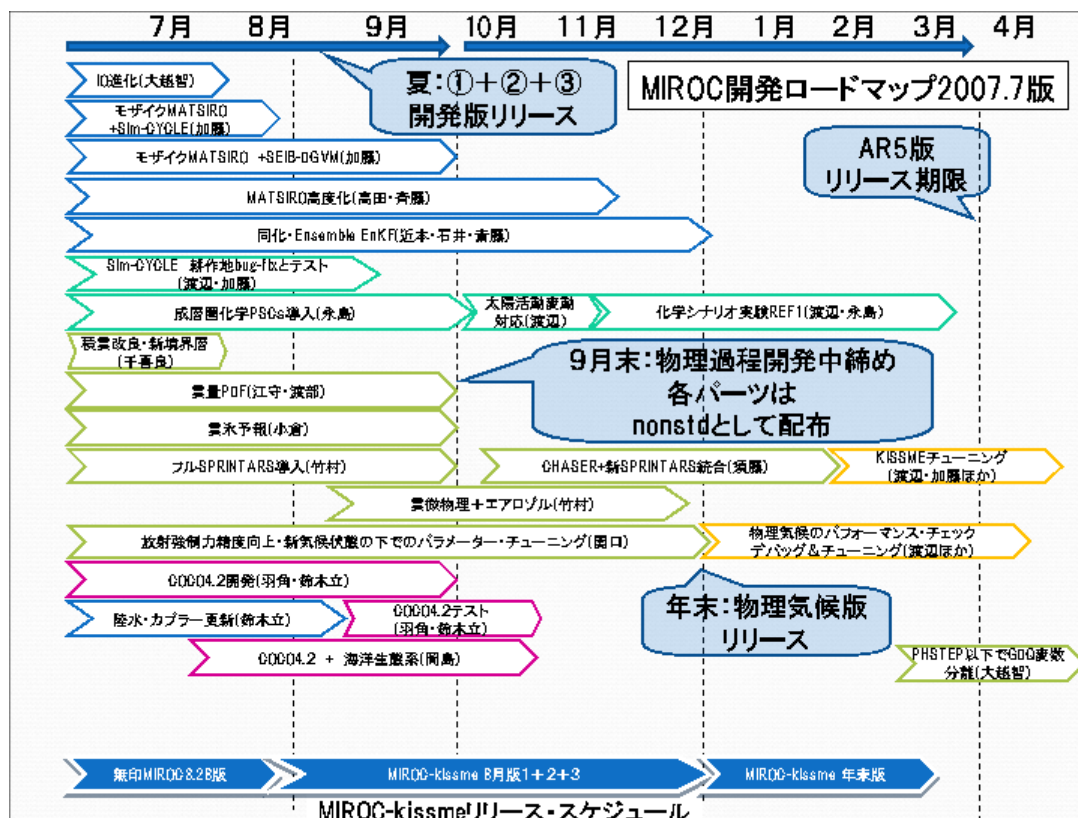


図 19 : MIROC 開発スケジュール(2007年7月時点のもの)。

開発は概ね順調に進行した。まず、8月には従来の MIROC3.2 と、地球システム統合モデルと、新開発の境界層スキームの3者を統合して、その他のコンポーネント開発の基盤となるモデル・バージョン MIROC4.0 を作成した。(MIROC4.0 には、地球システム統合モデルの炭素循環や大気化学に関するコンポーネントが含まれ、物理気候モデルとしても、地球システム統合モデルとしてもコンパイルできる。) 従来の地球システム統合モデルでは、水蒸気、雲水、エアロゾル、大気微量成分(オゾン等)を輸送変数(トレーサー変数)としていたが、MIROC4.0 ではその順番を整理し直し、さらに物理過程の輸送変数(乱流運動量エネルギーや雲量 PDF 予報スキームのモーメント等)を含められる形に変更した。また、各種の高速化やデバッグを反映したものとなった。

この MIROC4.0 からは、物理気候モデルの鉛直座標系として、 σ - p hybrid(η)座標系が正式に採用され、放射スキームも mstrnX が採用されることとなった。この段階で、MIROC4.0 は、従来の MIROC3.2 に比べてかなり良好な気候再現性を得た。たとえば対流圏上層から下部成層圏の低温・湿潤バイアスの改善や、成層圏・中間圏の大規模循環の改善などが達成された。(地球システム統合モデルにおけるこれらの更新に関しては、Watanabe et al. (2008a)にまとめてある)。

その上に、図 19 中の薄緑色の枠で示された、新しい物理過程コンポーネントの導入が行われ、更なる改良が図られた。1) Meller and Yamada の Lv2.5 乱流クロージャー・モデルを用いた新境界層スキーム、2) 従来の雲量診断型スキームに替えて導入された雲量 PDF 予報スキーム、3) 従来の液相・固相診断スキームに替えて導入された雲微物理過程を考慮する雲氷予報スキーム、4) エアロゾルの詳細な分類を取り扱い、かつ CCN 数濃度を予報する、エアロゾル輸送モデルであるフル

SPRINTARS の導入がそれぞれ行われた。10 月には予定通り新開発のコンポーネントを集約して MIROC4.0 の仕様に準拠させ、バージョンを MIROC4.1 へと更新した。その後年末から年度末にかけて各コンポーネント同士の結合作業と調整が行われた。(各々のコンポーネントの改良点に関しては、ここでは報告しない。近未来予測課題の報告書に詳述されているので参照されたい。) なお、図 19 中の青色の枠で示された、陸面物理過程の改良や、陸域生態系と陸域動態植生との結合は、今年度中は MIROC4.1 の開発とは独立に行われた。

e-3) モデル開発作業の効率化②：情報の集約と共有のためのホームページ作成

MIROC4.1 の開発においては、研究者が相互に連携して開発に当たるため、また、モデルに大幅な変更が加えられるため、開発者間のみならず、将来想定されるユーザーまでをも含めて、情報共有をいかにうまく行うかが重要となる。従来はもっぱら E メールがその手段として用いられて来たが、メールの送信相手が限定されていて必要な人に伝わらない、過去のメールを検索するのに手間がかかる、図表の共有などが困難である、といったデメリットが多々あった。そこで、本年からは、WEB(wiki)ベースでの情報共有を可能にするべく、環境整備を行った。図 20 は、MIROC 開発者&ユーザーのためのホームページのスクリーンショットである。各コンポーネントの開発状況や、従来の結果と比較した際の改良点や問題点などが、wiki のページ単位の記事として、日々報告されている。ページ中央にあるのが MIROC 開発に関する、新着記事の一覧である。このホームページは全文検索機能も有するため、過去の記事を簡単に探すことができるというメリットも備えている。

II. 研究成果の概要



図 20: MIROC ホームページ。

MIROC4.1 に新開発のコンポーネントを追加して、結果を評価する際には、例えば温度分布や水蒸気分布のみなど、一面だけに注目していたのでは、モデルのトータルの性能を向上させることは難しい。そのため、最低限の出力変数のセットを定義し、どの実験でも、同じだけの要素数の図を作成して、wiki での報告にも用いる体制を整えた。

e-4) 成層圏化学過程の改良

本年度はオゾンホールを現実的に再現するための極成層圏雲(PSCs)と、一部のハロゲン系化合物を成層圏化学過程に導入したほか、太陽活動変動を考慮するためのシューマン・ルング吸収帯に関するパラメタリゼーションの導入が行われたことにより、対流圏・成層圏化学に関わる諸過程を全て含んだ状態の地球システム統合モデルが完成した。太陽活動度の最大・最小、それぞれの条件での比較実験を行った結果、従来行われてきた実験の結果と定性的・定量的に矛盾の無い結果が得られた。当初予定していた成層圏化学過程に関するシナリオ実験に関しては、オゾンホール生成のキー・メカニズムである化学反応の反応速度に関して、従来の室内実験の測定結果が不

正確であったと主張する論文がちょうど年度の半ばに提起されたことと、一部開発スケジュールに遅れが生じたことにより、来年度まで実施を先送りすることとなった。

e-5) 個別研究および論文投稿

MIROC4.0&4.1 の開発と並行して、共生プロジェクトより引き続き行っている個々の研究に関して、本年度は3つの成果を投稿論文にまとめることができた。また、海外で温暖化予測研究と、そのためのモデル開発に従事している研究者たちとの交流も活発に行えた。

①共生プロジェクト期間中に行ってきた、地球システム統合モデルで用いられる AGCM の開発・改良をまとめた論文を、Watanabe et al. (2008a)として投稿した。この論文の中では、成層圏・中間圏の力学・化学過程を適切に表現するために行われた、1) 鉛直座標系の更新、2) 放射スキームの更新、3) 高解像度 AGCM の結果を用いて改良した非地形性重力波抵抗パラメタリゼーションの導入、について詳しく解説されている。とりわけ(3)のパラメタリゼーションに関しては、海外の研究者から大きな関心が寄せられており、来年度には技術的な詳細をまとめた短報を投稿する予定で準備している。

②共生プロジェクト以来、地球システム統合モデルで用いられる重力波抵抗パラメタリゼーションの改良のため、また、未だ謎の多い大気現象である大気内部重力波の物理的性質を理解するために T213L256 高解像度 AGCM を開発してきた。開発に関する情報と得られた研究成果について投稿論文にまとめた Watanabe et al. (2008b)。モデルで再現された帯状平均東西風・温度や、降水分布、重力波のエネルギー・スペクトル、様々な水平スケールの大気波動が成層圏・中間圏に特有の大規模なジェット気流に及ぼす影響、モデルで再現された重力波の位相構造の現実性などが議論されている。

図 21 には、T213L256 AGCM で再現された1月と7月の帯状平均東西風と温度を、観測データと並べて示す。観測は数年間の平均、AGCM 結果は特定の1年間の結果であるために、分布に違いがあるのは当然であり、その点を考慮して比較する必要がある。熱帯の東西風や、1月の北半球の西風の構造の違いは、主にそうした年々による違いを反映したものである。AGCM は冬半球の西風ジェットと、夏半球の東風ジェットの南北・鉛直構造をよく再現しており、同時に温度構造も極めて現実的であることから、このモデルを用いて大気波動や物質循環といった過程の詳細な研究を行い得るだけのパフォーマンスを持っていると期待できる。

II. 研究成果の概要

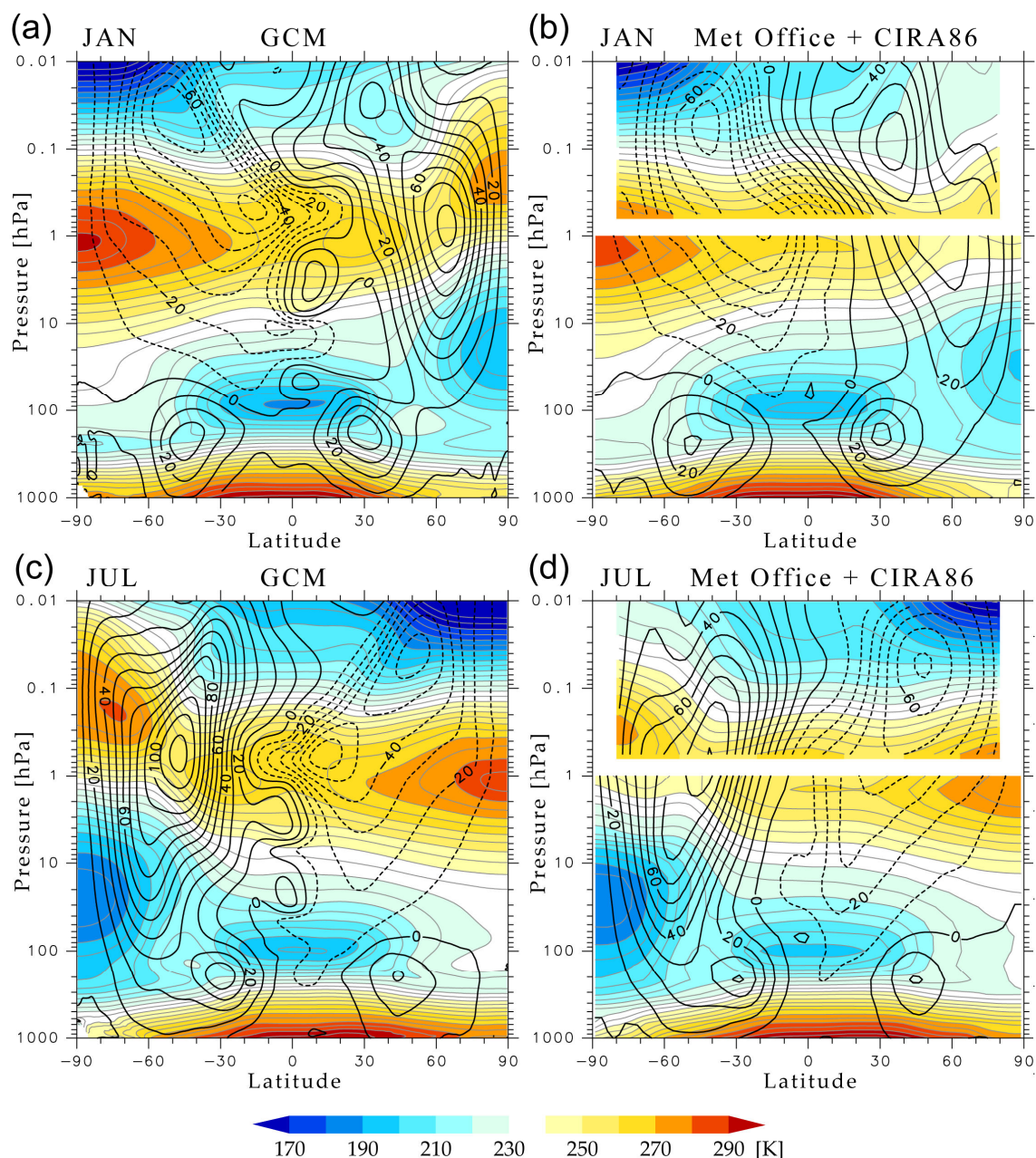


図 21 : T213L256 AGCM と観測に基づく気候値の比較。(a) 1月のAGCM結果。(b)1月の観測。(c)7月のAGCM結果。(d)7月の観測。等値線：東西風(10 ms^{-1} 間隔)。カラー：温度。

図 22 は、成層圏・中間圏の大規模な東西風ジェットの子午面構造と、様々な水平スケールの大気波動がもたらす東西風加減速効果の分布を示す。(a)の TOTAL は全波数成分の寄与、(b)の PW は東西波数 1-3 成分のプラネタリー波の寄与、(c)の MW は、水平総波数 1-42 の中規模波動(水平波長 955 km 以上でプラネタリー波を除く)の寄与、(d)の GW は、水平総波数 43-213(水平波長 188-955 km)の小規模重力波の寄与を示す。これらの図から、主に高度 60 km (0.1 hPa)以下での冬季西風ジェットの構造の決定には、成層圏極夜ジェットの赤道側を上向き・赤道向きに伝播するプラネタリー波の寄与が大きいことと、およそ高度 60 km 以上の中間圏の冬季西風・夏季東風ジェットの上部の構造の決定には、それぞれ西風中を上向き・西向きに伝播する小規模重力波と、東風中を

上向き・東向きに伝播する小規模重力波の寄与が大きいことが分かる。また、下部成層圏におけるそれら小規模重力波の緯度分布や、上空へ伝播する際の緯度方向の伝播が、中間圏におけるそれらの散逸に伴う東西風の加減速の分布に重要であることも示唆される。

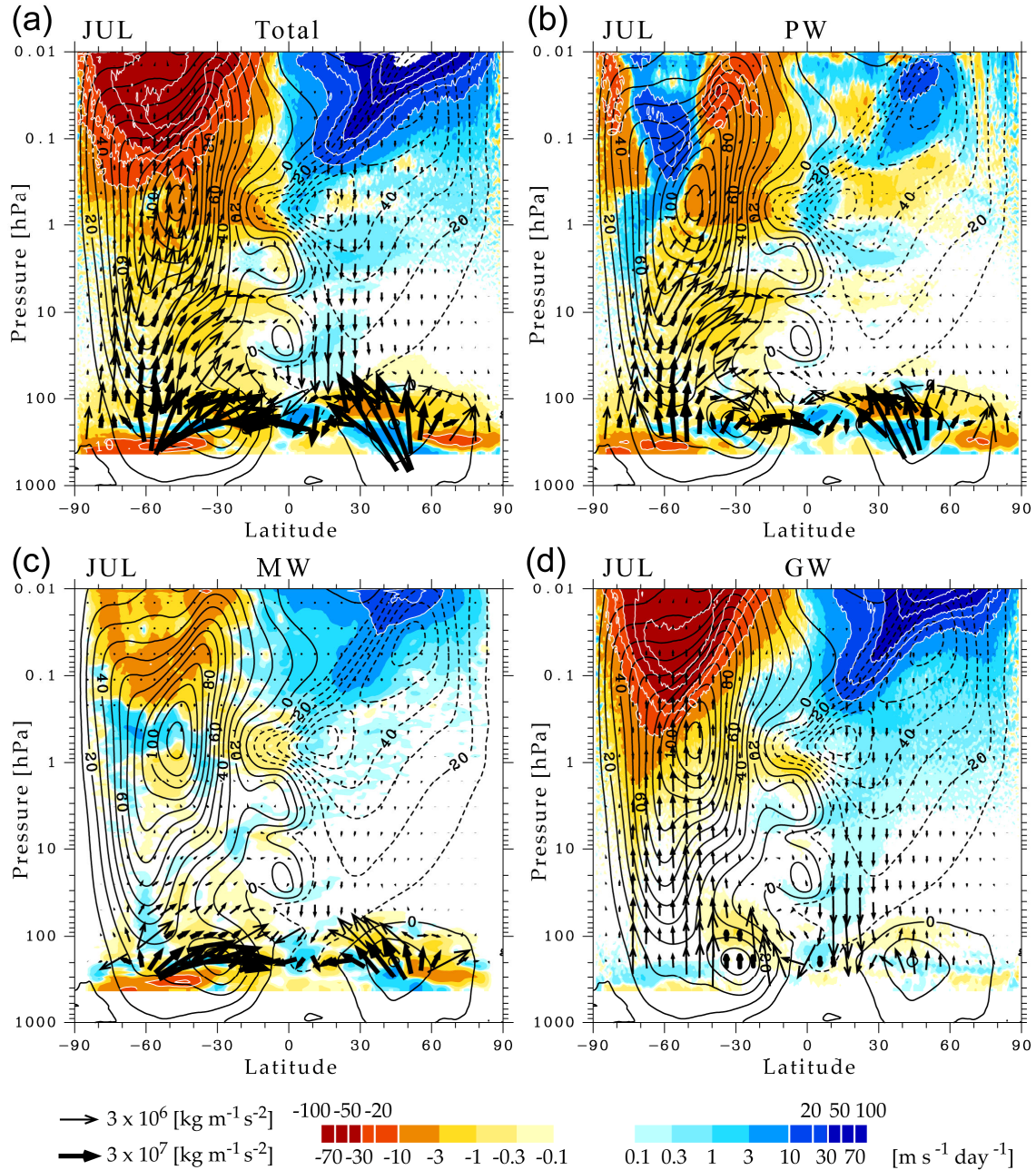


図 22 : T213L256 AGCM の 7 月の結果。等値線：帯状平均東西風。矢印 E-P フラックス。カラー：E-P フラックスの発散に伴う東西風加減速(東向きを正とする)。E-P フラックス鉛直成分は図の南北・鉛直比に基づいて 250 倍してある。また、そうしてスケール矢印の長さが長くなりすぎないように、太い矢印(=細い矢印の 10 倍の値を表す)を用いている。

図 23 は、T213L256 AGCM で再現された、アンデス山脈付近で発生した地形性重力波の位相構造を示す。真ん中のパネル(b)の経度・高度断面図には、アンデス山脈を東から西に向けて吹きあがり吹き下りる地上風に伴って、上空ほど西側に位相が傾く地形性重力波が明瞭に現われている。

II. 研究成果の概要

こうした地形性重力波に限らず、対流やジェット・前線付近で生じる不安定などから生じる重力波が対流圏・成層圏・中間圏の気候に及ぼす影響は大きいと考えられており、引き続き詳細なモデル研究が必要である。

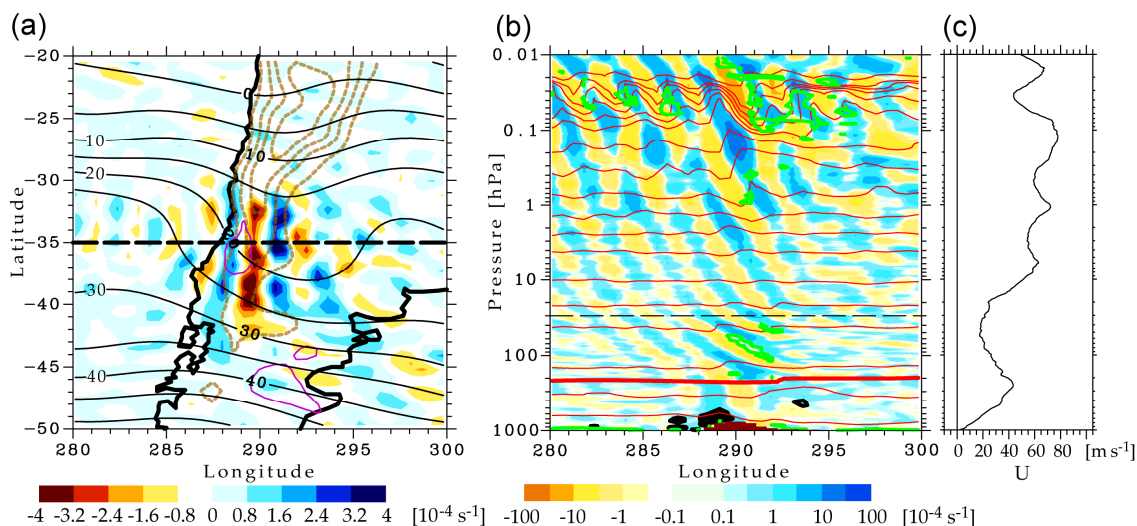


図 23 : T213L256 AGCM の南アンデス山脈で発生した地形性重力波。カラー：水平風発散。(a)茶色の等高線はモデルに採用されている地形を 1000 m 間隔で示す。南北に横たわるアンデス山脈の斜面を西風が吹き抜けるのに伴って、山脈と平行の等位相線を持つ地形性重力波(30 hPa 面での水平風発散がカラーで示されている)が発生しているのが分かる。(b) 35S に沿った経度・高度断面。アンデス山脈の上空に、上空ほど西側に等位相線が傾く地形性重力波の位相構造が見られる。20-100 hPa の弱風層(パネル c には山脈上空付近の西風の鉛直プロファイルを示す)の形成は、この地形性重力波の散逸(恐らく振幅の飽和による)によりもたらされていると考えられる。また、中間圏(1 hPa より上の高度)では、重力波の碎波にともなって、赤等値線で示された等温位面が大きく波打っており、その領域の西風が弱められているのが分かる。なお、図中の緑線は、リチャードソン数が 0.25 を下回る領域を示しており、モデル中の鉛直拡散パラメタリゼーションで表現される、シア不安定・対流不安定に伴う乱流拡散過程の発生を示している。

③T213L256 高解像度 AGCM を用いて、冬半球の亜熱帯成層圏界面に現れる温度ピークの生成メカニズムを詳細に調べた結果に関して投稿論文にまとめた Tomikawa et al. (2008) 。冬半球のプラネタリー波や、熱帯・亜熱帯の重力波の活動に伴って、1 hPa 付近の成層圏界面高度に、赤道を横切る南北循環が形成され、それにともなう下降流が、冬半球の亜熱帯成層圏界面に独立した温度のピークを作るというメカニズムを提唱した。

図 24 は、成層圏・中間圏の物質循環を近似的に表す、帯状平均残差子午面循環を示す。こうした大気大循環の実態は未だ観測で十分に明らかにされておらず、気候システムに与える影響も未知数なため、高解像度 AGCM を用いて研究を行うメリットがある。

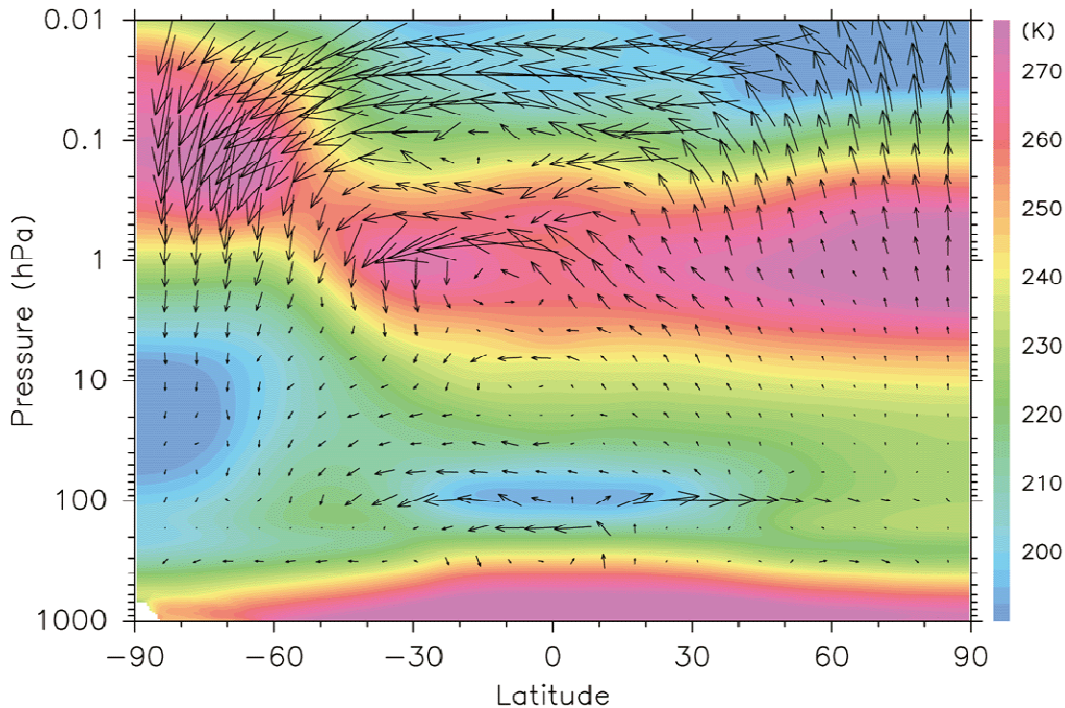


図 24 : T213L256 AGCM 6 月の帯状平均残差子午面循環(矢印)と温度(カラー)。下部成層圏(100-50 hPa)では、熱帯で上昇し、両半球の高緯度で加工する 2 セル型のブリューワー・ドブソン循環が、中間圏(1-0.01 hPa)では、夏半球で上昇して冬半球へ向かい、冬極付近で加工する 1 セル型の循環が明らかである。それに加えて、1 hPa 付近には、夏半球の亜熱帯で上昇して、冬半球の亜熱帯に向かい、そこで下降する循環系が存在することが分かる。

f.1.3 考察：

本年度は、年度当初に参加研究者たち全員で決定した開発計画に従って、物理気候モデルの改良を進めることができた。今後の課題としては、各種の物理過程の更新を経た MIROC4.1 の温暖化予測実験に向けてのパラメーター調整や気候感度の調査、ならびに、成層圏化学過程の改良が完成し、現在 MIROC4.1 に基づく形で再編成が行われている地球システム統合モデルを用いた温暖化予測実験の準備などを滞りなく進めていくことが重要である。

謝辞：

本研究の計算は地球シミュレーターを用いて行われた。作図には GFD-DENNOU Library および GTOOL を使用した。

h.1.3 成果の発表：

投稿済み論文

Watanabe, S., H. Miura, M. Sekiguchi, T. Nagashima, K. Sudo, S. Emori and M. Kawamiya (2008a), Development of an atmospheric general circulation model for integrated Earth system modeling on the Earth Simulator, *J. Earth Simulator*, in press.

II. 研究成果の概要

Watanabe, S., Y. Kawatani, Y. Tomikawa, K. Miyazaki, M. Takahashi and K. Sato (2008b), General aspects of a T213L256 middle atmosphere general circulation model, *submitted to J. Geophys. Res.*

Tomikawa, Y., K. Sato, S. Watanabe, Y. Kawatani, K. Miyazaki, and M. Takahashi, Wintertime temperature maximum at the subtropical stratopause in a T213L256 GCM, *submitted to J. Geophys. Res.*

国際学会における口頭発表、ポスター発表：

Watanabe, S., Y. Tomikawa, K. Sato, Y. Kawatani, K. Miyazaki, and M. Takahashi, Wintertime temperature maximum at the subtropical stratopause in a T213L256 GCM, AMS 14th Conference on the Middle Atmosphere, August, Portland OR USA.

Watanabe, S., H. Miura, M. Sekiguchi, T. Nagashima, K. Sudo, S. Emori and M. Kawamiya, Development of an atmospheric general circulation model for integrated Earth system modeling on the Earth Simulator, AGU Chapman Conference on the Role of the Stratosphere in Climate and Climate Change, September, Santolini Greece.

Watanabe, S., Y. Kawatani, Y. Tomikawa, K. Miyazaki, M. Takahashi and K. Sato, Development of a T213L256 middle atmosphere general circulation model, International CAWSES symposium, October, Kyoto Japan.

Watanabe, S., Y. Kawatani, Y. Tomikawa, K. Miyazaki, M. Takahashi and K. Sato, SPARC Gravity Wave Momentum Budget Planning Workshop, Constraints on gravity wave drag parameterizations: implications from gravity wave resolving GCM simulations, March, Toronto Canada.

Watanabe, S., Y. Kawatani, Y. Tomikawa, K. Miyazaki, M. Takahashi and K. Sato, General aspects of a T213L256 middle atmosphere general circulation model, SPARC DynVar Planning Workshop, March, Toronto Canada.

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

(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、これらの長期気候変化実験を行う際に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方針・整備状況、および、地球システム統合モデルによる 20 世紀気候再現実験結果を用いた、過去の気候変化シグナルの検出とその要因評価に関する予備的研究について報告する。

(2) さまざまな気候変動要因データの整備方針および整備状況

過去から将来にわたる数百年間に及ぶ長期気候変化実験を行うためには、当該期間をカバーするさまざまな外部境界条件データを整備する必要がある。これらの外部境界条件データは、いわゆる気候変動要因に関するデータであり、次のようなものが含まれる:①太陽からの放射エネルギーの変動、②大規模火山噴火に伴う成層圏エアロゾルの変化、③温室効果ガス(CO₂, CH₄, N₂O, ハロカーボン類)の濃度もしくは排出量の変化、④オゾン関連物質(O₃, H₂O₂, OH)の濃度もしくはオゾン前駆物質の排出量の変化、⑤硫酸エアロゾルの前駆物質である二酸化硫黄の排出量の変化、⑥炭素性エアロゾルの排出量の変化、⑦土地利用変化。これらのうち、①～②は自然起源の気候変動要因、③～⑦は人為起源の気候変動要因である。これらの気候変動要因については、IPCC/AR4 用に共生プロジェクトにおいて実施した 20 世紀気候再現実験および将来の気候変化予測実験においても整備している (Nozawa et al., 2007) が、一部の気候変動要因については不確実性が大きいことも報告されており、データの一部修正やアップデートだけでなく、最新の研究動向を考慮した全体的な見直しを実施しておく必要がある。このうち、人為起源の気候変動要因については、他の研究課題で整備されることになっており、過去については既存データの更新・修正、将来については来年度半ばに公表予定である新たな将来シナリオに準じたデータの作成が予定されている。このため、本課題では、自然起源の気候変動要因に関するデータの整備が中心となる。今年度は、過去における自然起源の気候変動要因に関する最新情報を収集し、候補となり得る複数のデータについて比較・検討を行った。

太陽からの放射エネルギーの変動に関するデータについては、Gray et al. (2005) が詳細な比較・検討を行っている。彼らのレビューによれば、気候モデルで利用可能な太陽放射エネルギーのデータセットとしては 5 種類の候補があり、現時点では Solanki and Krivova (2003) のデータが最も推奨されると述べられている。このデータは、過去の太陽黒点数の観測データなどから再構築された太陽放射量データであり、英国気象局ハドレーセンターの気候モデル HadGEM1 による 20 世紀再現実験でも利用されている (Stott et al., 2006)。CCSR/NIES/FRCGC が共同開発した気候モデル MIROC(K-1 model developers, 2004)による 20 世紀気候再現実験(Nozawa et al., 2007)では、Solanki and Krivova (2003) と同様に太陽黒点数などから再構築した Lean et al. (1995) のデータを用いてきた(図 25 参照)が、このデータは MgII、CaII などのイオン観測データなども考慮して改訂がなされている (Lean, 2000)。これら 2 つのデータ (Solanki and Krivova, 2003; Lean, 2000) はほぼ同様の経年変化を示しており、いずれのデータも、近年

II. 研究成果の概要

の人工衛星からの直接観測に基づく太陽放射エネルギーデータ(Fröhlich and Lean, 2004) と非常によく一致を示している。一方で、これらデータの特徴として、20 世紀前半に緩やかな増加傾向を示しているが、最近公表された太陽磁場の再現シミュレーションに関する研究成果(Wang, et al., 2005)によれば、太陽黒点数の観測データから再構築された太陽放射量の 20 世紀前半における増加傾向は 3~5 倍程度過大評価されている可能性が高いことが示唆されている (Forster et al., 2007)。太陽物理学の研究分野では、Wang et al. (2005) の主張を支持する意見が主流のようであるが、まだ不明な点も多く、今後も調査・検討を継続する必要がある。

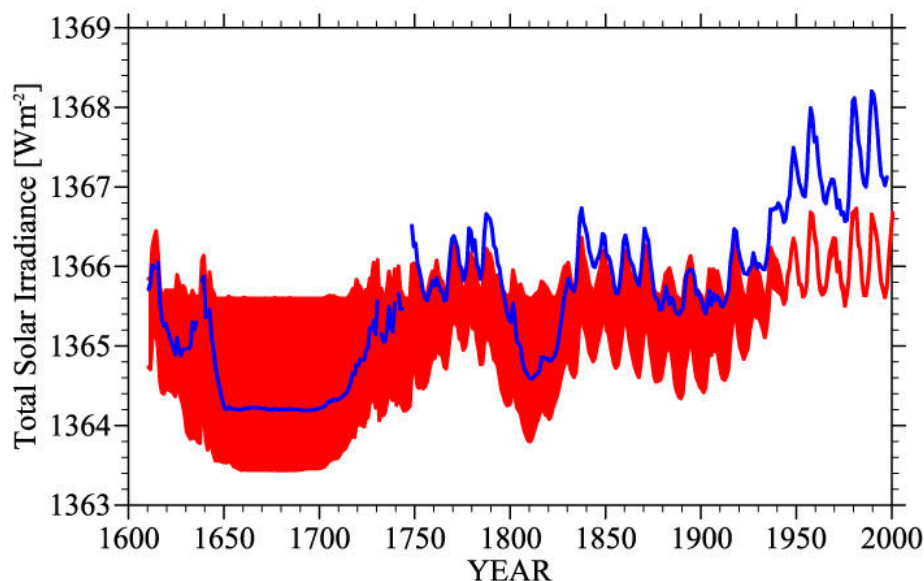


図 25: 太陽放射エネルギーの経年変化。青線は Lean et al. (1995) による再構築データの更新版、赤色の陰影は Lean (2000) による再構築データの不確実性の幅（上端は 11 年周期のみを考慮、下端は 11 年周期に加え、それ以上の長周期変化も考慮）をそれぞれ示す。

大規模な火山噴火に伴う火山性の成層圏エアロゾルの長期変化に関しては、Sato et al. (1993) による光学的厚さのデータが有名であり、MIROC でもこのデータの更新版を採用している(Nozawa et al., 2007)。一方で、最近では Ammann et al. (2003) が新たに再構築したデータを公開している。これらのデータは基本的によく似た経年変化を示しているが、大規模火山噴火に伴う成層圏エアロゾルの光学的厚さのピーク値や、噴火後に光学的厚さが減少していく際の緩和時間に違いが見られる (Forster et al., 2007)。また、両データとも光学的厚さを帯状平均した緯度分布の経年変化の情報を提供しているが、噴火イベントによっては、成層圏エアロゾルの高緯度域への広がり具合などに大きな差異が見られるため、両データの推計方法の違いについて整理するなど、今後も調査を継続する必要がある。なお、Sato et al. (1993) の更新版のデータでは、成層圏エアロゾルの鉛直分布や有効半径に関する情報(図 26 参照)も提供されているため、これらの情報をいかに有効に活用するかを早急に検討する必要がある。

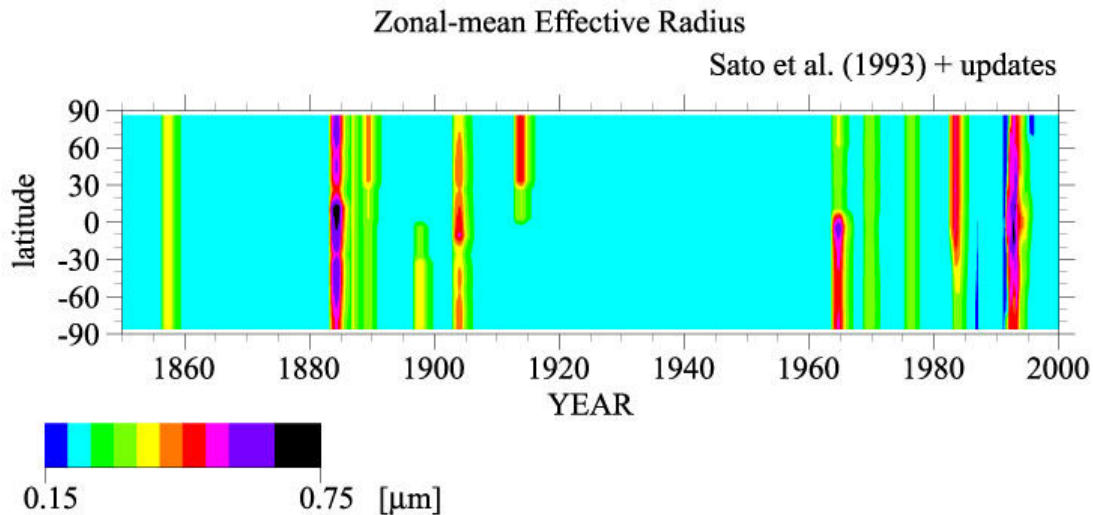


図 26 : 火山噴火に伴い成層圏にまで放出される火山性ガスが化学反応を起こすことで生成される硫酸エアロゾルの有効半径の緯度分布の経年変化。Sato et al. (1993)の更新版のデータ。

(3) 過去の気候変化シグナルの検出とその要因評価に関する予備的研究

本課題に期待されている重要な科学的知見の一つとして、地球システム統合モデルを用いた様々な気候変動要因を考慮した 20 世紀気候再現実験結果と長期観測データとを統計的に比較解析することにより、過去に観測された長期気候変化シグナルを検出するとともにその要因評価を行い、「近年の温暖化は人間活動に起因する」という、より確度の高い情報を提供するとともに、将来予測の不確実性の定量化に貢献することが挙げられる。現時点では、数値シミュレーションに用いる地球システム統合モデルは改良途中であるため、今年度は、共生プロジェクトにおいて MIROC を用いて実施した既存の数値シミュレーション結果を用いて、予備的な研究を行った。特に、従来はあまり考慮されてこなかった物理化学過程を新たに導入した場合に、20 世紀後半の気温上昇に関する要因評価がどのような影響を受けるのか検討を行った。

20 世紀に観測された温暖化シグナルの検出およびその原因特定に関する最新の研究によれば、20 世紀後半に観測された全球平均気温の著しい上昇は、人為起源の温室効果ガス(GHG)の増加によってもたらされた可能性が高く、GHG 濃度の増加のみによる昇温は、大規模火山噴火や人為起源エアロゾルの増加によってその一部が相殺されたため、観測された昇温を上回る可能性が高いことが示唆されている (Hegerl et al., 2007; Stott et al., 2006)。しかし、これらの研究で用いられている気候モデル実験では、20 世紀における炭素性エアロゾルの増加が考慮されていない。炭素性エアロゾルの増加に伴う気候影響については、その重要性が指摘されて来てはいたが、排出源に関する情報が不足していたこと、非常に複雑な放射特性を持つこと、などの理由により、長期的な気候変化をシミュレートする大気海洋結合気候モデルには取り込まれてこなかった。しかし、IPCC AR4 に貢献した最新の気候モデルのうちの約 1/3 程度までが、このような炭素性エアロゾルの気候影響を何らかの形で考慮するようになってきている。共生プロジェクトにおいて CCSR/NIES/FRCGC が共同開発した気候モデル MIROC においても、世界に先駆けて炭素性エアロゾルの気候影響を考慮した長期気候変化実験を実施している (Nozawa et al., 2007)。以上のようなことから、ここでは、MIROC による 20 世紀気候再現実験結果(Nozawa et al., 2005; Nagashima et al., 2006)を用いて、人為起源の GHG 増加によりもたらされた 20 世紀の温度上昇の推定に

II. 研究成果の概要

及ぼす炭素性エアロゾルの影響について調べた。MIROCを用いた20世紀気候再現実験により得られたさまざまな気候変動要因に対する応答の時空間変動パターンに、最適指紋法(線形重回帰分析を採用した温暖化シグナルの検出および原因特定手法、Allen and Stott, 2003)を適用して、人為起源のGHG増加のみ、GHG以外の人為起源の気候変動要因(主として人為起源エアロゾルの増加)のみ、自然起源の気候変動要因のみによりもたらされた地上気温の時空間変化を推定した。

図27は、20世紀に観測された地上気温の時空間変化を、人為起源のGHG濃度増加に対する応答、GHGを除く人為的な変動要因(主に人間活動に伴うエアロゾルの増加)に対する応答、自然起源の気候変動要因に対する応答、の3要素で重回帰した場合の回帰係数を示す。20世紀における炭素性エアロゾルの増加を考慮しなかった場合(図27a)、回帰係数はいずれも5~95%の信頼区間で正の値を示しており、先行する他の気候モデルを用いた場合(Stott et al., 2006)と同様に、20世紀に観測された地上気温の時空間変化には、これら3種類すべての応答のシグナルが有意に検出されることが分かる。一方、20世紀における炭素性エアロゾルの増加を考慮した場合(図27b)にも、回帰係数はいずれも5~95%の信頼区間で正の値を示しているが、人為起源のGHG濃度増加に対する応答および人為起源のエアロゾル増加に対する応答の回帰係数が、炭素性エアロゾルの増加を考慮しない場合(図27a)よりも増加している。大まかに言って、回帰係数は以下のように推定されている：

$$\text{回帰係数} \sim (\text{観測とモデルの時空間相関}) / (\text{気候応答の振幅})^2$$

20世紀における炭素性エアロゾルの増加を考慮した場合、エアロゾルの間接効果が更なる冷却効果をもたらし、人為起源のエアロゾル増加に対する応答の振幅が大きくなる(すなわち、上式の分母が大きくなる)。一方で、炭素性エアロゾルの増加を考慮することにより、モデルがシミュレートした気候応答が観測に近付き(Nagashima et al, 2006)、こちらの効果の方が勝っている(上式の分子が分母を上回る)ため、人為起源のエアロゾル増加に対する応答の回帰係数が大きくなっていると考えられる。

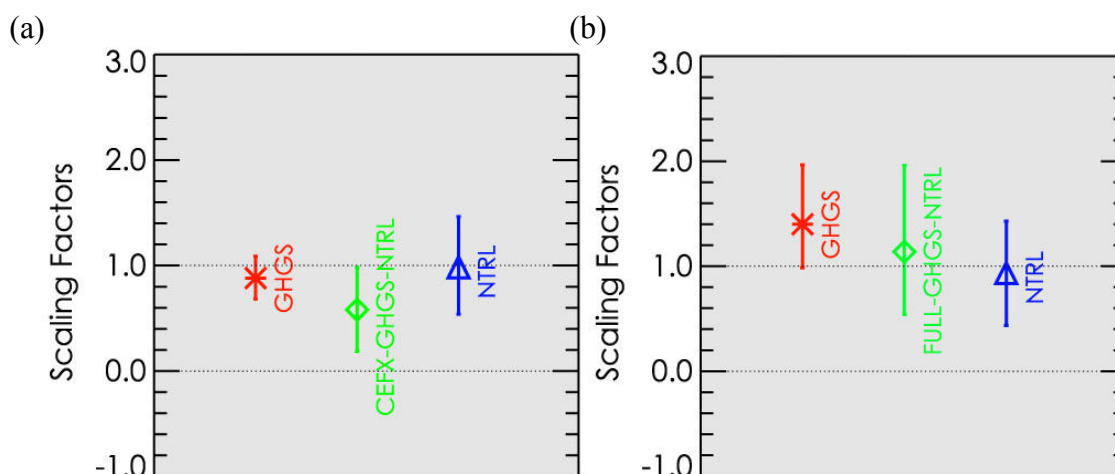


図27：最適指紋法により、20世紀に観測された地上気温の時空間変化を、GHG濃度の増加に対する応答(*)、GHGを除く人為的な変動要因に対する応答(◇)、自然的な変動要因に対する応答(△)の3要素で重回帰した場合の回帰係数。縦線は推定された回帰係数の5~95%の信頼区間を示す。(a)20世紀における炭素性エアロゾルの増加を考慮しなかった場合、(b)20世紀における炭素性エアロゾルの増加を考慮した場合のそれぞれについて示している。

図 27 で得られた回帰係数と解析に用いた気候応答から求めた、それぞれの気候変動要因によりもたらされた地上気温の経年変化を図 28 に示す。20 世紀における炭素性エアロゾルの増加を考慮しなかった場合(図 28a)には、20 世紀後半における人為起源の GHG 増加のみ、GHG 以外の人為起源の気候変動要因(主としてエアロゾル)のみ、自然起源の気候変動要因のみによりもたらされた昇温は、それぞれ $0.79^{\circ}\text{C}/50$ 年、 $-0.16^{\circ}\text{C}/50$ 年、 $-0.16^{\circ}\text{C}/50$ 年であり、先行研究(Stott et al., 2006)とほぼ同程度であった。一方、20 世紀における炭素性エアロゾルの増加を考慮した場合(図 28b)には、それぞれ $1.25^{\circ}\text{C}/50$ 年、 $-0.59^{\circ}\text{C}/50$ 年、 $-0.15^{\circ}\text{C}/50$ 年と推定され、GHG 増加による気温上昇と人為起源エアロゾルの増加による気温低下(の絶対値)が上方修正されることが分かった。このことは、図 27 の回帰係数に見られる違いからも容易に想像される結果であり、20 世紀における炭素性エアロゾルの増加を考慮することにより、気温変化の時空間分布の再現性が向上したことが、その主たる要因であると考えられる。また、炭素性エアロゾルの増加を考慮した場合(図 28b)には、不確実性の幅が増大していることも大きな特徴の一つである。これは、20 世紀における炭素性エアロゾルの増加を考慮することにより、人為起源の GHG 増加に対する気候応答の時空間変化と、GHG 以外の人為起源の気候変動要因(主としてエアロゾル)に対する気候応答の時空間変化とがよく似た分布を示すようになったことが原因と想像されるが、詳細は更に調査する必要がある。なお、詳細は割愛するが、同手法により推定された回帰係数から見積もった将来の温暖化予測についても、20 世紀における炭素性エアロゾルの増加を考慮した場合の温度上昇が上方修正されることが分かった。これらの結果は、従来の気候モデルでは考慮されていない、新たに導入される炭素循環や大気化学過程が、20 世紀の気候変化再現性だけでなく、個別の気候変動要因によりもたらされた気温上昇量の推定や、近い将来に予想されている温暖化の不確実性評価などに対して、定量的には無視し得ない程度の影響を及ぼす可能性を示唆しており、地球システム統合モデルによる 20 世紀気候再現実験の必要性を強く示唆していることが分かった。

II. 研究成果の概要

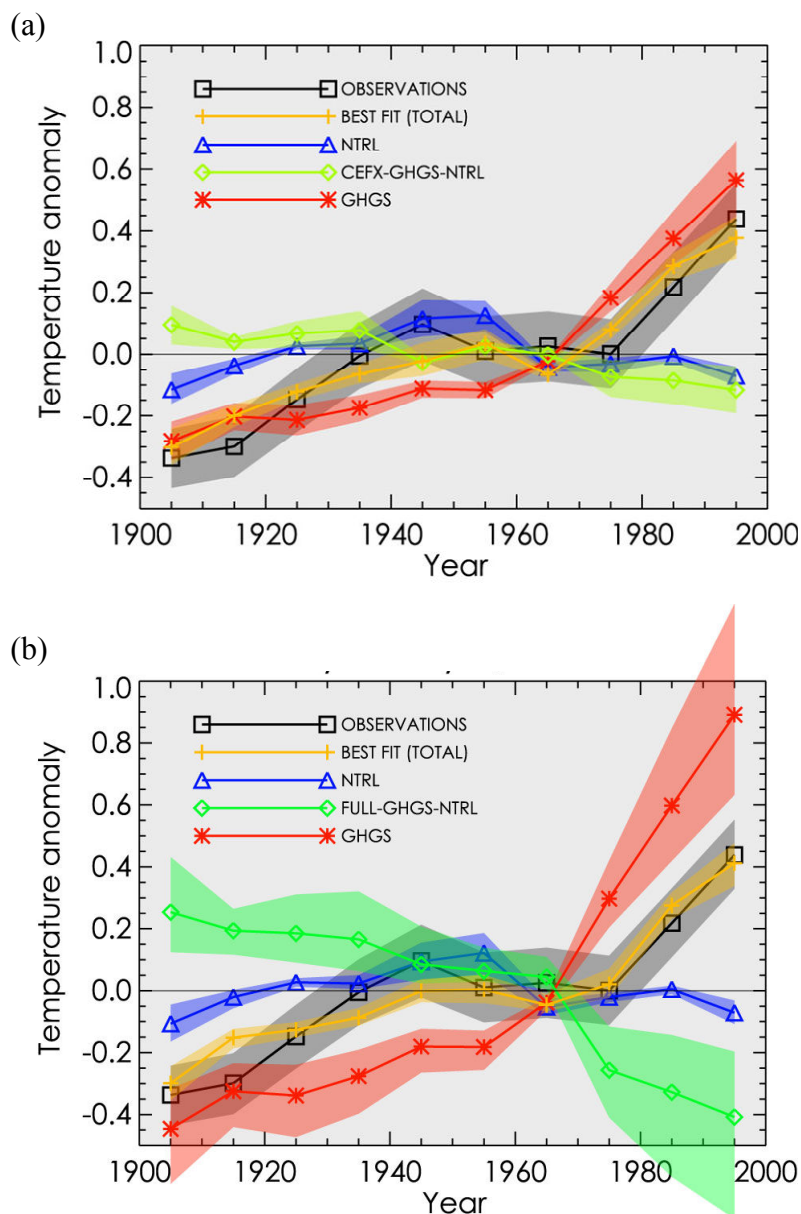


図 28 : MIROC を用いた 20 世紀気候再現実験により得られたさまざまな気候変動要因に対する応答の時空間変動パターンに、線形重回帰分析を援用した温暖化シグナルの検出および原因特定手法(Allen and Stott, 2003)を適用して推定した、人為起源の GHG 増加のみ(赤線)、GHG を除く人為起源の気候変動要因(主として人為起源エアロゾルの増加)のみ(緑線)、自然起源の気候変動要因のみ(青線)によりもたらされた全球平均気温の経年変化。20 世紀における炭素性エアロゾルの増加を(a)考慮しない場合と(b)考慮した場合。各色の陰影部分は 5~95%の信頼区間を示す。黒線は観測された全球平均気温の経年変化を、灰色の陰影部分は内部変動による観測値の不確実性の幅を示す。

f.1.4 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、自然起源の気候変動要因(太陽活動および火山噴火)については、未だに不明な点が数多くあり、関係する研究者間である程度のコンセンサスが取れているとは言い難い状況であると考えられる。しかしながら、1年後には本実験を開始しなければならない状況を踏まえ、早々に何らかの決断を行う必要がある。現段階では、太陽活動に関しては、Lean (2000) あるいは Solanki and Krivova (2003) が有力と考えられるが、太陽物理学分野の状況次第では、Wang et al. (2005) の可能性も捨て切れない。火山噴火については、Sato et al. (1993) のアップデート版が最有力と考えられるが、光学的厚さの鉛直分布やエアロゾル粒子の有効半径など、どこまでの情報を気候モデルに取り込むか、についてはまだ検討の余地があり、可及的速やかに、関係する研究者と対応を協議する必要がある。いずれにしても、H20年度半ばまでには、一通りの検討や調整作業を終え、予備実験を開始する必要があると考えられる。

過去の気候変化シグナルの検出とその要因評価に関しては、予備的な研究ではあるけれども、地球システム統合モデルを用いた20世紀気候再現実験に向けた、有意義な結果が得られていると考えられる。個別の気候変動要因によりもたらされた過去の気温上昇量の推定や、近い将来に予想されている温暖化の不確実性評価において、従来の気候モデルでは考慮されていない、炭素循環や大気化学過程などの新たに導入されるプロセスが、無視し得ない影響を及ぼし得る事は、大変興味深い結果である。炭素性エアロゾルを題材とした本研究では、予備的な解析結果ではあるけれども、気候モデルによりシミュレートされた気温変化の時空間分布の再現性向上が、個別の気候変動要因に起因する過去の昇温量推定や、近未来の温暖化の不確実性評価において重要な役割を果たしていることが示唆された。特に、従来より考慮されてきた放射強制力とは異なる時空間分布を持つような気候変動要因の影響が大きいと考えられ、その意味では、例えば、大気中メタンの化学反応による成層圏中の水蒸気の発生や、雪氷面に付着する炭素性エアロゾルの気候影響などは、その放射強制力の分布に大きな特徴があるため、比較的大きな影響を及ぼす可能性も考えられる。また、現段階では、地上気温の長期変化に及ぼす影響のみを検討しているが、降水量など他の物理量に及ぼす影響についても、今後の重要な検討課題であり、できるだけ早期に着手したいと考えている。いずれにしても、これらの検討を踏まえた上で、地球システム統合モデルを用いた20世紀気候再現実験および個別の気候変動要因を考慮した実験など、一連の実験の枠組みについて、できるだけ早い時期から検討を進めていく必要があるだろう。

g.1.4 引用文献

- Allen, M. R. and P. A. Stott (2003), Estimating signal amplitudes in optimal fingerprinting, part I: theory, *Clim. Dyn.*, 21, 477-491.
- Ammann, C. M., G. A. Meehl, W. M. Washington and C. S. Zender (2003), A monthly and latitudinally varying volcanic forcing dataset in simulations of 20th century climate, *Geophys. Res. Lett.*, 30(12), 1657, doi:10.1029/2003GL016875.
- Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D.W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D.C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz and R. Van Dorland (2007), Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt,

II. 研究成果の概要

- M.Tignor and H.L. Miller (eds.]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Fröhlich, C. and J. Lean (2004), Solar radiative output and its variability: Evidence and mechanisms, *Astron. Astrophys. Rev.*, 12, 273–320.
- Hegerl, G.C., F. W. Zwiers, P. Braconnot, N.P. Gillett, Y. Luo, J.A. Marengo Orsini, N. Nicholls, J.E. Penner and P.A. Stott (2007), Understanding and Attributing Climate Change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Gray, L. J., J. D. Haigh and R. G. Harrison (2005), Review of the Influences of Solar Changes on the Earth's Climate, Hadley Centre Technical Note No. 62, Met Office, Exeter, 82 pp.
- K-1 model developers (2004), K-1 Coupled GCM (MIROC) description, H. Hasumi and S. Emori, eds., Center for Climate System Research, University of Tokyo. 38 pp.
- Lean, J., J. Beer and R. Bradley (1995), Reconstruction of solar irradiance since 1610: Implications for climate change. *Geophys. Res. Lett.* 22, 3195-3198.
- Lean, J. (2000), Evolution of the Sun's spectral irradiance since the Maunder Minimum, *Geophys. Res. Lett.* 27, 2425-2428.
- Nagashima T., H. Shiogama, T. Yokohata, T. Takemura, S. A. Crooks and T. Nozawa (2006), Effect of carbonaceous aerosols on surface temperature in the mid twentieth century, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L04702.
- Nozawa T., T. Nagashima, H. Shiogama and S. A. Crooks (2005), Detecting natural influence on surface air temperature change in the early twentieth century, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L20719.
- 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.
- Solanki, S. K. and N. A. Krivova (2003), Can solar variability explain global warming since 1970?, *J. Geophys. Res.*, 108(A5), 1200, doi:10.1029/2002JA009753.
- Stott, P. A., G. S. Jones, J. A. Lowe, P. Thorne, C. Durman, T. C. Johns and J.-C. Thelen (2006), Transient Climate Simulations with the HadGEM1 Climate Model: Causes of Past Warming and Future Climate Change, *J. Clim.*, 19, 2763–2782.
- Stott, P. A., J. F. B. Mitchell, M. R. Allen, T. L. Delworth, J. M. Gregory, G. A. Meehl and B. D. Santer (2006), Observational constraints on past attributable warming and predictions of future global warming, *J. Climate*, 19, 3055-3069.
- Wang, Y.-M., J. L. Lean and N. R. Sheeley Jr. (2005), Modeling the Sun's magnetic field and irradiance since 1713, *Astrophys. J.*, 625, 522–538.

h.1.4 成果の発表

❖ 論文(準備中)

1. 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.

