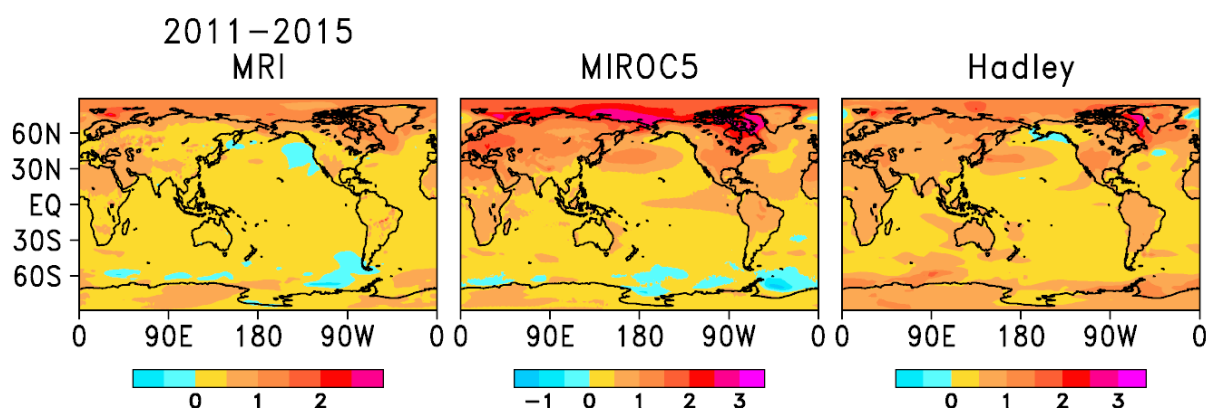


「21世紀気候変動予測革新プログラム」

「高解像度気候モデルによる 近未来気候変動予測に関する研究」

平成 23 年度研究成果報告書



平成 24 年 3 月

国立大学法人東京大学 大気海洋研究所

独立行政法人国立環境研究所

独立行政法人海洋研究開発機構 地球環境変動領域

国立大学法人東京大学 生産技術研究所

国立大学法人北海道大学 大学院地球環境科学研究院

文部科学省研究開発局

「21世紀気候変動予測革新プログラム」

「高解像度気候モデルによる近未来気候変動予測に関する研究」

平成23年度研究成果報告書

平成24年3月

国立大学法人東京大学 大気海洋研究所
独立行政法人国立環境研究所
独立行政法人海洋研究開発機構 地球環境変動領域
国立大学法人東京大学 生産技術研究所
国立大学法人北海道大学 大学院地球環境科学研究院

文部科学省研究開発局

目次

I. 研究計画の概要	1
I-1 研究目的	1
I-2 年次計画(5カ年分)	1
I-3 平成23年度の研究計画	4
I-4 平成23年度の実施体制	6
I-5 研究運営委員会・研究連絡会議	10
II. 研究成果の概要	12
II-1 平成23年度の成果概要	12
II-2 波及効果、発展方向、改善点等	15
II-3 研究成果の発表状況	15
II-4 国際共同(協力)研究の状況	15
II-5 社会への還元(アウトリーチ活動)	20
II-6 成果発表リスト	21
II-7 近未来気候変動予測に関する研究:成果の概要	30
III. 研究成果の詳細報告	37
III-1 高解像度大気海洋結合モデルによる近未来予測実験	39
III-1-1 総括班	39
III-1-1-1 高解像度大気海洋結合モデルによる近未来予測実験	43
III-1-1-2 90年代後半における太平洋水温シフトの予測可能性	61
III-1-1-3 MIROCによる台風の再現と予測	68
III-1-1-4 MIROC5およびCMIP3の大気海洋結合モデルにおける全球の モンスーンとエルニーニョ及びそれらの年々変動スケールの相互作用	78
III-1-2 シナリオ班	95
III-1-2-1 気候変動要因データの整備およびその影響評価	97
III-1-2-2 MIROC5の20世紀再現実験におけるピナツボ火山噴火に対する気温応 答の再現性	99
III-1-3 高解像度班	103
III-1-3-1 熱帯不安定波のパラメタリゼーションの開発、及びその手法が ENSOに与える影響	106
III-1-3-2 MIROC4によって再現された北極振動に対する、エルニーニョ及び 成層圏突然昇温の関わり(速報)	125
III-1-4 海洋生態系モデル班	131
III-1-4-1 経年変動および中規模渦による海洋低次生態系に対する影響	134
III-2 アンサンブルデータ同化手法を用いた不確実性定量化技術の開発	141
III-2-1 これまでの成果のまとめと今後	144
III-2-2 IPCC-AR5/CMIP5に向けた近未来気候変動予測データの検証解析	155

III-2-3 MIROC へのアンサンブル・カルマンフィルタの導入	160
III-2-4 CMIP5 データ公開	166
III-3 不確実性を考慮に入れた近未来予測に基づく水災害リスク変化の推定	169
III-3-1 1951 年から 2007 年までの海面上昇に対する人間活動に伴う陸上貯水量 変化の寄与について	174
III-3-2 日降水量に基づく日本全体の内水被害リスク推定	182
III-4 海洋モデルの高精度化による気候変動予測の向上に関する研究.	195
III-4-1 ネスティング手法を用いた高精度海洋モデルの開発.	195
III-4-1-1 ネスティング手法を用いた高精度海洋モデルの開発.	197
III-4-2 全球海洋モデルの高度化	201
III-4-2-1 全球海洋モデルの高度化.	203

I. 研究計画の概要

I-1. 研究目的

本受託研究は文部科学省「21世紀気候変動予測革新プログラム」において、高解像度大気海洋結合気候モデルを用いた、人為要因による2030年程度までの近未来の気候変化の予測に関する研究を行う。これまでにない高解像度の実験により、温暖化の社会影響評価、政策決定に資する定量情報の提供を図り、地球温暖化問題に対する国際的な取り組みの進展に貢献することを目的とする。

I-2. 年次計画(5カ年分)

I-2-1 研究体制

(1) 高解像度大気海洋結合モデルによる近未来予測実験

課題代表機関: 東京大学大気海洋研究所気候システム研究系(研究代表者: 木本昌秀)

国立大学法人東京大学大気海洋研究所、独立行政法人国立環境研究所、独立行政法人海洋研究開発機構地球環境変動領域が共同して開発してきた大気海洋結合気候モデルを高精度、高解像度化して、人為要因による2030年程度までの近未来の気候変化の予測実験を行う。

研究は以下のサブテーマを設けて実施する。

I. 総括班

実施機関: 国立大学法人東京大学大気海洋研究所(担当責任者: 木本昌秀)

研究統括、気候モデル開発、実験計画策定を行う。

II. シナリオ班

実施機関: 独立行政法人国立環境研究所(担当責任者: 野沢 徹)

気候変化要因の導入、それに伴うモデル調整、初期値化・不確実性評価法の検討を行う。

III. 高解像度班

実施機関: 独立行政法人海洋研究開発機構・地球環境変動領域(担当責任者: 江守正多)

高解像度モデルの開発、調整、および実験の実施を行う。

IV. 海洋生態系モデル班

実施機関: 国立大学法人北海道大学大学院地球環境科学研究院(担当責任者: 山中康裕)

海洋科学ー水産科学統合モデルを気候モデルの予測結果に適用して、

海洋生態系、小型浮魚類の資源量の将来予測を行う。

(2) アンサンブルデータ同化手法を用いた不確実性定量化技術の開発

課題代表機関: 独立行政法人海洋研究開発機構・地球環境変動領域 (担当責任者: 石井正好)

長期的気候変動の再現と予測における不確定量を評価できるアンサンブル手法を開発して、近未来予測のために最適な初期値を作成し、再現および予測された気候変動の不確定量を評価する。

(3) 不確実性を考慮に入れた近未来予測に基づく水災害リスク変化の推定

課題代表機関: 国立大学法人東京大学生産技術研究所 (研究代表者: 沖 大幹)

高い時間的・空間的な解像度を持つ近未来の気候変化予測実験結果から特に豪雨や豪雪、寡雨、土壌水分の異常な増加や乾燥状態の継続など水循環に関わる極端現象を抽出し、水災害をもたらす極端現象の生起確率の近未来へ向けた変化を算定する。この際、アンサンブル予測結果を利用して算定結果の不確実性をも定量的に示す。

(4) 海洋モデルの高精度化による気候変動予測の向上に関する研究

課題代表機関: 国立大学法人東京大学大気海洋研究所 (研究代表者: 羽角博康)

海洋モデルの高精度化を図り、気候モデルによる予測精度の向上に貢献することを目的とする。水平 20 km 格子の全球海洋モデルにおいて日本近傍を重点的に高解像度化した海洋モデルを構築し、特に日本付近の表現精度向上を図る。他の領域については領域モデリングを遂行してパラメタリゼーション等の改善を行い、サブメソスケール現象を解像しないままでのパフォーマンス向上を図る。最終的に、構築された海洋モデルを他課題で用いられる大気海洋結合モデルの海洋部分と差し替えた実験を行い、海洋モデルの高精度化による気候変動予測の向上を実証する。

研究は以下のサブテーマを設けて実施する。

I. ネスティング手法を用いた高精度海洋モデルの開発

実施機関: 気象庁気象研究所 (担当責任者: 辻野博之)

ネスティング手法を用いた北西太平洋領域モデルによる高解像度シミュレーションを通じた日本近海の海洋再現性向上を目的とする。

II. 全球海洋モデルの高度化

実施機関: 独立行政法人海洋研究開発機構・地球環境変動領域 (担当責任者: 田中幸夫)

水平 20 km 格子全球海洋モデルの高度化を目的とした開発を行う。

I-2-2 5カ年の年次計画

	19年度	20年度	21年度	22年度	23年度
(1) 高解像度大気海洋結合モデルによる近未来予測実験 I. 総括班: モデル開発	物理過程調整 ←→		予測実験 ←→	予測結果解析 新モデル開発 ←→	とりまとめ ←→
II. シナリオ班	排出データ整備 エアロゾル・化学過程調整 ←→		予測実験 ←→	予測結果解析 ←→	とりまとめ ←→
III. 高解像度化班	モデル高解像度化 初期値化法開発 ←→		予測実験 ←→	予測結果解析 新モデル開発 ←→	新モデル テスト ←→
IV. 海洋生態系モデル班	海洋科学・水産科学統合モデルの調整 ←→	AR4の結果を用いた温暖化影響予備的解析 ←→	本課題予測結果を用いた温暖化影響解析 ←→		とりまとめ ←→
(2) アンサンブルデータ同化手法を用いた不確実性定量化技術の開発	同化技術の開発と実験 ←→		本実験 ←→	とりまとめ ←→	技術の高度化 ←→
(3) 不確実性を考慮に入れた近未来予測に基づく水災害リスク変化の推定	全球水循環モデル改良と 検証 ←→	世界の水災害リスク地図作成 ←→		アジアの発展途上国の 主要都市の水災害リスク推定 ←→	水災害被害額の算定、 適応策のコストとの比較 ←→
(4) 海洋モデルの高精度化による気候変動予測の向上に関する研究 I. ネスティング手法を用いた高精度海洋モデルの開発	モデルの準備 ←→	北西太平洋 モデル計算 ←→	渦プロセスの 解析 ←→	パラメタリゼーションの 検討 ←→	とりまとめ ←→
II. 全球海洋モデルの高度化	全球モデルの 仕様改訂 ←→ 領域モデル 計算 ←→	全球モデル パラメタリゼーション改良 ←→	全球モデル ハインドキャスト ←→	結合モデル チューニング ←→	結合モデル 実験 ←→ とりまとめ ←→

I-3. 平成 23 年度の研究計画

業務の遂行にあたっては、月 1 回程度 GCM 検討会を開催し、進捗の確認、協議、計画立案、課題間の調整等を行う。また、部外からの当全体研究課題に対する意見や示唆を得るために、年に 3 回、運営委員会を開催する。実験結果は今年度増設予定のディスクも含むファイルサーバディスクシステム上で解析し、研究成果を国際会議等で発表する。

各研究開発項目の平成 23 年度の成果の目標と業務方法は下記の通りである。

(1) 高解像度大気海洋結合モデルによる近未来予測実験

高解像度および中解像度の大気海洋結合モデルを用いて IPCC 第5次評価報告書(AR5)に向けた近未来予測実験を行う。また、物理過程を一新した中解像度新モデル MIROC5 による IPCC AR5 対応シナリオ実験等を、革新プログラム 地球環境予測チームと協力して行う。平成 23 年度は、平成 22 年度までに行った実験を元に、科学的信頼度を増すためにアンサンブル数を増やす実験や実験条件を変えた対照実験を実施し、近未来予測実験の有効性を示すことを目標に成果のとりまとめを行う。

I. 総括班

平成 22 年度に引き続いて高解像度モデルによる IPCC AR5 に向けたアンサンブル近未来予測実験を行う。高解像度実験は大量の計算機資源を必要とするため、過去の事後評価実験や火山噴火等のインパクト実験等については中解像度モデルも併用して行う。平成 23 年度は、平成 22 年度までに行った実験を元に、科学的信頼度を増すためにアンサンブル数を増やす実験や実験条件を変えた対照実験を行い、近未来予測実験の有効性を示すことを目標に成果のとりまとめを行う。

II. シナリオ班

旧モデルを用いた感度実験を継続し、アンサンブル数を増やす実験や実験条件を変えた対照実験を行う。次期 IPCC 報告書に向けた近未来予測実験で用いた気候変動要因(フォーシング)データのインパクトを調査し、得られた結果を国内外の学会において発表するとともに、そこでの議論を通して、フォーシングの違いに起因する不確実性を検討する。

III. 高解像度班

IPCC AR5 に向けた高解像度近未来予測実験を行う。平成 22 年度までに行った実験のアンサンブル数を増やす実験を行い、事後予測、将来予測の解析を電子計算機を整備し行う。また、影響評価研究に実験データを提供する。これらにより、近未来の予測可能性について、極端現象も視野に入れた知見を得る。

IV.海洋生態系モデル班

平成22年度に開発された解析手法にもとづき、高解像度モデルによる IPCC AR5 報告書に向けたアンサンブル近未来予測実験(アンサンブル実験を含む)を利用した、海洋環境に対する気候変動の影響に関する実験を行い、海洋生態系・小型浮魚類等に対する解析を行う。これらをもとにして、海洋生態系・環境に関する近未来の予測可能性の知見をとりまとめる。

(2) アンサンブルデータ同化手法を用いた不確実性定量化技術の開発

平成22年度に実施した本番実験出力の解析を進めながら、近未来予測メンバーを追加しかつ対照実験を行い、十年規模気候変動の予測可能性について調べる。また、近未来気候予測実験で採用可能なアンサンブルデータ同化手法および初期値作成手法の高度化のための研究を実施する。これらの調査・研究から、次世代の近未来予測システムの基礎となる知見を集積する。

(3) 不確実性を考慮に入れた近未来予測に基づく水災害リスク変化の推定

高解像度モデルによるアンサンブル近未来予測実験結果に基づいて求められた水循環の極端現象の頻度変化に基づき、気候変動に伴う水関連災害の発生頻度変化を推計し、影響評価に結び付ける。

(4) 海洋モデルの高精度化による気候変動予測の向上に関する研究

平成22年度までに開発された結合モデルを用いた実験を行い、海洋モデルの高精度化による気候の再現性向上を実証し、気候変動予測の向上の可能性についてとりまとめる。

サブテーマⅠ．結合モデル実行結果のうち、特に日本近海の諸現象の再現性向上について検証を行い、その気候への影響を評価する。

サブテーマⅡ．結合モデルを構築・実行し、実行結果のうち特にパラメタリゼーション改良による全球的な海洋循環の再現性向上について検証を行い、その気候への影響を評価する。

I-4. 平成 23 年度の実施体制

業務参加者

氏名	所属	主な担当
A②.01 高解像度大気海洋結合モデルによる近未来予測実験 I. 総括班		
木本昌秀	東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系	研究統括・サブテーマ統括
羽角博康	東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系	結合モデル開発・調整
中島映至	東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系	結合モデル開発・調整
高橋正明	東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系	結合モデル開発・調整
阿部彩子	東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系	結合モデル開発・調整
岡 顕	東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系	結合モデル開発・調整
稲津 将	北海道大学 大学院 理学研究院	結合モデル開発・調整
竹村俊彦	九州大学 応用力学研究所	大気モデル開発・調整
須藤健悟	名古屋大学大学院 環境学研究科	大気モデル開発・調整
渡部雅浩	東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系	結合モデル開発・調整
関口美保	東京海洋大学 海洋工学部	大気モデル開発・調整
近本 喜光	東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系	結合モデルテスト・調整
荒井 美紀	東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系	結合モデル開発・調整
安中 さやか	国立環境研究所 地球環境研究センター	結合モデル開発・調整
大石 龍太	国立極地研究所 北極観測センター	結合モデル開発・調整
大垣内るみ	海洋研究開発機構 地球環境変動領域	結合モデル開発・調整
石井 正好	海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト	結合モデル開発・調整
小室 芳樹	海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト	結合モデル開発・調整
建部 洋晶	海洋研究開発機構 地球環境変動領域	結合モデル開発・調整
野田 暁	海洋研究開発機構 地球環境変動領域	結合モデル開発・調整
富田浩文	海洋研究開発機構 地球環境変動領域	結合モデル開発・調整
伊賀晋一	海洋研究開発機構 地球環境変動領域	結合モデル開発・調整
三浦裕亮	東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系	結合モデル開発・調整
柳瀬 亘	東京大学 海洋研究所海洋地球システム研究系	結合モデル開発・調整
大内和良	海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト	結合モデル開発・調整
森 正人	東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系	結合モデル開発・調整
今田 由紀子	東京工業大学 大学院情報理工学研究科	結合モデル開発・調整
高橋 良彰	東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系	結合モデル開発・調整
前田 崇文	東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系	結合モデル開発・調整
大槻 千里	東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系	結合モデル開発・調整の支援業務
吉森 正和	東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系	結合モデル開発・調整
山崎 大	東京大学 生産技術研究所	結合モデル開発・調整
A②.01 高解像度大気海洋結合モデルによる近未来予測実験 II. シナリオ班		
野沢 徹	国立環境研究所 地球環境研究センター	サブ研究グループ統括及び 各種気候変化要因データの整備
永島 達也	国立環境研究所 地域環境研究センター	生物地球化学過程のモデルスキーム検討 および導入
小倉 知夫	国立環境研究所 地球環境研究センター	多メンバーアンサンブル実験の 不確実性評価手法の検討
伊藤 昭彦	国立環境研究所 地球環境研究センター	生物地球化学過程のモデルスキーム検討 および導入
塩竈 秀夫	国立環境研究所 地球環境研究センター	多メンバーアンサンブル実験の 不確実性評価手法の検討
横畠 徳太	国立環境研究所 地球環境研究センター	各種気候変化要因データの整備
阿部 学	国立環境研究所 地球環境研究センター	各種気候変化要因データの整備
川瀬 宏明	海洋研究開発機構 地球環境変動領域	各種気候変化要因データの整備
石崎 安洋	国立環境研究所 地球環境研究センター	各種気候変化要因データの整備
A②.01 高解像度大気海洋結合モデルによる近未来予測実験 III. 高解像度班		
江守 正多	海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト	サブテーマ統括
河宮 未知生	海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト	課題①との連携調整
西村 照幸	海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト	モデルコード管理・高速化・実験指揮
鈴木 立郎	海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト	結合モデル調整・実験実施・解析
坂本 天	海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト	結合モデル調整・実験実施・解析
渡辺 真吾	海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト	結合モデル調整

氏名	所属	主な担当
千喜良 稔	海洋研究開発機構 地球環境変動領域	大気モデル調整・解析
河谷 芳雄	海洋研究開発機構 地球環境変動領域	大気モデル調整・解析
齋藤 冬樹	海洋研究開発機構 地球環境変動領域	氷床モデル調整・解析
高田 久美子	海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト	陸面モデル調整・解析
斉藤 和之	海洋研究開発機構 地球環境変動領域	陸面モデル調整・解析
小室 芳樹	海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト	海洋モデル調整・解析
A②_01 高解像度大気海洋結合モデルによる近未来予測実験 IV.海洋生態系モデル班		
山中 康裕	北海道大学 大学院地球環境科学研究所	サブ研究グループ統括
見延 庄士郎	北海道大学 大学院理学研究院	モデル結果の検証
増田 良帆	北海道大学 大学院地球環境科学研究所	海洋生態系モデルの実行・および結果の解析
B.03 アンサンブルデータ同化手法を用いた不確実性定量化技術の開発		
石井 正好	海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト	サブテーマ統括
坂本 天	海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト	データ同化出力と他のモデル出力の比較解析
望月 崇	海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト	大気モデルの改良および結合系データ同化の開発
鈴木 立郎	海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト	結合モデルに関する技術的支援
建部 洋晶	海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト	海洋モデルに関する技術的支援
小室 芳樹	海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト	海洋モデルに関する技術的支援
野津 雅人	海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト	大気モデルの改良および結合系データ同化の開発
小山 博司	海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト	データ同化の技術開発
大越智 幸司	海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト	モデル高速化およびユーティリティ開発
淡路 敏之	海洋研究開発機構 地球情報研究センター	データ同化についての理論的支援
杉浦 望実	海洋研究開発機構 地球情報研究センター	データ同化の技術開発
豊田 隆寛	気象庁気象研究所	海洋モデルに関する技術的支援
C.04不確実性を考慮に入れた近未来予測に基づく水災害リスク変化の推定		
沖 大幹	東京大学生産技術研究所	サブテーマ研究全体の推進、水文気象極値の現地調査
鼎 信次郎	東京工業大学 大学院情報理工学研究所	全球陸面水循環モデルの改良
瀬戸 心太	東京大学生産技術研究所	極値降水量情報の解析
Pat Jen-Feng Yeh	東京大学生産技術研究所	地下水過程の取り込みなどによる全球陸面水循環モデルの精度向上
塚田 由紀	東京大学生産技術研究所	水害データベースの整備と水文統計との関係付け
芳村 圭	東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系	地表面水文モデルの高度化
黒澤 綾子	東京大学生産技術研究所	極値水文統計情報と水害情報との結びつけ
A④_01 海洋モデルの高精度化による気候変動予測の向上に関する研究 I.ネスティング手法を用いた高精度海洋モデルの開発		
羽角 博康	東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系	課題統括
山崎 友梨	東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系	数値実験実施・北西太平洋域実験結果解析
辻野博之	気象庁気象研究所海洋研究部	サブテーマ統括
中野 英之	気象庁気象研究所海洋研究部	数値実験実施・北西太平洋域実験結果解析
平原 幹俊	気象庁気象研究所海洋研究部	数値スキーム開発・北西太平洋域実験結果解析
近藤 晴奈	東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系	結合モデル開発・調整の支援業務
中野 明美	東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系	結合モデル開発・調整の支援業務
A④_01 海洋モデルの高精度化による気候変動予測の向上に関する研究 II. 全球海洋モデルの高度化		
田中 幸夫	海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト	サブテーマ統括
津川 元彦	海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト	気候再現実験結果解析及び取り纏め
小室 芳樹	海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト	気候再現実験結果解析
黒木 聖夫	海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト	気候再現実験実施
鈴木 立郎	海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト	気候再現実験結果解析
建部 洋晶	海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト	気候再現実験実施
坂本 天	海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト	気候再現実験についての技術的支援

業務協力者

氏名	所属	主な担当
A②_01 高解像度大気海洋結合モデルによる近未来予測実験 I.総括班		
松野 太郎	海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト	プログラム統括責任者
西岡 秀三	国立環境研究所	プログラム統括責任者
住 明正	東京大学 サステナビリティ学連携研究機構 地球持続戦略研究イニシアチブ	研究運営委員会委員
神沢 博	名古屋大学 大学院環境学研究科	研究運営委員会委員
岩崎俊樹	東北大学 大学院理学研究科	研究運営委員会委員
笹野泰弘	国立環境研究所 地球環境研究センター	研究運営委員会委員
野田 彰	海洋研究開発機構 地球環境変動領域	研究運営委員会委員
杉 正人	海洋研究開発機構 地球環境変動領域	研究運営委員会委員
野沢 徹	国立環境研究所 地球環境研究センター	研究運営委員会委員
江守 正多	海洋研究開発機構 地球環境変動領域	研究運営委員会委員
A②_01 高解像度大気海洋結合モデルによる近未来予測実験 II. シナリオ班		
木本昌秀	東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系	課題②全体との連絡調整
中島映至	東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系	エアロゾル排出量データ整備への助言
阿部彩子	東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系	自然要因データ整備への助言
竹村俊彦	九州大学 応用力学研究所	エアロゾル排出量データ整備への助言
須藤健悟	名古屋大学 大学院環境学研究科	オゾン前駆物質排出量データ整備への助言
関口美保	東京海洋大学 海洋工学部	温室効果ガス排出量データ整備への助言
江守 正多	海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト	各種気候変化要因データ整備への助言
河宮 未知生	海洋研究開発機構 地球環境変動領域	課題①との連携調整
西村 照幸	海洋研究開発機構 地球環境変動領域	各種気候変化要因データの管理
渡辺 真吾	海洋研究開発機構 地球環境変動領域	結合モデルでの各種データのテスト・調整
高田 久美子	海洋研究開発機構 地球環境変動領域	土地利用変化データ整備への助言
A②_01 高解像度大気海洋結合モデルによる近未来予測実験 III. 高解像度班		
木本 昌秀	東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系	課題②全体との連絡調整
羽角 博康	東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系	課題A④_01 との連絡調整
中島 映至	東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系	大気モデル調整・解析
高橋 正明	東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系	大気モデル調整・解析
阿部 彩子	東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系	氷床モデル調整・解析
岡 顕	東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系	海洋モデル調整・解析
稲津 将	北海道大学 大学院理学研究院	大気モデル調整・解析
竹村 俊彦	九州大学 応用力学研究所	エアロゾルモデル調整・解析
須藤 健悟	名古屋大学 大学院環境学研究科	対流圏化学モデル調整・解析
渡部 雅浩	東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系	大気モデル調整・解析
関口 美保	東京海洋大学 海洋工学部	放射モデル調整・解析
野沢 徹	国立環境研究所 地球環境研究センター	大気モデル調整・解析
永島 達也	国立環境研究所 地域環境研究センター	大気モデル調整・解析
小倉 知夫	国立環境研究所 地球環境研究センター	大気モデル調整・解析
塩竈 秀夫	国立環境研究所 地球環境研究センター	大気モデル調整・解析
阿部 学	国立環境研究所 地球環境研究センター	大気モデル調整・解析
川瀬 宏明	海洋研究開発機構 地球環境変動領域	大気モデル調整・解析
伊藤 昭彦	国立環境研究所 地球環境研究センター	植生モデル調整・解析
A②_01 高解像度大気海洋結合モデルによる近未来予測実験 IV.海洋生態系モデル班		
屋良 由美子	北海道大学 大学院地球環境科学研究院	サンゴ礁等の知見に関する情報提供・結果の解析の助言
重光 雅仁	北海道大学 大学院地球環境科学研究院	海洋科学-水産科学モデルの実行補助
藤井 賢彦	北海道大学 大学院地球環境科学研究院	サンゴ礁等の知見に関する情報提供・結果の解析の助言
岡田 直資	北海道大学 大学院地球環境科学研究院	気候モデル温暖化実験に関する情報提供
平田 貴文	北海道大学 大学院地球環境科学研究院	海洋科学-水産科学モデルの実行および結果解析の補助
須股 浩	アルフレッド・ウエグナー極域海洋研究所	海洋科学-水産科学モデルの実行助言
石田 明生	海洋研究開発機構 地球環境変動領域	海洋科学-水産科学モデルの実行助言
笹井 義一	海洋研究開発機構 地球環境変動領域	海洋科学-水産科学モデルの実行助言
橋岡 豪人	海洋研究開発機構 地球環境変動領域	海洋科学-水産科学モデルの実行補助
シャーウッド ラン	海洋研究開発機構 地球環境変動領域	海洋科学-水産科学モデルの実行補助

スミス		
氏名	所属	主な担当
相田 真希	海洋研究開発機構 地球環境変動領域	海洋科学-水産科学モデルの実行補助
吉川 知里	東京工業大学大学院総合理工学研究科	海洋生態系モデル組み込みの助言
吉江 直樹	愛媛大学 沿岸環境科学研究センター	海洋生態系モデル組み込みの助言
住 明正	東京大学 サステナビリティ学連携研究機構 地球持続戦略研究イニシアチブ	運営委員会委員長
原 登志彦	北海道大学低温科学研究所 生物環境部門	運営委員会委員
伊藤 進一	水産総合研究センター 東北水産研究所	運営委員会委員
B.03 アンサンブルデータ同化手法を用いた不確実性定量化技術の開発		
木本 昌秀	東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系	アンサンブル同化手法の理論的支援
羽角 博康	東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系	海洋モデルについての技術的支援
渡部 雅浩	東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系	大気モデルに関する技術的支援
近本 善光	東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系	アンサンブル手法に関する技術的支援
森 正人	東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系	予測可能性に着目した解析への協力
安中 さやか	国立環境研究所 地球環境研究センター	海洋気候変動に関する解析への協力
野沢 徹	国立環境研究所 地球環境研究センター	アンサンブルデータ同化結果とアンサンブル予測結果の比較解析
江守 正多	海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト	大気モデルの技術的支援
塩竈 秀夫	国立環境研究所 地球環境研究センター	モデル再現予測結果の解析への協力
長谷川 聡	土木研究所 水災害・リスクマネジメント国際センター	モデル再現予測結果の解析への協力
野田 彰	海洋研究開発機構 地球環境変動領域	運営委員
余田 成男	京都大学 大学院理学研究科	運営委員
高野 清治	気象庁 地球環境・海洋部 地球環境業務課	運営委員
室井ちあし	気象庁 予報部数値予報課	運営委員
向川 均	京都大学防災研究所	アンサンブル予測手法に関する技術的支援
高橋 清利	気象庁 地球環境・海洋部 気候情報課	データ同化と気候予測手法開発に関する全般的な支援
海老田 綾貴	気象庁 地球環境・海洋部 気候情報課	大気再解析手法に関わる技術的支援
古林 慎哉	気象庁 地球環境・海洋部 気候情報課	衛星観測データの取り扱いに関わる技術的支援
福田 義和	気象庁 地球環境・海洋部 海洋気象課	海洋および大気観測データと同化手法に関わる技術的支援
高谷 裕平	地球環境・海洋部 気候情報課	大気観測データと同化手法に関わる技術的支援
平原 翔二	地球環境・海洋部 気候情報課	海洋観測データと同化手法に関わる技術的支援
太田 洋一郎	気象庁 予報部数値予報課	アンサンブル手法開発における技術的支援
三好 建正	メリーランド大学	アンサンブル手法開発における技術的支援
C.04 不確実性を考慮に入れた近未来予測に基づく水災害リスク変化の推定		
虫明 功臣	日本工営株式会社・東京大学	研究運営委員会委員
池淵 周一	河川環境管理財団・京都大学	研究運営委員会委員
辻本 哲郎	名古屋大学 大学院工学研究科	研究運営委員会委員
住 明正	東京大学サステナビリティ学連携研究機構 地球持続戦略研究イニシアチブ	研究運営委員会委員
渡邊 紹裕	総合地球環境学研究所 研究推進戦略センター	研究運営委員会委員
神沢 博	名古屋大学 大学院環境学研究科	研究運営委員会委員
A④_01 海洋モデルの高精度化による気候変動予測の向上に関する研究 I. ネスティング手法を用いた高精度海洋モデルの開発		
木本 昌秀	東京大学大気海洋研究所気候システム研究系	課題A②との連携 研究運営委員会委員
安田 一郎	東京大学大気海洋研究所海洋生命システム研究系	研究運営委員会委員
秋友 和典	京都大学 大学院理学研究科	研究運営委員会委員
岡 顕	東京大学大気海洋研究所気候システム研究系	全球海洋モデルパラメタリゼーション開発
鈴木 立郎	海洋研究開発機構 地球環境変動領域	結合モデルカップラー開発
坂本 天	海洋研究開発機構 地球環境変動領域	全球海洋モデル結果解析
A④_01 海洋モデルの高精度化による気候変動予測の向上に関する研究 II. 全球海洋モデルの高度化		
羽角 博康	東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系	進捗状況管理
黒木 聖夫	海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト	気候再現実験実施

I-5. 研究運営委員会・研究連絡会議

以下の日程で、研究運営委員会、および、研究連絡会議を開催した。

I-5-1 研究運営委員会

平成23年7月26日 第2課題 研究運営委員会 東大大気海洋研究所気候システム研究系にて

平成23年12月19日 第2課題 研究運営委員会 東大大気海洋研究所気候システム研究系にて

平成24年2月28日 第1～5課題合同研究運営委員会 一橋記念講堂【学術総合センター内】にて
(平成23年度研究成果報告会と共催)

研究運営委員

氏名	所属	役割
松野 太郎	海洋研究開発機構	プログラム統括責任者
西岡 秀三	国立環境研究所	プログラム統括責任者
A②_01 高解像度大気海洋結合モデルによる近未来予測実験		
木本昌秀	東京大学大気海洋研究所気候システム研究系	研究課題統括・サブテーマ統括・研究運営委員会委員長
野沢 徹	国立環境研究所 地球環境研究センター	サブテーマ統括・研究運営委員会委員
江守正多	海洋研究開発機構 地球環境変動領域	サブテーマ統括・研究運営委員会委員
住 明正	東京大学 サステナビリティ学連携研究機構	研究運営委員会委員
神沢 博	名古屋大学 大学院環境学研究科	研究運営委員会委員
岩崎俊樹	東北大学 大学院理学研究科	研究運営委員会委員
笹野泰弘	国立環境研究所 地球環境研究センター	研究運営委員会委員
野田 彰	海洋研究開発機構 地球環境変動領域	研究運営委員会委員
杉 正人	海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト	研究運営委員会委員
山中 康裕	北海道大学 大学院地球環境研究院	サブテーマ統括・研究運営委員会委員
原登志彦	北海道大学 低温科学研究所	研究運営委員会委員
伊藤進一	水産総合研究センター 東北区水産研究所	研究運営委員会委員
B_03 アンサンブルデータ同化手法を用いた不確実性定量化技術の開発		
石井 正好	海洋研究開発機構 地球環境変動領域	研究課題統括・研究運営委員会委員
室井ちあし	気象庁 予報部数値予報課	研究運営委員会委員
野田 彰	海洋研究開発機構 地球環境変動領域	研究運営委員会委員
余田 成男	京都大学 大学院理学研究科	研究運営委員会委員
高野 清治	気象庁 地球環境・海洋部 地球環境業務課	研究運営委員会委員
C_04 不確実性を考慮に入れた近未来予測に基づく水災害リスク変化の推定		
沖 大幹	東京大学 生産技術研究所	研究課題統括・研究運営委員会委員
虫明 功臣	日本工営株式会社 コンサルタント国内事業本部	研究運営委員会委員
池淵 周一	河川環境管理財団	研究運営委員会委員
辻本 哲郎	名古屋大学 大学院工学研究科	研究運営委員会委員
住 明正	東京大学 サステナビリティ学連携研究機構	研究運営委員会委員
渡邊紹裕	総合地球環境学研究所	研究運営委員会委員
神沢 博	名古屋大学 大学院環境学研究科	研究運営委員会委員
A④_01「海洋モデルの高精度化による気候変動予測の向上に関する研究」		
羽角 博康	東京大学大気海洋研究所気候システム研究系	研究課題統括・研究運営委員会委員
辻野 博之	気象研究所 海洋研究部	サブテーマ統括・研究運営委員会委員
田中 幸夫	海洋研究開発機構 地球環境変動領域	サブテーマ統括・研究運営委員会委員
安田 一郎	東京大学 大気海洋研究所 海洋生命システム研究系	研究運営委員会委員
秋友 和典	京都大学 大学院理学研究科	研究運営委員会委員

I-5-2 研究連絡会議

	日付	会議	場所	時間
1	2011 年 4 月 1 日	近未来ミーティング	JAMSTEC 東京事務所	13:30-17:30
2	2011 年 4 月 21 日	GCM 検討会	東京大学大気海洋研究所	13:30-17:30
2	2011 年 5 月 10 日	近未来ミーティング	東京大学北郷キャンパス	13:30-17:30
3	2011 年 5 月 30 日	MIROC 開発実務者会議	RIST 東京事務所	13:30-15:30
4	2011 年 5 月 30 日	革新 P 研究調整会議	JAMSTEC 東京事務所	9:30-18:00
5	2011 年 5 月 31 日	気候感度研究会	東京大学大気海洋研究所	13:30-15:00
6	2011 年 6 月 13 日	高解像度モデル打合せ	東京大学大気海洋研究所	13:30-15:30
8	2011 年 6 月 16 日	近未来ミーティング	JAMSTEC 東京事務所	13:30-17:30
9	2011 年 6 月 23 日	MIROC 開発実務者会議	RIST 東京事務所	13:30-15:30
9	2011 年 7 月 13 日	近未来ミーティング	東京大学山上会館	13:30-17:30
10	2011 年 7 月 25 日	GCM 検討会	JAMSTEC 東京事務所	13:30-17:30
11	2011 年 7 月 26 日	近未来第 1 回運営委員会	東京大学大気海洋研究所	14:00-17:00
15	2011 年 8 月 24 日	MIROC 開発実務者会議	RIST 東京事務所	13:00-16:00
16	2011 年 8 月 26 日	GCM 検討会	東京大学大気海洋研究所	13:30-17:30
17	2011 年 9 月 9 日	気候感度研究会	東京大学大気海洋研究所	13:30-15:00
18	2011 年 9 月 15 日	PDO 検討会	東京大学大気海洋研究所	10:00-12:00
19	2011 年 9 月 22 日	近未来ミーティング	JAMSTEC 東京事務所	13:30-17:30
20	2011 年 9 月 29 日	MIROC 開発実務者会議	JAMSTEC 横浜研究所	13:00-16:00
21	2011 年 10 月 20 日	近未来ミーティング	JAMSTEC 東京事務所	13:30-17:30
22	2011 年 10 月 25 日	MIROC 開発実務者会議	RIST 東京事務所	13:00-16:00
23	2011 年 11 月 14 日	GCM 検討会	東京大学大気海洋研究所	13:30-16:30
24	2011 年 11 月 25 日	近未来ミーティング	東京大学北郷キャンパス	13:30-17:30
25	2011 年 12 月 2 日	MIROC 開発実務者会議	RIST 東京事務所	13:00-16:00
26	2011 年 12 月 14 日	近未来ミーティング	JAMSTEC 東京事務所	13:30-17:30
27	2011 年 12 月 19 日	近未来第2回運営委員会	東京大学大気海洋研究所	14:00-17:00
28	2012 年 1 月 4 日	革新ワークショップ打合せ	東京大学北郷キャンパス	16:00-17:30
29	2012 年 1 月 24 日	近未来ミーティング	東京大学山上会館	13:30-17:30
30	2012 年 1 月 26 日	MIROC 開発実務者会議	JAMSTEC 横浜研究所	13:30-16:00
31	2012 年 2 月 20 日	近未来ミーティング	JAMSTEC 東京事務所	13:30-17:30
32	2012 年 2 月 28 日	革新合同運営委員会	学術総合センター一橋記念講堂	17:30-18:30

II. 研究成果の概要

II-1. 平成 23 年度の成果概要

業務の遂行にあたっては、月 1 回程度 GCM 検討会を開催し、進捗の確認、協議、計画立案、課題間の調整等を行った。また、部外からの当全体研究課題に対する意見や示唆を得るために、本年度は、7 月 26 日、12 月 19 日、2 月 28 日の 3 回運営委員会を開催した。実験結果はファイルサーバディスクシステム上で解析し、研究成果を国際会議等で発表した。

(1) 高解像度大気海洋結合モデルによる近未来予測実験

高解像度および中解像度の気候モデルを用いて次期 IPCC 報告書に向けた近未来予測実験を行った。また物理過程を一新した中解像度新モデル MIROC5 による次期 IPCC 対応シナリオ実験等を、革新チーム長期と協力して行った。所定の実験を終了し、国家基幹技術「海洋地球観測探査システム」の一環として文部科学省が実施するデータ統合・解析システム(DIAS)のサーバ上にデータを置き、米国ローレンスリバモア研究所の気候モデル診断・相互比較プログラム(PCMDI)の運営するポータルサイトを通して世界の研究者に提供を開始することができた。近未来予測実験については、前年度までの考察に基づき、科学的信頼度を増すためにアンサンブル数を増やす実験や実験条件を変えた対照実験を実施した。実験結果は論文にとりまとめを行って発表、投稿した。

I. 総括班

平成 22 年度に引き続いて高解像度モデルによる IPCC AR5 に向けたアンサンブル近未来予測実験を行った。高解像度実験は大量の計算機資源を必要とするため、過去の事後評価実験や火山噴火等のインパクト実験等については中解像度モデルも併用して行った。平成 23 年度は、平成 22 年度までに行った実験を元に、科学的信頼度を増すために高解像度実験のアンサンブル数を増やす実験および中解像度モデルによる各年初期値、最新初期値の予測実験を行った。観測データによる初期値化初期値化を行わない従来予測でも 10～30 年の近未来予測は有意な精度を有するが、初期値化を行うことにより、太平洋では初期値から 5 年弱、大西洋では 10 年近くの間予測精度が向上することが確認された。

II. シナリオ班

国際共同実験 CMIP5 プロトコルに準拠した近未来予測実験を行うため、太陽活動や大規模火山噴火、温室効果ガス、エアロゾル、オゾン、土地利用変化などさまざまな気候変動要因データを整備した。また、高解像度大気海洋結合気候モデルを改変し、これら気候変動要因の影響を考慮した近未来予測実験を行った。CMIP5 プロトコルに準拠した気候変動要因データを旧モデルに与えた 20 世紀気候再現実験を行い、気候変動要因データの変更に伴うインパクトを調べた結果、全球年平均気温への影響は必ずしも大きくないことが分かった。

III. 高解像度班

IPCC AR5 に向けた高解像度近未来予測実験を終了した。予測信頼度の向上のため、アンサンブル数を増やす実験を実施した。事後予測、将来予測の解析は電子計算機を整備し行った。データ統合・解析システム(DIAS)のサーバ等を通じて影響評価研究グループに実験データを提供した。高解像度化により、最低気温、積雪等について日本の地形を反映した近未来予測結果が得られることが確認された。

IV. 海洋生態系モデル班

光合成の際に鉄制限を考慮した海洋生態系モデル(MEM, Shigemitsu *et al.*, 投稿中)を用いると、亜寒帯で栄養塩が枯渇しなくなった。その結果、経年変動に対する応答として成層が強化されると、従来のモデル(NEMURO)では栄養塩供給の減少により生物生産が減少していたものが、光環境の改善により生物生産が増加するようになり、観測を再現するようになった。これは、地球温暖化に伴う成層強化に対する応答が亜寒帯で変わることを意味する。2030 年までに、ケイ藻類の生物量が減少するものの、亜寒帯ではその他小型植物プランクトンが増加する結果が得られた。また、上記の温暖化実験(Hashioka *et al.*, 2007)を利用して、小型浮魚類回遊モデルを用いた結果では、マイワシの産卵海域は、温暖化に伴って、現在の主産卵海域である土佐湾沖では、最適水温よりも高温化し、マイワシの稚魚の成長速度が遅くなり、死亡率の増加に伴って成魚になる割合が減少し、他方、産卵数が少ない房総沖では成魚になる割合が増加するために、温暖化に伴って、産卵海域の北上が期待される(Okunishi *et al.*, 投稿中)。

(2) アンサンブルデータ同化手法を用いた不確実性定量化技術の開発

一昨年までに実施した高解像度モデルと新中解像度大気海洋結合モデルによる本番実験と、本年度実施した予測事例数を増やした実験の出力を併用して、十年規模気候変動の予測可能性について、アンサンブルサイズに対する影響やマルチモデルアンサンブルの有効性を調べた。また、長期的な気候変動予測に用いられるアンサンブルデータ同化手法および初期値作成手法を高度化するための研究を展開した。各種実験を行いながら、新しく採用可能なシステムの雛型を完成させた。

(3) 不確実性を考慮に入れた近未来予測に基づく水災害リスク変化の推定

本課題では、昨年度までに任意の解像度を持つ河道網の自動作成アルゴリズムの開発、河道網河道流下モデルへの氾濫減の導入、陸面モデルへの地下水モデルの導入など、陸面水循環モデルの改良と評価を行った。一方、モデルで再現される水文量を被害額等の情報に変換するための研究として、全球水災害データベースの整備および洪水リスク指標の開発とともに、日本域を対象に、水文量と水災害の生起確率の関係についての検討を行った。本年度は、高解像度モデルによるアンサンブル近未来予測実験結果に基づいて求められた水循環の極端現象の頻度変化に基づき、気候変動に伴う水関連災害の発生頻度変化を推計し、影響評価に結び付けた。中でも、過去の水害に関する情報が

整っている日本域に関する内水氾濫被害(河川からの氾濫ではなく、市街地などに降る雨が排水されずに浸水被害をもたらす災害)の将来への変化が推計された。20 世紀末～21 世紀初めには日本全国で年間平均 562 件 1171 億円の内水被害が、高空間分解能である GCM20 の将来推計を利用すると 1208 件 1932 億円に倍増する恐れがあることがわかった。また、MIROC5 の RCP4.5 ならびに RCP8.5 のアンサンブル結果を用いた結果では、21 世紀末で、年平均 1384 億円～6793 億円の内水被害想定額となった。このばらつきはアンサンブルメンバーによって降雨の増大が大きい地域が異なるのに対し、想定される被害は、人口密度など、社会の脆弱性に大きく左右されるためである。以前から指摘されていたことではあるが、どの地域で豪雨が増加するかによって気候変動が及ぼす影響が大きく異なることが実証的定量的に示されたのは初めてであり、そうした推計に気候モデルによる将来気候のアンサンブル計算が有効であることが示された。

(4) 海洋モデルの高精度化による気候変動予測の向上に関する研究

平成 21 年度までは海洋モデルの開発を中心に実施し、日本近海を高解像度化する利点の検証と必要な解像度の検討、および日本近海以外に適用すべきパラメタリゼーションの高度化を行った。平成 22 年度には開発された海洋モデルに基づく気候モデルの構築を行い、基本的な動作確認を行った。それに引き続き、本年度は気候変動予測向上に関する実証実験を行った。その結果、日本近海の海洋構造とその変動性の再現性が高まったことの影響が、日本付近にとどまらず広範囲の大気の状態にまで及ぶことが示され、本研究で行った海洋モデルの高精度化が気候変動予測の向上につながる可能性が示された。サブテーマごとには以下の成果が得られた。

I. ネスティング手法を用いた高精度海洋モデルの開発

気候モデルの実行結果のうち、特に日本近海の諸現象の再現性向上について検証を行った。黒潮・親潮をはじめとする強海流やそれに伴う前線などの海洋構造とその変動性が、日本近海を高解像度化しない場合に比べて顕著によく再現されることが示された。また、そうした海洋現象の再現性向上の気候への影響を評価した。高解像度化領域の大気海洋相互作用にとどまらず、北太平洋域を中心とした広範囲にその影響が及ぶことが示された。

II. 全球海洋モデルの高度化

気候モデルを構築・実行し、実行結果のうち特にパラメタリゼーションの改良による全球的な海洋循環の再現性向上について検証を行った。南大洋やラブラドル海などの活発な渦活動を伴う海域について、従来のモデルよりも再現性が高まることが確認された。また、そうした海洋現象の再現性向上の気候への影響を評価した。特に深層水形成領域の再現性向上を通して、長期的気候変動の再現性向上につながる可能性が示唆された。

II-2. 波及効果、発展方向、改善点等

近未来予測、あるいは気候の十年規模変動の予測は、Decadal Prediction として世界的に注目を浴びつつある。温暖化実験に初めて観測データによる初期値化を持ち込んだもので、高解像度、多アンサンブルによる実験結果には影響評価コミュニティからの期待は高い。2009 年 9 月の第 3 回世界気候会議でも十年規模気候変動予測の社会応用への重要性が議論された。世界でもいくつかの競合するグループが活発に研究を進展させているが、本グループは、革新プログラムのサポートにより、世界で初めてとなる太平洋十年規模振動(PDO)の予測可能性を示すなど、次期 IPCC 報告書に向けた成果を世界に先んじて発表することができた。現在、世界各国の十年規模変動予測実験の結果が揃いつつあり、本グループを含め、マルチモデル解析が進められつつある。また、英国等の研究グループと協力して、最新初期値による予測の比較を2011年より始めた。これらを通じて今後、近未来(十年規模)予測の可能性、有効性と課題について明らかになり、初期値化法等の改良がなされるであろう。

同時に、大気海洋結合モデルの初期値化予測が成功したことにより、これまで行われたことのない20世紀前半にまでさかのぼった大気海洋系の再解析、再予報の可能性を検討することができるようになった。大気については、海面気圧の観測データのみを用いても、高度な4次元データ同化手法を用いれば、大気の3次元構造を20世紀初頭以前までさかのぼって再現できることを示した研究が現れている。大気海洋系の再解析が成功すれば、1930年代の米国の干ばつや伊勢湾台風の再現や、予測可能性、温暖化条件下でのこれら異常天候、極端現象の出現確率の変化等、気候変動リスク評価に資する研究が展開できるようになる。

II-3. 研究成果の発表状況

研究発表件数	論文発表 52 件(投稿中 14 件)	口頭発表 98 件
	特許等出願件数	なし
	受賞等	なし

II-4. 国際共同(協力)研究の状況

2011 年 5 月	「COMBINE GENERAL ASSEMBLY 2011」会議に参加 (於英国エクセター)
2011 年 6-7 月	「Aspen CMIP5 Meeting」会議に参加 (於米国アスペン)
2011 年 6-7 月	「IUGG 2011」会議に参加 (於オーストラリア・メルボルン)
2011 年 7 月	「AR5 WGI Second Lead Author Meeting」会議に参加 (於フランス・ブレスト)
2011 年 7 月	「Hierarchical Modeling of Climate」会議に参加 (於イタリア・トリエステ)
2011 年 10 月	「第 6 回日-EU 気候変動研究ワークショップ」会議に参加 (於ベルギー・ブリュッセル)
2011 年 10 月	「Fifteenth session of the WCRP/CLIVAR Working Group on Coupled Modelling」会議に参加 (於米国ボルダー)
2011 年 10 月	「WCRP Open Science Conference」会議に参加 (於米国デンバー)
2011 年 11 月	「GMAO・EMC セミナー」参加及び GFDL 研究打ち合わせ(於米国メリーランド・ニュージャージー)
2011 年 12 月	「2011 年アメリカ地球物理連合秋季大会」参加 (於米国サンフランシスコ)

2012 年 3 月 Joint Workshop of "4th Global Change Projection: Modeling, Intercomparison, and Impact Assessment", "5th International Workshop on KAKUSHIN Program" and "14th International Specialist Meeting on the Next Generation Models of Climate Change and Sustainability for Advanced High Performance Computing Facilities."
会議開催(於米国ハワイ) <http://www.prime-pco.com/climate2012/>

<http://www.prime-pco.com/climate2012/>

17

Since climate modeling, computational science, and computer engineering have been intimately collaborated so far, it is now required for folks to re-tie up more closely and internationally, in order to cope with the coming new environment of computing. Thus, the objective of this workshop is to bring together climatologists, computer scientist and engineering people for discussing and exchanging latest results of climate change projection based on the CMIP5 protocol and new ideas for the next generation models and simulation, as well as hyper -performance computing environments that are envisioned to be available in the next few decades.

Background

This workshop is a joint one of "4th Global Change Projection: Modeling, Intercomparison, and Impact Assessment", "5th International Workshop on KAKUSHIN Program" and "14th International Specialist Meeting on the Next Generation Models of Climate Change and Sustainability for Advanced High Performance Computing Facilities. The third above is basically related to the communiqué of the 6th Japan-US workshop held in Hawaii, March 1998 and is the 14-th in the series having been held in several places in the world, starting with the first one in Hawaii in 1999. Previous Locations are: Honolulu, 1999/ Toulouse, France, 2000/ Tokyo, 2001/ Boulder, 2002/ Rome, 2003/ Honolulu, 2004 / Kona, Hawaii, 2005 / Albuquerque, 2006 / Honolulu, 2007/Honolulu, 2008/Oak Ridge, 2009, Tsukuba, 2010 and Honolulu, 2011. The organizers are sponsored by the KAKUSHIN program of the Ministry of Education, Culture, Sports, Science and Technology (MEXT) and by the Global Environment Research Fund of the Ministry of Environment (MOE).