❖ 著書・報文等

1. 野沢 徹, 2007: 20 世紀に観測された長期気温変化の原因特定. 電気評論, 92(8), 64-65.

❖ 口頭発表

1. Nozawa, T., T. Nagashima, H. Shiogama, and T. Takemura, 2007: Impact of carbonaceous aerosols on attributable warming and future prediction. The 10th International Meeting on Statistical Climatology, Beijing, China, August 2007.
2. Nozawa T., H. Shiogama, T. Nagashima, and T. Takemura, 2008: Impact of carbonaceous aerosols on observationally constrained attributable warming and future prediction, First International Workshop on KAKUSHIN Program, Honolulu, USA, February 2008.
3. 野沢徹・塩竈秀夫・永島達也・竹村俊彦, 2007: 人為起源の温室効果ガス増加による 20 世紀の昇温量推定に及ぼす炭素性エアロゾル増加の影響. 日本気象学会 2007 年度秋季大会, 札幌, 2007 年 10 月.

II. 研究成果の概要

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 地球システムモデルの調査

本節では、地球システムモデルの調査結果について述べる。対象としたモデルは MIROC である。MIROC の最新バージョンは 4.0 であるが、調査対象としたのは調査開始時の最新版である MIROC3.2 である。以下、特に断りのない限り、地球システムモデルは MIROC を指す。以下、MIROC がインストールされたディレクトリを $\{\text{MIROC_HOME}\}$ とする。MIROC はコンパイルオプションをプリプロセッサで処理することにより、様々な条件の計算ができる設計になっている。コンパイルオプションの設定は $\{\text{MIROC_HOME}\}/\text{Mkinclude}$ ファイルで行う。今回の調査では、Mkinclude のオプション設定の内、SYSTEM = Linux-IFC, RTYPE = mpmd, PROJECT = full とし、プリプロセッサ処理後のファイル(*f ファイル)を解析の対象とした。この際、プリプロセッサ処理後のファイルを出力させるため、 $\{\text{MIROC_HOME}\}/\text{src}/\text{sysdep}/\text{Makedef.Linux-IFC}$ で $\text{F.o}:\$(\text{CPP})\$(\text{CPPFLAGS})\ \$< > \$.f$ とした。以下、MIROC3.2 についてカップリングに係わる制御構造、データ構造、通信方法を述べる。

1. 1 制御構造

プログラムの制御構造の調査にはルーチンツリーを描き、サブルーチンの呼び出しの関係性を明らかにするのが一般的な手法である。しかし、MIROC のコードはサブルーチンコールが多く、既存のツリー解析プログラムでは処理できなかった。そこで、(1) MIROC のコード中からサブルーチン宣言 (Entry を含む) および呼び出し部のみを抽出し、XML ファイルに出力する、(2) 出力された XML ファイルを読み込み、Web ブラウザ上でインタラクティブに表示する、という 2 つのプログラムを作成し、これらによって解析を行った。ブラウザへの表示例を図 29 に示す。サブルーチン名をクリックするとそのサブルーチンでコールしているサブルーチンを展開する。再度クリックすると展開されていたコールルーチンの表示が閉じる様になっている。また、右の source ボタンをクリックすると別ウィンドウにそのサブルーチンが含まれるファイルを表示することができる。また、黄色で表示されたサブルーチンはそのコールツリーの中で、MPI の送受信サブルーチン (MPI_Isend, MPI_Irecv 等) をコールしていることを示す。

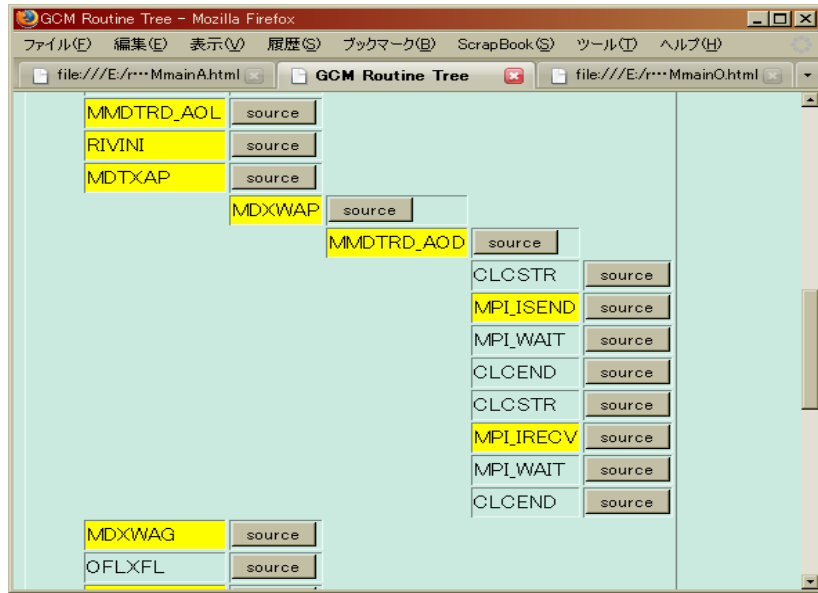


図 29 ルーチンツリーの表示例

制御構造のうち、大気モデル・海洋モデルについて時間積分中の大気海洋結合に関する部分と計算のメインルーチンのみを抽出し図 30 に示す。

<pre> 8000 CONTINUE CALL MDTXAP CALL MDXWAG 1000 CONTINUE CALL ATMSTP !! ATMOS. STEP M (TIMEA , TSTPA) CALL LNDSTP !! LAND STEP M (TIMEL , TSTPA) CALL RIVSTP !! RIVER STEP M (TIMER , TSTPA) TSTPA = MIN(ANINT(TSTPA + TSTEPS), TEND) IF (TIMEA .GE. TSTPC) GOTO 1900 GOTO 1000 1900 CONTINUE CALL AOCEAN I (TSTEPO , TSTEPO*2.D0 , TIMEO , TEND) 海洋の計算 (時刻計算のみ) ファイル出力と時刻の計算 IF (OQUIT) GOTO 9000 GOTO 8000 ENDIF 9000 CONTINUE </pre>	<pre> 8000 CONTINUE CALL MDXWOG CALL MDTXOP 1000 CONTINUE 大気・陸面・河川の計算 (時刻計算のみ) IF (TIMEA .GE. TSTPC) GO TO 1999 GO TO 1000 1999 CONTINUE 2000 CONTINUE CALL OCEAN(I DT1 , DT2 , TIMEO , TEND) TIMEO = TIMEO + DT1 TSTPO = MIN(ANINT(TSTPO + TSTEPS), TEND) IF (TIMEO .GE. TSTPC) GO TO 2999 GO TO 2000 2999 CONTINUE CALL OCNPSH ファイル出力と時刻の計算 IF (OQUIT) GOTO 9000 GOTO 8000 ENDIF 9000 CONTINUE </pre>
--	--

図 30 大気モデル・海洋モデルメインプログラム構造

左図：大気モデル、右図：海洋モデル

赤字のサブルーチンコール：データ交換に係わるサブルーチン

緑の CONTINUE 文：メインの時間積分ループ

青の CONTINUE 文：モデルの計算ループ

II. 研究成果の概要

大気モデルのサブルーチン MDTXAP と海洋モデルのサブルーチン MDTXOP はそれぞれのルートプロセッサが全領域の全通信データを相手モデルへ送信する。

MDXWAG, MDXWOG は相手モデルから全領域の全データを受信し、自モデルの各プロセッサに Scatter するサブルーチンである。

計算のメインルーチン ATMSTP, LNDSTP, RIVSTP, OCEAN では送信すべき変数を送信バッファ（カップラー）へ代入する、また受信バッファ（カップラー）から受信すべき変数を得るサブルーチンをコールしている。

AOCEAN, OCNPSH では各プロセッサの送信バッファに代入された変数をそれぞれのモデルのルートプロセッサに Gather し、相手モデルへ送信するためのグローバルバッファに代入している。

1. 2 データ構造

MIROC の大気モデルはスペクトル法を採用しているため、波数空間と格子空間の 2 通りの座標系を持つ。他のモデルとの結合に用いられるのは格子空間の変数なので、ここでは格子空間のデータ構造について述べる。格子空間での計算はサブルーチン PHYSCS 以下で行われる。サブルーチン PHYSCS で定義されている変数の例を図 31 に示す。図に示されるとおり、3 次元の場の変数は大きさ IJDIM, KMAX の 2 次元変数、2 次元の場の変数は大きさ IJDIM の 1 次元変数である。KMAX と IJDIM はパラメータ文中で $KMAX = 20$, $IJDIM = IDIM * JDIM$, $IDIM = IMAX + 1$, $IMAX = 128$, $JDIM = (JMAX - 1) / NPE + 1$, $JMAX = 64$, $NPE = 8$ とそれぞれ定義されている。すなわち、東西方向のグリッド数 * 領域分割された南北方向のグリッド数が IJDIM、鉛直方向のグリッド数が KMAX である。

```
REAL*8 GDU ( IJDIM, KMAX ) !! WESTERLY U
REAL*8 GDV ( IJDIM, KMAX ) !! SOUTHERN WIND V
REAL*8 GDT ( IJDIM, KMAX ) !! TEMPERATURE T
REAL*8 GDPS ( IJDIM ) !! SURFACE PRESSURE PS
```

図 31 大気モデルの変数定義例

次に海洋モデルの変数の例を図 32 に示す。海洋モデルの変数は大きさ NXYZDM か NXYDIM の 1 次元変数が主である。NTDIM はパラメータ文で $NTDIM = 2$ と定義されており、時間を表す次元であるため、3 次元空間、2 次元空間はいずれも変数の 1 次元目で表現されている。NXYZDM と NXYDIM はパラメータ文中に、 $NXYZDM = NXYDIM * NZDIM$, $NXYDIM = NXDIM * NYDIM$, $NXDIM = NX + 4$, $NYDIM = NY + 4$, $NZDIM = NZ + 2$, $NX = NXG / INODES$, $NY = NYG / JNODES$, $NXG = 256$, $NYG = 192$, $NZ = 44$, $INODES = 1$, $JNODES = 8$ と定義されている。

```

REAL*8 TA (NXYZDM, NTDIM), TB (NXYZDM, NTDIM)
REAL*8 UA (NXYZDM), UB (NXYZDM)
REAL*8 VA (NXYZDM), VB (NXYZDM)
REAL*8 HA (NXYDIM), HB (NXYDIM)
REAL*8 UBTA (NXYDIM), UBTB (NXYDIM)
REAL*8 VBTA (NXYDIM), VBTB (NXYDIM)
REAL*8 UADV (NXYZDM), VADV (NXYZDM), WADV (NXYZDM)
REAL*8 W (NXYZDM), R (NXYZDM)

```

図 32 海洋モデルの変数定義例

大気モデル、海洋モデルともに空間次元の圧縮を行っているため、カップラーはこれらの座標表現に対応するよう設計する必要がある。

1. 3 データ交換の方法

MIROC の MPMD モードでは、大気モデルと海洋モデルが個別のプロセスとして動作し相互に情報を交換しながら時間積分を進める。大気モデル海洋モデルは領域分割によって並列化されているが、データ交換の際はそれぞれのモデルのルートプロセッサにデータを集め相手モデルのルートプロセッサに送信、相手モデルのルートプロセッサからそれぞれのプロセッサに分配という手順を採っている。1. 1 で述べたようにこれらの操作は時間積分ループ内の MDTXAP, MDXWAG, AOCEAN, MDXWOG, MDTXOP, OCNPSH というサブルーチンで行われている。これらのサブルーチンについてルーチンのツリー構造を図 33 に示す。ただし図 33 では、重複するルーチン名や時間測定などの重要でないルーチン名は省略されている。図に示すように大気モデルでは (1) 海洋モデルへデータ送信、(2) 海洋モデルからデータ受信、(3) 受信データを自モデルの各プロセッサへ分配、(4) 計算ルーチンで受信バッファからのデータコピーと送信バッファへのデータ代入、(5) 各プロセッサの送信バッファをルートプロセッサへ収集、という処理に、海洋モデルでは (1) 大気モデルからデータ受信、(2) 受信データを自モデルの各プロセッサへ分配、(3) 大気モデルへデータ送信、(4) 計算ルーチンで受信バッファからのデータコピーと送信バッファへのデータ代入、(5) 各プロセッサの送信バッファをルートプロセッサへ収集、という処理の流れになっている。

II. 研究成果の概要

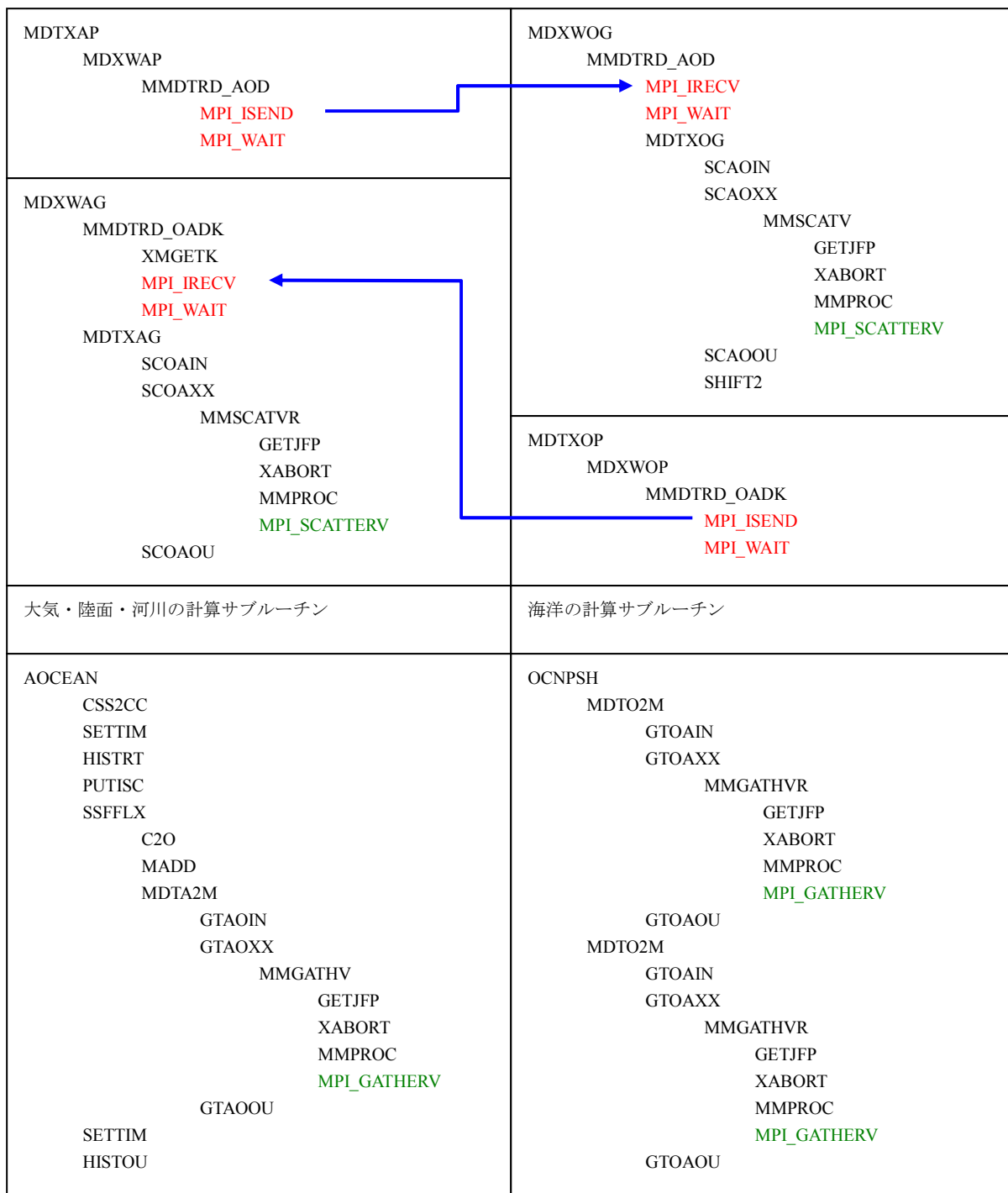


図 33 大気モデル・海洋モデルのデータ交換に係わるルーチンツリー
 左図：大気モデル、右図：海洋モデル
 赤字：モデル間のデータ交換に係わる MPI サブルーチン
 緑字：モデル内の MPI サブルーチン
 青線：モデル間のデータの流れ

2 カップラーの設計

2. 1 概念設計

(1) 使用言語

地球シミュレータで用いることのできるプログラミング言語は Fortran (Fortran95) と C++ (サブセットとしてのC言語を含む) である。この2つの言語は多くの計算機でサポートされており、シミュレーションコードの事実上のデファクトスタンダードとなっている。従って、カップラーの言語として検討対象となるのは Fortran、C++およびこれらの併用である。

MIROCをはじめとする気象・気候シミュレーションコードの大半は Fortran で記述されている。Fortran から C++の関数を呼び出すあるいは C++から Fortran のサブルーチンを読み出すことは一般的に可能であるが、多次元配列における配列順序の違いや文字列の扱いの違いなど注意すべき点があり、また処理系によってこれらの扱いに違いがあるなど、Fortran と C, C++を混在させるのは、安全性・汎用性の点から避けるべきである。従って、カップラー作成言語は Fortran とする。Fortran のバージョンについては、柔軟なデータ交換やコードのブラックボックス化のために、ポインタや構造型、モジュールの使用が不可欠であることから、Fortran90 以上とする。

(2) 並列ライブラリ

地球シミュレータがサポートする並列計算のための言語やライブラリとして HPF、MPI、OpenMP がある。これらの内、現行最も広く用いられ汎用性が高いのは MPI であり、現行 MIROC の結合計算においても MPI が用いられている。従って、本研究で開発するカップラーも MPI を用いることとする。MPI は大別すると MPI-I とそれを拡張した MPI-II に分けられる。規格上の大きな違いとして、MPI-II では(a)並列入出力のサポート、(b)動的プロセス管理のサポート、(c)リモートメモリアクセスのサポート、の3つがある(ただし実装によってはこれら3つ全てをサポートしていない場合もある。例えば代表的な MPI 実装である MPICH では動的プロセス管理をサポートしていない)。カップラー設計で重要なのは上記3機能の内、リモートメモリアクセスである。MPI-I におけるデータ通信は対一、集団通信のいずれの場合も通信に係わる全てのプロセスが何らかの MPI ルーチンをコールせねばならない。一方 MPI-II で規定されたリモートメモリアクセスは共有メモリモデル的なデータ通信、すなわちローカルな(特定の)メモリ領域に対して、他プロセスが自由にアクセス(読み出し、書き込み)できるようになっている。これにより、より自由度の高い送受信アルゴリズムの実現が可能となる。しかし、MPI-II は今だ普及途上にあり、全ての処理系(システム)で利用可能とは限らず、実装においても必ずしも実効性能が確保されている訳ではない。従って、カップラーの第一バージョンとしては MPI-I のルーチンのみを用いることとし、システムの対応状況や実効性能を検証しつつ随時 MPI-II へ移行してゆくものとする。

(3) データ交換方法

1節で述べたように、現行の MIROC は各モデルが一旦ルートプロセッサにデータを集めてルートプロセッサ間で全領域のデータ交換を行う様になっている。この方法は、送信側モデルでのデータ収集(Gather)、モデル間でのデータ通信(Send, Recv)、受信側モデルでのデータ分配(Scatter)という3段階のフェーズを経ねばならないため、通信するデータ総量が多く、またルートプロセッサのみが全領域分のデータ送受信を行うため(特に高解像度計算においては)並列効率の低下

II. 研究成果の概要

を免れない。従ってモデル間のデータ送受信は、それぞれのプロセッサが自領域に対応する相手モデルの個々のプロセッサと直接通信することが必須である。この際、各プロセッサは不連続なメモリ領域を送受信しなければならないため、明示的に配列を並び替えるか、MPI の派生データ型を使う必要がある。いずれの場合も送受信するデータの量は相手プロセッサによって異なるため、集団通信は使用できず一対一通信 (Send, Recv 系) が必要となる。

過去に開発されたカップラーのうち、「風神」カップラーは時間積分ループをカップラー側が管理しており、データ交換の場所については全てカップラーの管理下にあった(Arakawa, 2000, 2001)。一方、MIROC では、実際のデータ通信は時間積分ループの特定の箇所 (具体的にはループの最初の部分) でのみ行われるが送受信されるデータはいったん専用のデータバッファに蓄積されるようになっている。送受信データのバッファリングによって、MPI-I の規格であり制約である通信の対応性を免れ、プログラムの任意の場所でデータ交換サブルーチンをコールできる柔軟性を得ている。本研究で作成するカップラーにおいてもこの手法は継承すべきであるが、モデル間のデータ通信をプログラムの特定箇所のみでしか行えないことは非常に強い拘束条件であり、汎用性を損なう可能性が高い。従ってモデル間のデータ通信についてもプログラムの任意の場所で行えるよう設計する。

(4) 物理量の変換

異なる座標系への補間や、単位系の変換など交換するデータの変換については、カップラーが行うべき計算であり、例えば PRISM カップラーは代表的な補間アルゴリズムをカップラー内部に実装している(Valche et al. 2004)。しかし、起こりうる全ての座標系や単位系の変換をカップラーに実装するのはプログラムの肥大化・複雑さを招き、また NICAM の様な従来にない座標系のモデルへの対応も困難となる。また、既存の同種モデルでも物理量の扱いが異なっている場合があり (例えば海洋モデルの陸地の扱いなど)、物理量の変換コードをカップラー内部に隠蔽することは、カップラーの拡張性・汎用性を著しく損ねる可能性がある。従って、カップラーコードのうち物理量の変換に係わる部分は利用者が自由に改修できるように設計する。

2. 2 プロトタイプの作成

2. 1 で述べた概念設計に基づき、カップラーのプロトタイプコードを作成した。プラットフォームは高度情報科学技術研究機構所有の Linux クラスタ(Pentium D デュアルコア 16 プロセッサ、メモリ 4GB/プロセッサ)、コンパイラはインテル Fortran コンパイラ 9.0 である。以下、プロトタイプコードの詳細について述べる。

(1) カップリングサブルーチンと処理の流れ

モデルを結合するために使用するサブルーチンを表 1 に示す。表のサブルーチンのうち、`jcup_init`, `jcup_init_time`, `jcup_init_grid` は初期設定のためのサブルーチンであり、データ交換の前 (時間積分ループの前) に一度だけコールする。`jcup_set_time` から `jcup_get_data_2d_real` まではデータ交換を行うサブルーチンであり、時間積分ループの中でコールする。`jcup_end` はカップリングの終了処理を行うサブルーチンであり、時間積分終了後に一度だけコールする。

表1 カップリング用サブルーチン

サブルーチン名	機能	引数
jcup_init	カップラー初期化	character(len=*) :: model_name (モデル名)
jcup_init_time	積分時刻の設定	character(len=*) :: start_time (開始時刻) integer :: delta_t (積分時間間隔)
jcup_init_grid	グリッドの設定	real, dimension(:,:,:) :: x, y, z (グリッド位置) integer :: is, ie, js, je, ks, ke (自領域)
jcup_set_time	現在時刻の設定	character(len=*) :: time_str (現在時刻)
jcup_put_data_2d_real	送信データをカップラーのデータバッファへ保持	real, dimension(:,:) :: data (送信データ) character(len=*) :: data_name (データ名)
jcup_send_data	データの送信	character(len=*) :: data_name (データ名) character(len=*) :: model_name (送信先モデル名)
jcup_rcv_data	データの受信	character(len=*) :: data_name (データ名) character(len=*) :: model_name (送信元モデル名)
jcup_get_data_2d_real	カップラーのデータバッファからデータを得る	real, dimension(:,:,:) :: data (受信データ) character(len=*) :: data_name (データ名)
jcup_end	カップリングの終了	なし

これらのサブルーチンコールの典型的なパターン2モデル間のデータ交換を例として図 34 に示す。

II. 研究成果の概要

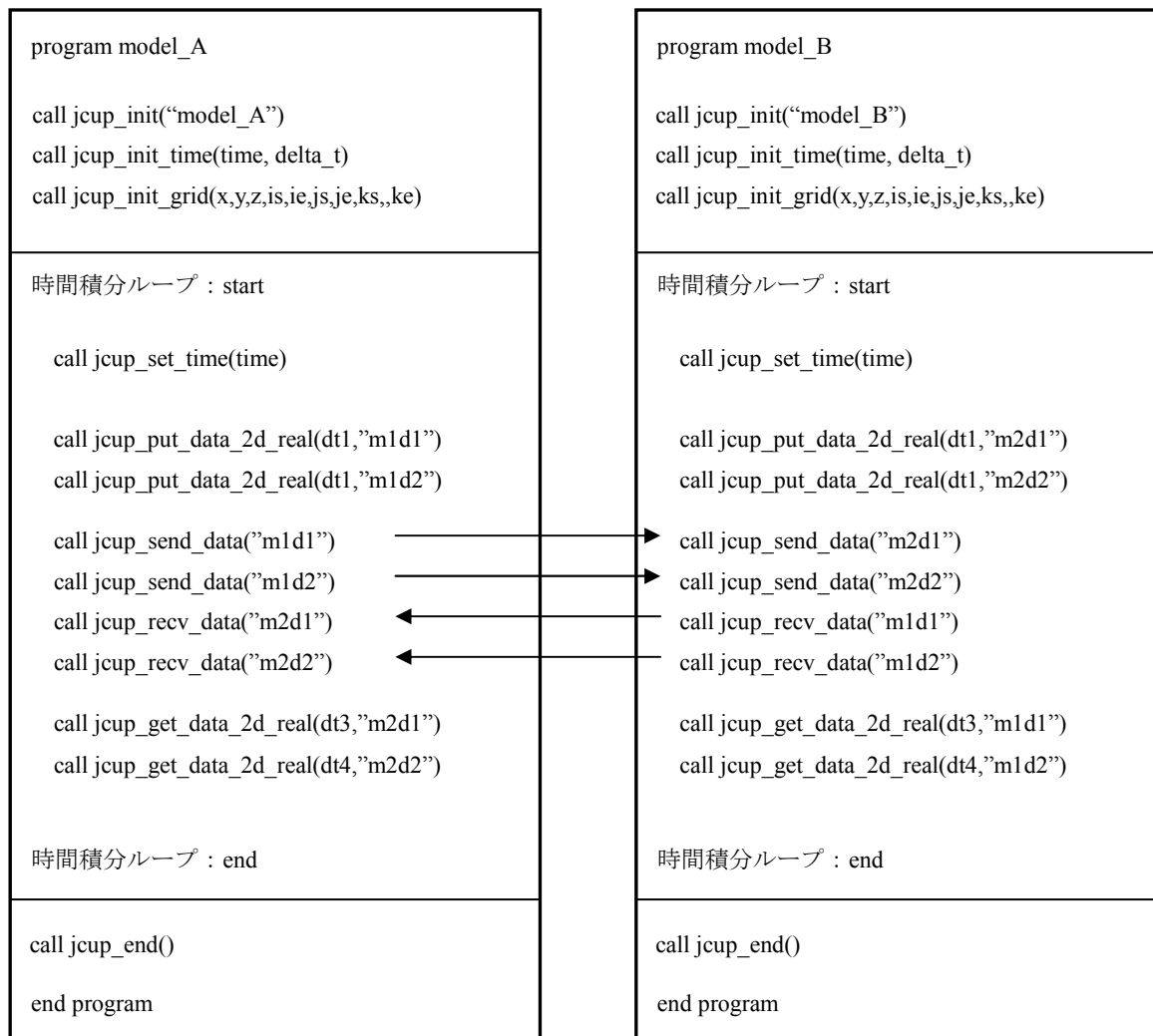


図 34 モデル間のデータ交換例

図のように、時間積分ループ内において、`jcup_put_data_2d_real` をコールすることでデータ送信用バッファにデータを蓄積する。`jcup_send_data`, `jcup_rcv_data` でモデル間のデータ送受信を行う。`jcup_get_data_2d_real` で受信バッファに蓄積されたデータを得る。`jcup_put_data_2d_real` は `jcup_send_data` で当該データを送信する前に、`jcup_get_data_2d_real` は `jcup_rcv_data` で当該データを受信した後に、それぞれコールしなければならない。呼び出す場所、および呼び出すデータの順序は任意である。`jcup_send_data` と `jcup_rcv_data` は内部で MPI の送受信サブルーチン `MPI_Isend`, `MPI_Irecv` をそれぞれ用いている。MPI の `Send`, `Recv` 系サブルーチンではデータの送受信は一対一に対応している必要があるため、`jcup_send_data`, `jcup_rcv_data` もデータ毎に一対一対応していなければならない。

(2) データ送受信の詳細

モデル A からモデル B へ一つのデータを送信・受信する場合を例に、データ送受信の詳細を述べる。図 35 にデータ送受信の概要を示す。サブルーチン `jcup_put_data_2d_real` では送信データ保持用データバッファにデータをコピーする。送信データ保持用バッファは任意の時刻について任意

の数のデータを保持できるようなデータ構造を持っており、時刻とデータの名前でデータを検索するようになっている。サブルーチン `jcup_send_data` では指定された名前のデータを送信データ保持用データバッファから検索し、該当するデータをデータ送信用データバッファにコピーする。データ交換用バッファは自領域のどの部分を相手モデルのどのプロセッサに送るかの情報を保持しており、情報に従って、相手モデルへデータを送信する。`jcup_rcv_data` は送信モデルが送信したデータを受信し、データ受信用バッファに格納する。次いで、補間計算を行い計算結果を受信データ保持用データバッファにコピーする。`jcup_get_data_2d_real` は受信データ保持用データバッファから、データを得る。

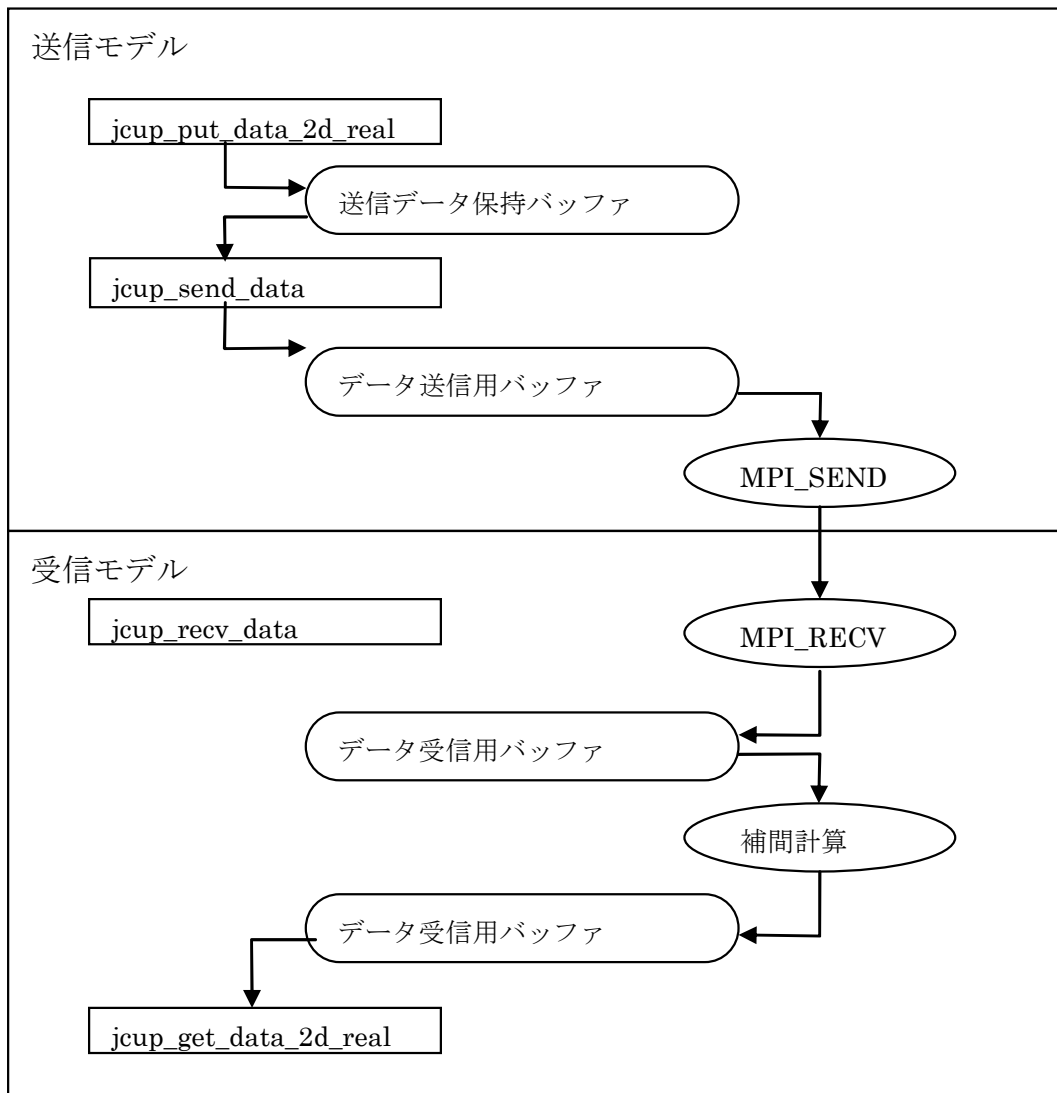


図 35 データ交換の流れ

(3) 設定ファイル

データ交換の頻度や送信先モデルの指定は設定ファイルで行う。図 36 に設定ファイルの例を示す。文字列 `&model_start` から `&model_end` までで 1 モデル分の設定となっており、設定ファイルは複数

II. 研究成果の概要

の&model_start～&model_end の組で構成される。&model_start～&model_end の中で name はモデルの名前を記述する。&send_data～&end は送信データの設定であり、1 モデルの中に任意の数設定できる。data_name はデータ名、send_flag は送信するかどうかのフラグ、mean_flag は時間平均を行うかどうかのフラグ、time_step は送信ステップ間隔を表す。&recv_data～&end は受信データの設定であり、1 モデルの中に任意の数設定できる。data_name はデータ名、recv_flag は受信するかどうかのフラグ、time_step は受信ステップ間隔を表す。send_model は送信するモデル名、send_data は送信モデルでのデータ名である。設定ファイルの設定を変えることにより、プログラムを再コンパイルすることなしに、データの送信・受信の有無や間隔を変更することができる。

```
&model_start
  name = "MODEL1"

  &senddata
    data_name = "model1_u"
    send_flag = 1
    mean_flag = 0
    time_step = 1
  &end

  &recvdata
    data_name = "model2_u"
    recv_flag = 1
    time_step = 1
    send_model = "MODEL2"
    send_data = "model2_u"
  &end

&model_end

&model_start
  name = "MODEL2"

  &senddata
    data_name = "model2_u"
    send_flag = 1
    mean_flag = 0
    time_step = 1
  &end

  &recvdata
    data_name = "model1_u"
    recv_flag = 1
    time_step = 1
    send_model = "MODEL1"
    send_data = "model1_u"
  &end

&model_end
```

図 36 設定ファイルの例

(4) プログラムの構造

カップラープログラムは、モデルが直接コールするためのライブラリサブルーチン群を除いて、全て機能別に特化したモジュールに分割されている。モジュール同士はサブルーチンやデータ構造を参照することによって連結されており、全体で一つのプログラムを構成する。なおモジュール

ルは A→B の様に一方向の参照関係を前提としており、モジュール A とモジュール B が相互に参照し合うような構造は許されない。図 37 にプログラムの構造を示す。図の角丸四角形が一つのプログラム単位であり、data buffer を除いてそれぞれ一つのモジュールに対応している（data buffer は 3 モジュールで一単位としている）。斜めハッチの四角で囲まれた 5 つのモジュールは特定の参照関係を持たず他のモジュールからまんべんなく参照されるモジュールである。また右端の mapper はモデルグリッド相互の位置関係と補間係数を計算するモジュールであり、利用者が個々の補間方法を実装できるように公開されている部分である。

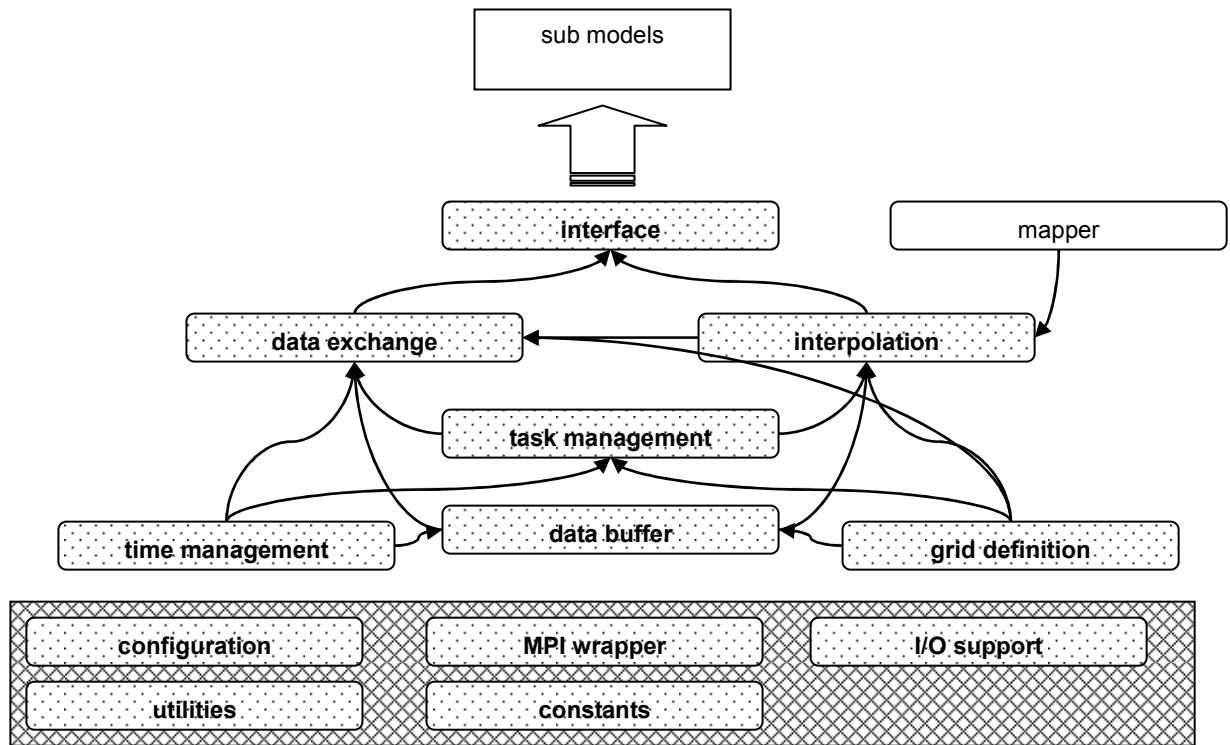


図 37 プログラムの構造（モジュールの参照関係）
ハッチ部分は特定の参照関係を持たないモジュール

f.1.5 考察

1 データ交換の効率について

図 33 に示したように、MIROC では各モデルのルートプロセッサが全領域分のデータ交換を行うため、ルートプロセッサへの Gather、データ交換、ルートプロセッサからの Scatter という 3 ステップのデータ通信が必要となる。一方、今年度作成したカップラープロトタイプでは、各モデルのそれぞれのプロセッサが、対応する領域のデータを直接送受信するようになっている。このため、通信するデータ総量は現行 MIROC の 1/3 となり、効率的なデータ交換が行われると期待される。他方、領域の重なり方によって、一つのプロセッサが複数のプロセッサへデータ送信を行う、また複数のプロセッサからデータ受信を行うことになるため、送受信の待ち時間まで含めたデータ通信については、現行 MIROC の方法に対して効率的であるとは断定できない。従って新しいカップラーを現行 MIROC に組み込んだ段階で、データ交換に要する時間を実測し効率を検討する必要がある。

II. 研究成果の概要

2 データ交換の自由度について

作成したカップラープロトタイプでは、送信データのバッファへの入力、データ送信、データ受信、受信データのバッファからの取得をプログラムの任意の場所でコールできる。従ってモデル単体としてはデータ交換の自由度は高い。しかし、モデル間のデータ交換に際して、送信側モデルのサブルーチンコールと受信側モデルのサブルーチンコールが対応してはならない。この制約は前述のように MPI-I の規格によるものであり、MPI-I の規格内でモデルプロセス同士が直接データを交換する現行の結合方式ではこの制約を回避することはできない。送信受信における対応関係の制約を避けるには、MPI-II の規格であるリモートメモリアクセス機能を用いる必要があるため、MPI-II の普及状況を考慮した上でリモートメモリアクセス機能の使用を検討すべきである。

3 データ構造

図 31, 図 32 に示したように、MIROC の大気モデル海洋モデルはともに空間次元の圧縮を行っている。一方、作成したカップラープロトタイプの内部では、次元の圧縮を行わない通常の 2 次元、3 次元の配列としてデータを保持している。このため、カップラーのインターフェースサブルーチンにおいて、次元の圧縮・展開を行う機能を追加する必要がある。次元の圧縮はベクトル計算機でのベクトル効率向上のためであり、地球シミュレータではプログラム全体で平均ベクトル効率 95%以上でなければならない。カップラー内部での主要な演算処理は補間計算のみであり、大気モデル・海洋モデルの演算量に比して小さいが、実際にカップラーのデータ構造および演算処理が全体のベクトル効率にどの程度影響するかについては実測の必要がある。

g.1.5 参考文献

Arakawa T. (2000), Design concept of the Framework for the Next-Generation Atmosphere Simulation Model, Proc. The fourth International Conference on Supercomputing in Nuclear Applications, Sept. 2000, Tokyo

Arakawa T. (2001), Development of Parallel Coupler The Fujin, Proc. The 3rd International Workshop on Next Generation Climate Models for Advanced High Performance Computing Facilities, March 2001, Tokyo

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.1.5 成果の発表

Arakawa, T, A development program of KAKUSHIN coupler, Hawaii Convention Center, 2008/2/28

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

(1) 使用したモデル

モデルは NCAR（米国大気研究センター）で開発された大気海洋結合モデル CCSM3 に、海洋の物質循環を組み込んだものを用いた。海洋の物質循環は OCMIP2（海洋炭素循環モデル相互比較研究計画）に基づいたモデルを用いており、表層のリン酸塩濃度は予報変数として取り扱われ、さらに鉄循環が組み込まれている（Doney et al., 2006）。このモデルはリンの循環が基礎となっており、レッドフィールド比やレイン比で炭素やアルカリ度の循環と結合されている。海洋表層では全炭酸とアルカリ度から CO₂ 分圧を求め、大気とのガス交換が行われる。鉄はリンと共に栄養塩として扱われ、表層の生物生産を制限する要因となる。鉄は海洋表層でダストにより供給され、懸濁物質へ吸着し沈降して除去される過程が含まれている。

(2) 実験設定

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。ここでは大気中の CO₂ 濃度と海洋の炭素循環を結合せずに実験を行った。実験は大気中の CO₂ 濃度の設定を変えて 3 ケース行った（表 2）。それぞれの CO₂ 濃度は固定して計算し、モデルの準定常的な応答を議論する。そのため、ここで想定しているのは現実的な温暖化の予測ではない。PRE₂₈₀ ケースは産業革命前の状態を想定したケースで、WRM₅₆₀ ケースは温暖化した状態を想定したケースである。PRE₅₆₀ ケースでは、放射の計算に用いる大気中 CO₂ 濃度は 280 ppm にし、海面でのガス交換に用いる大気中 CO₂ 濃度は 560 ppm にした。これは、気候は産業革命前の状態で、海洋とガス交換する CO₂ 濃度だけが低い状態に相当する。

海洋の初期条件は、大気モデルを結合していない海洋-物質循環モデルに気候値の境界条件を与え 400 年間計算して用意した。その後、大気モデルを結合し、それぞれのケースの設定に変えて 200 年間計算し準定常状態に達した。以降の解析は最後の 30 年間の結果の平均を用いた。

(3) 結果と議論

海洋の CO₂ 吸収量を考えると、ここで考える温暖化した状態と産業革命前の状態の吸収量の差は次のように考えられる。

$$F^{WRM560} - F^{PRE280} = (F^{WRM560} - F^{PRE560}) - (F^{PRE560} - F^{PRE280}) \quad (1)$$

ここで、 F^{PRE280} 、 F^{PRE560} 、 F^{WRM560} はそれぞれ PRE₂₈₀、PRE₅₆₀、WRM₅₆₀ ケースの海洋の CO₂ 吸収量を表す。右辺第 1 項は温暖化に伴う気候変化による吸収量変化を表し、右辺第 2 項は大気中の CO₂ 分圧上昇による吸収量変化を表す。ここでは第 1 項の変化、つまり WRM₅₆₀ ケースと PRE₅₆₀ ケースの違いに注目して結果を述べる。

II. 研究成果の概要

図 38 は WRM₅₆₀ ケースと PRE₅₆₀ ケースの海面水温、塩分、アルカリ度、全炭酸の差を示している。WRM₅₆₀ ケースでは海面水温は上昇し、高緯度で昇温が大きく 2 度を超えている地域が見られる (図 38a)。塩分は太平洋熱帯域と極域で低塩化しており、その他の亜熱帯から中緯度の広い地域で高塩化している (図 38b)。特に北大西洋で高塩傾向が大きく、大部分で 0.25 psu を超える増加がみられる。この塩分の変化は海面の水収支と海流の変化が引き起こしている。アルカリ度変化の空間パターンが塩分のそれとよく似ており、変化量の表層平均濃度に対する大きさも同程度である (図 38b,c)。アルカリ度は塩分の変化要因に加え、生物生産の変化によっても変化するが、この塩分変化との類似は、アルカリ度変化と塩分変化の主因が同じであることを示唆している。全炭酸の変化は塩分やアルカリ度と異なる空間パターンが見られる (図 38d)。全炭酸はアルカリ度の変化要因に加え、大気とのガス交換によって変化する。全炭酸変化とアルカリ度変化の不一致は、全炭酸の変化が主にガス交換によって変化したことを示唆している。全炭酸の濃度は全体的に低下しており、全球平均では 5.0 $\mu\text{mol/L}$ 低下している。この全炭酸の変化については後で述べる。

次に、海洋表層の水温、塩分、アルカリ度、全炭酸の変化が、どの程度海洋表層の CO₂ 分圧変化に寄与したかを示す。ここでは、WRM₅₆₀ ケースと PRE₅₆₀ ケースの $p\text{CO}_2$ 変化 ($\Delta p\text{CO}_2$) が水温、塩分、アルカリ度、全炭酸の変化に因るとし、全微分

$$\Delta p\text{CO}_2 = \left(\frac{\partial p\text{CO}_2}{\partial T} \right) \Delta T + \left(\frac{\partial p\text{CO}_2}{\partial S} \right) \Delta S + \left(\frac{\partial p\text{CO}_2}{\partial \text{Alk}} \right) \Delta \text{Alk} + \left(\frac{\partial p\text{CO}_2}{\partial \text{DIC}} \right) \Delta \text{DIC} \quad (2)$$

から、各項の寄与を評価した。各項の評価方法は河宮ら (2007) と同様である。図 39 は式(2)の各項を示したものである。水温の上昇により全体的に CO₂ 分圧は増加している (図 39a)。塩分濃度の増加・低下は、それぞれ CO₂ 分圧の増加・低下をもたらしている (図 39b)。変化の絶対値は大きいところで 5 uatm 程度で水温変化に因るものと比べ小さい。アルカリ度の増加・低下は、逆に、CO₂ 分圧の低下・増加をもたらす (図 39c)。先に述べたように塩分とアルカリ度は、同じように変化しているが (図 38b, c)、その分圧への寄与は逆向きで、寄与の絶対値はアルカリ度の方が大きいことがわかる (図 39b,c)。全炭酸の増加・低下は、分圧の増加・低下に寄与する (図 39d)。

全球平均の各項の寄与と正味の分圧変化は図 40 のようになっている。正味の分圧変化は 0.70 uatm と小さい。これは WRM₅₆₀ ケースと PRE₅₆₀ ケースで輸出生産量の変化が小さいことを反映している。PRE₅₆₀ ケースでは全球積算の輸出生産量は 11 GtC/yr だった。WRM₅₆₀ ケースでは、PRE₅₆₀ ケースと比べ輸出生産量は減少したが、その減少率は 1 %未満だった。海洋表層の炭素循環が定常にあるとすると、輸出生産による炭素の出力は表層のガス交換による炭素の入力とバランスする。そのため、輸出生産量の変化が小さいことは、正味の分圧変化も小さくならないことを意味する。海面での水温、塩分、アルカリ度の変化は正味で、CO₂ 分圧を 19 uatm 増加させ、海洋の CO₂ 吸収を減少させる正のフィードバックとして寄与した。全炭酸は正味の分圧変化が 0.70 uatm になるように調整され、全球平均で 5.0 $\mu\text{mol/L}$ 減少したと考えられる (図 38d)。

この実験では、表層のアルカリ度は増加したので、アルカリ度の寄与は正のフィードバックを抑制する方向に働いた (図 40)。実際の温暖化時に表層のアルカリ度が増加するか低下するかは実験設定や様々な要因に依存し、現段階では何とも言えない。仮にこれが低下したとすると、正のフィードバックを強める方向に寄与する。また、WRM₅₆₀ ケースの表層アルカリ度の増加は 7

ueq/L 程度で、これは表層のアルカリ度の平均的な値の 0.3 %程度であり、小さな変化量であっても分圧への寄与が比較的大きいことがわかる。これらのことは、表層水のアルカリ度の正確な予測が海洋の炭素循環のフィードバックの定量的評価に重要であることを示唆している。

このモデルでは、栄養塩としてリン酸塩と鉄を扱っている。WRM₅₆₀ ケースでは PRE₅₆₀ ケースと比べ、どちらの栄養塩も表層の濃度は減少し、リン酸塩は 6.2 %、鉄は 1.2 %減少した。WRM₅₆₀ ケースでは混合層深度が全球平均で 2.0 %減少していることから、表層の栄養塩量の減少は成層化の影響であると思われる。図 41 は WRM₅₆₀ ケースと PRE₅₆₀ ケースで、どちらの栄養塩が生物生産を制限しているか示した図である。分布に大きな変化は見られないが、いくつかの海域で変化が見られている。まず、北太平洋亜寒帯域に注目すると WRM₅₆₀ ケースでは PRE₅₆₀ ケースと比べ、値が減少している。このことは、鉄制限であることには変わりはないが、その程度がやや大きくなったことを意味している。次に、PRE₅₆₀ ケースのマダガスカルの大東側に注目すると、値が負である範囲があるが、WRM₅₆₀ ケースでは値が一部の値が正に変わっている。このことは鉄制限からリン酸塩制限に変化したことを意味している。この実験では温暖化によるダストの変化は考慮していない。ダストが変化した場合、ここで見られたより大きな変化が起こると考えられる。

(4) まとめ

大気海洋結合モデルに海洋の物質循環を組み込んだモデルで、理想化された条件の下、温暖化時の海洋物質循環の応答を調べた。ここで行った実験設定では温暖化による気候変化で輸出生産量に大きな変化はなかった。しかし、表層水の状態は CO₂ を貯えない方向に変化し、温暖化を加速する方向に働くことがわかった。この変化は表層水のアルカリ度の変化に対し敏感で、その正確な予測が海洋の炭素循環のフィードバックの定量的評価に重要であることを示唆している。

表 2 実験を行ったケース。

ケース名	大気中 CO ₂ 濃度 (ppm)		想定している状態
	放射	海洋ガス交換	
PRE ₂₈₀	280	280	産業革命前の状態
WRM ₅₆₀	560	560	温暖化した状態
PRE ₅₆₀	280	560	気候は産業革命前の状態で、海洋とガス交換する CO ₂ 濃度だけ高い状態

II. 研究成果の概要

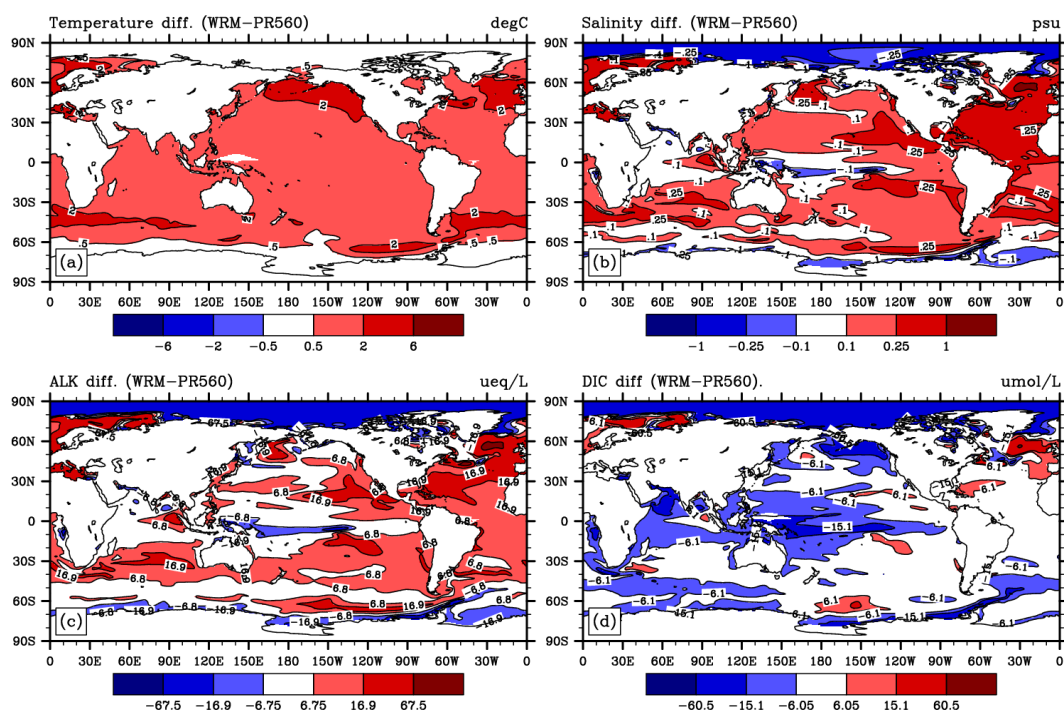


図 38 WRM₅₆₀ ケースと PRE₅₆₀ ケースの各変数の表層の差。(a) 温度 (単位は°C)、(b) 塩分 (単位は psu)、(c) アルカリ度 (単位は ueq/L)、(d) 全炭酸 (単位は umol/L)。アルカリ度と全炭酸の等値線間隔は、塩分の等値線間隔にそれぞれの表層平均濃度を塩分の表層平均濃度割ったものを掛けて決めた。

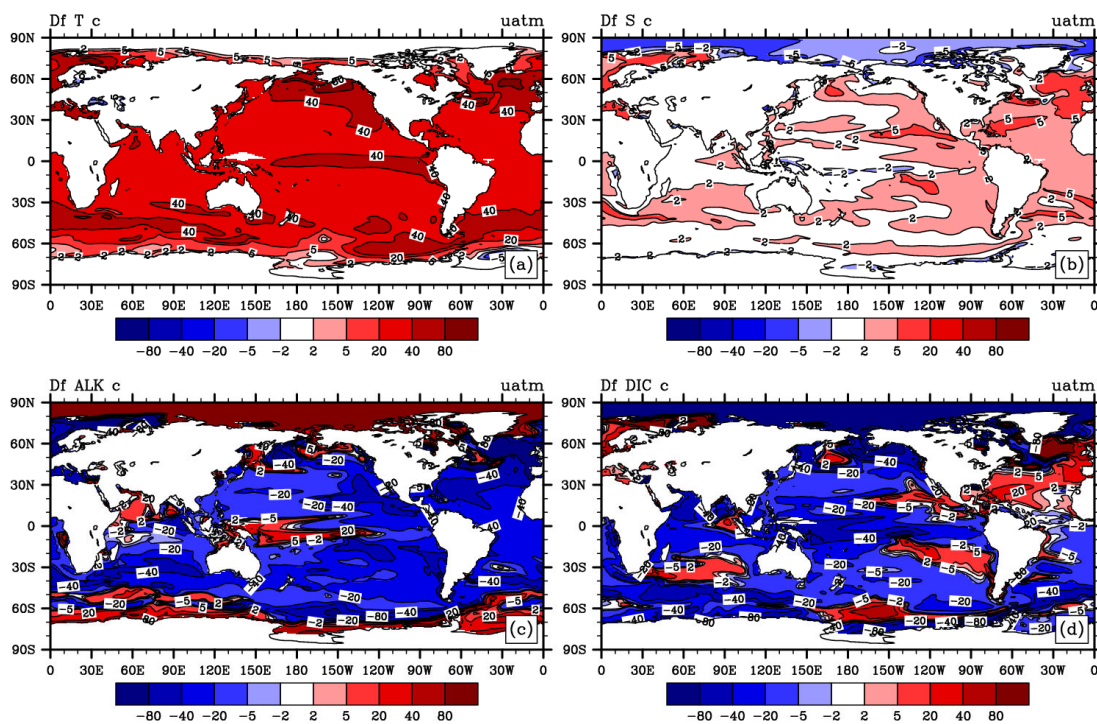


図 39 式(2)の各項の分布 (単位は uatm)。(a) 温度の寄与、(b) 塩分の寄与、(c) アルカリ度の寄与、(d) 全炭酸の寄与。

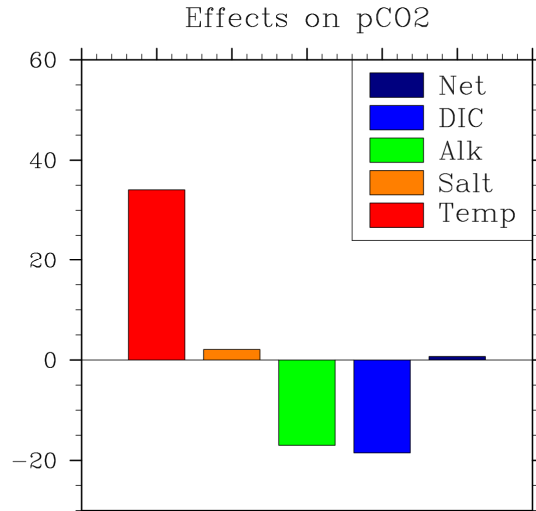


図 40 WRM₅₆₀ ケースと PRE₅₆₀ ケースでの正味の CO₂ 分圧変化 (Net) と各変数の寄与。単位は uatm。

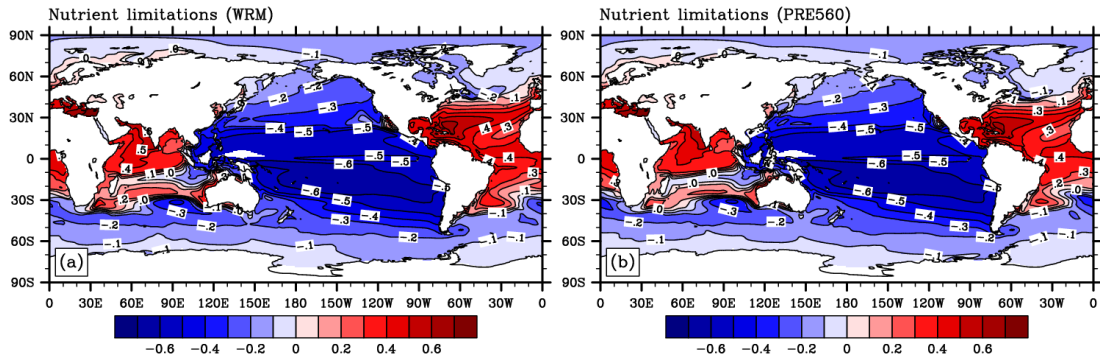


図 41 各ケースの栄養塩制限の分布。正の値はリン酸塩制限、負の値は鉄制限であることを示す。絶対値の大きさはそれぞれの制限の強さを表す。(a) WRM₅₆₀ ケース、(b) PRE₅₆₀ ケースの結果。

II. 研究成果の概要

2. 陸域生物化学モデルに関する検討

(1) はじめに

全球スケールにおける植生分布は気候に強く影響を受けるが、その一方で、植物は気候に応じて蒸発散量・アルベド・群落抵抗を変化させ、その結果、地表面における水・熱収支を制御することで気候に影響を与える。したがって、100~1000年といった長期に亘る気候変動予測を行なう場合、気候変動に応じて植物の分布や構造を予測できる生物地球化学モデルを開発し、大気海洋結合モデルに結合させる必要がある。一般的に定着・競争・枯死を扱う生物地球化学モデルを動的全球植生モデル (DGVM, Dynamic Global Vegetation Model) といい、世界各国の研究機関において DGVM が開発され (Friend et al., 1997, Brovkin et al., 1997, Woodward et al., 1995, Sato et al., 2007)、現在は複数モデルの相互比較による DGVM の不確実性について検討する段階にある (Cramer et al. 2001)。平成 19 年度は、次年度以降に予定されているモデル間相互比較の予備実験として、産業革命以前の強制力条件を仮定してコントロール実験を行なった。

(2) CLM-DGVM と計算概要

CLM-DGVM (Bonan et al. 2003, Bonan et al., 2006) は、NCAR の陸面過程モデル CLM3 (Bonan et al., 2002) をベースに、LPJ-DGVM (Lund-Potsdam-Jena DGVM, Sitch et al., 2003) の生物物理過程、生物化学過程、植生動態過程と IBIS2 (Integrated Biosphere Simulator, Foley, 1996) のフェノロジーサブモデルを組み込み、植生分布や植生構造を予測する陸面生態系モデルである。CLM-DGVM では、植物種を 10 種類の機能型 PFTs (温帯常緑針葉樹, 寒帯常緑針葉樹, 熱帯常緑広葉樹, 温帯常緑広葉樹, 熱帯落葉広葉樹, 温帯落葉広葉樹, 寒帯落葉広葉樹, 極域 C3 草本, 非極域 C3 草本, C4 草本) で単純化し、森林 PFT は樹冠・幹 (辺材と心材)・根で構成され、草本 PFT は樹冠と根で構成される。出力は CLM3 で出力される陸面の水・熱収支に加えて、各 PFTs の占有面積、個体数、純一次生産量、平均バイオマス (樹冠、根、幹、心材) などが算出される。計算のタイムステップは生物物理過程と生物化学過程は 20 分ごと、フェノロジーは 1 日ごと、植物動態過程は 1 年ごとに計算される。

今年度は、CLM-DGVM を大気海洋結合モデル CCSM3 に結合させ、工業化以前の強制力条件 (CO₂ 濃度 280ppm 等) を想定してコントロール実験を実施し、CLM-DGVM の妥当性について検討した。モデル解像度は大気・陸面 T85 (約 150km)、海洋・海氷が名目 1 度 (約 100km) である。

(3) 結果

CLM-DGVM を結合させた大気海洋結合モデルを約 400 年間コントロール計算させた結果、気候・植生分布とも概ね平衡状態に達した。CLM-DGVM による全球の純一次生産量 NPP (図 42) は全球で約 53GtC と推定された。6 種類の DGVM による相互比較プロジェクト (Cramer et al., 2001) では、全球 NPP は 45~60GtC/year と見積もられている。今回の数値実験の結果は、これらの値のほぼ中間に位置しており、妥当な結果であると言える。

次に、DGVM 結合ランによる植生分布の出力結果を図 43 に、衛星観測に基づく植生分布を図 44 にそれぞれ示す。図 44 は 1990 年代の植生分布であるため、両者の厳密な比較はできないが、CLM-DGVM は熱帯林・温帯林・寒帯林の分布を妥当な範囲で表現できている。問題点は、熱帯

II. 研究成果の概要

域の広葉常緑樹・広葉落葉樹，温帯域における広葉落葉樹・針葉常緑樹，寒帯における針葉常緑樹・針葉落葉樹の移り変わりといった、同じ温度環境下でも乾燥の程度に応じた植生分布を表現できていない点である。CLM-DGVM の植生動態過程では、PFT の更新条件を年間最低月平均気温で設定し、新しいPFTの定着条件を年間最低月平均気温・温量指数・年間降水量(年降水量100mm以上)の3変数で設定しているため、降水量の影響が反映されにくい。また、グリッド内における各PFTを1個体で代表させているため、PFT内の競争は考慮せず、PFT間の競争も簡易的な方式で表現させている。このような簡便な手法をCLM-DGVMは採用しているため、上記に挙げたPFT間の空間的な移り変わりについて問題が残る結果となった。さらには、今回の実験はDGVMを大気海洋結合モデルに組み込んでいるため、大気モデル側の降水量バイアスにも影響を受けているであろう。

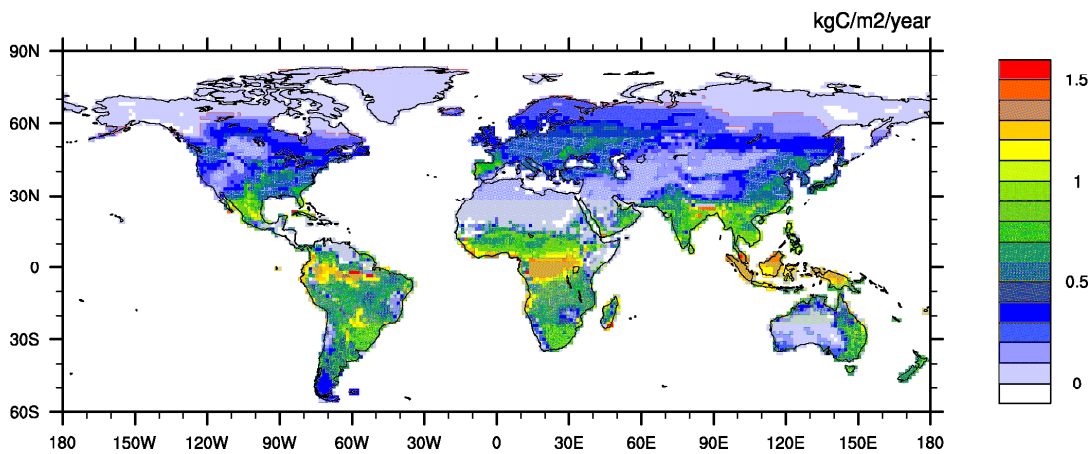


図 42 CLM-DGVM による産業革命前の NPP 分布 (推定値)

II. 研究成果の概要

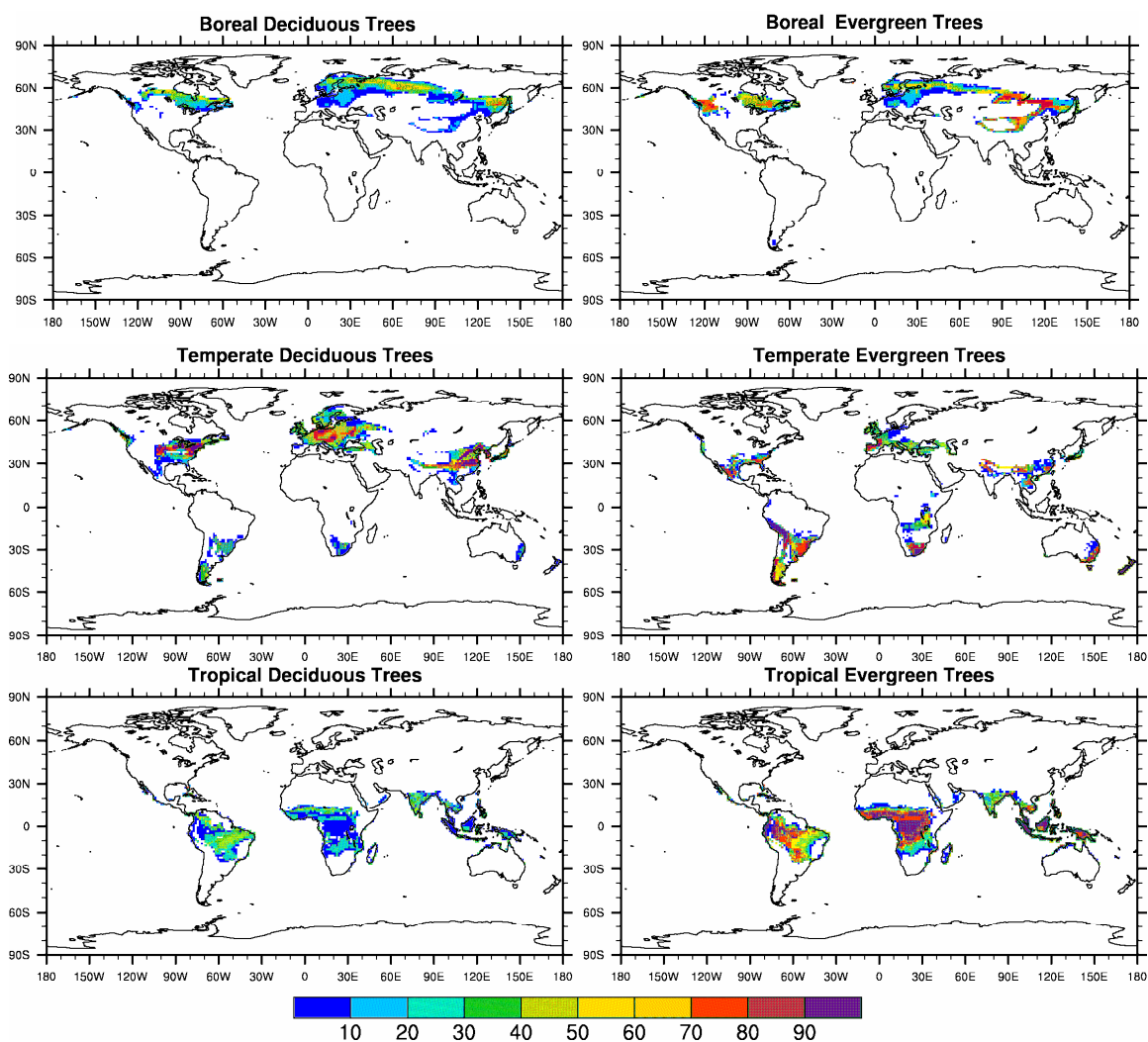


図 43 CLM-DGVM によって再現された産業革命前の植生分布の占有率 (%)

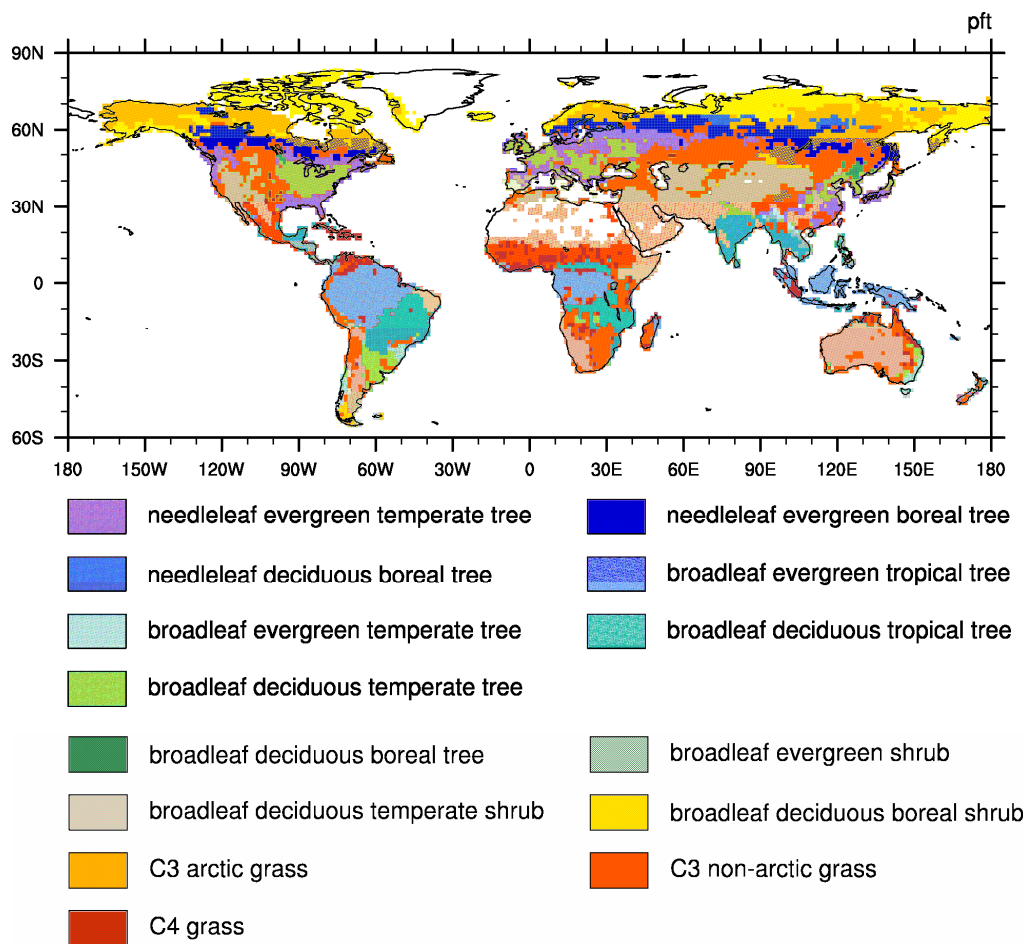


図 44 1990 年代の植生分布 (Bonan, 2003)

II. 研究成果の概要

f.1.6 考察

C4MIP 実験の結果 (Friedlingstein et al., 2006) において、今回使用した海洋炭素循環モデル OCMIP'における炭素循環フィードバックは、地球環境フロンティア研究センターのモデルよりも小さい。これに加えて、今回の実験では、海洋の CO₂ 吸収量変化を大気中 CO₂ 濃度に反映させていない。このため、炭素循環フィードバックはさらに過小評価されていると考えられる。また、河宮ら (2007) と比較して、海洋表層の CO₂ 分圧に及ぼすアルカリ度と塩分濃度の寄与が逆符号となっている点にも注意を要する。これは、今回の実験においては温暖化時に海洋表層のアルカリ度と塩分が増加していることによるが、このことは数値実験の設定に依存している可能性があり、今後の検討が必要である。

また、OCMIP'モデルでは生物過程を取り扱っていないため、温暖化による生態系の変化が炭素循環に及ぼす影響等を取り扱うことができない。当初計画では、この問題点を解決するために、リン酸塩、硝酸塩、アンモニウム、シリカ、鉄などの栄養塩、植物プランクトン、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モデル BEC を導入する予定であった。しかし、ベクトル計算機への移植と大気海洋結合モデルへの組み込みといったソフトウェア工学上の作業に時間を要したため、平成 19 年度中にはモデル導入に至らなかった。これについては、平成 20 年度に本格的な検討に着手する計画である。

動的植生モデルを用いた検討は、上記の遅れを考慮して、研究計画を前倒しして開始したものである。今回実施した実験はコントロール実験であったが、過渡的な気候変動予測を行なう場合には、空間的な植生分布の予測に加えて、植生変動の速度とその時間遅れを予測できるかが重要な課題となる。次年度は、地球環境フロンティア研究センターで開発されている SEIB-DGVM との相互比較を行なう予定である。SEIB-DGVM は植物動態過程を個体ベースで明示的に取り扱う点に優れており、SEIB-DGVM との相互比較を行なうことで、コントロール実験では確認することができない植生変動の速度や時間遅れ、あるいは植生動態過程の不確実性についても検討する予定である。

g.1.6 引用文献

- Bonan G. B., K. W. Oleson, M. Vertenstein, S. Levis, X. Zeng, Y. Dai, R. E. Dickinson, Z. L. Yang (2002), The land surface climatology of the community land model coupled to the NCAR community climate model, *Journal of Climate*, 15, 3123-3149.
- 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.
- Bonan G. B. and S. Levis (2006), Evaluating aspects of the Community Land and Atmosphere Models (CLM2 and CAM3) using a Dynamic global vegetation model, *Journal of Climate*, 19, 2290-2301.
- Brovkin V., A. Ganopolski, Y. Svirezhev (1997), A continuous climate-vegetation classification for use in climate-biosphere studies, *Ecological Modelling*, 101, 251-261.

- Collins, W. D., C. M. Bitz, M. L. Blackmon, G. B. Bonan, C. S. Bretherton, J. A. Carton, P. Chang, S. C. Doney, J. J. Hack, T. B. Henderson, J. Kiehl, W. G. Large, D. S. Mckenna, B. D. Santer, R. D. Smith (2006), The Community Climate System Model version3 (CCSM3), *Journal of Climate*, 19, 2122-2143.
- Cramer, W., A. Bondeau, F. I. Woodward, I. C. Prentice, R. A. Betts, V. Brovkin, P. M. Cox, V. Fisher, J. A. Foley, A. D. Friend, C. Kucharik, M. R. Lomas, N. Ramankutty, S. Sitch, B. Smith, A. White and C. Young-Molling (2001), Global response of terrestrial ecosystem structure and function to CO₂ and climate change: results from six dynamic global vegetation models, *Global Change Biology*, 7, 357-373.
- Doney, S. C., K. Lindsay, I. Fung, and J. John (2006), Natural variability in a stable, 1000-yr global coupled climate-carbon cycle simulation, *Journal of Climate* 19, 3033-3054.
- Foley, J. A., M. V. Thompson, C. M. Malmstrom, C. B. Field and I. Y. Fung (1996), An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics, *Global Biogeochemical Cycles*, 10, 603-628.
- Friedlingstein, P., P. Cox, R. Betts, L. Bopp, W. Von Bloh, V. Brovkin, P. Cadule, S. Doney, M. Eby, I. Fung, G. Bala, J. John, C. Jones, F. Joos, T. Kato, M. Kawamiya, W. Knorr, K. Lindsay, H. D. Matthews, T. Raddatz, P. Rayner, C. Reick, E. Roeckner, K.-G. Schnitzler, R. Schnur, K. Strassmann, A. J. Weaver, C. Yoshikawa, and N. Zeng (2006), Climate-carbon cycle feedback analysis: results from the C4MIP Model Intercomparison, *Journal of Climate*, 19, 3337-3353.
- Friend A. D., A. K. Stevens, R. G. Knox, M. G. R. Cannell (1997), A process-based, terrestrial biosphere model of ecosystem dynamics (Hybrid v3.0), *Ecological Modelling*, 95, 249-287.
- Sato H., A. Itoh, T. Kohyama (2007), SEIB-DGVM: A new dynamic global vegetation model using a spatially explicit individual-based approach, *Ecological Modeling*, 200, 279-307.
- 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.
- Woodward, F. I., T. M. Smith, W. R. Emanuel (1995), A global land primary productivity and phytogeography model, *Global Biogeochemical Cycles*, 9, 471-490.
- 河宮未知生、吉川知里、相田眞希、山中康裕、岸道郎 (2007)、地球環境変化予測のための地球システム統合モデルの開発、新世紀重点研究創生プラン「人・自然・地球共生プロジェクト」平成 18 年度研究成果報告書、III 研究結果の詳細報告、1-2 海洋生物地球化学モデル

h.1.6 成果の発表

- 三角和弘, 津旨大輔, 芳村毅, 西岡純, F.O. Bryan, K. Lindsay, J.K. Moore, S.C. Doney, 「海洋炭素循環モデルによる北太平洋鉄濃度分布の再現」, 第 7 回海洋生態系モデリング研究会, 札幌, 2007 年 10 月 12 日.
- Misumi, K., D. Tsumune, T. Yoshimura, J. Nishioka, F.O. Bryan, K. Lindsay, J.K. Moore and S.C. Doney, Effects of two different iron sources on iron cycle in the subarctic North Pacific , 2008 SHOTS Workshop, Tokyo, Jan. 30-31.

II. 研究成果の概要

三角和弘, 津旨大輔, 芳村毅, 西岡純, F.O. Bryan, K. Lindsay, S.C. Doney, 「数値実験による北太平洋亜寒帯域の鉄の供給源の考察」, 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に関するワークショップ, 札幌, 2008年2月21-22日.

Misumi, K., D. Tsumune, T. Yoshimura, J. Nishioka, F.O. Bryan, K. Lindsay and S.C. Doney, Effects of two different iron sources on iron cycle in the subarctic North Pacific, 1st International Workshop on KAKUSHIN Program, Hawaii U.S.A., Feb. 28-Mar. 1, 2008.

三角和弘, 津旨大輔, 芳村毅, 西岡純, F.O. Bryan, K. Lindsay, J.K. Moore, S.C. Doney, 「海洋物質循環モデルを用いた北太平洋鉄濃度分布の考察」, 日本海洋学会 2008年度春季大会, 東京海洋大学, 2008年3月26-30日.

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. We are approaching this computational aspect of the problem in two ways.

The first approach is to use reduced complexity and reduced resolution versions of the full complexity high resolution model. The aim of this approach is to trace the ensembles from the reduced models sufficiently well to the higher complexity models that they can provide information on the uncertainty of the predictions made by those more complex models. At the lowest complexity end of the scale we have MIROC-LITE, a fully coupled version of MIROC3.2 with an energy balance atmosphere which can run 5000 model years in about half a day. A study focussing on evaluating this model is underway. In the mid-range of computational complexity (resolution T21 or T42) we have been experimenting with the feasibility of using the AGCM+slab model as a proxy for the fully coupled AOGCM. The two areas of work outlined above, using reduced complexity version of MIROC are discussed elsewhere in this report (*Add a reference to Tachiiri-san and Mlyama-san's sections*).

The second approach is the development of relatively efficient sampling strategies. In the last year, a new approach using the Particle Filter has been developed. This has now been implemented in toy models, with a paper submitted, and work is underway to implement it in the GENIE intermediate complexity climate model.

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, work has continued running and analysing the Last Glacial Maximum (LGM) and other climatologies from the T21 AGCM+slab model ensembles. The GENIE model is comparable in speed and complexity to MIROC-LITE but, with well supported ocean biogeochemistry modules, is appropriate for long time-scale predictions and paleoclimate analyses.

Results

Prediction of climate response on 100 year time-scale

In previous work we produced an estimate of uncertainty in climate sensitivity in MIROC3.2 by tuning an ensemble of the T21 atmosphere+slab-ocean model to present day climatology (Annan et al 2004), and then running the ensemble for LGM and doubled CO₂ climates. Repeating this same work with the new version of MIROC (when it becomes available) will be valuable, but we aim to estimate the uncertainty in the 100 year response of the climate system to anthropogenic forcing. One way of doing this is by producing an ensemble of coupled atmosphere-ocean models. As outlined in the introduction, the problems with this are mostly practical, with the long time-scale of the ocean response making running of such ensembles impractical with the most complex versions of the mode. It is important, therefore, that lighter weight versions of MIROC are maintained as it is further developed. At the same time, the results will be more valuable for reducing uncertainty if the results from the lower resolution model can inform the results from the higher resolution model.

Early this year we found that our previous ensemble of T21 models exhibited a large net atmosphere-ocean heat flux, meaning that coupling that ensemble to an ocean could not possibly succeed without the use of flux-correction. Therefore we re-ran the ensemble Kalman Filter for parameter estimation, augmenting the model state with the net atmosphere-content such that it was possible to constrain to the net heat flux to a low value in the 40 member ensemble. From analyses of our previous work (Hargreaves et al 2007) we reduced the scale of the problem by fixing those parameters which did not seem to affect the cost compared to the present day climate, or the main features of the LGM, or doubled CO₂ climates, ending up with 13 parameters being allowed to vary. In addition we employed a slightly updated version of the model code (MIROC3.2_bugfix) developed subsequently to the runs submitted to the IPCC AR4 database, but identical to the version submitted to PMIP2

database. Further work towards assessing the possibility for development of a traceable hierarchy, comparing the T21 ensemble with the T42 version of the model has been completed and is discussed elsewhere.

The new 40 member T21 MIROC ensemble has been run for a variety of different climate states, including doubled pre-industrial CO₂, $\sqrt{2}$ pre-industrial CO₂, LGM, plus a set of runs which isolate different components of the LGM climate state, as well as doubled CO₂ at the LGM and 6000 kaBP. Almost all these runs are now completed and analyses are underway for most.

Climate Sensitivity

The history of the Earth's climate revealed from sediment and ice cores shows that the climate has been quite different in the past compared to the present day (Petit et al, 1999). Sediments are deposited at different rates in different areas of the globe, producing records of various lengths and resolutions, with the data generally being more plentiful and accurate in the more recent past. Various historical records have previously been used to estimate climate sensitivity. In these calculations it is often assumed that the sensitivity of the climate to CO₂ (and other forcings) is essentially unchanged irrespective of the climate state: that is, given increase in CO₂ will cause a fixed amount of warming for a glacial planet as an interglacial one (eg Hansen et al 2008). Of course, it is known that this assumption is an imperfect approximation, but until now it has not been possible to quantify the error. The relatively few results that are available from single model integrations provide limited evidence on this (Crucifix, 2006). Using ensembles from MIROC we are able to take the first steps towards quantifying this uncertainty, by investigating how the sensitivity of the climate depends on the background state. The LGM (about 21ka BP) has become a major focus for both model developers and data collectors, since it is the most recent time in the past when the climate and CO₂ level were markedly different to today. As well as comparing the climate sensitivity for LGM and pre-industrial climates, we have also tested the linearity of the climate to increasing CO₂ at the pre-industrial climate by comparing the doubled CO₂ and $\sqrt{2}$ CO₂ runs.

A side-effect of tuning the model to have a low net heat flux between the ocean at atmosphere was that the ensemble control temperature increased to a level more consistent with observations. At the same time, the climate sensitivity for the pre-industrial climate increased. In general there is a linear relationship for different CO₂ increases at the pre-industrial climate, with the difference between the temperature change for the doubled CO₂ and double the temperature change for the $\sqrt{2}$ CO₂ experiment being less than 0.5C. However, whereas only one ensemble member showed instability, running away to high temperature and finally

II. 研究成果の概要

crashing for the $\sqrt{2}$ CO₂ ensemble, six did so for the doubled CO₂ run, with a further 2 showing more mild instability. We suspect the reason for the instability is a non-physical artifact in the model, although work is currently underway to check this. Because of this effect, in the following paragraph we define the climate sensitivity for the pre-industrial climate to be equal to double the temperature change for the $\sqrt{2}$ CO₂ experiment.

Figure 1 shows the ratio of the climate sensitivity for the pre-industrial and LGM climates, indicating that the LGM is considerably less sensitive to changes in CO₂ than is the pre-industrial climate. There is significant scatter but the nonlinearity appears to be greater for higher sensitivity models. Since this ensemble (like all the ensembles from MIROC3.2) has quite high sensitivity compared to the IPCC range (2°C-4.5°C), other GCMs may well produce different results. If, however, the result were confirmed by other models, it would suggest that the changes in CO₂ may have a lesser effect on warming the LGM climate than previously thought. This is especially important when considering what may have caused the climate to warm at the end of the ice-age. Studies to investigate the reason for the nonlinearity are now underway, but it is probably not caused by a difference in the forcing, which has a ratio of 1.08 (shown by the red lines in the figure) in the T42 model and initial analyses indicate that the forcing does not vary much throughout this T21 ensemble. Since the nonlinearity increases with climate sensitivity, if the runs which show instability at the doubled CO₂ climate are removed from the ensemble, then the most highly nonlinear values are also removed, although considerable nonlinearity remains with the ratio of sensitivities in the ensemble ranging still from 1.05 to 1.90.

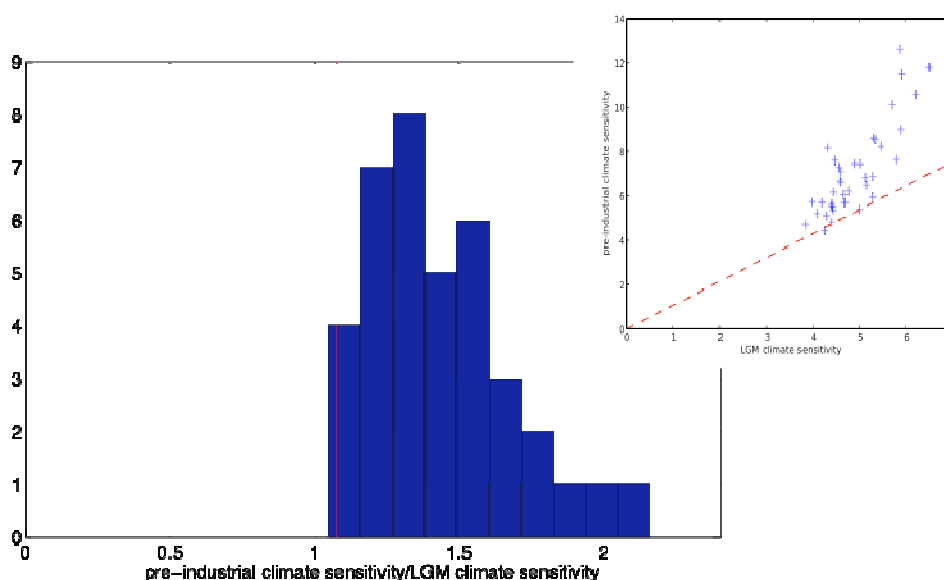


Figure 1: The red-lines show the results expected if the response of the climate system to forcing from increased carbon dioxide were the same for LGM and pre-industrial climates. The histogram shows the ratio of the two climate sensitivities, while the small inset figure

shows the two sensitivities plotted against each other, illustrating the increasing nonlinearity with sensitivity.

Constraining ocean heat uptake

Probabilistic estimation of equilibrium and transient climate sensitivity have historically used models with two free parameters - one parameter directly controlling the equilibrium climate sensitivity, and the other parameter is an ocean diffusion coefficient which determines the efficiency of ocean heat uptake. But the models used to date have been very simple, based on a diffusion ocean with greatly simplified ocean dynamics, and (perhaps more importantly) the only constraint used is the recent historical rate of warming, which is known to provide a rather weak constraint (eg Knutti et al 2002, Gregory et al 2002, Forest et al 2006).

We have, however, many more data which pertain to ocean circulation and mixing. Therefore, we are now investigating how a more holistic approach, which examines the ocean circulation to improve our estimates of ocean heat uptake and thus lead to better estimates of transient and equilibrium change. For this work we use the GENIE intermediate complexity earth system model. This model represents the atmosphere by a simple energy balance model, but the ocean is relatively realistic being a 3D quasi-geostrophic model. So the model is fast, enabling sizable ensembles to be run, and yet it retains a reasonable representation of ocean dynamics. Moreover, it contains a fully coupled biogeochemical model that can track arbitrary passive and active tracers (Ridgwell et al 2007).

For the initial phase of this investigation we have varied 12 parameters which control the dynamics of the the atmosphere and ocean, using a Latin Hypercube to sample the parameters throughout a range represented by a fairly diffuse prior (similar that used in Hargreaves et al 2004). The initial aim is to investigate whether the model was suitable for this purpose, which has not previously been investigated. The ocean heat uptake efficiency in this model is not a directly prescribed parameter but is represented by the parameter “Kappa” which is derived from a standard 70 year 1%pa CO₂ enrichment experiment. The results obtained here by GENIE (which was prior to any tuning) span the full range of state of the art GCMs, and are shown in Figure 2. The lower panels of this figure also suggests that tuning the model more closely to present day climatology may help to constrain the heat uptake, since there are relationships between the (equilibrium) physical climatology and Kappa. In the coming year, we intend to move on to tuning the ensemble using the new Particle Filter method discussed later in this report.

Constraining ocean circulation with biogeochemical tracers

In previous work we analysed the uncertainty of aspects of the ocean biogeochemical cycle for a given physical climate in the GENIE model (Ridgwell et al 2007). The biogeochemical components are, however, very sensitive to the physical climate itself. The next stage in this work is, therefore, to use information about the distributions of various conserved or biologically active tracers to better constrain the model climate, and in particular the ocean circulation. Technically this work entails varying both biogeochemical and physical parameters in the model, and tuning the model using known properties of both the physical and biogeochemical systems. In the initial phase of this work we have selected 12 physical and 9 biogeochemical parameters and have run a 550 member ensemble using a Latin Hypercube to sample parameters from a diffuse prior.

Figure 3 illustrates one such connection between the physical and biogeochemical components using the results from the Latin Hypercube. The vertical axis shows the root mean square difference between the phosphate values for model and observational data, normalised by the variance in the data, for the top four ocean boxes. The horizontal axis shows a physical quantity; the maximum meridional overturning in the North Atlantic. There is a clear link between these two quantities illustrating that we can expect to be able to use the phosphate data to constrain the physical climate of the model.

The next phase of this work is to tune the ensemble with the Particle Filter method for parameter estimation, to produce a relatively large ensemble of good quality runs. This will be the first implementation of the method, which is discussed below, in a realistic climate model so the expectation is that it will serve as a useful testbed, as well as producing scientifically interesting results.

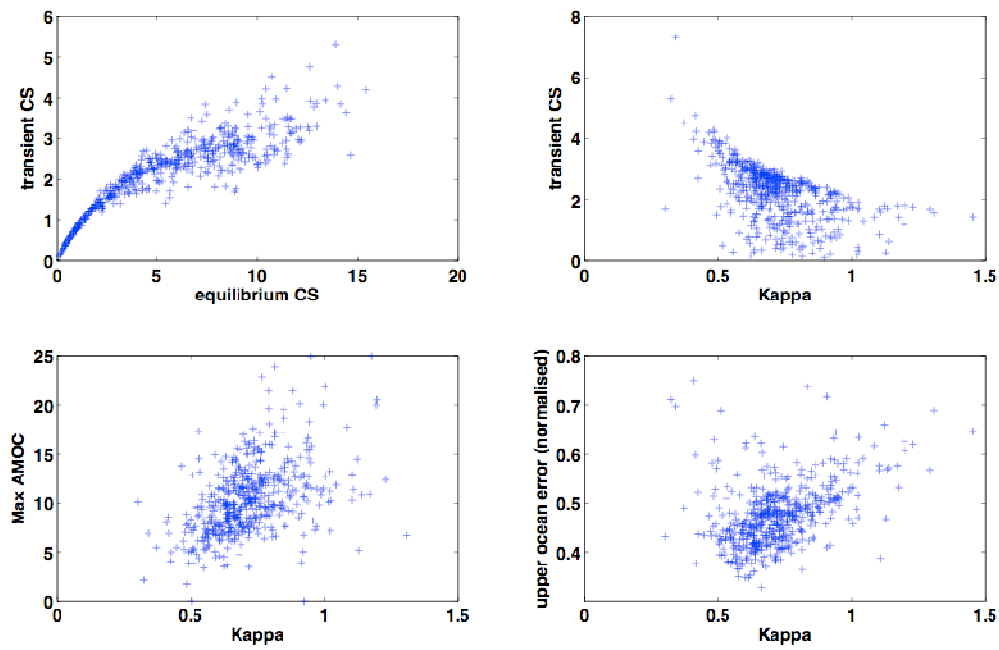


Figure 2: Relationships in the 550 member hypercube ensemble. CS is climate sensitivity, and is in $^{\circ}\text{C}$. Kappa is the ocean heat uptake efficiency. and Max AMOC is the Maximum meridional overturning in the North Atlantic in Sverdrups.

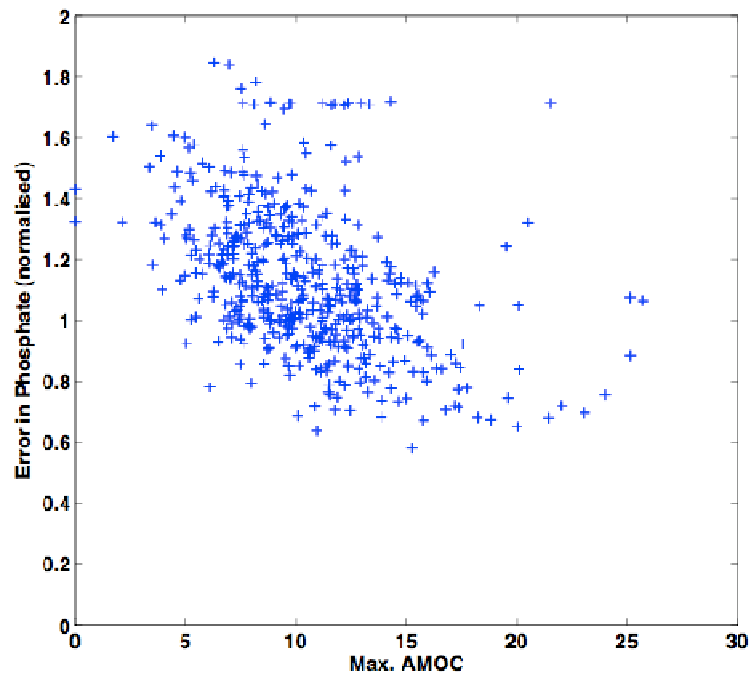


Figure 3: Results from an ensemble with varied physical and ocean biogeochemical parameters. The plot shows the normalised error in the phosphate in the upper ocean compared to the value of the maximum meridional overturning in the North Atlantic.

Terrestrial carbon cycle

The goal of this part of the project is to provide an estimate of the uncertainty in the response of the carbon cycle to anthropogenic fossil fuel forcing, based on certain emissions scenarios. Ideally, we would like to directly use a lower complexity model from a traceable hierarchy of MIROC, yet even the T21 version of the full earth system version of MIROC is too computationally expensive to allow large ensembles to be run. We therefore have to further simplify the problem. One approach we are considering is to derive a matrix of physical climate scenarios, using a combination of results from coupled atmosphere-ocean version of MIROC and a version of the same model with an energy balance atmosphere. This matrix can then be used as an asynchronous forcing for the carbon-cycle model. Last year work on this sub-project began with evaluating a version of MIROC with an energy balance atmosphere (*see Tachiiri-san's part of this report*). During the next year we plan to start investigating the uncertainty in the carbon cycle model (VISIT) by varying the carbon cycle parameters while forcing the model with various physical climatologies.

Efficient sampling strategies

Previously (ref us) we introduced an efficient multivariate parameter estimation method based on an augmented ensemble Kalman filter. This has been successfully applied to a number of realistic nonlinear high-dimensional models including GENIE, a coupled two-dimensional atmosphere, three-dimensional ocean Earth System Model (Hargreaves et al 2004) and MIROC, a state of the art three-dimensional atmospheric GCM coupled to a slab ocean (Annan et al 2005). The method bypasses both the 'curse of dimensionality' and the chaotic hypersensitivity to small parameter perturbations that have handicapped previous attempts at parameter estimation in climate modelling. Moreover, the ensemble spread directly quantifies the uncertainty of the estimate (and the resulting forecast) in a very natural manner. The method is also trivially parallelisable, enabling it to be readily applied to fairly costly numerical models. However, the use of the Kalman filter equations relies on approximating a multivariate distribution by its first two moments, and therefore is only exact for linear models with Gaussian uncertainties. Despite this theoretical limitation, the technique appears to produce reasonably good solutions in practice, even for problems where the exact solution is known to be strongly non-Gaussian. But it is easy to show that its accuracy degrades in mildly nonlinear situations (Annan and Hargreaves 2007), and stronger nonlinearity can cause substantial problems. Moreover, parameter estimation problems have a wide range of applicability outside the narrow confines of climate science. Therefore, there is widespread interest in the development of techniques that are practical, efficient and accurate, especially in multidimensional nonlinear situations.

We present an improved method based on a particle filtering approach, which can be interpreted as a natural generalisation of our previous work using the ensemble Kalman filter. The method also has strong similarities to particle-based methods previously developed for other applications. The iterative technique presented here is again helpful in moderating the curse of dimensionality. While this comes at the cost of introducing an approximation into the algorithm, it is demonstrably more accurate than the EnKF in all the nonlinear applications we have tested so far, sometimes substantially so. Encouragingly, this improved performance does not appear to require a large increase in computational resources. However, the performance of this algorithm still needs to be evaluated in more realistic applications. A paper has been written up and was recently submitted to *Tellus*. Here we highlight the Application of the new technique and comparison with the EnKF method.

We test the method on a high dimensional problem, typical of the sort of applications for which the method is intended. However, in order to check the method thoroughly, we revert to a linear example where the correct answer can be calculated exactly via the Kalman equations. The example we present is very straightforward. We assume n uncertain input parameters $x_{i1} \quad i = 1, \dots, n$ for which we have a vague prior estimate. The linear model is an $n \times m$ matrix M which transforms these parameters into m observed outputs y via

$$Mx = y$$

We have a vector of observations $y_{0j1} \quad j = 1, \dots, m$, and wish to use these to generate an estimate of the inputs x .

For the results presented here, we set $n = 16$, this being a typical figure for the number of parameters that we wish to simultaneously estimate. We also use $m = 16$, in order that the parameters are identifiable from the data. The model matrix M was selected randomly, with each element an independent draw from the standard Normal distribution $N(0,1)$. The prior on x has mean 0 for each parameter, and Gaussian covariance matrix kI for constant $k = 10^2$. The observations of y are given the values y_{0j1} and the diagonal covariance matrix lI with $l = 5^2$ in this case.

The choice of the scaling factor c can affect the performance of the algorithm. For a very large value, the ensemble collapses rather rapidly and may converge to an incorrect solution. This is due to the curse of dimensionality: if the prior sample is widely dispersed compared to the posterior, then the posterior weight will be concentrated on very few members and even the addition of jitter may not be enough to rescue the situation. Conversely, if the scaling factor is very large, then the weights will remain nearly uniform and the ensemble will take many iterations to converge to the true posterior. A reasonable rule of thumb appears to be to aim for an effective ensemble size that is between 50% and 90% of the actual

II. 研究成果の概要

ensemble size, and so in the results presented here the value of c has been adaptively tuned to stay within these bounds.

Some typical results (using an ensemble size of 250 members) are plotted in Figure 4. It is clear that the PF has worked correctly in this case, with the posterior suffering only from sampling error due to the finite ensemble size. It is worth emphasising the contrast in spread between the prior and posterior in this example, since this is a key motivating factor for the development of efficient estimation techniques. The typical uncertainty of each model variable in the posterior is around 1/4 that of the prior. Therefore, a naive random sampling strategy would be hopelessly inefficient, as a sample from the prior has a probability of around $(1/4)^{16} \cong 2 \times 10^{-10}$ of lying in the posterior. This problem is probably rather more challenging than the typical applications we face in climate science. However, the iterative particle filtering method presented here has successfully populated the posterior region, using many orders of magnitude lower computational effort than direct sampling would have required.

When attempting this same problem with substantially smaller ensembles, it was not possible to reliably prevent collapse of the ensemble, and the 50-member ensemble results illustrate a typical failure. Interestingly, the EnKF approach (not shown) is much more robust to such failure, since it is able to systematically interpolate and even extrapolate from the prior towards the posterior region rather than relying on random jitter to perturb the samples. However, the minimum acceptable ensemble size is problem-specific, and if the posterior fills a larger proportion of the prior than in this particular (rather challenging) example, then such small ensembles may also be adequate for the particle filtering method. This could easily be checked with identical twin testing prior to a real application. Although iteratively integrating a 250-member ensemble might seem computationally challenging, in practice it should be possible to perform the iteration simultaneously with the model spin-up. That is, the model does not need to be run to a true equilibrium each time before the parameters are updated, since a model with a poor climatology will also drift rapidly away from observations when initialised close to them, and thus such ensemble members can be quickly eliminated without the need to run them to convergence. In practical applications of the EnKF method, we have found that the required integration time to achieve fully converged results for a coupled ocean-atmosphere model is generally a small multiple, maybe $O(2-3)$, of its spin-up time.

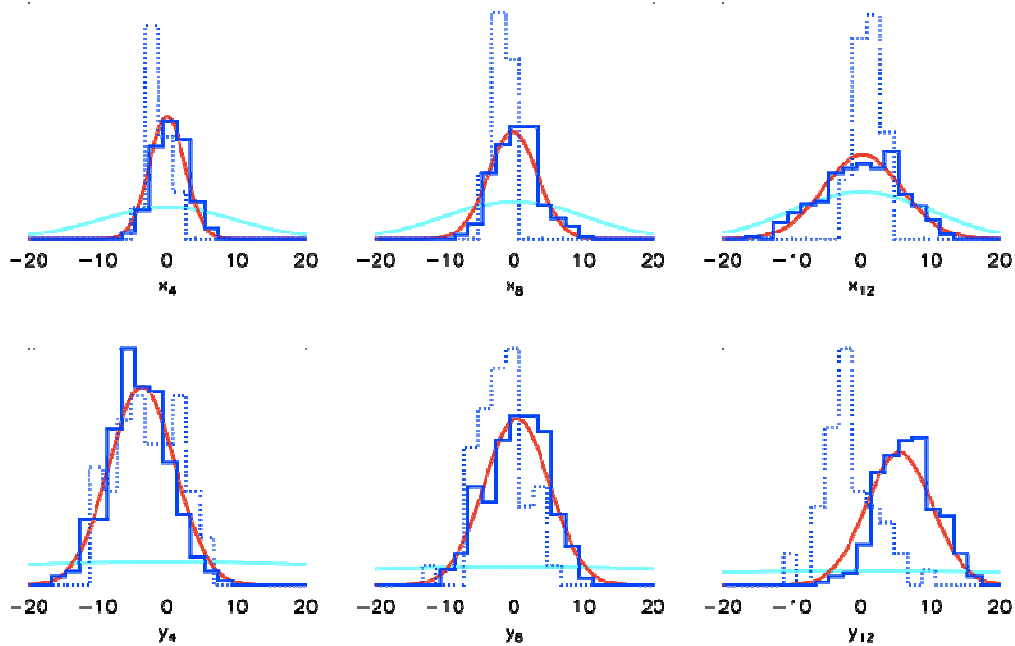


Figure 4: The top row of plots show 3 of the input parameters, the lower row show 3 outputs. The cyan curves show the prior, red indicates the posterior, dark blue solid histogram shows results from a 250-member particle filter calculation and the dotted blue histogram gives results from a 50-member ensemble.

In (near-)linear problems, both methods generate good results, and the EnKF is more effective when the posterior only covers a very small volume of the prior. However, in more strongly nonlinear applications, the PF method is substantially more accurate. The method appears to generalise to problems of moderate dimensionality, as typically encountered in climate science, where direct sampling is computationally prohibitive. Work is now underway to implement this method in the GENIE intermediate complexity climate model.

f.2.1 Summary

We are moving from considering the uncertainty in the steady state response of the modelled atmosphere of the planet towards attempting to estimate the uncertainty in the modelled transient response to anthropogenic forcing, while also including more components of the earth system such as ocean biogeochemistry and the terrestrial carbon cycle. Modelling the transient response requires consideration of the coupled ocean-atmosphere system and due to the time-scales involved, this incurs considerable increase in computational expense when attempting to run large ensembles. At the same time, the strategy of model developers seems to be to always increase complexity and resolution such that the most advanced model can only be run once on the most advanced computer. Our strategy is therefore one of

II. 研究成果の概要

reducing the complexity of the problem, by a combination of simplification of the coupling between the components of the system, reduction in resolution and complexity of the model itself, and development of new techniques for efficient sampling. Our ideal is to produce estimates of the uncertainty in transient MIROC simulations by using a suite of lower complexity and resolution models derived from the high resolution version of MIROC. Results this year (*see Miyama-san's section*) have, however, indicated that it may be difficult to trace model results between very different resolutions, meaning that more advanced ensemble techniques may be required in order to gain useful information on uncertainty using smaller ensembles of somewhat higher resolution models. Using observations of present day climatology and of past climates to constrain model ensembles is the means by which we can reduce uncertainty in our predictions, and this continues to be a main focus of our work.

g.2.1 Papers and presentations

Presentations

Invited:

Workshop, "Data assimilation to study the climate of the past millennium", Louvain-la-Neuve, Belgium, 2007:

Some practical experience in climate and paleoclimate data assimilation, J.D. Annan and J.C. Hargreaves
What can we learn from past climates? J. D. Annan & J. C. Hargreaves

PUCM workshop, Durham, UK 2007:

Particle filtering and parameter estimation J. D. Annan & J. C. Hargreaves
What can we learn from past climates? J.C. Hargreaves & J.D. Annan

AGU, San Francisco, 2007:

J.D. Annan and J.J. Hargreaves "Probabilistic estimates of climate sensitivity", oral

Other presentations:

European Geophysical Union, Vienna, 2007:

Japan Uncertainty Modelling Project, J.D. Annan, J.C. Hargreaves, M. Kawamiya, S. Emori, A. Abe-Ouchi, K. Tachiiri, S. Murakami, T. Miyama. (poster)

AGU, San Francisco, 2007:

J.C. Hargreaves, J.D. Annan and A. Abe-Ouchi, Linking glacial and future climate through ensembles of GCM simulations, oral

Papers

J. D. Annan, Efficient parameter estimation with a particle filter., submitted to Tellus A

G. Foster, J. D. Annan, G. A. Schmidt and M. E. Mann, Comment on 'Heat capacity, time constant and sensitivity of Earth's climate system' by S.E. Schwartz, JGR-D (Atmospheres), (in press).

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, in press.

A. Ridgwell and J.C. Hargreaves, Regulation of atmospheric CO₂ by deep-sea sediments in an Earth system model, GBC, 21, doi:10.1029/2006GB002764 (2007).

A. Ridgwell, I. Zondervan, J.C. Hargreaves, J. Bijma, T. Lenton, Assessing the potential long-term increase of oceanic fossil fuel CO₂ uptake due to CO₂-calcification feedback, Biogeosciences, 4, 481-492, 2007

T.M. Lenton, R. Marsh, A.R. Price, D.J. Lunt, Y. Aksenov, J.D. Annan, T. Cooper-Chadwick, S.J. Cox, N.R. Edwards, S. Goswami, J.C. Hargreaves, P.P. Harris, Z. Jiao, V.N. Livina, A.J. Payne, I.C. Rutt, J.G. Shepherd, P. J. Valdes, G. Williams, M.S. Williamson, and A. Yool, Effects of atmospheric dynamics and ocean resolution on bi-stability of the thermohaline circulation examined using the Grid ENabled Integrated Earth system modelling (GENIE) framework, Climate Dynamics, 26, 6, 591-613, 2007, DOI:10.1007/s00382-007-0254-9.

J.D. Annan and J.C. Hargreaves, Efficient estimation and ensemble generation in climate modelling, Philosophical Transactions of the Royal Society A 365(1857). 2077-2088.

h.2.1 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 and J.C. Hargreaves, Efficient estimation and ensemble generation in climate modelling, Philosophical Transactions of the Royal Society A, 365, 1857, 2077-2088, 2007

II. 研究成果の概要

M. Crucifix, Does the Last Glacial Maximum constrain climate sensitivity?, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L18701, doi:10.1029/2006GL027137, 2006.

C.E. Forest, P.H. Stone, and A.P. Sokolov (2006), Estimated PDFs of climate system properties including natural and anthropogenic forcings, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L01705 doi:10.1029/2005GL023977

J.M., Gregory, Stouffer, R. J., Raper, S. C. B., Stott, P. A. & Rayner, N. A. 2002 An observationally based estimate of the climate sensitivity. *J. Clim.* 15, 3117–3121. (doi:10.1175/1520-0442(2002)

J.Hansen et al, Target Atmospheric CO₂: Where Should Humanity Aim?, submitted, 2008

J.C. Hargreaves, J.D. Annan, N.R. Edwards and R. Marsh, An efficient climate forecasting method using an intermediate complexity Earth System Model and the ensemble Kalman filter, *Climate Dynamics*, 23 (7-8): 745-760, 2004

J.C. Hargreaves, A. Abe-Ouchi and J.D. Annan, Linking glacial and future climates through an ensemble of GCM simulations, *Climate of the Past*, 3, 77-87, 2007

R. Knutti, Stocker, T. F., Joos, F. & Plattner, G.-K. 2002 Constraints on radiative forcing and future climate change from observations and climate model ensembles. *Nature* 416, 719–723. (doi:10.1038/416719a)

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.