Main Topic

Latest scientific results with relevance to IPCC AR5 Models and algorithms effective to multi-peta and exaflops computings for simulating climate change

Possible sessions:

- Latest climate prediction and projection results (near- and long-term, extreme events)
- Multi-model Intercomparisons
- Impact Assessments
- Integrated Earth System Models (including biogeochemical modeling)
- Cloud Models with High Resolution
- Ocean Circulation and Sea Ice Models
- Data Assimilation
- Multi-peta and Exaflops Computing
- Algorithms and Computational Environment
- Vender's Challenges
- Others

Conveners:

- A. Sumi, Prof. , University of Tokyo
- T. Zacharia, Vice President ORNL
- H. Simon, Vice President, LBNL
- Y. Oyanagi, Emirate Prof, University of Tokyo

Steering Committee:

- M. Kimoto, AORI, University of Tokyo
- A. Kitoh, MRI/JMA
- Y. Takayabu, AORI, University of Tokyo
- K. Nakashiki, CRIEPI
- M. Kawamiya, JAMSTEC
- J. Drake, ORNL
- M. Tayler, SNL
- B. Spotz, SNL
- H. Tomita, AICS/Riken
- H. Nakamura, RIST





Secretariat:
Prime International Co., Ltd. Tokyo

Venue
[The Westin Maui Resort & Spa](#)

Dates
March. 12-15 , 2012

Schedule
Mar. 12th (Mon.) - Registration, Meeting
Mar. 13th (Tue.) - Meeting
Mar. 14th (Wed.) - Meeting
Mar. 15th (Thu.) - Meeting (AM only)

Registration
Pre-registration is required

Hotel & Flight Information,
Arrangement is entrusted on you.
Please refer the page of hotel information,


 TOP

1 4 日午前中、当課題の発表



Agenda

Day 1 (Monday, March 12)

Morning	Plenary session • Speakers: TBA
	Computational science
Afternoon	Climate modeling
	Vender session
	*Welcome Reception at Westin Maui

Day 2 (Tuesday, March 13)

Morning	Researches using the Peta-computer and Advanced computer
Afternoon	Long-term projection for climate change • Speakers: TBA
	Poster session

Day 3 (Wednesday, March 14)

Morning	Decadal projection with data assimilation
Afternoon	Projection on extreme events • Invited Speakers: TBA
	*Reception by KAKUSHIN project

Day 4 (Thursday, March 15)

Morning	Multi climate model inter-comparisons for CMIP3 and CMIP5 • Invited Speakers: TBA
---------	--


 TOP

II-5. 社会への還元(アウトリーチ活動)

地球温暖化予測に関する研究は、将来の気候変動に関する知見を社会の発展に役出させることにある。また、国立大学が大学法人化されるにおよび、研究面で得られた知見を社会に還元することは非常に重要であると考え、積極的に、情報を社会に向けて行った。一般講演や取材対応を行った。

1. 木本昌秀, 2011: 地球温暖化と異常気象. 環境フェスタ in 国分寺市, 2011 年 5 月 29 日, 国分寺市ひかりプラザ. (招待講演)
2. 木本昌秀, 2011: 地球温暖化予測の最前線. (財) 大阪科学技術センター地球環境技術推進懇談会平成 23 年度第 1 回講演会, 2011 年 6 月 10 日, 大阪科学技術センター. (招待講演)
3. 木本昌秀, 2011: 気候変動とその予測. 都市・地域の気候変動適応セミナー, 2011 年 6 月 20 日, (株)三菱総合研究所. (基調講演)
4. 木本昌秀, 2011: グローバルな気候・環境のシミュレーションと予測. 地球シミュレータ/HPCI 戦略プログラム (分野 3) 合同シンポジウム〜防災・減災に資する地球変動予測 「京コンピュータ」との連携〜, 2011 年 9 月 21 日, 秋葉コンベンションホール.
5. 木本昌秀, 2011: 来た総雨量 2000 ミリ時代 亜熱帯化が豪雨招く. しんぶん赤旗日曜版, 2011 年 10 月 2 日. (取材)
6. 木本昌秀, 2011: 「避けられない 30 年後の気候変化」, 平成 23 年度公開シンポジウム「気候大変動の時代に生きる〜自然との共生の知恵を求めて〜」, 平成 23 年 8 月 22 日 (月), 一橋記念講堂.
7. 塩竈秀夫, 江守正多, 花崎直太, 高橋潔, 野沢徹, 阿部学, 増富祐司 (2011): 「アマゾン流域干上がる? 温暖化で今世紀末にも」, 2011 年 12 月 5 日, 毎日新聞朝刊.
8. 沖 大幹, 2011, 世界の水問題と水ビジネスの展望, 大阪きさらぎ会(共同通信), 2011/4/22, グランビア大阪
9. 沖 大幹, 2011, 世界の水問題, 川崎市民アカデミー, 2011/6/23, 川崎市民アカデミー
10. 沖 大幹, 2011, 地球をめぐる水と水をめぐる人々, 生態学琵琶湖賞受賞記念講演会, 日本生態学会・滋賀県, 2011/7/10, ピアザ淡海
11. 沖 大幹, 2011, 世界の『水』に何が起きているのか, 夕学五十講, 慶應MCC, 2011/7/19, 丸ビル
12. 沖 大幹, 2011, 世界の水問題, ユニセフ「てあらいのがっこう」, ユニセフ, 2011/10/15, ユニセフハウス
13. 沖 大幹, 2011, 水循環と大震災、そして地球の未来, 日仏水フォーラム 2011, 日仏工業技術会, 2011/10/20, 日仏会館
14. 沖 大幹, 2011, 水文学, 2011/11/18, 世田谷生涯大学
15. 沖 大幹, 2011, 世界の水問題と解決へ向けた取り組み, 2011/11/18, 国際開発高等教育機構
16. 沖 大幹, 2011, 水は持続可能な発展の阻害要因となるのか?!, 11 月セミナー講演, NPO 法人環境立国, 2011/11/21, 銀座・有楽町
17. 沖 大幹, 2011, 地球資源としての水問題, 環境安全セミナー, 日本製薬工業協会, 2011/11/22, 主婦会館
18. 沖 大幹, 2011, 地球をめぐる水とわたしたちの暮らし〜世界の水利用は持続可能か〜, 池田市上下水道庁舎記念シンポジウム, 池田市, 2011/11/25, 池田市
19. 沖 大幹, 2011, 使った水の量 製品に表示 水不足解消へ国際規格化, 2011/8/25, 讀賣新聞
20. 沖 大幹, 2011, 第一回毎日地球未来賞, 2011.9.14, 毎日新聞
21. 沖 大幹, 2011, 木語 自然の流れのままに, 2011.11.10, 毎日新聞
22. 沖 大幹, 2011, Economy 世界の水需要に日本も名乗り, 2011/5/9, 週報 Weekly No.19
23. 沖 大幹, 2011, 微笑みの国 沈む都, 2011/11/23, 週刊朝日
24. 沖 大幹, 2011, タイの洪水, TBS「ニュースキャスター」 2011/10/22
25. 鈴木一郎, 海洋と地球温暖化〜海洋からわかる地球温暖化の「今」〜, やまと市民大学講座, 2011 年 6 月 25 日.
26. 羽角博康, 気候変動予測シミュレーションの現状とこれから, 先端科学技術に触れる理科研修会 (埼玉県高校理科教員研修), 2011 年 7 月 13 日.

II-6. 成果発表リスト

❖ 論文(受理・印刷済み)

1. Branstator, G., H. Teng, G. A. Meehl, M. Kimoto, J. R. Knight, M. Latif, and A. Rosati, 2011: Systematic Estimates of Decadal Predictability for Six AOGCMs. *J. Climate*, in press.
2. Hirota, N., Y. N. Takayabu, M. Watanabe, and M. Kimoto, 2011: Precipitation reproducibility over tropical oceans and its relationship to the double ITCZ problem in CMIP3 and MIROC5 climate models. *J. climate*, 24, 4859-4873, doi: 10.1175/2011JCLI4156.1.
3. Imada, Y., M. Kimoto, and X. Chen (2011), Impact of atmospheric mean state on tropical instability wave activity, *J. Clim.*, (in press).
4. Imada, Y. and M. Kimoto, 2011: Parameterization of tropical instability waves and examination of their impact on ENSO characteristics. *J. Clim.*, (in press).
5. Suzuki, T. and M. Ishii (2011), Regional distribution of sea level changes resulting from enhanced greenhouse warming in the Model for Interdisciplinary Research on Climate version 3.2, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L02601, doi:10.1029/2010GL045693.
6. Suzuki, T., and M. Ishii (2011), Long - term regional sea level changes due to variations in water mass density during the period 1981–2007, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L21604, doi:10.1029/2011GL049326.
7. Chikamoto, Y., M. Kimoto, M. Ishii, M. Watanabe, T. Nozawa, T. Mochizuki, H. Tatebe, T. Sakamoto, Y. Komuro, H. Shiogama, M. Mori, S. Yasunaka, Y. Imada, H. Koyama, M. Nozu, and F.-F. Jin, 2011: Predictability of a stepwise shift in Pacific climate during the late 1990s in hindcast experiments by MIROC. *JMSJ Special issue on the recent development on climate models and future climate projections*. (in press).
8. Komuro, Y., T. Suzuki, T. T. Sakamoto, H. Hasumi, M. Ishii, M. Watanabe, T. Nozawa, T. Yokohata, T. Nishimura, K. Ogochi, S. Emori, and M. Kimoto, 2011: Sea-ice in twentieth-century simulations by new MIROC coupled models: a comparison between models with high resolution and with ice thickness distribution. *JMSJ Special issue on the recent development on climate models and future climate projections*. (in press).
9. T. T. Sakamoto, Y. Komuro, T. Nishimura, M. Ishii, H. Tatebe, H. Shiogama, A. Hasegawa, T. Toyoda, M. Mori, T. Suzuki, Y. Imada, T. Nozawa, K. Takata, T. Mochizuki, K. Ogochi, S. Emori, H. Hasumi, and M. Kimoto, 2011: MIROC4 - a new high-resolution atmosphere-ocean coupled general circulation model. *JMSJ Special issue on the recent development on climate models and future climate projections* (will be accepted).
10. Tatebe, H., M. Ishii, T. Mochizuki, Y. Chikamoto, T. T. Sakamoto, Y. Komuro, M. Mori, S. Yasunaka, M. Watanabe, K. Ogochi, T. Suzuki, T. Nishimura, and M. Kimoto, 2011: Initialization of the climate model MIROC for decadal prediction with hydrographic data assimilation. *JMSJ Special issue on the recent development on climate models and future climate projections*. (accepted).
11. Mochizuki, T, Y. Chikamoto, M. Kimoto, M. Ishii, H. Tatebe, Y. Komuro, T. T. Sakamoto, M. Watanabe, and M. Mori, 2011: Decadal Prediction using a Recent Series of MIROC Global Climate Models. *JMSJ Special issue on the recent development on climate models and future climate projections*. (in press).
12. Yasunaka, S., M. Ishii, M. Kimoto, T. Mochizuki, and H. Shiogama, 2011: Influence of XBT Temperature Bias on Decadal Climate Prediction with a Coupled Climate Model. *J. Climate*, 24, 5303-5308, doi: 10.1175/2011JCLI4230.1.
13. Watanabe, M, H. Shiogama, M. Yoshimori, T. Ogura, T. Yokohata, H. Okamoto, S. Emori, and M. Kimoto, 2011: Fast and slow timescales in the tropical low-cloud response to increasing CO₂ in two climate models. *Climate Dyn.*, in press.
14. Watanabe, M, H. Shiogama, T. Yokohata, Y. Kamae, M. Yoshimori, T. Ogura, J. Annan, J. C. Hargreaves, S. Emori, and M. Kimoto, 2012: Using a multi-physics ensemble for exploring diversity in cloud-shortwave feedback in GCMs. *J. Climate*, in press.
15. 今田由紀子, 木本昌秀, 鼎信次郎, 2011: 特異値分解解析を用いた統計的ダウンスケーリングによる季節予測-インドシナ半島の秋季の降水の予測可能性-, 水工学論文集, (受理).
16. 楠原啓右・今田由紀子・井芹慶彦・森正人・鼎信次郎, 2011: 確率台風モデルを用いた将来の台風リスク評価, 水工論文集 (受理)
17. Kawase, H., T. Takemura, and T. Nozawa, 2011: Impact of carbonaceous aerosols on precipitation in tropical Africa during the austral summer in the twentieth century, *J. Geophys. Res.*, 116, D18116, doi:10.1029/2011JD015933.

18. Abe, M., H. Shioyama, T. Nozawa, and S. Emori, 2011: Estimation of future surface temperature changes constrained using the future-present correlated modes in inter-model variability of CMIP3 multimodel simulations, *J. Geophys. Res.*, 116, D18104, doi:10.1029/2010JD015111.
19. Masui, T., K. Matsumoto, Y. Hijioka, T. Kinoshita, T. Nozawa, S. Ishiwatari, E. Kato, P.R. Shukla, Y. Yamagata, and M. Kainuma, 2011: An emission pathway for stabilization at 6 Wm⁻² radiative forcing. *Climatic Change*, 100, 59-76.
20. Watanabe, S., K. Sudo, T. Nagashima, T. Takemura, H. Kawase, and T. Nozawa, 2011: Future projections of surface UV-B in a changing climate, *J. Geophys. Res.*, 116, D16118, doi:10.1029/2011JD015749.
21. Mouri, G., S. Shinoda, and T. Oki, Assessing environmental improvement options from a water quality perspective for an urban-rural catchment, *Environmental Modelling & Software*, doi:10.1016/j.envsoft.2011.11.018, 2011.
22. Pokhrel, Y., N. Hanasaki, S. Koirala, J. Cho, P. J.-F. Yeh, H. Kim, S. Kanae, and T. Oki, Incorporating anthropogenic water regulation modules into a land surface model, *J. of Hydrometeorology*, doi:10.1175/JHM-D-11-013.1, 2011. in press
23. Utsumi, N., S. Seto, S. Kanae, E. E. Maeda, and T. Oki, Does higher surface air temperature intensify extreme precipitation?, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L16708, doi:10.1029/2011GL048426, 2011.
24. Okazawa, Y., P. J.-F. Yeh, S. Kanae, and T. Oki, Development of a global flood risk index based on natural and socio-economic factors, *Hydrological Sciences Journal*, 56(5), 789-804, doi:10.1080/02626667.2011.583249, 2011.
25. Seto, S. and T. Iguchi, Applicability of the Iterative Backward Retrieval Method for the GPM Dual-Frequency Precipitation Radar, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 49(6), 1827-1838, doi:10.1109/TGRS.2010.2102766, 2011.
26. Watanabe, S., D. Komori, M. Aoki, W. Kim, S. Boonyawat, P. Tongdeenok, S. Prakarnrat, and S. Baimoung, Estimation of daily solar radiation from sunshine duration in Thailand, *J. Meteor. Soc. Japan*, 89A, 355-364, doi:10.2151/jmsj.2011-A25, 2011.
27. Mouri, G., S. Takizawa, and T. Oki, Spatial and temporal variation in nutrient parameters in stream water in a rural-urban catchment, Shikoku, Japan: Effects of land cover and human impact, *Journal of Environmental Management*, 92, 1837-1848, doi:10.1016/j.jenvman.2011.03.005, 2011.
28. Yamazaki, D., S. Kanae, H. Kim, and T. Oki, A physically based description of floodplain inundation dynamics in a global river routing model, *Water Resources Research*, 47, W04501, 10.1029/2010WR009726, 2011.
29. Mouri, G., M. Shiiba, T. Hori, and T. Oki, Modeling shallow landslides and river bed variation associated with extreme rainfall-runoff events in a granitoid mountainous forested catchment in Japan, *Geomorphology*, 125(2), 282-292, 10.1016/j.geomorph.2010.10.008, 2011.
30. Mouri, G., M. Shiiba, T. Hori, and T. Oki, Modeling reservoir sedimentation associated with an extreme flood and sediment flux in a mountainous granitoid catchment, Japan, *Geomorphology*, 125(2), 263-270, doi:10.1016/j.geomorph.2010.09.026, 2011.
31. He, B., T. Oki, F. Sun, D. Komori, S. Kanae, Y. Wang, H. Kim, and D. Yamazaki, Estimating monthly total nitrogen concentration in streams by using artificial neural network, *Journal of Environment Management*, 92(1), 172-177, doi:10.1016/j.jenvman.2010.09.014, 2011.
32. 新田友子・芳村圭・高田久美子・大石龍太・鼎信次郎・沖大幹、陸面モデルにおけるサブグリッドスケールの積雪被覆率と積雪深の変化の表現、*水工学論文集*、56、2012
33. 渡部哲史・鼎信次郎・瀬戸心太・沖大幹、GCM 出力値補正手法により生じる月平均気温および月降水量の予測差、*水工学論文集*、56、2012
34. 福林奈緒子・沖大幹、日降水量に基づく日本全体の内水被害リスク推定、*水工学論文集*、56、2012
35. Koirala, S., H.G. Yamada, P. J.-F. Yeh, T. Oki, Y. Hirabayashi, and S. Kanae, Global simulation of groundwater recharge, water table depth, and low flow using a land surface model with groundwater representation, *水工学論文集*、56、2012
36. 内海信幸・瀬戸心太・鼎信次郎・沖大幹、気候変動に伴う豪雨変化の要因分析における大気湿潤度の考慮、*水工学論文集*、56、2012
37. Hirata, T., S. Saux-Picart, T. Hashioka, M. N. Aita, H. Sumata, M. Shigemitsu, I. J. Allen, Y. Yamanaka: A comparison between phytoplankton community structures derived from a global 3D ecosystem model and satellite observation. *Journal of Marine Systems*, (in press).

38. Okunishi, T., S. Ito, D. Ambe, A. Takasuka, T. Kameda, K. Tadokoro, T. Setou, K. Komatsu, A. Kawabata, H. Kubota, T. Ichikawa, H. Sugisaki, T. Hashioka, Y. Yamanaka, N. Yoshie, T. Watanabe: A modeling approach to evaluate growth and movement for recruitment success of Japanese sardine (*Sardinops melanostictus*) in the western Pacific. Fisheries Oceanography, (in press).

❖ 論文(投稿中)

1. Chikamoto, Y., M. Kimoto, M. Ishii, T. Mochizuki, T. T. Sakamoto, H. Tatebe, Y. Komuro, M. Watanabe, T. Nozawa, H. Shiogama, M. Mori, S. Yasunaka, Y. Imada, 2011: An overview of decadal climate predictability in a multi-model ensemble by climate model MIROC. Climate Dynamics (submitted).
2. Imada, Y., H. Tatebe, Y. Komuro, and M. Kimoto, 2011: Multi-decadal modulation of tropical instability wave activity since the middle of the twentieth century. Geophys. Res. Lett., (under review).
3. Mori, M., M. Watanabe, and M. Kimoto: Superrotation and nonlinear Hadley circulation response to zonally asymmetric sea surface temperature in an aqua-planet GCM. J. Meteor. Soc. Japan, (submitted).
4. Sakamoto, T. T., Y. Komuro, T. Nishimura, M. Ishii, H. Tatebe, H. Shiogama, A. Hasegawa, T. Toyoda, M. Mori, T. Suzuki, Y. Imada, T. Nozawa, K. Takata, T. Mochizuki, K. Ogochi, S. Emori, H. Hasumi, and M. Kimoto, 2011: MIROC4 - a new high-resolution atmosphere-ocean coupled general circulation model. JMSJ Special issue on the recent development on climate models and future climate projections (will be accepted soon).
5. Shiogama, H., M. Watanabe, M. Yoshimori, T. Yokohata, T. Ogura, J D Annan, J C Hargreaves, M Abe, Y Kamae, R O'ishi, R Nobui, S Emori, T Nozawa, A Abe-Ouchi and M Kimoto 2011: Physics Parameter Uncertainty and Observational Constraints of Climate Feedback: An Ensemble of Coupled Atmosphere Ocean GCM without Flux Corrections. Climate Dynamics, (submitted.)
6. Shiogama, H., D.A. Stone, T. Nagashima, T. Nozawa, and S. Emori, 2012: On the linear additivity of climate forcing-response relationships at global and continental scales. Int. J. Climatol., submitted.
7. Okunishi, T., S. Ito, T. Hashioka, T. T. Sakamoto, N. Yoshie, H. Sumata, Y. Yara, N. Okada, Y. Yamanaka: Impacts of climate change on growth and migration of Japanese sardine (*Sardinops melanostictus*) in the western North Pacific. Climatic Change, (submitted).
8. M. Shigemitsu, T. Okunishi, J. Nishioka, H. Sumata, T. Hashioka, M. N. Aita, S.L. Smith, N. Yoshie, N. Okada and Y. Yamanaka: Development of a one-dimensional ecosystem model including the iron cycle applied to the Oyashio region, western subarctic Pacific. JGR - Ocean, (submitted).
9. Okazaki, A., P.J.-F. Yeh, K. Yoshimura, M. Watanabe, M. Kimoto, and T. Oki, Estimation of flood risk change under global warming using MIROC5 simulations and discharge probability index, submitted to JMSJ.
10. Pokhrel, Y. N., N. Hanasaki, P. J-F. Yeh, T. Yamada, S. Kanae and T. Oki. Anthropogenic Terrestrial Water Storage Contribution to Sea Level Change from 1951 to 2007, submitted to Nature Geoscience.
11. Koirala, S., P. J.-F. Yeh, T. Oki, and S. Kanae, Global Modeling of Land Surface Hydrology with the Representation of Water Table Dynamics, Part I: Model Construction and Evaluation, submitted to JGR.
12. Koirala, S., P. J.-F. Yeh, T. Oki, and S. Kanae, Global Modeling of Land Surface Hydrology with the Representation of Water Table Dynamics, Part II: Parameter Estimation, submitted to JGR.
13. Yamazaki, D., C. Baugh, P. D. Bates, S. Kanae, D. E. Alsdorf, and T. Oki, Adjustment of a spaceborne DEM for use in floodplain hydrodynamic modelling. submitted to J. Hydrol.
14. Hiraie, Y., Y. Tanaka, and H. Hasumi: Subduction of Antarctic Intermediate Water in the Pacific simulated by an eddy-resolving model, Journal of Physical Oceanography, submitted.

❖ 著書

1. 今田由紀子, 渡部雅浩, 2011: ENSO メトリック. 天気, 第 58 巻, 87-89.
2. 森正人, 渡部雅浩, 木本昌秀, 2011 : MIROC 大気モデルによる 2010 年夏季の天候再現実験. 気象研究ノート (in press)

❖ 口頭発表

1. 今田由紀子, 建部洋晶, 小室芳樹, 木本昌秀, 2011: 過去数十年における熱帯不安定波の活動度の変化傾向, 日本気象学会 2011 年度秋季大会, 名古屋大学, 2011 年 11 月.
2. 今田由紀子, 木本昌秀, 鼎信次郎, 2011: 特異値分解解析(SVD)を用いた AOGCM 季節予測の統計的ダウンスケーリング-インドシナ半島の秋季の降水の予測可能性-, 第 8 回「異常気象と長期変動」研究集会, 2011 年 11 月 8 日~9 日, 宇治, 京都大学防災研究所.
3. 今田由紀子, 木本昌秀, 鼎信次郎, 2012: 特異値分解解析を用いた統計的ダウンスケーリングによる季節予測-インドシナ半島の秋季の降水の予測可能性-, 第 56 回水工学講演会, 愛媛大学, 2012 年 3 月 6 日~8 日.
4. 小室 芳樹, 2011: MIROC の現状と極域再現性. 2011 年春季極域寒冷域研究連絡会 2011.5.20, 日本気象学会 2011 年度春季大会研究会.
5. 鈴木立郎, 石井正好, 2011: 水塊の変質を伴う近年の海面水位分布の変化. 海洋学会 2011 年秋季大会. 九州大学, 平成 23 年 9 月 26 日~9 月 30 日.
6. 近本喜光, 木本昌秀, 石井正好, 野沢 徹, 渡部雅浩, 望月崇, 建部洋晶, 坂本天, 小室芳樹, 塩竈秀夫, 安中さやか, 森正人, 今田由紀子, 小山博司, 野津雅人, 2011: MIROC を用いた近未来予測システムの開発. 2011 年度春季気象学会専門分科会「AR5 に向けた気候変化予測の現状, 2011 年 5 月.
7. 近本 喜光・木本昌秀・石井正好・望月崇・渡部雅浩・森正人, 2011: 90 年代後半における太平洋水温シフトの予測可能性. 第 8 回「異常気象と長期変動」研究集会, 2011 年 11 月 8 日~9 日, 宇治, 京都大学防災研究所.
8. 楠原啓右・今田由紀子・井芹慶彦・森正人・鼎信次郎, 2012: 確率台風モデルを用いた将来の台風リスク評価, 第 56 回水工学講演会, 愛媛大学, 2012 年 3 月 6 日~8 日.
9. 小山博司, 石井正好, 建部洋晶, 西村照幸, 木本昌秀, 2011: 大気海洋結合モデル MIROC へのアンサンブル・カルマンフィルタの導入. 第 8 回「異常気象と長期変動」研究集会, 2011 年 11 月 8 日~9 日, 宇治, 京都大学防災研究所.
10. 塩竈秀夫, 渡部雅浩, 吉森正和, 小倉知夫, 横畠徳太, 阿部学, James D Annan, Julia C Hargreaves, 釜江陽一, 江守正多, 野沢徹, 阿部彩子, 木本昌秀 (2011): 気候感度の物理パラメータ不確実性のメカニズムと制約. 第 8 回「異常気象と長期変動」研究集会, 2011 年 11 月 8 日~9 日, 宇治, 京都大学防災研究所.
11. 塩竈秀夫, 渡部雅浩, 吉森正和, 小倉知夫, 横畠徳太, 阿部学, James D Annan, Julia C Hargreaves, 釜江陽一, 江守正多, 野沢徹, 阿部彩子, 木本昌秀 (2011): 感度の物理パラメータ不確実性のメカニズムと制約. 日本気象学会 2011 年度秋季大会, 名古屋大学, 2011 年 11 月.
12. 塩竈秀夫, 花崎直太, 増富祐司, 永島達也, 小倉知夫, 高橋潔, 肱岡靖明, 竹村俊彦, 野沢徹, 江守正多 (2011): 降水変化予測の排出シナリオ依存性と影響評価への不確実性伝播. 極端気象現象とその気候変動による影響評価に関するシンポジウム, 2011 年 9 月 2-3 日, 宇治, 京都大学防災研究所.
13. 塩竈秀夫, 渡部雅浩, 吉森正和, 小倉知夫, 横畠徳太, 阿部学, James D Annan, Julia C Hargreaves, 江守正多, 野沢徹, 阿部彩子, 木本昌秀 (2011): 気候感度の物理パラメータ不確実性. 2011 年日本気象学会春季大会, 2011 年 5 月, 国立オリンピック記念青少年総合センター.
14. 建部洋晶, 黒木聖夫, 坂本天, 鈴木立郎, 田中幸夫, 羽角博康, 望月崇, 石井正好, 木本昌秀, 2011: 高解像度気象モデルによる黒潮統流十年規模変動予測と結合ネストモデルの開発. 海洋学会 2011 年秋季大会. 九州大学, 平成 23 年 9 月 26 日~9 月 30 日.
15. 福田義和, 石井正好, 勢田明大, 2011: 歴史的 XBT 海洋表層水温観測データの整備とその必要性. 海洋学会 2011 年秋季大会. 九州大学, 平成 23 年 9 月 26 日~9 月 30 日.
16. 望月崇, 近本喜光, 木本昌秀, 石井正好, 建部洋晶, 渡部雅浩, 森正人, 2011: CMIP5 に向けた近未来気候変動予測データの検証解析, 第 8 回「異常気象と長期変動」研究集会, 宇治, 2011 年 11 月.
17. 望月崇, 2011: 大気海洋結合大循環モデルを用いた気候変動予測. 化学工学会第 43 回秋季大会, 名古屋, 2011 年 9 月.
18. 望月崇, 石井正好, 木本昌秀, 建部洋晶, 近本喜光, 小室芳樹, 坂本天, 2011: 高解像度大気海洋結合モデル MIROC4 を用いた近未来気候変動予測実験. 2011 年度日本海洋学会春季大会.
19. 森正人, 木本昌秀, 石井正好, 野沢徹, 渡部雅浩, 望月崇, 建部洋晶, 坂本天, 小室芳樹, 近本喜光, 安中さやか, 今田由紀子, 塩竈秀夫, 野津雅人, 小山博司, 2011: 高解像度大気海洋結合モデルによる近未来気候変動予測実験. 日本気象学会 2011 年度春季大会専門分科会「AR5 に向けた気候変化予測の現状, 2011 年 5 月.

20. 森正人, 木本昌秀, 渡部雅浩, 2011: 大気大循環モデルを用いた 2010 年夏季の天候再現実験. 2011 年日本気象学会春季大会, 2011 年 5 月, 国立オリンピック記念青少年総合センター.
21. 森正人, 木本昌秀, 渡部雅浩, 2011: 大気大循環モデルを用いた 2010 年夏季の天候再現実験. 研究会「長期予報と大気大循環」, 気象庁, 2011 年 7 月.
22. 森正人, 木本昌秀, 石井正好, 望月崇, 近本喜光, 坂本天, 建部洋晶, 小室芳樹, 野沢徹, 渡部雅浩, 塩竈秀夫, 野津雅人, 小山博史, 2011: 大気海洋結合モデルによる近未来の台風変化予測. 日本気象学会 2011 年度秋季大会スペシャルセッション「地球温暖化に伴う台風変化の理解に向けて」, 2011 年 11 月.
23. 森正人・木本昌秀・石井正好・望月崇・近本喜光, 2011: 大気海洋結合モデルによる台風の季節予報と近未来の台風変化予測. 第 8 回「異常気象と長期変動」研究集会, 2011 年 11 月 8 日～9 日, 宇治, 京都大学防災研究所.
24. 安中さやか, 木本昌秀, 2011: 過去 100 年間の海水温上昇パターン. 日本海洋学会 2011 年度秋季大会, 2011 年 9 月.
25. 阿部 学, 塩竈秀夫, 横畠徳太, 野沢徹, 江守正多, 2011: CO₂ の瞬時強制による降水量変化に対する気孔コンダクタンス変化の効果. 2011 年日本気象学会秋季大会, 名古屋.
26. Abe, M., H. Shiogama, T. Yokohata, S. Emori, and T. Nozawa, 2011: Response of precipitation over land to solar forcing and CO₂ forcing. 2011 International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG) General Assembly, Melbourne, Australia.
27. Abe, M., H. Shiogama, T. Yokohata, T. Nozawa, and S. Emori, 2011: Effect of change in stomatal conductance on precipitation response to CO₂ instantaneous forcing. American Geophysical Union (AGU) Fall Meeting 2011, December 5-9, San Francisco, USA.
28. Team MIROC, 2011: ポスタークラスターとして 16 編のポスター発表, WCRP OSC Climate Research in Service to Society, 24-28 October 2011, Sheraton Denver Downtown Hotel, Denver, CO, USA.
29. Arai, M., T. T. Sakamoto, Y. Komuro, H. Tatebe, M. Ishii, T. Mochizuki, M. Mori, Y. Chikamoto, Y. Imada, H. Shiogama, T. Suzuki, T. Nozawa, M. Kimoto, 2011: Team MIROC: Reproducibility and predictability of decadal climate variations in MIROC. WCRP OSC Climate Research in Service to Society, 24-28 October 2011, Sheraton Denver Downtown Hotel, Denver, CO, USA.
30. Chikamoto, Y., M. Kimoto, M. Ishii, M. Watanabe, T. Nozawa, T. Mochizuki, H. Tatebe, T. T. Sakamoto, Y. Komuro, H. Shiogama, M. Mori, S. Yasunaka, Y. Imada, H. Koyama, M. Nozu, 2011: Team MIROC: Predictability of a stepwise shift in Pacific climate during the late 1990s in hindcast experiments by MIROC. WCRP OSC Climate Research in Service to Society, 24-28 October 2011, Sheraton Denver Downtown Hotel, Denver, CO, USA.
31. Chikamoto Y., M. Kimoto, M. Ishii, M. Watanabe, T. Nozawa, T. Mochizuki, H. Tatebe, T. T. Sakamoto, and H. Shiogama, 2011: Predictability of a stepwise shift in Pacific climate during the late 1990s in hindcast experiments using MIROC. AGU fall meeting 2011, 5-9 December 2011, San Francisco, CA, USA.
32. Chikamoto, Y., M. Kimoto, M. Watanabe, M. Ishii, Takashi Mochizuki, 2011: Team MIROC: Multi-year predictability of tropical Atlantic climate variability. WCRP OSC Climate Research in Service to Society, 24-28 October 2011, Sheraton Denver Downtown Hotel, Denver, CO, USA.
33. Fukuda, Y., S. Hirahara, and M. Ishii, 2011: Ocean heat content variations and its trends estimated from historical oceanographic observations. Third International Workshop on Advances in the Use of Historical Marine Climate Data (MARCDAT-III) 2-6 May 2011, Frascati, Italy.
34. P.J. Gleckler, B.D. Santer, C.M. Domingues, T. Boyer, D.W. Pierce, T.P. Barnett, D. Ivanova, K. AchutaRao, J. Gregory, J. A. Church, M. Ishii, and K.E. Taylor, 2011: Exploring the impact of model and data uncertainties in the detection and attribution of upper-ocean warming. WCRP OSC. Denver, USA, October 24-28, 2011.
35. Hirahara, S., Y. Fukuda, and M. Ishii, 2011: A new Historical SST Analysis: COBE2-SST. Third International Workshop on Advances in the Use of Historical Marine Climate Data (MARCDAT-III) 2-6 May 2011, Frascati, Italy.
36. Imada, Y., H. Tatebe, Y. Komuro, M. Kimoto, 2011: Team MIROC : Multidecadal modulation of tropical instability wave activity during the last few decades. WCRP OSC Climate Research in Service to Society, 24-28 October 2011, Sheraton Denver Downtown Hotel, Denver, CO, USA.

37. Imada, Y., F.-F. Jin, M. Kimoto, and M. Watanabe, 2011: ENSO amplitude change in doubled CO₂ experiments evaluated by the temperature variance equation. EGU2011, 03-08 April 2011, Vienna International Centre, Vienna, Austria.
38. Ishii, M., 2011: Quantification of uncertainty by an ensemble data assimilation method. 6th EU-Janpan workshop on climate change research. Brussels, 9-11 October, 2011.
39. Kimoto, M., 2011: Decadal prediction experiments using MIROC AOGCM. International Forum on Global Change and Earth System Science 2011, 27 Apr. 2011, Beijing Normal University. (Invited)
40. Kimoto, M., 2011: Decadal prediction experiments using a Japanese AOGCM, MIROC. COMBINE General Assembly 2011, 24-27 May, 2011, Exeter, UK. (Invited)
41. Kimoto, M., 2011: Decadal prediction experiments using a Japanese AOGCM, MIROC. Aspen Global Change Institute Workshop, Making sense of the multi-model decadal prediction experiments from CMIP5. 26 June-1 July, 2011, Aspen, Colorado. (Invited)
42. Kimoto, M., 2011: Outcomes of near-term climate change prediction. The 6th EU-Japan workshop on climate change research, 10-11 October, 2011, Brussels, Belgium.
43. Y. Komuro, T. Suzuki, M. Ishii, M. Watanabe, T. Yokohata, T. Ogura, H. Hasumi, S. Emori, and Masahide Kimoto, 2011: Arctic Sea-Ice Decline Simulated in an Atmosphere-ice-ocean Coupled Model MIROC5. IUGG 2011, 28 June – 7 July 2011, Melbourne, Australia.
44. Komuro, Y., T. T. Sakamoto, T. Suzuki, H. Hasumi, M. Ishii, M. Watanabe, T. Nozawa, T. Yokohata, T. Nishimura, K. Oguchi, S. Emori, M. Kimoto, 2011: Team MIROC: Sea-ice climatology and trends in twentieth-century simulations by new MIROC coupled models. WCRP OSC Climate Research in Service to Society, 24-28 October 2011, Sheraton Denver Downtown Hotel, Denver, CO, USA.
45. Kusunohara, K., Y. Imada, Y. Iseri, M. Mori, and S. Kanae, 2011: Stochastic Evaluation of Risk for Near-Future Typhoon in the Asia-Pacific Region, The 9th International Symposium on Southeast Asian Water Environment, Thailand, 12/01-03/2011.
46. Kusunohara, K., Y. Imada, Y. Iseri, M. Mori, and S. Kanae, 2012: Risk Assessment of Near-Future Typhoon by Using Stochastic Typhoon Model in Asia-Pacific Region, The 4th AUN/SEED-Net Regional Conference on Global Environment And Seminar of NRCT-JSPS Asian core Program, Thailand, 01/18-19/2012.
47. Mochizuki, T., M. Kimoto, M. Ishii, Y. Chikamoto, H. Tatebe, Y. Komuro, T. T. Sakamoto, M. Watanabe and M. Mori, 2011: Decadal prediction using recent series of MIROC global climate model, PICES2011, 14-23 October 2011, Khabarovsk, Russia.
48. Mochizuki, T., M. Kimoto, M. Ishii, H. Tatebe, Y. Chikamoto, Y. Komuro, and T. T. Sakamoto, 2011: Decadal prediction using a high-resolution global climate model, International Union of Geodesy and Geophysics XXII (IUGG 2011), 28 June – 7 July 2011, Melbourne, Australia.
49. Mochizuki, T., M. Kimoto, M. Ishii, H. Tatebe, Y. Komuro, and T. T. Sakamoto, 2011: Decadal prediction in the Pacific using a high resolution climate model, European Geophysical Union (EGU) General Assembly 2011, 3-8 April 2011, Wien, Austria.
50. Mochizuki, T., Y. Chikamoto, M. Kimoto, M. Ishii, H. Tatebe, Y. Komuro, T. T. Sakamoto, M. Watanabe, M. Mori, 2011: Team MIROC: Decadal prediction using recent series of MIROC global climate model. WCRP OSC Climate Research in Service to Society, 24-28 October 2011, Sheraton Denver Downtown Hotel, Denver, CO, USA.
51. Mochizuki, T., M. Ishii, M. Kimoto, Y. Chikamoto, M. Watanabe, T. Nozawa, and et al. 2011: Team MIROC: Pacific decadal oscillation hindcasts relevant to near-term climate prediction. WCRP OSC Climate Research in Service to Society, 24-28 October 2011, Sheraton Denver Downtown Hotel, Denver, CO, USA.
52. Mochizuki, M., M. Kimoto, M. Ishii, Y. Chikamoto, H. Tatebe, Y. Komuro, T. T. Sakamoto, and M. Mori, 2011: Decadal Prediction using Recent Series of MIROC Global Climate Model. 3rd International Workshop on Global Change Projection: Modeling, Intercomparison, and Impact Assessment" jointly with "4th International Workshop on KAKUSHIN Program.
53. Mori, M., M. Kimoto, M. Watanabe, Y. Chikamoto, T. Mochizuki, and T. Sakamoto: Summertime blocking and Rossby wave breaking in a high-resolution GCM. International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG) 2011, Melbourne, Jun 2011.

54. Sakamoto, T. T., Y. Komuro, T. Nishimura, M. Ishii, H. Tatebe, H. Shiogama, A. Hasegawa, T. Toyoda, M. Mori, T. Suzuki, Y. Imada, T. Nozawa, K. Takata, T. Mochizuki, K. Ogochi, S. Emori, H. Hasumi, M. Kimoto, 2011: Team MIROC: MIROC4h - a new high-resolution atmosphere-ocean coupled general circulation model. WCRP OSC Climate Research in Service to Society, 24-28 October 2011, Sheraton Denver Downtown Hotel, Denver, CO, USA.
55. Sakamoto, T.T., Y. Komuro, H. Tatebe, M. Ishii, T. Mochizuki, M. Mori, Y. Chikamoto, Y. Imada, H. Shiogama, T. Suzuki, T. Nozawa, and M. Kimoto, 2011: Reproducibility and predictability of decadal climate variations in MIROC. 3rd International Workshop on Global Change Projection: Modeling, Intercomparison, and Impact Assessment" jointly with "4th International Workshop on KAKUSHIN Program.
56. Shiogama, H., M. Watanabe, T. Ogura, M. Yoshimori, T. Yokohata, J. D Annan, J. C Hargreaves, M. Abe, S. Emori, T. Nozawa, A. Abe-Ouchi, M. Kimoto (2011) Physics Parameter Ensemble of MIROC5 AOGCM. WCRP OSC Climate Research in Service to Society, 24-28 October 2011, Sheraton Denver Downtown Hotel, Denver, CO, USA.
57. Shiogama, H., M. Watanabe, T. Ogura, M. Yoshimori, T. Yokohata, J. D Annan, J. C Hargreaves, M. Abe, S. Emori, T. Nozawa, A. Abe-Ouchi, M. Kimoto (2011) Physics Parameter Ensemble of MIROC5 AOGCM. WCRP OSC Climate Research in Service to Society, 11th European Meteorological Society /10th European Conference on Applications of Meteorology, 12 – 16 September 2011, Berlin, Germany
58. Shiogama, H., (2011) Can detuning ensembles provide insights into the projection uncertainty and performance of RCM? Third international workshop on down-scaling. October 17-19, 2011, Tsukuba, Japan
59. Shiogama, H., S. Emori, T. Mochizuki, S. Yasunaka, T. Yokohata, M. Ishii, T. Nozawa, M. Kimoto, 2011: Team MIROC: Possible influence of volcanic activity on the decadal potential predictability of the natural variability in near-term climate predictions. WCRP OSC Climate Research in Service to Society, 24-28 October 2011, Sheraton Denver Downtown Hotel, Denver, CO, USA.
60. T. Suzuki and M. Ishii, 2011: Long-term regional sea level change due to the changes in water mass property for the period 1981-2007. IUGG 2011, 28 June – 7 July 2011, Melbourne, Australia.
61. Suzuki, T., M. Ishii, 2011: Recent and future baroclinic sea level changes based on observation data and a projection using a climate model. WCRP OSC Climate Research in Service to Society, 24-28 October 2011, Sheraton Denver Downtown Hotel, Denver, CO, USA.
62. Tatebe, H., M. Kurogi, T. Suzuki, Y. Tanaka, H. Hasumi, M. Ishii, M. Kimoto, T. T. Sakamoto, 2011: Team MIROC: Toward predicting the decadal changes of mesoscale eddy activities in the Kuroshio-Oyashio confluence zone. WCRP OSC Climate Research in Service to Society, 24-28 October 2011, Sheraton Denver Downtown Hotel, Denver, CO, USA.
63. Tatebe, H., M. Ishii, T. Mochizuki, Y. Chikamoto, T. Sakamoto, Y. Komuro, M. Mori, S. Yasunaka, M. Watanabe, K. Ogochi, T. Suzuki, T. Nishimura, M. Kimoto, 2011: Team MIROC: Initialization of the climate model MIROC for decadal prediction with hydrographic data assimilation. WCRP OSC Climate Research in Service to Society, 24-28 October 2011, Sheraton Denver Downtown Hotel, Denver, CO, USA.
64. Toyoda, T. H. Tatebe, T. Awaji, N. Sugiura, S. Masuda, H. Igarashi, Y. Sasaki, Y. Hiyoshi, Y. Ishikawa, T. Mochizuki, T. T. Sakamoto, Y. Komuro, T. Suzuki, T. Nishimura, M. Mori, Y. Chikamoto, S. Yasunaka, Y. Imada, M. Arai, M. Watanabe, H. Shiogama, T. Nozawa, A. Hasegawa, M. Ishii, M. Kimoto, 2011: Team MIROC: Impact of the Assimilation of Sea Ice Concentration Data on an Atmosphere-Ocean-Sea Ice Coupled Simulation of the Arctic Ocean Climate. WCRP OSC Climate Research in Service to Society, 24-28 October 2011, Sheraton Denver Downtown Hotel, Denver, CO, USA.
65. Yasunaka, S., H. Tatebe, M. Ishii, M. Kimoto, T. Mochizuki, H. Shiogama, 2011: Team MIROC: Influence of XBT Temperature Bias on Decadal Climate Prediction with a Coupled Climate Model. WCRP OSC Climate Research in Service to Society, 24-28 October 2011, Sheraton Denver Downtown Hotel, Denver, CO, USA.
66. Watanabe, M., M. Chikira, Y. Imada, and M. Kimoto, 2011: Team MIROC : Convective control of ENSO simulated in MIROC5. WCRP OSC Climate Research in Service to Society, 24-28 October 2011, Sheraton Denver Downtown Hotel, Denver, CO, USA.
67. Watanabe, M., T. Suzuki, R. O'ishi, Y. Komuro, S. Watanabe, S. Emori, T. Takemura, < Chikira, T. Ogura, M. Sekiguchi, K. Takata, D. Yamazaki, T. Yokohata, T. Nozawa, H. Hasumi, H. Tatebe, and M. Kimoto, 2011: Team MIROC : Improved climate simulation by MIROC5: Mean states, variability, and climate sensitivity. WCRP OSC Climate Research in Service to Society, 24-28 October 2011, Sheraton Denver Downtown Hotel, Denver, CO, USA.

68. Oki, T., T. Kondo, Y. N. Pokhrel, and N. Hanasaki, Characterization factors for water footprint considering the scarcity of green and blue water sources (Invited), American Geophysical Union (AGU) 2011 Fall Meeting.
69. Yeh, P. J., S. Koirala, and T. Oki, Analysis of Terrestrial Water Storage Components from Global Hydrological Model Simulations Validated by GRACE data and Water Balance Analysis, American Geophysical Union (AGU) 2011 Fall Meeting.
70. Pokhrel, Y. N., S. Koirala, T. Yamada, N. Hanasaki, P. J. Yeh, K. Yoshimura, S. Kanae, and T. Oki, Modeling Irrigation Pumping and Groundwater Depletion in the High Plains Aquifer, USA, American Geophysical Union (AGU) 2011 Fall Meeting.
71. Oki, T., Y. N. Pokhrel, P. J. Yeh, S. Koirala, S. Kanae, and N. Hanasaki, Identifying the hotspots of non-renewable water use using HiGW-MAT: A new land surface model coupled with human interventions and ground water reservoir (Invited), American Geophysical Union (AGU) 2011 Fall Meeting.
72. 渡部哲史, 鼎信次郎, 沖大幹, 水資源管理分野における気候変動影響評価研究のためのバイアス補正手法の開発, 第2回極端気象現象とその影響評価に関する研究集会
73. 新田友子, 芳村圭, 高田久美子, 大石龍太, 鼎信次郎, 沖大幹, 陸面モデル MATSIRO 積雪スキームの高度化と複数の観測データセットを用いた検証, 水文・水資源学会 2011 年度年次講演会
74. 山崎大, 鼎信次郎, 沖大幹, 全球河川氾濫原モデルによる大陸河川の水位変動の予測可能性: アマゾン川流域における潮汐現象を対象としたケース・スタディ, 水文・水資源学会 2011 年度年次講演会
75. 渡部哲史, 鼎信次郎, 沖大幹, 水資源管理分野における気候変動影響評価研究のための全球陸域バイアス補正データセットの開発, 水文・水資源学会 2011 年度年次講演会
76. Yeh, P., M.-H. Yuan, and T. Oki, Trend analysis across the components of hydrological cycle in Illinois under climate warming, International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG) 2011.
77. 山崎大, 鼎信次郎, 沖大幹, 河川・氾濫原モデリングのための「河道網」と「氾濫原地形」データセットの構築, 日本地球惑星科学連合 2011 年大会
78. 渡部哲史, 鼎信次郎, 沖大幹, 水資源分野における温暖化影響評価のための GCM バイアス補正データセットの開発, 日本地球惑星科学連合 2011 年大会
79. Koirala, S., H. G. Yamada, P. J.-F. Yeh, T. Oki, and S. Kanae, Global-scale modeling of groundwater recharge and water table depth using a LSM with groundwater representation, 日本地球惑星科学連合 2011 年大会
80. Watanabe, S., T. Oki, and S. Kanae, Evaluations of bias-correction methods for monthly temperature and precipitation data by multiple GCM outputs, European Geosciences Union (EGU) 2011
81. Yamazaki, D., D. Alsdorf, S. Kanae, and T. Oki, Improvement of streamflow prediction skill in large catchments: the effect of floodplain parameterization using a spaceborne DEM, European Geosciences Union (EGU) 2011
82. Utsumi, N., T. Oki, S. Seto, S. Kanae, and E. E. Maeda, Relationships between extreme daily precipitation intensity and temperature over the world based on in-situ observation data, European Geosciences Union (EGU) 2011
83. Yamazaki, D., Y. Pokhrel, H. Kim, S. Kanae, and T. Oki, Impact of climate change on the flood risks in the Mekong River basin: prediction of future flooding extent using a continental-scale hydrodynamics model, European Geosciences Union (EGU) 2011
84. Tatebe, H., M. Kurogi, T. Suzuki, Y. Tanaka, H. Hasumi, M. Ishii, and M. Kimoto: Long-term modulations of mesoscale eddies activities in the Kuroshio-Oyashio confluence zone represented in a high-resolution coupled model, and further model development toward better predictions. EGU General Assembly, Vienna (Austria), April 7, 2011.
85. Kurogi, M., H. Hasumi, and Y. Tanaka: Development of a nested-grid ocean general circulation model for parallel computers, 23rd International Conference on Parallel Computational Fluid Dynamics 2011, Barcelona (Spain), May 20, 2011.
86. Hiraike, Y., Y. Tanaka and H. Hasumi: Subduction of Pacific Subantarctic Mode Water and Antarctic Intermediate Water in an eddy-resolving model, IUGG General Assembly, Melbourne (Australia), July 1, 2011.
87. Kawasaki, T., and H. Hasumi: A modeling study of mesoscale eddies and deep convection in the Labrador Sea, IUGG General Assembly, Melbourne (Australia), July 2, 2011.
88. Hasumi, H.: Development of a coupled climate model with a two-way nested ocean component, International Workshop on Development and Application of Regional Climate Models, Seoul (Korea), October 11, 2011.

89. Tatebe, H., M. Kurogi, T.T. Sakamoto, T. Suzuki, Y. Tanaka, H. Hasumi, M. Ishii, and M. Kimoto: Towards predicting the decadal changes of mesoscale eddies in the Kuroshio-Oyashio confluence zone, WCRP Open Science Conference, Denver (USA), October 24-28, 2011.
90. 建部洋晶、黒木聖夫、坂本天、鈴木立郎、田中幸夫、羽角博康、望月崇、石井正好、木本昌秀: 高解像度気候モデルによる黒潮続流十年規模変動予測と結合ネストモデルの開発, 日本海洋学会秋季大会, 福岡, 2011年9月29日.
91. 黒木聖夫, 羽角博康, 田中幸夫: 双方向ネストモデルを用いた黒潮流路変動の研究, 日本海洋学会秋季大会, 福岡, 2011年9月29日.
92. 平池友梨, 田中幸夫, 羽角博康: 渦解像モデルによる太平洋 AAIW のサブダクション, 日本海洋学会秋季大会, 福岡, 2011年9月29日.
93. 山中康裕: 学会を通じた研究活動と今後の学会への期待: 海洋生態系モデリングの視点より. 我が国における海洋学の歩みと日本海洋学会ー日本海洋学会創立 70 周年記念シンポジウムー, 福岡, 2011年9月26日.
94. Hirata, T., Saux-Picart, S., Allen, I., Yamanaka, Y., Butenschon, M., Hashioka, T., N. Aita, M., Stromberg, P., Smyth, T., Hardman-Mountford, N., Barange, M. A comparison between biomass distributions of zooplankton estimated from satellite and marine ecosystem models; assessment of spatial applicability of the models, Advances in Marine Ecosystem Modeling and Research, Plymouth, 27-30 June, 2011
95. Hashioka, T., M. Vogt, M.N. Aita, S. Alvain, L. Bopp, E. Buitenhuis, S. Doney, I. Lima, C. Le Que're, Y. Yamanaka: Results of MAREMIP Phase0: Overview & Seasonal Variation. MARine Ecosystem Model Intercomparison Project Phase1 Workshop , Plymouth, UK, June 26, 2011.
96. Hashioka, T.: Future projections: Information from experience in our simulations. MARine Ecosystem Model Intercomparison Project Phase1 Workshop , Plymouth, UK, June 26, 2011.
97. Shigemitsu, M., T. Okunishi, J. Nishioka, H. Sumata, T. Hashioka, N. M. Aita, S. L. Smith, N. Yoshie, Y. Yamanaka: Development of a one-dimensional ecosystem model including iron cycle. The 43rd international Liege colloquium, Liege, Belgium, May 2011.
98. Hirata, T., Dynamics of phytoplankton community structure derived from a 3D ecosystem model and satellite ocean colour algorithm, Xiamen, China, 4th Apr. 2011

II-7. 近未来気候変動予測に関する研究：成果の概要

II-7-1 研究概要

気候モデルの精度が向上するにつれ、百年先でなく、今後数十年のより定量的な予測情報が求められるようになってきた。国際コミュニティでもこれに呼応して、温室効果気体増加や人為起源エアロゾルの排出といった外的要因に対する応答に加えて、現在の自然気候変動のようすがどのように将来数十年にわたって変動してゆくのか、観測データによって気候モデルを初期値化する新しい予測計算の国際比較を行い、IPCC 次期報告書でも扱うこととなった。本課題は、十年規模気候変動予測とも呼ばれるこのような初めての試みを行い、よりよい適応策策定に貢献しようというものである。

本課題では、高解像度版を含む大気海洋結合気候モデル MIROC を用いて、過去にさかのぼった 10～30 年の事後予測実験を行うことによって、新しい試みである初期値化予測法の確立を図り、その精度を検証した上で、2035 年程度までの近未来の気候変化の予測実験を行った。用いたもっとも高解像度のモデルは大気約 60 km、海洋 20–30 km の解像度を有し、大気海洋結合モデルとしてはこれまでにない高解像度のものである。事後予測実験の結果、大西洋や太平洋の十年規模自然気候変動は観測データによる初期値化により、5 年程度（場所によってはそれ以上）の有効な予測が可能であることが分かった。その後も、外的強制に対する応答が近年の温暖化の顕著化傾向の中では十分な予測精度を有することが確認された。

II-7-2 近未来予測実験の概要

IPCC 第 5 次評価報告書に向けた結合モデル国際比較実験 (CMIP5) での十年規模予測実験の概要を図 1 に示す。観測データの同化により初期値をこしらえて、過去数十年にわたり 10 例の事後予測実験を行って精度を検証する。本課題での近未来予測システムの構築は、図 1 の実験手順に従って過去事例の事後予測実験を繰り返すことによって行われた。

十年規模の予測では、海洋表層に存する自然変動のシグナルをモデルに与えること(「データ

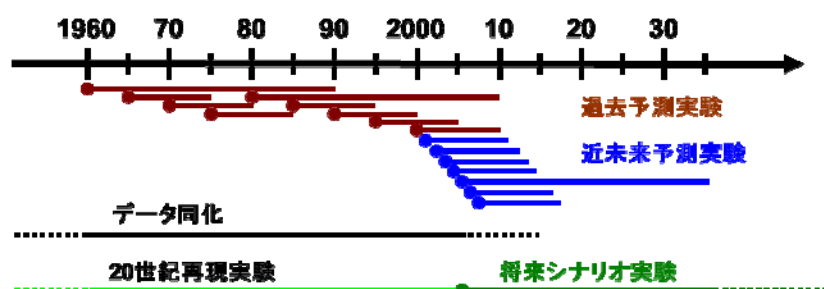


図 1. 近未来予測実験の概要。●は初期値、そこから延びる実線は予測計算を示す。初期値を作るためのデータ同化実験、初期値化のインパクトを評価するための外部強制 (20 世紀再現、将来シナリオ) 実験を下段に示す。

同化」と呼ばれる)が重要である。今回は、海洋表層下の水温、塩分の観測データのみをモデルに同化することとした。データ同化実験から適当な初期値を選んで、同化を停止して予測実験を行う。各事後予測にあたっては、初期値の不確実性を考慮

するため、複数初期値からの積分を行うアンサンブル手法を用いる。

精度が向上したとはいえ、気候モデルはまだ完璧にはほど遠く、データ同化を停止するとモ

デルは観測からずれたモデル固有の気候値にずれてゆく（気候ドリフト）。これを避けるため、今回は、観測気候値からのずれの情報のみをモデルに与える、アノマリ同化という方法を採用することとした。

II-7-3 全球平均地表気温の予測

図 2a は、図 1 で示した過去予測実験の予測 1 年目の全球平均地表気温データを集めて作成した時系列であり、図 2c,e は同様に、2-4 年目平均、5-9 年平均について見たものである。低

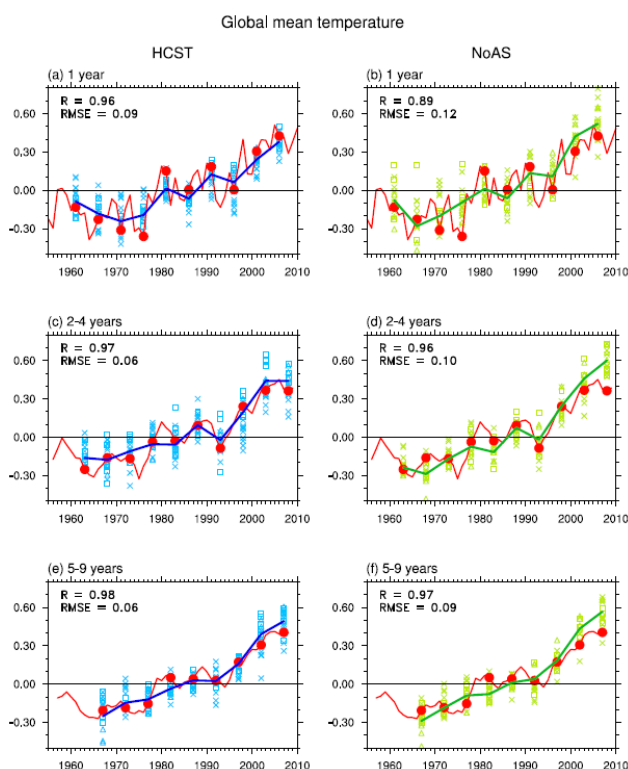


図 2. 全球平均地表気温の時系列。赤は観測。青実線（左列）、緑実線（右列）は、それぞれ初期値あり、無しの 3 モデルアンサンブル平均予測を示す。水色と黄緑のシンボルは、個々のアンサンブルメンバーの予測。上段から、予測 1 年目、2-4 年目、5-9 年目。各パネル左上の R は観測とアンサンブル予測の相関係数、RMSE は予測の根二乗平均誤差を示す。

解像度、中解像度、高解像度の 3 種の MIROC モデルで行った実験をまとめて示している。左の列は初期値化した予測で、右の列にデータ同化しない従来手法のものを比較のため示している。観測データを赤で、予測を青、緑で示している。予測 1 年目を見ると、観測は自然変動を反映した揺らぎが大きいものの、予測アンサンブルはそのばらつきの中に観測を捉えることができている。初期値化予測の相関係数は 0.96 という高い値を示す。初期値化しない予測でも近年の温暖化傾向はよく捉えられており、相関係数は 0.89 となっている。予測 2-4 年、5-9 年目でも初期値化の有無にかかわらず相関係数は 0.95 を超える値を示しており、全球平均気温で見ると、初期値化しない予測でも十分な精度を持つことがわかる。

ただし、2-4 年、5-9 年予測で 2000 年以降について初期値化有り無しの実験を比べると、わずかながら初期値化有りの方が、温暖化の停滞傾向によく追従しているように見える。

II-7-4 予測の例

初期値化のインパクトは、偏差の地理分布によりよく現れる。予測された空間パターンの例として図 3 に CMIP5 実験の最新初期値である 2006 年 1 月からの予測例を掲げる。全球的な温暖化傾向を除いて空間パターンを見やすくするため、全球地表気温の 2001-2005 年平均からの偏差を示している。日本を含むユーラシア大陸東部や北大西洋の正偏差、赤道太平洋や南大洋の負偏差等、大陸規模の偏差パターンがよく予測できている。

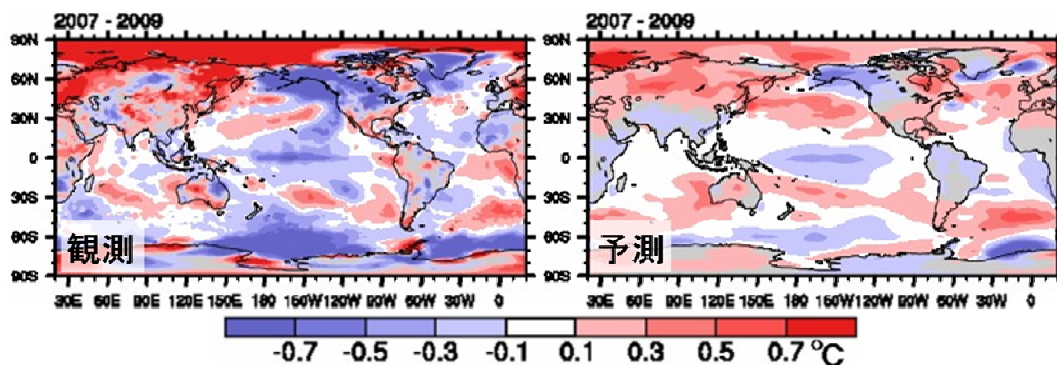


図3. 2006年1月を初期値とする予測の2-4年目の平均（右）と対応する観測（左）。それぞれ、2001-2005年平均からの偏差として表示。

II-7-5 予測スキルと初期値化のインパクト

図4は、10年間の事後予測実験10例の全球地表気温の予測スキルを示している。左列は、地点毎のアノマリ相関係数（変化の様子の「似ぐあい」）、右列は根二乗平均誤差（誤差の目安）で見たものである。統計的に有意な部分のみ色付けしている。右列のハッチは、初期値化しない従来手法に比べてスキルが10%以上向上した領域を示している。

気候メモリの存する海洋域、ことに、北半球高緯度、熱帯西太平洋、インド洋、大西洋等でスキルがよい。また、予測5-9年目でも広い範囲で初期値化のインパクトが確認できる。ここには示さないが、海洋表層の熱容量でみるとより高いスキルが得られる。

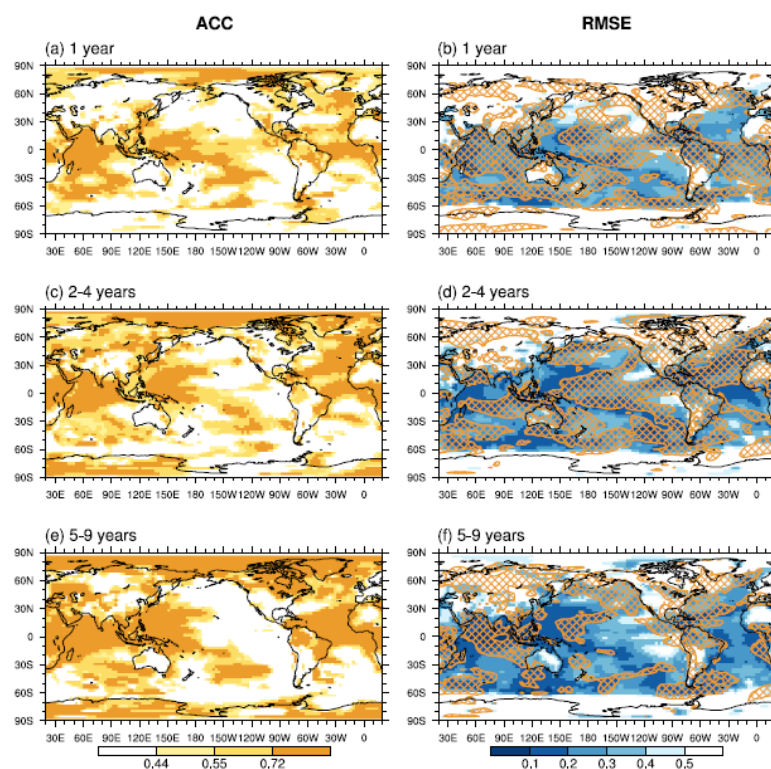


図4. 全球地表気温の予測スキル。（左）アノマリ相関係数（変化の様子の「似ぐあい」）、（右）RMSE（誤差の目安、単位℃）。統計的に有意な領域のみ示す。右列のハッチは、初期値化無しの予測と比べてRMSEスキルが10%以上向上した領域を示す。上から、予測1年目、2-4年目、5-9年目。

II-7-6 十年規模自然変動モードの予測可能性

十年規模の自然気候変動として、大西洋数十年規模振動 (AMO) と太平洋十年規模振動 (PDO) が代表的なモードとしてよく知られ、研究されている (図 5)。われわれは本課題の中で、低解像度モデルを用いた予備実験によって、世界で初めて PDO の 5 年に渡る初期値化予測可能性を示すことができた。CMIP5 実験の結果では、AMO および PDO に初期値化の有効性を示すことができた。図 6 は、予測 2-4、5-9 年平均の AMO、PDO の時系列を観測と比較したものである。これまで同様、低、中、高解像度の 3 種の MIROC モデルのマルチモデルアンサンブルを示している。AMO では、両期間とも 0.8 程度の相関係数が得られる。一方 PDO では、予測が難しく、予測 2-4 年目では相関係数が 0.68 あるが (ここには示さないが、初期値化無しの予測では、0.15 である)、5-9 年目ではほぼゼロになっている。モデル毎に見ると、初期値アンサンブルの数が 3 と少ない高解像度モデルの不成績が悪影響を与えているようである。後にも触れるが、アンサンブル数を十分に確保することは、近未来実験で有意な結果を得るためにきわめて重要である。図 7 には、AMO と PDO の 3 年平均予測のアノマリ相関係数を予測時間の関数として示す。初期値化予測は、初期値化無しの従来手法の予測や、持続予報と比べても成績はよく、AMO では 5 年以上、PDO でも 5 年程度までの有効な予測

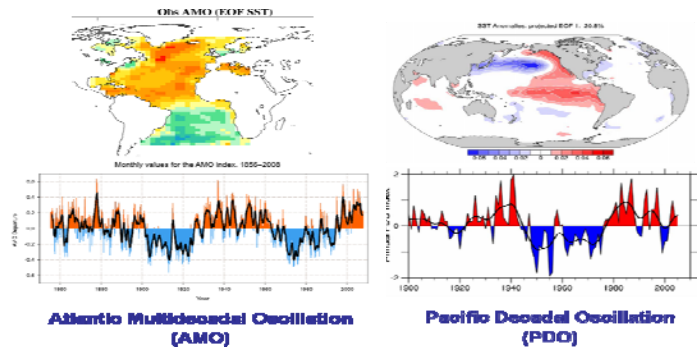


図 5. 観測された大西洋数十年規模振動 (AMO) と太平洋十年規模振動 (PDO) に伴う海面水温の偏差パターン (上) とその時系列 (下)。

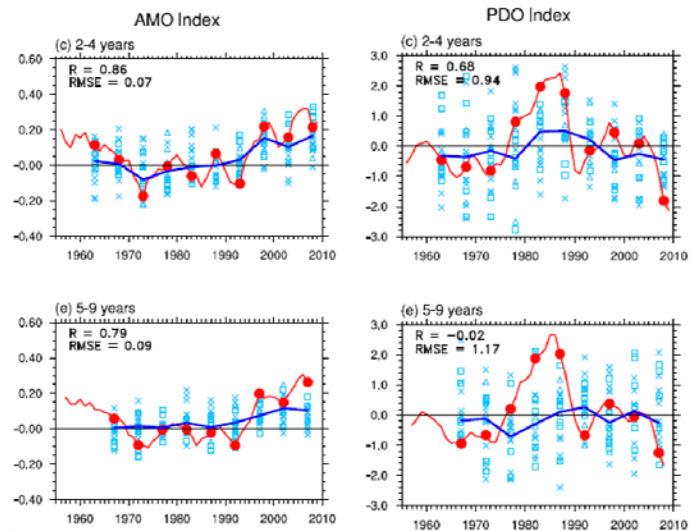


図 6. AMO (左)、PDO (右) 時系列。赤は観測。青実線は、初期値化ありの 3 モデルアンサンブル平均予測を示す。水色のシンボルは、個々のアンサンブルメンバーの予測。上段が、予測 2-4 年目、下段は 5-9 年目。各パネル左上の R は観測とアンサンブル予測の相関係数、RMSE は予測の根二乗平均誤差を示す。

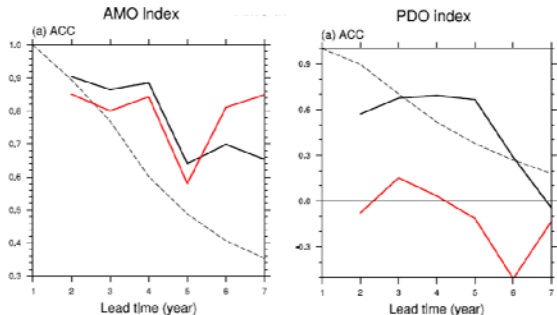


図 7. AMO (左) と PDO (右) の 3 年平均予測のアノマリ相関係数。黒、赤、破線はそれぞれ、初期値化あり、無しの予測、および持続予報を示す。

ができることがわかる。AMOの予測後半に初期値化無しの予測スキルが勝っているのは、予測例数が10例と少ないためのサンプリング誤差も含まれるものと思われる。例数の増加は近未来予測の大きな課題の一つで、初期値を1年毎に取った追加実験によって確認中である。

まとめると、近未来予測では、近年の気温の温暖化傾向については、初期値化の有無に関わらずよい成績で予測できており、初期値化により、約5年程度の自然変動の有効な予測が可能であることがわかった。自然変動の予測可能性がなくなった10年以上先は、初期値化を行わない従来手法が有効である。ここには示さないが、降水量の地理的パターンは局地性が強く、数年先の予測も難しい。既存の変動モードと連動するパターンをあらかじめ取り出しておいて検証するなどの工夫が必要であろう。

いずれにせよ、気候モデルの初期値化は利点こそあれ、従来手法を損うことはないので、今後季節予報と温暖化予測をシームレスにつなぐものとして、近未来～十年規模予測の手法は広く普及してゆくことが予想される。

II-7-7 台風の予測

われわれの高解像度モデルは、60 kmの水平解像度を持つが、まだ台風の十分な解像は無理であり、実験例数も少ない。ここでは、低、中解像度モデルも含めたマルチモデルアンサンブルによって、北西太平洋における台風の発生数、地理分布等について解析した。図8上段の時系列は、北西太平洋での台風の年間発生数偏差を示している。観測値と同化実験を比較すると、1979–2004年の間で0.75というよい相関を示している。ここでは、大気データの同化は行っていないので、これは、海水温の情報のみでも、年々の台風数の動向が予測可能であることを示している。低解像のモデルでも1年あるいは数年先の、その年の台風の傾向の予測が可能であることを示しており、科学的にも、実用的にも興味深い結果であると考えられる。時系列右半分は、CMIP5での最新2006年初期値からの近未来予測を示す。初期値化のインパクトは数年でなくなるので、初期値化しない予測結果も含めて全36メンバーアンサンブルを2035年まで示してある。台風発生数の漸減が示されており、より高解像

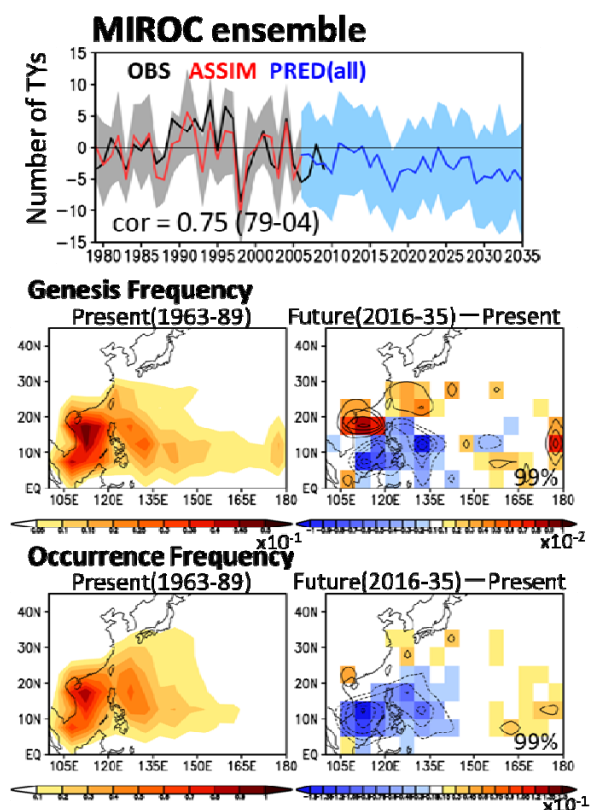


図8. 北西太平洋における台風の変化。(上段) 年間台風発生数の時系列。黒実線は観測、赤実線と灰色の陰影は、同化実験のアンサンブル平均と誤差幅を示す。青実線と水色の陰影は、将来予測のアンサンブル平均と誤差。同化、予測は3モデルアンサンブルの結果。(中段) 台風発生の地理分布(確率密度)。左は現在気候、右は将来の変化。(下段) 中段と同様、但し、台風の存在確率密度分布。

度の既存研究と整合的である。IPCC 第4次報告書では、温暖化に伴って強い台風が増えることが示唆されている。ここでも高解像モデルについては台風高度の変化について調べたが、有意な変化は見られなかった。近未来でまだシグナルが現れないためか、アンサンブル数が少ないためか検討を要する。

図8中段と下段は、台風発生と存在頻度の確率密度分布を示している。左列が現在気候（1963–89年平均）、右列は将来（2016–35年平均）と現在の差を示す。発生の地理分布は、全体が減少する傾向に加えて、エルニーニョ型の太平洋海水温の昇温パターンに伴って、発生位置が東偏することが示されている。存在頻度（～経路の確率分布表示）については、高頻度域が北偏、東偏することが示唆されている。東偏については、先の発生分布の変化、および、革新のチーム極端現象の結果と整合的であるが、北偏については、日本にも影響が大きく、結果の信頼度については、他のモデル結果も加えた慎重な検討を要する。

II-7-8 顕著現象の変化

高解像度モデルは気象擾乱を高精度に再現できるため、強い降水の頻度分布等、極端現象の影響評価に優位である。今回開発したモデルは、気温や降水の極端現象の現在気候下の値について観測データとよく対応している。図9は、高解像度モデルによって予測される日本付近での極端現象の近未来での将来変化（2016–2035年平均と1971–2000年平均の差）を示している。気温についてはほぼ一様に増加するが、北日本太平洋側で日中の昇温が大きく、北日本と東北日本海側で冬の夜の寒さの緩和が顕著である。年間平均降水量は亜熱帯高気圧の北側でやや増加するが、東日本太平洋側や西日本での強い降水の増加の方が顕著である。

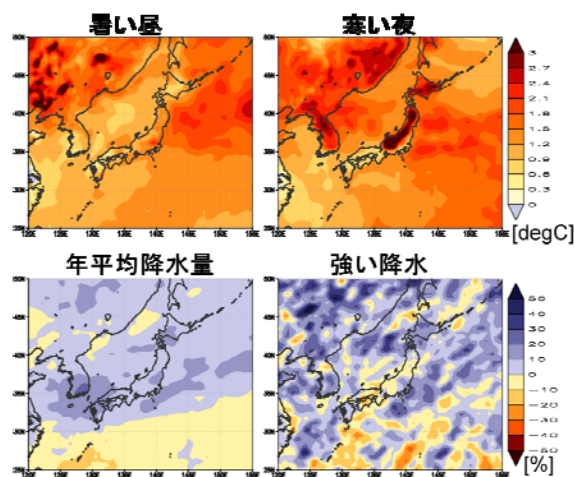


図9. 日本付近での極端現象（1年で最も暑い昼の気温、1年で最も寒い夜の気温、および、1年で最も大きい日降水量）の将来変化。

II-7-9 海洋生態系の変化

本課題では、高解像度海洋の利点を生かして、海洋生態系モデルによる気候変化のアセスメント研究も行った。海洋生態系に関わるプランクトン等の輸送に与える中規模渦等細かいスケールの海洋運動の影響は、水温・塩分等の物理変数に比べはるかに大きいからである。近未来変化については、まだ解析中であるが、予備実験により、将来の海洋生態系の変化について興味深い結果が得られている。図10は、植物プランクトンの春季大增殖が二酸化炭素倍増時には10–20日早期化するという結果を示している。この他にも、光合成の際の鉄制限プロセスを導入することによって、温暖化に伴う影響に関する既存の知見を修正すべきことが明らかにな

ったり、魚類回遊モデルを用いたマイワシの温暖化への動態応答等についての知見が得られるなど、成果が上がりつつある。

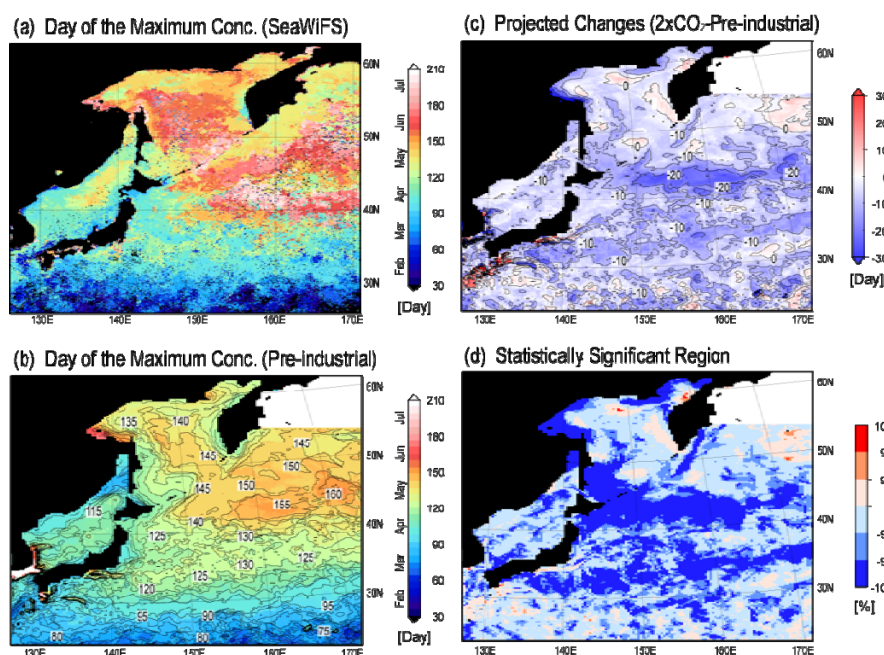


図 10. 春季に Chl-a 濃度（植物プランクトンの指標）が最大となるタイミングの水平分布(a)衛星観測、(b)モデルの標準実験。(c)ブルーム時に最大濃度となるタイミングの温暖化に伴う変化（温暖化-標準実験）、(d)最大濃度となるタイミングの自然変動に対して、温暖化の影響が統計的に有意な領域。t-検定による 95%と 99%の有意水準を示す。

II-7-10 おわりに

ここでは、近未来予測に関する科学的な話題に限って報告したが、これらの成果が得られたのは、これまでにない高解像度のモデルやモデルコンポーネントをわれわれの手によるものに一新した新中解像度モデルの開発が成功し、また、温暖化実験としては初めての試みである観測データによる大気海洋結合モデルの初期値化に成功することができた賜物である。近未来予測は新しい分野であり、これから爆発的な発展が期待されるが、その根幹をなすシステム開発を続けてゆくことが肝要であるとする。気候モデルへの観測データの同化の成功は、過去 100 年以上遡った再解析・再予報の可能性を開き、異常天候や顕著現象への人為影響の大きさについてのアセスメントを可能にするだろう。また、炭素循環、生物化学過程を含む統合地球環境モデルに新しい衛星データを同化することにより、大気海洋のみならず、地球環境を統合的に監視、予測するシステムの実現も夢ではなくなるだろう。一方で、温暖化シグナルの小さい近未来予測では、アンサンブル数の増加が必須であり、影響評価研究から要請される高解像度モデルによる多数アンサンブルを用いた本格的なリスクアセスメントの実現を図ってゆかねばならない。

Ⅲ. 研究成果の詳細報告

Ⅲ-1.高解像度大気海洋結合モデルによる近未来予測実験

課題代表機関：東京大学 大気海洋研究所

研究代表者：木本昌秀

Ⅲ-1-1 総括班

実施機関：東京大学 大気海洋研究所

担当責任者：木本昌秀

a. 要約

高解像度および中解像度の大気海洋結合モデルを用いて次期 IPCC 報告書に向けた近未来予測実験を行った。また物理過程を一新した中解像度新モデル MIROC5 による次期 IPCC 対応シナリオ実験等を、革新チーム長期と協力して行った。所定の実験を終了し、国家基幹技術「海洋地球観測探査システム」の一環として文部科学省が実施するデータ統合・解析システム(DIAS)のサーバ上にデータを置き、米国ローレンスリバモア研究所の気候モデル診断・相互比較プログラム(PCMDI)の運営するポータルサイトを通して世界の研究者に提供を開始することができた。近未来予測実験については、前年度までの考察に基づき、科学的信頼度を増すためにアンサンブル数を増やす実験や実験条件を変えた対照実験を実施した。実験結果は論文にとりまとめを行って発表、投稿した。

b. 研究目的

東京大学気候システム研究センター、国立環境研究所、海洋研究開発機構地球環境変動領域が共同して開発してきた大気海洋結合気候モデルを高精度、高解像度化して、人為要因による 2030 年程度までの近未来の気候変化の予測実験を行う。本総括班では、課題全体の統括、モデル開発、実験計画の策定を行う。

c. 研究計画、方法、スケジュール

研究計画第3年度以降に新モデルを用いた IPCC 第5次報告書向けの近未来予測実験を行う。このため、研究第1，2年度において、新モデルを開発し、また、近未来実験のためのデータ同化、初期値化法、アンサンブルに関する検討を行う。

d. 平成23年度研究計画

平成22年度に引き続いて高解像度モデルによる IPCC AR5 に向けたアンサンブル近未来予測実験を行う。高解像度実験は大量の計算機資源を必要とするため、過去の事後評価実験や火山噴火等のインパクト実験等については中解像度モデルも併用して行う。平成

23年度は、平成22年度までに行った実験を元に、科学的信頼度を増すためにアンサンブル数を増やす実験や実験条件を変えた対照実験を行い、近未来予測実験の有効性を示すことを目標に成果のとりまとめを行う。

e. 平成23年度研究成果

平成22年度に引き続いて高解像度モデルによるIPCC AR5に向けたアンサンブル近未来予測実験を行った。高解像度実験は大量の計算機資源を必要とするため、過去の事後評価実験や火山噴火等のインパクト実験等については中解像度モデルも併用して行った。平成23年度は、平成22年度までに行った実験を元に、科学的信頼度を増すために高解像度実験のアンサンブル数を増やす実験および中解像度モデルによる各年初期値、最新初期値の予測実験を行った。観測データによる初期値化初期値化を行わない従来予測でも10～30年の近未来予測は有意な精度を有するが、初期値化を行うことにより、太平洋では初期値から5年弱、大西洋では10年近くの間予測精度が向上することが確認された。

f. 考察

近未来予測、あるいは気候の十年規模変動の予測は、Decadal Predictionとして世界的に注目を浴びつつある。世界でもいくつかの競合するグループが活発に研究を進展させているが、本グループは、革新プログラムのサポートにより、世界で初めてとなる太平洋十年規模振動(PDO)の予測可能性を示すなど、次期IPCC報告書に向けた成果を世界に先んじて発表することができた。現在、世界各国の十年規模変動予測実験の結果が揃いつつあり、本グループを含め、マルチモデル解析が進められつつある。また、英国等の研究グループと協力して、最新初期値による予測の比較を2011年より始めた。これらを通じて今後、近未来(十年規模)予測の可能性、有効性と課題について明らかになり、初期値化法等の改良がなされるであろう。

同時に、大気海洋結合モデルの初期値化予測が成功したことにより、これまで行われたことのない20世紀前半にまでさかのぼった大気海洋系の再解析、再予報の可能性を検討することができるようになった。大気については、海面気圧の観測データのみを用いても、高度な4次元データ同化手法を用いれば、大気の3次元構造を20世紀初頭以前までさかのぼって再現できることを示した研究が現れている。大気海洋系の再解析が成功すれば、1930年代の米国の干ばつや伊勢湾台風の再現や、予測可能性、温暖化条件下でのこれら異常天候、極端現象の出現確率の変化等、気候変動リスク評価に資する研究が展開できるようになる。

g. 引用文献

以下の詳細報告中に記載する。

h. 成果の発表（顕著な成果を抜粋）

❖ 論文(受理・印刷済み)

1. Branstator, G., H. Teng, G. A. Meehl, M. Kimoto, J. R. Knight, M. Latif, and A. Rosati, 2011: Systematic Estimates of Decadal Predictability for Six AOGCMs. *J. Climate*, in press.
2. Chikamoto, Y., M. Kimoto, M. Ishii, M. Watanabe, T. Nozawa, T. Mochizuki, H. Tatebe, T. Sakamoto, Y. Komuro, H. Shiogama, M. Mori, S. Yasunaka, Y. Imada, H. Koyama, M. Nozu, and F.-F. Jin, 2011: Predictability of a stepwise shift in Pacific climate during the late 1990s in hindcast experiments by MIROC. *JMSJ Special issue on the recent development on climate models and future climate projections*. (in press).
3. Hirota, N., Y. N. Takayabu, M. Watanabe, and M. Kimoto, 2011: Precipitation reproducibility over tropical oceans and its relationship to the double ITCZ problem in CMIP3 and MIROC5 climate models. *J. climate*, 24, 4859-4873, doi: 10.1175/2011JCLI4156.1.
4. Watanabe, M, H. Shiogama, M. Yoshimori, T. Ogura, T. Yokohata, H. Okamoto, S. Emori, and M. Kimoto, 2011: Fast and slow timescales in the tropical low-cloud response to increasing CO₂ in two climate models. *Climate Dyn.*, in press.
5. Watanabe, M, H. Shiogama, T. Yokohata, Y. Kamae, M. Yoshimori, T. Ogura, J. Annan, J. C. Hargreaves, S. Emori, and M. Kimoto, 2012: Using a multi-physics ensemble for exploring diversity in cloud-shortwave feedback in GCMs. *J. Climate*, in press.

❖ 論文(投稿中)

1. Chikamoto, Y., M. Kimoto, M. Ishii, T. Mochizuki, T. T. Sakamoto, H. Tatebe, Y. Komuro, M. Watanabe, T. Nozawa, H. Shiogama, M. Mori, S. Yasunaka, Y. Imada, 2011: An overview of decadal climate predictability in a multi-model ensemble by climate model MIROC. *Climate Dynamics* (submitted).
2. Mori, M., M. Watanabe, and M. Kimoto: Superrotation and nonlinear Hadley circulation response to zonally asymmetric sea surface temperature in an aqua-planet GCM. *J. Meteor. Soc. Japan*, in revision.
3. Imada, Y., H. Tatebe, Y. Komuro, and M. Kimoto, 2011: Multi-decadal modulation of tropical instability wave activity since the middle of the twentieth century. *Geophys. Res. Lett.*, under review.
4. Okunishi, T., S. Ito, T. Hashioka, T. T. Sakamoto, N. Yoshie, H. Sumata, Y. Yara, N. Okada, Y. Yamanaka: Impacts of climate change on growth, and migration and recruitment success of Japanese sardine (*Sardinops melanostictus*) in the western North Pacific. *Climate Change*, under review.
5. Shigemitsu, M., T. Okunishi, J. Nishioka, H. Sumata, T. Hashioka, M. N. Aita, S.L. Smith, N. Yoshie, N. Okada and Y. Yamanaka: Development of a one-dimensional ecosystem model including the iron cycle applied to the Oyashio region, western subarctic Pacific. *JGR - Ocean*, under review.

❖ 口頭発表

1. 近本 喜光・木本昌秀・石井正好・望月崇・渡部雅浩・森正人, 2011: 90年代後半における太平洋水温シフトの予測可能性. 第8回「異常気象と長期変動」研究集会, 2011年11月8日～9日, 宇治, 京都大学防災研究所.
2. 森正人, 木本昌秀, 石井正好, 野沢徹, 渡部雅浩, 望月崇, 建部洋晶, 坂本天, 小室芳樹, 近本喜光, 安中さやか, 今田由紀子, 塩竈秀夫, 野津雅人, 小山博司, 2011: 高解像度大気海洋結合モデルによる近未来気候変動予測実験. 日本気象学会 2011年度春季大会専門分科会「AR5に向けた気候変化予測の現状, 2011年5月.
3. 森正人, 木本昌秀, 渡部雅浩, 2011: 大気大循環モデルを用いた 2010年夏季の天候再現実験. 2011年日本気象学会春季大会, 2011年5月, 国立オリンピック記念青少年総合センター.
4. 森正人, 木本昌秀, 渡部雅浩, 2011: 大気大循環モデルを用いた 2010年夏季の天候再現実験. 研究会「長期予報と大気大循環」, 気象庁, 2011年7月. 森正人, 木本昌秀, 渡部雅浩, 2011: 大気大循環モデルを用いた 2010年夏季の天候再現実験. 研究会「長期予報と大気大循環」, 気象庁, 2011年7月.

5. 森正人, 木本昌秀, 石井正好, 望月崇, 近本喜光, 坂本天, 建部洋晶, 小室芳樹, 野沢徹, 渡部雅浩, 塩竈秀夫, 野津雅人, 小山博史, 2011: 大気海洋結合モデルによる近未来の台風変化予測. 日本気象学会 2011 年度秋季大会スペシャルセッション「地球温暖化に伴う台風変化の理解に向けて」, 2011 年 11 月.
6. 森正人・木本昌秀・石井正好・望月崇・近本喜光, 2011: 大気海洋結合モデルによる台風の季節予報と近未来の台風変化予測. 第 8 回「異常気象と長期変動」研究集会, 2011 年 11 月 8 日～9 日, 宇治, 京都大学防災研究所.
7. 安中さやか, 木本昌秀, 2011: 過去 100 年間の海水温上昇パターン. 日本海洋学会 2011 年度秋季大会, 2011 年 9 月.
8. Arai, M., T. T. Sakamoto, Y. Komuro, H. Tatebe, M. Ishii, T. Mochizuki, M. Mori, Y. Chikamoto, Y. Imada, H. Shiogama, T. Suzuki, T. Nozawa, M. Kimoto, 2011: Team MIROC: Reproducibility and predictability of decadal climate variations in MIROC. WCRP OSC Climate Research in Service to Society, 24-28 October 2011, Sheraton Denver Downtown Hotel, Denver, CO, USA.
9. Chikamoto, Y., M. Kimoto, M. Ishii, M. Watanabe, T. Nozawa, T. Mochizuki, H. Tatebe, T. T. Sakamoto, Y. Komuro, H. Shiogama, M. Mori, S. Yasunaka, Y. Imada, H. Koyama, M. Nozu, 2011: Team MIROC: Predictability of a stepwise shift in Pacific climate during the late 1990s in hindcast experiments by MIROC. WCRP OSC Climate Research in Service to Society, 24-28 October 2011, Sheraton Denver Downtown Hotel, Denver, CO, USA.
10. Chikamoto Y., M. Kimoto, M. Ishii, M. Watanabe, T. Nozawa, T. Mochizuki, H. Tatebe, T. T. Sakamoto, and H. Shiogama, 2011: Predictability of a stepwise shift in Pacific climate during the late 1990s in hindcast experiments using MIROC. AGU fall meeting 2011, 5-9 December 2011, San Francisco, CA, USA.
11. Chikamoto, Y., M. Kimoto, M. Watanabe, M. Ishii, Takashi Mochizuki, 2011: Team MIROC: Multi-year predictability of tropical Atlantic climate variability. WCRP OSC Climate Research in Service to Society, 24-28 October 2011, Sheraton Denver Downtown Hotel, Denver, CO, USA.
12. Kimoto, M., 2011: Decadal prediction experiments using MIROC AOGCM. International Forum on Global Change and Earth System Science 2011, 27 Apr. 2011, Beijing Normal University. (Invited)
13. Kimoto, M., 2011: Decadal prediction experiments using a Japanese AOGCM, MIROC. COMBINE General Assembly 2011, 24-27 May, 2011, Exeter, UK. (Invited)
14. Kimoto, M., 2011: Decadal prediction experiments using a Japanese AOGCM, MIROC. Aspen Global Change Institute Workshop, Making sense of the multi-model decadal prediction experiments from CMIP5. 26 June-1 July, 2011, Aspen, Colorado. (Invited)
15. Kimoto, M., 2011: Outcomes of near-term climate change prediction. The 6th EU-Japan workshop on climate change research, 10-11 October, 2011, Brussels, Belgium.

III-1-1-1 高解像度大気海洋結合モデルによる近未来予測実験

木本 昌秀 (東京大学大気海洋研究所・教授)

IPCC 第 5 次評価報告書に向けた近未来予測実験を無事終えることができ、計算結果の世界への配信も始まった。平成 23 年度は、これまでの研究のとりまとめに加え、アンサンブル数の不足を補うため、あるいは論文文化に必要な追加実験等を行った。以下では、平成 23 年度の成果も含め、5 ヶ年の研究成果の総括を報告する。

(1) 近未来気候変動予測実験

気候モデルの精度が向上し、2007 年刊行の IPCC 第 4 次評価報告書でも、自然と人為要因を考慮した複数の気候モデルアンサンブルによる 20 世紀気候シミュレーションの結果は、観測された全球平均地表気温の時系列を再現し、さらに、人為要因を考慮しないと 20 世紀後半の温暖化は再現できないことが示された。人為要因による地球温暖化がすでに起こりつつあることを示し、21 世紀にかけて温暖化はますます顕在化することが示された。

このような結果を受けて、社会、産業の各方面や、政策決定者は、来るべき温暖化に備え、より定量的な適応策策定を迫られている。これに伴い温暖化予測の結果も、これまでの 21 世紀後半のような遠い先を予測する形でなく、現在から数十年先にどのような気候変化が予期されるか、地理的な分布情報も含めた予測情報が求められるようになった。

このような要請を受け、今後 20～30 年先の近未来を予測する試みが、日本をはじめ、世界の研究コミュニティでも議論され、次期 IPCC 報告書では、近未来 (near-term) の予測結果は、長期(long-term)とは別の章立てで扱われることとなった。

100 年程度先の長期予測に比べて、近未来予測では温暖化シグナルがまだ小さく、自然の気候変動に埋もれてしまう場合が多い。したがって、近未来予測では、温室効果気体や人為起源エアロゾルのような外的気候変化要因だけでなく、観測データにもとづいて、現在の地球の気候システムの状態を把握し、気候モデルにそれを与えることによって、天気予報のように初期値問題として扱う必要が出てくる。数十年の時間スケールでは、中緯度の太平洋や大西洋に起源をもつ数十年規模気候変動が知られるようになってきており、これを予測する、と言う意味で、近未来予測を研究コミュニティでは、十年規模気候変動予測(decadal prediction)と呼んでいる。

近未来予測実験は、外的要因に対するモデルの応答を評価する境界値問題としてのこれまでの温暖化実験を、混合初期値－境界値問題として扱う新しい試みである。気候変動を初期値問題として予測する試みでは、エルニーニョの予測において 1 年程度先までの有用性が示されているが、その先に果たして有用な予測可能性があるかどうか、また、この時間スケールで重要となる海洋表層のデータが必ずしも十分とは言えないときに有効な予測

が可能かどうか、多くの課題があるが、季節～年々変動と温暖化予測をシームレスに結ぶ新しい試みとして世界の研究者の注目を集めている。

予測には常に不確実性がつきまとう。温暖化予測では、外的条件として与える社会経済シナリオの不確実性、予測モデルの不完全性にもとづく不確実性、そして、自然変動にもとづくゆらぎが温暖化シグナルを隠すことによる不確実性が挙げられる。2030 年程度までの近未来予測では、社会経済シナリオによる差異はあまり大きくないことが知られているが、後者 2 つについては、できる限り不確実性を定量化する試みが必要である。

① 近未来予測実験の概要と成果

本課題では、まず大気海洋結合気候モデルの観測データによる初期値化をどのように行えばよいか、そしてそのようにして行った予測にどの程度の有効性があるのか、低解像度モデルを用いた過去事例の事後予測実験を繰り返すことによって評価した。数々の試行を経たのち、IPCC 次期報告書に向けた国際標準実験の結果を提出することができた。本節では、近未来予測実験の概要と主な成果についてまとめる。モデルの初期値化法の詳細や、不確実性を評価するためのアンサンブル手法等については、次章にまとめられる。

①-1 実験設定

近未来予測実験とはいえ、現在から将来への積分を繰り返すのみでは予測の検証が行えないので、近未来予測システムの構築は、過去事例の事後予測実験を繰り返すことによって行われた。事後予測実験の概要は、図 1 のとおりである。

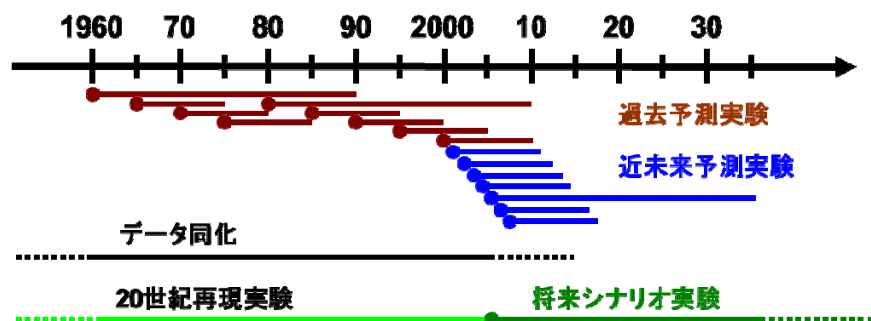


図1 近未来予測実験の概要。●は初期値、そこから伸びる実線は（アンサンブル）予測計算を示す。初期値を作るためのデータ同化実験、初期値化のインパクトを評価するための外部強制（20世紀再現、将来シナリオ）実験を下段に示す。CMIP5 では、将来シナリオは RCP4.5 を用いることになっている。

熱容量の小さい大気の運動は、数か月もすれば過去の記憶をなくしてしまう。十年規模の予測では、海洋表層に存する十年規模自然変動のシグナルをモデルに与えることが重要である。したがって今回は、海洋表層下の水温、塩分の観測データのみをモデルに同化することとした。モデルでは大気海洋が結合されているので、大気は海洋の変動に応答する形で変化する。

大気海洋結合モデルに海洋表層の水温、塩分データを同化しながら数十年にわたって積分する。これをデータ同化実験と呼び、この中から適当な初期値を選んで、同化を停止して将来への予測実験を行う。IPCC 第 5 次報告書に向けた国際的な結合モデル相互比較実験 CMIP5 の設定に合わせ、1961 年から 5 年毎の初期値を選んで、10 年（初期値によっては 30 年）の事後予測実験を行い、これを 1 セットの事後予測実験とする。初期値化法を調整しながら、また、予測モデルを差し替えながら、10 セット近い実験を行った。なお、各事後予測にあたっては、初期値の不確実性を考慮するため、摂動を加えた複数初期値からの積分を行うアンサンブル手法を用いる。

初期値化予測の最大の課題は、気候ドリフトの回避であった。精度が向上したとはいえ、気候モデルはまだ完璧にはほど遠く、モデルの計算する気候値には観測と比べて誤差（バイアス）が避けられない。したがって、気候モデルに観測情報を与えて初期値化すると、予測開始後数年のうちに計算値がモデルの気候値に向かって系統的にドリフトしてしまう。このような気候ドリフトの大きさは、予測しようとする自然変動や温暖化のシグナルと同程度の大きさであるので、何らかの方策でドリフト成分を除いて予測情報を取り出す必要がある。数々の試行ののち、今回は、観測気候値からのずれ（偏差；アノマリ）の情報のみをモデルに与える、アノマリ同化という方法を採用することとした。アノマリ同化を採用し、モデルに同化する観測情報の大きさを調整することによって、ドリフトの小さい予測結果を得ることができた。

アノマリ同化を採用しないで、観測気候値＋偏差の絶対値をモデルに同化する方法をフルフィールド同化（簡単には、フル同化）と呼んでいる。アノマリ同化は、予測値をドリフトさせないためには有効な方法ではあるが、本来は、モデルの気候値再現性をよくして、フル同化を採用することが望ましい。今回もフル同化の試行を行ったが、ドリフト成分を多数の過去予測事例から評価しておいて、計算後に除くやり方でもある程度のスキルは得られた。フル同化への移行は、今後の大きな課題の一つである。

①-2 全球平均気温の予測

以下では、バージョンの異なる 3 つの大気海洋結合モデル MIROC による事後予測実験の結果を概観することにする。

用いるモデルは、MIROC3m、MIROC4、MIROC5 である。MIROC3m は IPCC 第 4 次評価報告書の際に用いた低解像度のもので、大気が約 300 km、鉛直に 20 層を持ち、海洋は、赤道付近が 0.56° 、他は約 1.4° の解像度を持ち、鉛直は 44 層である。MIROC4 は、第 4 次報告書時の高解像度モデル MIROC3h をもとに、高解像度化、再調整を施したもので、大気が水平約 60 km、鉛直に 56 層を持ち、海洋は、経度方向に $1/4^\circ$ 、緯度方向に $1/6^\circ$ の解像度を持つ海洋渦許容モデルである。MIROC5 は、大気海洋とも物理パラメタリゼーションを一新した新モデルで、大気解像度は約 80 km、鉛直 40 層、海洋は $0.56-1.4^\circ$ 、鉛直に 50 層を持つ。MIROC3m での実験は、異なる初期値から出発した 10 本のデータ同化

積分にもとづき、初期値アンサンブルも 10 メンバーを用いて行った。解像度の高い MIROC4h、MIROC5 では、データ同化積分は 1 本だが、初期値をずらす方法によりそれぞれ、3 個、6 個の初期値アンサンブルを用いた。

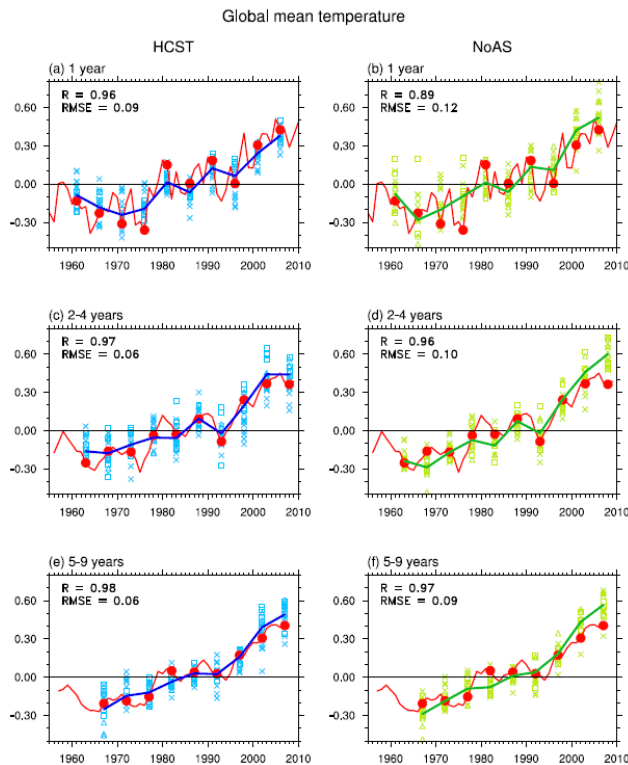


図 2 全球平均地表気温の時系列。赤は観測。青実線（左列）、緑実線（右列）は、それぞれ初期値化あり、無しの 3 モデルアンサンブル平均予測を示す。水色と黄緑のシンボルは、個々のアンサンブルメンバーの予測。上段から、予測 1 年目、2-4 年目、5-9 年目。各パネル左上の R は観測とアンサンブル予測の相関係数、RMSE は予測の根二乗平均誤差を示す。Chikamoto et al. (2012)

図 2 は、全球平均地表気温の予測結果を、予測 1 年目、2-4 年目平均、5-9 年平均について見たものである。左の列は初期値化した予報で、右の列に初期値化しない従来手法のものを比較のため示している。水色の記号はアンサンブル各メンバーの予測を示し、青実線がマルチモデル平均を示している。対応する観測は、赤丸印である。図左上の、R はマルチモデル平均と対応する観測値の相関係数、RMSE は根二乗平均誤差（℃）である。

予測 1 年目を見ると、観測は自然変動を反映した揺らぎが大きいものの、予測アンサンブルはそのばらつきの中に観測を捉えることができている。初期値化予測の相関係数は 0.96 という高い値を示す。初期値化しない予測でも近年の温暖化傾向はよく捉えられており、相関係数は 0.89 となっている。予測 2-4 年、5-9 年目でも初期値化の有無にかかわらず相関係数は 0.95 を超える値を示しており、全球平均気温で見ると、初期値化しない予測でも十分な精度を持つことがわかる。

ただし、2-4 年、5-9 年予測で 2000 年以降について初期値化ありと無しの実験を比べると、わずかながら初期値化有りの方が、温暖化の停滞傾向によく追従しているように見える。5 年毎の初期値では、サンプル数が足りないため、毎年初期値の実験を追加中である。それらの一部は後節で紹介される。

①-3 予測可能性分の同定

前節で、全球平均気温に関しては、初期値化しない従来手法による予測でも高いスキルが得られることが示された。初期値化のインパクトは、地理的な変動を含む自然変動によ

りよく現れると考えられる。そこで、予測可能な地理的パターンを概観するために、初期値化した予測開始後1–3年の平均を用いて、予測された場（3モデル平均）と対応する観測場の間で特異値分解法に統計解析を施した。この解析では、予測と観測から空間的にも時間的にも互いによく相関するパターン、すなわち予測可能な空間パターンを簡便に取り出すことができる。サンプル数は、初期値の数、10個である。

図3は、地表平均気温についての特異値解析で取り出された第1、第2特異モードの空間パターンとその時系列を示している。第1モード（左列）は、97.2%という大きな寄与率を示し、全球ほぼ一様に昇温するパターンを示している。観測と予測パターンの時系列間の相関係数も0.98ときわめて高い。すなわち、1961–2011年の間でもっとも高い予測

可能性を持つのは、全球的な温暖化パターンであるということになる。

図3の右列は、第2特異モードを示している。寄与率は1.3%と低い。このモードでは、空間的な変動が大きい。観測、予測とも、北大西洋高緯度と北太平洋中緯度で正、南大西洋や、熱帯東太平洋、南大洋などで負という共通の地理分布を持つ。大西洋、太平洋上での偏差の分布を見ると、それぞれ、大西洋数十年規模変動(Atlantic Multidecadal Oscillation; AMO)、太平洋十年規模振動(Pacific Decadal Oscillation; PDO)として活発に研究されているパターンを含んでいることが分かる。観測、予測パターン間の時系列相関も0.95と高い値を示すが、第1モードとは異なり、数十年規模の振動が見られる。

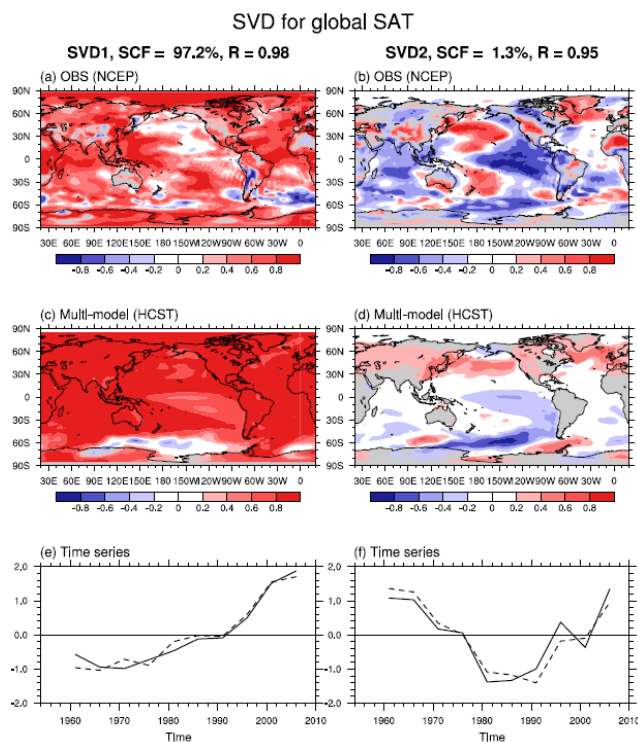


図3 予測1–3年目の平均と対応する観測の特異値分解解析の結果。左列は第1モード、右列は第2モード。上段から、観測、予測の空間偏差パターン。最下段は、それらのパターンの時系列（実線が観測）。SCFはモードの寄与率、Rは観測と予測時系列の相関係数を表す。Chikamoto et al. (2012)

これらの解析から、近年約50年の期間では、まず全球的な温暖化傾向がもっとも予測可能であり、これについては、初期値化しない従来手法でもかなりよく予測できることがわかる。しかし、シグナルはかなり小さくなるものの、AMO、PDOといった十年規模自然気候変動にも予測可能性があることが分かる。ここで用いられたMIROC3mでの実験をもとにMochizuki et al. (2010)は、世界で初めてPDOの数年以上の予測が可能であることを示した。同論文では、海洋表層、ことに黒潮続流や海洋亜熱帯前線付近での熱容量場に有意なメモリがあることが示されて

いる。地表気温についてのここでの特異第2モードの寄与率はかなり低い、海洋表層平均水温を用いると20%程度まで上昇し、無視できない大きさとなる。

①-4 自然変動の予測可能性

前節の概観をもとに、AMO、PDOの予想可能性についてもう少し詳しく見る。既存研究にならい、AMOの時間変動は、北大西洋高緯度(60-10W, 40-60N)と南大西洋中緯度

(30W-10E, 10-40S)の水温差で定義し、PDOの時系列は観測される北太平洋表層400平均の水温場(20-70N)の第1経験的直交関数(EOF1)に射影した時系列で定義する。

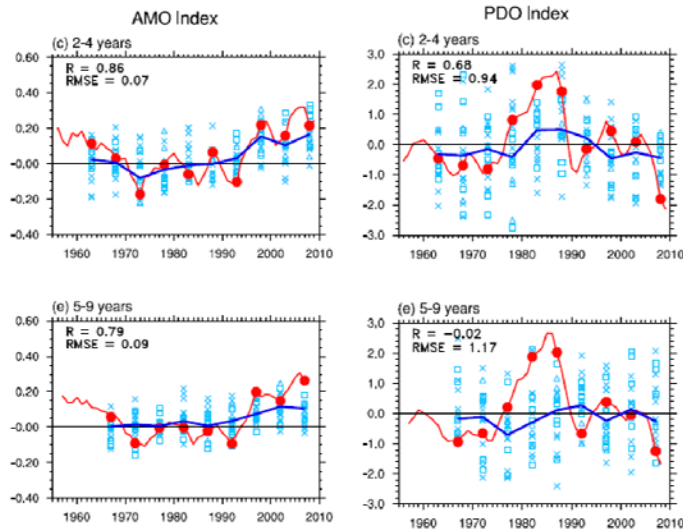


図4 AMO(左)、PDO(左)時系列。赤は観測。青実線は、初期値化ありの3モデルアンサンブル平均予測を示す。水色のシンボルは、個々のアンサンブルメンバーの予測。上段が、予測2-4年目、下段は5-9年目。各パネル左上のRは観測とアンサンブル予測の相関係数、RMSEは予測の根二乗平均誤差を示す。Chikamoto et al. (2012)

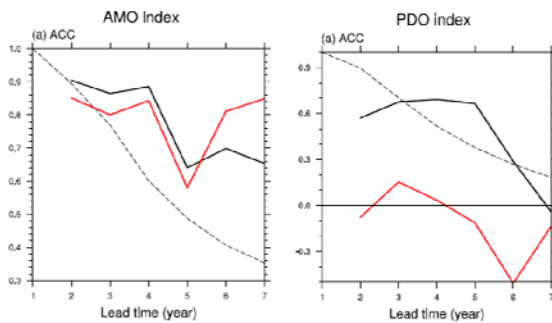


図5 AMO(左)とPDO(右)の3年平均予測のアノマリ相関係数。黒、赤、破線はそれぞれ、初期値化あり、無しの予測、および持続予報を示す。Chikamoto et al. (2012)

図4は、初期値化した予測アンサンブルにおける予測2-4、5-9年平均のAMO、PDOの時系列を示したものである。AMOでは、両期間とも0.8程度の相関係数が得られる。一方PDOでは、予測が難しく、予測2-4年目では相関係数が0.68ある(ここには示さないが、初期値化無しの予測では、0.15である)が、5-9年目ではほぼゼロになってしまっている。モデル毎に見ると、アンサンブル数が3と少ない

MIROC4hの不成績が悪影響を与えているようである。Chikamoto et al. (2012)の考察によれば、アンサンブル数が少ない場合、有効な予測期間が数年以上過小評価される場合がある。アンサンブル数を十分に確保することは、近未来実験で有意な結果を得るためにきわめて重要である。