Petit, J. R. Jouzel, J. Raynaud, D. Barkov, N. I. Barnola, J.-M. Basile, I. Bender, M. Chappellaz, J. Davis, M. Delaygue, G. , Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature* 399, 429-436 (3 June 1999) | doi:10.1038/20859

A.Ridgwell, J.C. Hargreaves, N.R. Edwards, J.D. Annan, T.M. Lenton, R. Marsh, A. Yool, and A. Watson, Marine geochemical data assimilation in an efficient Earth System Model of global biogeochemical cycling, 4, 87-104, 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.

e. 2. 2 簡略化モデルを用いた不確実性評価

担当機関：地球環境フロンティア研究センター

研究者名：立入 郁

e-1. 出力およびその評価

まず、本研究において使用するモデルの第一候補である MIROC (あるいは MUSES) -lite (Oka et al., 2001) の評価を行った。このモデルは、海洋大循環モデル COCO に 1 層の大気が結合された簡略化モデル (Earth System Model of Intermediate Complexity, EMIC) であり、他の同種のモデルと比較したときの特徴として、1. ハドレー循環を (パラメタライズにより) 考慮していること、2. Wind stress をモデル内部で温度勾配を用いて計算していること、などが挙げられる。

以下、空間解像度は大気・海洋とも $6^{\circ} \times 6^{\circ}$ で海洋は 15 層、大気は一層である。初期条件は全て同じで海洋は一様に温度 5°C 、塩分濃度 34.7psu 、その他の変数を全て 0 とし、大気は温度は海洋と同じく 5°C 、比湿

(specific humidity) は 0 とした。

計算は地球環境フロンティア研究センターのスーパーコンピュータ Altix を用い、タイムステップ 36 時間として、5,000 年積分した。1 回の計算に要する時間は約 16-17 時間であった。評価の初期においては、これよりも細かい解像度 ($4^{\circ} \times 4^{\circ}$ 、海洋 35 層) も用いたが、計算時間の関係で $6^{\circ} \times 6^{\circ}$ の解像度を主に用いて評価を行うこととした。

図 5 に、海洋の温度を 1°C 、 5°C 、 10°C として計算を行った時の海表面温度の変化を示す。この図から、①計算開始から約 2,000 年後にほぼ平衡状態に達すること、② 5°C 、 10°C の場合は、計算中にその差は吸収されて同じ状態に達するが、 1°C で始めた場合は、かなり近いものの、全く同じ状態には達しないことが分かる。

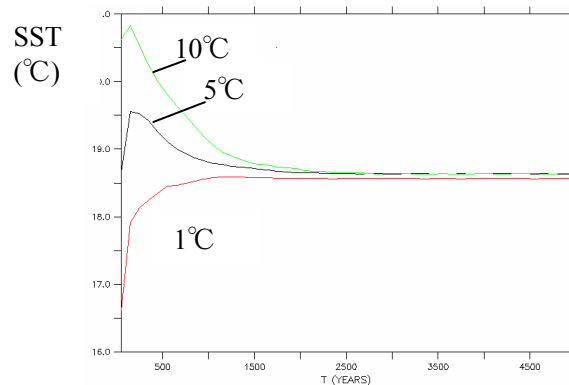


図 5 Temporal change in the sea surface temperature for the different initial conditions in the sea temperature

e-1-1. “Sprinkler” スキーム

本スキームは、陸域に降った降水 (降雪含む) を海に返す際、すべての海洋グリッドに等分して返すものである。これは現実とは大きく異なるものであるが、そもそも簡略化モデル (以下 EMIC と呼ぶ) においては淡水循環を高精度で再現することは不可能であるので、用途によってはこのスキームの使用が考えられる。これによる主な変数の出力 (4901~5000 年目の平均値) を図 6 に示す。

II. 研究成果の概要

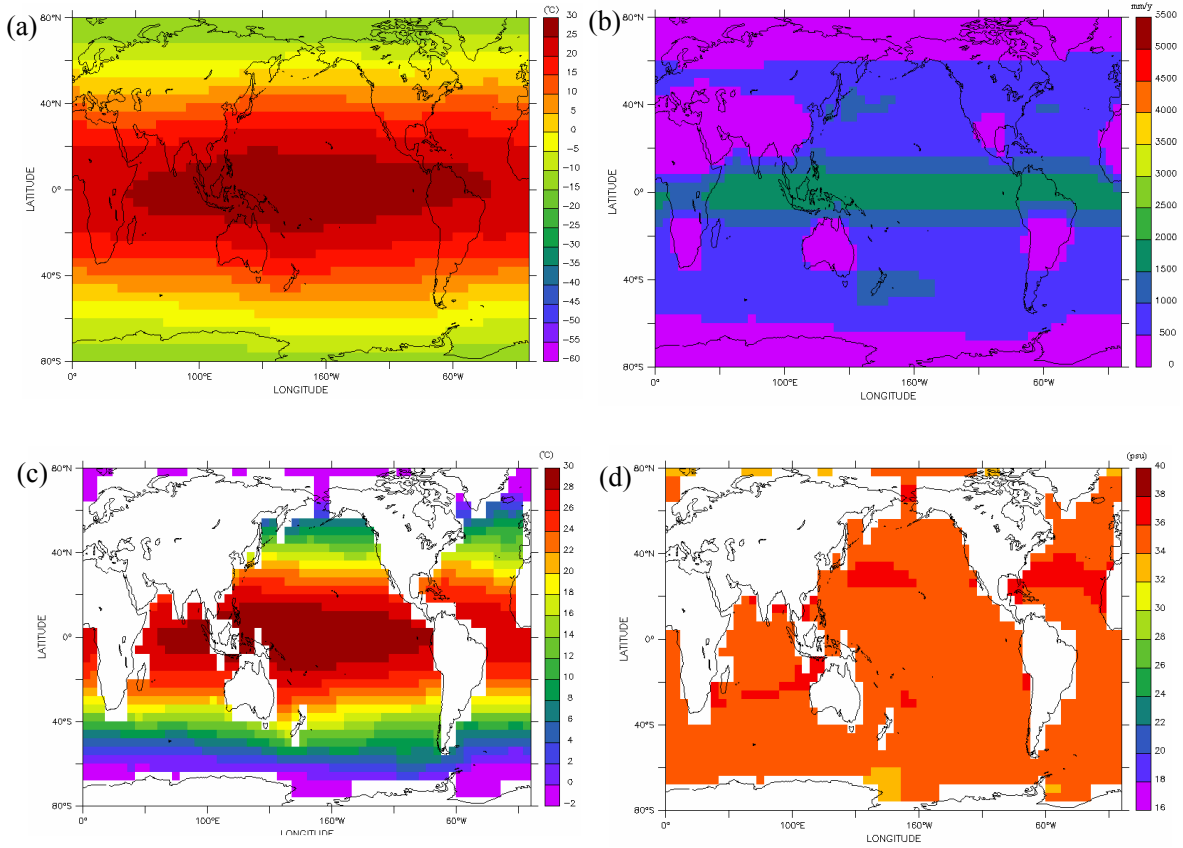


図 6 Output (average of the 4901-5000th years) of the “sprinkler” scheme
 (a) Surface air temperature, (b) Precipitation, (c) Sea surface temperature (SST), (d) Sea surface salinity (SSS)

大西洋の子午面循環 (Atlantic meridional overturning circulation, AMOC) の流線関数を図 7 に示す。また、sprinkler とはどんなものかを示すため、海洋グリッドに対する runoff を図 8 に示す。

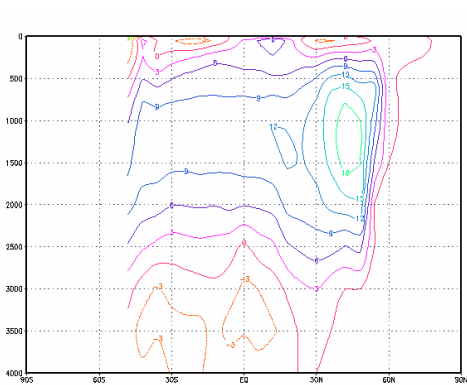


図 7 Stream function of AMOC (Sv)

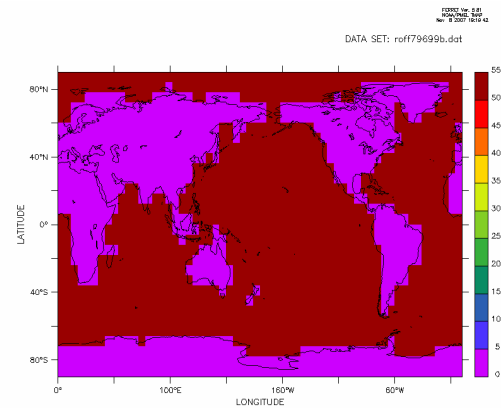


図 8 Runoff for the ocean grids in the “sprinkler” scheme

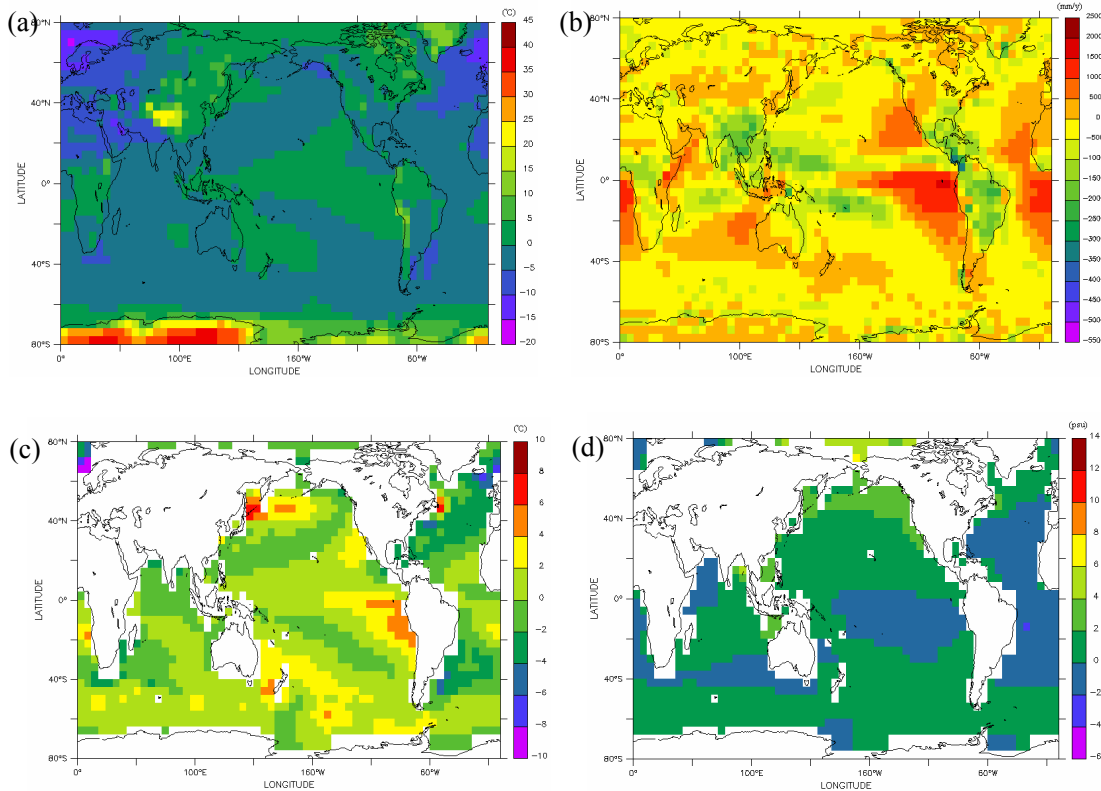


図 9 Difference of the output (Fig. 6) from NCAR/NCEP (<ftp://ftp.cdc.noaa.gov/Datasets/ncep.reanalysis.derived/>) and World Ocean Atlas (<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.nodc.woa98.html>) datasets
 (a) Surface air temperature, (b) Precipitation, (c) SST, (d) SSS

また、NCEP/NCAR や WOA のデータとの差は図 9 のようなものであった。

気温については、地形を考慮していないためにチベット高原や南極大陸の一部などの標高の高いところでは当然誤差が大きくなるが、それ以外は傾向は再現できている。一方、降水量は特に内陸部の再現性が悪くなっている（これは同種のモデルに共通の問題である）が、これは風をモデル内部で計算していることも理由の一つと考えられる。また、もう一つ風に関する問題として、東部赤道太平洋の SST の誤差が大きいことが挙げられる。

e-1-2. 淡水フラックス調節

前節で示された Sprinkler スキームに対し、EMIC の世界で良く利用されるものとして淡水フラックス調節 (freshwater flux adjustemt, 以下 FWFA) スキームがある。これは、EMIC では再現が困難な大西洋から太平洋へ淡水の移動を、強制的に行うものであり、英国のモデル GENIE (<http://www.genie.ac.uk/>) などで利用されている。ここでは、モデルの標準スキームである陸域への降水を最近傍海洋グリッドへ返すスキームに、Oorts(1983)に基づく値を用いて FWFA を適用した。FWFA の概念を図 10 で、ここで用いられた地形データを図 11 に示す。

II. 研究成果の概要

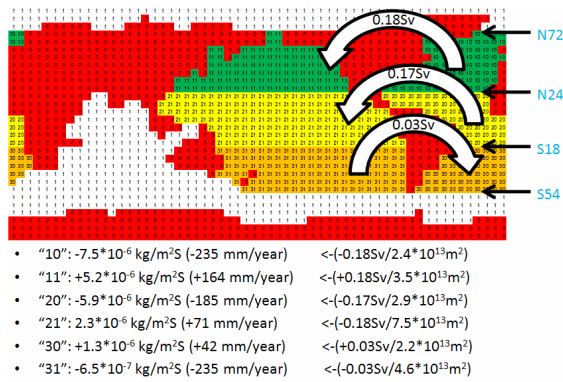


図 10 Freshwater flux adjustment

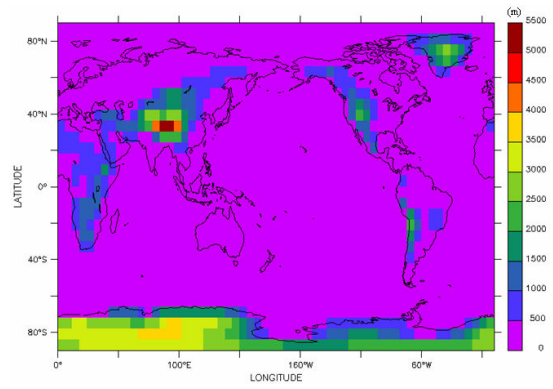


図 11 Topography used in the run

また、これを用いたときの出力は図 12 のようなものであった。

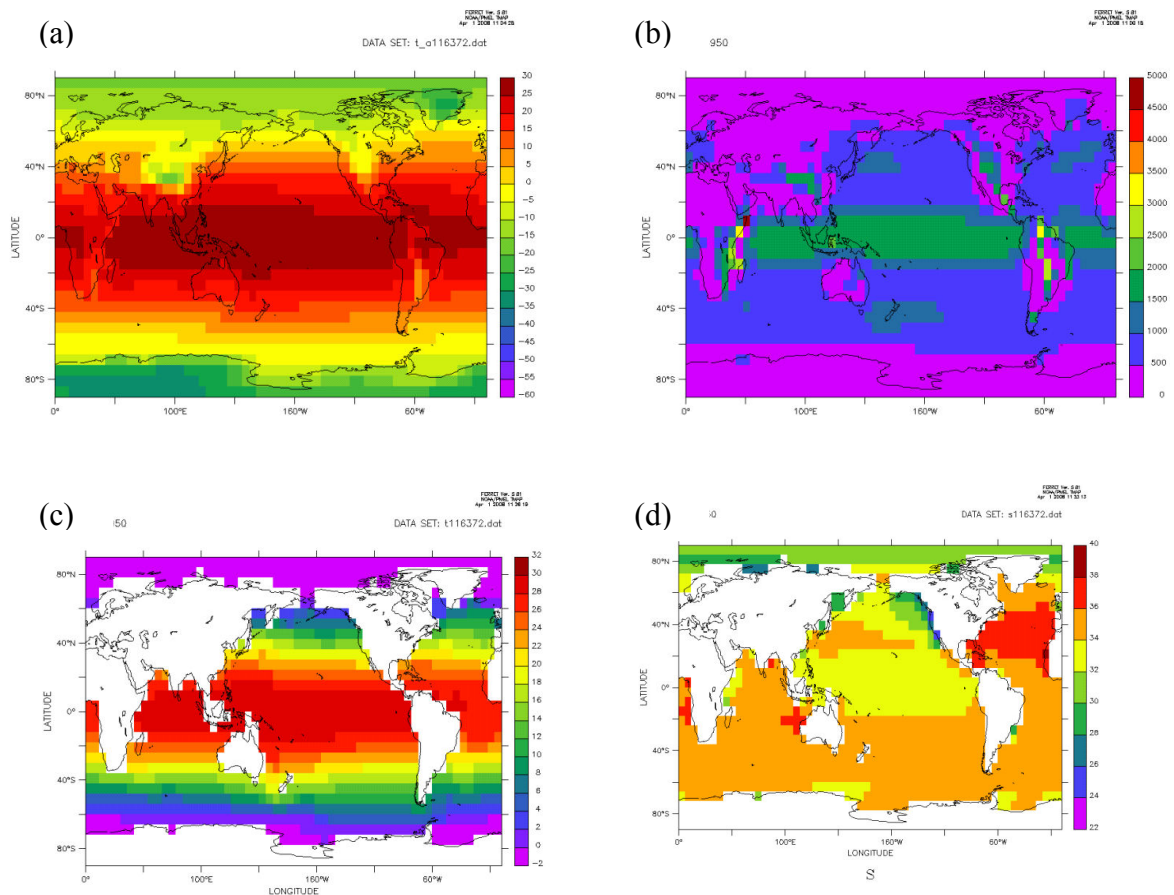


図 12 Output (average of the 4901-5000th years) of a freshwater adjustment run

(a) Surface air temperature, (b) Precipitation, (c) SST, (d) SSS

また、これらの NCEP/NCAR や WOA のデータとの差は図 13 のようなものであった。

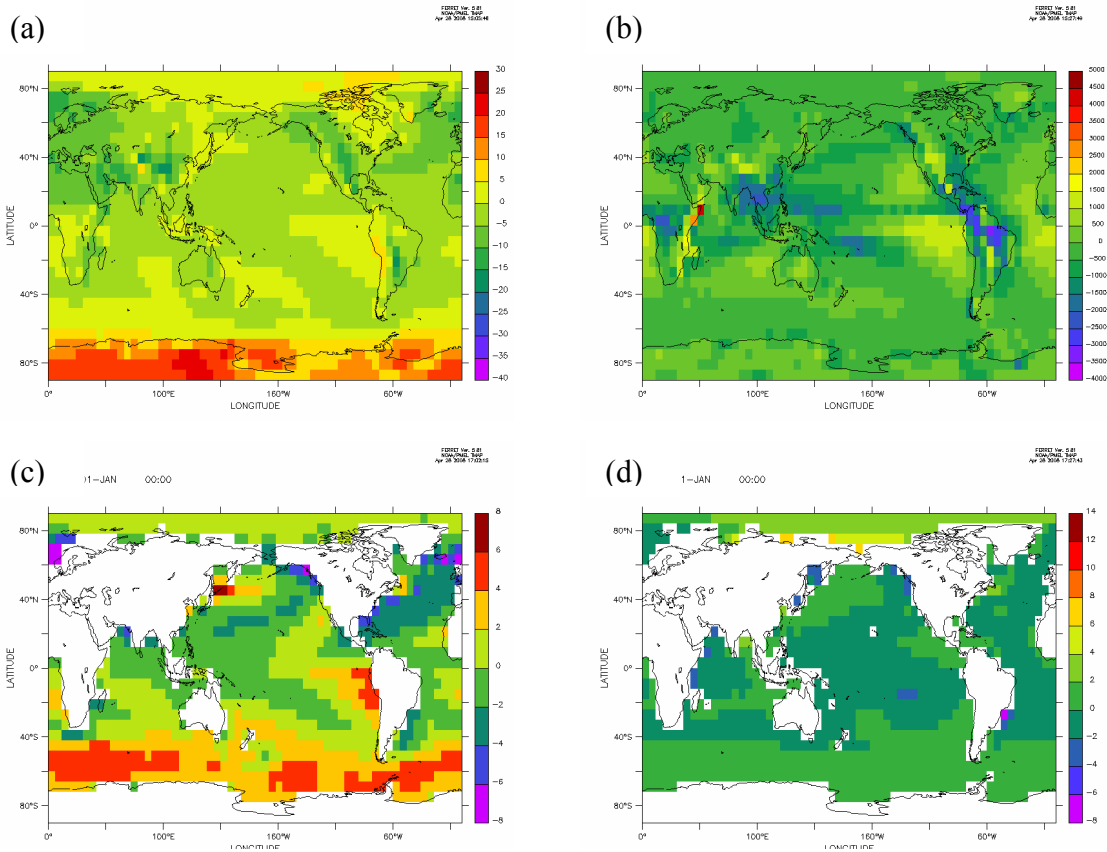


図 13 Difference of the output (FWFA, Fig. 12) from NCAR/NCEP and World Ocean Atlas datasets (for resources of the datasets, see the caption of Fig. 9)
 (a) Surface air temperature, (b) Precipitation, (c) SST, (d) SSS

また、FWFA によって AMOC が再現される様子を図 14 に示す。

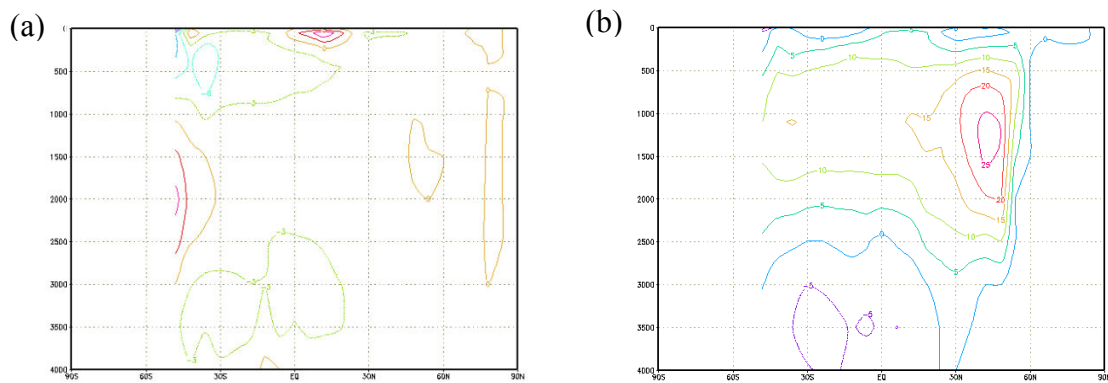


図 14 Effect of the freshwater flux adjustment in AMOC (in Sv)
 Stream function for AMOC (a) before and (2) after FWFA

II. 研究成果の概要

e-2. GENIE との比較

モデルの候補であった GENIE (パラメータ調節済み) との比較を図 15 に示す。

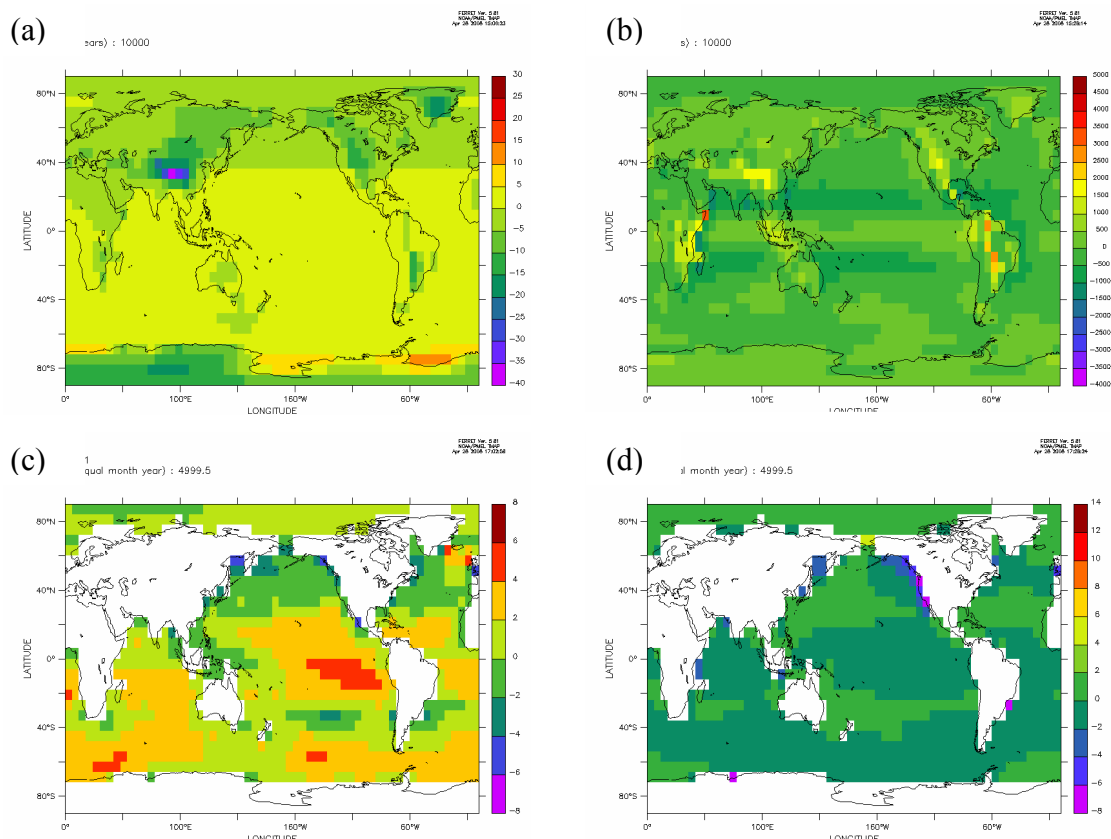


図 15 Difference of the output (FWFA, Fig. 12) from GENIE
(a) Surface air temperature, (b) Precipitation, (c) SST, (d) SSS

東部赤道太平洋の SST 再現性では GENIE が勝るものの、陸域降水量の再現性では MIROC-lite が勝る。パラメータ調節しない状況で既にほぼ同等の性能を持つことから、MIROC-lite の可能性の高さが示された。この結果から、本プロジェクトにおいては、MIROC-lite をモデルとして用いることとする。

e-3 MIROC との比較

MIROC-lite の関連性の深い MIROC の出力との比較を、共生プロジェクトの成果である CO₂ 濃度固定時の計算結果を用いて行った(図 16)。これは、EMIC を使った結果を議論する際に重要なモデルの階層性という観点から重要である。

MIROC-lite と MIROC では、海洋大循環モデルは基本的に同じであるから、出力の差は大気モデルの差による。

当然ではあるが、MIROC の出力の方が多くの点で優れている。

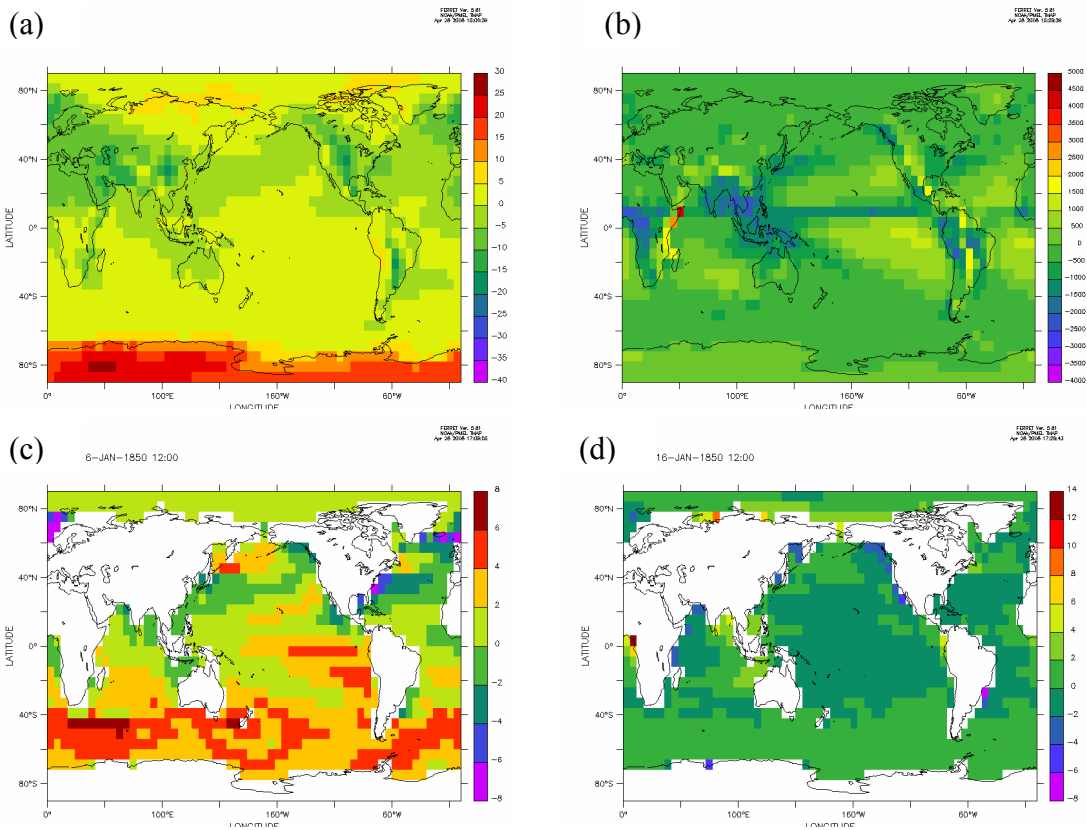


図 16 Difference of the outputs between MIROC-lite (FWFA, Fig. 12) and MIROC (with fixed CO₂ concentration) (a)Surface air temperature, (b) Precipitation, (c) SST, (d) SSS

e-4. パラメータの不確実性による影響

重要なパラメータを少しずつ変化させた際の、気候値（ここでは 4901-5000 年目の平均値）の変化を調べた。ここでは、フラックス調節率（Oort (1983)の値との比）、水平渦拡散係数（海洋）、水蒸気拡散係数（大気）をそれぞれ個別に変化させた場合の、全球平均気温、AMOC の変化について示す。

ここでは、淡水フラックス調節済みモデルを用い、フラックス調節率については 0.5~1.5 までを 0.02 刻み、水平渦拡散係数については $0.75 \times 10^6 \sim 1.25 \times 10^6$ を 0.01×10^6 刻みで、水蒸気拡散係数については $1.4 \times 10^6 \sim 2.2 \times 10^6$ を 0.016×10^6 刻みで変化させ、それぞれ 51 ランを行い、結果を散布図に図示した。

これは次年度に行う予定のベイズ統計を用いた不確実性評価（あるいはパラメータチューニング）の準備として重要である。

パラメータの変化させる幅や刻み幅（あるいは確率分布）については特に科学的根拠を持たない恣意的なものであることを注記しておく。

II. 研究成果の概要

e-4-1. フラックス調節率

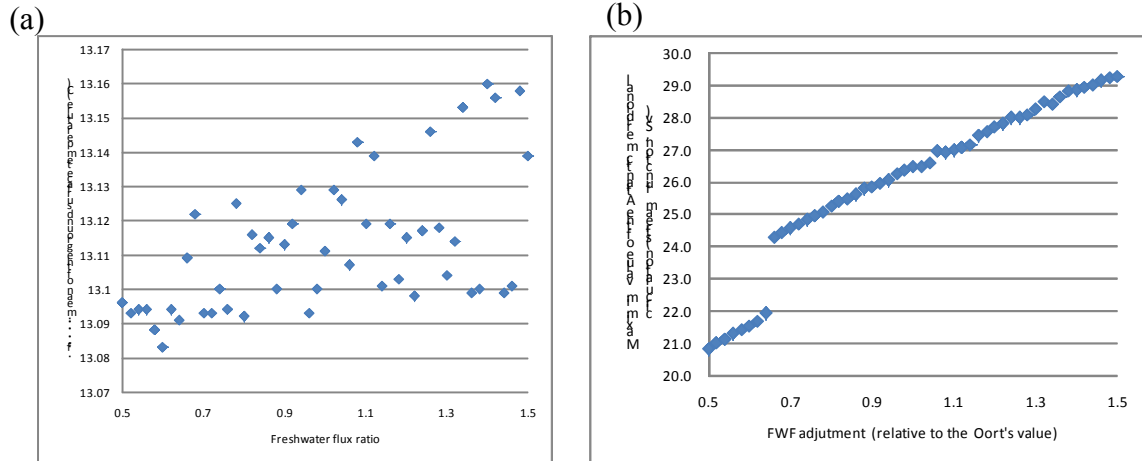


図 17 Scatterplots of outputs when strength of the FWFA is changed

(a) Global mean surface air temperature (b) Maximum value of AMOC (stream function, in Sv)

全球平均地表面気温 (a) は、淡水フラックス調節の値を大きくすると徐々に上昇する傾向があるが、その上昇傾向は単純ではなく、徐々にそのばらつきも大きくなる。一方、AMOC 流線関数の最大値 (b) は、基本的にほぼ単調増加であるが、Oort (1983)の値との比を 0.64 から 0.66 に上げた時に急激に強まる。またその後もほぼ一定のペースで強まるが、時に減少する場合もある。

e-4-2. 水平渦拡散係数 (海洋)

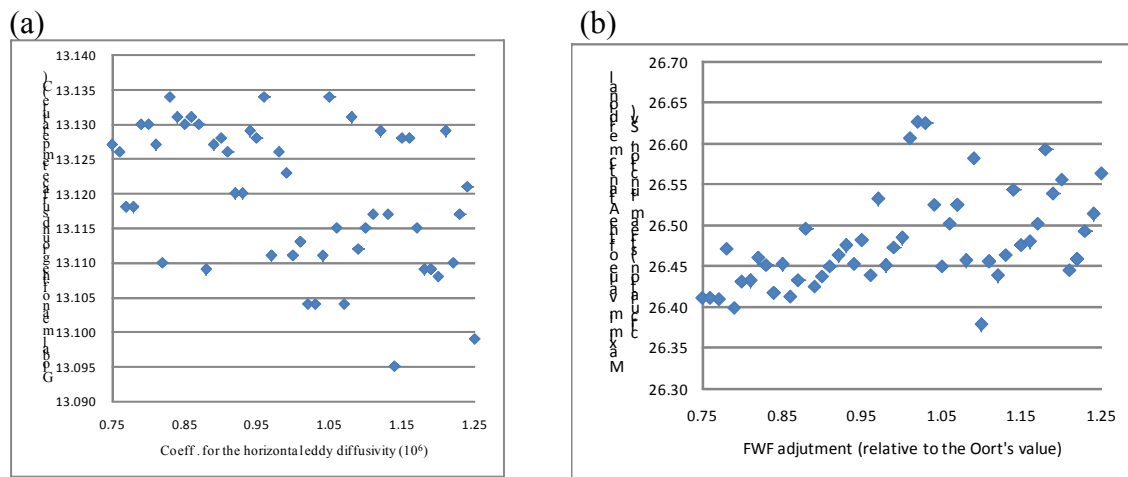


図 18 Scatterplots of outputs when coefficient of horizontal eddy diffusivity is changed

(a) Global mean surface air temperature (b) Maximum value of AMOC (stream function, in Sv)

全球平均地表面気温 (a) には目立った傾向は見られないが、AMOC の最大値 (b) は水平渦拡散係数が大きくなるにつれて大きくなる傾向が見られた。

e-4-3. 水蒸気拡散係数 (大気)

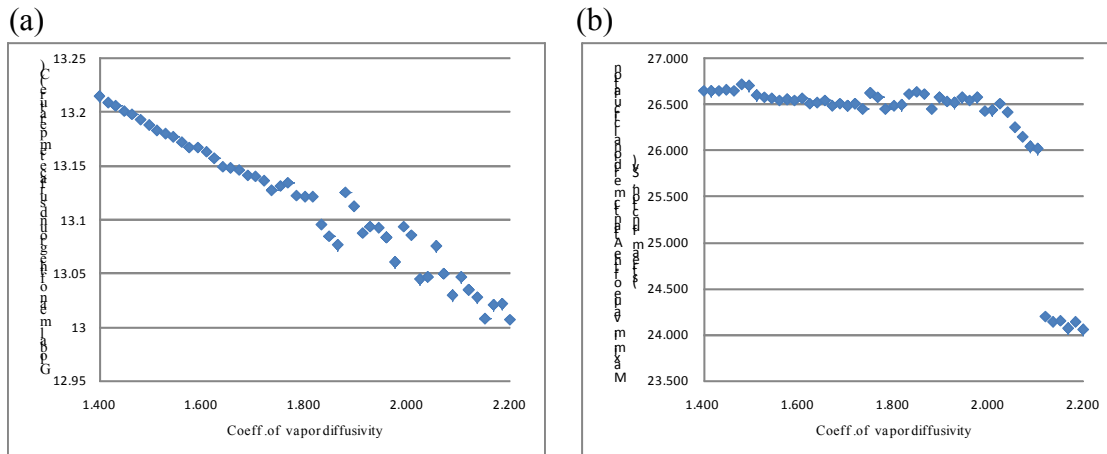


図 19 Scatterplots of outputs when coefficient of vapor diffusivity is changed
(a) Global mean surface air temperature (b) Maximum value of AMOC (stream function, in Sv)

水蒸気拡散係数を漸増させていくにつれ、全球平均地表面気温 (a) は減少していくが、 1.8×10^6 を超えると、ばらつきが大きくなった。一方 AMOC 流線関数の最大値 (b) は、 2.04×10^6 辺りまで若干の振動を伴いながら漸減した後、急激に小さくなり、さらに 2.104×10^6 から 2.120×10^6 へ変化する際に大きく減少した。

f.2.2 考察

本年度は、初年度ということで、モデルの基本セッティングなどの技術的なことに割く時間が多くなってしまったが、そうした段階もほぼ終了し、本格的な解析を行う準備が整った。EMIC では、いずれかの部分 (MIROC-lite では大気) が簡略化されているため、GCM と比べた際に出力に不満が出るのはある程度仕方ないことであるが、一方で長く多くのランを行い、統計的手法を適用できるという利点がある。次年度は、この利点を生かした成果を出していく予定である。

既にパラメータを一つずつ変化させた場合 (e-4) でもいくつかの興味深い結果が得られているが、次年度は複数のパラメータを同時に変化させた場合について実験を行い、不確実性評価やパラメータ調節行っていく。

g.2.2 引用文献

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.

II. 研究成果の概要

h 2.2 成果の発表

ポスター発表

Tachiiri, K. (2007): Uncertainty assessment using Earth system model of intermediate complexity (EMICs) (First UJCC-NCAS Summer School on Climate Modelling), Cambridge, UK, 2007年9月18日.

Tachiiri, K., Oka, A., Hargreaves, J. C., Annan, J. D. and Kawamiya, M. (2008) MIROC-lite: establishment of a new EMIC based on MIROC, The 1st International Workshop on KAKUSHIN Program (The 10th International Workshop on Next Generation Climate Models for Advanced High Performance Computing Facilities), Honolulu, USA, 2008年2月28日～3月1日.

e. 2. 3 陸域生態系における土地利用改変による 1990 年代の二酸化炭素吸収・排出量算出値の相互比較

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. Materials and methods

In order to compare available estimates of carbon fluxes from Land Use Change and Forestry (LUCF), we gathered disaggregated data from different LUCF activities and carbon pools. We examine six different data sets of LUC areas (LUC; Table 1) and seven estimates of carbon fluxes (EMI; Table 2). Each data set provides estimates for the 1990s. Consolidated carbon fluxes (EMI8) are constructed from six of the modeled estimates (EMI1, 3, 4, 5, 6, and 7) for the USA and five are used to make a consolidated estimate for Latin America. We also constructed a consolidated estimate of global terrestrial carbon fluxes from five data sets (EMI1, 4, 5, 6, and 7) for the ten regions defined by Houghton (2003): Latin America, Tropical Asia, Tropical Africa, Canada, Europe, Former Soviet Union, China, Pacific Developed Countries, North Africa and Middle East. Technically, the ten regions do not cover the entire global land area, which is treated in the global biogeochemical models (EMI6 and 7). Thus the totals in the ten regions are slightly different from the global totals. However, the differences between the two values are much smaller than those between different data sets. Only net fluxes due to LUC were consolidated because gross LUC (i.e. conversion from non-forest to forest and vice versa) is masked by the aggregation to different resolutions (i.e. region, country, and different grid sizes) and/or by different simplifications adopted in compiling data sets. The consolidated estimates were constructed from the average for each flux category when available for a given data set while the uncertainty range was calculated from the minima and maxima fluxes in each category.

Table 1. Data Sources on Land Cover Change.

Name	Reference	Resolution	Data Source
LUC1	Houghton (2003)	Region/country	FAO
LUC2	de Campos et al. (2005)	Country	HYDE & FAOSTAT, 2005
LUC3	Kato et al. (2007)	T42 (2.8° × 2.8°)	SAGE & HYDE
LUC4	Hurt et al. (2006)	1° × 1°	HYDE & FAOSTAT, 2004
LUC5	Hurt et al. (2006)	1° × 1°	SAGE & LUC4
LUC6	Wang et al. (2006)	0.5° × 0.5°	SAGE & GLC2000

Table 2. Data Sources on Land-Use Change and Forestry Emissions.

Name	Reference	Resolution	Method	LUC
EMI1	UNFCCC (2005, 2007)	Country	Inventory	National inventory
EMI2	Olivier and Berdowski (2001)	Country	Inventory	FAO
EMI3	Hurt et al. (2006/2002(USA))	Country/1°(USA)	Inventory/process	National statistics
EMI4	Houghton (2003)	Region/country	Book-keeping	LUC1
EMI5	de Campos et al. (2005)	Country	Book-keeping	LUC2
EMI6	Kato et al. (2007)	T42 (2.8° × 2.8°)	Process model	LUC3
EMI7	Jain and Yang (2005)	0.5° × 0.5°	Process model	SAGE
EMI8	Ito et al. (2008)	Region/country	Consolidated data	N.A.

2. Results and discussion

Sections 2.1 and 2.2 show comparisons between different data sets at the global or near-global level. Section 2.3 presents the two case studies for the USA and Brazil. Specific issues that we will address for a quantitative interpretation of the USA data in terms of differences in LUCF emissions include (1) the soil organic carbon (SOC) pools, (2) the effects of including fire suppression, and (3) the discrepancies in the amount of sinks between bottom-up and top-down estimates. Specific issues that we will focus on for the Brazilian data with regard to differences in LUCF emissions include (1) the land-use changes areas, (2) the origin and fate of carbon released into the atmosphere, and (3) the discrepancies in the inter-annual variability between bottom-up and top-down estimates.

2.1 Land-use change area

Figure 20 shows a comparison of the global sum of LUC areas in forests ($10^2 \text{ km}^2 \text{ yr}^{-1}$) due to crop and pasture land conversions over the 1990s. The signs for deforestation are negative (–) and for abandonment positive (+). LUC2 – 5 indicate that the increases in forest areas from crop and pasture land abandonment are larger than the decreases in forests areas due to deforestation driven by expansions of crop and pasture land during the 1990s, in contrast to LUC1 and 6. These differences are related to the primary data sets and secondary assumptions. FAOSTAT reported the changes in the agriculture and pasture land at a national scale. HYDE allocated them to a 0.5 degree grid, using a population density map. LUC2 to LUC5 employed the FAOSTAT/HYDE data for their calculations of LUC areas. In these processes, the changes in forest areas are not directly constrained by the measurements, which may include other driving forces such as woody invasions, wild fires and so on. This contrasts with LUC1, which was based on the changes in deforestation areas, and LUC6, which did not use the FAOSTAT/HYDE data based on the comparison between HYDE and GLC2000. The later assumed that the historical expansion of pasture was mostly due to conversion of natural grassland (e.g., Houghton, 1983, 1999, 2003; Klein Goldewijk and Ramankutty, 2004). LUC2 and LUC4 used HYDE and FAOSTAT but show significantly different net changes in forest areas due to crop and pasture land conversions, while the agreement between LUC2 and

LUC5 is coincidental, because different primary databases were used. Significant differences are found in the net changes in forest areas due to cropland conversions between LUC3, LUC5, and LUC6, all of which used the SAGE data. Even though the same primary data sets may be used by different researchers, secondary data sets have been developed based on different natural vegetation maps, resolutions, and methodologies.

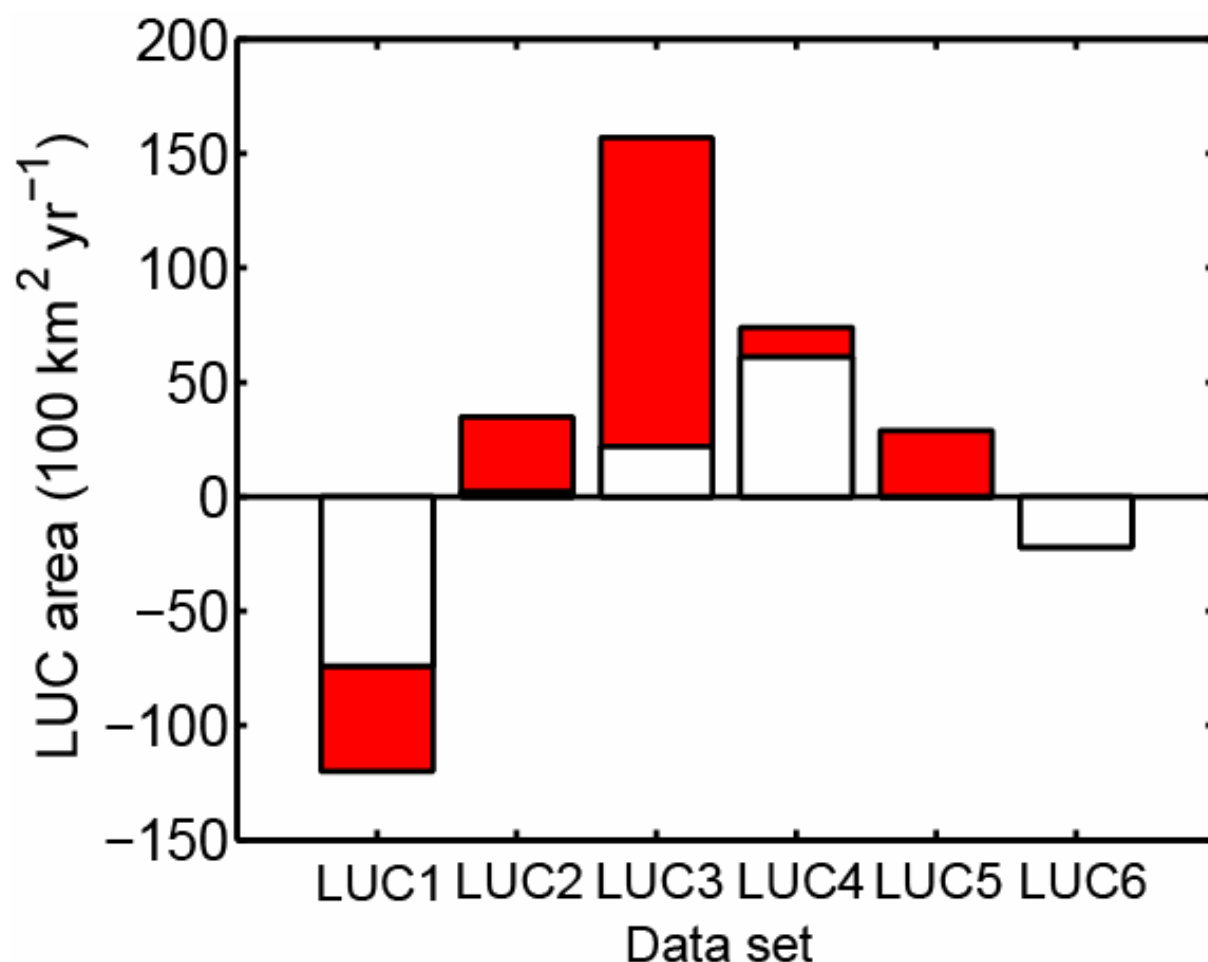


Figure 20. Comparison of the global sum of land-use change areas in forested areas ($10^2 \text{ km}^2 \text{ yr}^{-1}$) due to crop and pasture land conversions over the 1990s. The negative (–) signs indicate the decreases in forests areas to crop and pasture land and positive (+) signs represent the increases in forests areas from crop and pasture land. The white color represents the crop land conversion. The red color shows the pasture land conversion.

2.2 Net carbon fluxes and changes in carbon pools

Figure 21 shows a comparison of the global consolidated LUCF flux and residual terrestrial sink (PgC yr^{-1}) in the 1990s with the estimates from AR4 (Denman et al., 2007). The global flux for EMI8 was calculated by summing the consolidated estimates from the ten regions that are represented in all data sets (Ito et al., 2008). The EMI8 estimate of LUCF emissions (0.9 PgC yr^{-1}) is smaller than that from AR4 but within the uncertainty range given in that assessment ($1.6 \pm 1.2 \text{ PgC yr}^{-1}$) which was based on the higher

II. 研究成果の概要

values of Houghton (2003) and the lower of DeFries et al. (2002). The satellite estimate of carbon flux in the tropics due to LUC ($0.95 \text{ Pg C yr}^{-1}$) (Achard et al., 2002, 2004; DeFries et al., 2002) is significantly smaller than the FAO-based estimate of 2.3 Pg C yr^{-1} (Fearnside, 2000; Houghton, 2003). The EMI8 estimate of the global net terrestrial carbon flux (-0.4 PgC yr^{-1}) is also smaller than that given in the AR4 assessment but is within their uncertainty range ($-1.0 \pm 0.6 \text{ PgC yr}^{-1}$). This confirms that at the global level, our estimate is reasonable for further analysis, although this is not a validation of the consolidated estimate. The AR4 estimate of the residual terrestrial sink ($-2.6 \pm 1.7 \text{ TgC yr}^{-1}$) is determined by subtraction of the LUC emissions from the net land-to-atmosphere flux estimated by inverse models and includes both climate feedback and CO_2 fertilization effects (which are of order -1.2 PgC yr^{-1} in EMI8), as well as nitrogen fertilization and other effects.

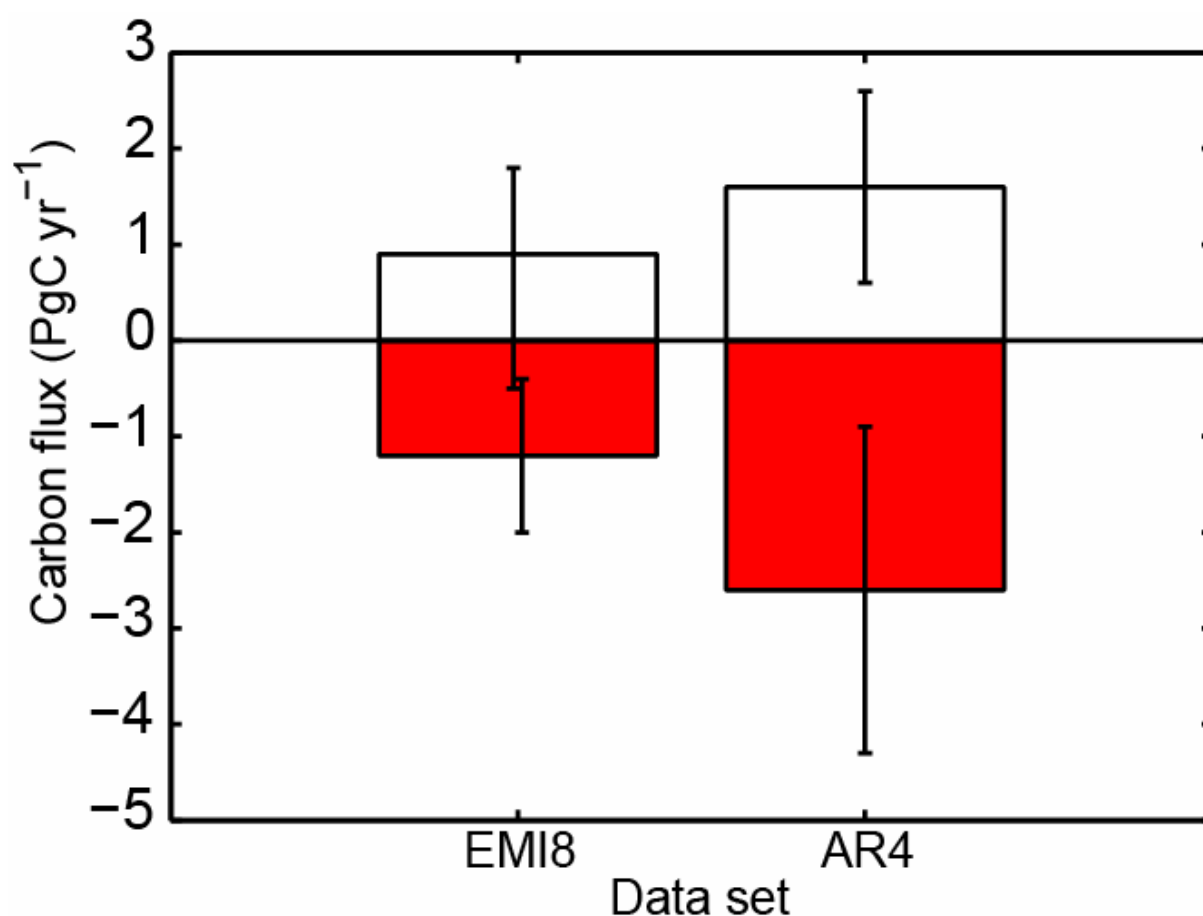


Figure 21. Comparison of global land-use change fluxes and residual terrestrial sinks (PgC yr^{-1}) in the 1990s. The sign for removal is negative (-) and that for emissions positive (+). The white color represents LUCF. The red color shows ENV.

2.3 Country analysis

2.3.1 USA

A more detailed analysis is presented here for the USA. Figure 22 presents the sum of the terrestrial carbon pools (PgC) in the 1990s for EMI1, 4, 5, 6, and 7. Major differences are found in the litter (LIT) and

SOC pools. The total soil organic matter is much smaller in the National inventory report to the UNFCCC (EMI1) than those in the other estimates. The inventory data in EMI1 are reported only for the category of forest land remaining as forest land, while the other EMI estimates include non-forested lands. The different estimated amounts of SOC are partly due to the inclusion of non-forested lands. Guo et al. (2006) used the STATSGO database to estimate the SOC in the upper 1.0 m of the conterminous USA as in the USA report (EMI1) and restricted their analysis to forested lands by overlaying the geo-referenced national land cover data (NLCD) based on 30 m resolution Landsat Thematic Mapper data acquired in the early 1990s with the STATSGO. In the NLCD, forestlands were divided into two parts: forested upland ($228 \times 10^4 \text{ km}^2$) and woody wetlands ($21 \times 10^4 \text{ km}^2$). The total forest area is in good agreement with the Forest Inventory Analysis (FIA) forest area used in EMI1, but smaller than LUC3 ($551 \times 10^4 \text{ km}^2$) and LUC6 ($338 \times 10^4 \text{ km}^2$). The SOC value from EMI1 (15 PgC) is within the range for forested upland and woody wetlands reported by Guo et al. (2006) (i.e. 8.5 to 42.5 PgC). The other model estimates are within the range from 25.4 to 113.1 PgC for total lands reported by Guo et al. (2006). EMI5 and EMI6 make separate estimates of the SOC pool for the forest carbon pools. Their contributions from non-forest lands (36 PgC for EMI6) partly offset the differences in the totals shown in Fig. 22. When Alaska is separated from the conterminous USA in EMI6, the SOC in forests of the conterminous USA is calculated to be 39 PgC. EMI6 uses a potential vegetation map, so that the forest area in EMI6 is larger than the present-day FIA forest area. In addition, Guo et al. (2006) estimated an additional 2.3 to 16.4 PgC in the amount of SOC stored from 1.0 m to 2.0 m depth for forest and wetland. The SOC below 1.0 m may explain some of the differences in SOC between EMI1 and EMI6. Consequently, SOC reported by EMI6 may be similar to that for EMI1 if comparison is restricted to the upper 1.0 m of soils in present-day forests within the conterminous USA. Although those from the other inventories are still large compared to EMI1, they should be compared for the same depth and forest area. Coarse woody debris (92% of LIT) is rather large in EMI7 and as large as woody tree parts (VC). Harmon and Hua (1991) report that the ratio of coarse woody debris (CWD) to live wood biomass is about 20–25% for subtropical, temperate, and boreal forests, which is consistent with EMI1.