図には、AMOとPDOの3年平均予測のアノマリ相関係数を予測時間の関数として示す。

予測された空間パターンの例として図6にCMIP5実験の最新初期値である2006年1月からの予測例を掲げる。全球的な温暖化傾向を除いて空間パターンを見やすくするため、

全球地表気温の 2001–2005 年平均からの偏差を示している。日本を含むユーラシア大陸東部や北大西洋の正偏差、赤道太平洋や南大洋の負偏差等、大陸規模の偏差パターンがよく予測できている。

まとめると、近未来予測では、近年の気温の温暖化傾向については、初期値化の有無に関わらずよい成績で予測できており、初期値化により、約 5 年程度の自然変動の有効な予測が可能であることがわかった（AMO では 5 年より少し長く、PDO では少し短い）。自然変動の予測可能性がなくなった 10 年以上先は、初期値化を行わない従来手法が有効である。ここには示さないが、降水量の地理的パターンは局地性が強く、数年先の予測も難しい。既存の変動モードと連動するパターンをあらかじめ取り出しておいて検証するなどの工夫が必要であろう。一例を次節に示す。

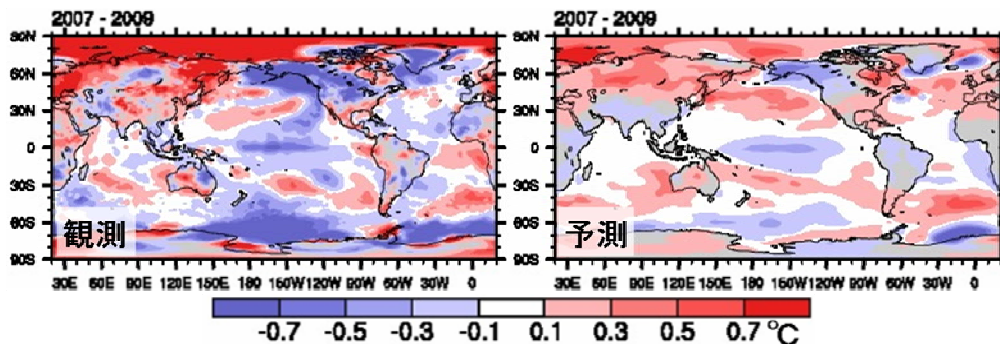


図6 2006年1月を初期値とする予測の2–4年目の平均（右）と対応する観測（左）。それぞれ、2001–2005年平均からの偏差として表示。予測は、MIROC3m、MIROC4h、MIROC5によるアンサンブル平均。

② 近未来予測研究の中で見つかった話題

近未来、もしくは十年規模気候変動予測は、われわればかりでなく、世界の研究コミュニティにとっても未知の領域であったが、一定の有効性を示すことができた。さらにCMIP5等で利用可能となる多数モデルアンサンブル結果の解析により、多くの知見が得られると期待される。ここでは、われわれの研究の中で見つかった興味深い話題のいくつかを紹介することとする。

②-1 台風、大西洋ダイポールに複数年予測可能性？

②-1-1 台風

台風の温暖化に伴う変化は、研究者のみならず一般にも大きな関心がもたれている。われわれのMIROC4h高解像度モデルは、60 kmの水平解像度を持つが、まだ台風の十分な解像は無理である。さらに、近未来予測ではアンサンブル数の不足の問題もある。そこでここでは、低解像度のMIROC3m、MIROC5モデルも含めたマルチモデルアンサンブルによって、北西太平洋における台風の発生数、地理分布等について情報が得られないか検討した。低解像度モデルでは現実ほどの強さや構造は再現できないが、台風様の擾乱を同定す

ることは可能である。現実の発生数とほぼ合うように各モデルで台風同定のパラメータは調節している。

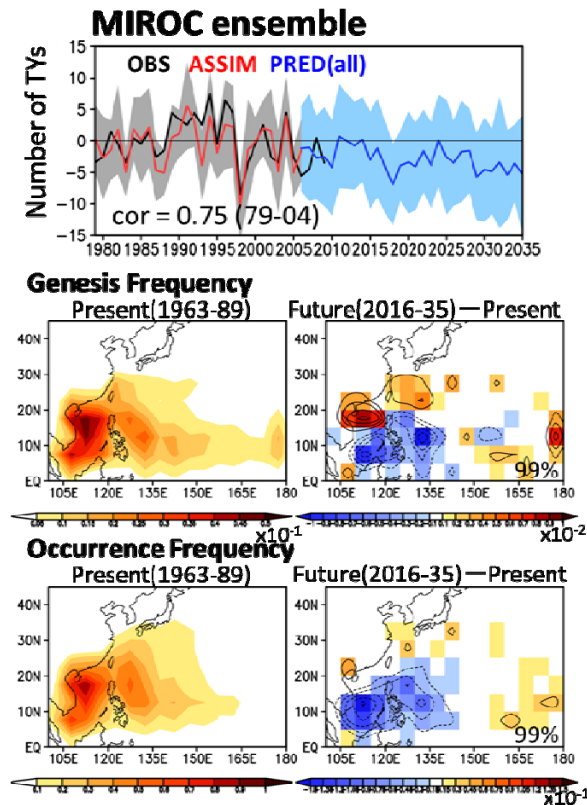


図7 北西太平洋における台風の変化。(上段) 年間台風発生数の時系列。黒実線は観測、赤実線と灰色の陰影は、同化実験のアンサンブル平均と誤差幅を示す。青実線と水色の陰影は、将来予測のアンサンブル平均と誤差。同化、予測は3モデルアンサンブルの結果。(中段) 台風発生の地理分布(確率密度)。左は現在気候、右は将来の変化。(下段) 中絶と同様、但し、台風の存在確率密度分布。

図7上段の時系列は、北西太平洋での台風の年間発生数偏差を示している。観測値と同化実験を比較すると1979—2004年の間で0.75というよい相関を示している。同化では、海洋データのみを大気海洋結合モデルに与え、大気データ同化は行っていないので、これは、海水温の情報のみでも、年々の台風数の動向が予測可能であることを示している。ただ、残念ながら、予測時系列はここには示さないが、予測開始後数年でスキルは大幅に落ちてしまう。自然変動の近未来予測という意味では、まだ満足できる結果ではないが、一方で、低解像のモデルでも1年くらいなら、台風ポテンシャルの長期予報が可能であることを示しており、科学的にも、実用的にも興味深い結果である。

時系列右半分は、2006年初期値の近未来予測を示す。初期値化のインパクトは数年でなくなるので、初期値化しない予測結果も含めて全36メンバーアンサンブルを2035年まで示してある。わずかなではあるが、台風発生数の漸減が示さ

れており、より高解像度の既存研究と整合的である。IPCC第4次報告書では、温暖化に伴って強い台風が増えることが示唆されている、ここでも高解像のMIROC4hについては台風の強さについて調べたが、有意な変化は見られなかった。近未来でまだシグナルが現れないためか、アンサンブル数が少ないためか検討を要する。

図7中段と下段は、台風発生と存在頻度の確率密度分布を示している。左列が現在気候(1963—89年平均)、右列は将来(2016—35年平均)と現在の差を示す。発生の地理分布は、全体が減少する傾向に加えて、エルニーニョ型の太平洋海水温の昇温パターンに伴って、発生位置が東偏することが示されている。ここには示さないが、現在気候でのエルニーニョ、ラニーニャに伴う発生位置の変化傾向をモデルはよく再現できている。存在頻度については、高頻度域が北偏、東偏することが示唆されている。東偏については、先の

発生分布の変化、および、革新のチーム極端現象の結果と整合的であるが、北偏については、日本にも影響が大きく、結果の信頼度について慎重な検討を要する。

②-1-2 大西洋双極子モードの予測可能性

熱帯大西洋には、海水温偏差が赤道の北と南で逆転する双極子モードと呼ばれる年々～十年規模変動が知られている。このモードの海面水温変動に伴い、ブラジル北東部の降雨も変動することが知られており、海水温モードに予測可能性があれば、降水の予測にも希望が持てる。

図 8 左は、熱帯大西洋の双極子様の海面水温（SST）偏差モードを観測とデータ同化した結合モデルの結果で比較したものである。SST 偏差は、大西洋熱帯収束帯の南北移動を伴い、ブラジル北東部で顕著な降水量偏差が生じている様子を示している。このような海面水温、降水量の南北偏差パターンについて、事後予測スキルを示したのが図 8 右である。月別値と 1 年移動平均をかけた値について予報時間の関数として示している。点線は持続予報である。予測当初の 1 年はスキルが低下するが、その後回復して 2 年以上の予測可能性が、SST だけでなく、降水にもあることを示している。この予測可能性のソースは、季節によって南北双極子様の SST 偏差のどちらか片方にメモリが存し、大気海洋間の蒸発－風相互作用を通して反対半球の偏差を回復し得るところにあるらしい。予測当初のスキル低下は、このプロセスに季節性があることによる。

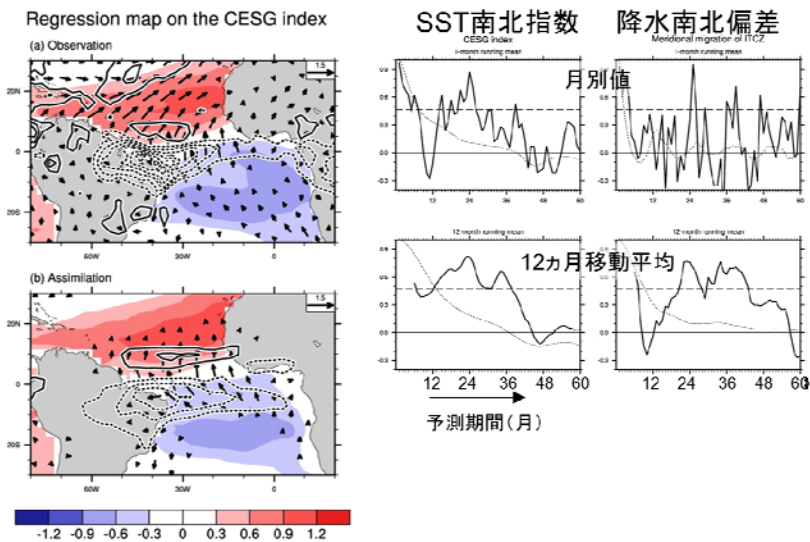


図 8 熱帯大西洋双極子モードの予測可能性。

(左図) 双極子モードの SST 偏差分布 (陰影; $^{\circ}\text{C}$) および降水量偏差 (等値線; 0.5mm/day 毎)。(左上) 観測、(左下) モデルに表層水温・塩分を同化した積分の結果。

(右図) 双極子モードの根自乗事後予測スキル。実線はモデル予測、点線は持続予報。(左) SST 南北指数、(右) 降水南北指数。

(上) 月別値、(下) 12 ヶ月移動平均。

②-2 1990 年代の気候シフト

近年の観測研究によれば、西太平洋で 1990 年代半ばに海面水温が急上昇したと言われており、これに伴って台風経路や黒潮族流域にも対応する変動が現れていることが報告されている。われわれの事後予測実験は、このようなステップワイズな気候シフトを予測できており、メカニズムの解明にも貢献できる可能性がある。

図9上段は、海水温昇温が顕著であった北西、南西太平洋のボックス（左下段の図に表示）で平均された地表面気温時系列である。偏差で見た場合海水温と気温の差は無視できる。黒が観測、青、赤は、それぞれ初期値化有り、無しの予測（これまで同様、3モデルアンサンブル）を示している。今回は、1年毎の初期値からの結果も表示している。図中の青、黄の陰影は、それぞれ水温シフトの前と後の期間（1991-95と2000-04）を示しており、下段のマップはその2期間の差を示している。とくに北西太平洋の観測の1997年頃に見られる大きな昇温に初期値化有りの予測はある程度追従できている。初期値化無しの予測は全般的な温暖化傾向は表現するものの、急な変化には追従できていない。

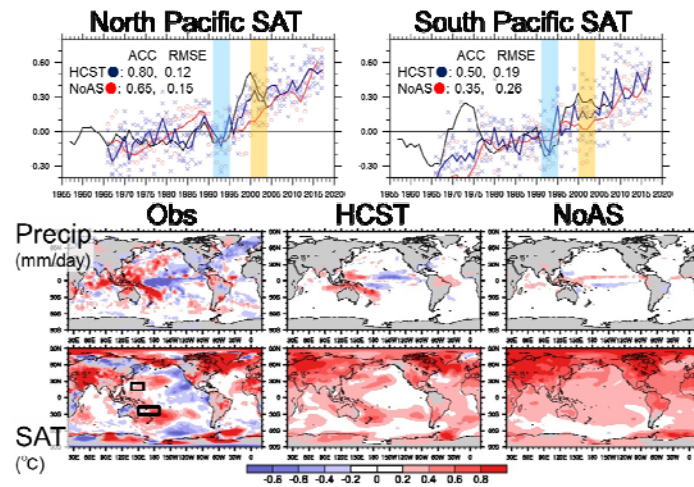


図9 （上段）地表面気温の時系列図。左が北部亜熱帯太平洋(15N-30N, 130E-160E), 右が南部亜熱帯太平洋(30S-15S, 150E-170W)。黒の実線が観測。灰色の実線、破線、点線が、MIROC3.2, MIROC5, MIROC4hの同化。青が5-9年のリードタイムで平均した予測。○: MIROC3.2, △: MIROC5, ×: MIROC4h。 (下段) 2000/04平均と1991/95平均の差。上側が降水、下側が地表面気温。左から観測、初期値化ありの予測(HCST)、初期値化なし(NoAS)。HCSTは、1995/96年初期値の2000/04平均と、同化の1991/95年平均との差で求めた。

図9下段の気候シフトに伴う降水量、地表面気温偏差を見ると、観測に見られる、西太平洋赤道域から北東、南東に伸びる楔形の降水増加、昇温域とその東の赤道上に見られる降水減少、降温域のコントラストが初期値化予測(HCST)ではよく再現されている。初期値化無しの予測(NoAS)は、東西一様のパターンであるが、HCSTは東西勾配をもったパターンを捉えることができている。

このような気候シフトの生起メカニズムについては現在調査中であるが、太平洋に先立って北西大西洋でも大きな海水温のシフトが観測されており、これが太平洋に影響した可能性もある。このような事例研究を重ねることによって、気候変動とその予測可能性についての知見が蓄積されていくことが期待される。

③ 今後の課題について

近未来予測実験の成功は、今後の地球温暖化気候変動予測研究に大きなインパクトを持つものと考えられる。1年程度のエルニーニョ予測と温暖化予測をシームレスに結び、現

在起こっている自然変動とそれに対する人為影響についてより相殺なアセスメントを可能にする。近年の研究では、大気の高層観測時代以前に遡って、アンサンブルカルマンフィルタ等の高度な4次元データ手法を用いることにより、地表データのみからでも大気鉛直構造について有用な情報が得られることがわかってきた。今回、大気海洋結合モデルに対する海洋データの同化により初期値化がある程度成功したことにより、海面水温や海面気圧観測データの同化により、100年以上遡って大気海洋結合系の3次元場リトリバルの可能性が出てきた。このような長期再解析が成功すれば、それを初期値として過去の顕著気象や天候変動について、そのメカニズムや人為影響の大きさについてのアセスメントが可能になるだろう。本課題でも、2010猛暑の際に海水温偏差を与えた大気モデル実験によって人為影響の大きさについての評価を行ったが、伊勢湾台風や1930年代北米大干ばつなどこれまで観測データの不足により、詳しく研究することのできなかった事例についてこのようなアセスメントが可能になる。また、革新チーム長期で開発しているような炭素循環、生物化学過程を含む統合地球環境モデルに新しい衛星データを同化し、初期値化することにより、大気海洋のみならず、地球環境を統合的に監視、予測するシステムの実現も夢ではなくなるだろう。

一方で、近未来予測に関しては、初期値化のインパクトは見られたものの、最初の10年以下にとどまり、それより先は、従来型の境界値問題としてのアプローチが有効であることがわかった。しかし、温暖化シグナルの小さい近未来予測では、アンサンブル数の増加が必須であり、影響評価研究から要請される高解像度モデルによる多数アンサンブルを用いた本格的なリスクアセスメントの実現を図らねばならない。

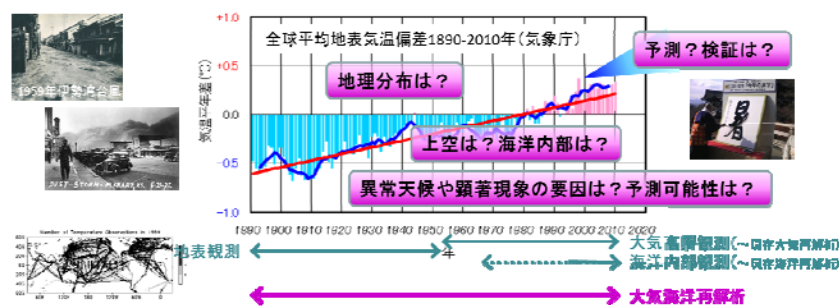


図10 大気海洋百年再解析・再予報の概念図。大気高層観測、海洋表層観測以前に遡った大気海洋3次元構造の再構築とそれを初期値にした過去の異常天候・顕著現象の要因分析、予測可能性評価を可能にする。数十年規模気候変動のメカニズム解明、気候予測の信頼度向上に加え、気候変動の影響評価研究へも貢献することが期待される。

(2) 気候変動要因データの整備およびその影響評価

①はじめに

高解像度大気海洋結合気候モデルを用いて、2030 年程度までの近未来における気候変化予測実験を行うためには、温室効果ガス濃度などのさまざまな気候変動要因に関するデータが必要となる。このため、さまざまな気候変動要因に関するデータを整備するとともに、それらの気候影響を取り込めるように高解像度大気海洋結合気候モデルを改変した。整備した気候変動要因データは、基本的には、気候モデル相互比較プロジェクト (5th phase of the Coupled Model Intercomparison Project: CMIP5) により推奨されたデータを用いているが、これらのデータの一部は、CMIP3 で実施した過去再現および将来予測実験 (Nozawa et al., 2007) で用いたものとは大きく異なっている。このような気候変動要因データの変更に伴うインパクトを調べるため、旧モデル (MIROC3.2 の中解像度版) に新たに整備した気候変動要因データを与えた 20 世紀気候再現実験を行った。

①-1 新たに整備した気候変動要因データの特徴

CMIP5 により推奨された気候変動要因データには、従来のものと比較して、対流圏エアロゾル排出量に比較的大きな違いがある。従来、対流圏エアロゾル排出量はそれぞれの気候モデルグループの裁量に任されてきたが、CMIP5 では、国際コミュニティが作成した排出量データ (Lamarque et al., 2010) の利用が推奨された。硫酸エアロゾルについては、全球積算排出量としては、MIROC3.2 の CMIP3 実験で用いていたものと比較しておよそ 2 倍に増加している。一方、黒色炭素 (BC) については、全球積算値として 1/2 程度以下に減少している。これらの経年変化としては、特に 1950 年以降の差異が大きい。

②気候変動要因データの変更に伴う気候影響の違い

図 11 は、MIROC3.2 中解像度版を用いた 20 世紀気候再現実験における全球年平均地上気温の経年変化を示す。細い薄青線および薄赤線はそれぞれ CMIP3 および CMIP5 実験 (10 メンバーの初期値アンサンブル)、太い青線および赤線はアンサンブル平均を示す。どちらの結果も基本的には観測とほぼ同等の経年変化を示しているが、1950 年代後半から 1980 年代前半にかけては、CMIP5 実験の方が低温傾向にある。対流圏エアロゾルに関しては、特に

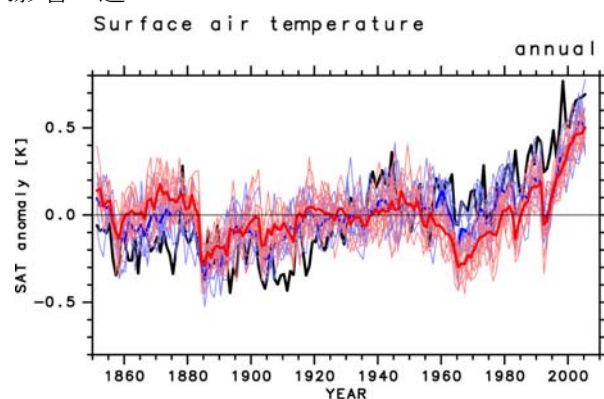


図 11 旧モデル (MIROC3.2 中解像度版) を用いた 20 世紀気候再現実験における全球年平均地上気温の経年変化。1850~2000 年の平均値からの差として表している。単位は K。黒線は観測値 (HadCRUT3)、薄青線は旧フォーシングを用いた場合 (10 メンバーの初期値アンサンブル、太青線はアンサンブル平均)、薄赤線は新フォーシングを用いた場合 (10 メンバーの初期値アンサンブル、太赤線はアンサンブル平均) をそれぞれ示す。

排出量や濃度の地理分布も重要なポイントとなるため、長期変化傾向の地域的な差異についても比較・検討した結果、1951～2005 年における地上気温トレンドの地理分布には、CMIP5 実験と CMIP3 実験では大きな差異は認められず、20 世紀後半においては気候変動要因データの変更に伴う気候影響はあまり大きくないことが示唆された。

引用文献

1. Lamarque et al. (2010), Historical (1850–2000) gridded anthropogenic and biomass burning emissions of reactive gases and aerosols: methodology and application. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **10**, 4963–5019.
2. Nozawa et al. (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*, CGER, NIES, Japan. 93 pp.

(3)新モデルの開発

本課題では、IPCC 第 5 次報告書に向けた近未来予測実験に向けて、高解像度班、総括班を中心として高解像度気候モデル MIROC4h(Sakamoto et al. 2012)を、本課題の全班とチーム長期が協力して、物理過程を一新した新モデル MIROC5(Watanabe et al. 2010)を完成し、世に出すことができた。モデルの詳細やパフォーマンスについては、上記論文やこれまでの成果報告会や年次報告書で報告してきているが、ここでは、そのハイライト部分のみを要約する。

①高解像度気候モデル MIROC4h

MIROC4h は、IPCC 第 4 次評価報告書で世界最高解像度の大気海洋結合モデルとして引用された MIROC3h の大気部分をさらに高解像度にし、調整を加えたものである。高解像度近未来予測実験に用いられた。物理過程は旧モデルのものと踏襲しているが、海洋の渦パラメタリゼーションの調整等により、前モデルより気候再現性は格段に向上した。とくに、海面水温の気候値の誤差減少や、台風発生分布の向上などが特筆される。

高解像度大気モデルは気象擾乱を高精度に再現できるため、強い降水の頻度分布等、極端現象の影響評価に優位である。図 12 は、気温と降水の極端現象の気候値についてモデルの現在気候条件での再現値を観測データと比較したものである。比較した要素は、1 年で最も暑い昼の気温、1 年で最も寒い夜の気温、および、1 年で最も大きい日降水量である。地理分布や絶対値についてよい再現ができていることがわかる。降水日雨量については、強度別の頻度分布も比較したが、前モデルよりも向上が見られた。

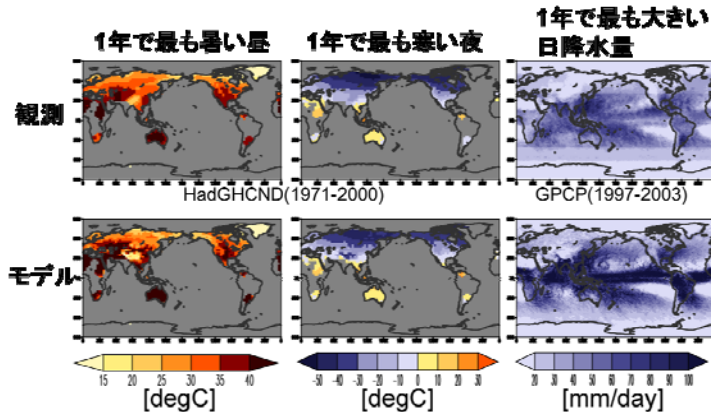


図 12 気温と降水の極端現象の気候値の比較。観測（上段）と MIROC4h（下段）。左から、1年で最も暑い昼の気温、1年で最も寒い夜の気温、1年で最も大きい日降水量。

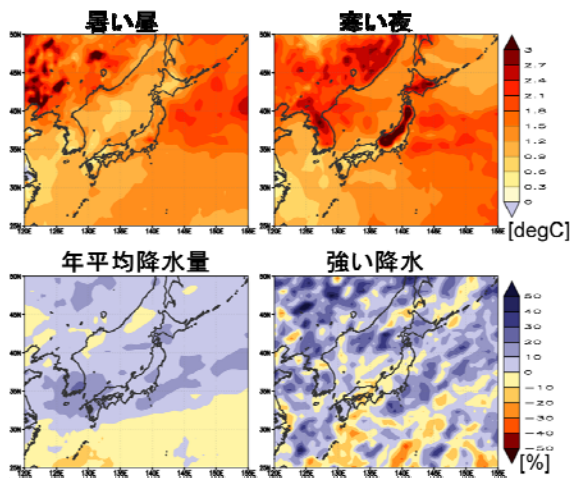


図 13 日本付近での極端現象の将来変化。

図 13 は、MIROC4h によって予測される日本付近での極端現象の近未来での将来変化（2016－2035 年平均と 1971－2000 年平均の差）を示している。気温についてはほぼ一様に増加するが、北日本太平洋側で日中の昇温が大きく、北日本と東北日本海側で冬の夜の寒さの緩和が顕著である。年間平均降水量は亜熱帯高気圧の北側でやや増加するが、東日本太平洋側や西日本での強い降水の増加の方が顕著である。

この他、成層圏での鉛直高解像度化により、ENSO が成層圏循環を通じて中高緯度対流圏の変動を制御するプロセスも MIROC4h ではよく表現されていることがわかった。

②新モデル MIROC5

高解像度モデル MIROC4h、データ同化を含む近未来予測システムの構築と並行して、物理過程を一新した新しい大気海洋結合モデル MIROC5 の開発も、チーム長期と協力して行った。MIROC5 では、大気力学過程こそ鉛直座標系の変更にとどまったものの、大気海洋ほとんどすべての物理過程パラメタリゼーションをわれわれのグループで作成したものに一新し（図 14）、まさに日本モデルと呼ぶにふさわしいモデルに仕上がったと自負している。

Atmos.	Dynamical core	MIROC3 (2004)	MIROC5 (2010)
		Spectral+semi-Lagrangian (Lin & Rood 1996)	Spectral+semi-Lagrangian (Lin & Rood 1996)
	V. Coordinate	Sigma	Eta (hybrid sigma-p)
	Radiation	2-stream DOM 37ch (Nakajima et al. 1986)	2-stream DOM 111ch (Sekiguchi et al. 2008)
	Cloud	Diagnostic (LeTreut & Li 1991) + Simple water/ice partition	Prognostic PDF (Watanabe et al. 2009) + Ice microphysics (Wilson & Ballard 1999; Ogura et al.)
	Turbulence	M-Y Level 2.0 (Mellor & Yamada 1982)	MYNN Level 2.5 (Nakanishi & Niino 2004)
	Convection	Prognostic A-S + critical RH (Pan & Randall 1998, Emori et al. 2001)	Prognostic AS-type, but original scheme (Chikira & Sugiyama 2010)
	Aerosols	simplified SPRINTARS (Takemura et al. 2002)	Full SPRINTARS + prognostic CCN (Takemura et al. 2005, 2009)
Land/ River		MATSIRO+fixed riv flow (Takata et al.; Oki et al.)	new MATSIRO+variable riv flow (Takata et al.; Oki et al.)
Ocean		COCO3.4 (lat-lon)	COCO4.4 (tripolar)
Sea-ice		Single-category EVP	Multi-category EVP

図 14 旧モデル MIROC3 と新モデル MIROC5 のスキームの比較。赤字は、MIROC5 で更新されたスキームを示す。

ことに、大気の新雲対流スキームは、千喜良により、従来の Arakawa-Schubert スキームで積雲活動が鉛直安定度に追随しすぎる欠点を、環境場の積雲へのエントレインメントを環境場に応じて変化させる仕組みの導入により克服した。中西－新野による新境界層スキーム、渡部、小倉らによる新雲スキームとの連携も調整され、これにより、積年の懸案であった東太平洋のダブル ITCZ（熱帯収束帯）問題や、オーストラリア北東方の南太平洋収束帯(SPCZ)の走向が東西に寝てしまう熱帯降水再現の問題を克服することができた。Hirota et al. (2011)によれば、MIROC5 は、海面でのフラックス調整を用いるものを除けば、IPCC 第 4 次報告書(CMIP3)当時のどのモデルよりも熱帯降水の空間パターンをよく再現することができている。

新物理スキームの導入により、これも積年の課題であった ENSO 振幅が弱い問題も解決された。さらに、Watanabe et al. (2010)は、MIROC5 でシミュレートされる ENSO の振幅は、積雲のエントレインメントパラメーター一つの変化で、平均気候再現性を損うことなく CMIP3 モデルによる再現の範囲をスパンできることがわかった。このような振幅決定のメカニズムを探った結果、沈降流域における積雲の応答が大気海洋相互作用を通じてシミュレートされる ENSO の振幅をコントロールしていることが分かった。これまで、大気海洋結合モデルによる ENSO 再現性をコントロールするプロセスはよくわかっていなかったが、その解明に大きな一歩を踏み出すことができた。IPCC 第 4 次報告書では、ENSO の温暖化時の変化について不明とされているが、この問題の解決にも貢献することが期待される。

③海氷モデル

大気の物理過程だけでなく、海洋、ことに海氷も MIROC5 では、複数の氷厚カテゴリを持つものに変更された。ここでは、海氷の現在から将来への変化傾向について、MIROC4h、MIROC5 でシミュレートされた結果を要約する。

図 15 左上は、9 月の北極海海氷面積の時系列を示している。黒実線が観測で、2007 年の急減が近年話題になっている。赤線は MIROC4h のデータ同化実験の結果であるが、2007 年の急減は再現されていない。しかし、緑線で示された MIROC5 は観測に追従する傾向を見せている。2007 年の急減というタイミングの問題は大気場との関連もあるので忠実な再現は難しい部分もあるが、将来予測も合わせてモデル結果を見ると、観測の 2007 年のような急減が起こると元には戻らず将来に向けての海氷減少が加速される傾向があるように見える。

図 15 の右上は、観測された 1979-2000 年平均と 2007 年の 7-9 月平均の海氷密接度分布を示している。下段左は MIROC4h 同化ランのもので、同じく 1979-2000 年平均とモデル内で急減が見られた 2003 年を比較、下段右は、MIROC5 同化ランにおいて同様に 2006 年を比較している。モデルでも観測で見られたようにアラスカおよび北シベリア北方の北極海で海氷が顕著に減少しているようすが再現されている。

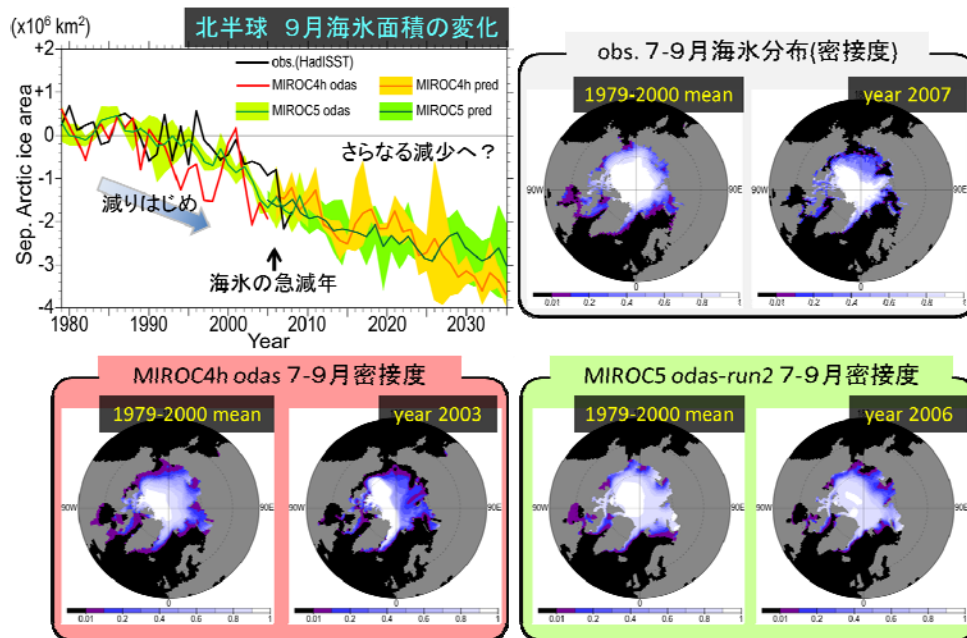


図 15 (左上) 北半球 9 月の海氷面積の変化。黒は観測、色の付いた線はモデル（図中に表示）。(右上) 観測された 7-9 月平均の海氷密接度分布。1979-2000 年平均 (左) と海氷の急減が見られた 2007 年を比較。(下段) 同様だが、MIROC4h (左)、MIROC5 (右) 同化実験の結果。海氷急減がモデル内で見られた 2003 年 (左)、2006 年 (右) を表示。

④次世代に向けたモデル開発

さらなる高解像度化に向け、大気はスペクトル方式から正 20 面体有限差分法を用いる全く新しい力学スキームを構築中である。また、同じチーム近未来の羽角課題で開発された領域高解像度海洋を粗い全球モデルに双方向ネストする海洋モデルを大気モデルと結合して実験を開始している。これらのモデル構築には、チーム長期他で開発されたカップラープログラムが採用されている。計算資源の関係で、高解像度の試行積分は実施できなかったが、近未来不確実性課題（石井課題）で報告されるアンサンブルカルマンフィルタの実用化と相まって、本格的な高解像度地球環境監視予測システムの準備が整いつつある。

(4) 海洋生態系モデル班

①温暖化による春季ブルームへの影響

海洋生態系モデル班は、水平格子サイズ $1/4^\circ$ 度 $1/6^\circ$ 度の海洋中規模渦を表現できる高解像度気候モデルの結果を利用して、経年変動や中規模渦による自然変動から 2030 年までの近未来将来実験において温暖化の影響を調べてきた。大気中 CO_2 濃度を年率 1%増加させた漸増実験(CO_2 濃度が約 2 倍の 75-86 年目)およびコントロール実験のそれぞれ 10 年間の時間積分の結果を利用して、温暖化が低次生態系に与える影響を予測した。その結果、春季ブルームの 10-20 日の早期化が、多くの海域で、自然変動に比べて有意水準 1%で起こっていることを示した(図 16, Hashioka et al., 2007)。他方、春季ブルームの生物量は亜寒帯では増加、黒潮続流域では減少することが示されたが、有意水準 5%で起こっている海域は少なかった。これより、2030 年に期待される水温上昇から 2030 年までのアンサンブル実験を 7 ケース以上実施すると、有意水準 5%で春季ブルームの 3-7 日程度の早期化を示せることが期待される。

高解像度海洋モデルが過去約 50 年間の経年変動の物理場を再現していることから、海洋生態系と物理環境との関係を明らかにしてきた(Sumata et al., 2010)。光合成の際に鉄制限を考慮した海洋生態系モデル(MEM, Shigemitsu et al., 投稿中)を用いると、亜寒帯で栄養塩が枯渇しなくなった。その結果、経年変動に対する応答として成層が強化されると、従来のモデル(NEMURO)では栄養塩供給の減少により生物生産が減少していたものが、光環境の改善により生物生産が増加するようになり、観測を再現するようになった。これは、地球温暖化に伴う成層強化に対する応答が亜寒帯で変わることを意味する。2030 年までに、ケイ藻類の生物量が減少するものの、亜寒帯ではその他小型植物プランクトンが増加する結果が得られており、解析を実施している。

また、上記の温暖化実験(Hashioka et al., 2007)を利用して、小型浮魚類回遊モデルを用いた結果では、マイワシの産卵海域は、温暖化に伴って、現在の主産卵海域である土佐湾沖では、最適水温よりも高温化し、マイワシの稚魚の成長速度が遅くなり、死亡率の増加に伴って成魚になる割合が減少し、他方、産卵数が少ない房総沖では成魚になる割合が増加するために、温暖化に伴って、産卵海域の北上が期待される(Okunishi et al., 投稿中)。

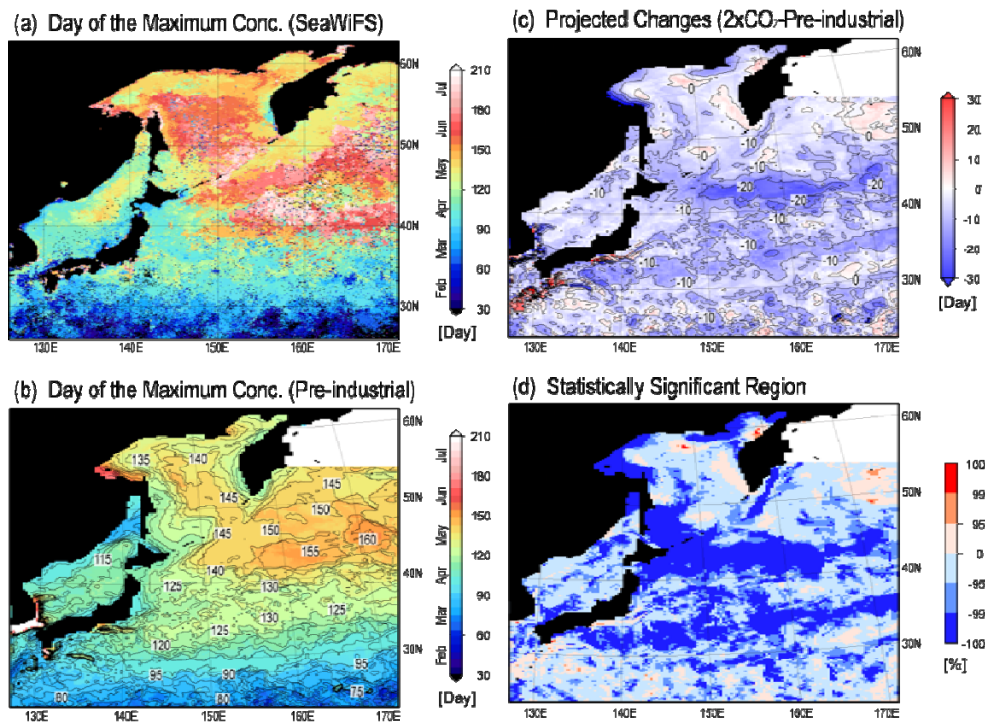


図 16 春季に Chl-a 濃度が最大となるタイミングの水平分布(a)衛星観測、(b)モデルの標準実験。(c)ブルーム時に最大濃度となるタイミングの温暖化に伴う変化(温暖化-標準実験)、(d)最大濃度となるタイミングの自然変動に対して、温暖化の影響が統計的に有意な領域。t 検定による 95%と 99%の有意水準を示す(Hashioka et al., 2007)。

III-1-1-2 90年代後半における太平洋水温シフトの予測可能性

近本喜光 (東京大学大気海洋研究所・研究員)

(1) はじめに

10年規模の気候変動はしばしば気候シフトと呼ばれるような急激な変化を示し、地域的な気候にまでその影響が及ぶ。太平洋域では、10年規模の時間スケールで卓越した周期をもつ太平洋10年規模変動(PDOもしくはIPO)の位相が1970年代に逆転し、それに伴う急激な気候変化によってカタクチイワシとマイワシの漁獲高が大きく変化した(Mantua and Hare 2002)。近年では、1990年代後半において太平洋域の海面水温(SST)偏差に急激な気候変化が観測された(Minobe 2002; Tatebe and Yasuda 2005; Sasaki et al. 2008; Chikamoto et al. 2011)。この時期には、台湾に上陸する台風頻度の増加(Tu et al. 2009)や朝鮮半島における夏の季節内スケールの降水量の増加(Kim et al. 2011)、さらには南中国海におけるモンスーンオンセット時期の遅延が報告されている(Kajikawa and Wang 2011)。

一方、北大西洋域においても1990年代中期にSST偏差の急激な増加が観測されている(Sarafanov et al. 2008; Marsh et al. 2008; Grist et al. 2010; Reverdin 2010; Robson et al. 2011)。このSST偏差の増加に伴い、大西洋数十年規模変動(AMO)も負から正へと位相変化した(Enfield et al. 2001; Sutton and Hodson 2005; Knight et al. 2005)。特に北大西洋の亜寒帯循環域において、北大西洋振動(NAO)の位相反転とともに2年間で約1°Cの急激なSST増加が起きた(Robson et al. 2011)。最近の研究は、この急激なSST増加はラブラドル海付近の対流の強化を引き起こし、大西洋深層循環(AMOC)の強化と関係することを示唆している(Reverdin 2010; Robson et al. 2011)。

これら1990年代に起きた太平洋と大西洋の急激な気候変化がお互いに関係しているかどうかはよくわかっていない。過去の観測やモデルによる研究は、PDOの数十年規模成分がAMOに対して数年のラグをもって相関することを示している(Zhang and Delworth 2007; d'Orgeville and Peltier 2007)。また、Kucharski et al. (2011)は結合モデルを用いて温室効果気体の増加に伴う大西洋域の水温増加がWalker循環の強化を通して熱帯太平洋域のLa Nina応答をもたらすことを示唆した。これらの結果は、1990年代に起きた北大西洋の水温増加が太平洋域の気候変化に影響を及ぼしうることを示唆している。そこで本研究では、1990年代に起きた太平洋と北大西洋の両者の気候シフトの関係について大気海洋結合モデルMIROCを用いて調べた。

(2) モデルと予測実験

本研究では、解像度の異なる3つのバージョンの大気海洋結合モデルMIROC3m, MIROC4h, MIROC5を用いて、10年規模変動予測実験を行った。MIROC3mはこれら3つの中で最も解像度が荒く大気がT42, 海洋が約1°x1°である。MIROC4hは、MIROC3m

とほぼ同じ物理課程を用い、解像度が最も高い（大気:T213, 海洋:約 $1/4^\circ \times 1/6^\circ$ ）。これらのモデルから物理課程を大幅に改良した MIROC5 は ENSO の再現性が改善し、解像度が両者の間である（大気:T85, 海洋:約 $1^\circ \times 1^\circ$ ）。

これら 3 つのバージョンの MIROC に、二酸化炭素濃度、エアロゾル、太陽サイクル、火山といった観測された自然および人為起源の外部強制、さらには IPCC 報告書に基づく将来シナリオの外部強制を与え、20 世紀再現実験(NoAS)を行った。この NoAS 実験を基にモデルの気候値を作成し、観測データを基に作成された客観解析データ(Ishii et al. 2006; Ishii and Kimoto 2009) の海水温と塩分の偏差をモデルへ同化するアノマリー同化実験(ASSM)を行った。さらにこの同化実験を基に 1995 年もしくは 1996 年の初期値を求め、全部で 19 メンバー(MIROC3m が 10 メンバー、MIROC4h が 3 メンバー、MIROC5 が 6 メンバー) のアンサンブル予測実験(HCST)を行った。なお、実験の詳細は Tatebe et al. (2011); Mochizuki et al. (2011); Chikamoto et al. (2011) に記載されている。

(3) 結果

1990 年代後半に起きた気候変化の再現性を調べるため、1991–95 年平均と 2000–04 年平均との降水および SST それぞれの差を求めた(図 1)。1990 年代後半において、観測された SST は北大西洋域で増加および太平洋域で La Nina のようなパターンを示す(図 1b)。この SST の変化に伴い、観測された降水は赤道太平洋の中部で減少傾向、西部からインド洋にかけて増加傾向にある(図 1a)。この太平洋域における降水の変化は Walker 循環の強化を示している。また、熱帯大西洋域で降水量の増加が観測されており、これは太平洋域における Walker 循環の強化と整合している。

このような観測された降水および SST の変化は、温暖化シグナルのような外部強制力だけのシミュレーション(NoAS 実験)では再現性が低いものの、内部変動も含めた予測実験(HCST 実験)では再現性が高い。NoAS 実験では SST および降水の変化はどちらも東西一様な変化をする傾向にある(図 1e and 1f)。特に NoAS 実験における太平洋域の SST や降水の変化は、観測値のような東西勾配の変化ではなく、東西一様な水温変化と Hadley 循環の強化を示している。さらに大西洋域における NoAS 実験の SST は、中緯度域で増加するもののグリーンランドの南における昇温傾向は 0.3° 以下となっていて、観測された SST 変化の特徴とは整合していない(図 1b and 1f)。一方 HCST 実験における SST 変化は、観測と比べて振幅を過小評価しているものの、太平洋域の La Nina パターンおよびグリーンランドの南で 0.9°C を越える昇温といった観測値の特徴をよく再現している(図 1b and 1d)。こういった SST 変化に伴い、HCST 実験における降水の変化も観測値と同様に中部熱帯太平洋域で減少傾向、西部太平洋からインド洋および熱帯大西洋にかけて増加傾向を示している(図 1a and 1c)。

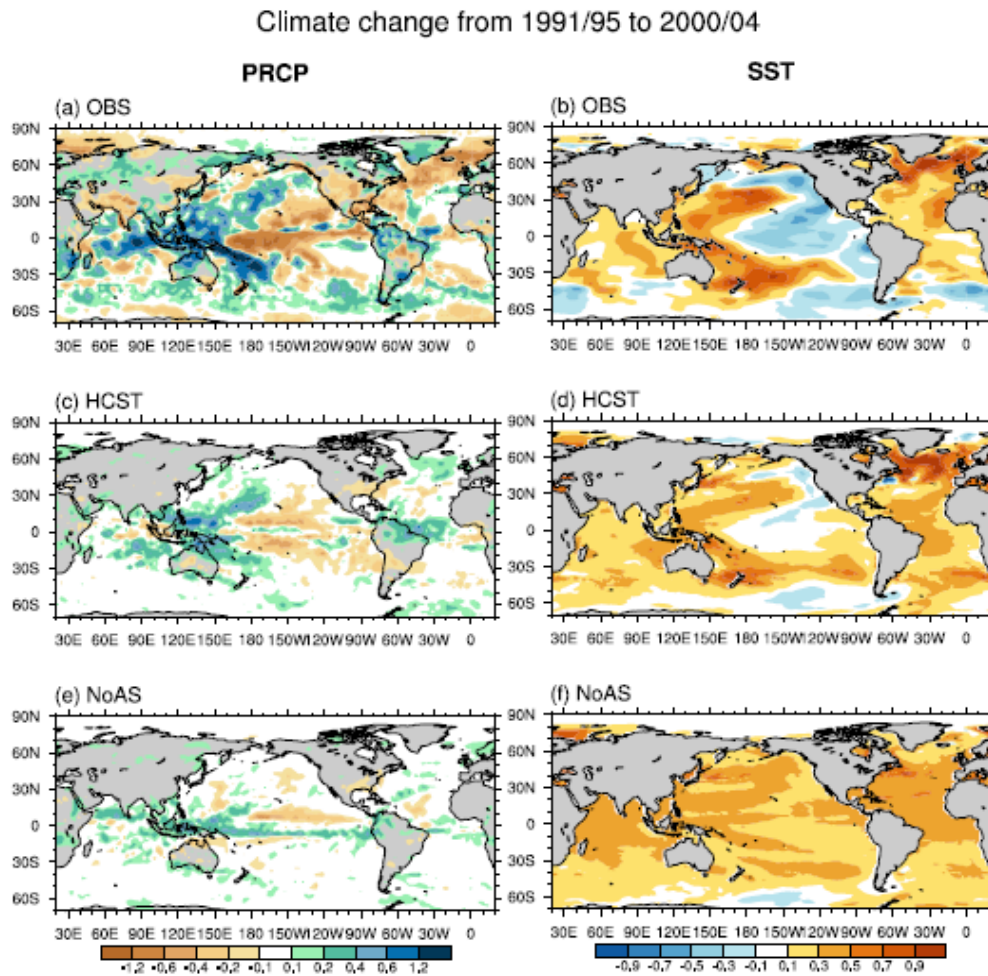


図 1. 1991–95 年平均と 2000–04 年平均との降水(左図: mm/day) および SST(右図: °C) の差。上から観測値、HCST、および NoAS 実験。降水と SST の観測値は GPCP と Ishii et al. (2006) の客観解析データを使用した。HCST および NoAS 実験では、まずモデル毎にアンサンブル平均し、さらにそれら 3 つのモデルを平均して求めた (つまり、マルチモデルアンサンブル)。

熱帯太平洋域の Walker 循環と熱帯大西洋域の降水変動との関係を調べるため、赤道域における年平均降水偏差の経度–時間断面図を作成した(図 2)。観測された降水偏差は 1995 年に中部太平洋で減少、西部太平洋からインド洋にかけて増加しており、Walker 循環の強化を示している(図 2a)。この Walker 循環の強化に伴い熱帯大西洋では降水量の増加が現れている。一方、1997 年から 1998 年にかけて太平洋域で 20 世紀最大の振幅をもつ El Nino が発生し、Walker 循環が弱化する。その後、ENSO は La Nina の位相へと戻り、熱帯大西洋の降水量の増加とともに Walker 循環の強化が持続する。この Walker 循環の強化は、北西部および南西部亜熱帯太平洋の急激な SST の昇温と関連し(Chikamoto et al. 2011)、太平洋域では図 1 で示したような馬蹄形の SST 偏差パターンを示す。

観測値と同様、HCST 実験においても熱帯太平洋域の Walker 循環の強化と熱帯大西洋域の降水量の増加とが関連している。我々の予測システムでは ENSO の予測可能性が 1 年程度であるため、1995/96 年初期値の HCST 実験では 1997/98 年の El Nino を予測することができていない。しかしながら、HCST 実験は 2004 年まで持続する Walker 循環の強化と熱帯大西洋における降水の増加を定性的によく捉えている(図 2a and b)。一方で初期値化を行っていない NoAS 実験は全体的に振幅が小さく、熱帯大西洋域の降水偏差も不明瞭である(図 2a and c)。これらの結果は、熱帯太平洋域における Walker 循環の強さの変化と熱帯大西洋域における降水変動とがお互いに関連していることを示唆している。言い換えれば、1990 年代に起きた北大西洋および太平洋の気候変化とがお互いに関連していることを示唆している。

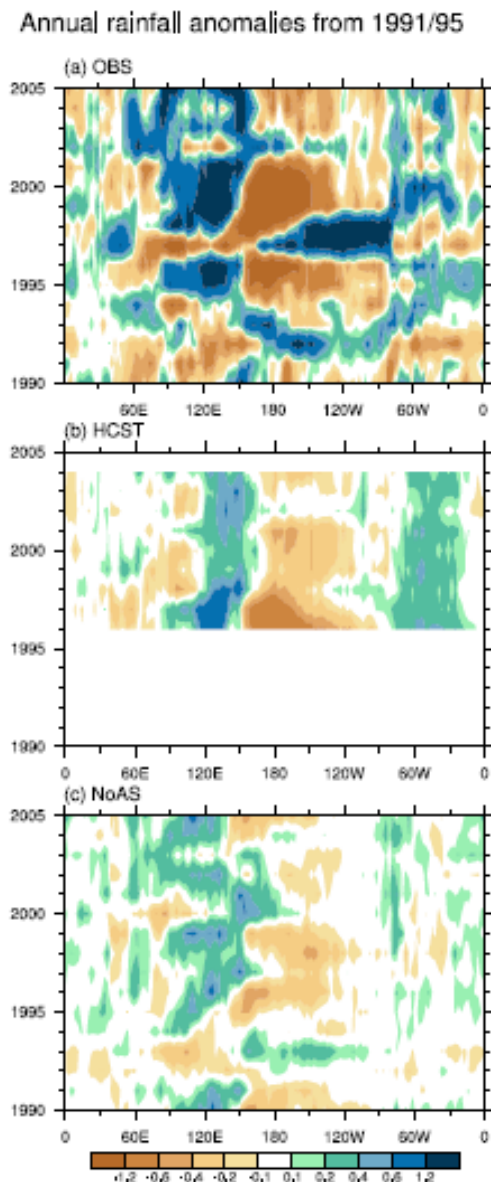


図2. 赤道域(10°S–10°N)における
1991–95 年平均からの降水偏差の経度
時間断面図。上図から観測値、
HCST、NoAS 実験。単位はmm/day。

1990年代中期において、AMOの位相反転とともにグリーンランドの南海上でSSTが急激に増加した(図1)。同時に、このAMOの位相反転は北部熱帯大西洋におけるSSTの昇温を伴い、熱帯大西洋で降水量が増加する。もし熱帯大西洋の降水変動と熱帯太平洋域のWalker循環の変化とが関連するならば、AMOの変化が太平洋域におけるSSTのシフトパターンを引き起こすかもしれない。そこでAMOと太平洋域におけるSSTのシフトパターンの関係を調べるため、HCST実験における19メンバーの散布図を作成した(図3)。散布図は正の相関関係(相関係数0.54)を示し、これは、1996–98年のAMO indexが大きいメンバーほど1990年代後半におきた太平洋におけるSSTシフトパターンが観測によく似ていることを示している。実際に、AMO indexが大きく、かつ、太平洋におけるSSTシフトパターンが観測とよく似ている5メンバーをあつめてSST偏差のシフトパターンを描くと太平洋域におけるSSTのLa Ninaパターンがよく再現できている(図4b)。一方で、1996-98年のAMO indexの振幅が小さいメンバーは、グリーンランドの南海上におけるSSTの昇温が観測と比べて小さく、太平洋域におけるSSTのLa Ninaパターンが不明瞭である(図4a)。

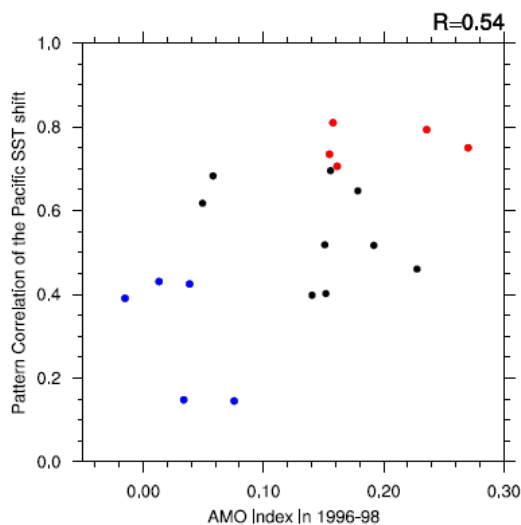


図3 HCST実験における19メンバーの散布図。横軸が1996–98年平均のAMO index。縦軸が1991–95年から2000–04年にかけての観測値と各メンバーとの太平洋域におけるSST変化のパターン相関係数。右上に散布図の相関係数を示す。赤丸がgoodメンバー、青丸がpoorメンバー。

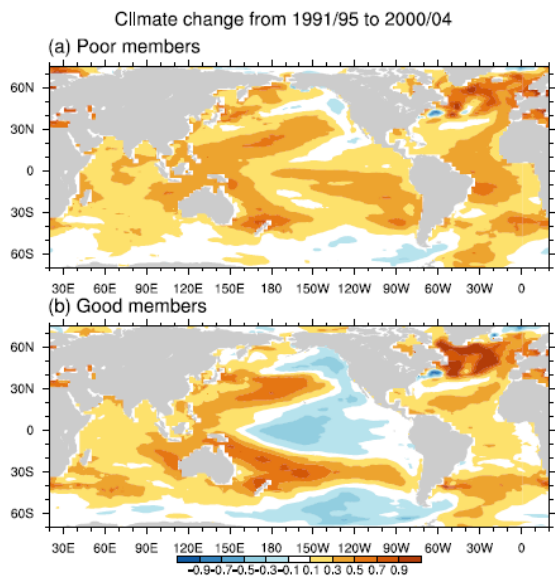


図4. 図1と同じ。ただし、上図がpoorメンバー、下図がgoodメンバーのアンサンブル平均。

(4) 議論とまとめ

解像度の異なる 3 つのバージョンの大気海洋結合モデル MIROC を用いて、1990 年代後半に起きた太平洋域と大西洋域の気候シフトの関係性について調べた。1990 年代後半の観測された SST の変化は、グリーンランドの南海上で昇温し、太平洋域で La Nina のようなパターンを示していた。この SST の変化パターンに伴い、観測された降水は熱帯大西洋で増加し、太平洋域で Walker 循環の強化に対応する変化を示した。これら観測された SST と降水の変化パターンは、温暖化シグナルに伴う外部強制(NoAS 実験) だけでは再現性が低いものの、初期値化も行った予測実験(HCST 実験) ではよく再現できていた。特に、1996–98 年の AMO index の振幅が大きいメンバーほど、観測された SST の変化パターンをよく捉えていた。これらのことは、大西洋における気候シフトが太平洋域の気候シフトへ影響していることを示唆している。

これまでの研究では、ENSO が Walker 循環の変化を通して熱帯大西洋の気候に影響を及ぼすことがよく知られていた(Klein et al. 1999; Saravanan and Chang 2000; Chiang and Sobel 2002; Chiang and Lintner 2005; Chikamoto and Tanimoto 2005)。一方で、最近の研究では熱帯大西洋の降水変動が Walker 循環の変化を引き起こす場合もあることを示唆している(Kucharski et al. 2011)。本研究においても、1990 年代に起きた気候変化において、以下に示すように、Walker 循環の変化を通して大西洋から太平洋へ影響が及んだ可能性が考えられる。まず、1995 年頃に大西洋域で AMO の位相反転に伴う気候シフトが起きた。この AMO の位相反転は北部熱帯大西洋の SST 増加と熱帯大西洋の降水量の増加をもたらし、熱帯太平洋域の Walker 循環の強化に寄与する。その結果、1990 年代後半に太平洋域における SST は La Nina のような変化パターンを示す。こういった太平洋域における SST の変化は大気循環場の変化を通して東アジア域における台風の変化やモンスーンの変化にまで影響するかもしれない(Tu et al. 2009; Kim et al. 2011; Kajikawa and Wang 2011)。

引用文献

1. Chiang, J. C. H. and B. R. Lintner, 2005: Mechanisms of remote tropical surface warming during El Nino. *J. Climate*, 18, 4130–4149.
2. Chiang, J. C. H. and A. H. Sobel, 2002: Tropical tropospheric temperature variations caused by ENSO and their influence on the remote tropical climate. *J. Climate*, 15, 2616–2631.
3. Chikamoto, Y., M. Kimoto, M. Ishii, M. Watanabe, T. Nozawa, T. Mochizuki, H. Tatebe, T. T. Sakamoto, Y. Komuro, H. Shiogama, M. Mori, S. Yasunaka, Y. Imada, H. Koyama, M. Nozu, and F. Jin, 2011: Predictability of a stepwise shift in Pacific climate during the late 1990s in hindcast experiments using MIROC. *J. Meteorol. Soc. Japan*, accepted.
4. Chikamoto, Y. and Y. Tanimoto, 2005: Role of specific humidity anomalies in Caribbean SST response to ENSO. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 83, 959–975.
5. d’Orgeville, M. and W. R. Peltier, 2007: On the Pacific decadal oscillation and the Atlantic multidecadal oscillation: Might they be related? *Geophys. Res. Lett.*, 34 (23), L23 705.
6. Enfield, D. B., A. M. Mestas-Nunez, and P. J. Trimble, 2001: The Atlantic multidecadal oscillation and its relationship to rainfall and river flows in the continental US. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2077–2080.

7. Grist, J., S. Josey, R. Marsh, S. Good, A. Coward, B. de Cuevas, S. Alderson, A. New, and G. Madec, 2010: The roles of surface heat flux and ocean heat transport convergence in determining Atlantic Ocean temperature variability. *Ocean Dynamics*, 60 (4), 771–790.
8. Ishii, M. and M. Kimoto, 2009: Reevaluation of historical ocean heat content variations with time-varying XBT and MBT depth bias corrections. *J. Oceanogr.*, 65 (3), 287–299.
9. Ishii, M., M. Kimoto, K. Sakamoto, and S. Iwasaki, 2006: Steric sea level changes estimated from historical ocean subsurface temperature and salinity analyses. *J. Oceanogr.*, 62, 155–170.
10. Kajikawa, Y. and B. Wang, 2011: Interdecadal change of the south china sea summer monsoon onset. *J. Climate*, in press.
11. Kim, W.-M., J.-G. Jhun, K.-J. Ha, and M. Kimoto, 2011: Decadal changes in climatological intraseasonal fluctuation of subseasonal evolution of summer precipitation over the korean peninsula in mid-1990s. *Adv. Atmos. Sci.*, 28 (3), 591–600.
12. Klein, S. A., B. J. Soden, and N. C. Lau, 1999: Remote sea surface temperature variations during enso: evidence for a tropical atmospheric bridge. *J. Climate*, 12, 917–932.
13. Knight, J., R. Allan, C. Folland, M. Vellinga, and M. Mann, 2005: A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L20 708.
14. Kucharski, F., I. Kang, R. Farneti, and L. Feudale, 2011: Tropical pacific response to 20th century atlantic warming. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L03 702.
15. Mantua, N. J. and S. R. Hare, 2002: The pacific decadal oscillation. *J. Oceanogr.*, 58, 35–44.
16. Marsh, R., S. Josey, B. De Cuevas, L. Redbourn, and G. Quartly, 2008: Mechanisms for recent warming of the North Atlantic: Insights gained with an eddy-permitting model. *J. Geophys. Res.*, 113, C04 031.
17. Minobe, S., 2002: Interannual to interdecadal changes in the Bering Sea and concurrent 1998/99 changes over the North Pacific. *Progress in Oceanography*, 55 (1-2), 45–64.
18. Mochizuki, T., Y. Chikamoto, M. Kimoto, M. Ishii, H. Tatebe, Y. Komuro, T. T. Sakamoto, M. Watanabe, and M. Mori, 2011: Decadal prediction using a recent series of MIROC global climate models. *J. Meteorol. Soc. Japan, Special Issue*, submitted.
19. Reverdin, G., 2010: North Atlantic subpolar gyre surface variability (1895-2009). *J. Climate*, 23 (17), 4571– 4584.
20. Robson, J., R. Sutton, K. Lohmann, D. Smith, and M. D. Palmer, 2011: Causes of the rapid warming of the North Atlantic Ocean in the mid 1990s. *J. Climate*, submitted.
21. Sarafanov, A., A. Falina, A. Sokov, and A. Demidov, 2008: Intense warming and salinification of intermediate waters of southern origin in the eastern subpolar North Atlantic in the 1990s to mid-2000s. *J. Geophys. Res.*, 113, C12 022.
22. Saravanan, R. and P. Chang, 2000: Interaction between tropical Atlantic variability and El Niño-Southern oscillation. *J. Climate*, 13, 2177–2194.
23. Sasaki, Y., S. Minobe, N. Schneider, T. Kagimoto, M. Nonaka, and H. Sasaki, 2008: Decadal sea level variability in the south pacific in a global eddy-resolving ocean model hindcast. *J. Phys. Oceanogr.*, 38 (8), 1731–1747.
24. Sutton, R. T. and D. L. R. Hodson, 2005: Atlantic ocean forcing of North American and European summer climate. *Science*, 309 (5731), 115.
25. Tatebe, H., M. Ishii, T. Mochizuki, Y. Chikamoto, T. T. Sakamoto, Y. Komuro, M. Mori, S. Yasunaka,
26. M. Watanabe, K. Ogochi, T. Suzuki, T. Nishimura, and M. Kimoto, 2011: Initialization of the climate model MIROC for decadal prediction with hydrographic data assimilation. *J. Meteorol. Soc. Japan, Special Issue*, submitted.
27. Tatebe, H. and I. Yasuda, 2005: Interdecadal variations of the coastal Oyashio from the 1970s to the early 1990s. *Geophys. Res. Lett.*, 32 (10), L10 613.
28. Tu, J., C. Chou, and P. Chu, 2009: The abrupt shift of typhoon activity in the vicinity of Taiwan and its association with western North Pacific-East Asian climate change. *J. Climate*, 22 (13), 3617–3628.
29. Zhang, R. and T. L. Delworth, 2007: Impact of the atlantic multidecadal oscillation on north pacific climate variability. *Geophys. Res. Lett.*, 34 (23), L23 708.

III-1-1-3 MIROC による台風の再現と予測

森正人 (東京大学大気海洋研究所・研究員)

はじめに

地球温暖化によって、熱帯低気圧の発生数や経路、強度などが将来どのように変化するのかという問題は、科学的な興味はもちろん、社会的にも重大な関心事である。これらの問題について、これまで多くの研究が行われてきた。北西太平洋で発生する台風に関しては、現在よりも発生数が減少し、勢力がより強くなるという報告が多い(e.g., Knutson et al. 2010)。また、発生域が今よりも東よりになることも指摘されている(Yokoi and Takayabu 2009; Murakami et al. 2011a)。しかしながら、結果が将来の海面水温(SST)パターンに強く依存することが指摘されており(e.g., Sugi et al. 2009; Murakami et al. 2011b)、依然として予測の不確実性が大きい問題である。一方で、最近、大西洋における熱帯低気圧の発生数に数年の予測可能性があることが指摘された(Sumith et al. 2010)。そこで、3種類の大気海洋結合モデル MIROC を用いて、まずモデルの台風の再現性を確認し、次にハインドキャスト実験から台風の近未来の予測可能性を調べた。また、2006 年を初期値とした 2035 年までの将来予測実験から台風の将来変化を評価し、変化の原因について調べた。その時に、予測の不確実性低減のためにモデルアンサンブルで将来変化を評価した。

モデル・実験の概要と台風の定義

今回新に開発された高解像度モデル(MIROC4h、大気:T213、海洋:約 1/4 度×1/6 度; Sakamoto et al. 2011)、モデルの物理過程をほぼ全て改良した新モデル(MIROC5、大気:T85、海洋:約 1 度×1 度; Watanabe et al. 2010)に加え、AR4 時に使用した MIROC3.2 の中解像度版(MIROC3m、大気:T42、海洋:約 1 度×1 度; Hasumi and Emori 2004)を用いた。これら 3 種類のモデルそれぞれで、一連の同化・予測実験が行われた。

現在気候の評価には外部強制のみを与えた実験(20C3M: 1950-2005 年)とデータ同化実験(ASSIM: 1950-2005 年)を用いた。データ同化は、観測された海洋の水温と塩分の気候値からの偏差をモデル偏差に同化するアノマリ同化の手法が採用された(Tatebe et al. 2011)。また将来気候の評価には、温室効果ガスやエアロゾルなどの排出シナリオのみを与えた実験(A1B/RCP4.5: 2006-2035 年)に加え、初期値化によって得られた初期値から予測した実験(PRED: 2006-2035 年)を用いた。これらに加え、モデルのパフォーマンスをチェックするために、ハインドキャスト実験(HCST: 1960-2011)も行われた。MIROC3m, 5 については 1 年毎に、MIROC4h については 5 年毎に初期値をとり、それぞれ 1 月 1 日から 10 年間の予測を行った。MIROC3m では、適当な 10 個の異なる初期のスナップショットから 10 個の初期値が作成された。一方、MIROC4h, 5 では初期値は数ヶ月間隔の LAF 法によって作成された(例: MIROC5 の 1991/1/1 予測開始の場合、91 年/1 月/1 日、90/10/1、90/7/1 の同化

members	MIROC3m	MIROC4h	MIROC5
20C3M	10	1	3
ASSIM	10	1	3
PRED	10	4	6
A1B/RCP	10	3	3
HCST	10	4	6

表 1. 各実験のアンサンブルメンバー数。

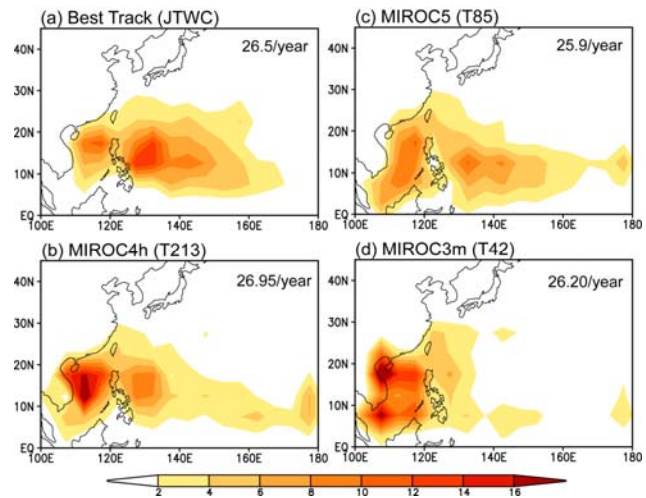


図 1. 台風の発生頻度分布の気候値(1979-2007 年)。

ASSIM と 20C3M で定義。(a)観測、(b)MIROC4h、(c)MIROC5、(d)MIROC3m。単位は個数/decade。年平均の発生数を右上に示す。

のスナップショットから予測)。表 1 に、各モデル・各実験のアンサンブル数をまとめる。以後、特にことわらない限り、結果は 3 種類のモデルのモデルアンサンブルで示される。

モデルのアウトプットから台風を同定する手法は、主に Murakami et al. (2011a)の手法に従った。北西太平洋における年間発生数が約 26 個になるように、それぞれのモデルで台風を同定するための各種閾値の値が変えてある。以後、特にことわらない限り、台風の統計量は年平均の値で示される。また観測データとして Joint Typhoon Warning Center (JTWC)のベストトラックデータを使用した。

台風の再現性

各モデルの台風の発生頻度分布の気候値を観測と比較した(図 1)。AR4 の時に使用した MIROC3m は、フィリピンの東側で台風が発生しにくいバイアスが存在したが(図 1d)、大気の水水平解像度を細かくすることで、それがある程度改善された(図 1b)。またモデルの物理過程を改良することにより、分布がかなり観測に近づくようになった(図 1c)。次に台風発生数の季節進行の気候値を図 2 に示す。MIROC3m では発生数が最大になる 8-10 月に過小バイアスが存在したが、高解像度化により改善された。一方 MIROC5 も夏から秋に発生数を過小評価している。季節推移の再現には、ある程度の空間解像度を必要とするのかもしれない。

また台風の強度はモデルの水平解像度に強く依存する。図3に台風の生涯最大風速の確率密度関数(PDF)を示す。解像度が高くなるに従って、強い台風が発生するようになるのが分かる。しかしながら、最も解像度の高いMIROC4hでも風速が60m/sを超える強い台風の発生頻度は観測よりも少ない。台風の強度には解像度だけではなく、モデルの物理過程(積雲対流スキーム)にも依存することが指摘されている(Murakami et al. 2011b)ので、将来的には積雲対流スキームを改良したMIROC5を高解像度化することで、現実的な強度の台風が再現されるようになると期待される。

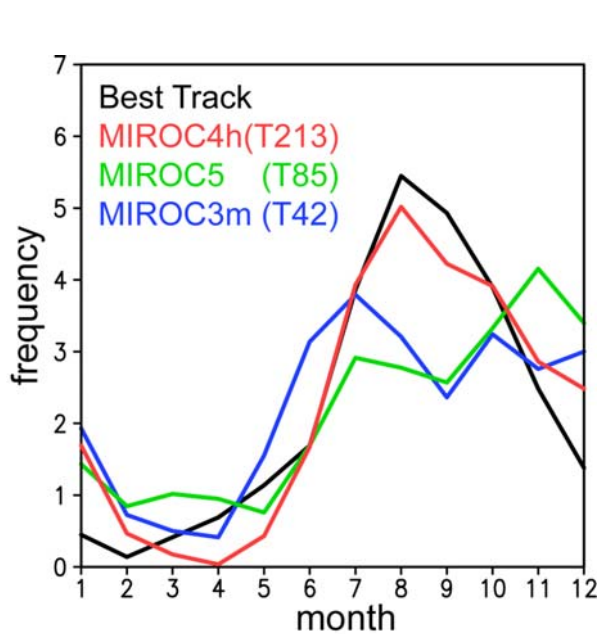


図2. 台風発生数の季節進行の気候値(1979-2007年)。観測(黒線)、MIROC4h(赤線)、MIROC5(緑線)、MIROC3m(青線)。単位は個数。

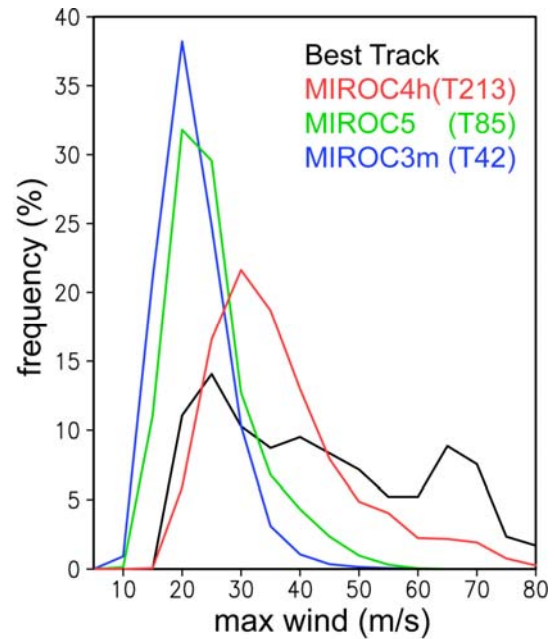


図3. 台風の生涯最大風速のPDF(1979-2007年)。観測(黒線)、MIROC4h(赤線)、MIROC5(緑線)、MIROC3m(青線)。

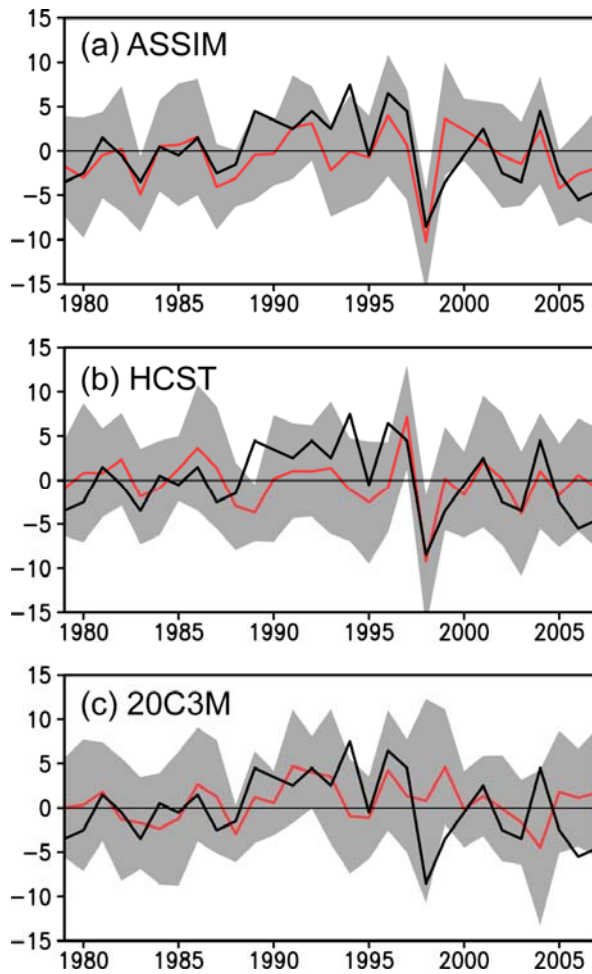


図 4. 台風発生数偏差(個数)の年々変動。

(a)ASSIM(赤線)、(b)HCST(赤線)、(c)20C3M(赤線)。
黒線は観測、灰色はスプレッドを表す。

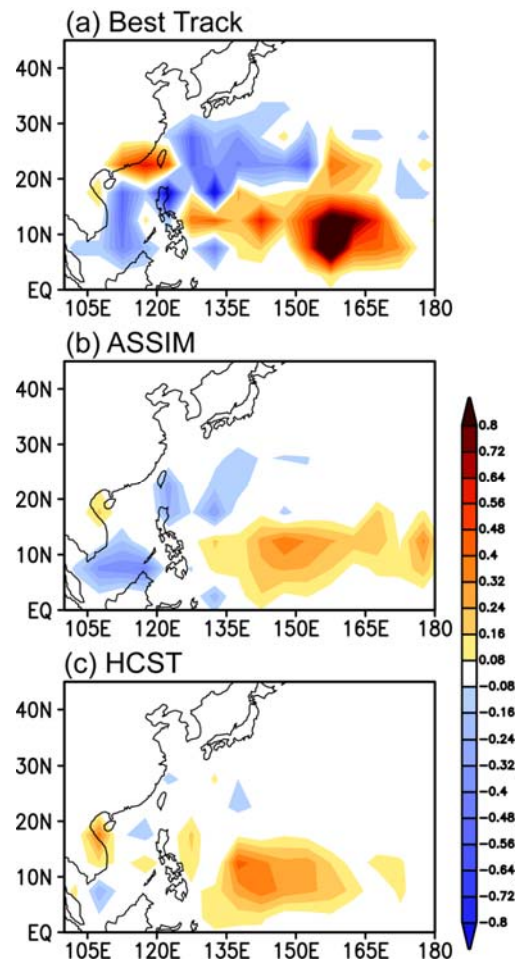


図 5. ENSO イベント時の台風発生頻度偏差の合成図。El Nino 年と La Nina 年の差(El-La)を示している。(a)観測、(b)ASSIM、(c)HCST。

台風の年々変動の予測

次に、ASSIM と HCST から台風の年々変動の再現性・予測可能性を MIROC5 と MIROC3m のモデルアンサンブルで評価した。ASSIM から得られた台風発生数偏差の年々変動を観測と比較した(図 4a)。海洋の水温と塩分しか同化していないにもかかわらず、ASSIM は観測の年々変動をよく再現している(1979-2007 年で相関係数は 0.66)。ASSIM のスナップショットを初期値とした HCST の 1 年予測の結果を図 4b に示す。予測と観測の間の相関係数は 0.44 で、時期によっては観測の変動をよく予測できている。一方、初期値化を行わないで予測した場合(20C3M)は相関係数が 0.14 と低くなることから(図 4c)、HCST の比較的よい予測スキルは偶然などではなく、初期値化によってもたらされたことが分かる。

台風の年々変動には El Nino and Southern Oscillation (ENSO)の影響が大きいことが知られている(e.g., Wang and Chan 2002; Camargo et al. 2007)。そこで、台風の発生頻度偏差分布を ENSO が卓越した年でコンポジットし、ENSO に伴う変動の予測可能性を検証した。図 5 に MIROC5 と MIROC3m のモデルアンサンブルの結果を示す。観測では、El Nino(La Nina)の時には発生域が北西太平洋の南東(北西)側にシフトすることが知られているが、この様子が ASSIM でもよく再現されており、HCST でも、北西側の負偏差が弱い、比較的良好に予測されている。これらの結果は、北西太平洋における台風の総発生数だけでなく、発生域の分布も比較的良好に予測できていることを示しており、MIROC で台風の季節予報が可能であることを示唆している。現状ではデータ同化手法や初期値の取り方が季節予報向きではないため、今後、データ同化手法や初期値作成法などのさらなる精緻化により、よりよい精度で台風の季節予報ができるようになることが期待される。

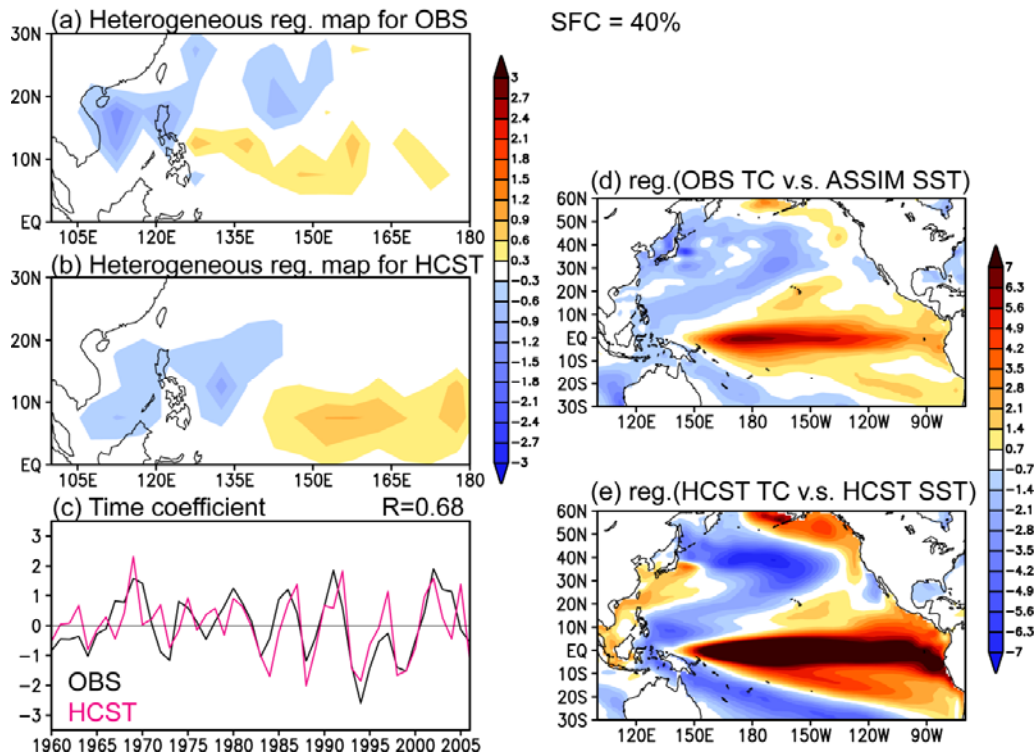


図 6. 台風の発生頻度偏差分布の観測と予測(1-3 年予測)の間の SVD 第 1 モード。(a)観測の異質回帰図、(b)予測の異質回帰図、(c)観測(黒線)と予測(赤線)の時係数、(d)観測時係数の SST(ASSIM)への回帰図、(e)予測時係数の SST(HCST)への回帰図。(d)-(e)の単位は 0.1K。

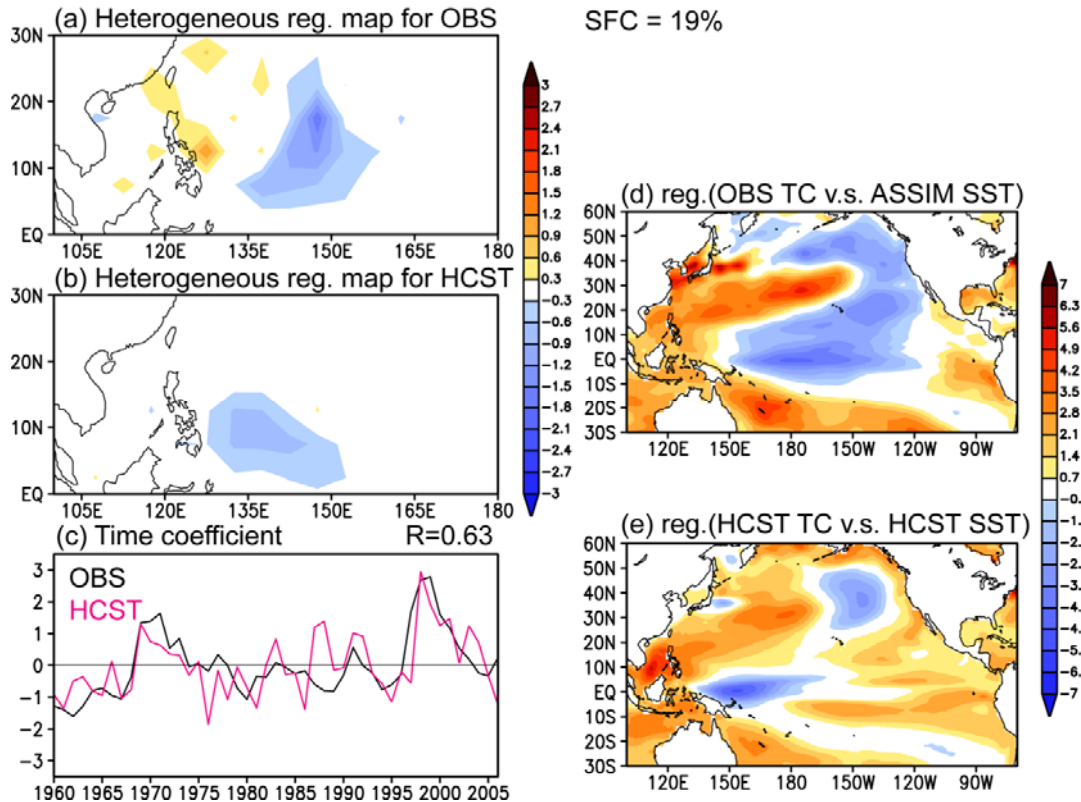


図 7. 図 6 に同じ。ただし SVD 第 2 モード。

台風の近未来予測

次に年々より長い時間スケール(3年平均場)での台風の予測可能性を調べた。予測可能な成分を抽出するために、台風の発生頻度分布の観測と予測(1-3年予測)の間の SVD 解析を MIROC5 の HCST 実験について行った。北西太平洋の南東側で増加し、北西側で減少するパターンが第 1 モード(SFC=40%、相関係数 0.68)として得られ(図 6)、これは ENSO に伴う変動であることが分かった(図 6d-e)。モデルは観測される SST のパターンを完全には予測できないため、それに伴う台風の発生頻度分布の予測パターンも若干ゆがんでしまう。しかしながら、モデルはモデルなりに観測を再現しようとしている様子が分かる。また、図 7 に SVD 第 2 モード(SFC=19%、相関係数 0.63)の結果を示す。北西太平洋の中央で発生数が減るパターンが得られ、これは 1990 年代に北西太平洋で起きた気候シフト(Chikamoto et al. 2011)に伴う変動であることが分かった(図 7d-e)。時係数を見ると、90 年代後半に負から正へ急激に転じているのが分かる。このように、ある特定の海洋の大規模現象に伴う台風の変動に関しては、数年の予測可能性があることが分かった。これは海洋の初期値化に由るところが大きい。

台風の将来変化予測

今節では、2035 年までの将来予測(2006 年初期値からの 30 年予測)の結果を示す。30 年先にはもはや初期値化のインパクトは残っていないと考えられるため、PRED と A1B/RCP4.5 の結果をまとめて示す。台風の年間発生数偏差の時系列(図 8)の 2006 年からの予測には負のトレンドが存在し、将来的には台風の数が減るという結果が得られた。この傾向はモデル毎に見た場合でも同様であった(図省略)。

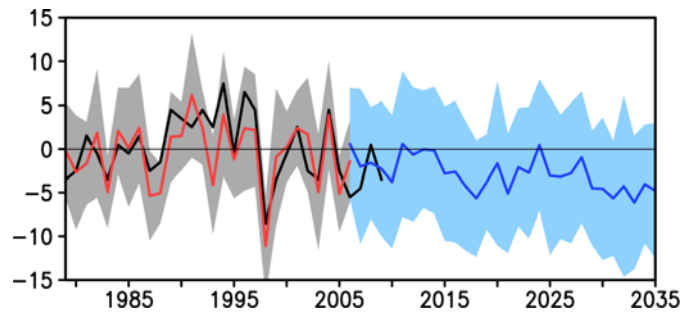


図 8. 台風発生数偏差(個数)の時系列。MIROC3m, 4h, 5 のモデルアンサンブル。観測(黒線)、ASSIM(赤線)、PRED + A1B/RCP4.5(青線)。陰影はスプレッドを表す。

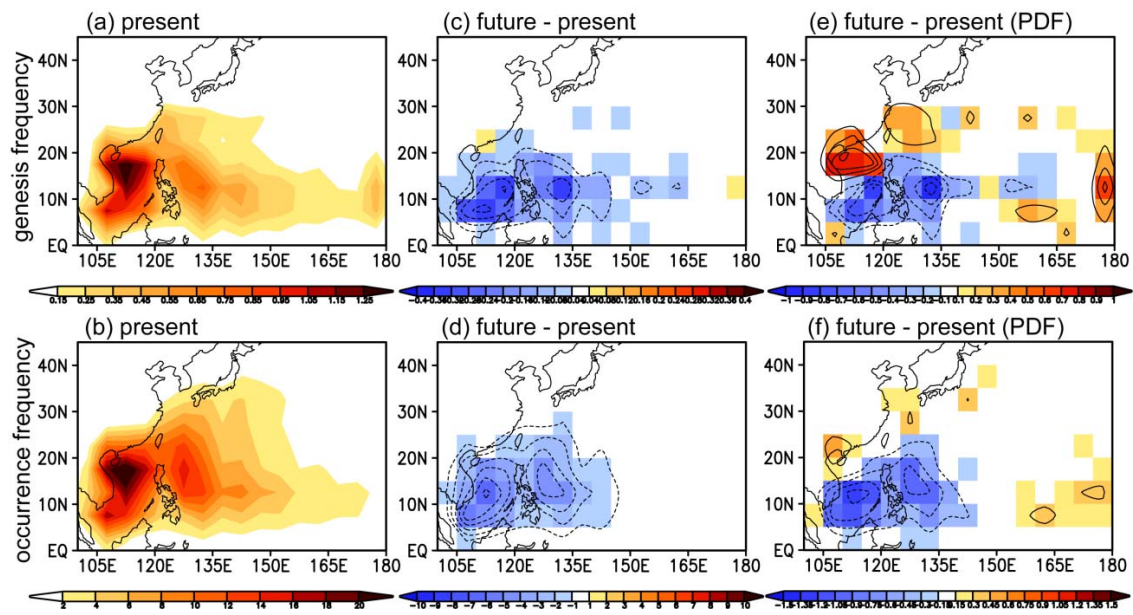


図 9. 台風発生頻度・存在頻度分布の将来変化。発生頻度(上段)と存在頻度(下段)の、(a-b)現在気候、(c-b)現在と将来の差、(e-f)PDF で表した現在と将来の差。(c-f)は 99%の信頼限界で有意なところのみ陰影。(e)の単位は $\times 10^{-2}$ 、(f)の単位は $\times 10^{-1}$ 。

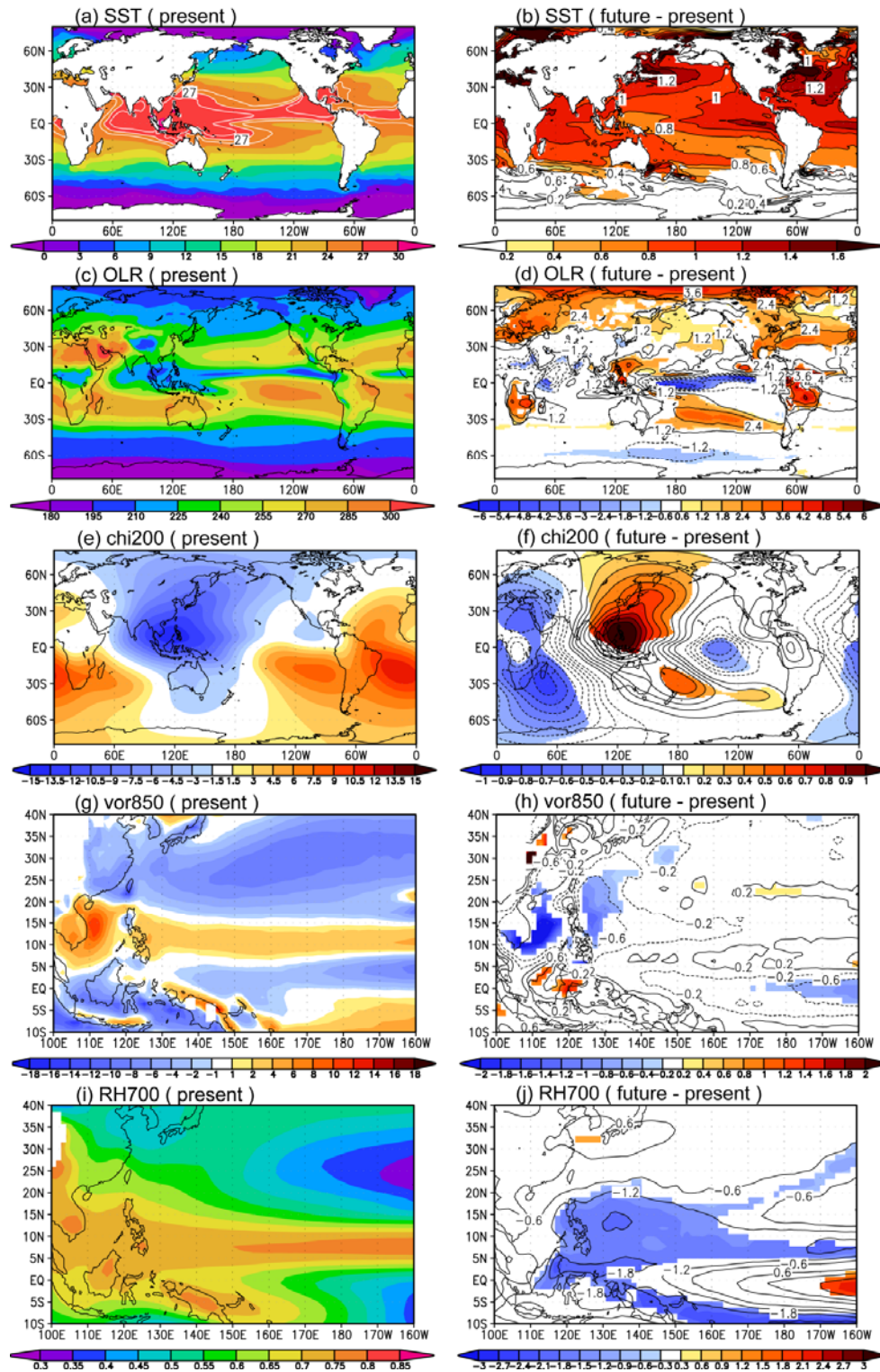


図 10. 環境場の将来変化。各物理量の現在気候の状態(左列)と、その将来変化(右列)。(a-b) SST、(c-d) OLR、(e-f) 200hPa 面における速度ポテンシャル、(g-h) 850hPa 面における相対渦度、(i-j) 700hPa 面における相対湿度。右列は 90%の信頼限界で有意なところのみ陰影。

台風の発生頻度、存在頻度分布の将来(2016-2035年平均)と現在(1955-1989年平均)の差(図9)を見ると、北西太平洋全域で発生・存在頻度が減少しているのが分かる。また北西太平洋で積算した総発生数、総存在数で規格化したPDFの差では、発生位置や存在位置が相対的にやや北より、東よりになる傾向が見られた。この結果は、先行研究(Yokoi and Takayabu 2009; Murakami et al. 2011a)の結果と定性的には一致するが、定量的には小さい。これは温暖化がそれほど顕著でない近未来だからだと考えられる。

次に、台風の数将来減少する原因について、環境場の変化の観点から調べた。台風の発生に好まれる環境場の条件として、1) 高い SST、2) 対流圏下層で低気圧性循環(モンスーントラフ)、3) 対流圏の下層から

中層で高い相対湿度、4) 弱い風の鉛直シア、5) 低い静的安定度、などが知られている(e.g., Gray 1975)。そこで、これらいくつかの変数について現在と将来の差を調べた(図10)。SSTは他の多くの結合モデルがそうであるように(Meehl et al. 2007)、「El Nino 型」と呼ばれる変化パターンになる(図10a-b)。OLRの変化は、やはり El Nino の時のような偏差パターンを示し、西太平洋では対流が現在より不活発になる(図10c-d)。またこれらに対応して、上層の速度ポテンシャルの変化は西太平洋で収束偏差になり(図10e-f)、Walker 循環が弱まることを示している。また、対流活動の弱화가対流圏下層に高気圧性循環偏差を励起することで、モンスーントラフが弱化し(図10g-h)、下降流偏差により相対湿度が減少する(図10i-j)。これらはどちらも台風の発生を抑制するセンスである。したがって、温暖化による El Nino-like な SST の変化に伴い、西太平洋における大規模循環場が台風の発生しにくい状態に変わることが、台風の数将来減る一因になっていると考えられる。また台風の発生域がやや東よりになるのは、統計的に有意でないが、El Nino の時のように下層の相対渦度が西太平洋の東側で強くなるためだと考えられる。また、将来台風の勢力は強くなるという結果が報告されているが、生涯最大風速のPDFの現在と将来の比較は、統計的に有意な差を示さなかった(図11)。これには、近未来であることや、大気と海洋を結合していることなどいくつかの原因が考えられるが、まだはっきりとしたことは分かっていない。今後の課題である。

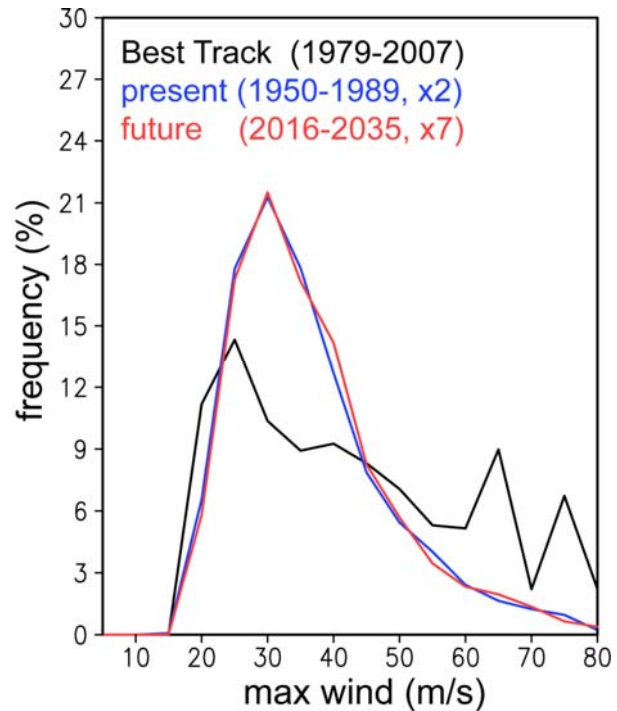


図 11. 台風の生涯最大風速の PDF。観測(黒線)、現在気候(青線)、将来気候(赤線)。

参考文献

1. Camargo, S. J., K. A. Emanuel, and A. H. Sobel, 2007: Use of a genesis potential index to diagnose ENSO effects on tropical cyclone genesis. *J. Clim.*, **20**, 4819–2834.
2. Chikamoto, Y., M. Kimoto, M. Ishii, M. Watanabe, T. Nozawa, T. Mochizuki, H. Tatebe, T.T. Sakamoto, Y. Komuro, H. Shiogama, M. Mori, S. Yasunaka, Y. Imada, H. Koyama, M. Nozu, and F-F. Jin, 2011: Predictability of a stepwise shift in Pacific climate during the late 1990s in hindcast experiments using MIROC. *J. Meteor. Soc. Japan.*, in press.
3. Gray, W. M., 1975: Tropical Cyclone Genesis, Dept. of Atmospheric Science Paper, 234, Colorado State University, Fort Collins, CO, 121 pp.
4. Hasumi, H., and S. Emori, 2004: K-1 coupled model (MIROC) description. K-1 Tech. Rep., 34 pp. [Available online at <http://www.ccsr.u-tokyo.ac.jp/~agcmadm/>].
5. Knutson, T., J.L. McBride, J. Chan, K. Emanuel, G. Holland, C. Landsea, I. Held, J.P. Kossin, A.K. Srivastava, M. Sugi, 2010: Tropical cyclones and climate change. *Nature Geosci.*, **3**, 157–163.
6. Meehl, G.A., and co-authors, 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* [Solomon, S., and co-editors (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
7. Murakami, H., B. Wang, A. Kitoh, 2011a: Future change of western North Pacific typhoons: projections by a 20-km-mesh global atmospheric model. *J. Clim.*, **24**, 1154–1169.
8. Murakami, H., R. Mizuta, E. Shindo, 2011b: Future changes in tropical cyclone activity projected by multi-physics and multi-SST ensemble experiments using the 60-km-mesh MRI-AGCM. *Clim. Dyn.*, DOI: 10.1007/s00382-011-1223-x.
9. Sakamoto, T.T., Y. Komuro, M. Ishii, H. Tatebe, H. Shiogama, A. Hasegawa, T. Toyoda, M. Mori, T. Suzuki, Y. Imada-Kanamaru, T. Nozawa, K. Takata, T. Mochizuki, K. Ogochi, T. Nishimura, S. Emori, H. Hasumi, and M. Kimoto, 2011: MIROC4h - a new high-resolution atmosphere-ocean coupled general circulation model. *J. Meteor. Soc. Japan.*, in press.
10. Sugi, M., H. Murakami, J. Yoshimura, 2009: A reduction in global tropical cyclone frequency due to global warming. *SOLA*, **5**, 164-167.
11. Smith, D.M. and Eade, R. and Dunstone, N.J. and Fereday, D. and Murphy, J.M. and Pohlmann, H. and Scaife, A.A., 2010: Skilful multi-year predictions of Atlantic hurricane frequency. *Nature Geoscience.*, **3**, 846-849.
12. Tatebe, H., M. Ishii, T. Mochizuki, Y. Chikamoto, T.T. Sakamoto, Y. Komuro, M. Mori, S. Yasunaka, M. Watanabe, K. Ogochi, T. Suzuki, T. Nishimura, and M. Kimoto, 2011: Initialization of the climate model MIROC for decadal prediction with hydrographic data assimilation. *J. Meteor. Soc. Japan.*, in press.
13. Wang, B., and J. C. L. Chan, 2002: How strong ENSO events affect tropical storm activity over the western North Pacific. *J. Climate.*, **15**, 1643–1658.
14. Watanabe, M., T. Suzuki, R. Oishi, Y. Komuro, S. Watanabe, S. Emori, T. Takemura, M. Chikira, T. Ogura, M. Sekiguchi, K. Takata, D. Yamazaki, T. Yokohata, T. Nozawa, H. Hasumi, H. Tatebe, and M. Kimoto, 2010: Improved climate simulation by MIROC5: Mean states, variability, and climate sensitivity. *J. Climate.*, **23**, 6312–6335, DOI 10.1175/2010JCLI3679.1
15. Yokoi, S. and Y.N. Takayabu, 2009: Multi-model projection of global warming impact on tropical cyclone genesis frequency over the western North Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan.*, **87**, 525–538.

III-1-1-4 MIROC5 および CMIP3 の大気海洋結合モデルにおける全球のモンスーンとエルニーニョ及びそれらの年々変動スケールの相互作用

김형진(Hyung-Jin Kim ; 海洋研究開発機構・研究員)

高田久美子(海洋研究開発機構・主任研究員)

本研究では、気候変動における最も重要な強制応答と内部フィードバック過程である全球のモンスーン活動とエルニーニョについて、複数の大気海洋結合モデル(CGCMs)における再現性を評価した。特に、熱帯の海面水温(SST)の年々変動と関連して変動する全球のモンスーン性の降水の再現性に注目している。

降水と 850hPa 風速場の気候値の季節変化は、全球のモンスーン域を判定する鍵となる気候要素である。新しい MIROC5 では、それらが以前の MIROC3 よりも良く再現されていた。その結果 MIROC5 では、モンスーン性の降水や循環場が見られる領域およびその強度が、どの解像度の MIROC3 よりも再現性にかなり優れており、CMIP3 の CGCMs と比較しても概ね良い再現性を示した。その結果、CGCM で物理過程のパラメタリゼーションを改良することが重要であることが示された。また、Nino3 海域の月平均 SST を用いてエルニーニョ指数を解析したところ、エルニーニョの振幅と周期が MIROC5 ではいずれの MIROC3 よりもよく再現されていた。それでも、年々変動の非対称性によって ENSO 変動の非線形性を見ると、他の CMIP3 の CGCMs の大部分と同様に、十分には再現されていなかった。

最大共分散解析(Maximum Covariance Analysis)では、全球のモンスーン性降水の年々変動の大部分はエルニーニョと関係していることが示された。マルチモデルの結果を見ても、そのような結合システムは現在の CGCM に十分に取り込まれていると考えられる。全球のモンスーン性降水の再現性は熱帯 SST の再現性に大きく依存している。新旧の MIROC の結果を比較することにより、MIROC5 では熱帯中部太平洋の対流活動が強化して、ビヤークネス・フィードバックの再現性が向上し、エルニーニョの再現性のより良くなったと考えられる。

Global monsoon, El Niño, and their interannual linkage simulated by MIROC5 and the CMIP3 CGCMs

Hyung-Jin Kim, Kumiko Takata, Bin Wang, Masahiro Watanabe, Masahide Kimoto, Tokuta
Yokohata, and Tetsuzo Yasunari

1. Introduction

Verifying and tracing the performance of a coupled global climate model (CGCM) are indispensable for its continuous improvement. The evaluation more often focuses on fundamental processes of the climate system, which may be reasonably categorized into two groups depending upon the type of impetus: forced responses to external forcings and self-recurrent phenomena due to internal feedbacks.

Solar radiation change on daily to orbital time scales is a typical example of the external forcings. It induces distinctive meteorological phenomena that are in phase with the temporal variation of the solar forcing. Among others, however, emphasis could be placed on the annual cycle of precipitation and circulations since it manifests the global-scale monsoon, one of the profound meteorological events on the planet (Trenberth et al. 2000; Wang and Ding 2008). Internal feedback processes are complementary to the forced responses as they represent the natural fluctuations within the atmosphere or the coupled climate system. El Niño-Southern Oscillation (ENSO) is often described as the most salient illustration of the internally organized modes of variability. Moreover, El Niño is known to exert enormous impacts on regional monsoon systems by modulating the onset, intensity, and retreat of monsoon precipitation. Its effect on interannual monsoon variability has traditionally been studied on regional scales. But recently, a concept of global monsoon has been proposed, by which the regional monsoons around the globe can be viewed as an integrated system (Wang and Ding 2006, Wang and Ding 2008). Wang et al. (2011) further demonstrated that the global monsoon precipitation, the rainfall amount falling into the global monsoon domain, displays a coherent year-to-year variability that is coordinated by ENSO.

The present study aims to address overall aspects of global monsoon climatology, El Niño properties and, in particular, year-to-year El Niño-global monsoon fluctuation simulated by MIROC5 (with T85 atmospheric resolution) in comparison with its ancestor (MIROC3med and MIROC3hi with T42 and T106 atmospheric components, respectively) and the CMIP3 CGCMs. 30-year climatology of GPCP (Adler et al. 2003) and NCEP-DOE Reanalysis 2 (NRA2, Kanamitsu et al. 2002) was constructed to verify climatological monsoon precipitation and circulations. For the validation of El Niño and its interannual linkage with global monsoon precipitation, the GPCP and the NOAA ERSST version 3 (Smith et al. 2008) data sets were utilized. The 20C3M monthly

rainfall, winds, and SST data sets for the period of 1970–1999 were collected from the CMIP3 archive for model-to-model comparison. Note that only the first realization of each model was analyzed to preserve the interannual signal. The model outputs were, then, remapped onto a common grid system of $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ by conducting bi-linear interpolation for fair intercomparison.

2. Global monsoon climatology

a. Annual mean and annual cycles

By the multivariate (MV) EOF analysis, Wang and Ding (2008) showed that the first two leading modes together account for about 84% of the total annual variance of the climatological annual cycle of global precipitation and low-level winds with maximum and minimum of the first (second) mode occurring around local summer (spring) and winter (fall), and that the spatial patterns of the first and second modes can be faithfully represented by JJAS (June through September) minus DJFM (December through March) mean (hereafter AC1) and April-May minus October-November mean (hereafter AC2), respectively. Thus, to assess the CGCM's performance in modeling climatological annual variation, the annual mean (hereafter AM), AC1, and AC2 are examined from the MIROC family, the CMIP3 CGCMs, and the multi-model ensemble (MME) mean that is derived from the simple arithmetic average among the CMIP3 models (Figure 1). It is first noted that the r^2 (square of Pearson's pattern correlation coefficient) and RMSE for the CMIP3 model outputs have a statistically significant linear relationship with confidence level higher than 95%. The PR AC2 (Figure 1g) is only one outlier of such linearity. Thus a model with a higher r^2 tends to have a smaller RMSE. Secondly, the r^2 (RMSE) is lowest (largest) in the AC2, suggesting that the current CGCMs have difficulty in representing pre- and/or post-monsoon conditions. Thirdly, for the square of PCCs of all annual components, MIROC5 unexceptionally outperforms MIROC3 and is generally superior to the CMIP3 models.

b. Global monsoon precipitation and circulations

The annual evolution of the first two leading MV EOF modes reflects the seasonal contrast between rainy summer and dry winter as well as the seasonal reversal of low-level winds. Because monsoon climate features these characteristics, Wang et al. (2010) delineated the global monsoon precipitation domain as the annual range (AR) of precipitation rate exceeding a threshold of 2.5 mm/day, where $AR = MJJAS(NDJFM) - NDJFM(MJJAS)$ in NH (SH). Here, MJJAS(NDJFM) indicates May through September (November through March) mean precipitation rate. Note that the AR is defined by the combination of the first two leading modes. The AR could be used to measure the monsoon precipitation intensity. However, due to its latitudinal dependency, an alternative measure, namely monsoon precipitation index (MPI), is defined as $MPI = (AR)/(AM)$. Similarly, monsoon circulation domain can be demarcated as the AR of the westerly winds or

poleward winds at 850 hPa exceeds 2.5 m/s. This threshold value is also chosen carefully to be consistent with the criteria used in Wang and Ding (2008). The monsoon circulation index (MCI), a measure for monsoon circulation intensity, is defined in the same way that the MPI was defined except using wind speed to utilize both zonal and meridional winds in an integrated manner. The use of wind speed, however, makes it difficult to distinguish the tropical MCI with positive zonal wind AR from the extratropical MCI with negative zonal wind AR. Thus the final MCI is derived by multiplying the sign of zonal wind AR to AR-to-AM ratio of wind speed. The spatial features of the observed and simulated monsoon precipitation and circulation domain and index were discussed in detail in the H21 annual report. Thus in this report, only a summary of multi-model performance in simulating global monsoon intensity and domain is presented in **Figure 2**. Here, the threat score (TS, Wilks 1995) is used to assess the models' reproducibility on global monsoon domains. The performance of the CMIP3 models shows a linear relationship between the monsoon precipitation and circulations with regression coefficient of 0.53 and 0.80 for intensity and domain, respectively. The linearity of global monsoon intensity becomes stronger (0.71) if the two exceptions located at middle left were excluded. All of these relations are significant with confidence level higher than 99%. A comparison among MIROC simulations demonstrates the importance of the physical parameterization. Though the intensity and domain of global monsoon precipitation are improved by taking a higher resolution, those of global monsoon circulation are ameliorated little (MIROC3med versus MIROC3hi). In contrast, the improved physical schemes lead to better representation not only for the monsoon precipitation but also for the monsoon circulation (two MIROC3 models versus MIROC5). It is recognized further that the low-level winds are reproduced better than precipitation both in terms of intensity and domain, which is also generally valid among the CMIP3 models. One possible explanation is that even though the modeled precipitation occurs at slightly differing places from the observed, the response of the geostrophic winds would not deviate substantially from the observations as long as the precipitation events lie in common within the Rossby radius of deformation.