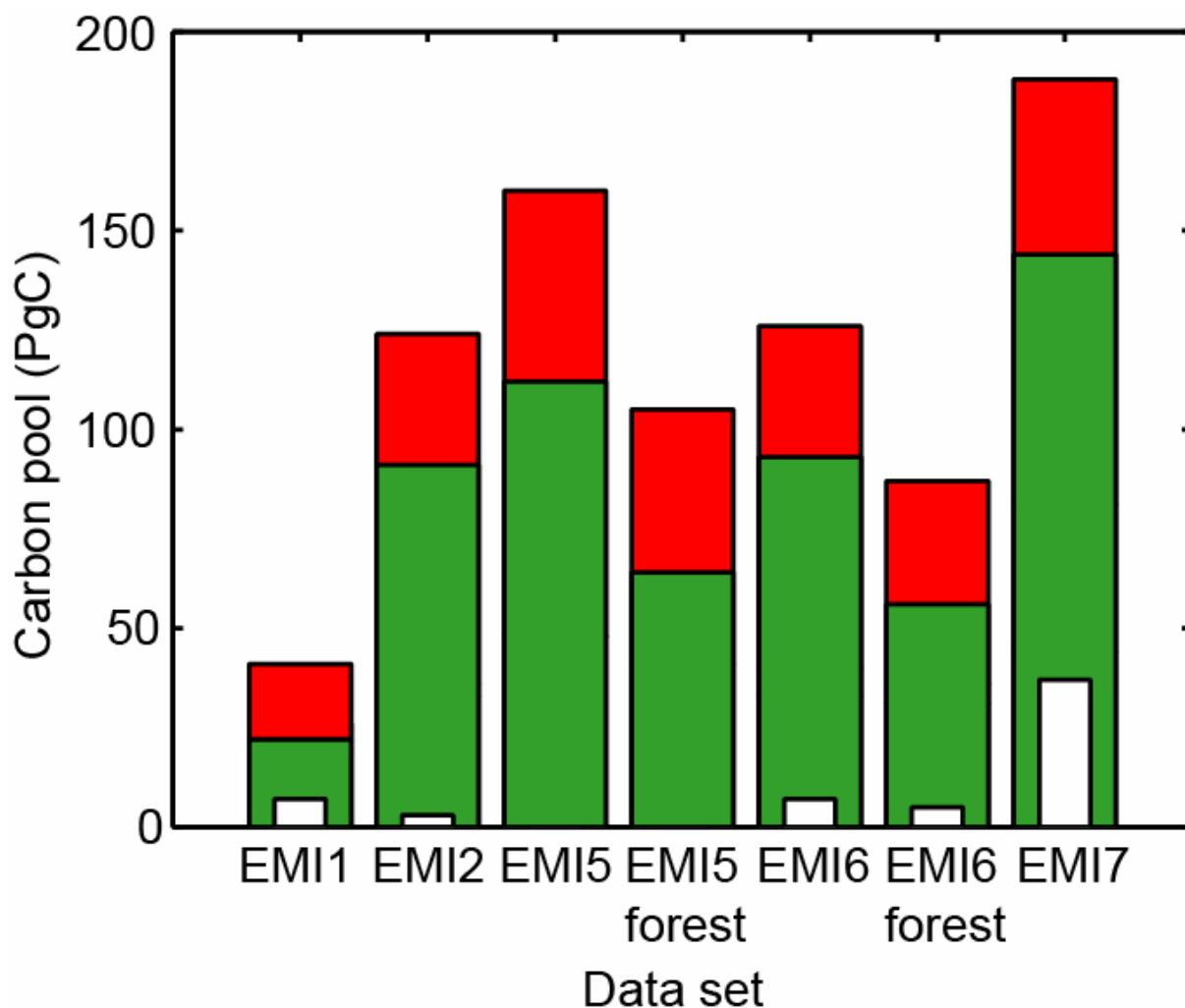
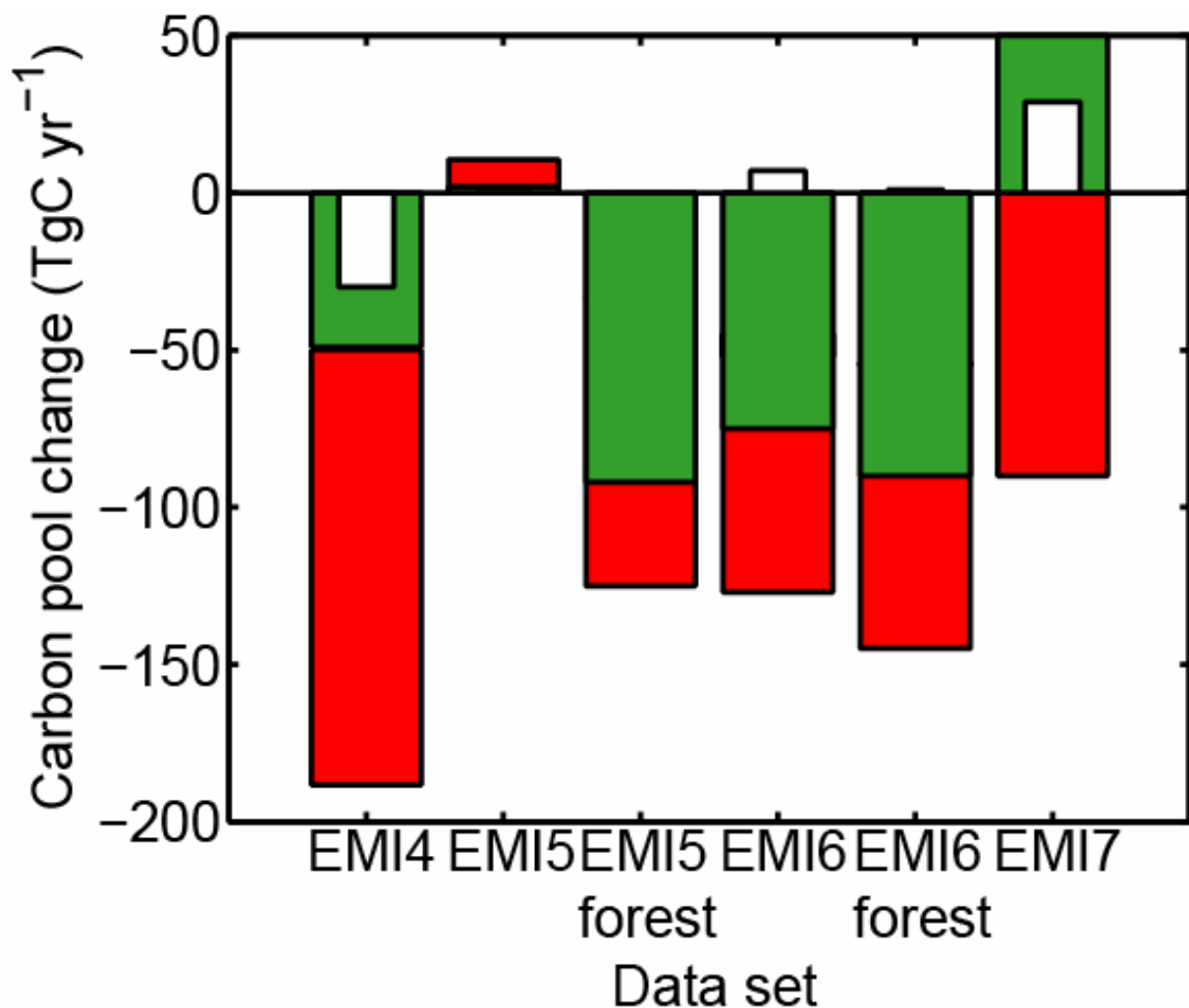


Figure 22. Comparison of the sum of terrestrial carbon pools (PgC) for the USA in the 1990s. The white color represents the LIT when LIT is separated from SOC. The green color shows the SOC + LIT. The red color denotes the VC.

Figure 23 presents carbon stock changes for EMI1, 5, 6 and 7. The inventory data from EMI1 represent only forests including VC, LIT and SOC. The contributions of carbon stock changes for non-forests are insignificant for EMI6, because woody invasions into grasslands are not considered in this model. On the other hand, significant differences in the carbon fluxes in forest lands and all lands are found for EMI5 mainly due to LUC emissions in cultivated areas and pasturelands. The averaged carbon stock changes for forests show an accumulation of carbon in LIT + SOC for EMI1 (-49 TgC yr^{-1}), EMI5 (-92 TgC yr^{-1}) and EMI6 (-90 TgC yr^{-1}), as opposed to EMI7 which reports 51 TgC yr^{-1} for all land cover types. Litter in EMI1 increases as the tree biomass increases, because estimates for dead wood are based on the ratio of downed dead wood to live tree biomass, while that in the process-based models does not increase linearly with tree biomass, but is determined by the models calculations, which depend on the changes in climate (soil temperature and moisture).

We compare inverse model fluxes for Temperate North America (TNA) (including the conterminous USA, most of Mexico, and southern Canada) with the bottom-up inventories examined here for the USA,

under the assumption that most of the estimated inverse flux would be associated with the USA. In Gurney et al. (2004) the net biospheric flux for TNA for 1992 – 1996 is -0.9 PgC yr^{-1} , while more recent updates (Baker et al., 2006) give $-1.1 \pm 0.23 \text{ PgC yr}^{-1}$ for the decade 1991 – 2000. Depending on the use of all sites (i.e. ocean and land) versus only ocean observations, Patra et al. (2006) estimated the TNA sink in the range from -0.56 to $-0.69 \text{ PgC yr}^{-1}$ for the period 1999 – 2001. Based on many models' inability to match observed CO_2 profiles, Stephens et al. (2007) argue for 38% smaller uptake fluxes over northern lands but do not report values for TNA. These fluxes have the fossil-fuel and industrial sources removed and represent the sum of changes due to LUCF and the environment (CO_2 and nitrate fertilization, O_3 damage (Sitch et al., 2007), and climate). The decadal averaged estimate for the total terrestrial uptake for TNA (Baker et al., 2006) is significantly larger than the sum of our consolidated estimate ($-0.24 \text{ PgC yr}^{-1}$ averaged over 1990–1999; EMI8) and other sinks such as carbon accumulated in sediments of reservoirs and rivers and the balance of exports and imports by rivers and commerce (e.g. food and wood) (-0.08 to $-0.17 \text{ PgC yr}^{-1}$; Pacala et al., 2001). Examining this result together with the significant uncertainties in carbon pools and fluxes for non-forests (e.g. woody invasion) may imply that ENV factors (i.e. warming climate and fertilization) have played a larger role than estimated in EMI8.



II. 研究成果の概要

Figure 23. Comparison of carbon stock changes (TgC yr^{-1}) for the USA in the 1990s. The white color represents the LIT when LIT is separated from SOC. The green color shows the SOC + LIT. The red color denotes the VC.

2.3.2 Brazil

Figure 24 shows a comparison of the net LUC area changes in forests ($10^2 \text{ km}^2 \text{ yr}^{-1}$) due to conversion of forest to/from crop and pasture land in Brazil in 1990. Comparison of LUC3 and LUC6 both of which are based on SAGE for cropland conversions shows that the LUC3 net increase in forest areas ($63 \times 10^2 \text{ km}^2 \text{ yr}^{-1}$) due to cropland conversion is consistent with that in LUC6 ($70 \times 10^2 \text{ km}^2 \text{ yr}^{-1}$). However, the sum of the gross decrease in forest and grassland areas in LUC3 ($-29 \times 10^2 \text{ km}^2 \text{ yr}^{-1}$) due to conversion of forest to crop and pasture land is smaller than that in LUC6 ($-34 \times 10^2 \text{ km}^2 \text{ yr}^{-1}$) from 1989 to 1990 in Brazil. The difference is mainly due to the simple interpolation to T42 in the case of LUC3, because the estimate was $-34 \times 10^2 \text{ km}^2 \text{ yr}^{-1}$ on the original grid. Further, the gross decrease in forests in LUC3 ($-28 \times 10^2 \text{ km}^2 \text{ yr}^{-1}$) due to crop and pasture land conversions is larger than that in LUC6 ($-8 \times 10^2 \text{ km}^2 \text{ yr}^{-1}$) due to crop land conversion from 1989 to 1990 in Brazil. Therefore, LUC3 accounts for major deforestation due to LUC, as opposed to LUC6. As a result, the net change due to LUC in Fig. 24 is similar but the gross deforestation is different.

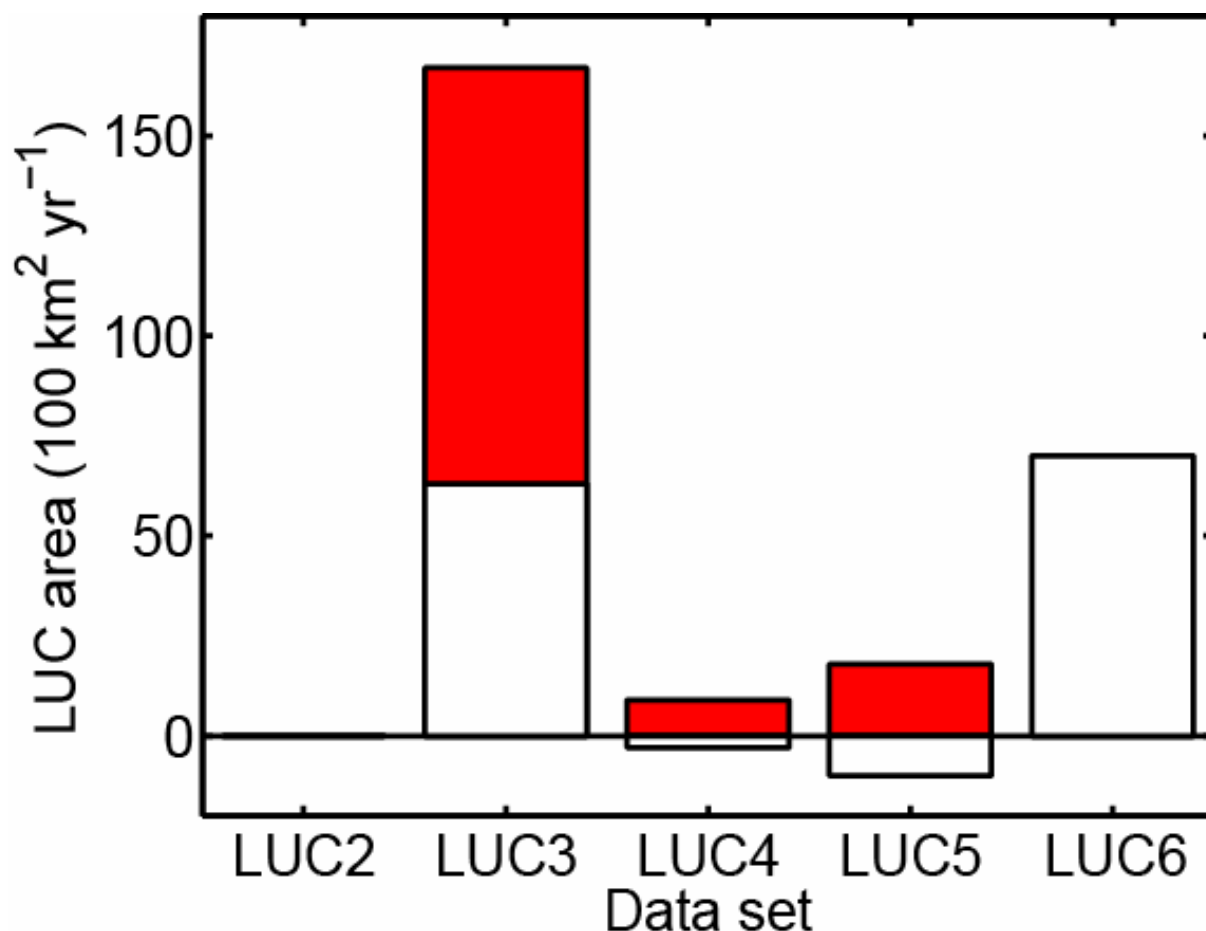


Figure 24. Comparison of the land-use area changes ($10^2 \text{ km}^2 \text{ yr}^{-1}$) in forest due to crop and pasture land

conversions for Brazil in 1990. The white color represents the crop land conversion. The red color shows the pasture land conversion.

Regarding the conversion of natural forests to cropland, there are two major reasons that could cause differences between the data sets: (1) the satellite based classifications used for the present-day natural vegetation cover versus classification based on ground observations and (2) the use of fractional natural plant functional types (PFTs) versus a single land-use type approach for each grid area. The first factor determines what types of natural vegetation were assumed to exist on the Earth's surface (e.g. forests, grasses or bare land), which could vary between different data sources. In LUC6, the GLC2000 data set (Eva et al., 2004; Bartholomé and Belward, 2005) was combined with 1992 satellite data, and the grid cells were adjusted to have the same fractions of tree covered land, bare ground and inland water as in GLC2000 and to have the same cropland and grassland fractions as in 1992. In the biogeochemical models (EMI6 and EMI7), forest grid cells may include non-forest areas, but they are treated as forests. LUC3 uses the simplified vegetation map from the Matthews (1983) global ecosystem data set. Moreover, these data are significantly different from those reported by LUC5 which includes secondary forest based on SAGE and other sources, mainly because LUC5 used a linear interpolation between 1970 and 1990, while other data sets used a database based on a single year. As opposed to LUC5, the LUC3 and LUC6 data sets did not track LUC activities, and therefore they represent a "net" change of areas associated with tree PFTs that were converted to cropland area, i.e. the primary (or secondary) forest area that was converted to crops, minus any crop (and pasture) area converted back to secondary forest. Areas converted from crop and pasture could include both active human conversions (e.g. short-rotation forestry in Brazil) and the passive reversion of abandoned crop or pasture land to "natural" (but possibly degraded) forest. The errors implicit in this approach might have significant impacts on carbon dynamics resulting from the changes in land cover at small spatial scales and shorter term durations.

LUC2 and LUC4 show small net changes in LUC areas. LUC4 in the 1990s presents substantial gross changes of deforestation ($-73 \times 10^2 \text{ km}^2 \text{ yr}^{-1}$) and AR ($79 \times 10^2 \text{ km}^2 \text{ yr}^{-1}$), while LUC2 assigned all the changes in cropland areas to non-forest conversions and thus has a zero net change in forest areas. Even though LUC2, LUC4 and LUC5 use the FAOSTAT for crop and pasture lands, the net forest area changes in LUC2 (zero), LUC4 ($6 \times 10^2 \text{ km}^2 \text{ yr}^{-1}$), and LUC5 ($7 \times 10^2 \text{ km}^2 \text{ yr}^{-1}$) in the 1990s are substantially smaller than that for 1990 – 2000 reported by FAO (2006) ($-268 \times 10^2 \text{ km}^2 \text{ yr}^{-1}$). According to Araújo et al. (2007), the allocations of deforested areas due to pasture and agriculture expansions in HYDE used by de Campos et al. (2005) do not match those in INPE, primarily due to differences between the HYDE and INPE databases in the basic methodology and the concept of deforestation. These comparisons demonstrate the need to constrain the rate of conversions of natural forest areas in each specific LUC activity for the calculation of LUC.

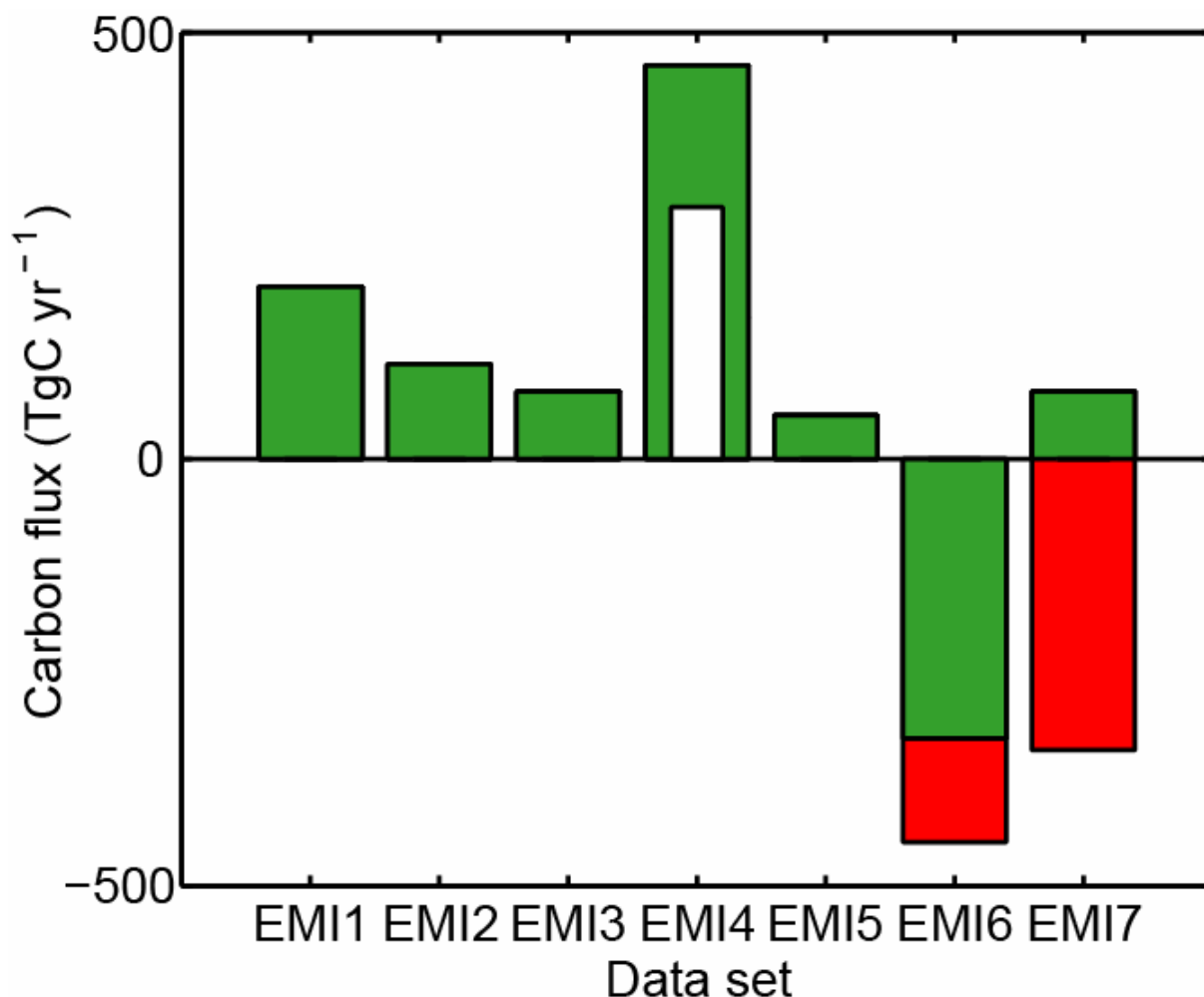


Figure 25. Comparison of terrestrial carbon fluxes (TgC yr^{-1}) for each land-use activity for Brazil in the 1990s. The white color represents the pasture conversion when pasture is separated from LUCF. The green color shows total LUCF. The red color denotes the biospheric response due to CO_2 fertilization and climate change.

Figure 25 presents terrestrial carbon fluxes (TgC yr^{-1}) for each LUCF activity considered in the different emission data sets for Brazil in the 1990s. EMI4 shows a major source of carbon fluxes to the atmosphere due to forest conversion to pasture. Carbon fluxes due to land conversions are opposite in sign for Brazil between EMI6 (-327 TgC yr^{-1}) and EMI7 (79 TgC yr^{-1}). The SAGE data show high-clearing rates in eastern Brazil during 1960 – 1980 and extensive cropland abandonment during 1980 – 1992 except for southeastern Brazil. When the comparison is restricted to the early 1990s, because different secondary assumptions are used for land cover changes in the 1990s, EMI6 indicates a $500 \text{ (TgC yr}^{-1}\text{)}$ sink due to LUC, while EMI7 shows extensive emissions due to conversion of forest to cropland during the same period. This might be partly due to the inclusion of pasture land conversion, because the net forest area change ($104 \times 10^2 \text{ km}^2$) due to pasture conversion is larger than that due to crops in LUC3 (Fig. 24). Since FAO (2006) reports a decrease in forest areas in Brazil between 1990 and 2000, the positive sign (i.e. net source) in EMI7 is consistent with EMI4. The emissions in inventory approaches (EMI1, 2, and 3) are not directly comparable to the other emissions shown in Fig. 25, because there is a time delay in emissions into

the atmosphere that are accounted for only in EMI4, 5, 6 and 7. The annual gross emission due to deforestation in EMI1 can be compared with that in EMI2, as follows. Assuming that 100% of the above-ground biomass in EMI2 is immediately removed from the forest as in EMI1, the gross emissions due to deforestation are in better agreement between EMI1 (251 TgC yr^{-1}) and EMI2 (222 TgC yr^{-1}) as well as the deforestation area between the INPE report ($-313 \times 10^2 \text{ km}^2 \text{ yr}^{-1}$) from 1988 to 1994 and that from FAO (1993) ($-367 \times 10^2 \text{ km}^2 \text{ yr}^{-1}$) from 1981 to 1990. EMI1 does not account for the fate of the carbon removed from the forests. Assuming that the carbon is either emitted to the atmosphere or harvested, combining the emissions to the atmosphere in EMI2 (111 TgC yr^{-1}) and the harvested wood including slash in EMI3 (79 TgC yr^{-1}) yields a smaller gross emission due to deforestation than that in EMI1 (251 TgC yr^{-1}). However, Asner et al. (2005) reported that selectively logged areas ranged from 121 to 198 ($\times 10^2 \text{ km}^2 \text{ yr}^{-1}$) between 1999 and 2002, equivalent to 60 to 123% of the deforestation area reported by INPE. This may suggest that selective logging has been implicitly taken into account in the net emissions since the selective logging area could have been deforested or regenerated between the years 1988 and 1994 when satellite estimates were possible. In Brazil, climate and CO_2 responses are significantly different between EMI6 and EMI7, whereas they were insignificant in the USA.

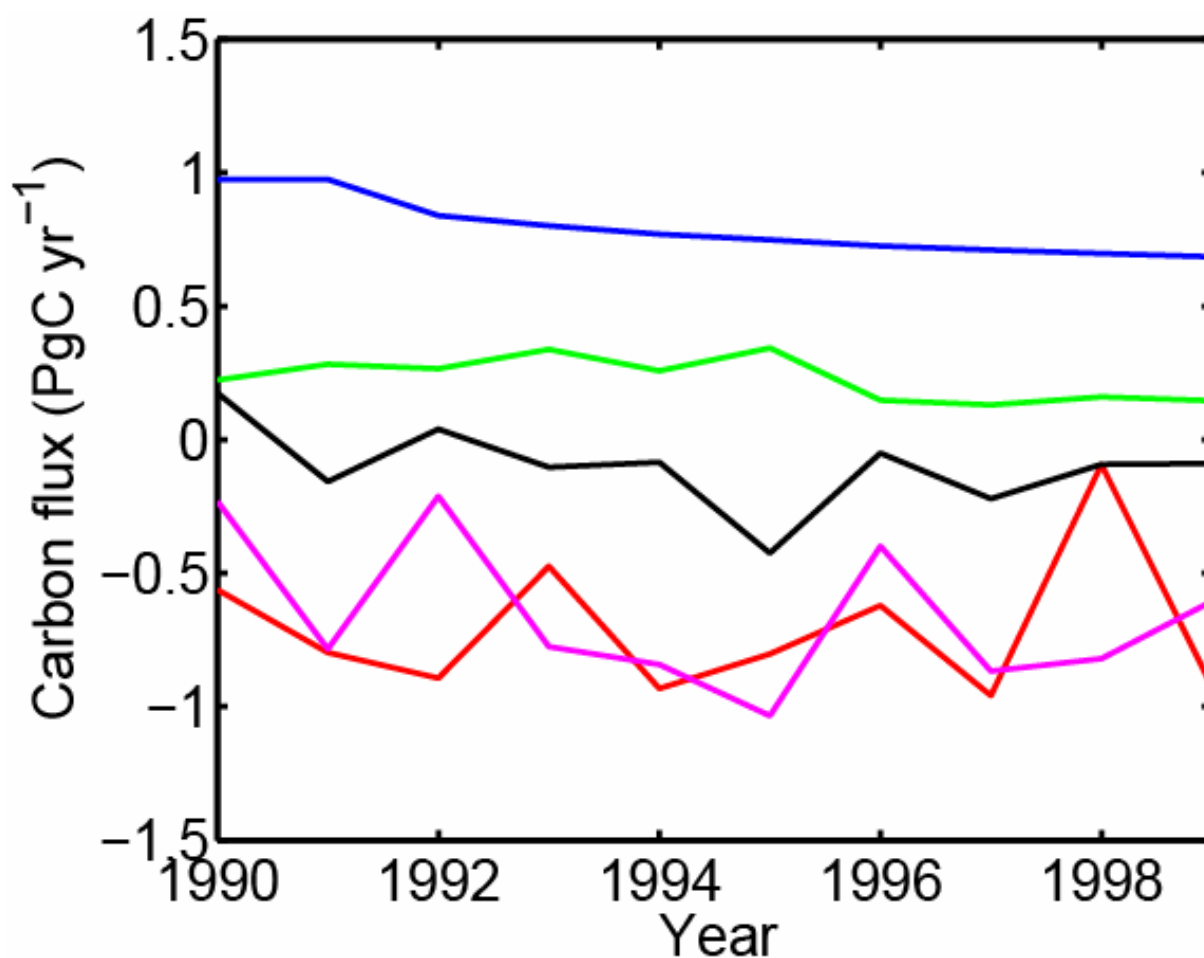


Figure 26. Interannual variability in LUCF emissions for EMI4 (blue), EMI5 (green) and terrestrial carbon

II. 研究成果の概要

fluxes (PgC yr^{-1}) for EMI6 (red), EMI7 (magenta) and EMI8 (black) for Latin America.

We can compare the available inverse model fluxes for Tropical ($1.07 \pm 0.69 \text{ PgC yr}^{-1}$) and South America ($-0.64 \pm 0.51 \text{ PgC yr}^{-1}$) from Baker et al. (2006) with our consolidated bottom-up method for the decade 1991 – 2000. Patra et al. (2006) estimated a smaller Tropical source (0.50 to 0.55 PgC yr^{-1}) and a smaller Temperate sink (-0.16 to 0.01 PgC yr^{-1}), although their combined emissions from Tropical and Temperate America are consistent with those from Baker et al. (2006). The total net emission for Latin America in EMI8 ($-0.17 \text{ PgC yr}^{-1}$) is smaller than that from the inverse models ($0.43 \pm 0.86 \text{ PgC yr}^{-1}$) but within the uncertainty range. The estimate of total LUC emissions in EMI8 (0.4 PgC yr^{-1}) during the 1990s is in between the estimates of Achard et al. (2004) (0.3 PgC yr^{-1}) and DeFries et al. (2002) (0.5 PgC yr^{-1}). The interannual variability of CO_2 flux in EMI8 for Latin America (Fig. 26) is significantly smaller than the inverse estimates (Baker et al., 2006). The bottom-up estimates of LUCF may capture the averaged changes of the net LUCF emissions but may not fully account for the timing of CO_2 flux changes. Further, there are significant uncertainties in selective logging (e.g. Nepstad et al., 1999; Asner et al., 2005) and open vegetation burning (e.g. van der Werf et al., 2004; Jain et al., 2006; Ito et al., 2007a). This may imply that accurate estimates of the short-term flux would play a key role in closing the gap between the bottom-up and top-down estimates.

f.2.3 考察

本研究は、地球システム統合モデルで用いられている炭素循環モデル (LUC3 および EMI6) を比較対象としている。そのため、本研究成果は土地利用改変による炭素循環過程の改良に役立つと考えられる。今後は、土地利用改変によるオゾンやエアロゾル濃度変化、さらに、それらが気候変動に及ぼす影響評価へと発展していくことが期待される (Ito et al., 2007a, b)。

g.2.3 引用文献

Achard, F., H. D. Eva, H. J. Stibig, et al. (2002), Determination of deforestation rates of the world's humid tropical forests, *Science*, 297, 999–1002.

Achard, F., H. D. Eva, P. Mayaux, et al. (2004), Improved estimates of net carbon emissions from land cover change in the tropics for the 1990s, *Global Biogeochem. Cycles*, 18, GB2008, doi:10.1029/2003GB002142.

Araújo, M. S. M., C. Silva, and C. P. Campos (2007), Land use change sector contribution to the carbon historical emissions and the sustainability case study of the Brazilian Legal Amazon, *Renewable Sustainable Rev.*, accepted.

Asner, G. P., D. E. Knapp, E. N. Broadbent, et al. (2005), Selective Logging in the Brazilian Amazon, *Science*, 310, 480–482.

Baker, D. F., R. M. Law, K. R. Gurney, et al. (2006), TransCom 3 inversion intercomparison: Impact of transport model errors on the interannual variability of regional CO_2 fluxes, 1988–2003, *Global Biogeochem. Cycles*, 20, GB1002, doi:10.1029/2004GB002439.

Bartholomé, E., and A. S. Belward (2005), GLC2000: a new approach to global land cover mapping from Earth observation data, *Int. J. Remote Sens.*, 26 (9), 1959–1977.

de Campos C. P., M. S. Muylaert, and L. P. Rosa (2005), Historical CO₂ emission and concentrations due to land use change of croplands and pastures by country, *Sci. Tot. Environ.*, 346, 149–155.

DeFries, R. S., R. A. Houghton, M. C. Hansen, et al. (2002), Carbon emissions from tropical deforestation and regrowth based on satellite observations for the 1980s and 1990s, *Proc. Natl. Acad. Sci., U.S.A.*, 99, 14 256–14 261.

Denman, K. L., G. Brasseur, A. Chidthaisong, 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 Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, New York, USA.

Eva, H. D., A. S. Belward, E. De Miranda, et al. (2004), A land cover map of South America, *Global Change Biol.*, 10, 731-744.

FAO (2006), Global Forest Resources Assessment 2005, FAO Forestry Paper 147, FAO, Rome Italy.

FAOSTAT (2004, 2005), Statistical Database of the United Nations Food and Agricultural Organization, <http://apps.fao.org/>.

Fearnside, P. M. (2000), Global warming and tropical land-use change: Greenhouse gas emissions from biomass burning, decomposition and soils in forest conversion, shifting cultivation and secondary vegetation, *Clim. Change*, 46, 115–158.

Guo Y. Y., P. Gong, R. Amundson, et al. (2006), Analysis of factors controlling soil carbon in the conterminous United States, *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 70, 601–612.

Gurney, K. R., R. M. Law, A. S. Denning, et al. (2004), Transcom 3 inversion intercomparison: Model mean results for the estimation of seasonal carbon sources and sinks, *Global Biogeochem. Cycles*, 18, GB1010, doi:10.1029/2003GB002111.

Harmon, M. E., and C. Hua, (1991), Coarse woody debris dynamics in two old-growth ecosystems, *BioScience*, 41, 604– 610.

Houghton, R. A. (2003), Revised estimates of the annual net flux of carbon to the atmosphere from changes in land use 1850–2000, *Tellus, Ser. B*, 55, 378– 390.

Hurt, G. C., S. W. Pacala, P. R. Moorcroft, et al. (2002), Projecting the future of the U.S. carbon sink, *Proc. Natl. Acad. Sci., U.S.A.*, 99, 1389–1394.

Hurt G. C., S. Frolking, M. G. Fearon, et al. (2006), The underpinnings of land-use history: three centuries of global gridded land-use transitions, wood-harvest activity, and resulting secondary lands, *Global Change Biol.*, 12, 1208–1229.

Ito, A. K. Sudo, H. Akimoto, et al. (2007a), Global modeling analysis of tropospheric ozone and its

II. 研究成果の概要

radiative forcing from biomass burning emissions in the twentieth century, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2007JD008745.

Ito, A., A. Ito, and H. Akimoto (2007b), Seasonal and interannual variations in CO and BC emissions from open biomass burning in Southern Africa during 1998 – 2005, *Global Biogeochem. Cycles*, 21, GB2011, doi:10.1029/2006GB002848.

Ito, A., J. E. Penner, M. J. Prather, et al. (2008), Can we reconcile differences in estimates of carbon fluxes from land-use change and forestry for the 1990s?, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 8, 3843–3893.

Jain, A. K., Z. Tao, X. Yang, et al. (2006), Estimates of global biomass burning emissions for reactive greenhouse gases (CO, NMHCs, and NO_x) and CO₂, *J. Geophys. Res.*, 111, D06304, doi:10.1029/2005JD006237.

Jain, A. K., and X. Yang (2005), Modeling the effects of two different land cover change data sets on the carbon stocks of plants and soils in concert with CO₂ and climate change, *Global Biogeochem. Cycles*, 19, GB2015, doi:10.1029/2004GB002349.

Kato T., A. Ito, and M. Kawamiya (2007), Multi-temporal scale variability during the 20th century in global carbon dynamics simulated by a coupled climate-terrestrial carbon cycle model, *Clim. Dyn.*, submitted.

Klein Goldewijk, K. (2001), Estimating global land use change over the past 300 years: The HYDE database, *Global Biogeochem. Cycles*, 15(2), 417–433.

Klein Goldewijk, K., and N. Ramankutty, (2004), Land cover change over the last three centuries due to human activities: The availability of new global data sets, *GeoJournal*, 61, 335– 344.

Matthews, E.: Global vegetation and land use (1983), New high-resolution data bases for climate studies, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 22, 474– 487.

Nepstad D. C, A. Verissimo, A. Alencar, et al. (1999), Large-scale impoverishment of Amazonian forests by logging and fire, *Nature*, 398, 505–508

Olivier, J. G. J. and J. J. M. Berdowski (2001) Global emissions sources and sinks. In: Berdowski, J., Guicherit, R. and B.J. Heij (eds.) "The Climate System", pp. 33–78, A.A. Balkema Publishers/Swets & Zeitlinger Publishers, Lisse, The Netherlands. ISBN 90 5809 255 0.

Pacala, S. W., G. C. Hurtt, D. Baker, et al. (2001), Consistent land- and atmosphere-based US carbon sink estimates, *Science*, 292, 2316– 2320.

Patra, P. K., K. R. Gurney, A. S. Denning, et al. (2006), Sensitivity of inverse estimation of annual mean CO₂ sources and sinks to ocean-only sites versus all-sites observational networks, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L05814, doi:10.1029/2005GL025403.

Ramankutty, N. and J. A. Foley, (1999) Estimating historical changes in global land cover: Croplands from 1700 to 1992, *Global Biogeochem. Cycles*, 13, 997–1027.

Stephens, B. B., K. R. Gurney, P. P. Tans, et al. (2007) Weak northern and strong tropical land carbon

uptake from vertical profiles of atmospheric CO₂, *Science*, 316, 1732–1735.

Sitch, S., P. M. Cox, W. J. Collins, et al. (2007), Indirect radiative forcing of climate change through ozone effects on the land-carbon sink, *Nature*, 448, 791–794.

UNFCCC (United Nations Framework Convention on Climate Change) (2005), Sixth compilation and synthesis of initial national communications from Parties not included in Annex I to the Convention. Note by the Secretariat, Subsidiary Body for Implementation, FCCC/SBI/2005/18, Montreal.

UNFCCC (United Nations Framework Convention on Climate Change) (2007), National greenhouse gas inventory data for the period 1990–2005. Note by the Secretariat, Subsidiary Body for Implementation, FCCC/SBI/2007/30, Bali.

van der Werf, G. R., J. T. Randerson, G. J. Collatz, et al. (2004), Continental-scale partitioning of fire emissions during the 1997 to 2001 El Niño/La Niña period, *Science*, 303, 73–76.

Wang, A., D. T. Price, and V. Arora (2006), Estimating changes in global vegetation cover (1850–2100) for use in climate models, *Global Biogeochem. Cycles*, 20, GB3028, doi:10.1029/2005GB002514.

h.2.3 成果の発表

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, Can we reconcile differences in estimates of carbon fluxes from land-use change and forestry for the 1990s?, *Atmos. Chem. Phys.*, in review.

伊藤彰記、J. E. Penner, M. J. Prather, R. A. Houghton, C. P. de Campos, 加藤知道, A. K. Jain, X. Yang, G. C. Hurtt, S. Frolking, M. G. Fearon, L. P. Chini, A. Wang, and D. T. Price、土地利用変化に伴う陸域生態系による 1990 年代の二酸化炭素吸収・排出量算出値の相互比較, 第 13 回大気化学討論会、2007 年 11 月、愛知。

Ito, A., C. P. de Campos, J. E. Penner, M. J. Prather, M. Jung, R. A. Houghton, T. Kato, A. K. Jain, X. Yang, G. C. Hurtt, S. Frolking, M. G. Fearon, A. Wang, Carbon Fluxes From Land-Use Change and Forestry: A Multi-Model Study, 2007 AGU Fall Meeting, December 2007, California, USA.

II. 研究成果の概要

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. 2. 4. 1 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

全球の海面および陸面から吸収・放出される二酸化炭素の量は年々変化しており、一般的には両者の変動には逆相関の関係があると考えられている。例えば Feely et al. (1999)では1991年から1994年にかけて東部赤道太平洋の二酸化炭素分圧が海面水温に反比例して変動していることを観測事実から示した。また、Baker et al. (2006)では1988年から2003年にかけての逆計算推定データを用いて、全球および各領域ごとの海面・陸面間の二酸化炭素フラックス偏差の変動に概ね逆相関の関係があることを示した。しかしながら、これらの研究では、解析対象のデータの取得期間がせいぜい数年から十数年に過ぎず、数年スケールよりも長周期の変動を見落としている可能性がある。そこで本研究では、Yoshikawa et al. (2008, submitted)が行った統合モデルのコントロール実験の最後の48年分のデータを用いて、海面および陸面における二酸化炭素フラックスの経年変動の時空間パターンについて解析した。

図27は全球の二酸化炭素フラックス偏差を海面のものと陸面のものに分けて時系列描画したものであるが、陸面の方が海面にくらべて変動の振幅が大きく、周期も長いことが分かる。また、両者の相関に着目すると、2056年～2057年、2064年、2078年、2089年～2092年などは逆相関であるが、2054年、2058年～2059年、2065年～2067年、2077年、2093年、2097年などは正の相関を示している。

二酸化炭素フラックス偏差の緯度ごと海陸ごとの変動の大きさを調べるために標準偏差の水平分布と領域ごとの全球変動に占める割合を算出した。図28に示すように、領域は熱帯・南北中高緯度および海域・陸域に分類する。変動の大きさは熱帯陸域で最大であり、全球の46.84%を占めている。次に北緯30度以北の中高緯度陸域(36.4%)、熱帯海域(7.12%)と続く。すなわち、熱帯陸域、北半球中高緯度陸域、そしてそれらに影響を及ぼす熱帯海域での変動が、全球の二酸化炭素フラックスの経年変動において本質的であることが分かる。

次に、それぞれの変動の空間パターンを特定するために合成図解析を行った。図29左列は全球海面の二酸化炭素フラックス偏差が正の場合に特徴的なパターンであるが、このときの海面水温偏差は太平洋東部赤道域に補足されており、エルニーニョ・ラニーニャ型の変動が支配的であることが分かる。一方、図29右列は全球陸面の二酸化炭素フラックス偏差が正の場合に特徴的なパターンであるが、このときの海面水温偏差は太平洋中部熱帯域に南北幅をもって出現しており、「エルニーニョもどき」と呼ばれる変動パターンに近い。次に、これまでとは逆に、海面水温偏差を指標にして二酸化炭素フラックス偏差のパターンを描いて比較する。図30左列はNino3海域の海面水温を指標に作成した合成図であるが、指標が正のときは太平洋東部赤道域からペルー沖にかけての海域に強い負の二酸化炭素フラックス偏差が現れている。図30右列はAshok et al.

(2007)で定義された海面水温の指標を元に描いた合成図であるが、指標が正のときは陸面の二酸化炭素フラックス偏差が特に熱帯域で強い正となっていることが分かる。

また、モデルに固有の変動を調べるために経験直交関数によるモード解析を行った。図 31 に結果を示す。海面水温偏差の第 1 モードの水平分布は、エルニーニョ・ラニーニャ型とエルニーニョもどき型を重ね合わせたものに近く、主成分の時系列も 10 年を超える周期を示している。空間パターンや時系列を調べる限り、むしろ第 2 モードの方が振幅は弱いもののエルニーニョ・ラニーニャ型に近い。すなわち、統合モデルではエルニーニョ・ラニーニャ型の変動が弱く再現されているために、エルニーニョもどき型の変動が強く現れている可能性が強い。第 3 モード、第 4 モードは準十年およびそれを超える周期の変動である。

以上、統合モデルの長期積分データを解析する限り、モデル内ではエルニーニョ・ラニーニャ型の変動はやや弱い一方でエルニーニョもどき型の変動が強く再現されているものの、海面と陸面の二酸化炭素フラックス偏差は互いに正の相関を示すこともあり、相関の正負はエルニーニョ・ラニーニャ型とエルニーニョもどき型の二つの独立した変動パターンの重ね合わせによって決まることが分かった。

II. 研究成果の概要

CONST: $\delta\text{CO}_2\text{FLUX}$ [PgC/yr] (GLB_OCN;GLB_LND)

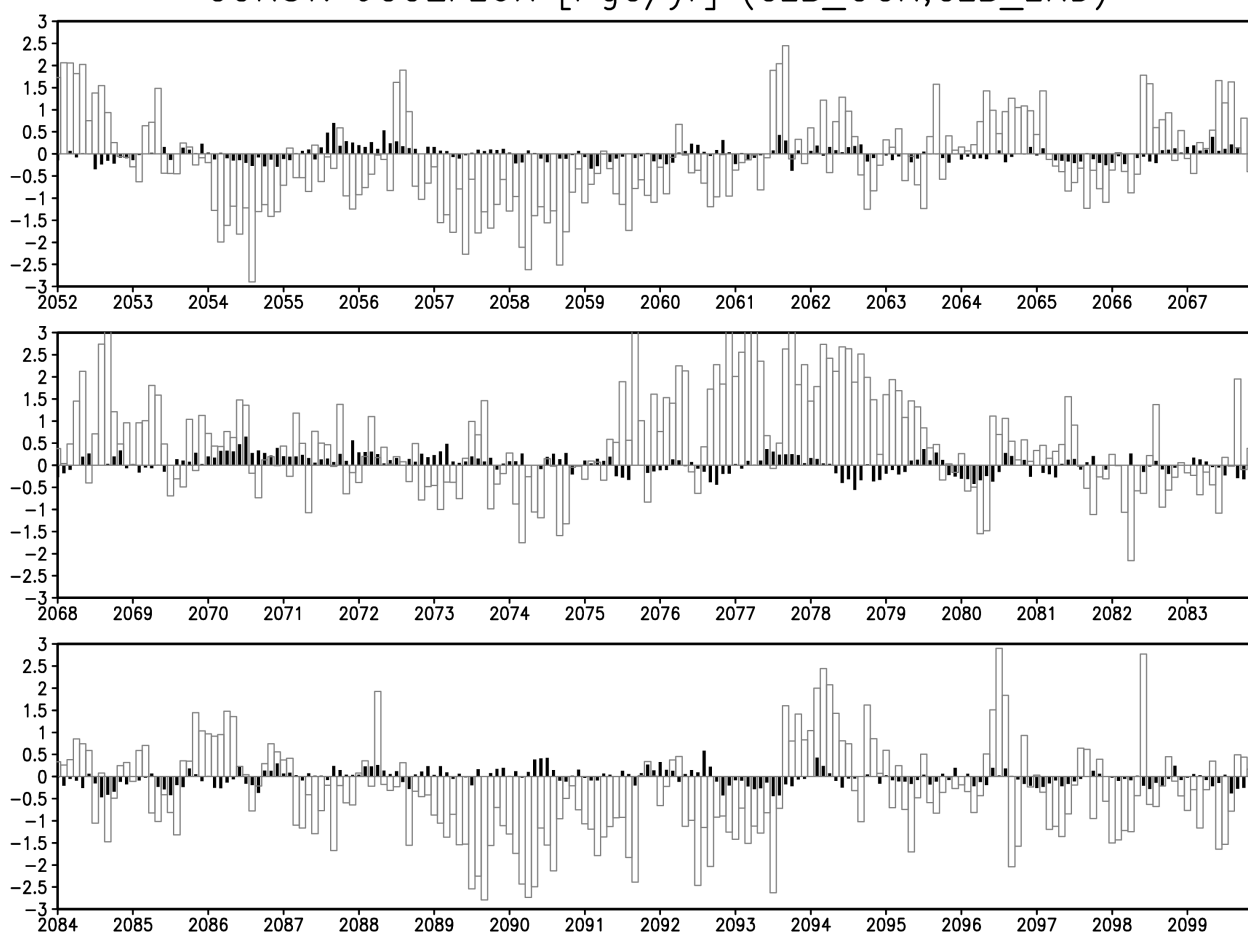


図 27. 全球積分した二酸化炭素吸収・放出量の偏差。黒棒(白棒)が海面(陸面)の偏差を表している。統合モデルのコントロール実験の最後の 48 年分の結果より。

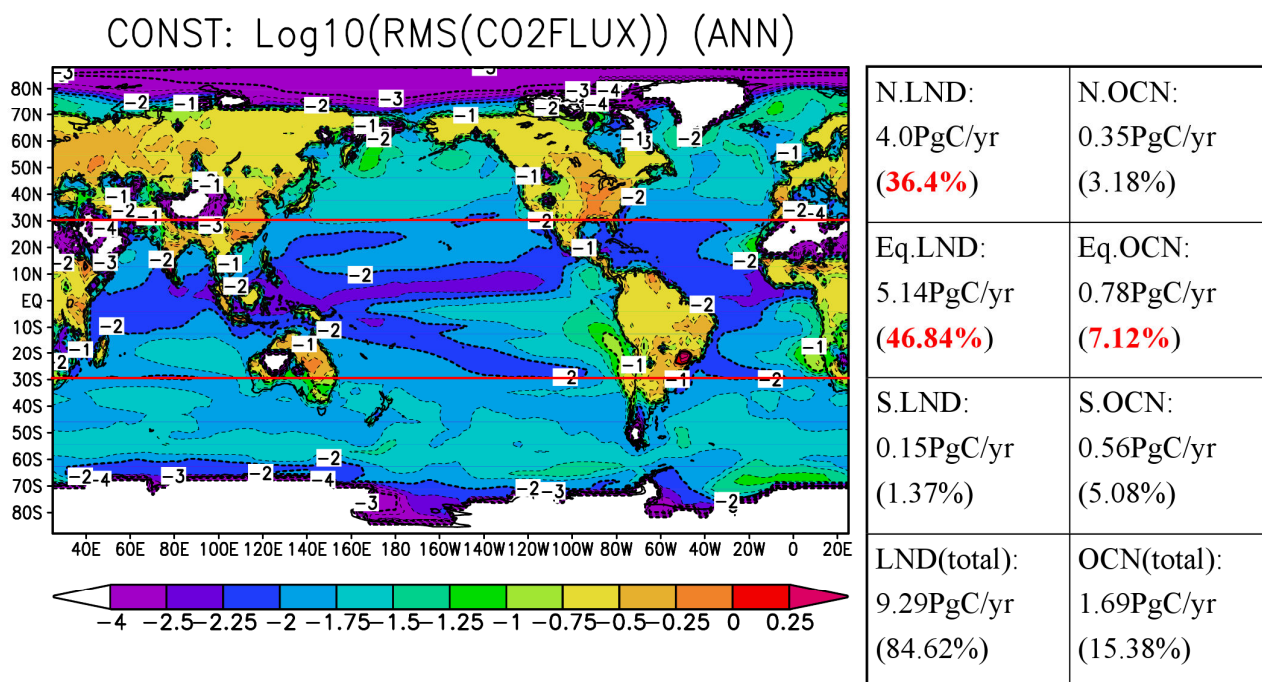


図 28. 二酸化炭素フラックスの経年変動の標準偏差、および各領域の変動の全球に占める割合。

II. 研究成果の概要

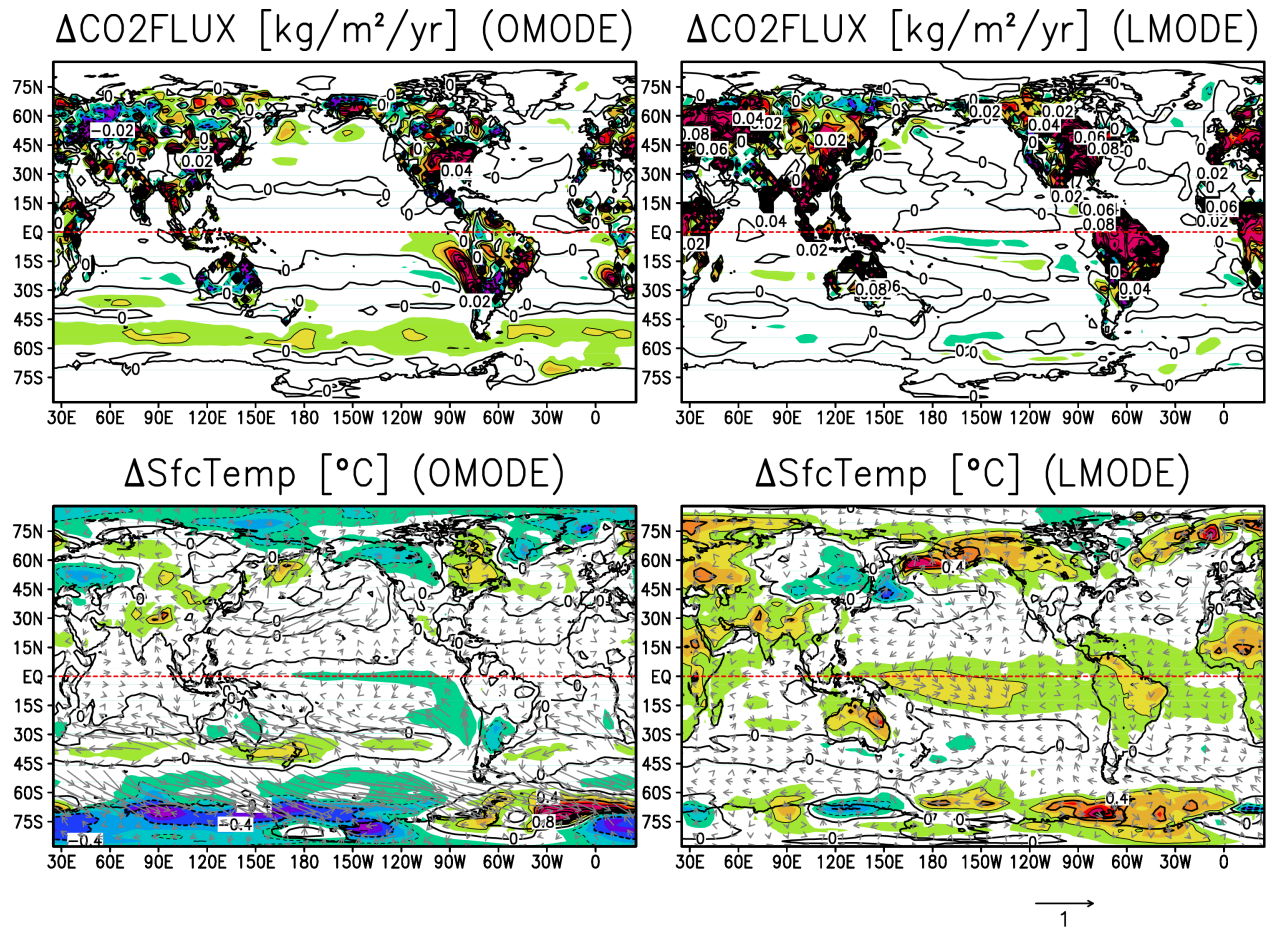


図 29. 二酸化炭素フラックス偏差を指標とした合成図：偏差が正のときから負のときを差し引いて合成したもの。左列(右列)は海面(陸面)の全球積分値を指標に取った場合であり、上段(下段)は二酸化炭素フラックス(海面水温と海上風)。

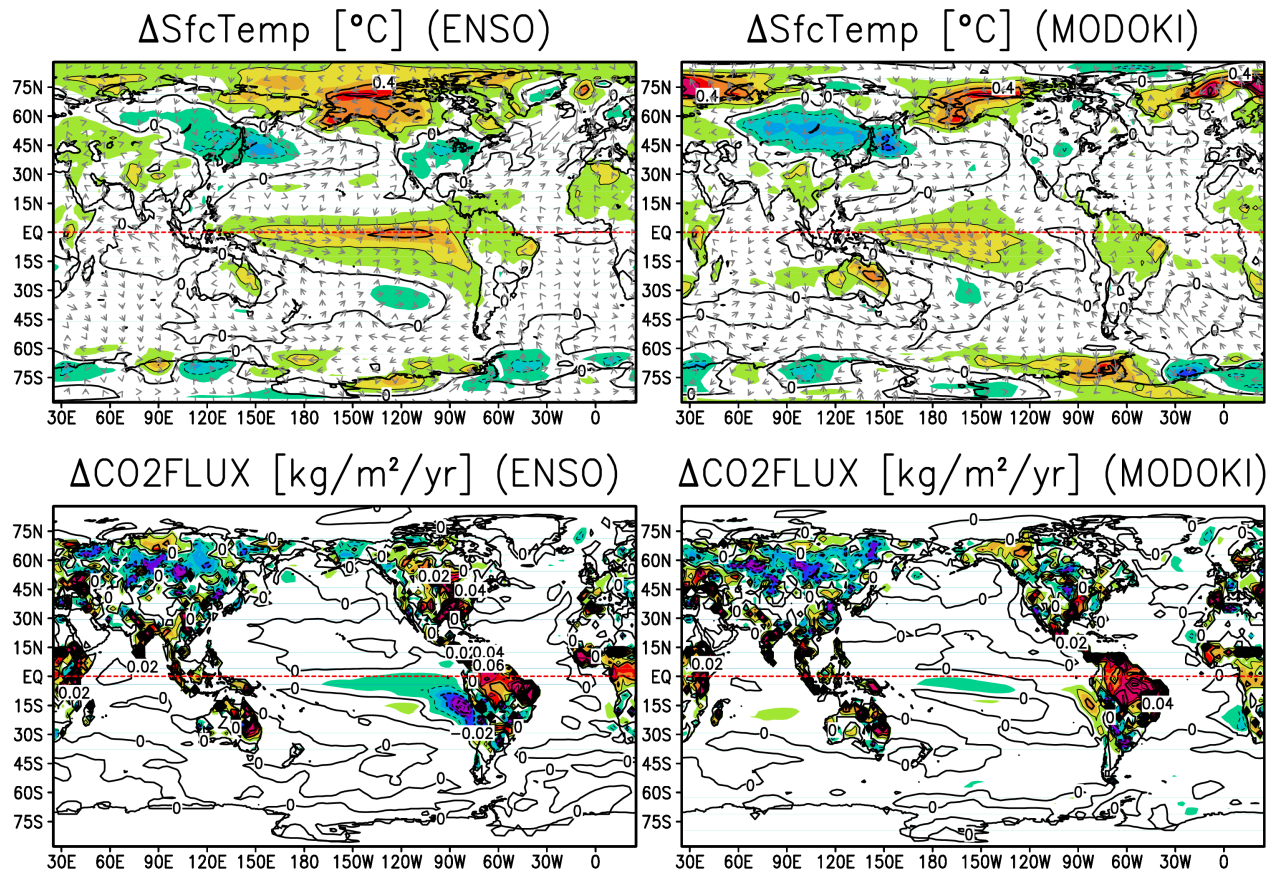


図 30. 海面水温偏差を指標とした合成図：左列(右列)はエルニーニョ・ラニーニャ(エルニーニョもどき)指標が正のときから負のときを差し引いて合成したもの。上段(下段)は海面水温と海上風(二酸化炭素フラックス)。

II. 研究成果の概要

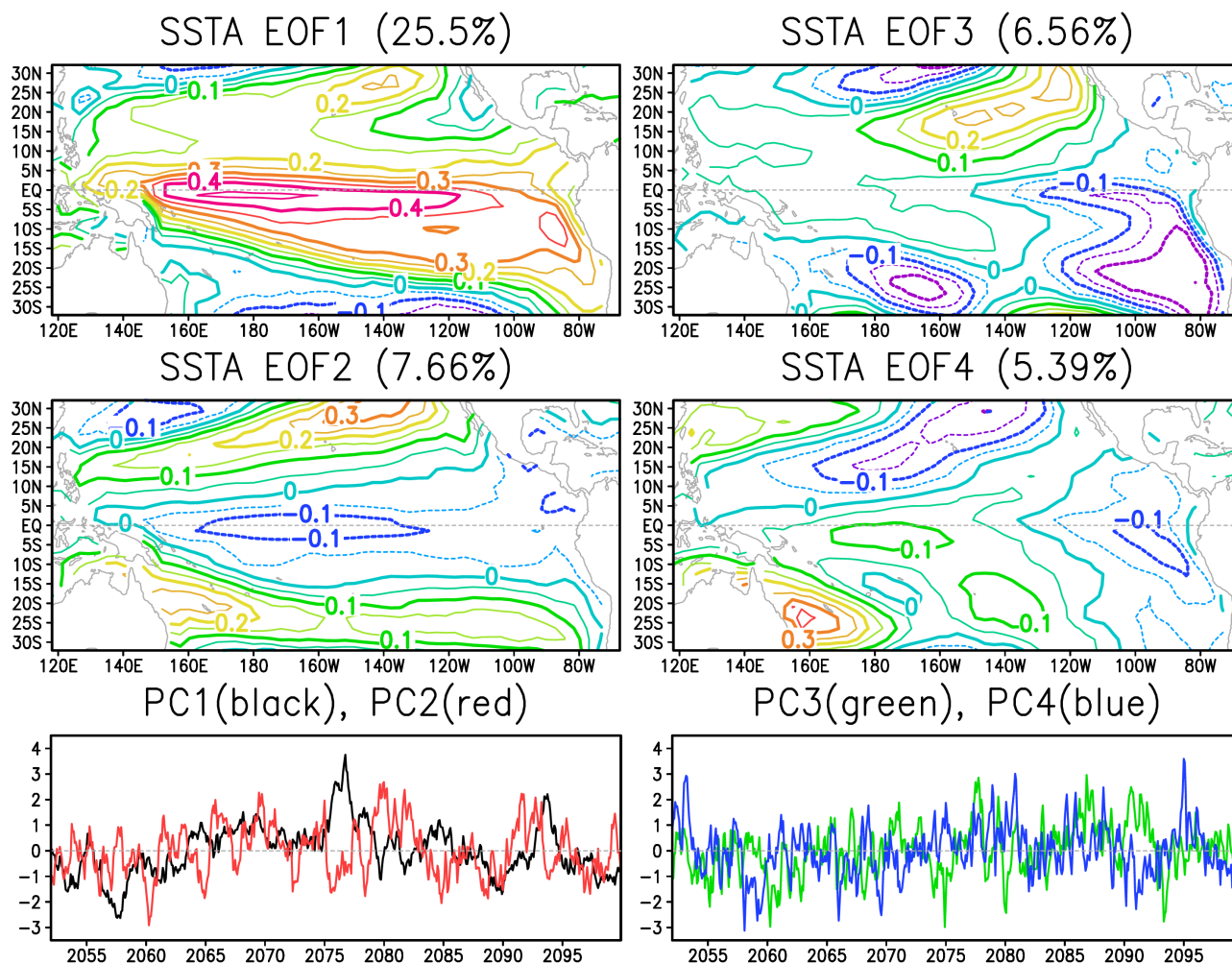


図 31. 統合モデルの固有モード。上段および中段は各モードの空間分布、括弧内の数字は寄与率を表す。最下段は各主成分の時系列。

f. 2. 4. 1 考察

一般には、陸域と海域の二酸化炭素フラックスの経年変動は逆相関であると考えられてきたが、統合モデルの長期積分の結果を解析する限り、正の相関を示す場合もあることが分かった。これは従来の十数年程度の観測事実からは推し得なかったことであり、重要な発見となる可能性がある。今後さらに、変動パターンによる海洋・陸域の生態系への影響を調べる予定である。

g. 2. 4. 1 参考文献

Ashok, K., S. K. Behera, S. A. Rao, H. Weng and T. Yamagata (2007), El Nino Modoki and its possible teleconnection, *J. Geophys. Res.*, 112, C11007, doi:10.1029/2006JC003798.