3. El Niño Properties: Amplitude, asymmetry and periodicity

MIROC3 is unable to reproduce sufficient amplitude of El Niño although the zonal gradient of the mean thermocline is realistic (Guilyardi et al. 2009; Watanabe et al 2010). This is evident as seen in Figure 3a that compares the observed and modeled El Niño amplitude measured by the standard deviation (SD) of the monthly Niño 3 index, area-averaged (90W-150W, 5S-5N) monthly SST anomaly that is calculated by removing climatological monthly mean. The El Niño amplitude in MIROC3 is underestimated by about 35%. In contrast, the SD of MIROC5 is nearly the same as the observed. The amplitude of CMIP3 CGCMs varies widely from one model to

another. Nevertheless, about one third of the models are able to replicate reasonably realistic El Niño amplitude.

Another useful measure for El Niño reproducibility is the skewness. Several previous studies (Jin et al. 2003; An and Jin 2004) have measured the observed El Niño nonlinearity over the equatorial Pacific through such statistical method. The skewness by definition is a measure of the asymmetry of a probability distribution function and is zero for a normal distribution (White 1980). The original definition, however, can cause a large skewness when the standard deviation is less than a unit. Thus in order to avoid such difficulty, the asymmetry defined in An et al. (2005) is used in the present study. Figure 3b shows the asymmetry of the monthly Niño 3 index obtained from the observation and model simulations. The majority of the CMIP3 CGCMs including the two versions of MIROC3 have a very small asymmetry, hence similar to the normal distribution. Several models are negatively skewed, inferring that the cold events are unrealistically stronger than the warm events. Only three models have a positive asymmetry as large as that observed. For the MIROC5 simulation, the asymmetry is positive but its amplitude is about a half of the observed.

The dominant periods of the monthly Niño 3 index that pass the red noise test with 95% confidence level are plotted in Figure 4. The observation exhibits clear separation between the high and low frequency variability. They represent respectively the annual-to-quasi-biennial mode ($1 \leq \text{period} < 2.5$ years) and El Niño mode ($3 \leq \text{period} < 5$ years). None of the CMIP3 CGCMs but for one model can capture such separation of periodicity. Several models including MIROC3hi are inept to reproduce both modes. The rest of the models including MIROC3med are only partially successful in capturing the observed variability. Recently Lin (2007) examined the interdecadal variability of ENSO in the CMIP3 CGCMs and argued that MIROC3med has substantial variance distributed at period longer than 6 years without conducting a significant test. Our analysis also shows a similar periodicity in the MIROC3med outputs. However, the power spectrum for the low frequency variability does not pass the 95% confidence level (figure not shown). This low frequency variability becomes significant in MIROC5 in which the high frequency variability is also reproduced to some degree.

4. Interannual variability of ENSO-global monsoon precipitation

a. Observation and multi-model simulations

Conventional efforts devoted to the study of interannual monsoon variability usually have shed light on the regional aspects of each monsoon system due to its indigenous characteristics. In contrast, Wang et al. (2011) demonstrated that by means of the global monsoon concept used in the present study all regional monsoons can be viewed as an integrated system. In this section, their

methodology is adopted to evaluate the realism of the simulated interannual global monsoon variability with particular focus on the coherent patterns with low- and mid-latitude SST.

The use of calendar-year average for year-to-year variability is inappropriate at least in terms of global monsoon precipitation. Figure 5a illustrates the climatological annual cycle of precipitation over the global monsoon domain. The observation has a primary peak in July-August and a secondary peak in January-February due respectively to the NH and SH monsoons. Also a prominent minimum takes place in April. These seasonal variations are robust in other observation data sets too (e.g., CMAP data). As such, the “monsoon year” spanning from May to subsequent April is defined to investigate the interannual variability of global monsoon precipitation. Figures 5b-5c summarize the month of primary valley and peak obtained from the model simulations. Here, the GPCP global monsoon domain is used in common for all models. Most of the CMIP3 models are able to pick up the primary peak in July-August. Meanwhile the April minimum is amiss in a half of the CGCMs. The two versions of MIROC3 reproduce the April valley with a realistic magnitude. But MIROC3hi tends to overpredict monsoon precipitation from September to December (also see Figure 5a) and, as a result, the major peak occurs in October. In MIROC5, this caveat is remedied. In addition the seasonal evolution of the annual cycle is akin to the observed. However, the magnitude of the annual cycle is systematically overestimated by about 25% throughout a year round. The cumulus parameterization in MIROC5 was newly introduced by Chikira and Sugiyama (2010). The replacement led to a very realistic representation of precipitation patterns over the tropics and subtropics (Chikira 2010). Nonetheless, shortcomings appeared to be heavy rainfall over South Africa, Indian subcontinent, southern China, maritime continent and Brazil (Watanabe et al. 2010), all of which fall into the global monsoon precipitation domains thereby contributing to the overprediction.

Figure 6 shows the first leading MCA mode between rainfall within the global monsoon precipitation domain (PR MCA1, Figure 6a) and SST over the global tropics and extratropics (SST MCA1, Figure 6b) and corresponding time expansion coefficients (Figure 6d) obtained from the observations. The MCA1 accounts for about two-thirds of the total covariance and the temporal correlation between the PR MCA1 and SST MCA1 is 0.94. Of note is that the spatial patterns of the SST MCA1 exhibit a warm phase of ENSO over the tropical Pacific and its time coefficient is nearly identical to the timeseries of the monsoon-year mean Niño 3 SST anomaly. Therefore the interannual rainfall variability within the global monsoon domain is primarily subject to the El Niño variability. A question arises as to whether these precipitation patterns that are concatenated with El Niño are visible in the year-to-year global monsoon precipitation variability. To answer this question, we applied the empirical orthogonal function (EOF) analysis to the global monsoon precipitation itself and the first leading EOF mode (PR EOF1) is presented in Figures 6c-6d. Interestingly, the spatiotemporal patterns of the PR EOF1 that explains about 24% of the total

variance agree extremely well with the PR MCA1 with pattern and temporal correlation coefficients being 0.96 and 0.99, respectively. Thus it can be suggested that El Niño plays a pivotal role in determining the interannual variability of the global monsoon precipitation.

How well does the year-to-year coupling work in the CGCMs? We found out in the MIROC5 simulation that El Niño also greatly affects global monsoon precipitation. The MCA1 explains about 81% of the total covariance and its temporal correlation between rainfall and SST is 0.90. The SST MCA1 exhibits the El Niño patterns as seen in the observation and its time coefficients are in tandem with the timeseries of the Niño 3 index. The PR EOF1 accounts for about 21% of the total variance and its spatiotemporal patterns are almost identical to the PR MCA1 with correlation coefficients over 0.98 for both in time and space. The impacts of El Niño are also of vital importance across the CMIP3 models; nineteen (twelve) models out of twenty two models that have El Niño amplitude greater than 50 (80) % of the observed show a PR EOF1-PR MCA1 PCC higher than 0.66 (0.80) (figure not shown).

The above results suggest a clear link between the SST anomalies in the equatorial Pacific with the rainfall anomalies over the global monsoon domain. Thus, one may plausibly assume that improved El Niño simulation entails more realistic monsoon precipitation in a model. To test this hypothesis, a scatter diagram of spatial similarity between the observation and model simulations is presented (Figure 7). The skill of global monsoon variability (PCC for PR EOF1, ordinate) is linearly related with that of tropical SST variability (PCC for SST MCA1, abscissa) with a regression coefficient of 0.51 (0.69 without one outlier at middle left) that is statistically significant with 99% confidence level. Thus the fidelity of the global monsoon rainfall indeed depends upon the reality of the tropical SST. For the MIROC simulations, for instance, the PCCs between the simulated and observed SST MCA1 are increased from MIROC3 (0.68 for MIROC3hi and 0.70 for MIROC3med, respectively) to MIROC5 (0.84). As a consequence, the PR EOF1 simulation of MIROC5 is improved remarkably to a PCC of 0.56 compared with that of the two MIROC3 versions, of which PCCs are below 0.25. Note also that applying an enhanced resolution results in an inappreciable difference between MIROC3med and MIROC3hi. These results once again reflect the importance of the advanced physical parameterization in a model.

b. Possible mechanism for the improved simulation of ENSO in MIROC5

On interannual timescale, the classical feedback described by Bjerknes is generally believed to regulate the state of the tropical Pacific and amplify incipient El Niño events (e.g. Collins et al. 2010). Thus in search of the underlying mechanism that is possibly responsible for the MIROC5's improvement in El Niño simulation, further analyses are made with particular focus on the Pacific Walker circulation as this zonally aligned overturning circulation is a key player not only for the initiation but also for the intensification of the positive feedback loop. Climatologically,

the upward motion of the Pacific Walker circulation along the equatorial plane is placed over the western Pacific and maritime continents, with a maximum over Indonesia (115° – 120° E) (Lau and Yang 2003). During El Niño, on the other hand, strong updraft prevails over the equatorial central Pacific, which induces a less-vigorous Walker circulation and hence intensifies the Bjerknes feedback. Here, we use precipitation averaged over 115° – 120° E (160° E– 200° E) and 5° S– 5° N as a proxy for the rising limb of the Pacific Walker circulation (ascending motion due to El Niño). This is because only divergent component of the tropical winds, which is basically driven by diabatic heating processes via the release of the latent heat to the atmosphere, is related to the overturning circulation.

Figure 8a shows lead-lag correlation coefficients of the monthly precipitation anomalies averaged over the maximum upward branch of the climatological Walker circulation with respect to the monthly Niño 3 index. Note that 3-month running average was applied prior to calculation. The de-correlation time for such smoothed timeseries is 9–10 month (figure not shown). Thus the effective degree of freedom is estimated as $360/9.5$ and a correlation of ± 0.31 reaches the 95% significance level based on *t*-test. In observation, the rising motion of the Walker circulation is generally negatively correlated with the Niño 3 index over a wide range of lead-lag times, with maximum correlation being appeared when the former leads by 1–2 months. The observed convective activity in response to anomalous SST warming is displayed in Figure 8b. Large positive rainfall anomalies are accompanied mostly by positive SST anomalies, indicating that the warmth of SST is of importance for the deep convection to occur. The implication of these results is that El Niño events are often triggered by the slowing down of the Walker circulation at rising branch and, once established, the convective activity over the central Pacific is a key to the amplification of the Bjerknes feedback. Obviously, the two versions of MIROC3 are skillless to mimic the initiation and intensification of the feedback loop; the correlation coefficients are insignificant at all lead-lag ranges (Figure 8a) and there is no sign of strong convection albeit the SST anomalies often reach up to 2° C (Figures 8d, 8e). In MIROC5, in comparison, the Bjerknes feedback appears to play a non-trivial role. The suppressed Walker circulation in association with the reduction of precipitation seems to be able to excite El Niño events with a reasonable realistic lead time (Figure 8a). Furthermore, enhanced deep convections tend to occur more frequently around 2° C warmth of SST (Figure 8c).

5. Concluding remarks

By using process- and feedback-based metrics, the present study casts light on the fidelity of the prime examples of the forced response (global monsoon), internal feedback process (El Niño), and their year-to-year coupling simulated by MIROC5 in comparison with its predecessor

having coarser and finer resolutions (MIROC3med and MIROC3hi, respectively) and the CMIP3 CGCMs.

MIROC3hi, the model with the highest resolution, reproduces better the domain and intensity of global monsoon precipitation when compared with MIROC3med, the model with the lowest resolution and sharing the same physical schemes with MIROC3hi. On the other hand, MIROC5, the model with moderate resolution but improved parameterizations, considerably outperforms the two versions of MIROC3 and is generally superior to the CMIP3 models in simulating global monsoon precipitation as well as circulations. This is the result of the overall improvement in the climatology of annual mean and the two components of annual cycle. Furthermore, the simulation of the year-to-year variability of global monsoon precipitation is improved substantially from MIROC3 to MIROC5. These are suggestive of the importance of continuously developing physical processes in a model.

Unlike observations, most CMIP3 CGCMs exhibit normally distributed El Niño, with SST asymmetry near zero in the tropical Pacific. The reality of the El Niño nonlinearity also remains unsatisfactory from MIROC3 to MIROC5. In the latter, however, the amplitude and periodicity of El Niño are improved to some degree.

The MCA reveals observational evidence of the salient interplay between El Niño and global monsoon precipitation on interannual time scale. Multi-model results indicate that such linkage is robust across the contemporary CGCMs and the reality of the spatial patterns of global monsoon rainfall significantly depends upon the reproducibility of the tropical SST distributions. In particular, MIROC5 simulates the spatial patterns of the interannual tropical SST swing quite realistically as compared with the old versions, which entails an improved simulation of year-to-year global monsoon precipitation. Better representation of El Niño and its teleconnection with global monsoon precipitation is likely ascribable to the newly incorporated cumulus convection scheme which enables MIROC5 to mimic the Bjerknes feedback loop to some extent through the strengthening of the convective activity over the equatorial central Pacific. The intensified convection is able to provide additional room to improve further the positive feedback process.

The better reproducibility of MIROC5 bodes well for its use of future climate projection. Though CGCMs have been extensively used to predict future climate changes, assessing the accuracy of the models' projection is hampered due to the limited knowledge of the highly complex climate system. Thus the fidelity of a CGCM's performance for current climate variations is alternatively considered a measure of its capability to project the future. In this context, near-term to century-long predictions of MIROC5, which are currently being undertaken, would be more reliable. Especially, the forthcoming international collaboration, such as CMIP5, calls for intergraded efforts from around the world to meet the need of both the scientific community and the

public. The results suggest that MIROC5 will be able to contribute to such efforts as a credible member.

Reference

1. Adler, R. F., G. J. Huffman, A. Chang, R. Ferraro, P. Xie, J. Janowiak, B. Rudolf, U. Schneider, S. Curtis, D. Bolvin, A. Gruber, J. Susskind, P. Arkin, and E. Nelkin, 2003: The version-2 global precipitation climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-present). *J. Hydrometeor.*, **4**, 1147-1167.
2. Trenberth, K. E., D. P. Stepaniak, and J. M. Caron, 2000: The Global monsoon as seen through the divergent atmospheric circulation. *J. Climate*, **13**, 3969-3993.
3. An, S.-I., and F. F. Jin, 2004: Nonlinearity and asymmetry of ENSO. *J. Climate*, **17**, 2399-2412.
4. An, S.-I., Y.-G. Ham, J.-S. Kug, F.-F. Jin, and I.-S. Kang, 2005: El Niño-La Niña asymmetry in the Coupled Model Intercomparison Project simulations. *J. Climate*, **18**, 2617-2627.
5. Chikira, M., 2010: A cumulus parameterization with state-dependent entrainment rate. Part II: Impact on climatology in a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 2194-2211.
6. Chikira, M., and M. Sugiyama, 2010: A cumulus parameterization with state-dependent entrainment rate. Part I: Description and sensitivity to temperature and humidity profiles. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 2171-2193.
7. Collins, M., S.-I. An, W. Cai, A. Ganachaud, E. Guilyardi, F.-F. Jin, M. Jochum, M. Lengaigne, S. Power, A. Timmermann, G. Vecchi and A. Wittenberg, 2010: The impact of global warming on the tropical Pacific and El Niño. *Nature Geosci.*, **3**, 391-397.
8. Guilyardi, E., A. Wittenberg, A. Fedorov, M. Collins, C. Z. Wang, A. Capotondi, G. J. van Oldenborgh, and T. Stockdale, 2009: Understanding El Niño in Ocean-Atmosphere General Circulation Models: Progress and challenges. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **90**, 325-340.
9. Jin, F.-F., S.-I. An, A. Timmermann, and J. Zhao, 2003: Strong El Niño events and nonlinear dynamical heating. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1120, doi:10.1029/2002GL016356.
10. Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S. K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino, and G. L. Potter, 2002: NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 1631-1643.
11. Lau K.-M., and S. Yang. 2003. Walker circulation. *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, J. R. Holton, J. A. Pyle and J. A. Curry, Eds., Academic Press, Elsevier Science, London, 2505-2510.
12. Lin, J.-L., 2007: Interdecadal variability of ENSO in 21 IPCC AR4 coupled GCMs. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L12702, doi:10.1029/2006GL028937.
13. Smith, T. M., R. W. Reynolds, T. C. Peterson, and J. Lawrimore, 2008: Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880-2006). *J. Climate*, **21**, 2283-2296.
14. Wang, B., H.-J. Kim, K. Kikuchi, and A. Kitoh, 2010: Diagnostic metrics for simulation of annual and diurnal cycles and Evaluation of the 20-km MRI/JMA GCM and IPCC models. *Climate Dyn.*, DOI 10.1007/s00382-010-0877-0.
15. Wang, B., J. Liu, H.-J. Kim, P. J. Webster, and T. A. Schroeder, 2011: Recent intensification of global monsoon precipitation. *Nature*, revised.
16. Wang, B., and Q. Ding, 2006: Changes in global monsoon precipitation over the past 56 years. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L06711, doi:10.1029/2005GL025347.
17. Wang, B., and Q. Ding, 2008: Global monsoon: Dominant mode of annual variation in the tropics. *Dyn. Atmos. Ocean*, **44**, 165-183.
18. Watanabe, M., M. Chikira, Y. Imada, and M. Kimoto, 2011: Convective control of ENSO simulated in MIROC. *J. Climate*, doi:10.1175/2010JCLI3878.1.
19. Watanabe, M., T. Suzuki, R. Oishi, Y. Komuro, S. Watanabe, S. Emori, T. Takemura, M. Chikira, T. Ogura, M. Sekiguchi, K. Takata, D. Yamazaki, T. Yokohata, T. Nozawa, H. Hasumi, H. Tatebe, and M. Kimoto, 2010: Improved climate simulation by MIROC5: Mean states, variability, and climate sensitivity. *J. Climate*, **23**, 6312-6335.
20. White, H. G., 1980: Skewness, kurtosis and extreme values of Northern Hemisphere geopotential heights. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1446-1455.

20. Wilks, D. S., 1995: Statistical method in Atmospheric Sciences. *International geophysics Series*, **59**, Academic Press.

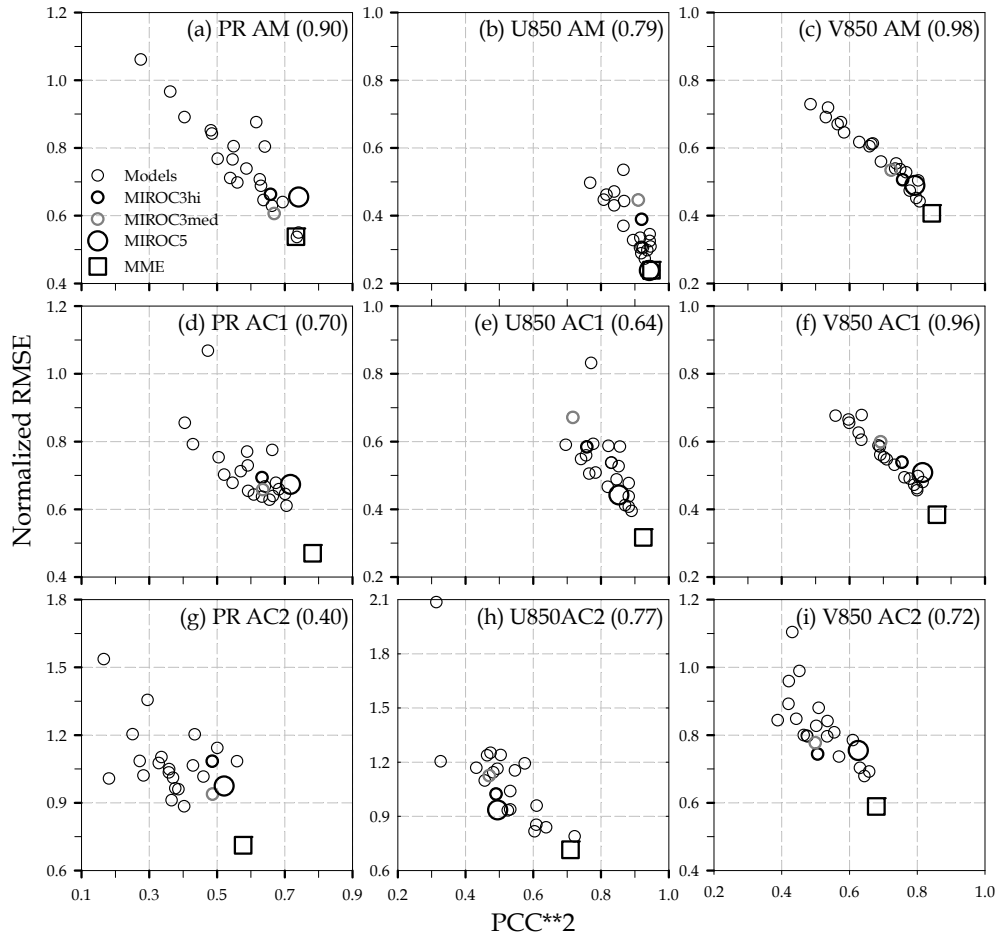


Figure 1. CGCMs' performances on the annual climatology of precipitation (left), zonal wind (middle), and meridional wind (right). The abscissa and ordinates are square of pattern correlation coefficient and domain-averaged RMSE, respectively, normalized by the observed spatial standard deviation. The numbers in parenthesis indicate linear regression coefficients.

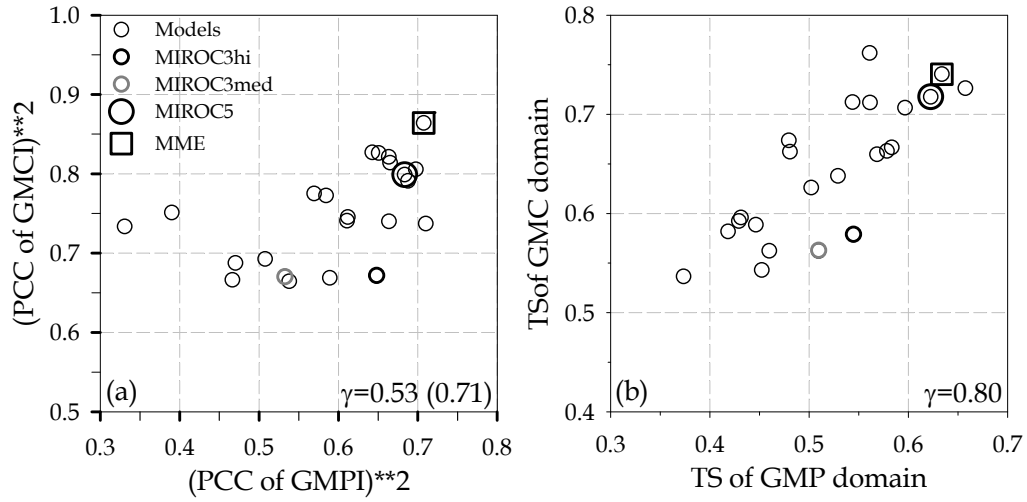


Figure 2. CGCMs' performance on the climatological global monsoon index (a) and domain (b). (a) Square of PCCs of global monsoon precipitation index (abscissa) versus global monsoon circulation index (ordinate). (b) Threat scores of global monsoon precipitation domain (abscissa) versus global monsoon circulation domain (ordinate). The regression coefficient is shown in lower-right corner of each panel.

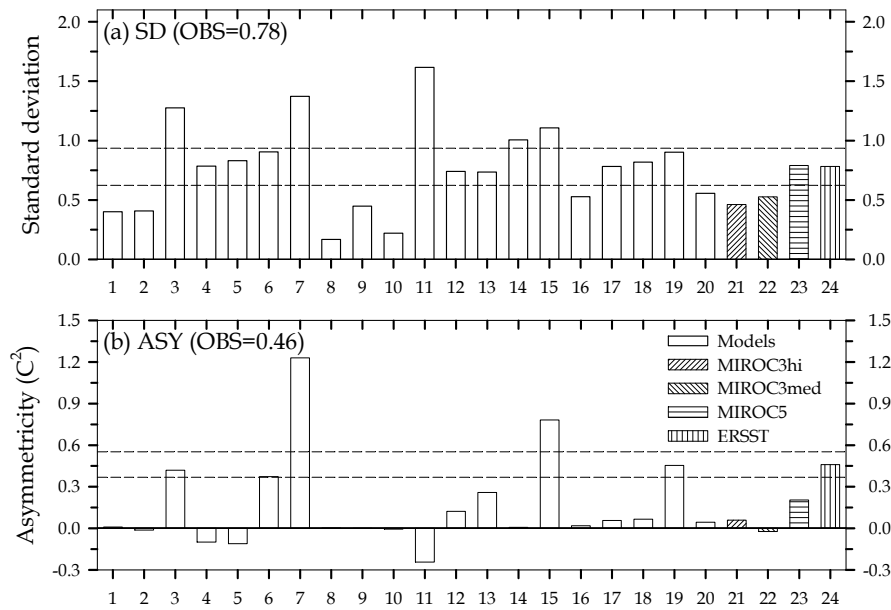


Figure 3. (a) Standard deviation and (b) asymmetry ($^{\circ}\text{C}^2$) of the monthly Niño 3 index. The $\pm 20\%$ limits of the observed value are denoted by dashed lines.

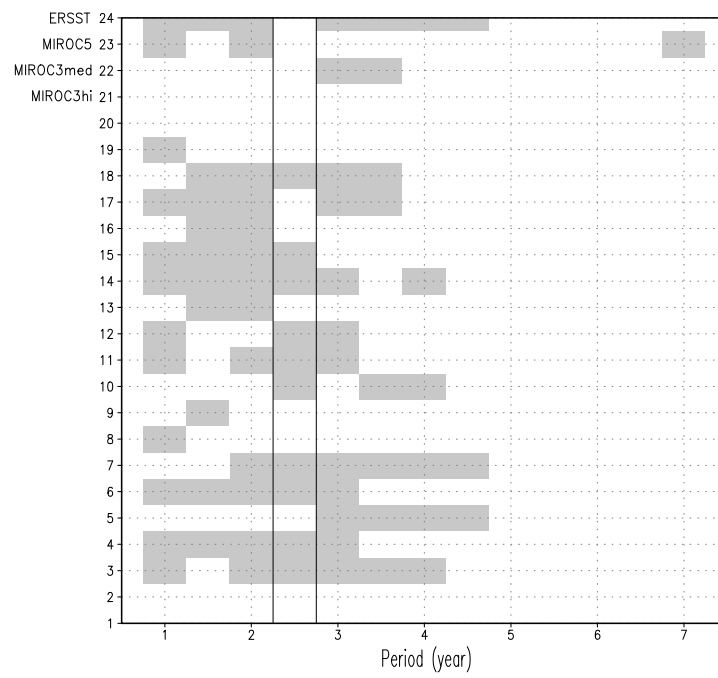


Figure 4. Dominant periods of the monthly Niño 3 index. Periods that pass the red noise test with 95% confidence level are plotted.

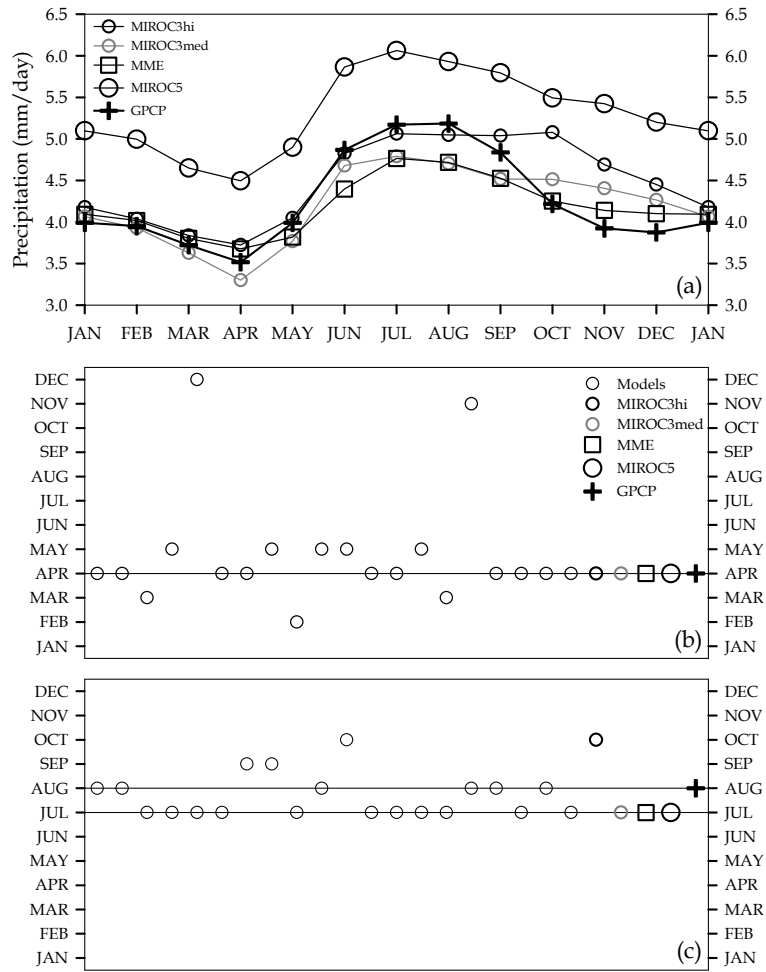


Figure 5. (a) Climatological annual cycle of precipitation averaged over the observed global monsoon domain. (b)-(c) Scatter diagrams for the month of the minimum and maximum precipitation.

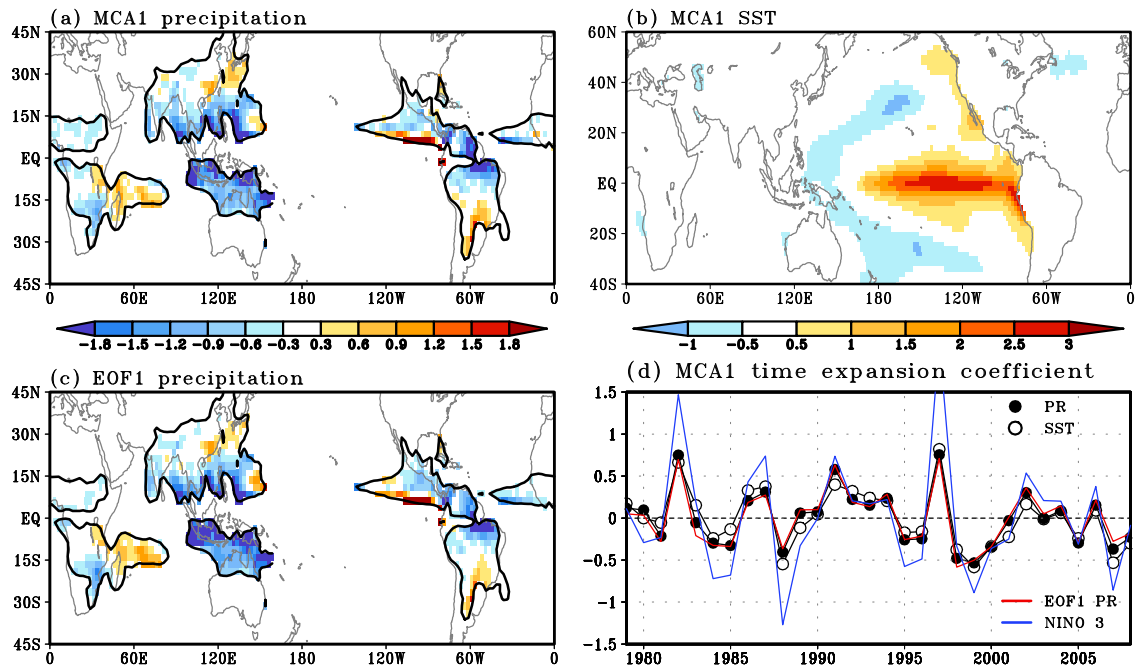


Figure 6. The leading mode of monsoon precipitation and SST obtained from the MCA and EOF analyses. Shown are the spatial patterns of (a) global monsoon precipitation and (b) SST obtained from the MCA, (c) global monsoon precipitation obtained from the EOF, and (d) corresponding time expansion coefficients. For comparison, the Niño 3 SST anomaly averaged over the monsoon year is shown in panel (d). The data period is 1979-2008.

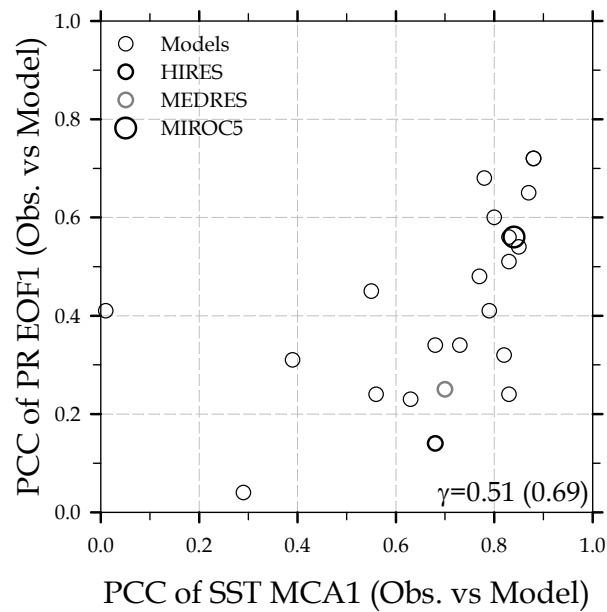


Figure 7. Spatial similarity of tropical SST and global monsoon precipitation.

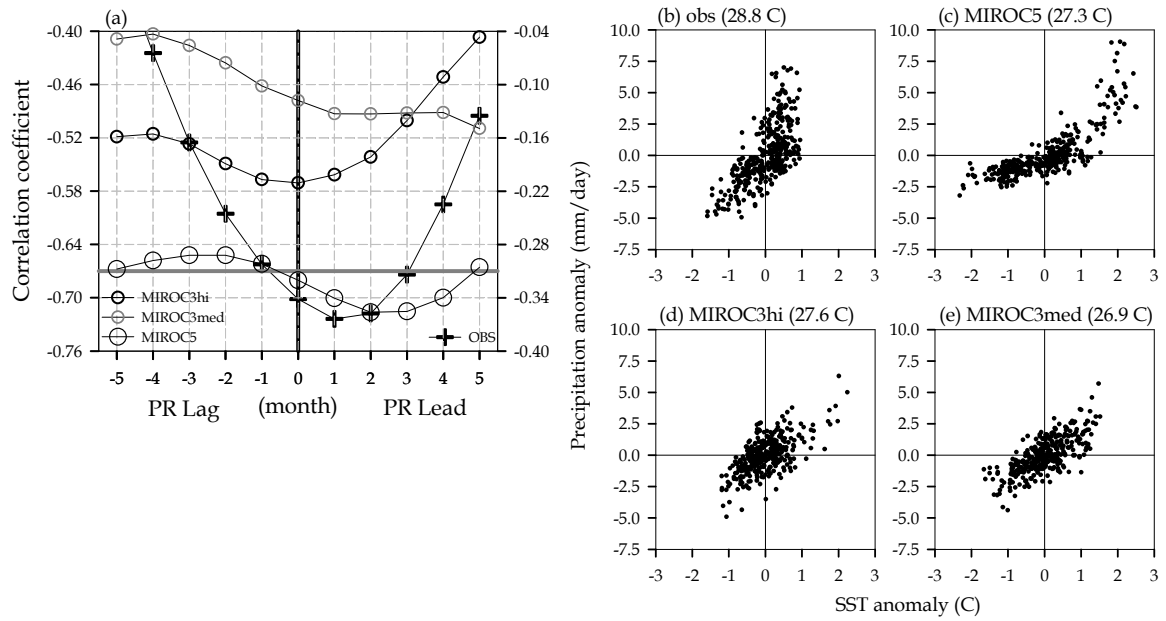


Figure 8. (a) Lead-lag correlation coefficients of the monthly precipitation anomalies averaged over the maximum upward branch of the climatological Walker circulation (115° - 120° E, 5° S- 5° N) with respect to the monthly Niño 3 index obtained from the observations (scale on the left) and MIROC simulations (scale on the right). Note that 3-month running average is applied prior to calculation. Horizontal gray line denotes the 95% confidence level with scale on the right. (b)-(e) Scatter plots of monthly SST and precipitation averaged over the equatorial central Pacific (160° E- 200° E, 5° S- 5° N) for (b) observation, (c) MIROC5, (d) MIROC3hi, and (e) MIROC3med, respectively. Numbers in parenthesis indicate climatological mean SST averaged over the analysis domain.

III-1-2 シナリオ班

実施機関：国立環境研究所

担当責任者：野沢 徹

a. 要約

国際共同実験 CMIP5 プロトコルに準拠した近未来予測実験を行うため、太陽活動や大規模火山噴火、温室効果ガス、エアロゾル、オゾン、土地利用変化などさまざまな気候変動要因データを整備した。また、高解像度大気海洋結合気候モデルを改変し、これら気候変動要因の影響を考慮した近未来予測実験を行った。整備した気候変動要因データを旧モデルに与えた 20 世紀気候再現実験を行い、気候変動要因データの変更に伴うインパクトを調べた結果、全球年平均気温への影響は必ずしも大きくないことが分かった。

b. 研究目的

高解像度大気海洋結合気候モデルを用いて、2030 年程度までの近未来の気候変化予測実験を実施するために、エアロゾルや大気化学過程などを中心としたモデル構成要素案を策定する。また、20 世紀後半以降の各種気候変化要因のデータの整備および気候モデルへの組み込み・調整を行うとともに、実験の初期値化・不確実性評価法について検討する。

c. 研究計画、方法、スケジュール

気候モデルによる近未来予測実験の不確実性評価に資するために、既存の気候変化要因データについてさまざまな情報を収集して比較・検討するとともに、データを整備する。一方で、国際的な動向も注視しつつ、実験に用いる気候モデルのスペックやモデルに取り込む気候変化要因、初期値化などの、近未来予測実験のフレームワークを策定する。そののち、気候モデルに調整を施した上で、2030 年程度までの近未来予測実験を実施し、不確実性の評価など、得られた結果の解析を行う。

d. 平成 23 年度研究計画

旧モデルを用いた感度実験を継続し、アンサンブル数を増やす実験や実験条件を変えた対照実験を行う。次期 IPCC 報告書に向けた近未来予測実験で用いた気候変動要因(フォーシング)データのインパクトを調査し、得られた結果を国内外の学会において発表するとともに、そこでの議論を通して、フォーシングの違いに起因する不確実性を検討する。

e. 平成 23 年度研究成果

前年度に引き続いて CMIP5 推奨の気候変動要因データを旧モデルに与えた 20 世紀気候再現実験 (CMIP5 実験) を行い、気候変動要因データの変更に伴うインパクトを調べた。全球年平均地上気温の経年変化には、CMIP5 実験と CMIP3 実験 (従来の気候変動要因データを与えた実験) の間で顕著な差異は認められなかったものの、1950 年代後半～1980 年代前半にかけては、CMIP5 実験の方が低温傾向にあることが分かった。一方で、1951～2005 年における地上気温トレンドの地理分布には、CMIP5 実験と CMIP3 実験では大きな差異は認められず、20 世紀後半においては、気候変動要因データの変更に伴う気候影響はあまり大きくないことが示唆された。

f. 考察

20 世紀後半に関しては、新旧の気候変動要因データで対流圏エアロゾル排出量の経年変化に比較的大きな違いがあり、これによって 1950 年代後半～1980 年代前半の全球年平均気温に差異が認められたと思われる。このことは、対流圏エアロゾルのみを考慮した 20 世紀気候再現実験の比較においても確認された。一方で、1951～2005 年における地上気温トレンドの地理分布には、CMIP5 実験と CMIP3 実験では大きな差異は認められなかった。この原因は必ずしも明確ではないが、直近の 20～30 年間の温室効果ガス濃度の上昇率が比較的大きく、対流圏エアロゾルによる気候応答が温室効果ガスによる気候応答に隠されてしまっていることも考えられる。

g. 引用文献

以下の詳細報告中に記載する。

h. 成果の発表（顕著な成果を抜粋）

❖ 論文(受理・印刷済み)

1. Kawase, H., T. Takemura, and T. Nozawa, 2011: Impact of carbonaceous aerosols on precipitation in tropical Africa during the austral summer in the twentieth century, *J. Geophys. Res.*, 116, D18116, doi:10.1029/2011JD015933.
2. Abe, M., H. Shiogama, T. Nozawa, and S. Emori, 2011: Estimation of future surface temperature changes constrained using the future-present correlated modes in inter-model variability of CMIP3 multimodel simulations, *J. Geophys. Res.*, 116, D18104, doi:10.1029/2010JD015111.
3. Masui, T., K. Matsumoto, Y. Hijioka, T. Kinoshita, T. Nozawa, S. Ishiwatari, E. Kato, P.R. Shukla, Y. Yamagata, and M. Kainuma, 2011: An emission pathway for stabilization at 6 Wm⁻² radiative forcing, *Climatic Change*, 100, 59-76.
4. Watanabe, S., K. Sudo, T. Nagashima, T. Takemura, H. Kawase, and T. Nozawa, 2011: Future projections of surface UV-B in a changing climate, *J. Geophys. Res.*, 116, D16118, doi:10.1029/2011JD015749.

❖ 論文(投稿中)

1. Shiogama, H., D.A. Stone, T. Nagashima, T. Nozawa, and S. Emori, 2012: On the linear additivity of climate forcing-response relationships at global and continental scales. *Int. J. Climatol.*, submitted.

❖ 口頭発表

1. Abe, M., H. Shiogama, T. Yokohata, S. Emori, and T. Nozawa, 2011: Response of precipitation over land to solar forcing and CO2 forcing. 2011 International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG) General Assembly, Melbourne, Australia.
2. Abe, M., H. Shiogama, T. Yokohata, T. Nozawa, and S. Emori, 2011: Effect of change in stomatal conductance on precipitation response to CO2 instantaneous forcing. American Geophysical Union (AGU) Fall Meeting 2011, December 5-9, San Francisco, USA.
3. 阿部 学, 塩竈秀夫, 横島徳太, 野沢徹, 江守正多, 2011: CO2 の瞬時強制による降水量変化に対する気孔コンダクタンス変化の効果. 2011 年日本気象学会秋季大会, 名古屋.

Ⅲ-1-2-1 気候変動要因データの整備およびその影響評価

野沢 徹 （国立環境研究所 地球環境研究センター気候モデリング・解析研究室・室長）

(1) はじめに

高解像度大気海洋結合気候モデルを用いて、2030 年程度までの近未来における気候変化予測実験を行うためには、温室効果ガス濃度などのさまざまな気候変動要因に関するデータが必要となる。このため、さまざまな気候変動要因に関するデータを整備するとともに、それらの気候影響を取り込めるように高解像度大気海洋結合気候モデルを改変した。整備した気候変動要因データは、基本的には、気候モデル相互比較プロジェクト（5th phase of the Coupled Model Intercomparison Project: CMIP5）により推奨されたデータを用いているが、これらのデータの一部は、CMIP3 で実施した過去再現および将来予測実験（Nozawa et al., 2007）で用いたものとは大きく異なっている。このような気候変動要因データの変更に伴うインパクトを調べるため、旧モデル（MIROC3.2 の中解像度版）に新たに整備した気候変動要因データを与えた 20 世紀気候再現実験を行った。

(2) 新たに整備した気候変動要因データの特徴

CMIP5 により推奨された気候変動要因データには、従来のもものと比較して、対流圏エアロゾル排出量に比較的大きな違いがある。従来、対流圏エアロゾル排出量はそれぞれの気候モデルグループの裁量に任されてきたが、CMIP5 では、国際コミュニティが作成した排出量データ（Lamarque et al., 2010）の利用が推奨された。硫酸エアロゾルについては、全球積算排出量としては、MIROC3.2 の CMIP3 実験で用いていたものと比較しておよそ 2 倍に増加している。一方、黒色炭素（BC）については、全球積算値として 1/2 程度以下に減少している。これらの経年変化としては、特に 1950 年以降の差異が大きい。

(3) 気候変動要因データの変更に伴う気候影響の違い

図 1 は、MIROC3.2 中解像度版を用いた 20 世紀気候再現実験における全球年平均地上気温の経年変化を示す。細い薄青線および薄赤線はそれぞれ CMIP3 および CMIP5 実験（10 メンバーの初期値アンサンブル）、太い青線および赤線はアンサンブル平均を示す。どちらの結果も基本的には観測とほぼ同等の経年変化を示しているが、1950 年代後半から 1980 年代前半にかけては、CMIP5 実験の方が低温傾向にある。対流圏エアロゾルに関しては、特に排出量や濃度の地理分布も重要なポイントとなるため、長期変化傾向の地域的な差異についても比較・検討した（図 2）。その結果、1951～2005 年における地上気温トレンドの地理分布には、CMIP5 実験と CMIP3 実験では大きな差異は認められず、20 世紀後半においては、気候変動要因データの変更に伴う気候影響はあまり大きくないことが示唆された。

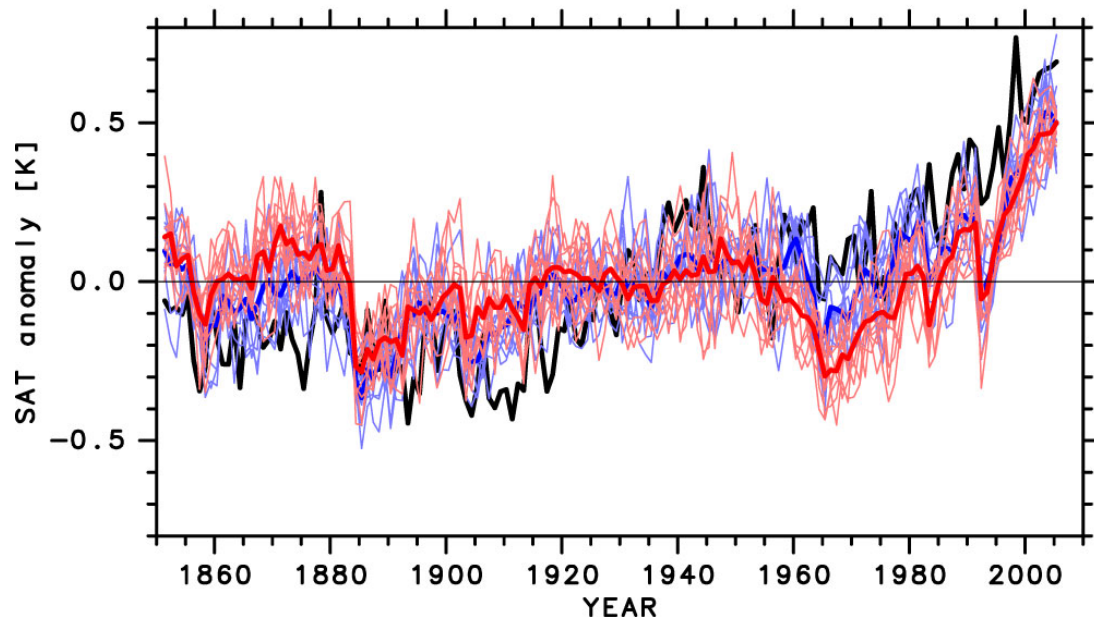


図 1: 旧モデル (MIROC3.2 中解像度版) を用いた 20 世紀気候再現実験における全球年平均地上気温の経年変化。1850~2000 年の平均値からの差として表している。単位は K。黒線は観測値 (HadCRUT3)、薄青線は旧フォーシングを用いた場合 (10 メンバーの初期値アンサンブル、太青線はアンサンブル平均)、薄赤線は新フォーシングを用いた場合 (10 メンバーの初期値アンサンブル、太赤線はアンサンブル平均) をそれぞれ示す。

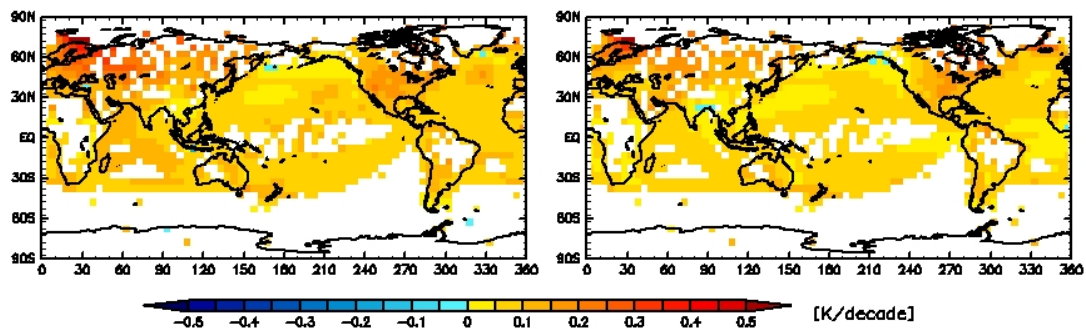


図 2: 20 世紀後半以降 (1951~2005 年) の年平均地上気温の線形トレンドの地理分布。単位は K/10 年。(a) CMIP5 実験、(b) CMIP3 実験による実験結果 (いずれも 10 メンバーの初期値アンサンブル平均)。

引用文献

1. Lamarque et al. (2010), Historical (1850–2000) gridded anthropogenic and biomass burning emissions of reactive gases and aerosols: methodology and application. Atmos. Chem. Phys. Discuss., 10, 4963–5019.
2. Nozawa et al. (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, CGER, NIES, Japan. 93 pp.