Baker, D.F., R. M. Law, K. R. Gurney, P. Rayner, P. Peylin, A. S. Denning, P. Bousquet, L. Bruhwiler, Y.-H. Chen, P. Ciais, I. Y. Fung, M. Heimann, J. John, T. Maki, S. Maksyutov, K. Masarie, M. Prather, B. Pak, S. Taguchi and Z. Zhu (2006), TransCom 3 inversion intercomparison: Impact of transport model errors on the interannual variability of

regional CO₂ fluxes, 1988–2003, *Global Biogeochem. Cycles*, 20, GB1002, doi:10.1029/2004GB002439.

Feely, R. A., R. Wanninkhof, T. Takahashi and P. Tans (1999), Influence of El Niño on the equatorial Pacific contribution to atmospheric CO₂ accumulation, *Nature*, 398, 597–601.

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.*, submitted.

e. 2. 4. 2 統合モデルにおける海洋モデルの更新

Kawamiya et al. (2005)に記述される統合モデルの海洋構成部の更新を行なった。旧版では球面座標系上の特異点、すなわち極軸の両端の二点を軸回転により陸上に移していたが、この方法では特異点の選び方に制約があった。新版では一般曲線直交座標系を導入し、特異点を任意の二点に移すことが可能となり、高解像で計算したい海域を比較的自由に選べるようになった。なおテスト実験では、特異点には南緯 80 度・西経 40 度(ウェッデル海バークナー島近傍)および北緯 80 度・西経 40 度(グリーンランド北部)を設定している。

具体的な作業としては、大気海洋陸面結合モデルの海洋モジュールを新座標系のものに差し替え、トレーサーに海洋生物化学循環物質を追加し、大気側から二酸化炭素分圧や短波放射などの変数を引き込み、海洋中の生態系および化学系の式を解いて、再び大気側へと二酸化炭素分圧を返すようにした。

図 32 および図 33 は、モデルに現実境界条件を与え、静止状態の現実分布トレーサーの初期値から 20 年間積分を行ったときの最後の 5 年間の平均値である。熱帯や沿岸の湧昇域において硝酸・全炭酸の値が大きく、比較的整合性の取れた結果が得られていることが分かる。他にも、塩分とカルシウムとアルカリ度、植物プランクトンと動物プランクトンと総基礎生産および有機懸濁物と炭酸カルシウムの分布にも相関がみられ、信頼できる結果といえる。今後は海洋モデルの海水過程が更新され(Komuro et al., 2007)、陸域においては動的植生モデル(Sato et al., 2007)の導入が見込まれている。

II. 研究成果の概要

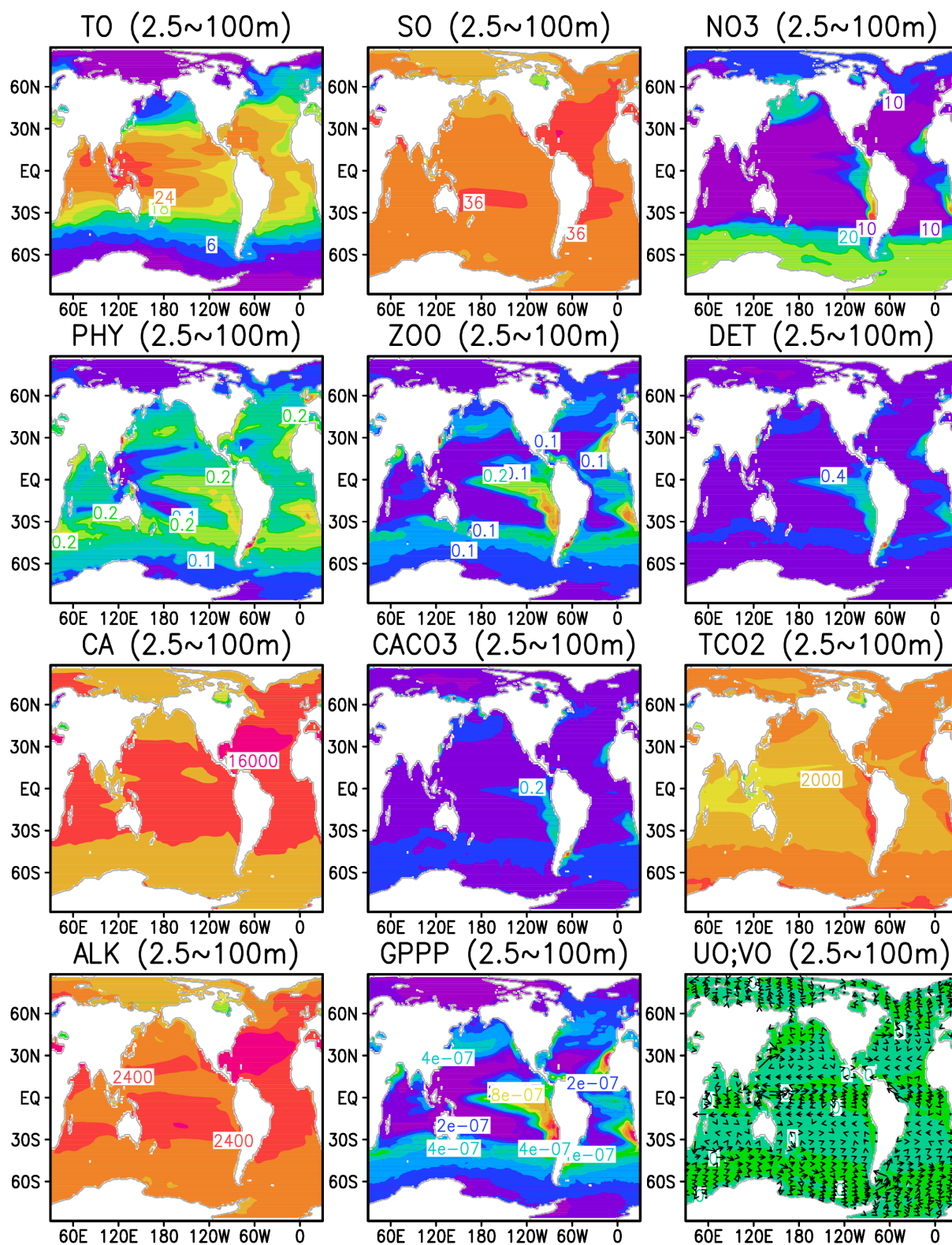


図 32. 新版統合モデルのテスト実験の気候値。左上から水温(TO)、塩分(SO)、硝酸(N03)、植物プランクトン(PHY)、動物プランクトン(ZOO)、有機懸濁物(DET)、カルシウム(CA)、炭酸カルシウム(CAC03)、全炭酸(TC02)、アルカリ度(ALK)、総基礎生産(GPPP)、水平流速(UO, VO)。は表層 2.5~100m の平均値。図の緯度経度および海陸分布は目安であり、現実の座標系とは一致しないことに注意。

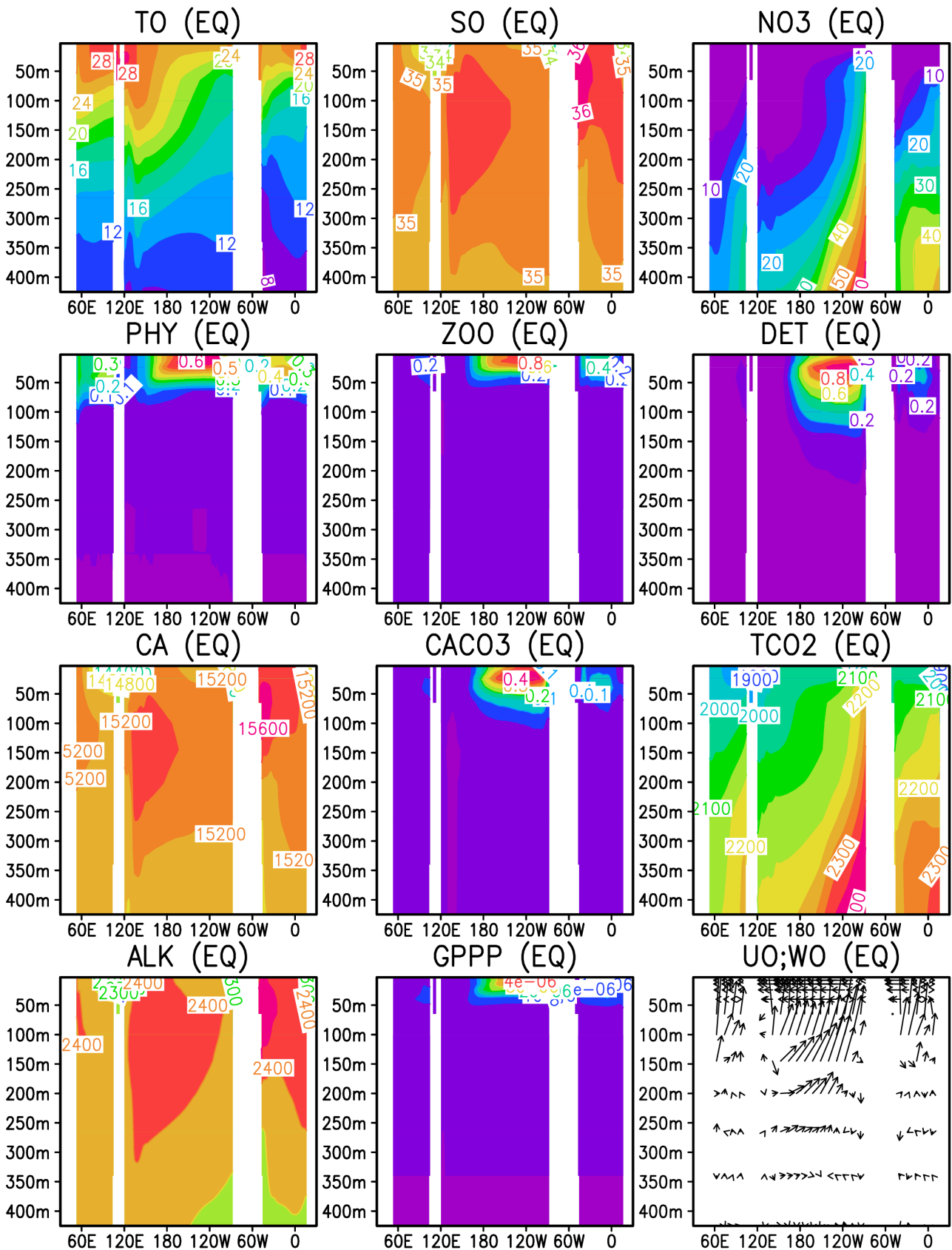


図 33. 図 32 に同じ。ただし赤道での鉛直断面および東西鉛直流速 (U, W)。

II. 研究成果の概要

f. 2. 4. 2 考察

統合モデルの海洋構成部を更新し、一般直交座標系の利用が可能になった。グリーンランド沖やウェッデル海における海氷や深層水の形成過程がより精細に表現できるようになったので、今後予定されている長期シミュレーション実験の予測精度も向上するものと期待される。

g. 2. 4. 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.

Komuro, Y. and H. Hasumi (2007), Effects of variability of sea ice transport through the Fram Strait on the intensity of the Atlantic deep circulation, *Climate Dynamics*, 29(5), 455-467, doi:10.1007/s00382-007-0245-x.

Sato, H., A. Itoh and T. Kohyama (2007), SEIB-DGVM: A New Dynamic Global Vegetation Model using a Spatially Explicit Individual-Based Approach. *Ecological Modeling* 200(3-4), 279-307.

h. 2. 4 成果の発表

学会発表

Okajima, H. and M. Kawamiya: Interannual to interdecadal CO₂ flux variability in the ESM. The 1st International Workshop on Kakushin Program, Honolulu, USA, February 29, 2008.

論文出版

Okajima, H., M. Kawamiya, and C. Yoshikawa (2009): Simulated interannual to interdecadal variability and CO₂ flux change. *Deep Sea Research II*, Special volume, in preparation.

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、陶福祿、金元植

(1) ダイズ、トウモロコシの主要生産地域における生産および栽培状況の実態把握

本研究は、将来予想される気候環境の時空間変動構造の特徴を、主要穀物（ダイズおよびトウモロコシ）の生育ならびに収量（単位土地面積あたりの穀物収穫量、単位は t/ha で表す）の年次間変動として理解し評価することを目的としている。その解析に入る前に、対象となる作物の栽培地域（空間）と生育時期（時間）の現状における実態把握を行った。その目的で、今年度収集したデータ群は以下の通りである。

1) 農業関係

国別作物統計

作物種：搾油用ダイズ、トウモロコシ

要素： 収穫面積・単収・生産量・輸入量・輸出量

データ形式：CSV

出所：USDA

1992 Major Crop Dataset (主要作物栽培地域デジタルマップ)

作物種：ダイズ、トウモロコシ

要素： 収穫面積率 (Grid: 5min)

データ形式：netCDF

出所：University of Wisconsin-Madison

主要作物栽培暦

作物種：ダイズ、トウモロコシ

国： 中国・アメリカ・ブラジル

データ形式：pdf

出所：FAO/USDA

2) 気象データ関係

CRU 月別気象グリッドデータ, Drought Index

要素： 温度、降水量 (1900-2002)

データ形式：netCDF

出所：Climate Research Unit, University of East Anglia

3) 衛星データ関係

II. 研究成果の概要

長期植生指数データ

要素： GIMMS-NDVI 時系列 (15days, 約 8km グリッド)

データ形式： GeoTIFF

出所： University of Maryland

以上の国別作物統計データより、アメリカ、ブラジル、および中国のダイズ生産量、収量ならびに収穫面積の年次変化を図 1、図 2 に図示した。なお、生産量は収量 (t/ha) と収穫面積(ha)とを掛け合わせたものである。

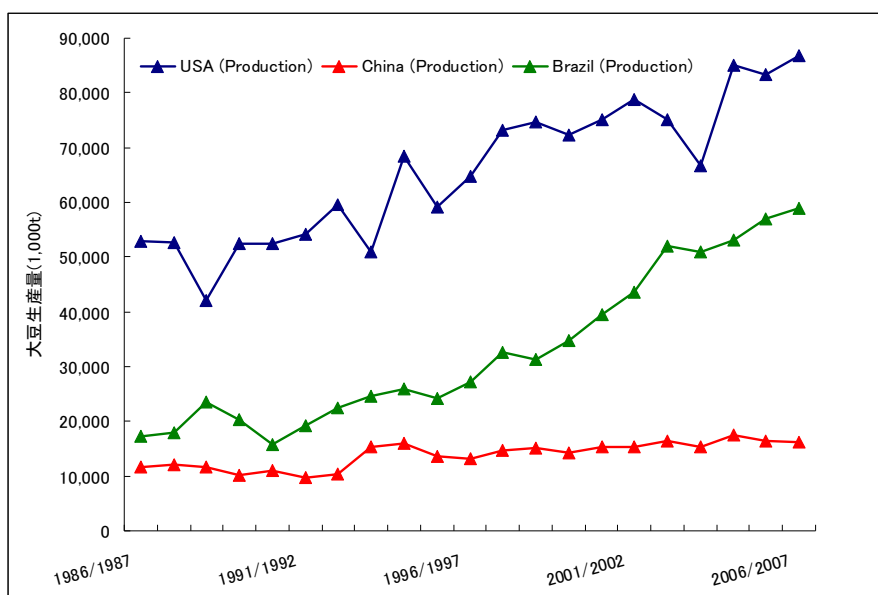


図 1：アメリカ、ブラジル、中国におけるダイズ生産量の年次変化

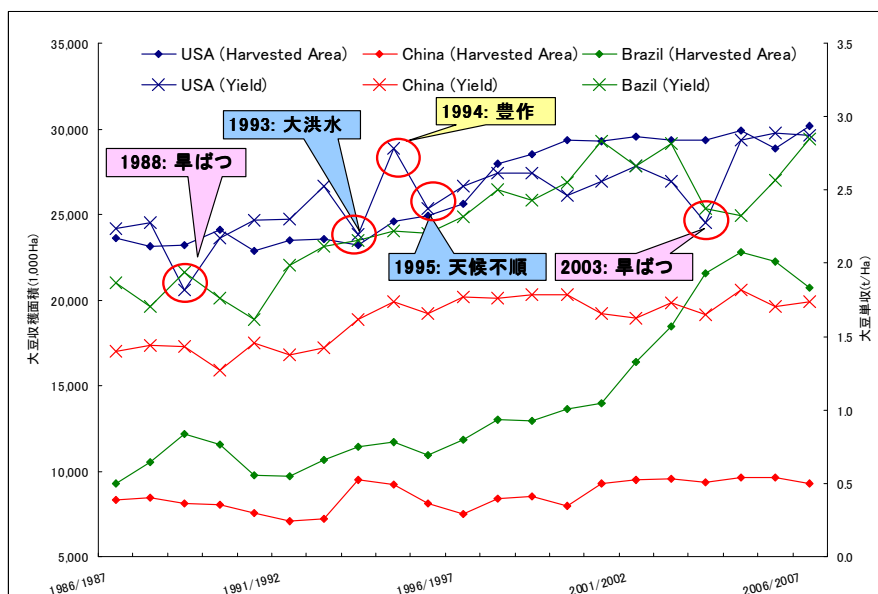


図 2：アメリカ、ブラジル、中国におけるダイズの収穫面積および単収の年次変化

ダイズの生産量は、アメリカに次いで、ブラジル、中国の順であるが、中国は、国内消費拡大のために、最近は輸入量が急増している。それに対して、ブラジルでは、輸出量が急激に伸びて生産量が増加している。

生産量の変動については、ブラジル、中国の変動は比較的小さいのに対して、アメリカは変動が大きいことが図1より分かる。そして、その変動は収量の変動に起因するものである(図2)。とりわけ、1998年、2003年には大規模な干ばつが発生し、収量でおよそ0.5 t/ha、生産量でおよそ1,000万t程度、前年に比べて減少した。

一方、トウモロコシについて、過去の生産量、収量、収穫面積の年次変動を図3、図4に示した。ダイズと同様に、アメリカの生産量変動が比較的大きい。しかし、その変動は収量だけでなく収穫面積の変動にも起因していることが特徴的である。1988年の干ばつでは、収量がおおよそ2 t/ha、収穫面積はおおよそ100万 ha、前年に比べて減少した。

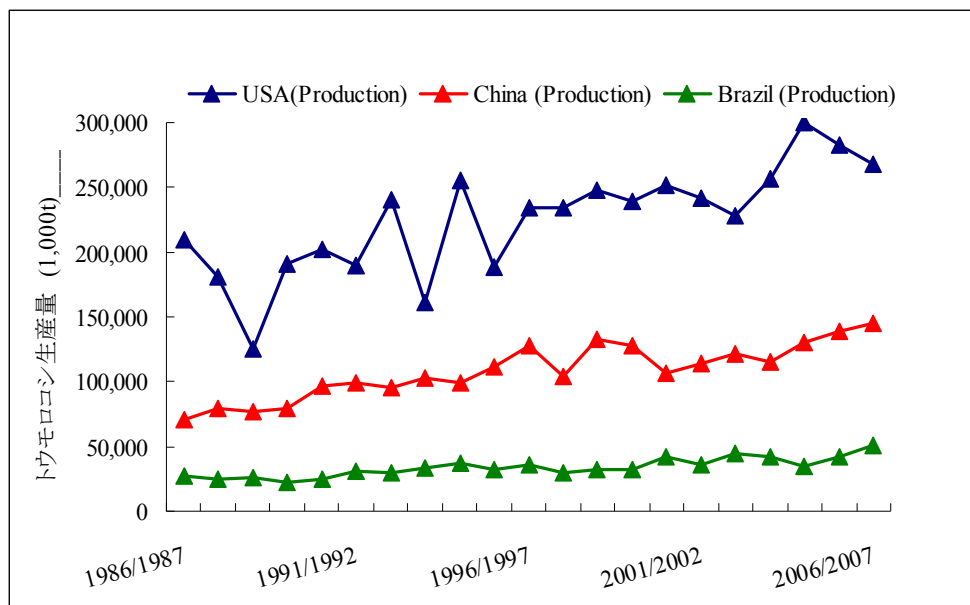


図3：アメリカ、ブラジル、中国におけるトウモロコシ生産量の年次変化

II. 研究成果の概要

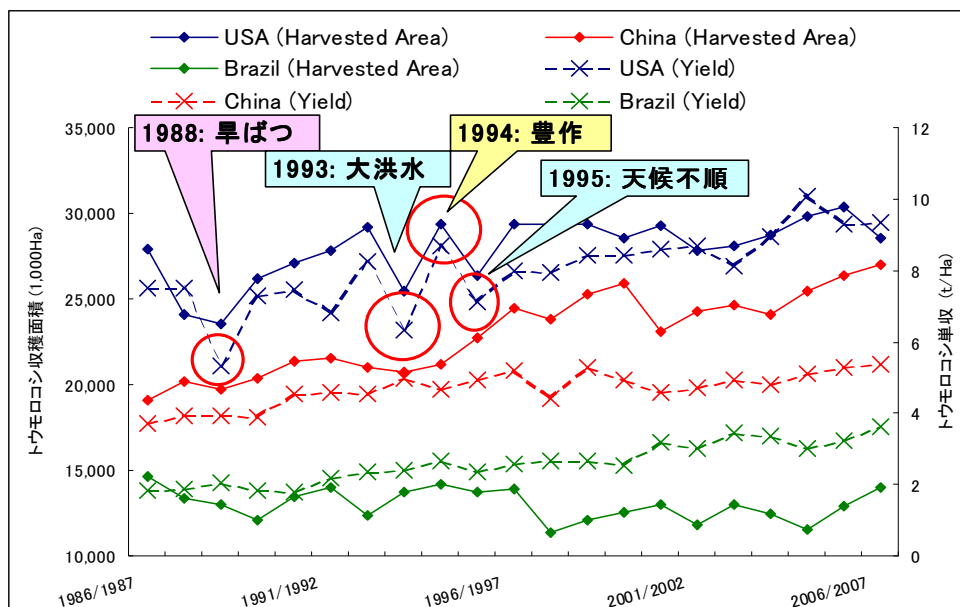


図4：アメリカ、ブラジル、中国におけるトウモロコシの収量および収穫面積の年次変化

以上のような収量、収穫面積の変動要因をさらに解析するためには、作物の生育、生長過程における環境応答を把握することが必要である。そこで、播種から収穫までの作物の生育段階（フェノロジー）を広域で把握するために、衛星データを利用した。

ここでは予備的解析として、GIMMS-NDVIの時系列データから、ダイズ、トウモロコシの主要な生育ステージの把握を試みた。University of Maryland から公開されている GIMMS-NDVI データは、15 日間ごとにコンポジットされたプロダクトを利用した。NDVI の季節変化曲線から生育ステージを抽出するために、wavelet 変換を援用したフィルター（Sakamoto et al., 2005）を適用し、雲被覆等によるノイズ成分を除去するとともに、1 週間単位の時系列データへと時間内挿した。時系列処理によって得られた NDVI 平滑化曲線と FAO/USDA の資料にある代表的なダイズ、トウモロコシの栽培時期との比較を行った。

その結果、図5、6のように、ダイズ、トウモロコシの生産地域、栽培時期は時間的、空間的に重なっており、8km 解像度の NDVI データからは、それらの判別を行うことは難しい。しかし、アメリカのダイズ、トウモロコシ栽培地帯における平滑化 NDVI 曲線の最大値と栽培暦を比較したところ、トウモロコシについては雌穂から絹糸(けんし)が出る時期付近、また、ダイズについては開花時期付近、とそれぞれ一致していた。

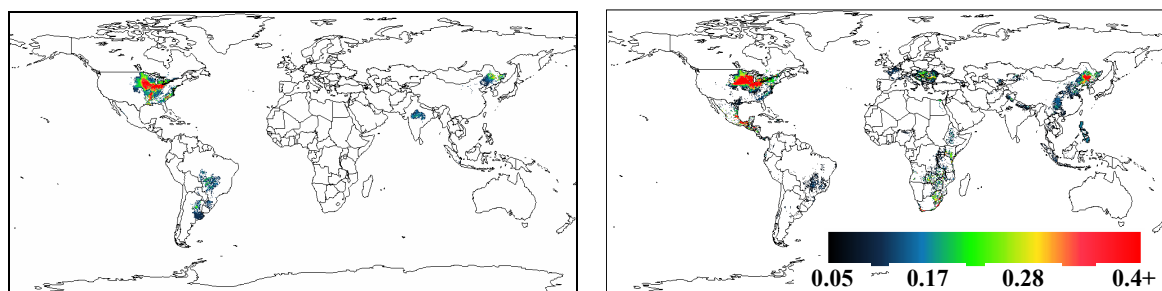
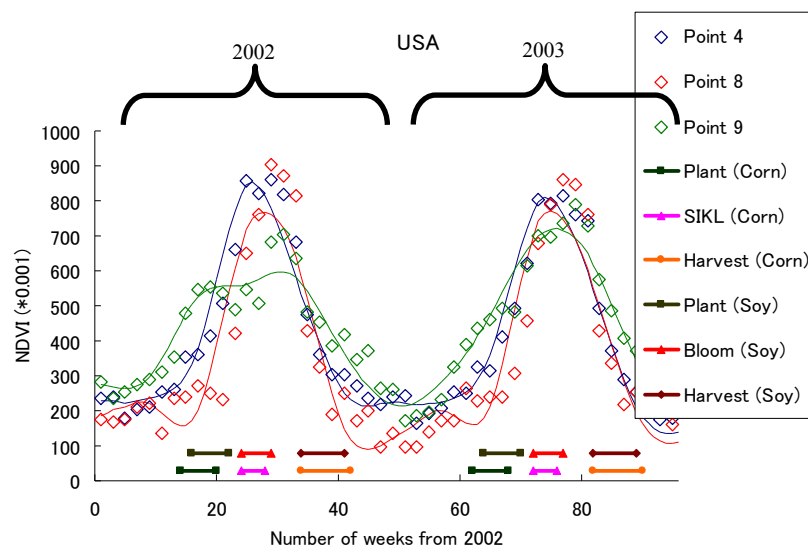


図5：ダイズ（左）とトウモロコシ（右）の栽培地域分布（グリッド面積に対する割合を表す：University of Wisconsin-Madison より引用）

干ばつの常襲地帯で栽培される種子作物は、花芽形成時期も最終収量を決定する上で重要である。ダイズとトウモロコシでは、その開花期間、受粉過程が異なり、干ばつ等の異常気象の発生頻度・期間によって、その障害の受け易さが異なるが、ダイズ、トウモロコシの開花時期前後における、異常気象の発生頻度・程度に着目することによって、将来の作物生産環境の変化を評価することができると考えられる。

図7に示すように、アメリカ、ブラジルの時系列 NDVI データから分かるように、場所によっては、作物生育による NDVI の時系列変化をうまく捉えることができない。これは、本研究が利用した NDVI プロダクトの空間解像度が 8km と粗く、周辺植生とのミクセルの影響が含まれているためである。

特に、ブラジルのダイズ栽培地域は、周辺の熱帯林・灌木草原の影響を多分に含んでいると考えられる。現在、データ容量が解析に多く膨大な計算時間が必要であることから、広域への展開は困難ではあるが、250-500m解像度の植生指数データを利用することができる MODIS プロダクトの利用を今後検討する。



II. 研究成果の概要

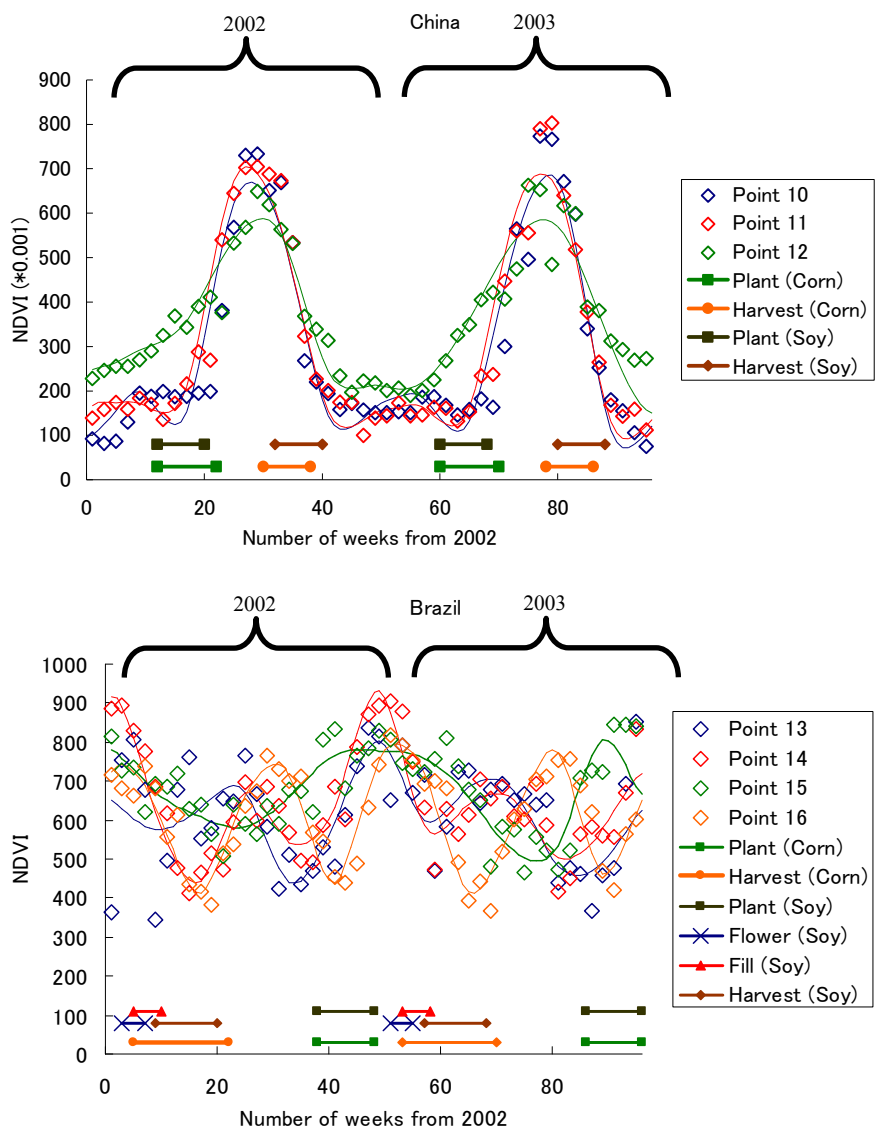


図6：アメリカ、中国、ブラジルの主要生産地域における NDVI 時系列とその平滑化曲線（ダイズ、トウモロコシの生育時期を図の下部に示してある）

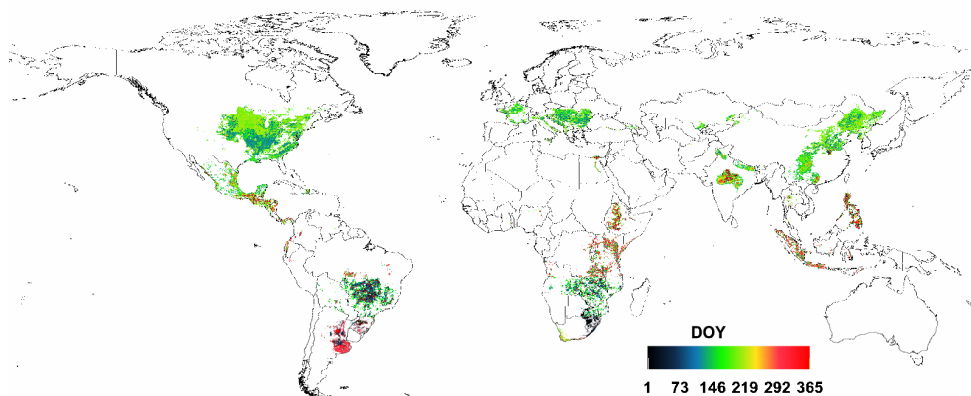


図7：平滑化 NDVI 曲線が最大値を取る時期の分布（図5の栽培地域で面積率が0.1以上のピクセルについてプロットしている）

(2) 生産量変動の気象災害影響推定モデルのプロトタイプ

本研究では、異常気象災害（高温害や干ばつ）による気候環境の時間変動がもたらす作物の生育への影響、ひいては収量、生産量の変動に着目し、かつ広域評価におけるデータの利用可能性を考慮した環境応答モデルを作成する。

これまで、CERES、EPIC、AEZ (Fisher et al., 2002)といったプロセスベースの作物生育・収量の環境応答モデルが提案され、圃場レベルだけでなく、広域、グローバルスケールで環境変動が作物の生産に及ぼす影響の評価研究に利用されている。しかし、それらのモデルを用いた研究は、平均的な気候変化に対する応答を解析することを主目的としており、極端現象を含む生産の年々変動を対象としていなかった。その理由は、気候変化に伴う極端現象の推計情報が得られなかったこと、ならびに生産の年々変動を記述可能にするモデリング手法が取られなかったことに起因する。とりわけ後者は、生産の年々変動を扱うためには、時間分解能を向上するためにモデルの構造をより詳細化する必要が生じるとともに、モデルの適用可能な空間スケールを小さくする必要がある。

ここでは、それらのモデルの特徴を生かしながら、本研究の目的である、作物収量の年々変動を記述する新たなモデルを作成し、利用する。ただし、収量絶対値の将来推定は、技術革新、インフラ整備、品種改良などの物理環境以外の要因の推定が必要となるために、それらは直接扱わず、収量変動すなわち前年との収量の差分を主な解析対象とする。このことにより、気候変化にともなう極端気象災害に起因する生産の安定性に焦点を合わせた解析を行う。

本研究では、他のサブテーマ（チーム近未来やチーム極端現象）とも連携することにより、世界最高水準の高解像度気候変化推計情報を利用する。また、モデルのパラメータ決定にあたりベイズ推論を応用したスケールアップを行うことにより、気象災害による生産量の年々変動を広域スケールで推定するモデルを構築する。今年度はモデルの基本構造を決定した（図8）。

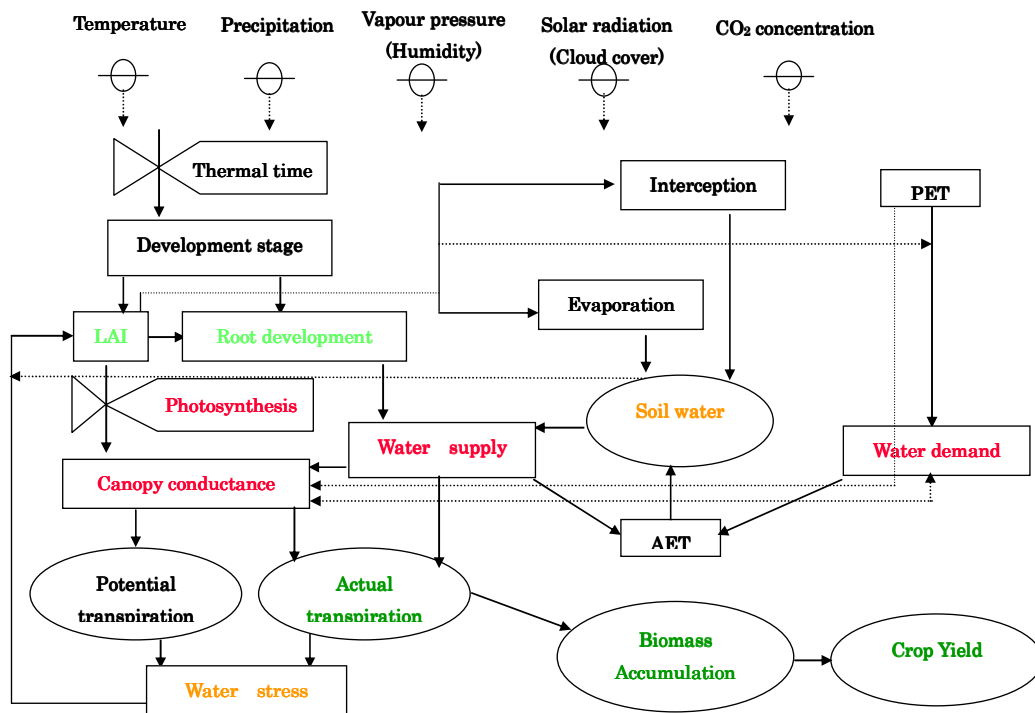


図8：気象災害影響推定モデルの構造

II. 研究成果の概要

このモデルは、対象が畑作物であることから、蒸発散ベースモデルであり、以下の基礎過程を取り込んでいる。

- (1) キャノピーレベルの光合成と気孔開度の環境応答過程を結合してモデルに組み入れており、気象条件ならびに大気二酸化炭素濃度条件から蒸散要求量を推定する。
- (2) 簡易な土壌水分収支モデルを含んでおり、土壌表面蒸発量の推定ならびに作物の利用可能水分量の推定を行う。
- (3) 気温、土壌水分によるストレスによる生育および最終収量への影響を半経験的応答として定式化している。

モデルのパラメータ決定にはベイズ推論に基づく逆推定法を応用した。この手法はデータの分布をモデルパラメータの決定に反映させることが可能であり、本研究対象の地域レベルの穀物生産に関するデータの利用可能性の程度に応じて、柔軟にモデルのパラメタリゼーションができることに特徴がある。

気象、土壌条件などの物理環境データは、詳細なグリッドベースでデータが提供可能な場合が多いが、穀物生産に関するデータ、例えば播種時期、生育状況（出穂や開花時期など）ならびに最終収量の定量的なデータの多くは、県、省、あるいは国といった行政区画スケールでしか入手できない。しかも、時間間隔についても、前者は時間あるいは日単位のデータが入手可能であるが、後者は年間の作付け回数に依存して、年1回あるいは2回である。このようなデータ間の時間空間解像度の差異を埋める整合性のとれたスケーリング手法の開発は、今後の課題として残されている。

ここでは、簡易なスケーリング手法として、初めに作物生育、生長過程に関するモデルパラメータをある値に固定して、物理環境データが揃っている時間空間グリッド単位でモデルを計算し、作物関連のデータが揃っている時間空間単位まで積分する。そのモデル積分した結果推定される生育、収量に関する量とデータとの整合性が確保される様に、逆に作物生育、生長過程に関するモデルパラメータを決定する。今年度はこの方針で気象災害影響推定モデルの基本構造を考えた。

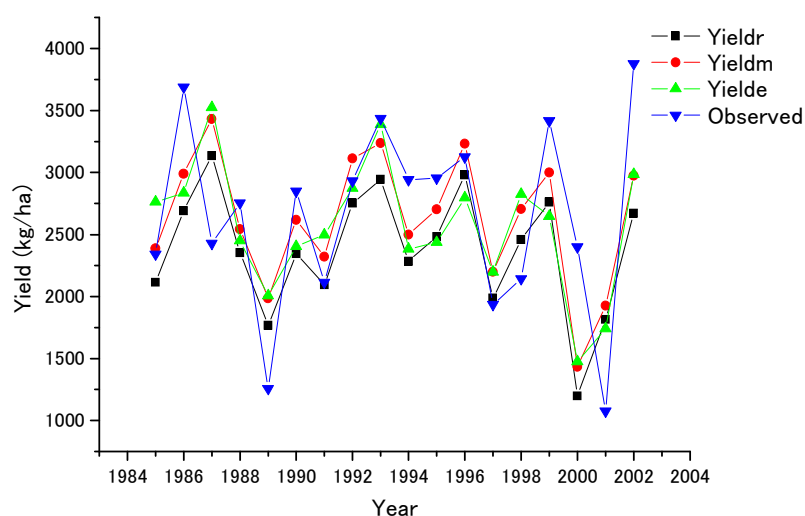


図9：中国東北部 Harbin 市周辺におけるトウモロコシの収量変化に対するモデル推定値と統計値との比較（図の凡例は本文を参照）

図9は、図8の構造を持つ気象災害影響推定モデルの出力例を示している。中国東北部におけるトウモロコシ生産の過去時系列データに対して、パラメータを最適化したモデル推定値と統計値（黒竜江省農業統計年鑑）とを比較した結果である。パラメータの最適化は、次の3通りで行った。

- (1) モデルパラメータを事後分布の平均値とした場合 (Yieldm)
- (2) モデルパラメータを事後分布によるアンサンブル平均とした場合 (Yielde)
- (3) モデルパラメータを統計値 (Observed) との残差自乗和 (RMSE) が最小となるように決めた場合 (Yieldr)

パラメータの事後分布は、ベイズ推論によってパラメータの事前分布とそれに基づくモデル出力値とデータとの適合度から次式によって算出されるパラメータの値の確率分布である。

$$p(c | data) \propto L(data | c) \times p(c)$$

ここで、 $p(c)$ はパラメータ c の事前分布、 $L(data | c)$ はパラメータが与えられたときにモデルと対象データとの適合度（尤度）を表す。 $p(c | data)$ が、データとの適応を考慮した結果得られるパラメータ c の事後分布である。

このパラメータ決定手法は、利用可能なデータの質、量を反映した推論を行うことができるので、さらに詳細なデータが得られた場合には、その追加データを加えて既決定パラメータを改訂することができる利点を持っている。

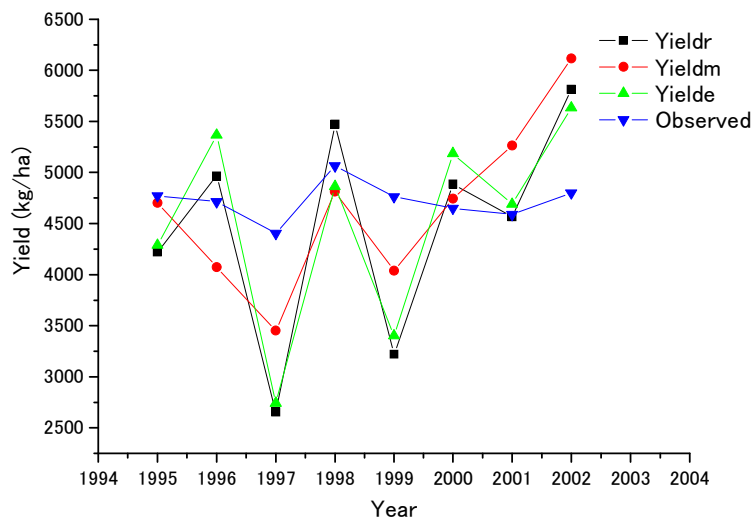


図10：中国華北平原 Zhengzhou 市周辺におけるトウモロコシの収量変化に対するモデル推定値と統計値との比較（凡例は図9と同じ）

図10は、中国華北平原におけるトウモロコシ生産の時系列データに対してモデルパラメータを決定した結果である。図9の東北部での結果と比べて、実際の年々変動をモデルは追従できない。これは華北平原では灌漑率が高いが、東北部では灌漑率が低く主に天水に頼った栽培が行われている。したがって、気象変動の応答を受ける現行モデルでは、灌漑率の高い地域の収量変動は再現できない。今後、灌漑パラメータを導入することにより、灌漑地域での応答性の違いを取

II. 研究成果の概要

り入れてモデルを改良する予定である。

図9、10より、実際の収量変動とモデル応答性との比較から、パラメータの最適化は、(1)の事後分布の平均値をパラメータ候補値とするのが良いように見える。

以上のように、モデルの基本構造ならびにベイズ推論によるパラメータ決定の有効性は確認されたので、来年度はモデルの改良を進めるとともに、アメリカ、ブラジルの生産変動についてもモデルの適用、改良および検証を進めて気象災害影響推定モデルを作成する。

g.3 引用文献

Sakamoto, T., M. Yokozawa, H. Toritani, M. Shibayama, N. Ishizuka and H. Ohno (2005), A crop phenology detection method using time-series MODIS data, Remote Sensing of Environment, 96, 366-374.

Fischer, G., H. van Velthuis, M. Shah and F.O. Nachtergaele (2002), Global agro-ecological assessment for agriculture in the 21st century: methodology and results. Research Report RR-02-02. ISBN 3-7045-0141-7., International Institute for Applied Systems Analysis, Laxenburg, Austria, 119 pp and CD-Rom.

h.3 成果の発表

Tao, F. and M. Yokozawa, Modelling the impacts of weather and climate variability on crop production at large-area: A process-based model development, optimization and uncertainty analysis, 投稿中

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

世界水没リスクの評価・分析を遂行するために、本年度は全球を対象とした地理情報の収集・整備および個別地域における地形・土地被覆情報の精度向上に関する検討を進めている。

表-1 に収集・収集予定の地理情報を示す。このうち、標高については GTOPO30(全球約 1km メッシュ)を、土地利用/被覆および植生現況については USGS より公開されているデータベース(全球約 1km メッシュ)を整備した。図-1 に標高区分図(標高 3m 以下の領域を赤表示・背景:衛星画像)、図-2 に全球土地利用/被覆を示す。双方のデータともに、全球規模での水没リスクを定量把握するためのベースとして使用するが、特に、広大な低平地(アジア・メガデルタなど)を対象とした地域ベースでの評価分析を行う際には次の 3 点が課題となる。

①標高データの空間分解能が不足することに加えて、水没域を抽出する際に Z 方向(地盤高さ)の量子化精度が上がることにより、より高度な水没域推定が可能となる。

②土地利用/被覆のメッシュは 1km であることから、水没の影響を受ける因子の細分化は困難である。全球を同一精度で扱う社会基盤情報をもとに、評価因子の細分化を行うことが望まれる。

③同様に、マングローブや耕作地など、空間・時間スケールでの変動が大きい因子については、空間分解能の向上と情報更新技術の確立が望まれる。

具体的に、①に関しては、メコンデルタ地域を対象として、GTOPO30・SRTM・EOS-Terra/ASTER 相対 DEM の地形表現特性を比較するとともに、ALOS/PRIZM を用いた Z 方向抽出精度の検証を



図-1 全球標高データ

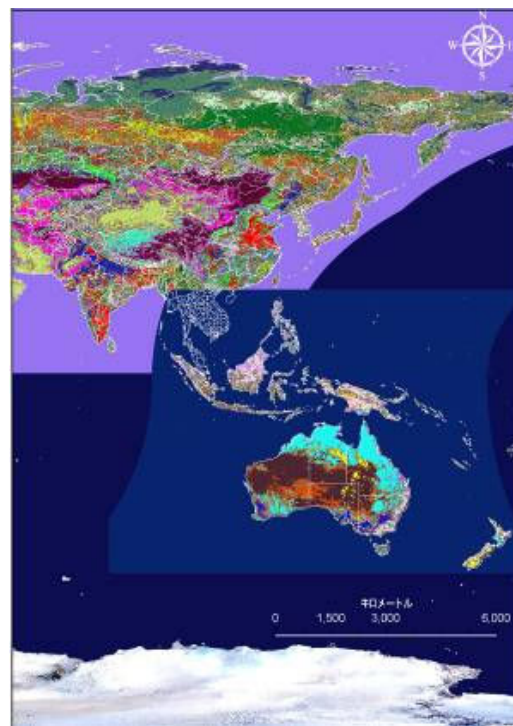


図-2 全球土地利用/被覆

II. 研究成果の概要

表-1 収集・収集予定データ一覧

データ種別	データ名(公開名称)	公開先	備考(データ内容・公開機関の詳細等)	公開年	データタイプ	整備状況
標高	GTOPO30	USGS	全球を30秒メッシュ(約1km)で網羅した陸域の標高データ	1993(入手:2007)	Raster	入手済
標高(水深含)	ETOPO2	NGDC	NGDC:National Geography Data Center -NOAA Satellite and Information Service 2001年に公開された全球2分メッシュの標高および水深を包含する標高データ	2001	Raster	入手済
	ETOPO2v2	NGDC	NGDC:National Geography Data Center -NOAA Satellite and Information Service 2006年にETOPO2のデータをupさせたもの。V2バージョンはグリッドセルの中心点をデータ化したもの	2006	Raster	入手済
国境線	※複数ファイル	ESRI	大陸・地域・各国・州・都市の各行政境・名称のデータ	2006*	Vector	入手済
自然環境	※複数ファイル	ESRI	河川・内水湖沼・自然指定地域のデータ	2006*	Vector	入手済
社会基盤	Digital Chart of the World	DCW	DCW:Digital Chart of the World -Pennsylvania State University Libraries 1993年に、ESRI(Environmental Systems Research Institute)が、DMA(US Defense Mapping Agency)のデータを使用し、世界各国別に生成した1/1,000,000スケールのベクトルデータ。	1993	Vector	入手済
	Global Map	ISCGM	GSI:Geographical Survey Institute of Japan が事務局を務めるISCGM:International Steering Committee for Global Mappingが中心となり作成を進めている地球地図国際運営委員会の地図である。2000年より順次データがWebで公開されている。現状、日本を含む42カ国、2地域が公開されている。	2000-	Vector&Raster	入手済
土地利用/土地被覆	Landuse/Landcover	USGS	1992年および1993年のNOAA/AVHRRデータを使用し、大陸毎に1kmメッシュで作成された土地利用/被覆データである。データの作成に際しては、IGBP土地利用データなど、他のデータを参考にして追加・修正を加えている。	データ公開:1999(ベース衛星画像は1992年/1993年:随時他の関連データを用いて更新)	Raster	入手済
	Vegetation Lifeforms	USGS	1992年および1993年のNOAA/AVHRRデータを使用し、大陸毎に1kmメッシュで作成された土地利用/被覆データである。データの作成に際しては、IGBP土地利用データなど、他のデータを参考にして追加・修正を加えている。	データ公開:1999(ベース衛星画像は1992年/1993年:随時他の関連データを用いて更新)	Raster	入手済
	DCW Urban	USGS	1992年および1993年のNOAA/AVHRRデータを使用し、大陸毎に1kmメッシュで作成された土地利用/被覆データである。データの作成に際しては、IGBP土地利用データなど、他のデータを参考にして追加・修正を加えている。	データ公開:1999(ベース衛星画像は1992年/1993年:随時他の関連データを用いて更新)	Raster	入手済
沿岸域人口	LECZ-Urban	SEDAC	SEDAC:Socioeconomic data and application centerが、2007年3月28日にWeb公開した世界低平地を対象とした人口推定データ。標高10m未満の地域をSRTMデータより抽出し、1kmのGRID形式で人口推定値をデータ化している。	2007	Raster	入手済
人口	Population	SEDAC	SEDACで公開されている現状と将来予測の世界人口データ。2.5分で世界を網羅している。	2005 & 2010 & 2015	Raster	予定
人口密度	Population Density	SEDAC	SEDACで公開されている現状と将来予測の世界人口密度データ。2.5分で世界を網羅している。	2005 & 2010 & 2015	Raster	予定
全球衛星画像	Cloud free Earth	ESRI	ESRIにより公開されている全球衛星画像	モザイクデータ	Raster	入手済
全球夜間画像	Earth at Night	ESRI	ESRIにより公開されている全球夜間衛星画像	モザイクデータ	Raster	入手済
全球氷域データ	Earth Ice	ESRI	ESRIにより公開されている全球氷域画像	モザイクデータ	Raster	入手済

進めている(図-3 および図-4)。なお、ALOS のデータ一般公開は 2006 年 10 月 24 日より開始されたばかりであり、DEM 生成に耐えうる画質を有するメコン地域観測データは未だ無い。このため、本年は研究機関の所在する茨城県を対象とし、データを手に入れることにより、まずは DEM 作成の事前準備を進めている。

②に関しては、世界全国々の DCW(Digital Chart of the World)を整備した。ここに整備されている各種社会基盤情報を面積占有率のメッシュに置き換え、評価に備えることを予定している。

③ に関しては、EOS-Terra/ASTER 地表面反射率データ(2B05V)を導入し、既存の土地利用/被覆データの効率的な更新技術を現在開発中である。これらのデータは、「アジア・メガデルタへの影響分析」での相互利用も行ってゆく。



前方視(UF)画像 直下視(UN)画像 後方視(UB)画像

図-3 2007.2.17 観測 茨城県 PRIZM 画像

また、大規模河川下流部のデルタ地帯を対象とした評価で重要となるマングローブの抽出について、本年度は指標の構築を目指した基礎検討を進めた。検討の結果、可視～近赤外のは波長帯に注目する従来の植生指標の視点を変え、水域・土壌に対する反射特性の情報を反映する中間赤

外を取り入れた指標を開発した。本年度の検討はメコンデルタを対象とした検討であったが、次年度はチャオプラヤデルタを検討対象にすることを計画しており、そこでの検証が進み次第、全球を対象とした沿岸植生の情報精度更新に着手する予定である。