III-1-2-2 MIROC5 の 20 世紀再現実験におけるピナツボ火山噴火に対する気温 応答の再現性

阿部 学 （国立環境研究所地球環境研究センター気候変動リスク評価研究室・特別研究員）

(1) はじめに

気候モデルの 20 世紀再現実験における自然の制約条件は、太陽活動変動と大規模な火山噴火である。不定期におこる火山噴火により、20 世紀には明瞭な地表面気温の低下や成層圏の気温上昇が起こった。したがって、20 世紀再現実験の気候変動において、火山噴火の気候応答の再現性は、気候モデルの再現性能を測る上で重要である。

20 世紀の再現実験では、火山噴火による成層圏への火山性エアロゾルを外部から入力することで、火山噴火の影響を考慮している。AR5 用実験では AR4 用実験とは異なる入力方法を用いて、再現実験を行った。

ここでは、AR5 向けの 20 世紀再現実験における火山噴火の気温変化の再現性を評価する。また、客観解析データの信頼性を考慮し、1991 年 6 月のピナツボ火山噴火による応答を評価の対象とする。

(2) モデルと火山性エアロゾルデータ

今回利用した気候モデルは、MIROC5 (Watanabe et al. 2010) である。20 世紀再現実験では、太陽活動、エアロゾル、火山噴火などの制約条件を与え、1850-2008 年までの再現実験を行った。実験に用いた火山噴火による成層圏エアロゾルの光学的厚さ変化量のデータは、ゴダード宇宙航空研究所 (GISS) のグループが作成した、150 年分の時系列データである (Sato et al. 1993, Hansen et al. 2002)。このデータは緯度帯別データである。また、高度 15-35km を 5km 間隔に分けた 4 層各層ごとのデータがある。実験においては、これらのデータをモデルの対応する緯度・高度に入力した。

評価した実験は、20 世紀再現実験の初期値の異なる 3 つのアンサンブルラである。それぞれを run01、run02、run03 と呼ぶ。その他の制約条件は CMIP5 の 20 世紀再現実験の方法に従う。

再現性評価のための現実的なデータとして、ヨーロッパ中期予報センター (ECMWF) 作成の客観解析データ (ERA40) の気温データを用いた。また、比較のために、AR4 時の MIROC3 の中解像度版による 20 世紀実験のアンサンブルランのうちの 1 つの結果も示す。

(3) 結果

地表気温の応答

図 1 に全球平均した年平均地表気温の時系列を示す。時系列は噴火の前年 1990 年の平均からの偏差として示している。run03 以外では、気温は 1991 年以降は負になり、その後低下している。気温が最も低下したのは噴火の翌年の 1992 年であり、1990 年と比べて約 $0.3\text{--}0.35^{\circ}\text{C}$ 低くなっている。実験間で気温低下の幅はあるが run03 を除けば同程度であり、ピナツボ火山の噴火に対する地表気温の応答はよく再現されている。一方、run03 は他の run とは大きく異なる。1991 以降、気温の低下は見られず、逆に気温上昇が起こり、1994 年以降は、他の run と同程度の上昇傾向に移る。run03 の 1991 年から 1993 年が 1990 年に比べて地表気温が上昇しない理由は顕著なエルニーニョが起こっていたためと考えられる。また、大気上端の全球平均した短波放射量と長波放射量を地表気温同様に時系列で示して確認した。短波放射量は、下向きを正とした場合、1991 年から 1992 年に減少する、1993 年以降は増加しはじめ、1996 年以降は顕著な増加がなくなる。これは、火山噴火により短波放射が反射され短波放射量が減少したためである。また、長波放射量は、下向きを正とした場合、1991 年から 1992 年に減少し、1993 年以降は増加しはじめめる。これは地表気温の低下と成層圏下層で長波による加熱が生じたために、地球から放出される長波放射量が減少した。

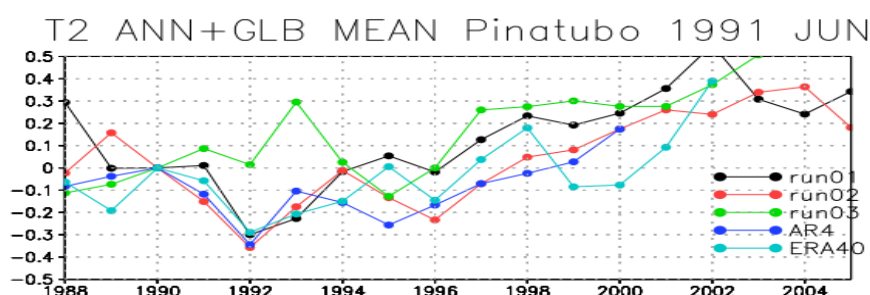


図 1 全球平均した年平均気温の 1990 年からの偏差の時系列

成層圏下部—対流圏上部の気温の応答

図 2 に全球平均した、30,50,100 hPa の気温偏差の時系列を示す。気温偏差は 1970-2008 年までの平均的な季節変化を取り除き、1991 年 5 月からの差として示している。

30 hPa の気温上昇は、ERA40 に比べると遅れて生じていることが特徴的である。そのため、1991 年の間、ERA40 と実験の間に顕著な違いが見られる。しかし、1992 年になってから、モデルの気温偏差は ERA40 と同程度の値を示している。また、50hPa の気温偏差は AR4 時の実験と比べると大きく異なり、今回の実験のほうが ERA40 と同程度の気温偏差であり、AR4 時の気温上昇の過大評価が改善されている。しかし、30hPa の気温偏差に見られるのと同様に、噴火直後の気温上昇が、ERA40 に比べると緩やかであるために、

1991 年の噴火直後の気温上昇の再現性が低い。さらに、1992 年の前半においても ERA40 との差が顕著であり、ERA40 に比べると気温低下も緩やかである。

噴火後の 100hPa の気温上昇は、AR4 時の実験では気温上昇が過小評価されているのに比べると、ERA40 と同程度の気温上昇を示しており、改善されている。

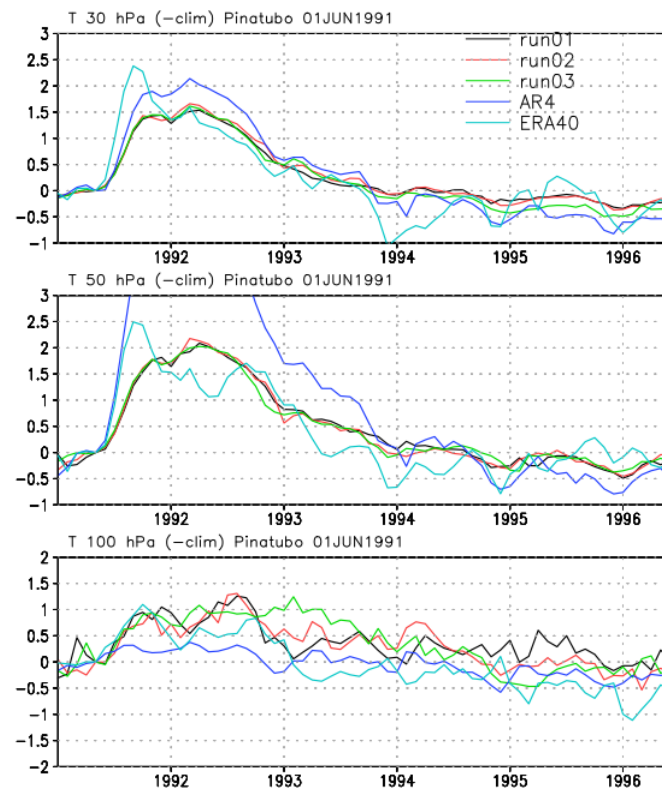


図2 1991 年 5 月からの気温偏差の時系列。上) 30 hPa、中) 50 hPa、下) 100 hPa。

(4) まとめ

気候モデル・MIROC5 を用いた 20 世紀再現実験におけるピナツボ火山噴火に対する気温応答について調べた。地表気温の応答において、アンサンブル間の違いはあるが、1 つのアンサンブル実験を除いて、現実的な気温低下応答が起こっていた。一方で、エルニーニョにより火山噴火による明瞭な気温低下が打ち消されている実験結果もあることから、内部変動の影響が大きく、再現性にも影響を与えることも示されている。成層圏下部から対流圏上部の気温の応答は、AR4 時の実験に比べると大きく改善されている。特に、50hPa にみられた顕著な気温上昇は ERA40 にみられるような現実的な量と同程度になった。しかしながら、噴火直後の気温上昇率が小さいために、1991 年の噴火直後の気温上昇の再現性は低い。

AR4時に比べると、火山性エアロゾルの光学的厚さ変化量の新たな入力方法により、火山噴火による気温応答の再現性は改善されている。

引用文献

1. Hansen, J., M. Sato, L. Nazarenko, R. Ruedy, A. Lacis, D. Koch, I. Tegen, T. Hall, D. Shindell, B. Santer, P. Stone, T. Novakov, L. Thomason, R. Wang, Y. Wang, D. Jacob, S. Hollandsworth, L. Bishop, J. Logan, A. Thompson, R. Stolarski, J. Lean, R. Willson, S. Levitus, J. Antonov, N. Rayner, D. Parker, and J. Christy, (2002) Climate forcings in Goddard Institute for Space Studies SI2000 simulations. *J. Geophys. Res.*, 107, no. D18, 4347, doi:10.1029/2001JD001143.
2. Sato, M., J.E. Hansen, M.P. McCormick, and J.B. Pollack, (1993), Stratospheric aerosol optical depth, 1850-1990. *J. Geophys. Res.* 98, 22987-22994.
3. Watanabe, M., T. Suzuki, R. O'ishi, Y. Komuro, S. Watanabe, S. Emori, T. Takemura, M. Chikira, T. Ogura, M. Sekiguchi, K. Takata, D. Yamazaki, T. Yokohata, T. Nozawa, H. Hasumi, H. Tatebe, and M. Kimoto, (2010), Improved Climate Simulation by MIROC5: Mean States, Variability, and Climate Sensitivity. *J. Climate*, 23, 6312–6335. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2010JCLI3679.1>

III-1-3 高解像度班

実施機関：海洋研究開発機構・地球環境変動領域

担当責任者：江守正多

a. 要約

IPCC AR5 に向けた高解像度近未来予測実験を終了した。予測信頼度の向上のため、アンサンブル数を増やす実験を実施した。

b. 研究目的

高解像度大気海洋結合大循環モデルを開発し、近未来予測実験を行う。当班では、高解像度モデルの開発、調整、および実験の実施等を行う。

c. 研究計画、方法、スケジュール

これまでに東京大学気候システム研究センター（2010 年 4 月より大気海洋研究所）、国立環境研究所、海洋研究開発機構地球環境変動領域が共同して開発してきた大気海洋結合気候モデルを高精度、高解像度化して、2030 年程度までの近未来の気候変化の予測実験を行う。研究第 1, 2 年度において、新モデルを構築し、第 3 年度以降に本番実験を行う。研究開発は、他班、本計画内の他課題と有機的に連携して行う。

d. 平成 23 年度研究計画

IPCC AR5 に向けた高解像度近未来予測実験を行う。平成 22 年度までに行った実験のアンサンブル数を増やす実験を行い、事後予測、将来予測の解析を電子計算機を整備し行う。また、影響評価研究に実験データを提供する。これらにより、近未来の予測可能性について、極端現象も視野に入れた知見を得る。

e. 平成 23 年度研究成果

IPCC AR5 に向けた高解像度近未来予測実験を終了した。予測信頼度の向上のため、アンサンブル数を増やす実験を実施した。事後予測、将来予測の解析は電子計算機を整備し行った。データ統合・解析システム(DIAS)のサーバ等を通じて影響評価研究グループに実験データを提供した。高解像度化により、最低気温、積雪等について日本の地形を反映した近未来予測結果が得られることが確認された。

f. 考察

高解像度実験は多大な計算資源を要するため、モデルの調整、初期値化法、アンサンブル生成法の検討は慎重を期して行われた。とくに新地球シミュレータでの計算効率向上にも努めた。MIROC4 高解像度大気海洋結合モデルは、大気約 60 km、海洋 20-30km の解像度を持ち、次期 IPCC 評価報告書の近未来予測実験においても有数の高解像度モデルである。高解像度での海洋観測データの同化は、モデルで生成される中規模渦を保存させる eddy conserving 法を開発し、適用することとした。近未来予測実験の結果は、おおむね良好で太平洋、大西洋で観測データによる初期値化のインパクトが見られたが、前年度までの研究で、アンサンブル数が少ないため予測精度が過小評価される可能性が指摘されたのでアンサンブル数を増やす実験を追加した。

g. 引用文献

以下の詳細報告中に記載する。

h. 成果の発表（顕著な成果を抜粋）

❖ 論文(受理・印刷済み)

1. Imada, Y. and M. Kimoto, 2012: Parameterization of tropical instability waves and examination of their impact on ENSO characteristics. *J. Climate*, in press.
2. Imada, Y., M. Kimoto, and X. Chen, 2011: Impact of atmospheric mean state on tropical instability wave activity, *J. Climate*, in press.
3. Komuro, Y., T. Suzuki, T. T. Sakamoto, H. Hasumi, M. Ishii, M. Watanabe, T. Nozawa, T. Yokohata, T. Nishimura, K. Ogochi, S. Emori, and M. Kimoto, 2011: Sea-ice in twentieth-century simulations by new MIROC coupled models: a comparison between models with high resolution and with ice thickness distribution. *JMSJ Special issue on the recent development on climate models and future climate projections*, in press.

❖ 論文(投稿中)

1. Sakamoto, T. T., Y. Komuro, T. Nishimura, M. Ishii, H. Tatebe, H. Shiogama, A. Hasegawa, T. Toyoda, M. Mori, T. Suzuki, Y. Imada, T. Nozawa, K. Takata, T. Mochizuki, K. Ogochi, S. Emori, H. Hasumi, and M. Kimoto, 2011: MIROC4 - a new high-resolution atmosphere-ocean coupled general circulation model. *JMSJ Special issue on the recent development on climate models and future climate projections* (submitted).

❖ 口頭発表

1. 小室 芳樹, 2011: MIROC の現状と極域再現性. 2011 年春季極域寒冷域研究連絡会 2011.5.20, 日本気象学会 2011 年度春季大会研究会.
2. 建部洋晶, 黒木聖夫, 坂本天, 鈴木立郎, 田中幸夫, 羽角博康, 望月崇, 石井正好, 木本昌秀, 2011: 高解像度気象モデルによる黒潮続流十年規模変動予測と結合ネストモデルの開発. 海洋学会 2011 年秋季大会. 九州大学, 平成 23 年 9 月 26 日～9 月 30 日.
3. 望月崇, 石井正好, 木本昌秀, 建部洋晶, 近本喜光, 小室芳樹, 坂本天, 2011: 高解像度大気海洋結合モデル MIROC4 を用いた近未来気候変動予測実験. 2011 年度日本海洋学会春季大会.
4. Komuro, Y., T. Suzuki, M. Ishii, M. Watanabe, T. Yokohata, T. Ogura, H. Hasumi, S. Emori, and Masahide Kimoto, 2011: Arctic Sea-Ice Decline Simulated in an Atmosphere-ice-ocean Coupled Model MIROC5. IUGG 2011, 28 June – 7 July 2011, Melbourne, Australia.
5. Komuro, Y., T. T. Sakamoto, T. Suzuki, H. Hasumi, M. Ishii, M. Watanabe, T. Nozawa, T. Yokohata, T. Nishimura, K. Ogochi, S. Emori, M. Kimoto, 2011: Team MIROC: Sea-ice climatology and trends in twentieth-century simulations by new MIROC coupled models. WCRP OSC Climate Research in Service to Society, 24-28 October 2011, Sheraton Denver Downtown Hotel, Denver, CO, USA.
6. Mochizuki, T., M. Kimoto, M. Ishii, H. Tatebe, Y. Chikamoto, Y. Komuro, and T. T. Sakamoto, 2011: Decadal prediction using a high-resolution global climate model, International Union of Geodesy and Geophysics XXII (IUGG 2011), 28 June – 7 July 2011, Melbourne, Australia.
7. Mochizuki, T., M. Kimoto, M. Ishii, H. Tatebe, Y. Komuro, and T. T. Sakamoto, 2011: Decadal prediction in the Pacific using a high resolution climate model, European Geophysical Union (EGU) General Assembly 2011, 3-8 April 2011, Wien, Austria.
8. Mori, M., M. Kimoto, M. Watanabe, Y. Chikamoto, T. Mochizuki, and T. Sakamoto: Summertime blocking and Rossby wave breaking in a high-resolution GCM. International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG) 2011, Melbourne, Jun 2011.
9. Sakamoto, T. T., Y. Komuro, T. Nishimura, M. Ishii, H. Tatebe, H. Shiogama, A. Hasegawa, T. Toyoda, M. Mori, T. Suzuki, Y. Imada, T. Nozawa, K. Takata, T. Mochizuki, K. Ogochi, S. Emori, H. Hasumi, M. Kimoto, 2011: Team MIROC: MIROC4h - a new high-resolution atmosphere-ocean coupled general

- circulation model. WCRP OSC Climate Research in Service to Society, 24-28 October 2011, Sheraton Denver Downtown Hotel, Denver, CO, USA.
10. Sakamoto, T.T., Y. Komuro, H. Tatebe, M. Ishii1, T. Mochizuki, M. Mori, Y. Chikamoto, Y. Imada, H. Shiogama, T. Suzuki, T. Nozawa, and M. Kimoto, 2011: Reproducibility and predictability of decadal climate variations in MIROC. 3rd International Workshop on Global Change Projection: Modeling, Intercomparison, and Impact Assessment" jointly with "4th International Workshop on KAKUSHIN Program.

III-1-3-1 熱帯不安定波のパラメタリゼーションの開発、及びその手法が ENSO に与える影響

今田 由紀子（東京工業大学 大学院情報理工学研究科 研究員）

木本 昌秀（東京大学大気海洋研究所 教授）

年の後半にかけて熱帯東太平洋の冷舌北側に発達する熱帯不安定波（TIWs）は、この付近の強い南北密度勾配に伴う傾圧不安定、及び赤道海流に伴う強い南北シアによる傾圧不安定を起源として発達する。TIWsに伴う南向きの熱フラックスは、赤道域の湧昇による冷却効果の数割を打ち消す働きをしていることから、多くの研究者の注目を集めてきた。近年の研究（An 2008）では、TIWsが ENSO の非対称性に影響を与えることを提唱しているが、大気海洋結合モデル（AOGCM）を用いて検証した例はこれまでにない。本研究では、本来 TIWs を再現する解像度を持たない中解像度の AOGCM MIROC（大気解像度は T42、鉛直 40 層、海洋解像度は水平 1.4~1 度、鉛直 48 層）に、独自で開発した TIWs のパラメタリゼーション（baroclinic eddy に伴う熱フラックスの影響を表現するスキーム）を導入して 100 年の積分を行い、再現される ENSO の特徴がどのように変化するかを調べた。

TIW スキームを導入することで、ENSO が発達する領域において skewness が増加（エルニーニョがラニーニャに比べて大規模化）し、観測により近い分布になった。これは、ラニーニャ（エルニーニョ）時には南北の温度勾配が増加（減少）するため TIWs が活発（不活発）になり、ENSO に対する damping が強く（弱く）なる結果であると考えられ、An (2008) の説を裏付ける結果となった。

更に、ENSO の発達衰退にも影響が現れた。ENSO の位相変化を維持するメカニズムとして、温度躍層に沿って偏差が発達する Thermocline モードと海面付近で発達する SST モードが知られているが、TIWs の影響が考慮されたことで、躍層に沿った年々変動がより強化されるという結果が得られた。これは、スキームの導入が赤道域の平均場の温度成層に影響を与え、温度躍層における温度勾配が急になったことが理由の一つである。一方、海洋内部の変動の増大に比べて東太平洋海面付近の偏差の変化は小さく、TIWs による ENSO 偏差の damping がこの付近で最大となることがその原因であると考えられる。以上の結果から、TIWs が SST モードを抑制し Thermocline モードを促進する働きをすることが示唆された。また、導入前の ENSO 周期は、観測に比べて過小評価気味であったが、TIWs の影響を考慮したことで周期が増加する結果となった。これは、一般的に周期が長いとされる Thermocline モードが強化されたこと、また、TIWs に伴う熱フラックスが基本場の温度躍層の構造に影響を与えたことで、赤道ロスビー波の位相速度が変化したことなどが原因であると考えられる。

観測では、20 世紀後半に ENSO の非対称性が増大したこと知られている。また、同時期の海水温の変化傾向は、TIWs が同時期に活発化していた可能性を示していることから、ENSO の長周期の変調に対して TIWs が重要な役割を担っている可能性が示唆された。

Parameterization for tropical instability waves and its impact on ENSO characteristics

Yukiko Imada and Masahide Kimoto

1. Introduction

Tropical instability waves (TIWs) are observed in both the tropical Atlantic (Düëing et al. 1975) and Pacific (Legeckis 1977) Oceans as cusp-shaped frontal waves just north of the equator. In the Pacific Ocean, they develop from July to the end of the year and propagate westward with a wavelength of 1000-2000 km and a periodicity of 20-40 days (Qiao and Weisberg 1995). A generation mechanism of TIWs is known as mixed barotropic-baroclinic instability. Some studies have discussed the origin of TIWs by analyzing their energetics based on observational data. Instability of intense latitudinal barotropic shears is associated with the shear between the Equatorial Under Current (EUC) and the South Equatorial Current (SEC) north of the equator (Qiao and Weisberg 1995), and between the SEC and the North Equatorial Countercurrent (NECC) (Flament et al. 1996). Baroclinic instability of mean potential energy to eddy kinetic energy is imposed at the equatorial front between 3°N and 6°N composed by the cold tongue and the intertropical convergence zone (ITCZ) (Hansen and Paul 1984; Wilson and Leetmaa 1988). Numerical models have also supported these generation hypotheses (Philander 1976, 1978; Cox 1980; Semtner and Holland 1980).

A detailed understanding of the TIWs is necessary because of their potential importance in the climatological equatorial ocean heat budget (Hansen and Paul 1984; Bryden and Brady 1989; Baturin and Niiler 1997; Jochum and Murtugudde 2006). The equatorward heat flux of TIWs is comparable to the atmospheric heat flux, and offsets a considerable fraction of heat transport by the mean advection. Weisberg (1984) also pointed out that TIWs act to reduce the shears of mean oceanic currents.

Recently, several studies have focused on the relationship between TIWs and El Niño/Southern Oscillation (ENSO). Yu and Liu (2003) found a linear relationship between the ENSO variability and the interannual variation of TIW intensity by using an atmosphere and ocean general circulation model (AOGCM) simulation. They showed that the TIW intensity increases during La Niña years and are reduced during El Niño years, in proportional to the Niño3 (150°W-90°W, 5°S-5°N) SST anomalies. Their correlation analysis suggested that TIWs are modulated by ENSO through the SST gradient north of the equator which is related to the generation mechanism of baroclinic instability. These works raise questions as to how the subsequent changes in TIW-induced heat transports affect the thermodynamic structure of the ITCZ-cold tongue complex and feedback to the ENSO cycle.

Vialard et al (2001) showed the importance of TIW contribution to the surface-layer heat budget at an ENSO timescale. They conducted a close examination of mixed layer heat balance for the 1997-98 El Niño by forcing their tropical Pacific Ocean GCM with a combination of weekly ERS1-2 (the European Remote Sensing satellite) and TOGA-TAO (Tropical Ocean Global Atmosphere-Tropical Atmosphere Ocean project) wind stress. They concluded that the interannual anomaly of the eddy contribution appears as a significant negative feedback to the growth of the El Niño events because an interannual component of TIW-induced heat transport always works as a damping process for the ENSO growth. In other words, during an El Niño, TIW-induced equatorward heat transport is weaker than usual and slows down the El Niño growth because TIWs are much weaker due to diminished shear between the SEC and NECC and diminished meridional temperature gradient, TIW-induced equatorward heat transport is also weaker than usual and slows down the El Niño growth.

An (2008) provided a new perspective to a feedback of TIWs to ENSO. He suggested that TIWs could play an important role in producing the asymmetry between the warm and cold events of ENSO. As shown by Vialard et al. (2001), TIW variability acts as a negative feedback to ENSO. However, this feedback is stronger during La Niña than El Niño because temperature gradient at the north of the cold tongue is larger and TIWs are more active during La Niña. Such negative/asymmetric feedback results in the El Niño-La Niña asymmetry with larger amplitude of El Niño than La Niña. This nonlinear process is identified in An (2008) by incorporating a simple statistical parameterization for the horizontal HFC due to TIWs into a simple scalar ENSO model which consists of the two equations representing the tendencies of western thermocline depth changes and eastern SST anomalies in the equatorial Pacific. The numerical results of Sakamoto et al. (to be submitted) also support this hypothesis. By comparing the performances of three AOGCMs with different resolution of atmosphere and ocean, they found that the high-resolution ocean model which can reproduce TIWs has stronger asymmetry of Niño3 indices than the low-resolution model.

Observed El Niño events are often stronger than La Niña events. In particular, strong El Niño occurred during recent decades. In addition to TIWs in the equatorial eastern Pacific, there are several nonlinear processes in the tropical air-sea coupled system that may cause the asymmetric behavior of ENSO, such as the nonlinear dynamical heating of ENSO (An and Jin 2004), the vertical mixing process in the ocean mixed layer, the asymmetric response of the atmosphere to SST anomalies (Kang and Kug 2002), and thermodynamic control on deep convection (Hoerling et al. 1997). Those coexistent issues remain unresolved. The ENSO model by An (2008) is too simple to confirm the TIW contribution in the presence of the other potential processes causing asymmetry of ENSO.

The purpose of this study is to investigate how TIW-induced heat transports feedback to the ENSO cycle, including the other several nonlinear effects on El Niño/La Niña asymmetry. Because ENSO is developed involving global atmosphere and ocean climate systems, the long-term integration of an AOGCM is necessary to discuss the impact of TIWs on ENSO characteristics. However, a high-resolution AOGCM is not necessarily appropriate for the purpose of investigating how significant TIWs affect ENSO characteristics, because it is difficult to identify the causality from reproduced ENSO which is affected not only by TIWs but also by the other climate components. In this study, a new TIW parameterization is introduced into the medium-resolution AOGCM which cannot resolve TIWs by itself. This approach enables to detect a pure impact of TIWs on ENSO characteristics. The detailed model description and parameterization method is described in Section 2. The impact of TIWs on ENSO which is the main topic of this study is investigated using the parameterized AOGCM in Section 3. Additionally, the impact of TIWs on oceanic mean fields is presented in Section 4. Discussions and summary are given in Section 5.

2. Methodology

a. Model

The coupled AOGCM used in this study is the Model for Interdisciplinary Research on Climate (MIROC) version 5.0i which is developed based on MIROC3 (K-1 model developers 2004). The model includes the atmosphere, land, river, sea ice, and oceans. The ocean and atmosphere are coupled at 3-hour intervals without application of any flux adjustment.

The atmospheric part is based on the primitive equations on a sphere, using a spectral transform method for horizontal discretization. Vertical sigma coordinates are used. The horizontal resolution is horizontal triangular spectral truncation at total wave number 42 (T42) with 40 vertical layers. The physical parameterizations incorporates a higher-order turbulence closure, prognostic cloud scheme, cloud microphysics, and a prognostic scheme for number concentrations of the cloud droplet and ice crystal (see Watanabe et al. 2010a for the individual schemes). The convection scheme is a newly developed scheme of Chikira and Sugiyama (2010) which can control the simulated ENSO amplitude by changing efficiency of entrainment rate in cumuli (Watanabe et al. 2010b).

The ocean part is the Center for Climate System Research (CCSR, current Atmosphere and Ocean Research Institute, AORI) ocean component model (COCO, Hasumi 2006). The model is based on the primitive equations with the Boussinesq approximation. The horizontal resolution is 1.4° longitude and 0.9° latitude (0.5° near the equator). There are 44 vertical levels with 5 m in the top level and 250 m in the bottom level. The turbulence closure scheme of Noh and Kim (1999) is used to calculate vertical viscosity and diffusion coefficients. The model also incorporates the uniformly third-order polynomial interpolation algorithm (UTOPIA, Leonard et al. 1994) for tracer

advection and the isopycnal diffusion (Cox 1987). Eddy-induced transport of tracers is parameterized by the isopycnal layer thickness diffusion of Gent and McWilliams (1990). In this study, the model is integrated for 85 years under pre-industrial climate forcing of solar radiation, volcanism, greenhouse gases, ozone, aerosol, and land-use change, which were set to values corresponding to the year 1850 (hereafter referred as CTL-run). As a comparison run, the same integration is conducted except introducing the baroclinic eddy parameterization (hereafter referred as TIW-run). In the following sections, monthly outputs are analyzed and compared between CTL- and TIW-runs.

b. Tropical instability wave parameterization

To consider the impact of eddy heat budget by TIWs, mesoscale eddy parameterization of isopycnal layer thickness diffusion is adopted to the medium-resolution MIROC. This parameterization is originally developed for a baroclinic front in mid- or high-latitudes f plane such as Ekman convergence zone of the subtropical North Atlantic and North Pacific, and the Antarctic Circumpolar Current. This is the first attempt to adopt it to TIWs.

The effect of mesoscale eddies on tracer transport is often parameterized by eddy induced transport velocity associated with isopycnal layer thickness diffusion (Gent and McWilliams 1990; Gent et al. 1995) which is incorporated by the ocean model of MIROC. The original scheme employs a constant coefficient for the isopycnal layer thickness diffusion, while actual mesoscale eddy activities are inhomogeneous temporarily and spatially. Visbeck et al. (1997) propose a modified thickness diffusion scheme with a variable coefficient K_G depending on local baroclinicity. They introduced a definition of K_G by multiplying eddy length scale and eddy growth rate:

$$K_G = \alpha \frac{L^2}{T}, \quad (1)$$

where α is a constant of proportionality, L is the length scale of eddy transfer, and T is time scale of eddy growth, respectively. The constant parameter α depends on each model. Here, we set α to 0.075.

The eddy growth rate, T^{-1} is given by the Eady growth rate (Eady 1949) based on a geostrophic mean flow as follows:

$$\frac{1}{T} = \frac{f}{\sqrt{Ri}} = s_\rho N, \quad (2)$$

where f is the Coriolis parameter, Ri is the Richardson number of a large scale field defined as $Ri = \frac{N^2}{\overline{(\partial u / \partial z)^2}}$, N is density stratification, $\overline{(\partial u / \partial z)^2}$ means vertical shear of zonal velocity, and s_ρ is the slope of an isopycnal surface. This growth rate given by Eq. (2) has a large value where an intense horizontal density gradient exists such as in the northern front of the cold tongue where TIWs are active.

Length scale of eddy transfer, L , is also an important factor. Generally, the internal Rossby radius of deformation, λ_R , is adopted for L in mid- or high-latitudes f -plane. However, λ_R overestimates the length scale of eddy transport in the equatorial β -plane. Therefore, in this study, the Rhines scale proposed by Held and Larichev (1996) is adopted where the scaling argument on a f -plane is extended to a β -plane, and the barotropic inverse energy cascade can be considered. The Rhines scale is given as

$$L = \sqrt{\frac{U}{\beta}}, \quad (3)$$

Where U is horizontal velocity of mean flow and β is planetary beta. The order of the Rhines scale in active TIW region is 1000 km and reasonable for a TIW scale. The parameterized thickness diffusion coefficient is applied in the tropical regions between 15°S and 15°N down to the 200 m depth, and linearly decays outside the latitudes toward the original constant value.

c. Performance verification of mesoscale eddy parameterization

Figure 1 shows the distribution of isopycnal layer thickness diffusion coefficient, K_G , calculated by the new parameterization. Large values are distributed over the region of TIWs, whereas the coefficient is set to a constant value in the original MIROC CTL-run. To verify whether these values are reasonable, a meridional eddy heat flux convergence (HFC) is estimated from K_G , and compared with HFC from high-resolution ocean model (Fig. 2, details of the TIW simulation by the high-resolution ocean GCM are shown in Imada et al. (submitted)). In the medium-resolution MIROC, the HFC by eddies is calculated depending on K_G and isopycnal diffusion, K_I , as follows:

$$\nabla \cdot \begin{pmatrix} K_I & 0 & (K_I - K_G)s_x \\ 0 & K_I & (K_I - K_G)s_y \\ (K_I + K_G)s_x & (K_I + K_G)s_y & K_I(s_x^2 + s_y^2)s_x \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \frac{\partial T}{\partial x} \\ \frac{\partial T}{\partial y} \\ \frac{\partial T}{\partial z} \end{pmatrix}, \quad (4)$$

where s_x and s_y are the isopycnal slope components. In the high-resolution COCO which has resolution of 0.28° in longitude and 0.18° in latitude, s_x and s_y are directly estimated. The horizontal distribution and values simulated by both models are comparable as HFC is positive around the equator and negative at the northern off-equator, except the large values are located too east in the TIW-run because the mean thermocline is too tight due to the lack of resolution. In the vertical section, the large positive and negative values exist across the steep slope of the mean thermocline and those values are in the same order between the both models. Therefore, our new scheme for TIWs operates appropriately.

3. Impact of tropical instability waves on ENSO

a. Impact on ENSO skewness

Figure 3 shows the time series of SST anomalies in the Niño3 region (150°W-90°W, 5°S-5°N) calculated from CTL- and TIW-runs. In TIW-run, large El Niño events are noticeable while La

Niña events are not so large and terminate slowly. Such tendency is not clearly appeared in CTL-run. The histograms of their probability density distributions are shown in Fig. 4. The index of CTL-run is distributed almost symmetrically, while the distribution of TIW-run deviate from normal distribution with its index skewed to warm values.

To quantify deviations from normality the skewness is examined with following equation,

$$\sqrt{b} = \frac{m_3}{m_2^{3/2}}, \quad (5)$$

where m_k is the k-th moment about the mean (Mardia 1980; Burgers and Stephenson 1999).

Skewness towards high values means that high extremes are more probable than low extremes, and for a large enough sample from a normal distribution. Niño3 SST anomalies from 1950 to 1997 by Ishii and Kimoto 2009's ocean reanalysis dataset show which means large El Niño events are more frequent than La Niña events. The Niño3 index from TIW-run has large positive skewness of 0.5. On the other hand, the Niño3 index from CTL-run shows more normal distribution of 0. This comparison also confirms the role of baroclinic eddy heat flux in El Niño/La Niña asymmetry. Figure 5 (a) shows the spatial distribution of skewness for observed SST anomalies in the Pacific Ocean. Skewness decreases from east to west across the tropical Pacific. Large SST skewness occurs in the eastern equatorial Pacific where the thermocline is close to the surface and therefore resembles to the distribution of ENSO anomalies. Figure 5 (b) and (c) show skewness from CTL- and TIW-runs, respectively, and their difference is displayed in Fig. 5 (d). Interannual SST variability in MIROC originally has asymmetry in the central tropical Pacific rather than the ENSO occurrence region. One of the possible reasons seems to be the asymmetric physical process of cumulus convection. As pointed out by Hoerling et al. (1997), the center of convection anomalies during La Niña is shifted to the west compared to that of El Niño because a strongly nonlinear relationship exists in the convective activities for different phases of the SST anomaly since a negative SST anomaly has no further effect on the relatively cold eastern Pacific in the eastern Pacific.

On the other hand, the distribution from TIW-run is obviously changed from that of CTL-run as skewness increases in eastern tropical Pacific by considering the effect of mesoscale eddy heat flux associated with TIWs. The subtraction of the skewness of CTL-run from that of TIW-run as shown in Fig. 5 (d) gives the same aspect as the observed skewness and their maximum values are comparable, indicating the TIW-induced asymmetric SST fluctuation contributes significantly to the observed ENSO asymmetry.

To investigate the feedback mechanism of TIWs on ENSO, meridional HFC due to TIWs into the eastern tropical Pacific upper 50-m depth is calculated from the parameterized coefficient KG (see Eq. 4). To compute the interannual effect of TIWs, the seasonal cycle of HFC, which modifies the seasonal SST budget, is removed from the original HFC. A scatter plot for the Niño3 SST

anomalies versus the HFC anomalies is shown in Fig. 6. A linear regression between Niño3 index and HFC anomalies was calculated separately for the positive and negative Niño3 indices. For comparison, it was also calculated for all the data. In TIW-run, the slope of the regression line associated with the negative Niño3 index (La Niña years) is steeper than that associated with the positive Niño3 index (El Niño years). That is, the warming tendency by HFC anomalies during La Niña is greater than the cooling tendency by HFC anomalies during El Niño. This tendency is the same as An (2008, see his Fig. 3) which used TOGA-TAO data and SODA (Simple Ocean Data Assimilation). On the other hand, CTL-run shows unrealistic relationship as the slope is rather steeper during El Niño years than La Niña years. This also supports the effectiveness of the introduction of the baroclinic eddy parameterization for TIWs.

b. Impact on an ENSO mode

Figure 7 shows the standard deviation (SD) of interannual ocean temperature anomalies averaged at along the equator calculated from an ocean reanalysis data set by Ishii and Kimoto (2009) (a) and CTL (b), and the difference of SD between CTL and TIW-runs (c). An observed interannual variability distributes along the thermocline and expand westward at the surface. Previous works described two types of modes that can give rise to ENSO (Neelin et al. 1998; Fedorov and Philander 2000; Burgers and Oldenborgh 2003; Wang and Picaut 2004): a SST mode resulting from local SST-wind interactions in the central-eastern Pacific, and a thermocline mode resulting from remote winds-thermocline feedbacks involving the western Pacific. It is known that a SST mode accompanies east to west propagation of SST anomalies and low amplitude ENSO events with a 2-3 year frequency, while a thermocline mode has west to east propagation of subsurface temperature anomalies and large events with a 4-5 year frequency (Guilyardi 2006). The variability along the thermocline indicates the dominance of a thermocline mode of ENSO, while the surface variability which expands westward corresponds to the variability from a SST mode.

The ENSO variability in CTL-run is concentrated along the thermocline and expand into the surface as same as the observation, while the surface variability in the central Pacific is overestimated in CTL-run, which indicates that a SST mode is more effective in the CTL-run than in the observation. Such feature is one of the characteristic of MIROC's ENSO because the simulated equatorial thermocline is too broad and deeper (Imada and Kimoto 2006). Figure 7 (c) shows the difference of the SD of TIW-run from that of CTL-run, which means the changes in interannual temperature variability by including baroclinic eddy effect. It shows enhanced variability just above the equatorial thermocline which comes from the changes in a mean stratification due to an existence of TIWs (details are discussed in section 4). The variability is also increased near the surface, while its increment is not so evident in the eastern Pacific as around the thermocline because isopycnal layer thickness diffusion represented by KG has a local maximum

near the surface (Fig. 1), and damps ENSO amplitude. As a result, it is likely that the temperature variability induced by a thermocline mode is relatively enhanced in the TIW experiment.

To diagnose ENSO modes, Trenberth and Stepaniak (2001) proposed the analysis technique by the lag-correlation Trans Niño Index (TNI, which measures the east-west zonal gradient of SST by taking the difference between the SST anomalies in the Niño1+2 region (90° - 80° W, 0° - 10° S) in the eastern Pacific and the SST anomalies in the Niño4 region (160° E- 150° W, 5° S- 5° N) in the central western Pacific) onto the Niño3 index. This technique takes advantage of the characteristic of a westward SST mode. A negative correlation for positive lags and positive correlation for negative lags mean that a SST mode gives rise to ENSO. Figure 8 displays this lag-correlation (± 20 month lags) for both CTL- and TIW-runs. The correlation from CTL indicates clearly a tendency of a SST mode, while the tendency is much reduced in TIW-run. This result also supports the hypothesis that SST mode-induced surface SST anomalies are suppressed and the efficiency of a thermocline mode is enhanced by considering TIW-induced heat transport.

c. Impact on ENSO frequency

Figure 9 shows the power spectra of Niño3 indices from CTL- and TIW-runs. The spectra clearly show that the period of ENSO simulated by TIW-run is longer than that of CTL-run. There are two possible reasons why baroclinic-eddy parameterization affects ENSO frequency. One is due to the strengthened thermocline mode in TIW-run described in previous section, because a thermocline mode has a relatively longer period of ENSO.

The other possible reason comes from the change in a depth of wave propagation at the off-equator. Figure 7(d) shows the SD difference of temperature variability as same as Fig. 7 (c) but averaged between 5° N and 6° N. At these latitudes, the simulated thermocline is as sharp as the observed one, therefore the large SD distributes along the thermocline in CTL-run (not shown). These depths are the pathway where the off-equatorial Rossby wave propagates. After introducing the TIW scheme, the temperature variability is largely reduced around the thermocline and increased just above the depth. These results mean that the depth of the propagating equatorial Rossby wave shallows. The depth of propagation influences phase speed of equatorial waves. The Rossby wave dispersion relationship gives that the Rossby wave phase speed is proportional to a square of a layer thickness. Therefore, the shallower the depth of a Rossby wave propagation is, the slower its phase speed becomes. The distance between the positive and negative extrema of SD changes is about 40 m and the rate of the reduced depth is about 40 % of the original depth in Fig. 7 (d). This surfacing makes about the 23 % reduction of Rossby wave phase speed, and the total traveling time of Rossby and equatorial Kelvin waves increases to about 1.2 times the period. This estimation is reasonable to explain much of the changes in ENSO frequency shown in Fig. 9.

Here, the ENSO period simulated by TIW-run is too long compared to an observed period. Generally, several low-resolution coupled GCMs have a bias of longer period of an ENSO cycle compared to an observed period. One of the reasons is that the model fails to reproduce the wind curl anomaly pattern in the off-equatorial northwestern Pacific which makes a subsurface cold (warm) anomaly and triggers the termination of El Niño (La Niña), because the SST anomalies associated with ENSO expand too westward in the model (Robert et al. 2009).

So far, there is no explanation given as to how the TIW scheme contributes to the SD change. It seems that the changes in background oceanic stratification associated with the baroclinic eddy parameterization affect temperature variability. This point is considered in the next section.

4. Impact on a mean climatology

The mesoscale eddy parameterization introduced in this study has potential not only to affect ENSO characteristics but also to improve mean fields. For example, it is commonly known that the tropical SST cold biases which are the problem of many AOGCMs are reduced in the model with higher-resolution oceanic model, because the equatorward heat transport associated with TIWs is realistically simulated (Shaffrey et al. 2009; Roberts et al. 2009). This tendency of diminished SST biases is also represented in the high-resolution version of MIROC compared with the low-resolution version (Sakamoto et al. to be submitted).

The changes in mean SST by introducing the TIW parameterization are shown in Fig. 10 (a). The original MIROC (CTL-run) has cold SST biases at the equatorial Pacific Ocean. However, the biases are reduced over a wide area in TIW-run, which is consistent with the conclusion of Roberts et al. (2009). Figure 10 (b) shows the longitude-depth section of ocean temperature changes in eastern Pacific associated with the introduction of the parameterization, along with the contour lines of mean temperature simulated by CTL-run. There is a strong meridional gradient of mean temperature both sides of the equator from the surface to 50 m depth. Near the surface, a warming tendency is more dominant in the equator side of this temperature front than the outside because equatorward heat transport is induced by the effect of parameterized mesoscale eddies. On the other hand, a cooling tendency exists in the equator side below the 100 m depth. Around this depth, the inverse mean temperature front with warmer temperature in the equator side and cooler temperature in the northern side.

Finally, the resultant changes in the stratification show the cooling trend along the thermocline and the warming trend near the surface. As a result, the gradient of vertical temperature is intensified above the thermocline, that is, the thermocline shifts upward, which explains the SD changes shown in Fig. 7.

5. Discussion and Summary

In this paper, the impact of TIWs on ENSO is explored by introducing a new parameterization of the TIW-induced heat flux. An (2008) suggested that asymmetric thermal heating associated with TIWs induces negative/asymmetric feedback to ENSO, and can explain the El Niño-La Niña asymmetry with larger-amplitude El Niño and smaller-amplitude La Niña. However, previous studies have proposed several nonlinear processes in the tropical air-sea coupled system that may cause the asymmetric behavior of ENSO. So far, the question as to which processes are more important in driving the asymmetry of ENSO has not been addressed yet.

The use of a coupled AOGCM with the TIW parameterization enables us to estimate the significance of TIWs in the mixture of the other possible processes causing ENSO asymmetry. After incorporating the TIW parameterization under these circumstances, our model results show the increase of ENSO skewness in the eastern Pacific, and support the significant impact of TIW-induced heat transport on asymmetry of ENSO even though there are other effective factors. Furthermore, this numerical study gives a new finding of the impact of baroclinic eddies on ENSO frequency and ENSO modes. TIW-induced heat convergence tends to modify the stratification around the tropical thermocline; thermocline becomes shallower and steeper. As a result, the contribution of a thermocline mode to ENSO development is enhanced. Furthermore, shallower off-equatorial thermocline slows down the propagating equatorial Rossby wave and lengthens an ENSO cycle.

All of our results indicate that the effect of TIWs makes an important contribution to ENSO characteristics. At present, most of AOGCMs used for seasonal-to-interannual prediction do not reproduce TIWs because of a lack of oceanic resolution. Therefore, the TIW parameterization developed in this study has a potential to improve the skill to forecast ENSO events.

In the observation, it is known that asymmetry of ENSO increased concurrent with the 1970's climate shift (Wu and Hsieh 2003; An 2004; An and Jin 2004; An et al. 2005). An and Jin (2004) pointed out that the interdecadal changes of ENSO nonlinearity were related to the climate state change of SST and subsurface temperature. Many studies showed that the SST change pattern in the 1970s has local maximum values in the off-equatorial eastern Pacific in both northern and southern hemisphere (for example, Imada and Kimoto 2009), that is, the increasing meridional SST gradient at the north of the cold tongue is favorable for the activation of TIWs. Considering all factors together, the new viewpoint of TIW activity may become one of the clues to investigating the relationship between the shift of a mean climate and the modulation of ENSO asymmetry. Fortunately, the medium-resolution MIROC used in this study can reasonably reproduce interdecadal ENSO-like variations and the related decadal modulation of ENSO (Imada and Kimoto 2009). Therefore, the MIROC incorporated TIW parameterization has potential to research the new mechanism of the impact of interdecadal variability on ENSO characteristics through the

effect of TIWs. However, a long-term integration is required to discuss this topic, which is beyond the scope of the present study.

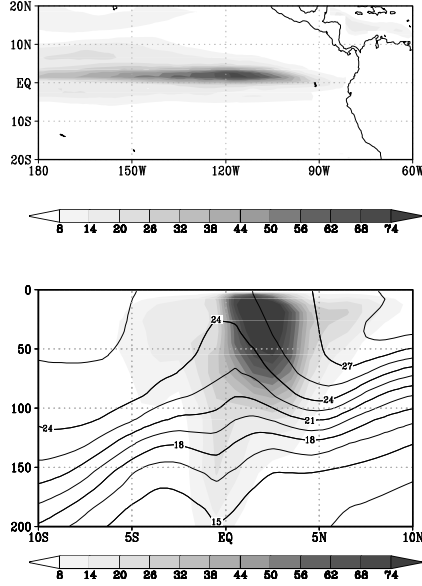


Fig. 1. Horizontal (upper, averaged from the surface to 100 m depth) and a latitude-depth section (below, 120°W) of isopycnal layer thickness diffusion coefficient calculated by the baroclinic eddy scheme (shaded) [cm²/s]. Contours of sea temperature are over-displayed [K]

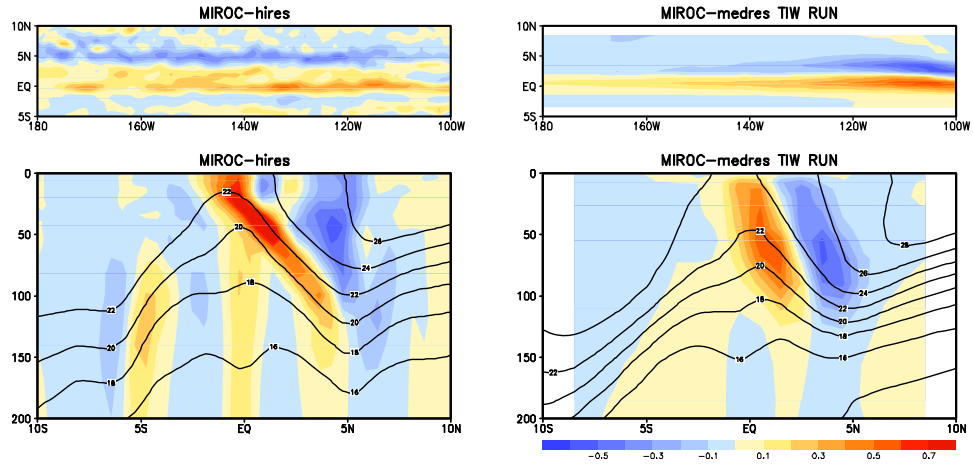


Fig. 2. Horizontal (upper, averaged from the surface to 100 m depth) and a latitude-depth section (below, 120°W) of meridional eddy heat flux convergence [1e-6 K/s]. High-resolution ocean (left) and medium-resolution ocean with TIW parameterization (right). Contours of sea temperature are over-displayed [K].

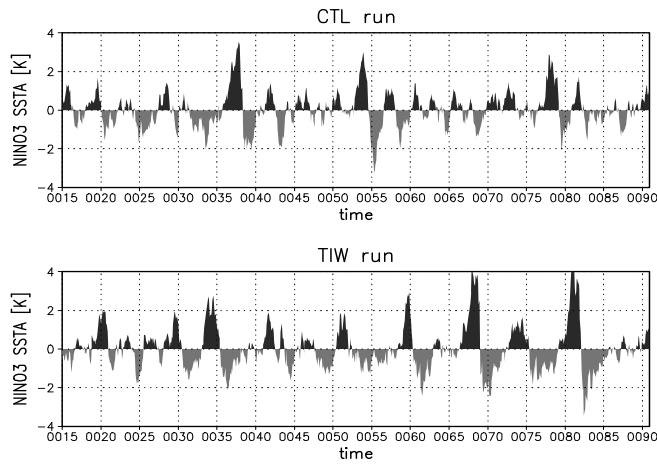


Fig. 3. Time series of SST anomalies averaged over the Niño3 region calculated from CTL-run (upper) and TIW-run (below) [K]

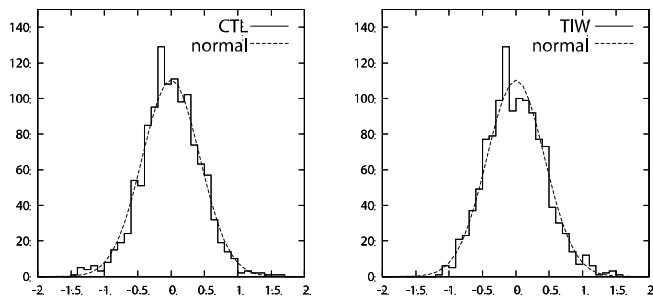


Fig. 4. Histograms of probability density distributions of Niño3 indices from CTL-run (left) and TIW-run (right). For comparison, normal distributions are drawn (dashed line).

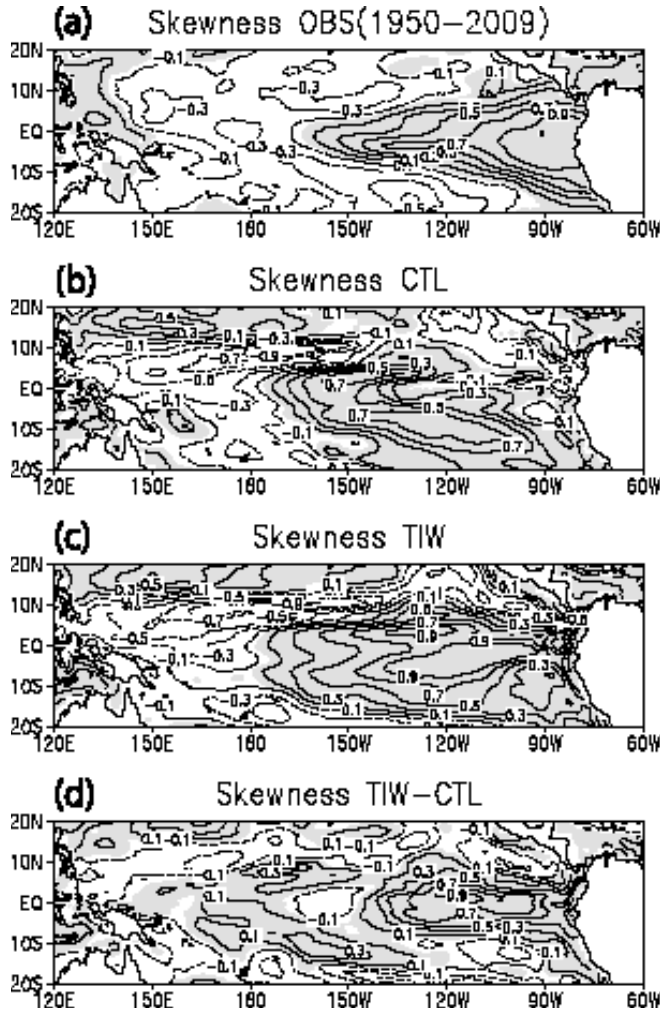


Fig. 5. Spatial distributions of skewness for monthly SST anomalies from (a)observation (COBE-SST, 1950–2007), (b)CTL-run, and (c)TIW-run. (d)Difference between the two experiment (TIW-run minus CTL-run). Positive values are shaded.

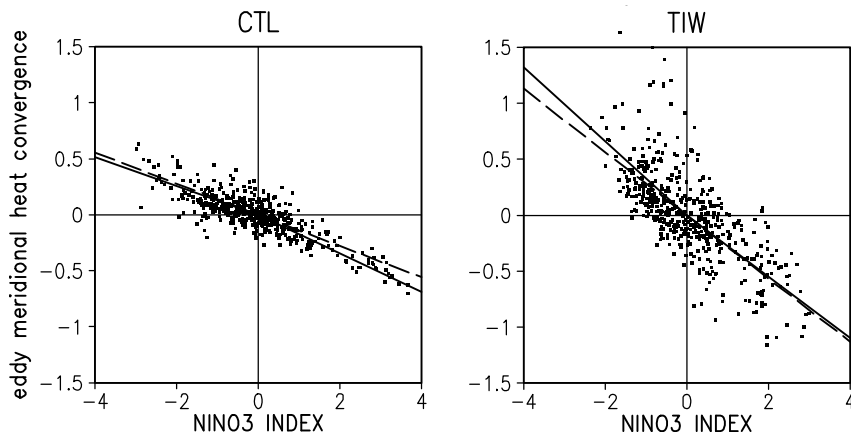


Fig. 6. Scatterplot of Niño3 index [K] vs equatorward eddy HFC [10^{-8} K/s] over the Niño3 region calculated from CTL-run (left) and TIW-run (right) as same as the Fig. 3 of An (2008) from the observation. The solid line in the positive (negative) Niño3 quadrants indicates a linear-regression line for positive (negative) Niño3 index. The dashed line indicates a linear-regression line for both positive and negative Niño3 indices.

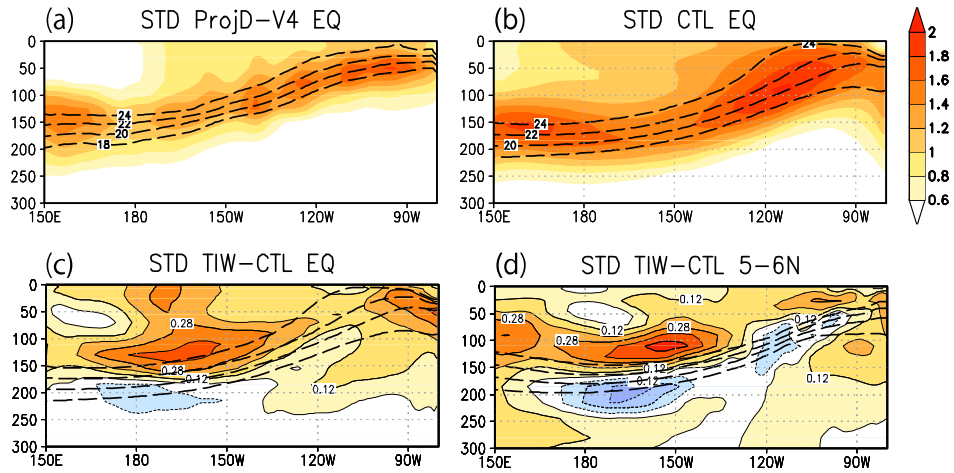


Fig. 7. Vertical section of standard deviation of sea temperature averaged between 2°S and 2°N from the observation by Ishii et al. (2009) (a), CTL-run (b), and TIW-run minus CTL-run (c). (d) Same as (c) but averaged between 5°N and 6°N. Contours indicate each mean temperature (CTL-run for (c) and (d)).

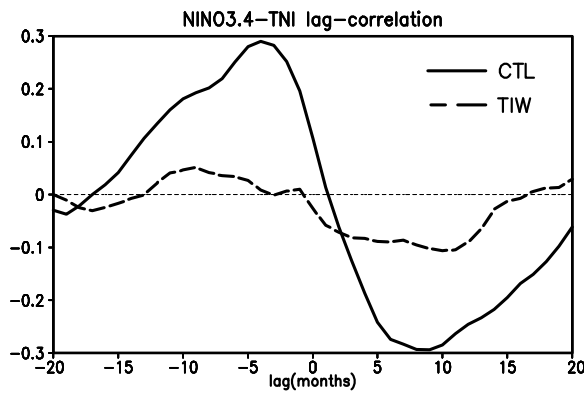


Fig. 8. Lag-correlation of TNI index with Niño3 index for CTL-run (solid line) and TIW-run (dashed line).

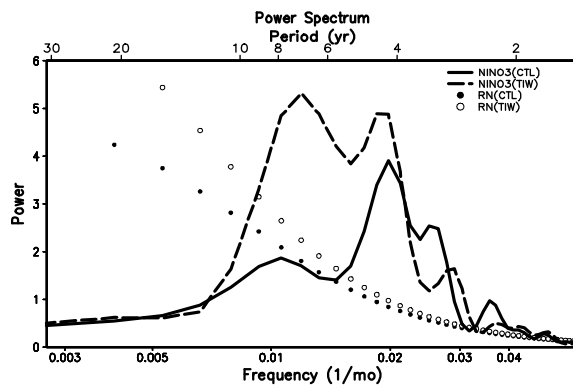


Fig. 9. Power spectrum of Niño3 indices from CTL-run (solid line) and TIW-run (dashed line). Dots show red noise spectrum levels.

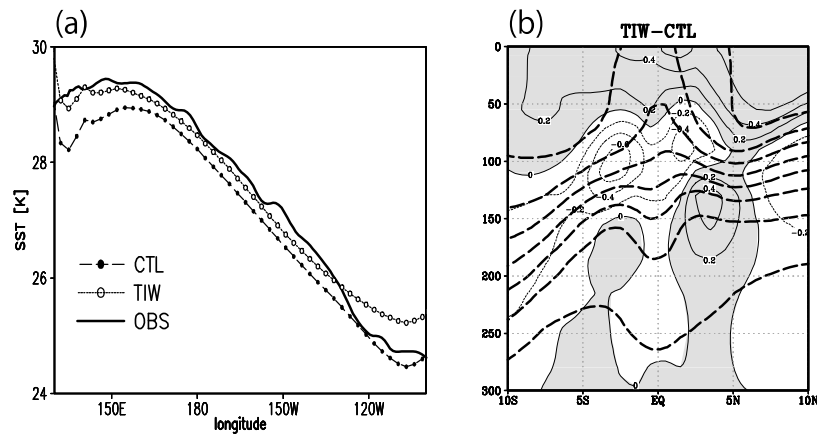


Fig. 10. (a) Annual mean SST averaged between 2°S and 2°N from the observation by Ishii et al. (2009) (thick solid line), CTL-run (dashed line with filled circle), and TIW-run (thin solid line with open circle). (b) Latitude-depth section of temperature change by introducing the TIW parameterization at 120°W [°C]. Positive values are shaded. Contours indicate mean temperature of CTL-run from 13 °C with 2 °C intervals.