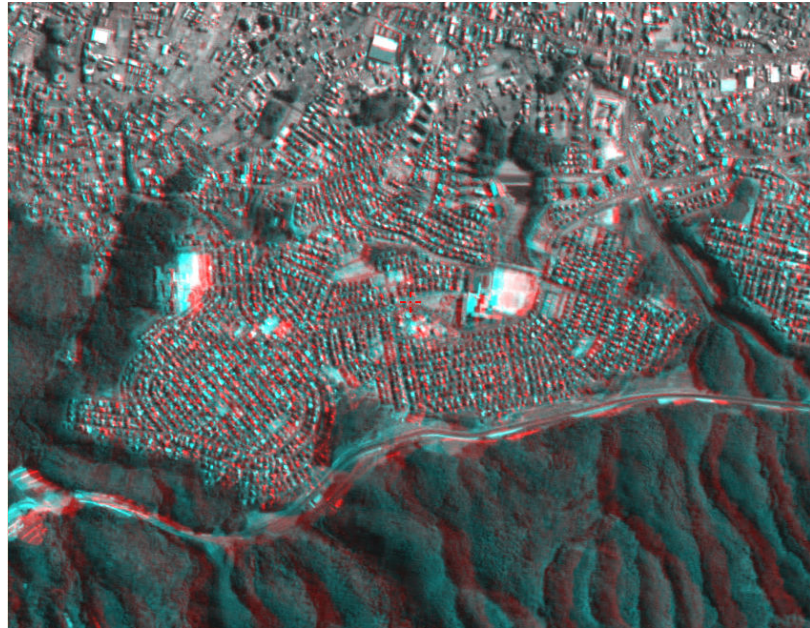


図-4 PRISM(茨城県)の立体視画像

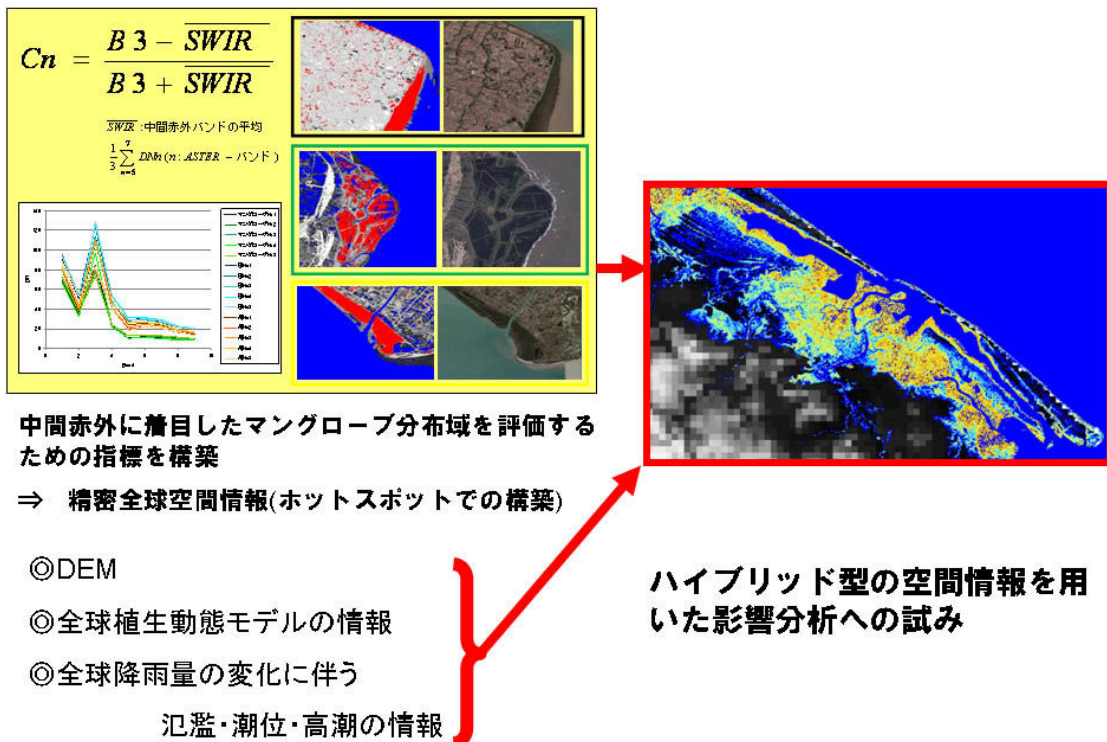


図-5 マングローブ抽出とハイブリッド型データ整備の構想

II. 研究成果の概要

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.) データセットの整備：

GTOPO30 と SRTM (共に USGS)データを計算資源の制約を考え全球で緯度経度 60 分間隔(総数 2.3 億メッシュ超)にアップスケールし、海拔上で標高の低い方のデータおよび、SRTM データの標高が GTOPO30 より信頼誤差以上に高い場合には SRTM データに置換したものを本研究に用いる標高データとした。これによりカリブ海の島々など島嶼国や後発開発途上国などで低平地と丘陵地や山間地の標高が改善された。既往の熱帯低気圧については UNISYS の Hurricane/Tropical DATA と気象庁・RSMC の Best Track データを整備し各年の熱帯低気圧の発生数から 1949 年以降のデータの信頼性が比較的高いと判断して本研究で用いることにした。現在気候と将来気候の熱帯低気圧には、「人・自然・地球共生プロジェクト」で気象研究所が実施した AJ,AK 実験結果(北緯 45 度から南緯 45 度の範囲：野田ら, 2007)を用いた。影響予測項目の人口データについては、CIESIN の GPW ver 2 に UN-POINT の将来人口推計を用いて将来の人口分布を算定したものをを用いた。

2) 高潮氾濫の推量方法

Nobuoka, et al. (2007)と同様の方法であり、海岸線の推定水位を「満潮潮位+高潮偏差+海面上昇」として、数値シミュレーションから求めた陸上摩擦減衰を考慮したレベル湛水法で氾濫解析を行った。海面上昇量については、MIROC3.2 と MRI-CGCM で算出された熱膨張による結果に係数を乗じた全海面上昇値を用いた。高潮偏差については、風による吹き寄せ効果と気圧分布による吸い上げ効果をそれぞれ、風速 (U10) と海面上大気圧の値から簡易式で算定する方法を取っている。既往の熱帯低気圧については、気圧の分布を Myers の式から求め、求めた気圧分布から地衡風、傾度風そして最終的に風速(U10)を求めた。現在気候実験と将来気候実験については、海面上大気圧と風速(U10)の出力位置を緯度経度 60 分メッシュの位置に簡易的に線形補間して求めた。高潮の推定には次に示す 4 つの方法で検討した。

- ・既往高潮偏差 = 既往台風 (Best track) より算定
- ・現在気候高潮偏差 = 現在気候実験結果より算定
- ・将来気候高潮偏差 1 = 将来気候実験結果より算定
- ・将来気候高潮偏差 2 = 既往高潮偏差 + (将来高潮偏差 1 - 現在気候高潮偏差)

3) 潜在的氾濫面積の試算結果

将来の潜在的な高潮氾濫域の全球マップの例を図-6 に赤塗りで示す。「潜在的」とした理由は、想定される全熱帯低気圧が来襲し、海岸の防御が無い (もしくは倒壊) したとの仮定しているためである。伊勢湾、大阪湾、バングラデシュ、アメリカのメキシコ湾岸などの高潮常襲地帯、既往最高の高潮を記録したとされるオーストラリア北部海岸などで氾濫が見られる。高潮の氾濫域の標高限界はたかだか 10 数mであり、陸上面積からみれば海岸線に沿った極狭い地域であることは将来にわたっても変わらない。図-7 には海面上昇量別で、将来気候の高潮偏差ケースの(a)、「将来

気候の高潮偏差と現在気候の高潮偏差の差」を既往高潮偏差に加えたケース(b)の氾濫面積を地域別に示したものである。アジアと北アメリカの浸水域が大きく 20 万 km² から 36 万 km²、全球では 73 万 km² から 100 万 km² との試算結果となった。図の(a)と(b)で氾濫面積に差があるのは海岸線での高潮偏差の違いである。温暖化による台風の強大化と海面上昇による影響量を試算するために、現在の氾濫から将来の氾濫への拡大面積を求めたものが同図の(c),(d)である。拡大面積はアジアと北アメリカで広く、全球では 11 万 km² から 25 万 km² となった。このうち台風の強大化による面積の拡大は 0.6 万 km² から 2.3 万 km² となった。

4) 潜在的被災人口の試算結果

人類は活動拠点を沿岸部に集中させる傾向があり、そこでの人口密度は非常に高く多数の高潮被災人口を出すことになる。海面上昇、台風強大化、人口増加による将来の潜在的被災人口を検討した。図-8(a), (b)には将来気候の高潮偏差ケース(a)と、「将来気候の高潮偏差と現在気候の高潮偏差の差」を既往高潮偏差に加えたケース(b)での潜在的被災人口である。世界での被災人口のうち、アジアの被災人口を占める割合が大きいことがわかる。また、計算ケースにより被災人口に違いが大きく、将来気候の高潮偏差ケースでは世界で 1.6 億人から 1.9 億人であるが、「将来気候の高潮偏差と現在気候の高潮偏差の差」を既往高潮偏差に加えたケースでは 3.2 億人から 3.5 億人と試算された。沿岸域には人口が集中しており氾濫面積の誤差の扱いが重要であると言える。温暖化による台風の強大化と海面上昇、それに人口増加の複合要因による潜在的被災人口の増加も、高潮偏差のケースで違い大きいだが、世界で 0.8 億人から 1.8 億人の増加が試算された。地域で比較すると、被災人口の増加は両ケースともアジアの占める割合が大きく、アジアが脆弱な地域であると言える。海面上昇の要因を除外した台風の強大化と人口増加による世界の潜在的被災人口の増加は世界で 0.5 億人から 1.2 億人、台風の強大化による増加は 7 百万人から 8 百万人となった。

f.4.2 考察

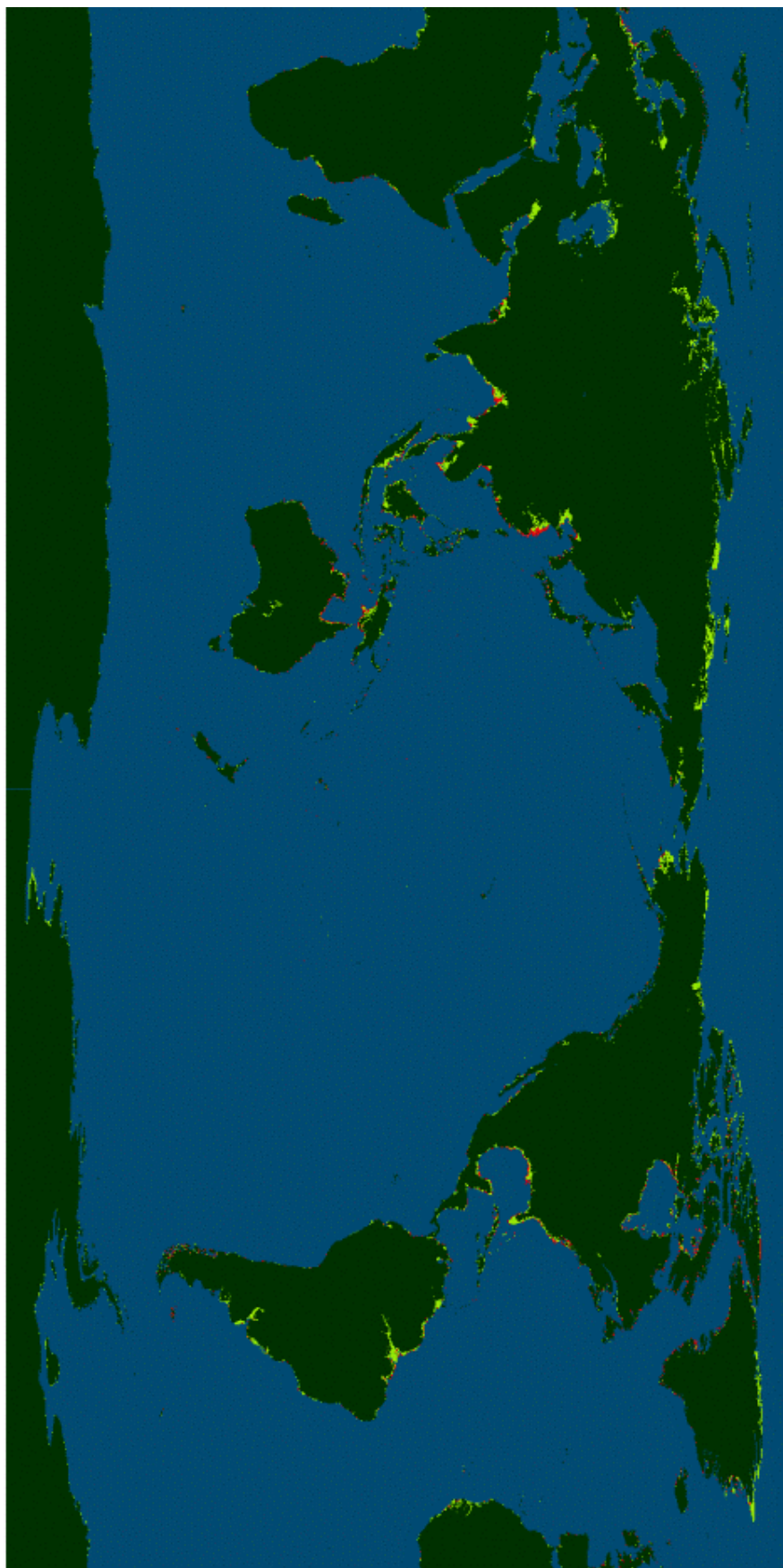
本年度は気象研究所より気候実験結果の提供を受けられたことにより、気候実験の特性を早期に把握することが重要と考え、バイアス補正せずに影響評価を行った。その結果、高潮による潜在的な氾濫面積、被災人口の増加、台風の強大化のみでも増加する試算結果を得た。本試算では既往の他台風には 55 年分を使用しているが、現在気候と将来気候実験の台風は各 10 年分と少なく温暖化の影響をまだ十分に考慮できているとは言えない。次年度は既往の台風を含めて台風の統計的な解析に基づく高潮を算定して、またアジアについては空間解像度を上げて影響評価を進める予定である。

g.4.2 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.

Hisamichi Nobuoka, Nobuo Mimura and Naoki Fukuhara (2007) : Vulnerability Assessment for Sea-Level Rise in the Asia and Pacific Region, Asian and Pacific Coasts 2007, pp.770-777.

図-6 2100年ごろの潜在的高潮浸水域の試算結果（赤：既往気候＋（将来気候推定 - 現気候推定）の高潮による）



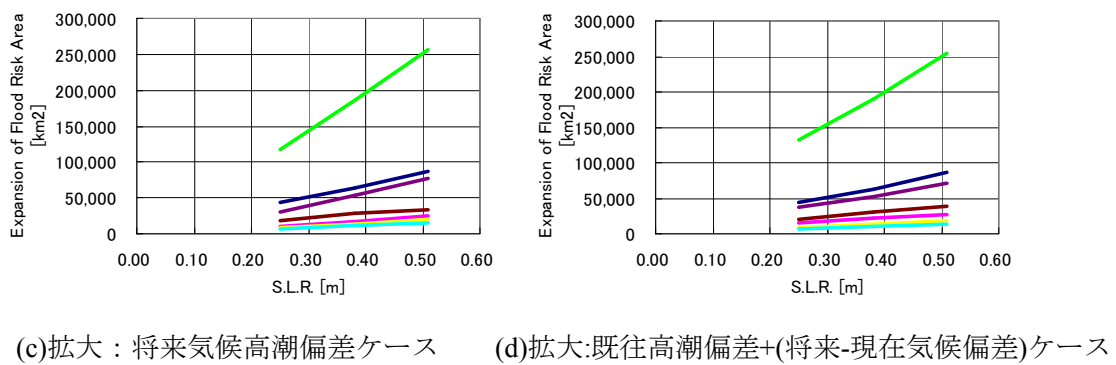
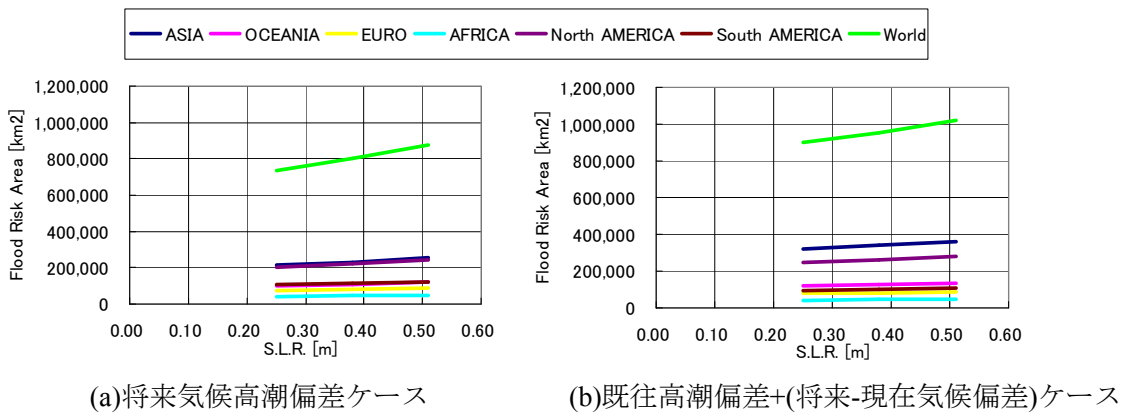


図-7 潜在的高潮氾濫面積(a),(b)と面積拡大(現在基準) (c),(d) の試算結果

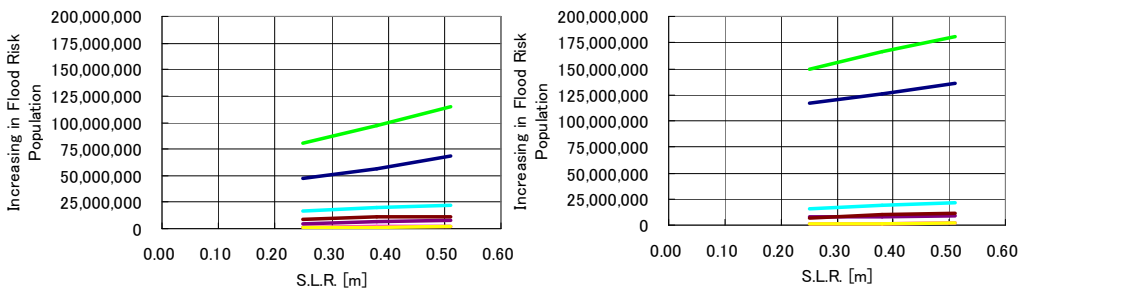
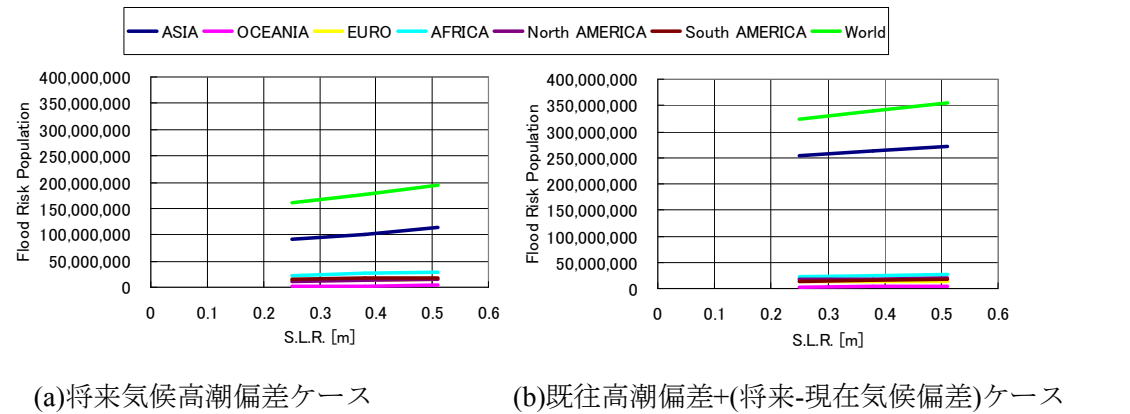


図-8 潜在的高潮被災人口(a),(b)と人口増加(現在基準) (c),(d)の試算結果

e.4.3 アジア・メガデルタへの影響

担当機関：茨城大学

研究者名：村上 哲・安原一哉

1. はじめに

タイの Bangkok とその周辺地域より構成されるチャオプラヤデルタでは、大量の地下水揚水により深刻な地盤沈下が生じている。この地盤沈下の問題の 1 つとして、地表面が下がることによる相対的な海面上昇が挙げられる。

一方、現在地球規模で進行している温暖化の影響により、2100 年までに 18cm から 59cm の海面上昇が生じることが

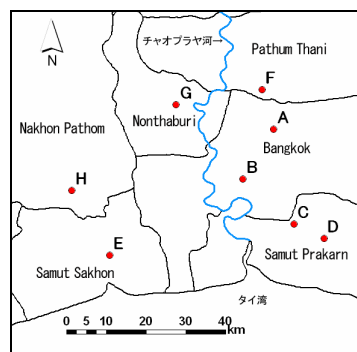


図-9 チャオプラヤデルタ

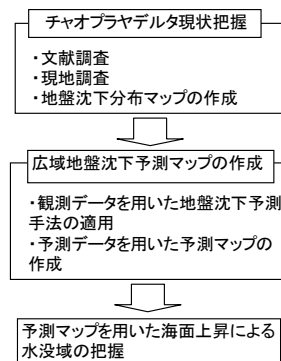


図-10 研究の流れ

IPCC 第 4 次報告書により予測されている¹⁾。また、この地球温暖化は台風の巨大化も引き起こし、それにより大規模な高潮が起こることが危惧されている。標高が低いチャオプラヤデルタでは、この気候変動と地盤沈下による複合的水害の危険性を内包しているため、持続可能な地域の発展のためにはこれらを考慮した水没域把握をする必要がある。

そこで、サブテーマ 3 では地盤沈下の現状把握と予測マップとの比較のために水準測量の結果から地盤沈下量を算出し、1996 年から 2003 年までの地盤沈下分布マップを作成した。次に Murakami ら²⁾により提案されている観測データを用いた地盤沈下予測手法を適用し将来的な地盤沈下量を求め、それを用いた 2100 年までの地盤沈下予測マップを作成した。さらにそのマップを用いて地球温暖化による海面上昇とあわせた水没域の算定を行い、この地域における複合的水害の危険性について明らかにした。図-10 は本研究の流れを示したものである。

2. 地盤沈下分布マップの作成

チャオプラヤデルタでは、1996 年から 2003 年の間に 748 点の観測点で水準測量が実施されている。このデータの経時変化より地盤沈下量を算出することができる。得られた地盤沈下量に対し、Murakami ら²⁾によって提案されている信頼性地盤沈下ハザードマップ作成手法を適用させて、1996 年から 2003 年までの地盤沈下分布マップを作成した。この手法は得られた地盤沈下量に対し、クリギングによる空間補間を行い、合わせて推定誤差である標準偏差を表示するものである。クリギングとは、解析対象領域における任意の地点の推定量が既知のデータの加重線形和で示されるという仮定に基づいた補間方法の 1 つである。マップの作成には 1996 年と 2003 年の観測値が得られている 455 地点のデータを用いた。

図-11 は本研究で作成した信頼性を考慮した 1996 年から 2003 年の地盤沈下マップである。こ

のマップによると最も深刻な沈下が生じたのは Samut Prakarn の南東部で、最も隆起が生じたのは Nonthaburi の西部である。しかし、これらの地域ではコンターの間隔が比較的狭くなっている。すなわち、広域的な沈下・隆起であることは考えにくく、工事や造成などの影響による局所的な沈下・隆起である可能性がある。そこで、水準測量のデータを確認してみたところ、局所的な値であると予想される短期間で大きく値が変動している観測点があり、それらは Samut Prakarn の南東部、Nonthaburi の西部にも存在した。このうちの 1 地点を 2007 年 12 月に行った現地調査で確認した。この観測点では 2000 年から 2003 年の間に 1200mm の隆起が生じていたが、観測点の付近で道路建設のための工事が行われていた。そのため、この 1200mm の隆起は工事の影響による局所的なものであると判断した。このように他の短期間で大きく値が変動している観測点も工事や造成などの影響による局所的な沈下・隆起であることが考えられる。したがって、これらを取り除き、広域な地盤沈下量を抽出し、広域地盤沈下分布マップを作成した。

データを削除する基準は短期間で大きく値が変動しており、周辺に同様な変動をしている観測点がないこととした。周辺に同様な変動をしている観測点がある場合は局所的な値であると考えにくいためである。その結果、全 748 点の観測点のうち 44 点においてデータを削除する基準を満たした観測点が存在した。これらを除いて同様な手法²⁾で 1996 年から 2003 年の地盤沈下分布図を作成した(図-12 参照)。

図-12 では、図-11 に示した分布図に比べ局所的に値が変化している地域はなくなり、広域的な地盤沈下量を反映した図が作成できたことが分かる。また、推定誤差を表す標準偏差の値も図-10 に比べ小さな値となっていることから、広域的な地盤沈下量を定量的に表示できたことが分かる。

この分布図により、1996 年から 2003 年までの間で激しい沈下が生じたところは Samut Prakarn、Samut Sakhon の中部、Pathum Thani の北部であることが明らかになった。

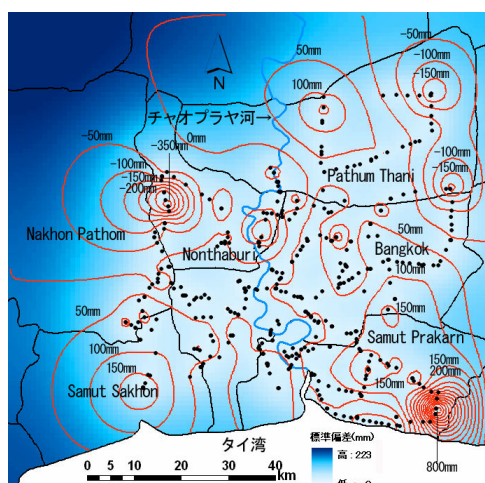


図-11 地盤沈下分布マップ
(1996 年-2003 年)

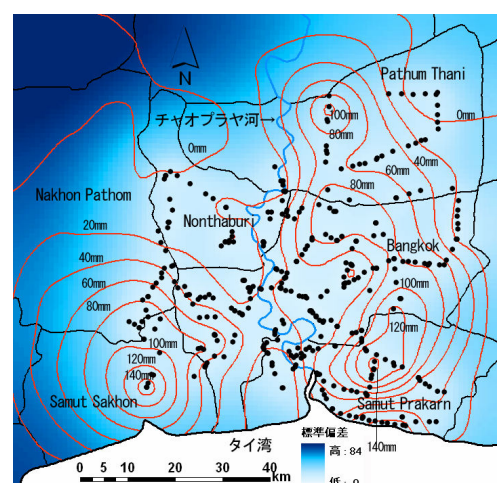


図-12 広域地盤沈下分布マップ
(1996 年-2003 年)

3. 地盤沈下将来予測マップ作成

Murakami らが提案した観測的地盤沈下予測手法²⁾を用い将来的な地盤沈下量を予測した。この手法は、一定の地下水位変動を受ける地盤沈下が Terzaghi の一次元圧密理論曲線に近似するという仮定に基づいた手法であり、次式

$$S_i = S_{p0} \{1 - \exp(-C_R t_i)\} \cdots \cdots (1)$$

に基づくものである。ここで、 S_i は累積沈下量、 t_i は観測開始からある観測年の経過年数、 S_{p0} は観測開始年における残留沈下量、 C_R は地盤沈下進行係数である。

この予測式を用い、 S_{p0} 、 C_R を求め、式(1)より 2100 年までの累積沈下量を算出した。予測式の適用例を図-13 に、その観測点の場所を図-9 に示した。そして、2100 年の予測沈下量と 2000 年の累積沈下量との差をとることによって 2001 年から 2100 年までの地盤沈下予測量を算出した。

この予測量を用い、同手法²⁾を適用させ 2001 年から 2100 年までの地盤沈下将来予測図を作成した(図-14 参照)。この図から 2001 年から 2100 年までの間には Samut Prakarn の中東部、Samut Sakhon の北部で深刻な地盤沈下が生じると予測されたことから、今後 Samut Prakarn ではほぼ同じ地域で沈下が生じ、Samut Sakhon では沈下の中心は北部へ移行していき、2003 年の時点で激しい沈下が生じていた Pathum Thani の北部では今後沈静化していくことが明らかになった。標準偏差の値は図-12 と比べて非常に大きくなっているが、ここには沈下予測による誤差も含まれているためである。海面上昇および地盤沈下による複合水没域を検討する際には、この予測および空間補間の誤差を考慮することも重要であると考えらる。

4. 海面上昇と地盤沈下による水没域の把握

2100 年までの地盤沈下予測マップを利用し、地球温暖化による海面上昇量 59cm¹⁾と地盤沈下による複合的な水没域を算定した。水没域は標高値のデータから海面上昇量、地盤沈下量を引いた後の値がタイ湾平均海水面以下になった地域とした。内陸部においては、海に面していないため標高がゼロになっても直接的に影響を受けることは考えにくい。しかし、チャオプラヤデルタには水路が数多く存在し、そこから水が流入することにより水没することが想定されるため水没域とした。なお、2003 年時の標高値のデータ³⁾を改良したものをを用いて水没域の算定を行った。

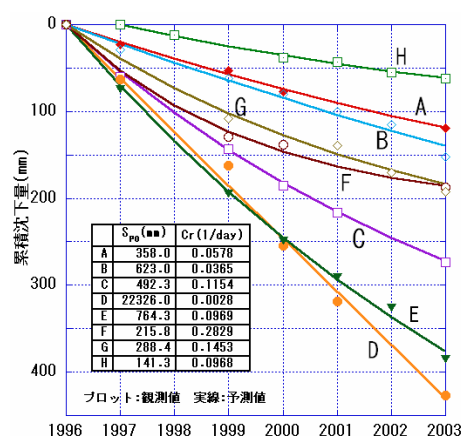


図-13 予測式の適用例

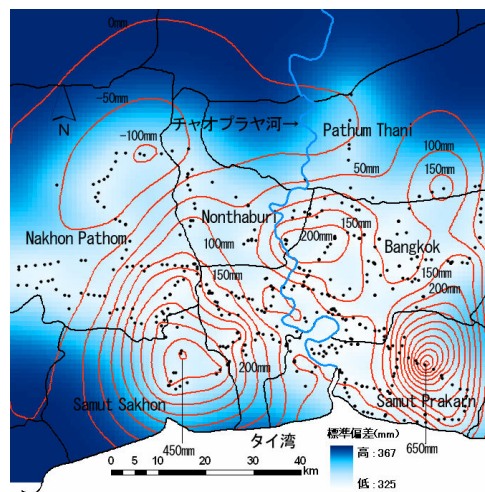


図-14 地盤沈下予測マップ (2001年-2100年)

2100年時の海面上昇による水没域を示したのが図-15である。図-15(a)は地球温暖化に伴う海面上昇の影響のみによるもので、これより Samut Sakhon、Bangkok、Samut Prakarn の沿岸域、Bangkok の中心部が水没することが分かる。図-15(b)は(a)に地盤沈下量の期待値による影響を加えたものである。地盤沈下を考慮すると水没域はさらに拡大することが(a)と(b)の比較により明らかである。特に図-14において激しい沈下が生じると予測された Samut Prakarn の中部において拡大が顕著であった。図-15(c)は(b)に空間補間と地盤沈下予測による誤差である標準偏差の値を加えたものであるが、水没域は(b)よりさらに拡大し、Samut Prakarn では7割以上が水没するという結果となった。これらのことから、チャオプラヤデルタにおける地盤沈下は、海面上昇による水没域拡大の大きな要因の1つであることがいえる。

そのため、チャオプラヤデルタでは地盤沈下を沈静化させるために地盤沈下の直接的要因である地下水のくみ上げを減じるための代替水資源の確保や地下水利用の適正化が必要である。また、標準偏差を加えることによって水没域が大幅に拡大したことから、空間補間、地盤沈下予測に対する精度向上も必要である。そのため、地盤沈下の観測が行われていない地域に新たに観測点を追加すること、高精度の予測式を開発することにより標準偏差の値を小さくし、より信頼性の高い水没域の把握が必要である。

表-2 水没域の面積

	(a)	(b)	(c)
水没域の面積(k m ²)	634	779	1269

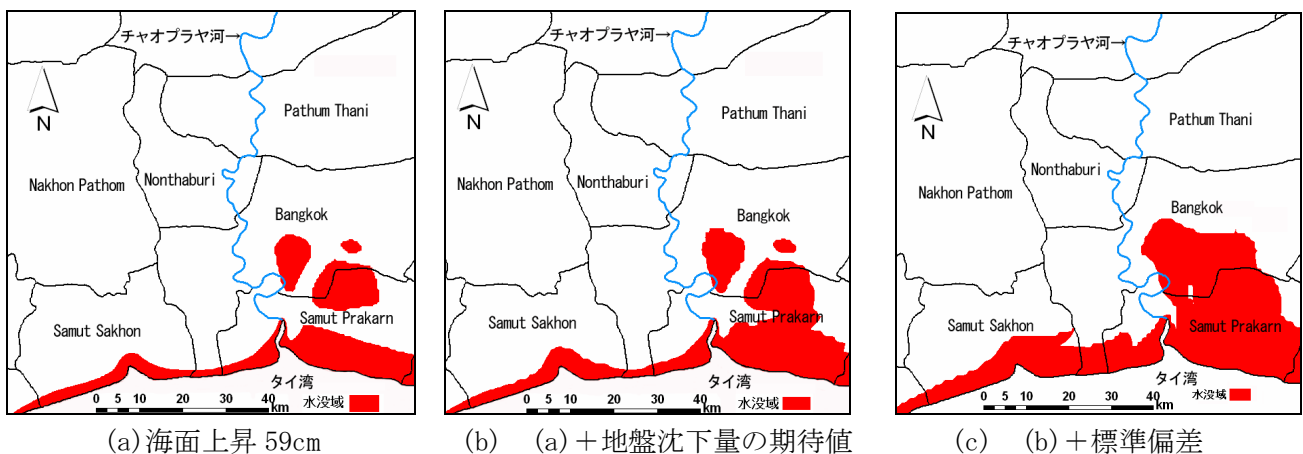


図-15 海面上昇による水没域(2100年)

f. 4. 3 結論

本研究では、チャオプラヤデルタの地盤沈下分布マップを作成し、地盤沈下の現状把握を行った。さらに将来的な地盤沈下量から地盤沈下予測マップを作成し、それを用いて地球温暖化に伴う海面上昇と合わせた水没域の把握を行った。得られた知見は以下の2点である。

- (1)チャオプラヤデルタでは現在、Samut Prakarn、Samut Sakhon の中部、Pathum Thani の北部を中心とした沈下が生じているが、将来的には Samut Prakarn では沈下の中心が東部へ、Samut Sakhon では北部へ移行し、Pathum Thani では沈静化していくことが予測された。
- (2)地球温暖化に伴う海面上昇と地盤沈下量の期待値、標準偏差により 2100年には Samut Sakhon、

Ⅲ. 研究成果の詳細報告

Bangkok の沿岸域、Bangkok の中部、Samut Prakarn の 7 割以上が水没することが分かった。

以上のことから、海面上昇に伴う水没域の把握において、地盤沈下を考慮することの重要性を明らかにするとともに、その影響を定量的に把握することができた。

g. 4. 3 引用文献

- 1) IPCC:Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Summary for Policymakers, 2007.
- 2) Satoshi Murakami, Kazuya Yasuhara, Kumiko Suzuki, Hideo Komine: Reliable land subsidence mapping using a spatial interpolation procedure based on geostatistics, Soil and foundations Vol.46, No.2, pp123-134, 2006.
- 3) Mana Kitirat, Ashim Das Gupta, Mukand Singh Babel, Roberto S.Clemente, Satoshi Takizawa:Subtainable groundwater resource management for the Bangkok aquifer system, AIT, Bangkok, Thailand, 2005.

h 4.3 成果の発表 :

渡邊眞悟・村上哲・安原一哉・小峯秀雄・鈴木久美子・武井洋大：バンコク地盤沈下地域における観測的地盤沈下予測手法の適用性に関する検討，第4回地盤工学会関東支部発表会（Geo-Kanto2007）発表講演集，pp.423-426，2007.11.

渡邊眞悟・村上哲・鈴木久美子・安原一哉・小峯秀雄：信頼性地盤沈下ハザードマップ作成手法のチャオプラヤデルタへの適用，第43回地盤工学会研究発表会，2008.07.（投稿中）

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

NICAM（全球雲解像モデル）では、これまでの水惑星実験で得られた知見をもとに、現実的な地形や海面水温などを与えた設定のもとで季節変化実験を行っている。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、全球的な下層雲や降水分布の再現性を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。

今年度は革新プロジェクトの一環として、14km 格子の設定で、2004年6月から8月までの3ヶ月実験を行った。初期条件は、NCEPds083.2の客観解析データ、海面水温は、7日毎のNOAA Reynolds OI SST を与えて時間積分を行った。境界層の乱流過程は Mellor-Yamada Level2 に基づく、サブグリッドスケールの雲に伴う凝結効果を組み込んだ湿潤境界層スキーム、雲の微物理過程は氷相に霰のカテゴリーを含んだ NSW6 スキーム (Tomita, 2008) を用いている。以下(2)では、はじめに6月について、アジア域の台風に関する降水分布の再現性(2-1)と、MJO に似た波数1の東進擾乱に伴う対流と力学場の特徴(2-2-A)および MJO の伝播に関連した台風の発生(2-2-B)について述べ、2-3 で下層雲の空間的再現性について示す。続いて、(3)では、7月条件実験の結果を示し(3-1)、気候感度実験の結果について述べる(3-2)。最後に、全球雲解像実験と衛星観測データの比較検証について述べる(4)。

(2) 結果

2-1 梅雨期環境の台風

台風 0404 号の最盛期の降水分布について、図1に観測 (TRMM 降水レーダー)、図2にモデルの1時間30分ごとのスナップショットを描いた。台風の中心気圧の右側を同心円状に取り巻くスパイラルバンドが対流の集合として再現されている様子や、南東象限の湿潤な環境場 (図略) における降水活動が活発に起こっている様子がみられ、観測されている降水分布の特徴をある程度は定性的に再現している。バンドを構成するメソスケールの対流の振舞い (Yamasaki, 1984) を適切に表現することで定量的な再現性を向上させることが今後の課題である。台風の位置は観測とモデルとで異なっているが、これは、台風の北東側の梅雨前線を含む周囲の総観場が複雑に相互作用する6月梅雨期の特有の大気場の再現が難しいことが主な原因であると考えられる。

2-2-A MJO および関連する対流活動

外向き長波放射(OLR)および赤外輝度温度のホフメラー図を、観測 (図3左) とモデル(図3右)について示した。東経90度~180度に対応する、ほぼ海面水温の高い経度帯 (図略) において、対流活動が活発化している。黒枠で示したように活発化は東進対流群の組織化という形で観測されており、モデルの結果は、60-90E (インド洋付近) で観測よりも活発化が顕著にみられるものの、基本的には似た特徴を示している。これらの対流群は、基本的には水惑星実験の結果

(Nasuno, 2007) や2次元非静力学モデルからの結果 (Oouchi and Yamasaki, 2001) と同じく、熱帯域のスーパークラウドクラスターなどに似た階層構造をもっており、従来型の静力学大気モデルでは再現が困難だった対流活動の特徴をよく捉えているといえる。

ここでみられた対流活動の活発化は、MJO に似た東進する東西波数1の擾乱の伝播と密接に関連している(図4)。例えば、高さ12kmにおける東西風 (図4左) に東進シグナルがみられ、OLR(白)の活動を変調していることがわかる。一方、南北風 (図4右) には、西進シグナルも卓越

III. 研究成果の詳細報告

しており、Wheeler and Kiladis (1999)をはじめとする、MJO に関する近年の観測的研究とも整合的な結果が得られている。

2-2-B MJO の伝播に伴う台風の発生

MJO の伝播に伴い、北西太平洋域で熱帯低気圧の発生がみられた。MJO 伝播に伴う下層西風偏差の強化 (図 5 (下) の 6 月 14 日～) は低気圧性渦度の北進を伴い (同図 (中))、熱帯低気圧 A1 および A2 の発達 (同図 (上)) をもたらす。図 6 は、最盛期の A1 および発達初期の A2 の降水分布を示している。A2 は、発達初期から最盛期、衰弱期に至るまで現実の台風 0407 号とよく似た経路を示す。これは、MJO が比較的良好に再現されている NICAM において、MJO の伝播が発生に対して重要な役割を及ぼす台風を積分開始後 20 日ほどたって再現した事例であり、NICAM が MJO と台風発生との関係を理解する上で有用なモデルであることも示している。2004 年のこの時期の MJO の伝播は、インド洋など他の海域においても顕著にみられ、サイクロンの発生・発達に対しても影響をなんらかの影響を及ぼしていた可能性がある。このような、MJO との関連という観点から、今後、台風や熱帯低気圧の発生に対する理解を深めていきたい。

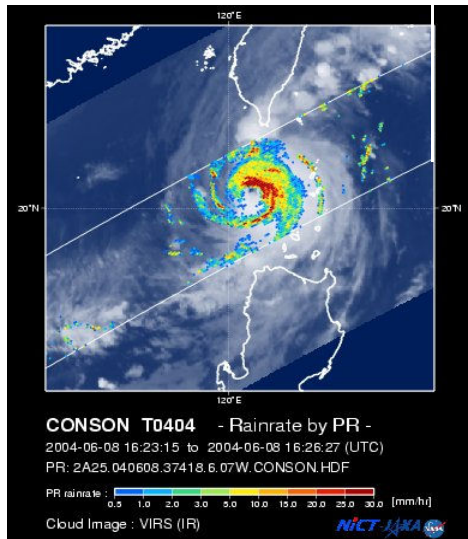


図 1: 観測による台風 0404 号の降水分布 (TRMM PR, 6 月 8 日 16:26 UTC).

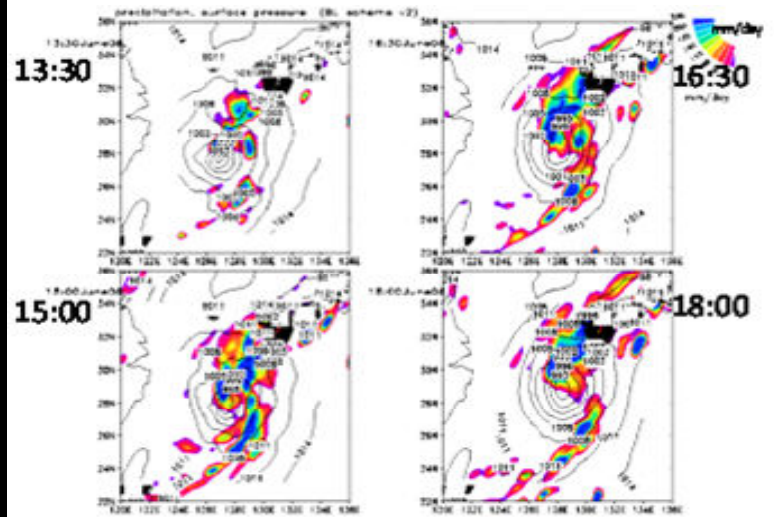


図 2: 14km ランでシミュレートされた台風 0404 号の降水分布 (6 月 8 日 13:30-).

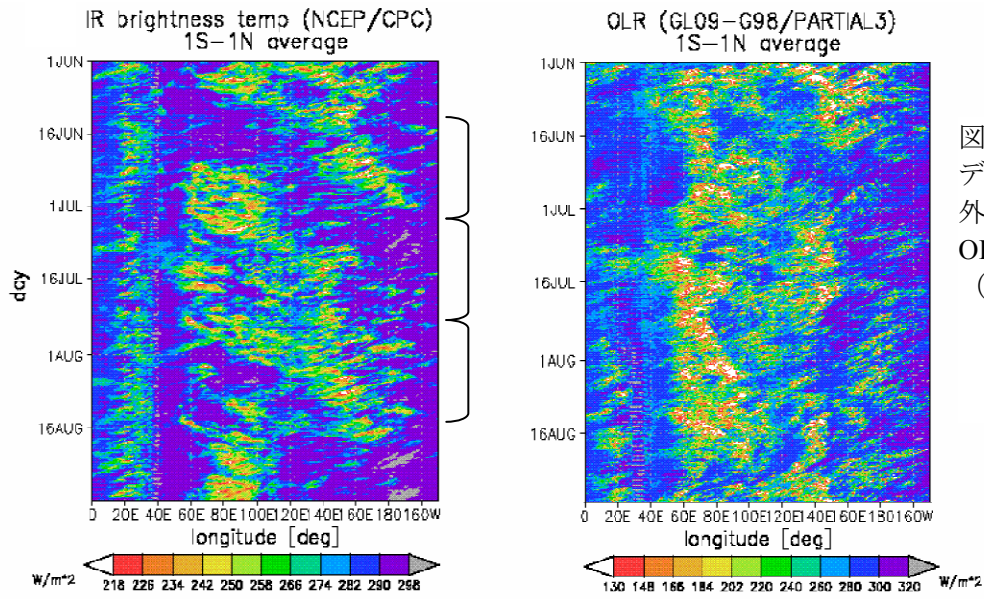


図3 観測(左)とモデル(右)による赤外輝度温度およびOLRの時間発展(1N-1S平均).

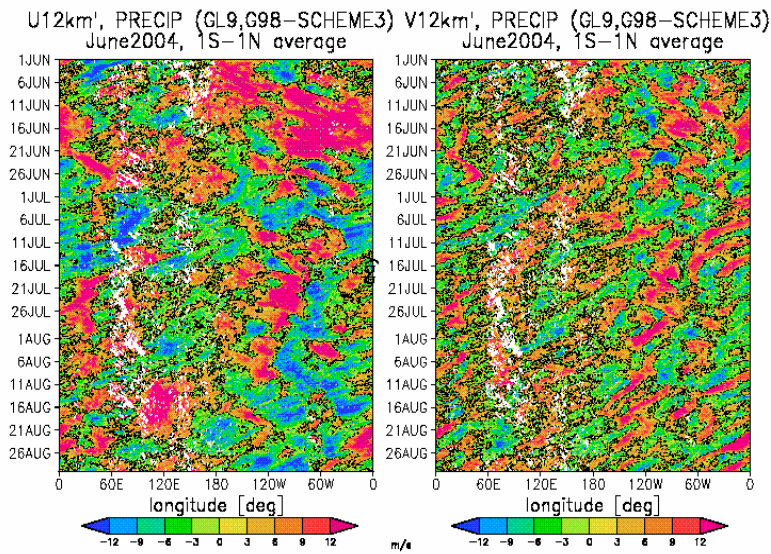


図4: モデルによる高さ12kmにおける東西風(左)および南北風(右)(1N-1S平均) 白い領域は0.3mm/hr以上の降水域

III. 研究成果の詳細報告

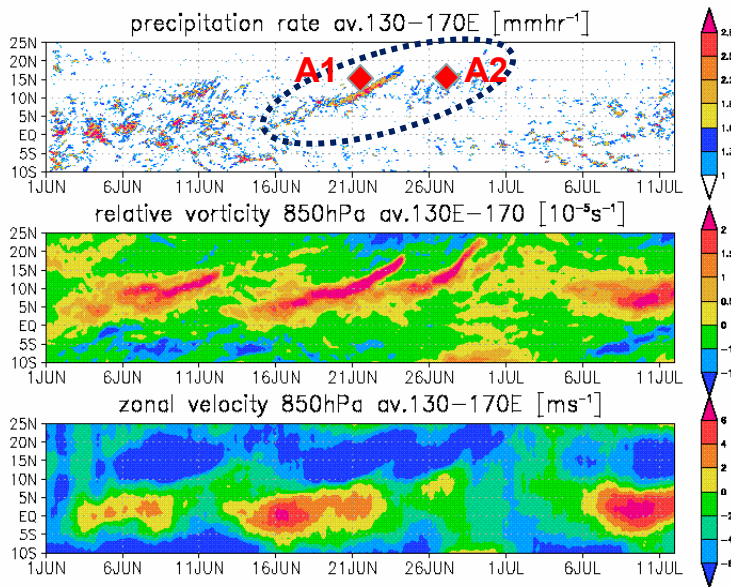


図 5：降水量(上)、850hPa 面の相対渦度(中)、東西風速(下)の緯度時間断面(130-170E 平均)。

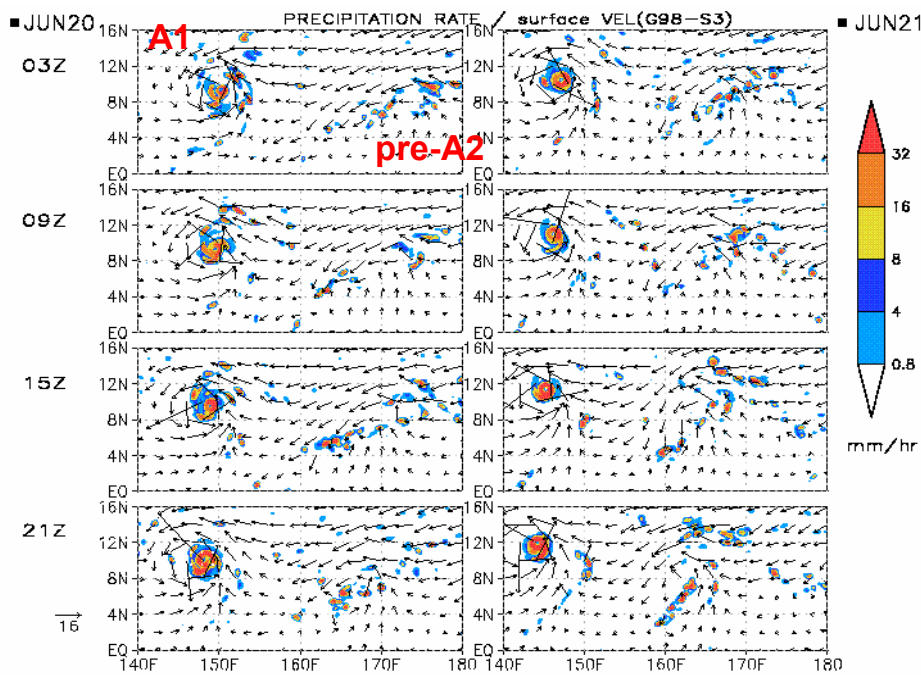


図 6：降水量の 6 時間間隔のスナップショット (6 月 20 日 03Z~21 日 21Z)。

2-3 下層雲

サブグリッドスケールの小規模な雲によって生じる大気安定度の変化を考慮した乱流モデルを導入し、その感度解析を行った。まず、衛星観測データを見ると(図 7a)、北米カリフォルニア半島沖合、南米ペルー沖合で 60%を上回る組織だった下層雲量が分布している。また、その他にもインド洋南部やギニア湾沖合、アフリカ大陸北部の沖合を主とする亜熱帯域で広範囲にわたり大きな下層雲量が確認される

まず、従来の乱流モデルを用いた場合の下層雲の空間分布を見ると(図 7b)、中緯度帯では傾圧不安定波の発達に伴って下層雲が発達する。しかし、カリフォルニア半島沖合付近の亜熱帯から熱帯域にかけては散逸した雲域となり、組織的な下層雲の発達は十分ではない。

下層雲は大気境界層という非常に限られた層における乱流の影響を強く受けて発達するため、その空間スケールも小さい。従って、傾圧不安定波によるスケールの大きな擾乱に伴う場合と異なり、比較的、局所的な大気運動の影響を強く受けて発達する様な下層雲を現実的に再現するためにはパラメータ化して扱う必要があると思われる。乱流モデル改訂前と比較すると改訂後では(図 7c, d)、中緯度帯で過剰傾向となる点など今後の課題も存在するものの、特に亜熱帯域の下層雲の空間的特徴に大きなインパクトを与えていることがわかる。

次にカリフォルニア半島沖合の亜熱帯域から熱帯域にかけての鉛直断面を(図 8)に示す。亜熱帯域では大きなスケールで起こる沈降流と共に比較的低い海面温度の影響を受けて層状的な下層雲が発達する。そして熱帯域に向かうにつれて徐々に雲量や雲水量の小さな積雲状の下層雲へと形態が変化することが知られている。そして、熱帯域では深い対流雲が卓越しこれが大気大循環を駆動する。地球大気の現実的な数値モデリングを行うためにはこのような雲の空間的な変動を再現することが重要となる。NICAM で得られている結果を見ると(図 8)、亜熱帯域から熱帯域にかけて起こる雲の形態の空間的变化を良く捉えている。

乱流モデルの改訂によって下層雲の発達に違いが生じた原因を調べるために、図 8 と同じ断面で湿度の空間分布を比較した(図 9)。一見、改訂前と改訂後の分布は似ている様に見える(図 9a, b)。しかしその差を見ると(図 9c)、改訂前に比べて改訂後の境界層下部は乾燥化し、そして境界層高度は高まっている。従って、乱流による鉛直方向の熱分配が活発化したことにより、境界層上部において現実に近い下層雲の発達につながっている。

次に、現在の NICAM における下層雲とそれによる放射過程との整合性を検証した。図 10 は短波雲放射強制力について Earth Radiation Budget Experiment (ERBE)による衛星観測から得られた結果と比較している。観測結果を見ると(図 9a)、インド洋から海洋大陸、そして ITCZ に沿って組織的に発生する積乱雲群に伴い大きな負値が観測される。それとは別に、南米、及び、北米の西岸沖合域において下層雲の発達に伴い系統的に強い領域が存在している。NICAM の結果を見ると(図 10b)、これらの空間的な特徴を捉えている。一方、南太平洋海域や南インド洋海域などの南半球洋上において $-100 \sim -60 \text{ W/m}^2$ 程度の観測では見られない強い負値も存在しており今後の改善が望まれる。

大気大循環に伴う短波雲放射強制力との整合性を調べるために、図 11 に 500hPa 面高度の鉛直流に対する短波雲放射強制力の確率密度分布を示す。ERBE と NCEP によるコンポジット(黒線)を見ると、およそ 20 mb/dy 付近に極値を伴い、下降流方向に歪度を持っている。NICAM の結果(赤線)を見ると、このような短波雲放射強制力と鉛直流との相対的な関係は整合しているが、その振幅は大きいことが問題点として残る。

III. 研究成果の詳細報告

地球シミュレーターを利用した高解像度実験によって主に熱帯域で発生する深い対流雲の直接的な表現は飛躍的に向上した。一方、下層雲の空間スケールは100 m以下であることも多いため、その性能を限界まで活用しても陽に表現することは難しい。本研究ではこの様な特に小さなスケールの雲をパラメータ化して表現することでその再現の向上を試みた。まず、気候学的に特に重要となる下層雲の空間的な構造を確認するためにカリフォルニア沖から熱帯域にかけての断面で検証したところ、その空間的な特徴は GCM 間の国際的な比較実験で得られている特徴と矛盾しない。

乱流輸送過程の改善により、下層雲の発生環境をある程度現実的に再現することが可能になったと思われるが、雲放射強制力の観点から考察すると過大評価しているという課題も残る。この要因のひとつとして、部分雲量を用いていない(雲量を0か1のいずれかのみで考慮)ことも考えられる。本実験では効率的なモデル開発を進める上で物理的解釈を容易にするためにもこの様にしているが、今後、全球雲解像モデルにおける将来予測/診断性能の向上のためには乱流輸送過程とともに放射過程との整合性について更に注意を払いながら改善を試みる必要がある。

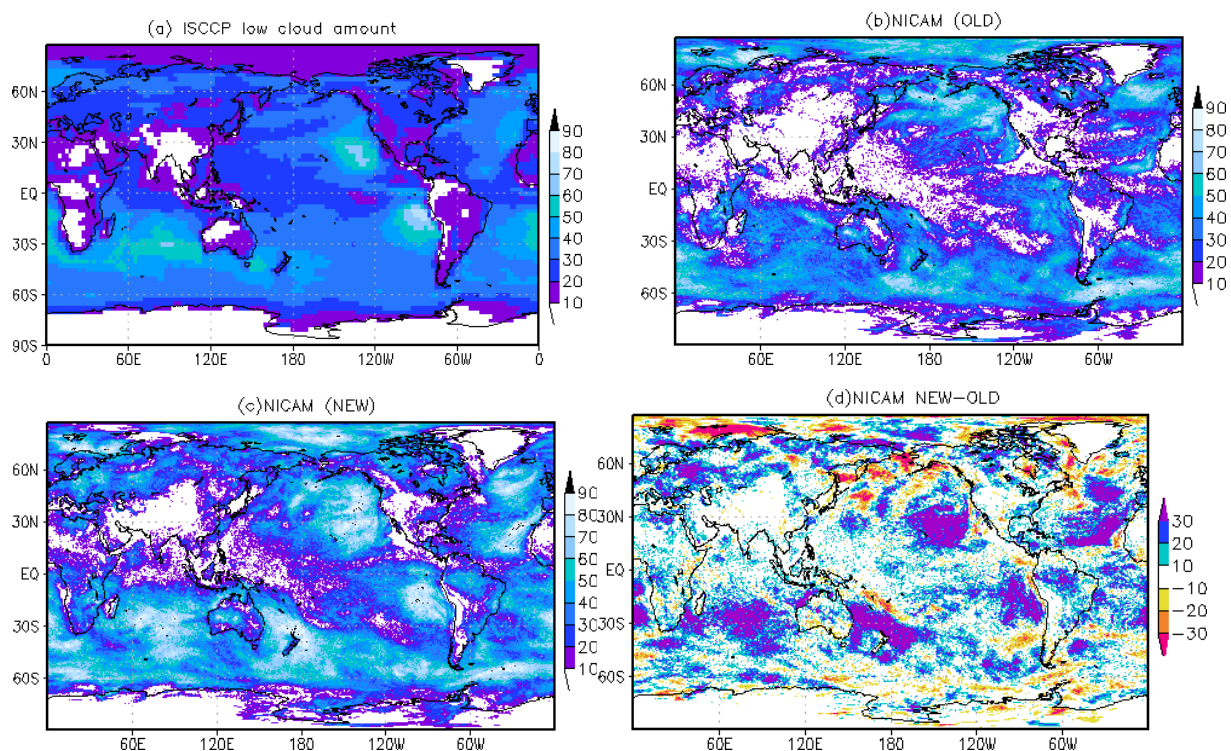


図7: 衛星観測とNICAMによる下層雲量(%)の比較. (a) ISCCPによる衛星観測に基づく1983年~2004年の6月平均値, NICAMにおける乱流モデル(b)改訂前, (c)改訂後, (d)改訂後から改訂前の差. NICAMの雲量はISCCPシミュレーターに基づいて評価した6~10日の時間平均値.

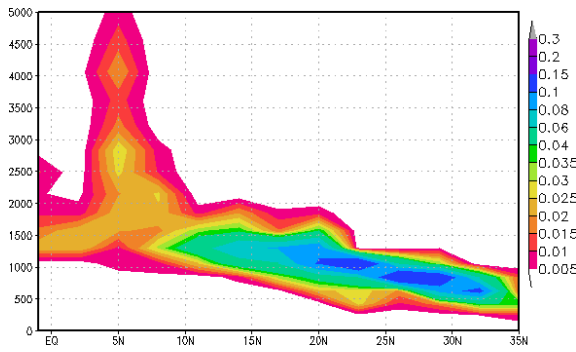


図 8: 改訂後の雲水混合比(g/kg)の鉛直分布. 6~10 日目の時間平均値を(西経 125 度, 北緯 35 度)から(西経 173 度, 南緯 1 度)に沿った断面で示す.

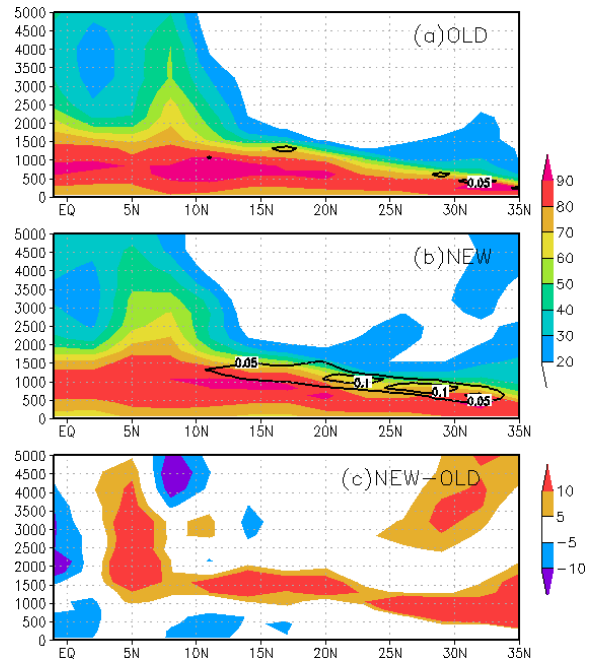


図 9: 湿度(色; %)と雲水混合比(線; g/kg)の比較. 図 6 と同じ時間平均値と鉛直断面で (a)改訂前, (b)改訂後, (c)改訂後から改訂前の差を示す.

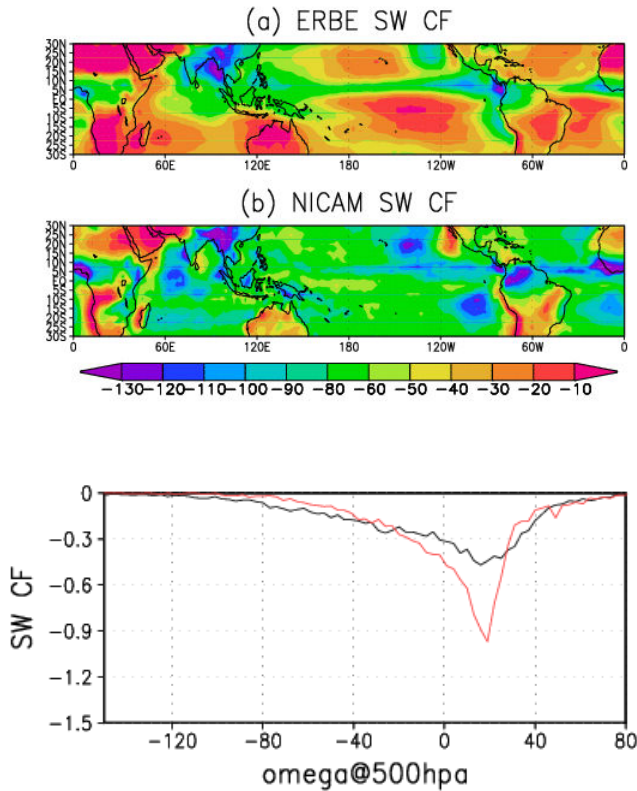


図 10: 短波雲放射強制力 (W/m^2) の比較. (a) ERBE による衛星観測から得られた気候値と (b) NICAM の結果. 6 月, 7 月, 8 月の 3 ヶ月平均値について示す.

図 11: 500hPa 面高度の鉛直流 (mb/dy) に対する短波雲放射強制力 (W/m^2) の確率密度分布. 熱帯と亜熱帯域 ($-30^{\circ} S \sim 30^{\circ} N$) について, ERBE による放射強制力の気候値と NCEP の解析値による鉛直流のコンポジット (黒線) と NICAM の結果 (赤線). 6 月, 7 月, 8 月の月平均値を用いた.

(3) 7月条件実験

3-1 気候場

気候を決める上で雲は重要な役割を果たしている。しかしながら、これまで多くの気候実験において、雲を表現するのにパラメタリゼーションが用いられてきた。より精度の高い気候実験を行うには、雲を陽に表現できるモデルを使用することが重要である。この7月条件実験は、全地球で雲システムを陽に表現される解像度で気候実験を行った世界で初めての試みである。実験環境として、海面水温やオゾン量は7月の気候値に固定し、永久に7月であるという条件を用いた。雲を用いて表現した結果、図12や13に示すように観測にかなり近い気候値を得ることができた。

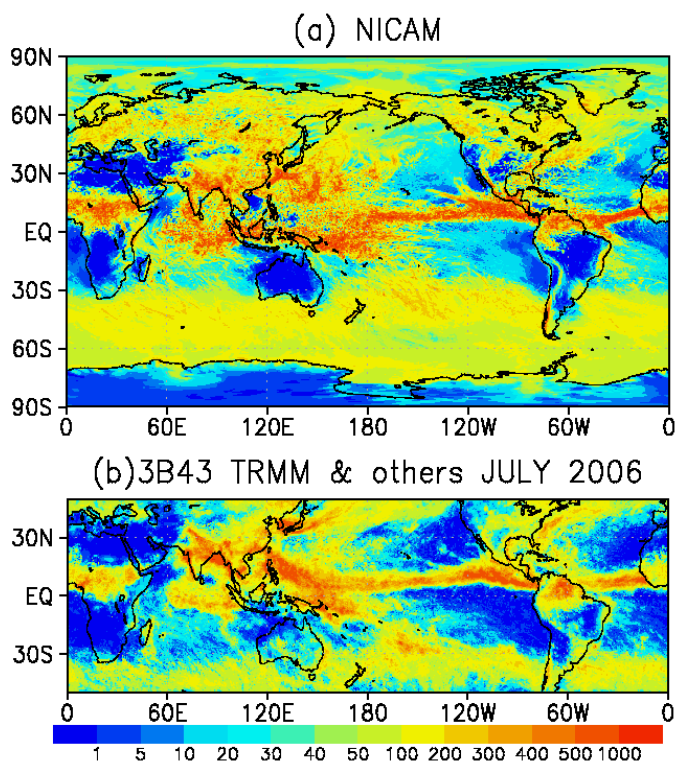


図12：降水量の気候値。
(a)シミュレーション結果
(b)TRMM 3B43 より。

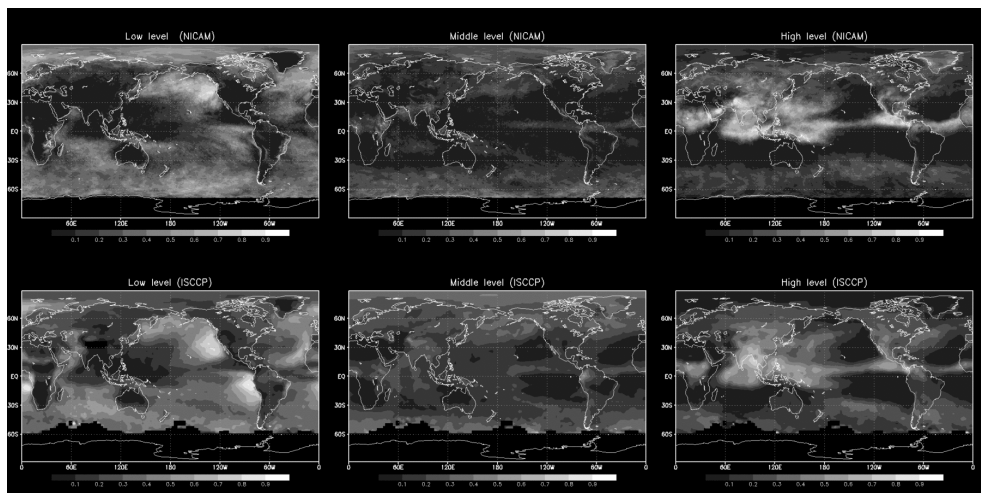


図13：(上)シミュレーションで得られた雲量 (ISCCP シミュレータを用いた)、(下)観測される雲量 (ISCCP data より)。

3-2. 気候感度実験

Iga et al. (2007)に記載されている実験のうち、大気上端放射収支が観測データに一致する版 (CS3L200)を用い、気候感度実験を行った。実験設定として7月の海面水温(SST)+2K simulation (Cess et al., 1990)の手順を選んだ。大気大循環モデル(GCM)との比較のため、MIROC3.2(K-1 model developers, 2004) (解像度 T42I20) を用い同様の実験を行った。人工衛星と同様の方法でモデルにおける雲頂気圧と雲の光学的厚さを出力させる ISCCP23 simulator (Webb et al.,2001)を両モデルに組み込んだ。MIROCの雲変化の特徴はIPCC第4次報告書における諸GCMの傾向と同様であった。一方NICAMでは熱帯から亜熱帯の上層の雲が著しく増加した。この点はMIROCの雲の変化と大きく異なり、他GCMの傾向とも異なる。この変化には薄い雲が大きく寄与している。雲の放射効果の変化としては、温室効果の強い高い薄い雲の増加に伴い著しい温室効果、日傘効果の増加が見られた。全体としては温室効果の増加が大きく勝り、雲の放射効果は強い加熱フィードバックを示した。

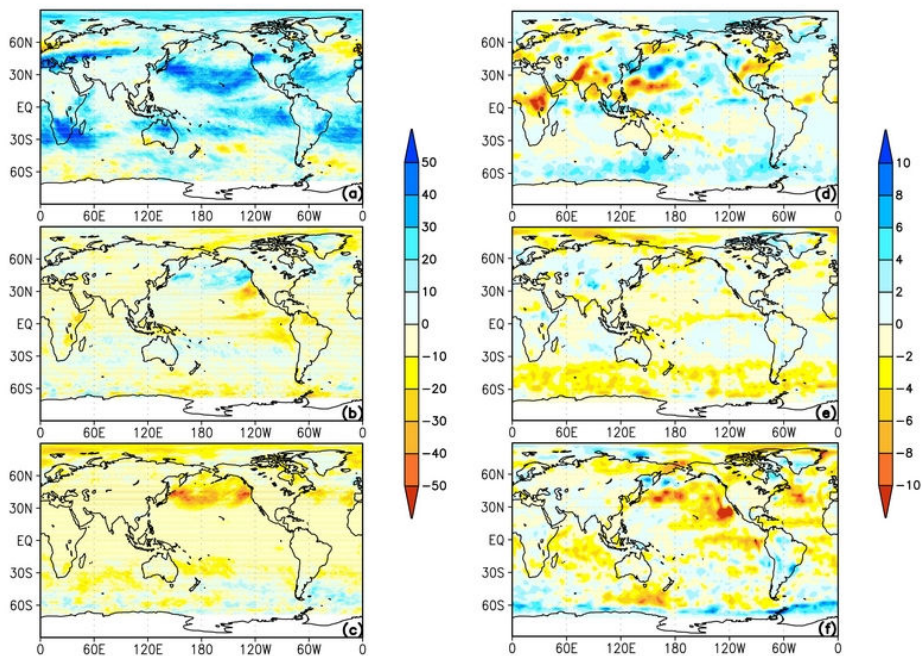


図 14 : ISCCP シミュレータによって分類された雲 (+2K 実験のコントロール実験からの差)。パネル(a), (b), および(c)は、NICAM の上層、中層と下層雲。パネル(d), (e), および(f)は MIROC について同様の雲。

III. 研究成果の詳細報告

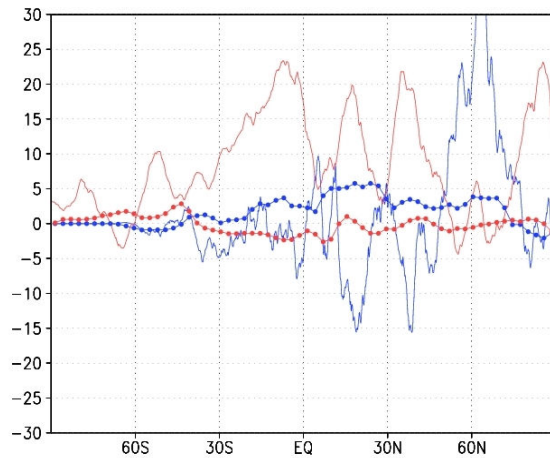


図 15 : NICAM(実線)と MIROC(○実線)の雲の放射効果(放射強制力)の+2K 実験のコントロール実験からの差[Wm-2]. 赤線は温室効果を, 青線は日傘効果を表す.

この雲の変化と降水効率の変化の関連について調べた。降水効率を各グリッドでの非断熱過熱の鉛直積算値からの降水量の差として定義する。上図は降水効率のコントロール実験における分布を示す。非断熱加熱は全球規模では降水とバランスしているが、熱帯の降水域で降水量よりも多く凝結しており、凝結水の供給域となっていること、極域では凝結量よりも多く降水しており、降水の一部は移流によってもたらされていることを示している。亜熱帯から中緯度の陸域や熱帯収束帯の端では非断熱過熱が負で、蒸発が卓越している。非断熱加熱の+2K 実験からコントロール実験の差を下図に示す。降水帯で非断熱加熱の増加が見られる一方、降水帯の端から亜熱帯域全域で非断熱加熱は減っている。上層雲が増えているのは亜熱帯においてであることから、上層雲はグリッド内の凝結の増加によってではなく、移流によって増加していることが示唆される。

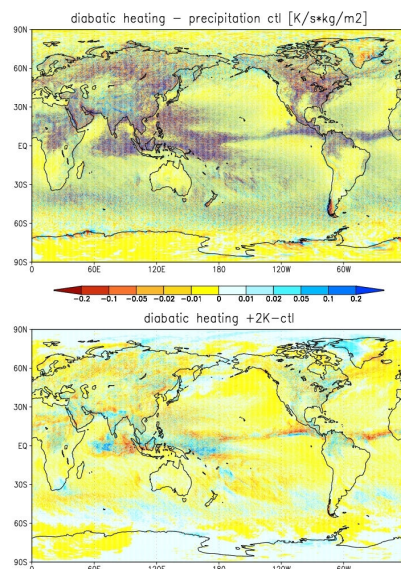


図 16 : NICAM における降水効率のコントロール実験における分布 (上図) と非断熱加熱の+2K 実験からコントロール実験の差 (下図)。

(4) NICAM MJO 実験：衛星データとの比較検証

本研究では、NICAM によるMJO 実験結果 (Miura et al., 2007) から、7km 解像度による一ヶ月ラン (2006 年12 月15 日から2007 年1 月15 日) を用いる。NICAM 出力をもとに14GHz および94GHz レーダ反射強度を放射計算し、それぞれ同期間に観測されたTRMM PR およびCloudSat CPR 反射強度と比較する。図17 は、TRMM 観測およびNICAM 実験からそれぞれ導出した深い対流活動の時間経度断面図である。NICAM 実験では、実験期間当初の10 日間ないし2 週間を除くと、観測から同定されたMJO とよく対応した降水域の東方進行が認められる。ただし、絶対値ではNICAM 結果が観測値を大きく上回っており、全体的に深い対流活動がモデルで誇張される傾向にある。図18 は、TRMM PR 観測とNICAM から計算された14GHz のCFAD(レーダ反射強度の高度別頻度分布) である。深い対流が卓越するMJO活発期と、浅い対流が支配的なMJO 不活発期の間のコントラストが捉えられている。NICAM 実験結果は、観測に比べて融解層 (高度4 – 5km のブライツ・バンドに相当) より上層のエコーが過大評価されている。これは、深い対流に伴い形成される雪片がモデルで過剰に生産されていることを示唆する。図19 はCloudSat CPR とNICAM による94GHz のCFAD である。図18 と同様にMJO の活発度に応じた対照が認められるが、同時に活発期・不活発期を問わず巻雲 (圏界面付近の弱いエコー) が顕著に見られる。一方、NICAM による94GHz レーダCFADでは、高度8km 以上で5dBZ 以上のエコーがすっぱりと切り落とされたように欠けている不自然な特徴が見られる。この原因は、NICAM MJO 実験における雪の微物理モデルにおいて粒径が過大評価される傾向にあるためであると考えられる。なお本研究は、投稿論文にまとめ現在査読中である (Masunaga et al., 2008)。

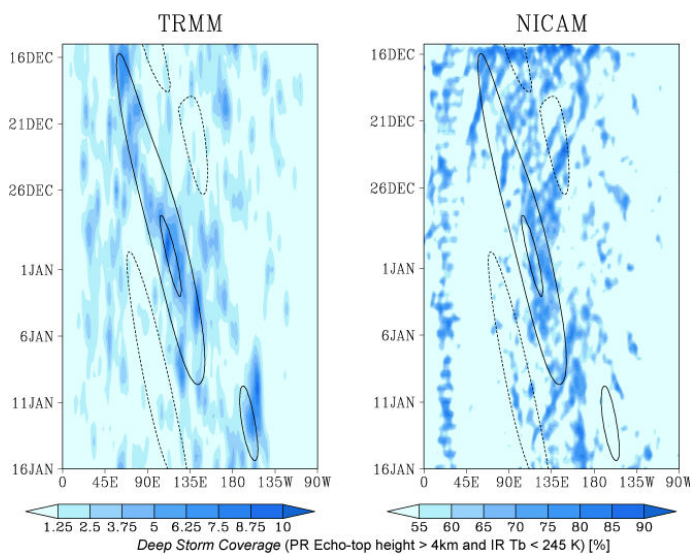


図 17 TRMM 観測(左)および NICAM 実験 (右)の時間経度断面図。

III. 研究成果の詳細報告

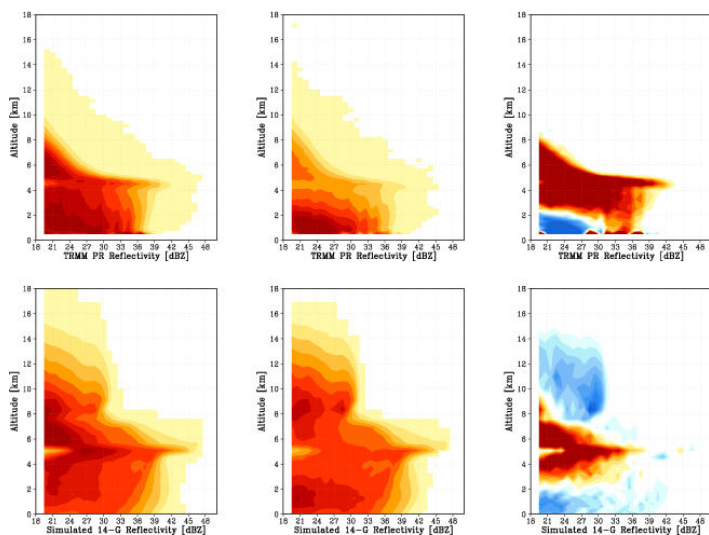


図 18 TRMM PR 観測 (上段) と NICAM 実験(下段)の CFAD。左から、MJO 活発期・不活発期・及び両者の差 (水色は負値) をあらわす。

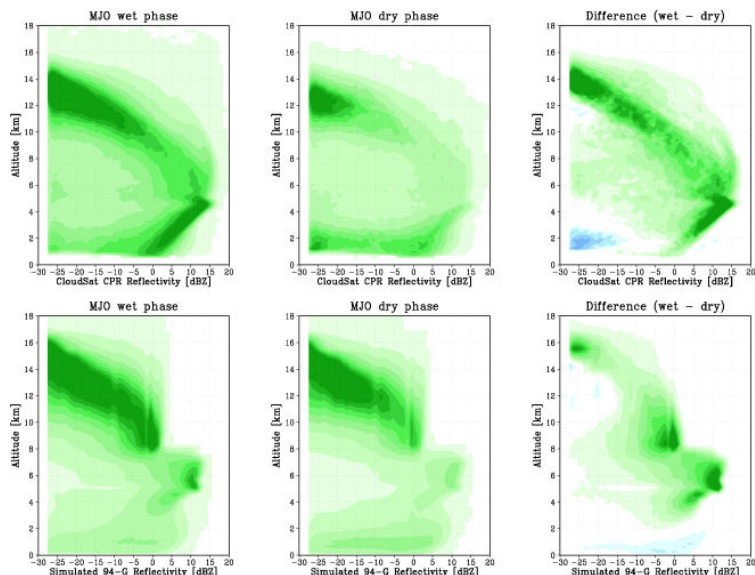


図 19 図 18 と同様だが、CloudSat レーダについての CFAD。

g.5 参考文献

- Cess, R. D., and G. L. Potter (1988), A methodology for understanding and intercomparing atmospheric climate feedback processes in general circulation models. *J. Geophys. Res.* **93**, 8305-8314.
- Iga, S., H. Tomita, Y. Tsushima, M. Satoh (2007), Climatology of a nonhydrostatic global model with explicit cloud processes, *Geophys. Res. Lett.* in press.
- K-1 model developers (2004), K-1 coupled model (MIROC) description. *K-1 tech. rep.* **1**, (eds. H. Hasumi and S. Emori) 34pp Center for Climate System Research. University of Tokyo.
- Masunaga H., M. Satoh, and H. Miura (2008), A Joint Satellite and Global CRM analysis of an MJO event: Model Diagnosis, submitted to *J. Geophys. Res.*
- Miura, H., M. Satoh, T. Nasuno, A. T. Noda, and K. Oouchi, (2007), A Madden-Julian Oscillation Event Realistically Simulated by a Global Cloud-Resolving Model, *Science*, **318**, 1763-1765.
- Nasuno, T., H. Tomita, S. Iga, H. Miura and M. Satoh (2007) Multi-scale organization of convection simulated with explicit cloud processes on an aquaplanet. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 1902-1921.
- Oouchi, K. and M. Yamasaki (2001) An MJO-like gravity wave and superclusters simulated in a two-dimensional cumulus-scale-resolving model under a warm pool condition, *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 201-218.
- Tsushima, Y., S. Iga, H. Tomita, M. Satoh (2007), Will global warming cover the subtropics with an ice blanket?, submitted to *Nature*.
- Tomita, H. (2008) New microphysics with five and six categories with diagnostic generation of cloud ice. *J. Meteor. Soc. Japan*, accepted.
- Webb, M.J., C. A. Senior, S. Bony, and J.-J. Morcrette (2001), Combining ERBE and ISCCP data to assess clouds in the Hadley Centre, ECMWF and LMD atmospheric climate models. *Clim. Dyn.* **17**, 905-922.
- Wheeler, M., Kiladis, G.N. (1999), Convectively Coupled Equatorial Waves: Analysis of Clouds and Temperature in the Wavenumber-Frequency Domain, *J. Atmos. Sci.*, **56**, 374-399.
- Yamasaki, M. (1984) Dynamics of convective clouds and 'CISK' in vertical shear flow-with its application to easterly waves and squall-line systems, *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 833-863.

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）

動的全球植生モデル SEIB-DGVM を東シベリアのカラマツ林帯に適用するために、東シベリアのヤクーツク近郊にて実測されたアロメトリー規則・アロケーション規則・フェノロジーをモデルに導入した。また、永久凍土が水循環パターンに与える影響も、簡単な機構ベースモデルによって導入した。

アロメトリー（相対成長）規則の調整：

ヤクーツクのスパスカヤ・パッド実験林にて観測された林分構造データ(矢吹 私信)より、最大樹高(*height*, in m)を胸高直径(*dbh*, in m)の関数として回帰した。

$$height = \left(\frac{1}{165 \times dbh} + \frac{1}{31.7} \right)^{-1}, R^2=0.81 \quad (1)$$

同じ林分構造データより、最大樹冠面積 (*crown_{area}*, in m²) を胸高直径の関数として回帰した。

$$crown_{area} = 80 \times dbh. \quad (2)$$

樹冠の鉛直方向の深さは 10m であると仮定した。樹高が 10m 以下の木本については、樹冠高と樹高とが同じであるとした。これらの仮定は、同じ林分における鉛直方向の LAI 分布、すなわち葉群密度のピークは地上 10-20m に存在し、鉛直 1m 辺りの最大葉面積は 0.1m 前後である構造(Shirota 2004)、を再現するための調整の結果である。辺材の直径は 0.0188m (Schulze 1995)と仮定した。胸高直径が 0.0188m 未満の木本は、幹の全てが辺材であると仮定した。

アロケーション（資源配分）規則の調整：

各木本の葉量(*mass_{leaf}*, in g dry mass)は、オリジナルのモデルでは辺材の断面積の関数で与えていたが、これは *dbh* の関数として下式で与えた (Schulze 1995)。

$$mass_{leaf} = 330 + 50580 dbh^2. \quad (3)$$

SEIB-DGVM では、幹・枝・粗根をひとまとめにして *trunk* として扱っているが、この *trunk* の重量(*mass_{trunk}*, in g dry mass)は、大きな個体については式(4)を、小さな個体については式(5)で与えた。

$$mass_{trunk} = 1.5 (467 ba \times 10^4 - 11300) \quad (4)$$

$$mass_{trunk} = 190 (100 \times dbh)^{1.81} + 42.8 (100 \times dbh)^{1.79} + 171 (100 \times dbh)^{1.67} \quad (5)$$

ここで ba は、胸高断面積(m^2)である。式(4)の括弧の内側は、Schulze (1995)の幹+枝重量であるが、ここに 1.5 を乗算することで粗根の重量を加えている。この 1.5 という数値は、Kajimoto et al. (2006)のアロメトリー式より算出される枝+幹バイオマス：粗根バイオマス比率を、実際に見られる DBH 範囲において近似したものである。式(4)は、小さな個体の生物量を過小に推定する傾向があり、特に胸高直径が 2.8cm 以下の個体に対しては負の値を返してしまうため、小個体に対しては式(5)を適用した。式(4)は胸高直径が最大 40cm までの幅広い大きさの木本より推定されており、他方、式(5)では胸高直径が 1~10cm の小さな木本より推定されている(Kajimoto et al. 2006)。これらの式は、これらの推定範囲を大まかに二分させる $dbh = 7.2$ cm 前後で交差するため、単純に式(4)と式(5)のうち大きな値を、その木本の trunk 重量とした。

幹生産に分配される生物量に対しては、式(6)で定義される減衰因子 dm を乗算し、最大胸高直径として仮定した 40cm に近づくとつれ幹の生産効率を低下させた。

$$dm = 1.0 - (dbh / 0.4)^2 \quad (6)$$

これは、地上部バイオマスの生産効率が、樹齢と共に低下することをパラメタライズしたものである(Landsberg 1997, Ryan 2004)。

フェノロジー（生物季節）規則の調整：

カラマツの展葉は、日平均気温の $4.1^\circ C$ を超えた値を毎年 1 月 1 日より積算し、これが $60^\circ C$ を越えた日に開始されるとした。このパラメタリゼーションは、リモートセンシングから得た正規化水指数(NDWI)の観測値に基づくものであり、シベリアの 9 箇所で実測された展葉開始日を用いて検証されている(Delbart 2005)。また、スパスカヤ・パッド実験林において観測された LAI の季節変動(Suzuki 2001)を再現するために、次のパラメタリゼーションを行った (a) 展葉開始から 14 日間で、全ての貯蔵資源は利用可能な資源に一定速度で転換される、(b)展葉開始から 30 日経過後以降に新たな展葉は生じない、(c) 日平均気温の 10 日間移動平均が $7^\circ C$ を下回る場合、14 日間続く落葉期に入り、この間に全ての葉群は一定速度でリターに転換される。これらの基準を、シミュレーションに用いた気象データに適用したところ、展葉開始日は 5 月 25~29 日、落葉開始日は 9 月 14~19 日に生じた。

Ⅲ. 研究成果の詳細報告

シミュレーション結果：

1000年間のスピニアップの後に、全ての木本を死滅させる森林火災を生じさせ、その後の植生回復を200年間シミュレーションした。シミュレーションの一般的な傾向を明らかにするために、このシミュレーションは10回繰り返し、その平均出力を解析した。各々200年間のシミュレーションの最中には、火災は生じさせなかった。図1に、典型的な相観の変化を示した。

図2aは、年最大LAIの経年変化を示したものである。シミュレーション開始直後に、まず草本レイヤーのLAIが急速に上昇し最大で1.7程度に到達した。その後、木本層のLAIと徐々に入れ替わり、約60年目には0.3付近で平衡に達した。他方、木本PFTは約60年目頃までに増加を続け、1.7付近で平衡に達した。ヤクーツク近郊におけるカラマツ林のLAI測定値は、プロット毎に0.9(Suzuki et al. 2001)から2.5(Shirota et al. 2004)まで大きくばらついている。しかし、パラメータ調整の際に森林構造を参考にした林齢125~131年の3つの森林では、いずれもLAIは1.4~1.6の狭い範囲であると推定されており(Schulze et al. 1995)、これらはこのシミュレーション結果に近い値である。

仮想林分のGPPは木本の優占と共に上昇し、林齢60~70年程度で平衡に達した(図2b)。NPPは、林齢の若いときにはGPPの約半分程度であったが、林齢と共にNPP/GPP比が低下する傾向が見られた。これは、平均個体サイズの増大によってTrunkの生産効率が低下することに伴ったものと思われる。実際に、この低下傾向は、200年の時点でも持続していたが、地上部バイオマスも200年目以降も増大し続けていた(図2c)。なお、林齢とNPPとの関係、および林齢と地上部バイオマスとの関係は、観測値の傾向と大きな矛盾は見られなかった。

図2dは、仮想林分全体における炭素プール変化の経年変化を示したものである。SEIB-DGVMでは火災によって既存のリターの半分が消失すると仮定しているが、同時にTrunkバイオマスの半分と全ての細根バイオマスがリターへ組み込まれる事を仮定しているため(Sato et al. 2007)、火災の直後にはリターの増加が生じている。リターは林齢と共に、70年目頃には平衡に達した。他方で、SOMには林齢に関わらずほぼ一定の値を保った。林齢200年における土壌炭素の蓄積量は、Litter+Humusとして約30MgC ha⁻¹、SOMとして約68MgC ha⁻¹、合計約98MgC ha⁻¹となった。このシミュレーション結果は、Yakutsk近郊のLarch林における測定値の範囲に収まった。

図3は、森林火災後200年目の林分における水フラックス季節変化のシミュレーション結果である。遮断蒸発と蒸散は葉群の存在する5~9月のみに顕著であったが、林床からの蒸発は冬を除いて常に生じていた。このトレンドは、Yakutskのカラマツ林における蒸発量・蒸散量の季節変動の観測結果と、定性的に一致している(Ohta et al. 2001)。流出水は、雪解けが生じ遮断蒸発や蒸散の活発でない5月において最も高く、その後は降水量が増加するにも関わらず減少を続け、11月までには0となった。年合計のwater budgetでは、遮断蒸発・蒸発散・流出が、それぞれ17%・

71%(蒸散 39%, 蒸発 32%)・12%とシミュレートされた。Yakutsk のカラマツ林における観測では、4月21日～9月7日の間における211mmのTotal water input（降水＋雪解け水）のうち、約15%が遮断蒸発で、約72%が蒸発散量で失われたと推定され(Ohta et al. 2001)、そして土壌含水量がこの測定前後で変化していないと仮定すると、約14%が流出水量で失われたと算出される。この測定結果は、シミュレーションの結果と良く一致している。

本モデルがどの程度の地理範囲に妥当に適用できるか見積もるために、シベリアのカラマツ林帯全域にモデルを適用し、この地域において観測されるLAIの南北勾配が再現されるかを検討した。検証のために、同じグリッドにおけるカラマツ林のLAIを人工衛星データより推定した。比較の結果、我々のモデルは、葉面積指数の緯度方向の傾向を大雑把には再現することが分かった（図4）。しかし、カラマツ優占地域の北端と南端においては過小推定の傾向が認められ、これは森林構造の発達における環境依存性が、完全にはモデルで再現できていないことを示しており、この点は今後の改善が必要であろう。

またSEIB-DGVMユーザーの利便性を計るための仕組みの一つとして、WEBベースの気象データ作成システムを構築した（図5、<http://seib-dgvm.com/>）。これは、緯度経度と年を入力すると、その場所と年との年間気象データが、SEIB-DGVMの入力形式で取り出せるというものであり、これまでユーザーからの要望が最も強かったサービスである。なお、元となる気象データにはNCEP/NCAR再解析データ、データ作成方法は線形補間を利用した。

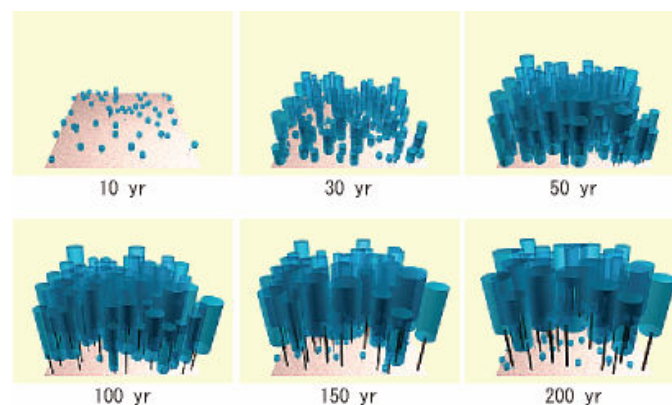


図1：森林火災後の200年間の典型的な相観変化。気象データには、東シベリアのヤクーツクにおける観測値を用いた。木本はカラマツのみが定着できると仮定した。実際には、カンバや松などが若干分布しているが、これらは草本層に含まれると仮定した。なお、草本層はこの図では可視化していない。

III. 研究成果の詳細報告

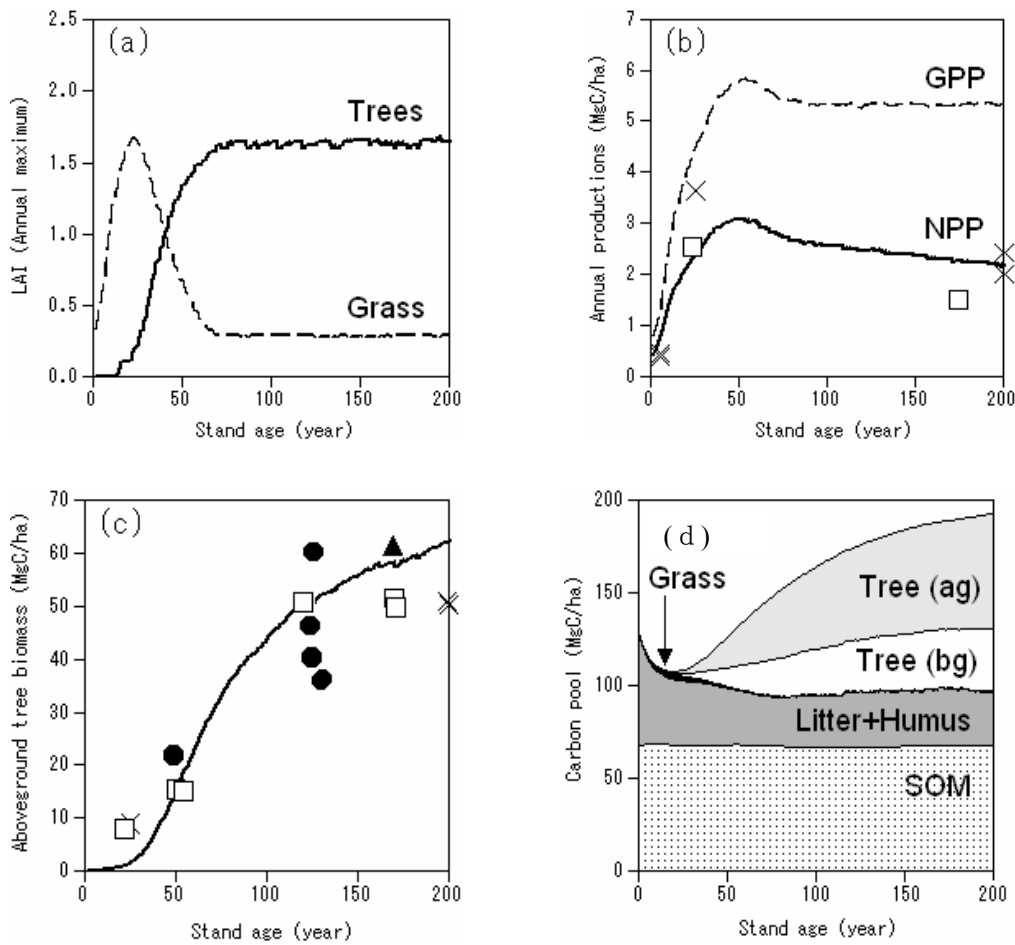


図 2：森林火災後の植生動態変化のシミュレーション出力。平均的な結果を得るために、独立した 10 回のシミュレーションを行い、その結果を平均した。(a)木本の葉面積指数の年最大値、(b)年合計の総生産量(GPP)と純生産量(NPP)、(c)木本の地上部バイオマス、(e)森林全体の炭素蓄積量。NPP と木本地上部バイオマスは、ヤクーツクにおける実測値と比較している。このうち(Sawamoto *et al.*, 2003) 地上部 NPP のみを報告しているので、(Usoltsev *et al.*, 2002)の表を用いて地下部をも含んだ NPP に変換した。この表は、地上部・地下部バイオマス比の観測値を、東シベリアにおける様々な林齢のカラマツ林において集計したものである。

凡例：▲ (Kajimoto *et al.*, 2006), × (Sawamoto *et al.*, 2003), ● (Schulze *et al.*, 1995), □ (Shibuya *et al.*, 2004).

図 3：森林火災後 200 年目における水フラックス季節変化のシミュレーション値。10 回の独立したシミュレーションを行い、その結果を平均した。

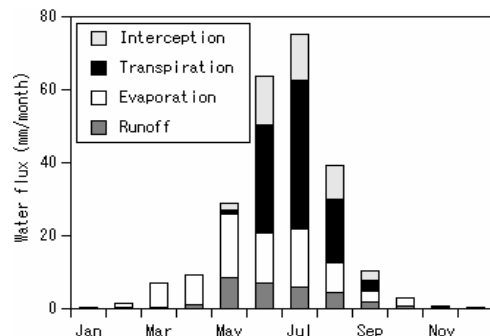


図4: カラマツ林における樹冠部葉面積指数の緯度方向の傾向を、シミュレート値と推定値との間で比較した図。北緯70度東経279度～北緯49度東経315度の長方形の領域を、緯度方向18個×経度方向32個のグリッドに等分割した。それぞれのグリッドについて、7月下旬のカラマツ林樹冠部LAIのシミュレーション値と衛星データによる推定値とを算出し、同じ緯度帯のバンドについて平均した。なお、モデル構築とパラメーター調整の対象としたヤクーツクの緯度は、緯度帯の8番に属している。

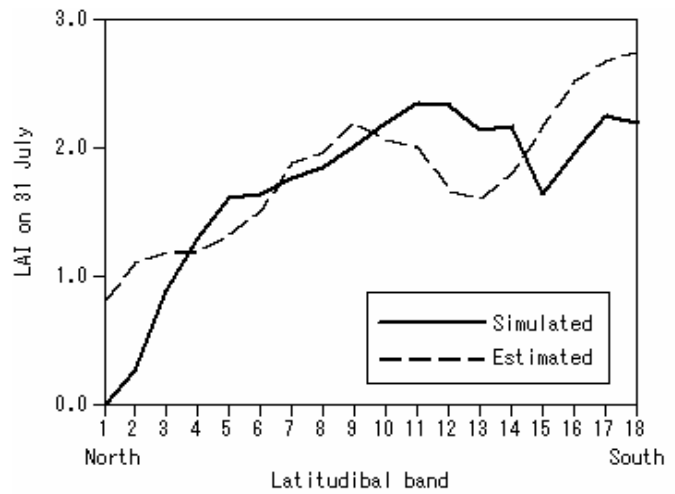
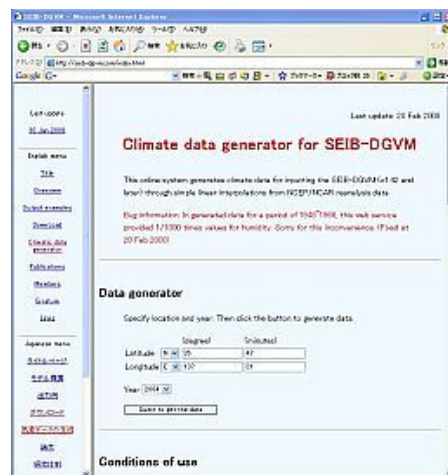


図5: Web上にて公開したSEIB-DGVM用の気象データ取り出しシステム。緯度・経度・年を入力して送信ボタンを押すと、その場所と時間における気象データが、NCEP/NCAR再解析気象データを線形補完することで生成され、SEIB-DGVMに入力できるフォーマットに成形された上で出力される。このシステムは、モデルユーザーのみならず、他分野の生態学者にも利用され始めている。



e. 6.2 サブ課題2 (Sim-CYCLEの高度化と検証)

本年度は、全球スケールの陸域生態系炭素循環モデル (Sim-CYCLE) の高度化を開始した。Sim-CYCLEは各地点の植生タイプを境界条件として与える、植生分布に関する「静的」なモデルであり、自然植生の構造変化を無いものと仮定できる過去から近未来のシミュレーションに適している。現実的な植生分布を使用することで、現在の炭素収支を高い信頼性で推定することができる。共生プロジェクトで開発された地球システムモデルにおいて、Sim-CYCLEは陸域炭素循環フィードバックを評価するコンポーネントとして組み込まれていた。

III. 研究成果の詳細報告

革新プログラム「地球環境予測」では地球システムモデルの高度化が図られるが、大気-陸域相互作用を扱うコンポーネント群の精緻化について検討を行った。現行モデルでは物理過程は MATSIRO、炭素収支を Sim-CYCLE、植生動態を SEIB が扱う構造になっているため、各モデル間の整合性を保ちつつコンポーネント改良を進める必要があった。第1の問題として、MATSIRO と Sim-CYCLE で使用している土地被覆データに見られる不整合を検討した。全球の土地被覆分布データとして、MATSIRO は ISLSCP-II、Sim-CYCLE は Matthews (1983)を使用していた。しかし、モデル間で植生タイプの設定が異なると（例えば森林/草原、常緑/落葉など）データ共有による結合に支障を来すはずであるが、その相互整合性は検討されていなかった。そこで MATSIRO で使用している土地被覆分類に統一して、2つのデータセットの空間分布を比較したところ（図6）、陸域の相当割合で不整合が見られた。例えば落葉広葉樹は、MATSIRO では北米東部やユーラシア東部の温帯落葉樹のみを扱っていたのに対し、Sim-CYCLE では半乾燥地域の季節林も含んでおり、対象面積が大きく異なっていた。また、ユーラシア北東部の落葉針葉樹林の分布も緯度的にずれており、その不整合な地域では、一方が常緑樹林に対し他方では落葉樹林として扱っていたことになる。このような不整合が大気-陸面間相互作用のシミュレーション結果に与えていた影響について今後検討する予定である。

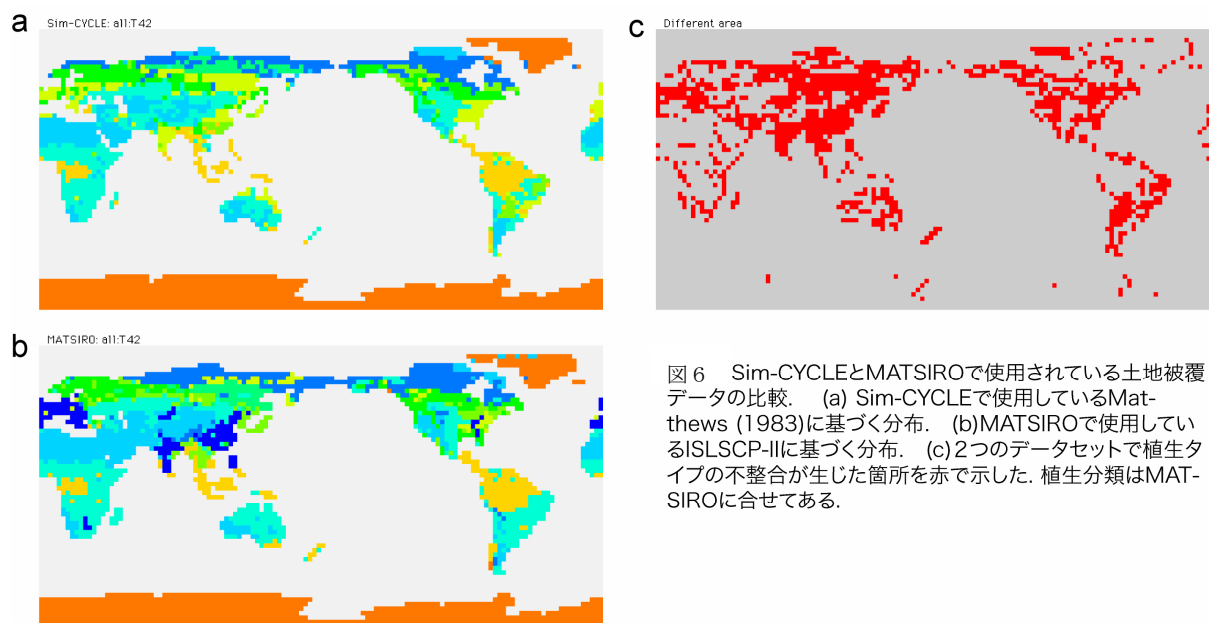


図6 Sim-CYCLEとMATSIROで使用されている土地被覆データの比較。(a) Sim-CYCLEで使用しているMatthews (1983)に基づく分布。(b) MATSIROで使用しているISLSCP-IIに基づく分布。(c) 2つのデータセットで植生タイプの不整合が生じた箇所を赤で示した。植生分類はMATSIROに合せてある。

一方、このような不整合を解消するため、最近の高分解能データセットに基づく共通土地被覆データセットの開発を試みた。衛星観測による全球1 kmメッシュ土地被覆データ (Iwao et al. 準備中)、耕作地分布 (Wisconsin 大学作成の作物分布、東大生産研作成の水田分布)などを基礎データとして使用する。その際、グリッド内の土地被覆の不均質性を近似的に導入するため、モザイク化に対応させて各植生タイプの被覆割合を与える方針としている。

モデル高度化で優先的に実施すべき項目として、土地利用変化や農地における農業活動が炭素収支に与える影響の評価が検討された。土地利用変化は、C4MIP の共通プロトコルに基づいて、1, 10, 100年の時間スケールで残滓の炭素が大気に放出されるスキームが採用されているが、実際の土地利用変化による影響は極めて複雑であり、よりプロセスに則した土地利用影響スキームが喫緊の課題と考えられる。また、農業活動については作付けと収穫の時期を正しく設定することが炭素収支・CO₂ 交換の季節性を評価する上で重要と考えられるが、これまでは温度条件による簡便な判定条件を用いていた。そこで、水資源管理モデルで使用されている、作物生産に基づく農事暦データ（東京大学生産研・国環研で作成）を使用するようモデル高度化を進めている。

将来の気候予測シナリオを用いた Sim-CYCLE による off-line 実験は、IPCC 第3次報告書で使用されたデータを用いて実施済みである（Ito, 2005）。そこでは、温室効果ガス排出シナリオ間や大気-海洋結合モデル間で気候予測シナリオが大きく異なり、それが陸域モデルによる炭素収支変化の予測に深刻な影響を与えていることが示された。2007年に出版された IPCC 第4次報告書ではより多くの気候モデルが参加し、気候予測の不確実性に関する評価がより強調されることになった。Ito (2007)では土壌流出（エロージョン）を導入した Sim-CYCLE を用いて、第4次報告書の気候予測シナリオに基づくシミュレーションを実施した。なお、文科省革新プログラムと平行して実施されている環境省推進費S5プロジェクトでは、温暖化影響に関する確率的評価が課題になっている。そこで、温暖化が陸域生態系に与える影響に関して、Sim-CYCLE（およびその後継モデル VISIT）を用いたシミュレーション解析を行っており、今後も両プログラムを密接に連携させつつ成果目標を達成していく予定である。

今後の課題としては、上記の人為活動影響の導入に加えて、Sim-CYCLE の簡易 DGVM 化が挙げられる。コンパートメントモデルは複雑な生態系を簡便に扱う優れた近似法であるが、長期的な構造変化を扱うには限界がある。今年度、簡易 DGVM 化の方針に関する検討を行ったが、SEIB で採用した詳細な個体ベースの植生動態とは異なる、サイズ分布ベースの個体群動態として扱うのが最も有力な方針と考えられた。植生のサイズ分布変遷に関する生態学的研究には長年の蓄積があり、ほぼ確立した基礎方程式を使用することができる。個体サイズ分布を考えることで、植物の呼吸代謝や死亡率をより現実的に評価することが可能になると期待される。ここでいう簡易 DGVM 化の特徴として、気候変動による植生変動よりも、火災や土地利用変化などの攪乱に起因する動態に重点を置く点が挙げられる。つまり、攪乱による植生構造の急激な変化とそれに続く二次遷移を再現することを DGVM 化の第一目標とし、それに伴う炭素収支変化を評価する。火災や森林伐採などの攪乱は、現在の陸域炭素吸収量に大きな影響を与える因子と考えられているが、不確実性の大きい領域でもあり、そのモデル評価を確立することは地球システムモデル高度化にも大きく寄与すると期待される。

Ⅲ. 研究成果の詳細報告

国際ワークショップ

本プロジェクトでは、2008年3月4日～7日の間、国際ワークショップ「地域および全球植生動態モデルにおける植生境界移動予測の高度化」を横浜研究所で開催した（日本学術会議、北海道大学地球環境科学研究所、DIVERSITAS、スイス連邦森林・雪・環境研究所の4機関との共同開催）。このワークショップは、21世紀気候変動予測革新プログラム「GCMと結合される全球植生動態モデルの高度化と検証」の一環として企画され、グローバル・ランド・プロジェクト（GLP）の優先活動計画「植生境界移動の予測における不確実性の低減」に貢献する集会である。このワークショップの目的は、急激な気候変化と土地利用変化の影響下における、大空間スケールでの植生動態（特に植生帯境界の移動）の将来予測のための現状整理と将来展望を示すことである。長期的な目標は、生物圏と大気圏のフィードバックを解析する地球システムモデルに組み込むために信頼の足る精度を持つ、既存の植生動態モデルの改訂および新規モデルの創出である。

10カ国から34人の参加があり（うち国内からの参加者10名）、4日間のディスカッションによって、植生境界移動予測を的確に行う上で今後1年半、3年間の間に進めるべき重点課題を絞り込んだ。そして、課題ごとに国際研究プロジェクトグループを発足させた。このような枠組みに、多くの日本人研究者を組み入れる事ができたのが、当プロジェクトにとっての一番の成果であったと考える。

g.6 引用文献

- Delbart, N., et al. (2005). Determination of phenological dates in boreal regions using normalized difference water index, *Remote Sensing of Environment*, 97:26-38.
- Ito, A. (2005). Climate-related uncertainties in projections of the 21st century terrestrial carbon budget: off-line model experiments using IPCC greenhouse gas scenarios and AOGCM climate projections, *Climate Dynamics*, 4, 435-448.
- Ito, A. (2007). Simulated impacts of climate and land-cover change on soil erosion and implication for the carbon cycle, 1901 to 2100, *Geophysical Research Letters*, 34, L09403, doi:10.1029/2007GL029342.
- Kajimoto, T., Y. Matsuura, A. Osawa, A.P. Abaimov, O.A. Zyryanova, A.P. Isaev, D.P. Yefremov, S. Mori, and T. Koike (2006). Size-mass allometry and biomass allocation of two larch species growing on the continuous permafrost region in Siberia. *Forest Ecology and Management*, 222:314-325.
- Kolchugina T.P. and T.S. Vinson (1993). EQUILIBRIUM-ANALYSIS OF CARBON POOLS AND FLUXES OF FOREST BIOMES IN THE FORMER SOVIET-UNION. *Canadian Journal of Forest Research-Revue Canadienne De Recherche Forestiere*, 23:81-88.
- Kushida K., A.P. Isaev, T.C. Maximov, G. Takao, and M. Fukuda (2007). Remote sensing of upper canopy leaf area index and forest floor vegetation cover as indicators of net primary productivity in a Siberian larch forest. *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences*, 112.
- Landsberg, J.J., and R.H. Waring (1997). A generalised model of forest productivity using simplified concepts of radiation-use efficiency, carbon balance and partitioning. *Forest Ecology and Management*, 95:209-228.
- Matthews, E. (1983). Global vegetation and land use: New high-resolution data bases for climate studies,

- Journal of Climate and Applied Meteorology*, 22, 474-487.
- Ohta, T., T. Hiyama, H. Tanaka, T. Kuwada, T. C. Maximov, T. Ohata and Y. Fukushima (2001) Seasonal variation in the energy and water exchanges above and below a larch forest in Eastern Siberia. *Hydrological Processes*, 15:1459-1476.
- Picard, G., et al. (2005). Bud-burst modelling in Siberia and its impact on quantifying the carbon budget. *Global Change Biology*, 11:2164-2176.
- Ryan, M. G., et al. (2004). An experimental test of the causes of forest growth decline with stand age, *Ecological Monographs*. 74:393-414.
- Sato H., A. Itoh, T. Kohyama (2007) SEIB-DGVM: A New Dynamic Global Vegetation Model using a Spatially Explicit Individual-Based Approach. *Ecological Modelling*, 200:279-307
- Sawamoto T., R. Hatano, M. Shibuya, K. Takahashi, A.P. Isaev, R.V. Desyatkin and T.C. Maximov (2003). Changes in net ecosystem production associated with forest fire in Taiga ecosystems, near Yakutsk, Russia. *Soil Science and Plant Nutrition*, 49:493-501.
- Sazonova T.S., V.E. Romanovsky, J.E. Walsh and D.O. Sergueev (2004). Permafrost dynamics in the 20th and 21st centuries along the East Siberian transect. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 109.
- Schulze E.D., W. Schulze, F.M. Kelliher, N.N. Vygodskaya, W. Ziegler, K.I. Kobak, H. Koch, A. Arneth, W.A. Kusnetsova, A. Sogatchev, A. Issajev, G. Bauer and D.Y. Hollinger (1995). ABOVEGROUND BIOMASS AND NITROGEN NUTRITION IN A CHRONOSEQUENCE OF PRISTINE DAHURIAN LARIX STANDS IN EASTERN SIBERIA. *Canadian Journal of Forest Research-Revue Canadienne De Recherche Forestiere*, 25:943-960.
- Shibuya M., H. Saito, T. Sawamoto, R. Hatano, T. Yajima, K. Takahashi, C.J. Young, A.P. Isaev and T.C. Maximov (2004). Time Trend in Aboveground Biomass, Net Primary Production, and Carbon Storage of Natural Larix gmelinii Stands in Eastern Siberia. *Eurasian Journal of forest reserach*, 7:67-74.
- Shirota T, H. Saito, K. Takahashi, T.C. Maximov, A. Maksimov, and A.V. Kononov (2004). Estimation of the productive structure of Larix cajanderi forest in Spasskaya Pad, *Proceedings of the International Semi-Open Workshop "C/H₂O/Energy Balance and Climate over Boreal Regions with Special Emphasis on Eastern Eurasia"*, 39-42.
- Suzuki R, K. Yoshikawa, and T.C. Maximov (2001). Phenological photographs of Siberian larch forest from 1997 to 2000 at Spasskaya Pad, Republic of Sakha, Russia, paper presented at GAME-Siberia Workshop. Tokyo, JAPAN, March 14-15, 2001.
- Usoltsev V.A., A.I. Koltunova, T. Kajimoto, A. Osawa and T.Koike (2002). Geographical Gradients of Annual Biomass Production from Larch Forests in Northern Eurasia. *Eurasian Journal of forest research*, 5:55-62.

h.6 成果の発表

学会発表

- 伊藤昭彦, エロージョンによる土壌炭素の流出が生態系炭素循環に与える影響に関するモデル研究, 日本地球惑星科学連合 2007 年大会, 幕張, 2007 年 5 月 23 日
- Ito, A. Comparison of reanalysis datasets as forcing data of global terrestrial ecosystem model, 3rd WCRP International Conference on Reanalysis, Tokyo, 2008 年 1 月 31 日

Ⅲ. 研究成果の詳細報告

Sato, H., Potential effects of plant migration on global vegetation changes for the next 100 years: a simulation study using a dynamic global vegetation model, SEIB-DGVM, The 6th European Conference on Ecological Modelling, Trieste, 2007年11月27日

Sato, H., Itoh, A., Kohyama, T., Japan's activity for developing a Dynamic Global Vegetation Model, An International Workshop for Advanced prediction of biome boundary shifts in regional and global dynamic vegetation models, Yokohama, 2008年3月4日

佐藤永, 小林秀樹, ニコラ・デルバール, 植生モデル SEIB-DGVM による、東シベリアカラマツ林の植生構造と物質循環のモデリング, 日本生態学会第 55 回大会, 福岡市, 2008年3月15日

佐藤永, 動的全球植生モデル SEIB-DGVM による、陸面炭素循環と水循環のシミュレーション, 森林水文ワークショップ, 府中市, 2008年3月29日

論文発表

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.