引用文献

1. An, S.-I., 2004: Interdecadal changes in El Niño-La Niña asymmetry. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L23210, doi:10.1029/2004GL021699.
2. An, S.-I. and F.-F. Jin, 2004: Nonlinearity and asymmetry of ENSO. *J. Clim.*, 17, 2399–2412.
3. An, S.-I., W. W. Hsieh, and F.-F. Jin, 2005: A nonlinear analysis of the ENSO cycle and its interdecadal changes. *J. Clim.*, 18, 3229–3239.
4. An, S.-I., 2008: Interdecadal changes in the El Niño/La Niña asymmetry. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L23210, doi:10.1029/2004GL021699.
5. Bauturin, N. G. and P. P. Niiler, 1997: Effects of instability waves in the mixed layer of the equatorial Pacific. *J. Geophys. Res.*, 102, 27771–27794.
6. Bryden, H. L. and E. C. Brady, 1989: Eddy momentum and heat fluxes and their effect on the circulation of the equatorial Pacific Ocean. *J. Mar. Res.*, 47, 55–79.
7. Burgers, G. and D. B. Stephenson, 1999: The “normality” of El Niño. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 1027–1030.
8. Burgers, G. and J. van Oldenborgh, 2003: On the impact of local feedback in the central Pacific on the ENSO cycle. *J. Clim.*, 16, 2396–2407.
9. Chikira, M., and M. Sugiyama, 2010: A cumulus parameterization with state-dependent entrainment rate. Part I: Description and sensitivity to temperature and humidity profiles. *J. Atmos. Sci.*, 67, 2171–2193.
10. Cox, M., 1980: Generation and propagation of 30-day waves in a numerical model of the Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 1168–1186.
11. Cox, M. D., 1987: Isopycnal diffusion in a z-coordinate ocean model. *Ocean Model.*, 74, 1–5.
12. Düeig, W. and Coauthors, 1975: Meanders and long waves in the equatorial atlantic. *Nature*, 257, 280–284.
13. Eady, E. T., 1949: Long waves and cyclone waves. *Tellus*, 1, 33–52.
14. Fedorov, A. V. and S. G. Philander, 2000: Is El Niño changing? *Science*, 288, 1997–2002.
15. Flament, P., S. Kennan, R. Knox, P. Niiler and R. Bernstein, 1996: The three dimensional structure of an upper ocean vortex in the tropical Pacific. *Nature*, 383, 610–613.
16. Gent, P. R. and J. C. McWilliams, 1990: Isopycnal mixing in ocean circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 150–155.

17. Gent, P. R., J. Willebrand, T. J. McDougall, and J. C. McWilliams, 1995: Parameterizing eddy-induced tracer transports in ocean circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, 25, 463–474.
18. Guilyardi, E., 2006: El Niño-mena state-seasonal cycle interactions in a multi-model ensemble. *Clim. Dyn.*, 26, 329–348.
19. Hansen, D. V. and C. A. Paul, 1984: Genesis and effects of long waves in the equatorial Pacific. *J. Geophys. Res.*, 89, 10431–10440.
20. Hasumi, H., 2006: CCSR ocean component model (COCO) version 4.0. CCSR Report., 25, 103pp [available at <http://www.ccsr.u-tokyo.ac.jp/~hasumi/COCO/index.html>].
21. Held, I. M. and V. D. Larichev, 1996: A scaling theory for horizontally homogeneous, baroclinically unstable flow on a beta plane. *J. Atmos. Sci.*, 53, 946–952.
22. Hoerling, M. P., A. Kumar, and M. Zhong, 1997: El Niño, La Niña, and the nonlinearity of their teleconnections. *J. Clim.*, 10, 1769–1786.
23. Imada, Y. and M. Kimoto, 2006: Improvement of thermocline structure that affect ENSO performance in a coupled GCM. *SOLA*, 2, 164–167.
24. Imada, Y. and M. Kimoto, 2009: ENSO amplitude modulation related to Pacific decadal variability. *Geophys. Res. Lett.*, 36, doi:10.1029/2008GL036421.
25. Imada, Y., M. Kimoto, and X. Chen: Atmospheric responses and feedback to tropical instability waves in the Pacific Ocean. *J. Clim.*, submitted.
26. Ishii, M. and M. Kimoto, 2009: Reevaluation of historical ocean heat content variations with time-varying XBT and MBT depth bias corrections. *J. Oceanogr.*, 65, 287–299.
27. Jochum, M. and R. Murtugudde, 2006: Temperature advection by tropical instability waves. *J. Phys. Oceanogr.*, 36, 592–605.
28. K-1 model developers, 2004: K-1 coupled model (MIROC) description, edited by H. Hasumi and S. Emori. K-1 Tech. Rep. available from the Atmosphere and Ocean Research Institute, Univ. of Tokyo, Kashiwa, Japan, 1, 1–34.
29. Kang, I.-S., and J.-S. Kug, 2002: El Niño and La Niña sea surface temperature anomalies: Asymmetric characteristics associated with their wind stress anomalies. *J. Geophys. Res.*, 107, 4372–4381.
30. Legeckis, R., 1977: Long waves in the eastern equatorial Pacific Ocean: A view from a grostationary satellite. *Science*, 197, 1177–1181.
31. Leonard, B. P., M. K. MacVean, and A. P. Lock, 1994: The flux-integral method for multi-dimensional convection and diffusion. *NASA Tech. Memo.*, 106679, ICOMP-94-13.
32. Mardia, K. V., 1980: Tests of univariate and multivariate normality, in *Handbook of Statistics Vol. 1*, edited by P. R. Krishnaiah, 279–320, North Holland Publishing Company, Amsterdam.
33. Neelin, J., D. Battisti, A. Hirst, F.-F. Jin, T. W. T. Yamagata, and S. Zebiak, 1998: ENSO theory. *J. Geophys. Res.*, 103, 14261–14290.
34. Noh, Y. and H.-J. Kim, 1999: Simulations of temperature and turbulence structure of the oceanic boundary layer with the improved near-surface process. *J. Geophys. Res.*, 104, 15621–15634.
35. Philander, S. G. H., 1976: Instabilities of zonal currents, 1. *J. Geophys. Res.*, 81, 3725–3735.
36. Philander, S. G. H., 1978: Instabilities of zonal currents, 2. *J. Geophys. Res.*, 83, 3679–3682.
37. Qiao, L. and R. H. Weisberg, 1995: Tropical inctability wave kinematics: Observations from the tropical instability wave experiment. *J. Geophys. Res.*, 100, 8677–8693.
38. Robert, M. and Coauthors, 2009: Impact of resolution on the tropical Pacific circulation in a matrix of coupled models. *J. Clim.*, 22, 2541–2556.
39. Sakamoto, T. and Coauthors: MIROC4h - a new high-resolution atmosphere-ocean coupled general circulation model. *J. Meteor. Soc. Japan*, (submitted).
40. Semtner, A. J. and W. R. Holland, 1980: Numerical simulation of equatorial ocean circulation, 1, a basic case in turbulent equilibrium. *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 667–693.
41. Shaffrey, L. C. and Coauthors, 2009: U.K. HiGEM: The new U.K. high-resolution global environment model—Model description and basic evaluation. *J. Clim.*, 22, 1861–1896.
42. Trenberth, K. E. and D. P. Stepaniak, 2001: Indices of El Niño evolution. *J. Clim.*, 14, 1967–1701.

43. Vialard, J., C. Menkes, J.-P. Boulanger, P. Delecluse, and E. Guilyardi, 2001: A model study of oceanic mechanisms affecting equatorial Pacific sea surface temperature during the 1997–98 El Niño. *J. Phys. Oceanogr.*, 31, 1649–1675.
44. Visbeck, M., J. Marshall, and T. Haine, 1997: Specification of eddy transfer coefficients in coarse-resolution ocean circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 381–402.
45. Wang, C. and J. Picaut, 2004: Understanding ENSO physics. *J. Geophys. Res.*, 107, 4372–4381.
46. Watanabe, M., and Coauthors, 2010: Improved climate simulation by MIROC5: Mean states, variability, and climate sensitivity. *J. Climate*, 23, 6312–6335.
47. Watanabe, M., M. Chikira, Y. Imada, and M. Kimoto, 2010b: Convective control of ENSO simulated in MIROC. *J. Climate*, 24, 543–562.
48. Weisberg, R. H. and T. J. Weingartner, 1984: Instability waves in the equatorial Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 18, 1641–1657.
49. Wilson, D. and A. Leetmaa, 1988: Acoustic Doppler current profiling in the equatorial Pacific in 1984. *J. Geophys. Res.*, 93, 13947–13966.
50. Wu, A. and W. W. Hsieh, 2003: Nonlinear interdecadal changes of the El Niño/Southern Oscillation. *Clim. Dyn.*, 21, 719–730.
51. Yu, J.-Y. and W. T. Liu, 2003: A linear relationship between ENSO intensity and tropical instability wave activity in the eastern Pacific Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, 30, doi:10.1029/2003GL017176.

III-1-3-2 MIROC4 によって再現された北極振動に対する、エルニーニョ及び成層圏突然昇温の関わり（速報）

今田 由紀子（東京工業大学 大学院情報理工学研究科 研究員）

木本 昌秀（東京大学大気海洋研究所 教授）

1. はじめに

2009～2010 年の冬に発現した強い負の北極振動（AO）が北半球中緯度域に大寒波をもたらした。異常気象として発表されたことは記憶に新しいが、同時期に発達していた熱帯太平洋のエルニーニョ及び成層圏で発生した突然昇温がこの現象と相互に影響し合った可能性が指摘されている。この 3 つの現象の関連性について、Ineson and Scaife (2009) では、ハドレーセンターの高解像度大気モデルで再現された 24 の El Nino を解析から、エルニーニョからのテレコネクションに伴って形成された波数 1 のプラネタリー波が成層圏まで伝播して成層圏下部に極渦（西風）弱化をもたらした。そのシグナルが約ひと月掛けて下方伝播して対流圏に AO 負のパターンを形成するというプロセスを明らかにした。更に、エルニーニョ期に成層圏突然昇温が同時に発生した場合には、極渦の弱化が持続するようになり、対流圏の応答がより顕著に現れることを示した。このような、全球規模の対流圏・成層圏相互作用の存在は、本来、中長期予報が難しいとされる中高緯度の予測可能性の向上にも役立つと期待されることから、注目が集まっている。

本研究では、実際に中長期予報に用いられている高解像度の気候モデルにおいてこのような現象が再現可能であるかどうかを検証し、その予測可能性を探った。

2. モデルと解析手法

用いたモデルは CCSR/NIES/FRCGC CGCM MIROC4 で、大気解像度 T213L56、海洋解像度 $1/4 \times 1/6^\circ$ の高解像版である。CMIP5 の近未来予測実験用に計算された 20 世紀再現実験と同化実験の結果（1950～2007 年）を用いた。同化実験では、海表面～700m までの海水温と塩分を、観測された偏差成分に 3DVAR で同化している。

成層圏突然昇温の定義は、WMO の定義に基づいて、 $\sigma=0.0118$ 面（約 10hPa）において北緯 85 度の帯状平均温度が 1 週間以内に 25 度以上上昇して北緯 60 度の帯状平均温度と逆転し、かつ東西風の反転（東風）を伴った年とし、今回はエルニーニョとの関係を議論するため、12・1・2 月に発生したものを抽出した。エルニーニョについては NINO3 指標を基に、20 世紀再現実験から 12 例、同化実験からは観測と同じタイミングで 15 例を抽出した。そのうち、成層圏突然昇温（Stratospheric Sudden Warming, SSW）を伴ったのは、20 世紀再現実験では 3 例であったのに対し同化実験では 9 例あり^(※)、対象期間が同じであるにもかかわらず両実験間には大きな差が現れた。もともと MIROC の標準実験には、SSW が実際に観測される冬季の昇温現象よりも遅れて 2 月末から 3 月に集中して発

生するという特徴があり、今回解析した 20 世紀再現実験においてもその特徴が強く、エルニーニョが成長する DJF 期間に発生する頻度が極端に少なかった。MIROC において SSW のタイミングが遅れる理由はまだ明らかになっていないが、驚くべきことは、同化実験においてこの問題が解消され、観測に近いタイミングで SSW が発生するようになった点である。このことは、海洋表層の内部変動が SSW の出現に影響を与え得ることを示唆しており、大変興味深い結果ではある。本研究の趣旨を外れるためこれ以上の言及は避けるが、考察の部分で再度触れることにする。以下では主に、同化実験のエルニーニョ 15 例について解析した結果を報告する。

(※) 同化実験において発生する SSW は必ずしも観測されたタイミングとは一致していない。

3. 結果

エルニーニョの発生後およそ 1 ヶ月以内の北半球中高緯度の気圧分布がどのようなになっているかを調べるため、図 1 (a) に、同化実験で再現された地表面気圧偏差 (1・2・3 月平均) のエルニーニョ 15 例の合成図を示した。また、比較のため図 1 (d) に同化実験によって再現された AO 負のパターン (海面気圧偏差の EOF 第一モード) を示しているが、エルニーニョ年すべてで合成した場合は、極側が中緯度より高気圧になる傾向は見られるものの、AO に相当するような気圧パターンは明瞭には現れていない。これを、SSW が発生したエルニーニョ年と SSW が発生しなかったエルニーニョ年に分けて合成したものが図 1 (b) と (c) である。両者の差は歴然で、SSW の発生を伴ったエルニーニョ年には AO 負に似た地表面気圧の偏差パターンが明瞭に現れているのに対し、SSW が発生しなかったエルニーニョ年にはむしろ極側で低気圧が発達するようなパターンになっている。以上の結果は、エルニーニョと SSW が同時に発生するという条件が整った場合に、冒頭で述べたような成層圏を介した熱帯太平洋と中高緯度対流圏の相互作用が存在することを示しており、Ineson and Scaife (2009)の結果とも一致している。

次に、SSW 後に東風偏差が下方伝搬する様子を示したのが図 2 である。ここでは、同化実験の 2004/5 年の冬の例を示した。1 月末に発生した SSW 後に成層圏の東風偏差が対流圏下層まで下方伝搬している様子が明瞭に見られ、成層圏から対流圏へのシグナルの伝搬が MIROC4 においても再現できていることが確認された。

しかし、図 1 (b) と (c) の違いが、単に偶発的な SSW の有無に起因しているのか、それとも対流圏からのプラネタリー波の上方伝搬プロセスにそもそも違いがあるのかどうかは、この結果からだけでは判断できない。そこで、先ほどと同様に SSW を伴ったエルニーニョ年と SSW が発生しなかったエルニーニョ年で分けて合成した地表面気圧、500hPa 面及び 50hPa 面 (成層圏下部) のジオポテンシャルハイトの 12・1・2 月平均の偏差パターンを図 3 に示した。対流圏の偏差パターンは、いずれの場合もアリューシャン低

気圧の強化と北米の高気圧偏差という、いわゆる PNA パターンの特徴が現れているが、ユーラシア大陸から北欧にかけての偏差パターンに大きな違いが見られる。SSW ありのエルニーニョ年にはユーラシアに低気圧偏差が見られ、波数 1 のプラネタリー波が形成されている（図 3a, b）が、SSW なしのエルニーニョ年にはユーラシア上に高気圧偏差が現れ、これにより波数 2 の傾向が強まっていることが分かる（図 3d, e）。下部成層圏の気圧配置を比較すると（図 3c, f）、SSW 発生している場合に極渦が弱化しているのは当然だが、SSW なしの年の合成図では極渦はむしろ強化されることを示していた。Taguchi and Hartman(2006)では波数 1 のプラネタリー波は極向きの熱フラックスを伴うのに対し波数 2 では南向き熱フラックスが生じることを示しており、今回の結果もこれに矛盾しない。

以上の結果は、エルニーニョに伴って形成される北半球中高緯度のテレコネクションパターンの違いが SSW の発生そのものに影響を与える可能性を示唆している。この時の熱帯のエルニーニョの違いを調べたものが図 4 である。SSW が発生した年のエルニーニョに比べて、SSW がなかった年のエルニーニョはピークが西側に位置し、南北に広い構造を持っている。このようなエルニーニョの空間パターンの違いがテレコネクションパターンに影響を与えている可能性があり、今後は GCM を用いた感度実験を通して検証していく予定である。

4. まとめ

Ineson らが提唱したエルニーニョ、SSW、負の AO の関係が、高解像度 MIROC の同化実験において再現されることが確認され、結合モデルを用いた中高緯度の季節予報の予測可能性につながるものと期待される。また、このようなプロセスが働くか否かは、SSW の有無だけでなく、そもそも熱帯からのテレコネクションパターンの現れ方に左右される可能性があることが新たに示唆された。このことは、同じモデルに海洋の内部変動成分を同化した場合としない場合とで SSW の出現の仕方が異なることから示唆される。

今回解析した事例ではサンプル数が十分とは言えず、今後は感度実験等を通して仮説の検証を進めて行きたい。また、ラニーニャ時に SSW が起こった場合には逆のプロセスが起こり得るのか、といった疑問にも今後取り組んでいきたい。

References

1. Ineson, S., and A. A. Scaife, 2009: The role of the stratosphere in the European climate response to El Niño. *Nature Geosci.*, 2, 32-36.
2. Taguchi, M and D. Hartman, 2006: Increased occurrence of stratospheric sudden warming during El Niño as simulated by WACCM. *J. Clim.*, 19, 324-332.

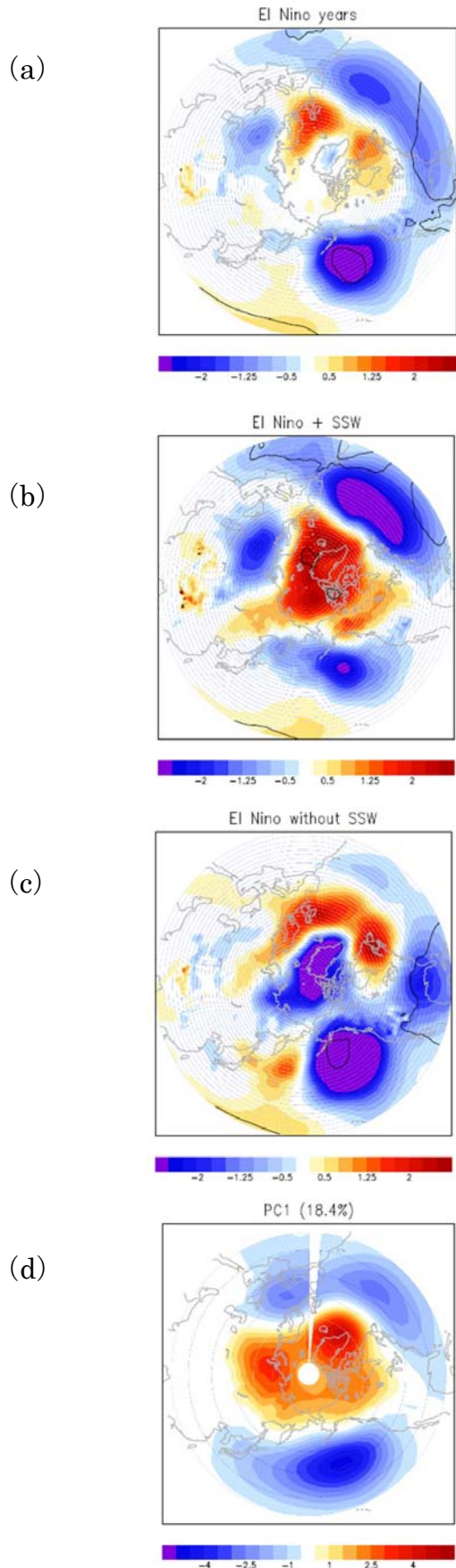


図1 地表面気圧の偏差の合成図[hPa]。(a) エルニーニョ 15 例の合成、(b) SSW 発生を伴ったエルニーニョ 9 例の合成、(c) SSW が発生しなかったエルニーニョ 6 例の合成。
(d) は、MIROC4 同化実験から計算された地表面気圧偏差の EOF 第一モード。

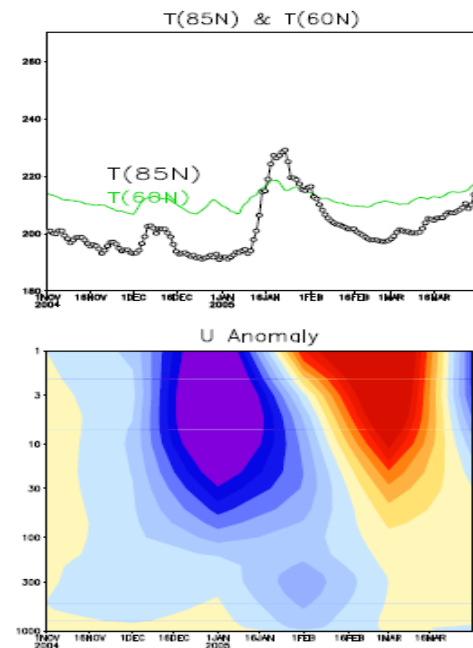


図2 (上) 北緯 85°と 60°の 10hPa 付近で帯状平均した気温の時間変化[K]。
(下) 北緯 60°において帯状平均した東西風偏差の高度-時間断面[m/s]。

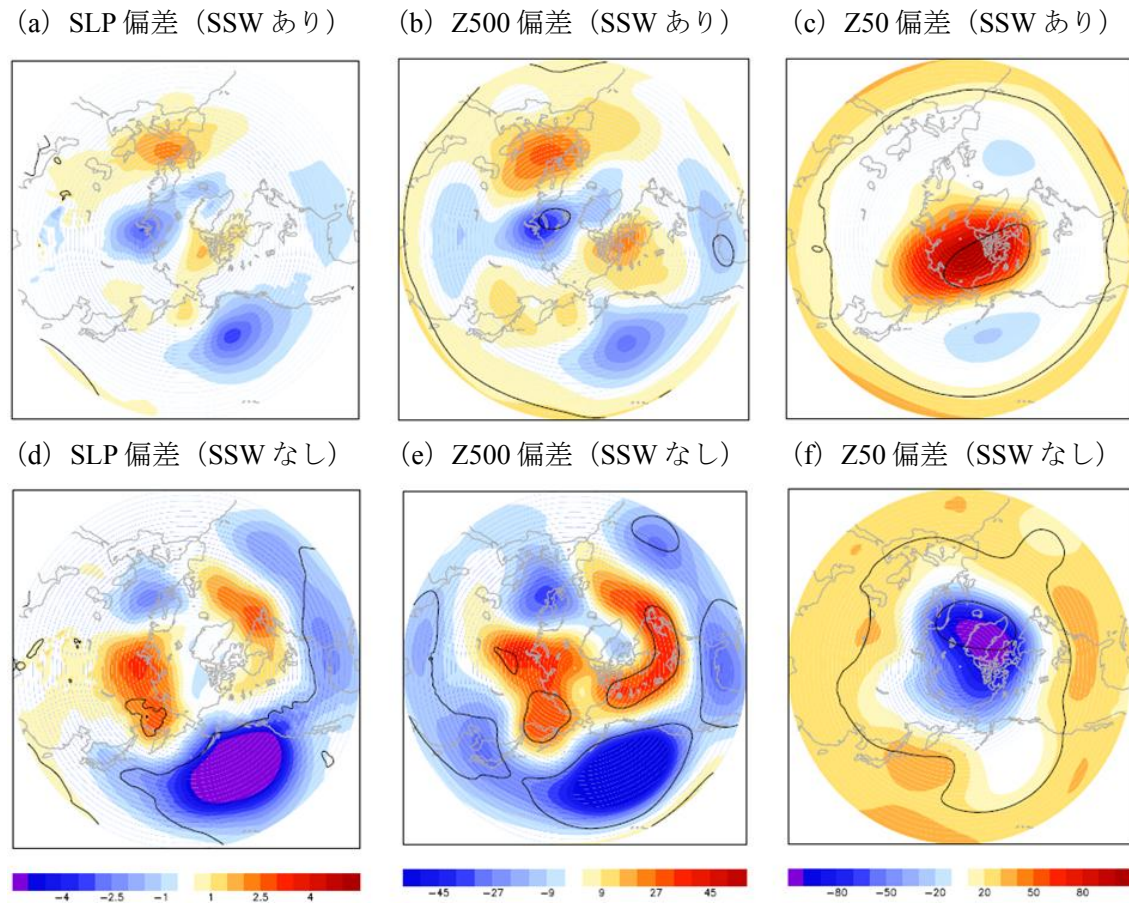


図 3 それぞれ (a) (d) SLP 偏差[hPa]、(b) (e) Z500 偏差[m]、(c) (f) Z50 偏差[m]の合成図。

(a) 、 (b) 、 (c) SSW ありのエルニーニョ年の合成、(d) 、 (e) 、 (f) SSW なしのエルニーニョ年の合成図。黒線は 95% 有意水準。

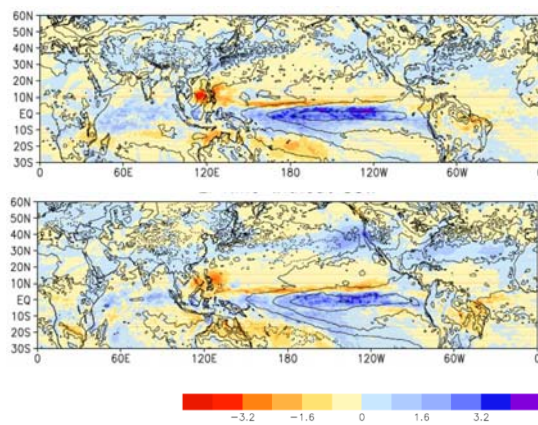


図 4 SST 偏差 (線) 及び降水量偏差 (色) の合成図。上 : SSW ありのエルニーニョ年、下 : SSW なし
のエルニーニョ年。

Ⅲ-1-4 海洋生態系モデル班

実施機関：北海道大学大学院地球環境科学研究院

担当責任者：山中康裕

a. 要約

改良を行った海洋生態系モデル MEM を用い、2030 年までの温暖化実験を行うことにより、気候変動に対する生態系の応答を調べた。HNLC 海域では、従来のモデル NEMURO ではケイ藻類やその他の小型プランクトンの年平均した生物量はともに減少したが、MEM では HNLC 海域の再現が良くなったため、その他の小型プランクトンの生物量は弱に増加した。これは観測から示唆される相関と調和的であった。また、温暖化に伴う小型浮魚類のマイワシの産卵海域が北上することが示唆された。

b. 研究目的

海洋の基礎生産や水産資源量の変動は、短期間の地域的な顕著現象に強く影響される。このため、近い将来の生物資源量の変動を予測するには、高解像度・高精度の大気海洋結合モデルによる物理場を中程度複雑生態系モデルへ直接適用する必要がある。そこで本課題では、近未来予測実験の物理場を用いたオフライン手法を用いて海洋生態系モデルへ適用することにより、海洋環境、プランクトンによる一次生産、小型浮魚類の資源量の将来予測までを一貫して行う。

c. 研究計画、方法、スケジュール

平成 19 年度は共生プロジェクト第 1 課題の成果(IPCC AR4)を領域海洋生態系モデルへ適用し、モデルや計算手法の検討を行う。平成 20 年度・は、予備の実験に基づく温暖化影響と自然変動と関係を明らかにするような解析手法の開発等を行う。平成 21 年度からは近未来予測実験の進捗状況に合わせて、海洋生態系モデルと小型浮魚類モデルを用いた温暖化影響予測実験と影響評価解析を行う。

d. 平成 23 年度研究計画

昨年度、改良を行った海洋生態系モデル MEM を用いた 2030 年までの将来予測を行うことにより、気候変動に対する生態系の応答を調べる。特に、気候値の再現性が向上した北太平洋などの HNLC (High Nutrient Low Chlorophyll) 海域における振る舞いを明らかにする。西部北太平洋領域モデルによる温暖化実験を利用して、生物生産量が、温暖化に伴う成層化・水温上昇・日射量変化・海流変化などの要因によりどのように変化するかを明らかにする。また、温暖化に対する小型浮魚類の資源量変動研究を行う。

e. 平成 23 年度研究成果

HNLC 海域では、従来のモデル NEMURO では、夏場の栄養塩が枯渇していたのに対して、MEM では HNLC 海域における夏場の栄養塩が残るようになり、栄養塩制限が緩和された。その結果、その他の小型プランクトンの年間生物量が、温度条件の好転に伴い、増加する結果を得た。温暖化に対する小型浮魚類の資源量変動研究に関しては、速報的な解析結果を公表した(Okunishi et al., ほぼ受理)。

f. 考察

MEM で改良された振る舞いは、一昨年実施した気候値としての長期間平均や、昨年実施した経年変動に対する変動も改善のみならず、近未来の温暖化の際の応答も、現在観測で示唆されている傾向と調和的な結果を再現した。また、最終年度に向けて、小型浮魚類に関する結果を得た。このように、当初の研究計画通りに達成した。

g. 引用文献

1. Okunishi, T., S. Ito, T. Hashioka, T. T. Sakamoto, N. Yoshie, H. Sumata, Y. Yara, N. Okada, Y. Yamanaka: Impacts of climate change on growth and migration of Japanese sardine (*Sardinops melanostictus*) in the western North Pacific. *Climatic Change*, (submitted).

h. 成果の発表(顕著な成果を抜粋)

❖ 論文(受理・印刷済み)

1. Hirata, T., S. Saux-Picart, T. Hashioka, M. N. Aita, H. Sumata, M. Shigemitsu, I. J. Allen, Y. Yamanaka: A comparison between phytoplankton community structures derived from a global 3D ecosystem model and satellite observation. *Journal of Marine Systems*, (in press).
2. Okunishi, T., S. Ito, D. Ambe, A. Takasuka, T. Kameda, K. Tadokoro, T. Setou, K. Komatsu, A. Kawabata, H. Kubota, T. Ichikawa, H. Sugisaki, T. Hashioka, Y. Yamanaka, N. Yoshie, T. Watanabe: A modeling approach to evaluate growth and movement for recruitment success of Japanese sardine (*Sardinops melanostictus*) in the western Pacific. *Fisheries Oceanography*, (in press).

❖ 論文(投稿中)

1. Okunishi, T., S. Ito, T. Hashioka, T. T. Sakamoto, N. Yoshie, H. Sumata, Y. Yara, N. Okada, Y. Yamanaka: Impacts of climate change on growth and migration of Japanese sardine (*Sardinops melanostictus*) in the western North Pacific. *Climatic Change*, (submitted).
2. M. Shigemitsu, T. Okunishi, J. Nishioka, H. Sumata, T. Hashioka, M. N. Aita, S.L. Smith, N. Yoshie, N. Okada and Y. Yamanaka: Development of a one-dimensional ecosystem model including the iron cycle applied to the Oyashio region, western subarctic Pacific. *JGR - Ocean*, (submitted).

❖ 口頭発表

1. 山中康裕: 学会を通じた研究活動と今後の学会への期待: 海洋生態系モデリングの視点より. 我が国における海洋学の歩みと日本海洋学会－日本海洋学会創立 70 周年記念シンポジウム, 福岡, 2011 年 9 月 26 日.
1. Hirata, T., Saux-Picart, S., Allen, I., Yamanaka, Y., Butenschon, M., Hashioka, T., N. Aita, M., Stromberg, P., Smyth, T., Hardman-Mountford, N., Barange, M. A comparison between biomass distributions of zooplankton estimated from satellite and marine ecosystem models; assessment of spatial applicability of the models, *Advances in Marine Ecosystem Modeling and Research*, Plymouth, 27-30 June, 2011
2. Hashioka, T., M. Vogt, M.N. Aita, S. Alvain, L. Bopp, E. Buitenhuis, S. Doney, I. Lima, C. Le Que're, Y. Yamanaka: Results of MAREMIP Phase0: Overview & Seasonal Variation. *MARine Ecosystem Model Intercomparison Project Phase1 Workshop*, Plymouth, UK, June 26, 2011.
3. Hashioka, T.: Future projections: Information from experience in our simulations. *MARine Ecosystem Model Intercomparison Project Phase1 Workshop*, Plymouth, UK, June 26, 2011.
4. Shigemitsu, M., T. Okunishi, J. Nishioka, H. Sumata, T. Hashioka, N. M. Aita, S. L. Smith, N. Yoshie, Y. Yamanaka: Development of a one-dimensional ecosystem model including iron cycle. The 43rd international Liege colloquium, Liege, Belgium, May 2011.

5. Hirata, T., Dynamics of phytoplankton community structure derived from a 3D ecosystem model and satellite ocean colour algorithm, Xiamen, China, 4th Apr. 2011

Ⅲ-1-4-1 経年変動および中規模渦による海洋低次生態系に対する影響

山中康裕 (北海道大学 大学院地球環境科学研究所 教授)

橋岡豪人 (北海道大学 大学院地球環境科学研究所 博士研究員)

増田良帆 (北海道大学 大学院地球環境科学研究所 博士研究員)

須股浩 (北海道大学 大学院地球環境科学研究所 博士研究員, 現アルフレッド・ウェーゲナー研究所 研究員)

岡田直資 (北海道大学 大学院地球環境科学研究所 特任助教)

(1) はじめに

海洋生態系モデル班は、水平格子サイズ $1/4^\circ \times 1/6^\circ$ の海洋中規模渦を表現できる高解像度気候モデルの結果を利用して、経年変動や中規模渦による自然変動から 2030 年までの近未来将来の地球温暖化が海洋生態系に与える影響を調べてきた。高解像度の気候モデルに複雑な海洋生態系モデルを直接組み込み計算することは、地球シミュレータを用いても困難である。本研究では、革新プログラムの気候モデルで得られた物理環境を基に、オフライン計算の手法を導入することで、計算時間を大幅に短縮し高解像度モデルによる海洋生態系の計算を実施した。これを用いて、温暖化の影響評価に必要となるアンサンブル実験や感度実験などを実行してきた。

(2) 地球温暖化予備実験：春季プランクトンブルームの早期化

大気中 CO_2 濃度を年率 1% 増加させた漸増実験(CO_2 濃度が約 2 倍の 75-86 年目)およびコントロール実験のそれぞれ 10 年間の時間積分の結果を利用して、温暖化が低次生態系に与える影響を予測した。温暖化に伴う昇温は西部北太平洋において 100 年で 2~4 度であり、年々の自然変動 (ENSO や PDO などの経年変動、渦活動の変動など) に比べてそれほど大きくない。そのため、どのような海域、季節に温暖化のシグナルが顕著に現れるのかということが重要となる。温暖化に対する応答を予測すると共に、自然変動に対して統計的に有意な温暖化のシグナルを持つ海域を抽出することに取り組んだ。

標準実験で、モデルは現在の年平均の気候値的な分布を良く再現している。特に高解像度化により三陸沖の物理環境が改善され、生態系の再現性も大きく向上した。温暖化に対する応答として、西部北太平洋では、オホーツク海の沿岸域を除くほぼ全域で年平均の Chl-a 濃度は減少する傾向にあり、これらの変化は、自然変動が大きい黒潮続流域 (流軸の年々変動や渦活動など) を除き西部北太平洋のほぼ全域で 5% 以下の有意水準にあった。温暖化に伴う、西部北太平洋の植物プランクトンの減少は過去の研究結果を支持する物であるが、統計的に有意な海域の抽出は初の試みであり、モデルの高解像度化により初めて可能となってきたことである。10 年間のデータのみを用いた予備的解析では、たまたま数十年変動をとらえてしまった可能性があるが、近未来予測のアンサンブル実験の結果を用いた実験を行う際の有用な議論の材料が得られた。

温暖化の季節的な影響の予測としては、西部北太平洋亜寒帯域の生態系変動の鍵となる春季ブルームに注目し、解析を行った。モデルは標準実験において、観測された春季ブルームの季節的な移り変わりを良く再現している(図 1a,1b：すなわち、ブルームが亜熱帯から亜寒帯域へ北上する様子や、外洋のブルームは周囲の沿岸域に比べて遅れる始まる様子など)。温暖化に対する応答として、西部北太平洋の多くの海域では、春季ブルームの 10～20 日程度の早期化が予測された(図 1c)。これらの結果は、実験期間中の 10 年間の季節変動を独立なものと見なすと、95%以上の有意水準にある(図 1d)。また、温暖化に対する応答を線形と仮定すると、これらブルームの早期化は、CO₂ 濃度が現在の約 1.5 倍となる約 40 年後に検出できるようになる可能性がある。なお、近未来における、温暖化が春季ブルームの規模に与える影響については、限られた海域のみで統計的に有意であるため、より詳細な議論を行うためには、7 回程度のアンサンブル実験が必要である。

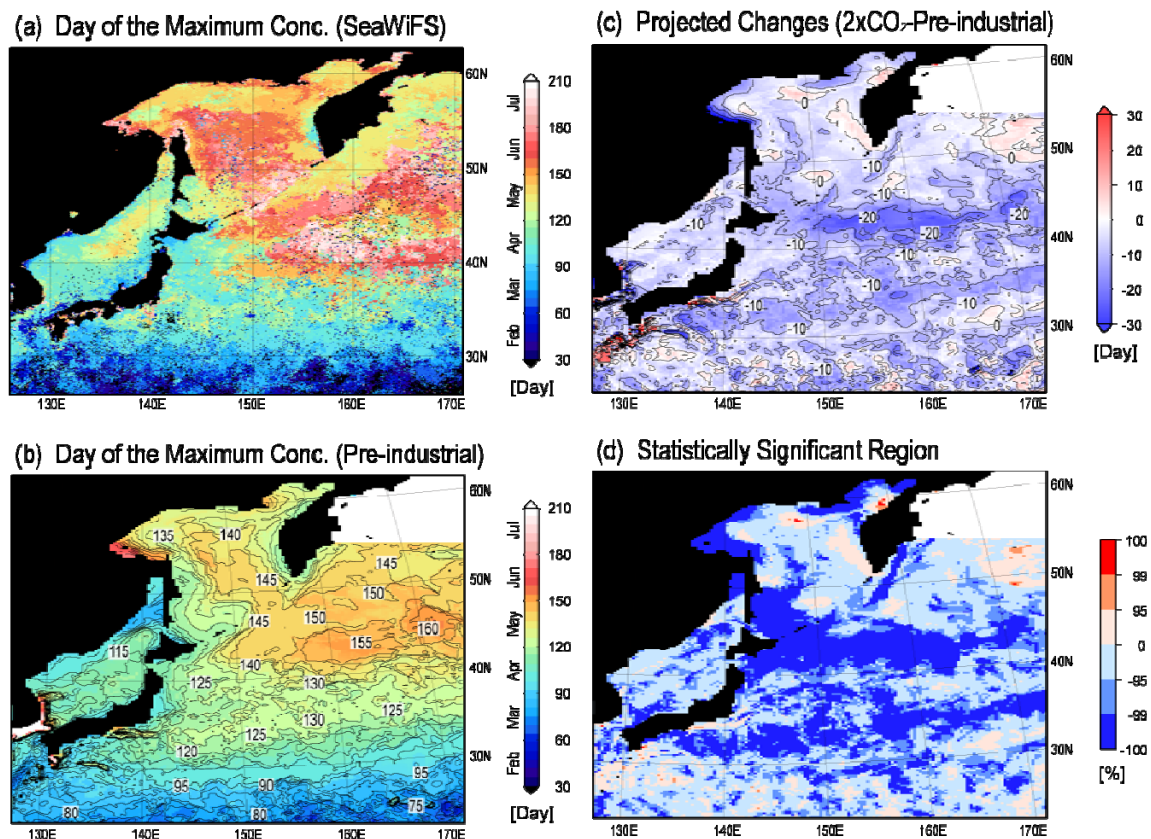


図 1：春季に Chl-a 濃度が最大となるタイミングの水平分布(a)衛星観測、(b)モデルの標準実験。(c)ブルーム時に最大濃度となるタイミングの温暖化に伴う変化(温暖化-標準実験)、(d)最大濃度となるタイミングの自然変動に対して、温暖化の影響が統計的に有意な領域。t 検定による 5%と 1%の有意水準を示す。

(3) 改良した海洋生態系モデル

全球海洋における栄養塩などの物質循環と、これに関連する低次生態系の振舞いを調べるためには、海域毎に異なるプランクトンの生理特性や、鉄などの微量元素による生物生産への影響を勘案したモデルが必要となる。将来の気候変化予測実験に対応した形で海洋低次生態系の変化予測を行うために、全球海洋を対象とした低次生態系モデルの開発・改良を行った。新たに導入したモデル MEM では、PICES(北太平洋海洋科学機構)において開発された窒素循環ベースの海洋低次生態系モデル NEMURO に以下のような変更・修正を加えた(図 2)。

- ・ 海域毎に異なる植物プランクトンの生理特性を表現するために最適化栄養塩取り込み過程(Optimal Uptake Kinetics)を採用。
- ・ 鉄循環を導入するとともに、植物プランクトンに対する鉄制限の効果を陽に表現。
- ・ 2 種類の沈降粒子を導入し、粒子の凝集過程を陽に表現。
- ・ 光合成に対する光制限は Platt の定式化を採用。
- ・ 遺伝的アルゴリズム(GA)を用いた最適パラメータの推定。

また、今後の大気海洋陸面結合モデルとのオフライン結合を視野に入れ、河川による窒素・珪素の供給、陸棚起源・ダスト起源の鉄供給などのプロセスをモデルに追加した。

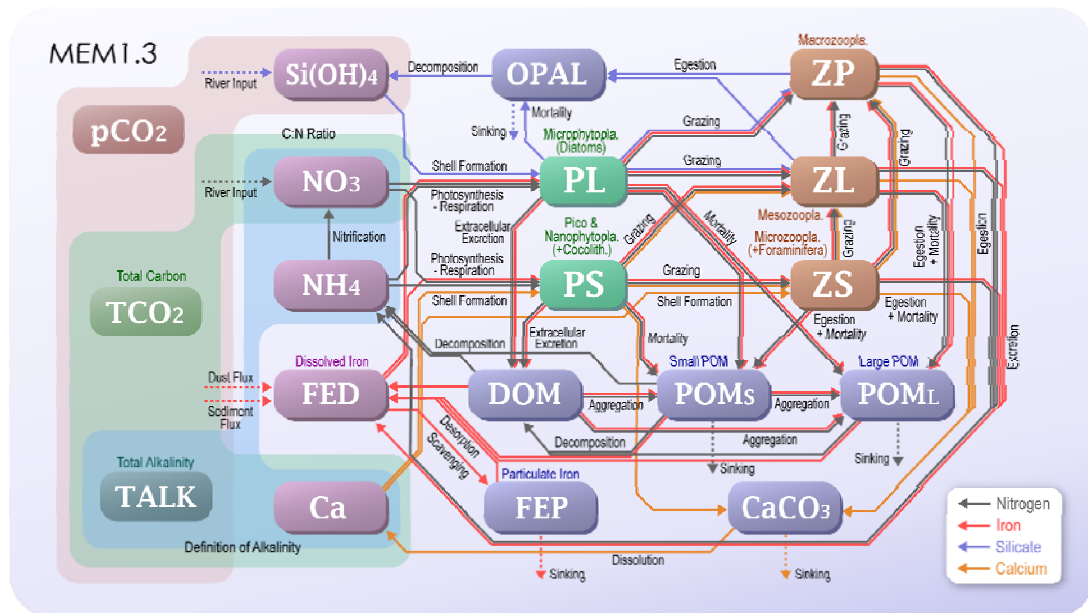


図 2: 新たに開発したモデルの栄養塩循環のフロー図。今回新たに導入した鉄循環は赤で示してある。

図 3 に従来のモデル(NEMURO)と、今回開発したモデル、更に観測から得られた海表面での硝酸塩分布の気候値を示す。従来のモデル(NEMURO)では、北太平洋亜寒帯域や南大洋など、植物プランクトンの成長に対する鉄制限の効果が重要とされる海域では、観測値に較べて栄養塩が枯渇する傾向にあった。これはモデルが植物プランクトンの成長に対す

る鉄制限の効果を表現していないために、鉛直混合や湧昇により供給される栄養塩が、植物プランクトンの取り込みにより過剰に消費されていたためである。新たに開発されたモデルでは、この点が大幅に改善され、北太平洋亜寒帯域や南大洋での栄養塩分布の再現性が飛躍的に向上した。

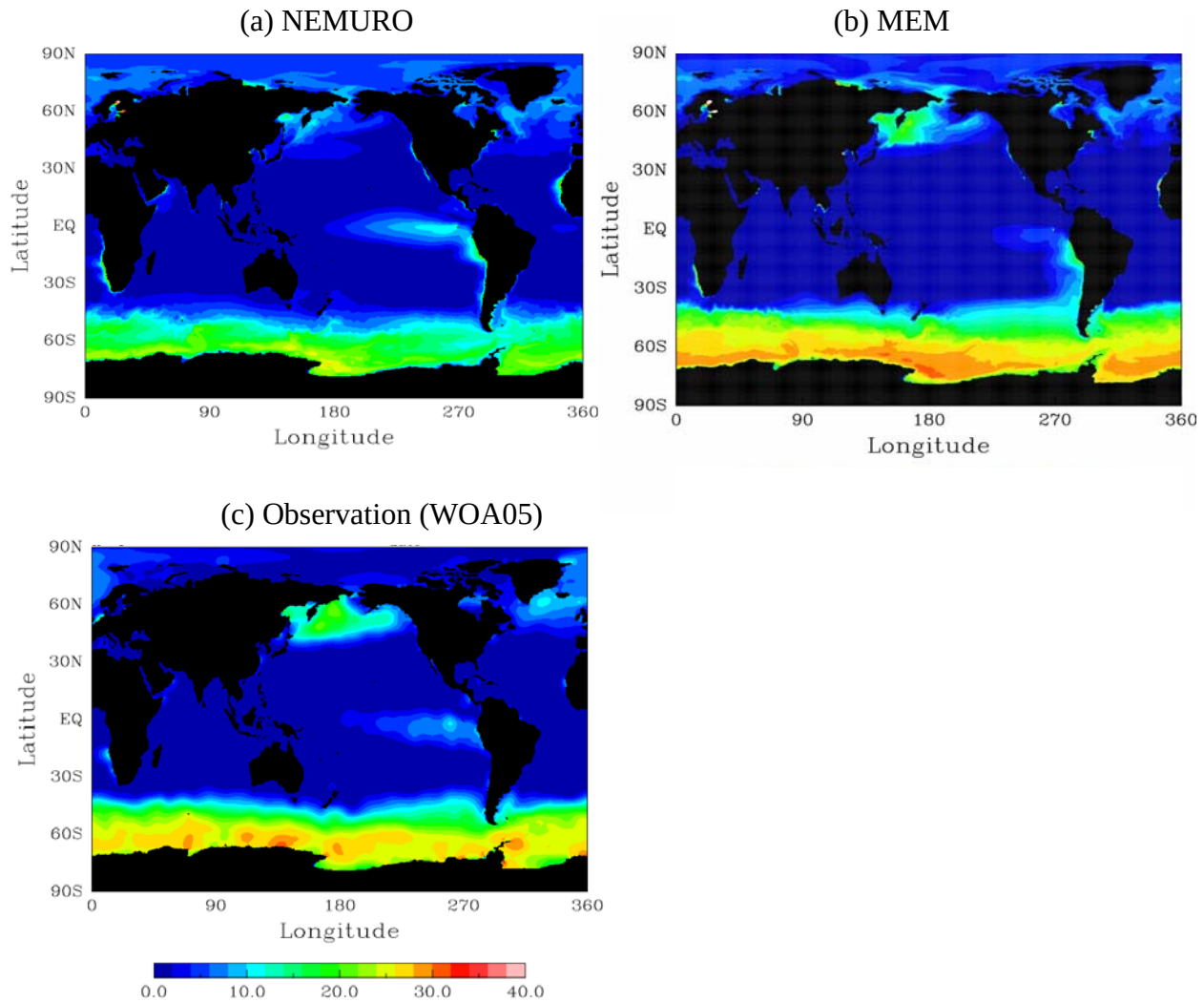


図 3: 海表面における硝酸塩分布の年平均気候値: (a) NEMURO, (b) MEM, (c) 観測値 (WOA05)。カラーバーの単位は $\mu \text{ molN/L}$ 。

従来のモデルでは、栄養塩分布と対応する形で、南大洋でのクロロフィル分布に極端なバイアスがあった。新たに開発したモデルにおいては、鉄制限の導入によりこの点が大幅に改善された。また、従来のモデルよりも、熱帯 - 亜熱帯 - 亜寒帯間のクロロフィルのコントラストがより明瞭になり、亜熱帯の貧栄養海域でのクロロフィル分布がより観測値に近いものになった。これらのモデルの改良に大きく寄与しているのが鉄循環の導入である。海洋中の溶存鉄濃度は近年まで正確な測定が困難であったため、現在なお全球をカバーす

るだけの分布が得られていないが、北大西洋やインド洋北西部で濃度が高く、太平洋や南極環海で濃度が低いという海盆スケールでの特性は、モデルにおいてもよく再現されている。また同時に、これまで HNLC 海域として特徴づけられてきた北太平洋亜寒帯、東部熱帯太平洋、南大洋の3つの海域において、鉄が植物プランクトンの成長律速要因として重要な働きをしているという結果が得られた。

(4) 経年変動による海洋生態系の応答

MEM を用いた経年変動実験(1958-2005 年)を実施したことにより、従来のモデル NEMURO による結果と比較が出来るようになった。HNLC 海域において、NEMURO では、栄養塩制限のために、亜表層からの栄養塩供給によってクロロフィル a の変動が決まる。そのため成層化はクロロフィル a 濃度減少と SST 上昇、すなわち、それらに関する負の相関があった。他方、MEM では、光制限によりクロロフィル a 量が決まるので、成層化に伴い、光環境の改善によるクロロフィル a 濃度上昇と SST が上昇する関係、すなわちそれらに関する正の相関になった(図 4)。これは長期観測から示唆される相関と調和的である。温暖化に伴うクロロフィル a 濃度、すなわち、海洋生態系の応答を考えると、温暖化に伴う成層化に対して、NEMURO と MEM では異なる応答が期待され、MEM の方が、経年変動に対する観測された応答が再現されることにより、より合理的な結果が得られると期待される。

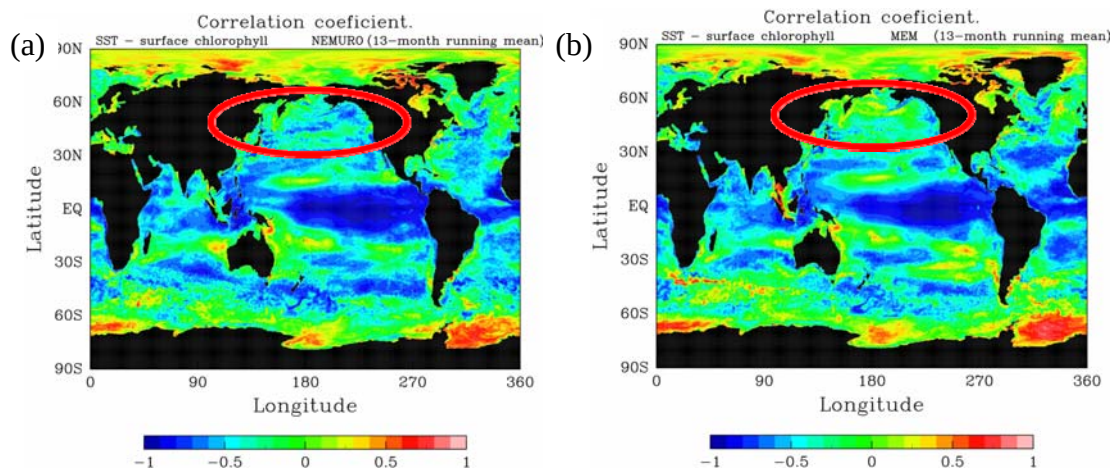


図 4：クロロフィル a と SST との相関係数の全球分布。(a)従来モデル NEMURO、(b)新モデル MEM。赤く囲ったところが、北太平洋における HNLC 海域である。

(5) 中規模渦による栄養塩の輸送

海洋の熱・淡水の水平輸送に対する渦輸送の寄与は、平均場や季節変動成分による寄与に較べて相対的に小さいことが知られている。海洋の熱・淡水の大気-海洋間のフラックス交換の水平スケールに比べて、湧昇や混合層による鉛直混合などによる栄養塩供給は、相対的に小さな水平スケールを持つ。そのため、栄養塩の水平輸送は、時空間スケールが

小さな渦によってより効率的に行われる。これらの要因により、水平方向の栄養塩再分配過程においては、平均場による輸送と渦輸送が共に中低緯度において、同程度の寄与をもつことが分かった。

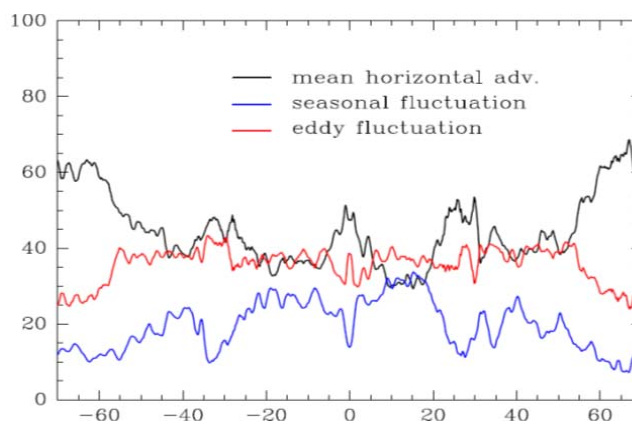


図5：栄養塩の水平輸送に対する平均場・季節変動・渦成分に関する寄与分(%)の南北分布(Sumata et al., 2010)。黒線が平均場による輸送、青線が季節変化による輸送、赤線が渦輸送による輸送。

(6) 地球温暖化に対する海洋生態系の応答

(3)や(4)で述べたように、海洋生態系モデルの改良により、HNLC 海域の再現、および、観測された経年変動を再現した。さらに、近未来予測において、海洋生態系は興味深い応答を示した。すなわち、HNLC 海域では、ケイ藻類の年平均した生物量は、一般的に言われているように、温暖化に対する応答として減少する一方、その他の小型の植物プランクトンの年平均した生物量は増加する(図6)。これは、小型の植物プランクトンの栄養塩に対するいわば半飽和定数が小さいため(最適栄養塩取り込みを使っているため半飽和定数は濃度に対して可変だが、相対的にケイ藻に比べて小さい)、高緯度海域の成層化による表層栄養塩減少に対して、小型の植物プランクトンは鈍感であり、温度環境などが好転認めに増加したと考えられる。これは近年観測されている結果と調和的である(Watanabe et al., 2008)。

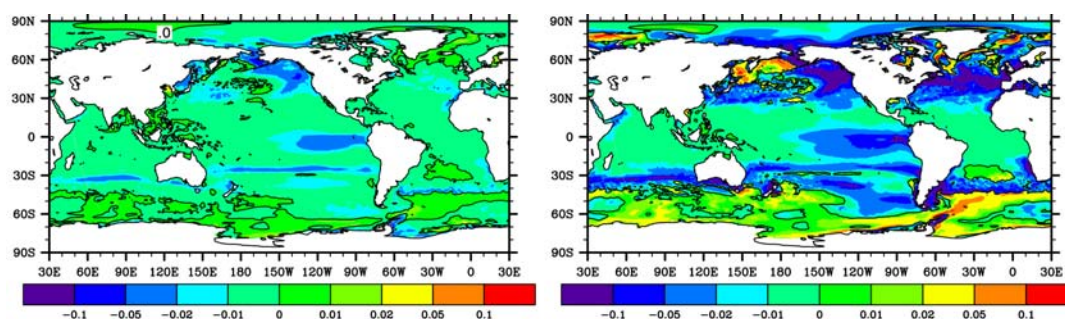


図6：年平均した生物量(左：ケイ藻類、右：その他の小型プランクトン)。

また、上記の温暖化実験(Hashioka *et al.*, 2007)を利用して、小型浮魚類回遊モデルを用いた結果では、マイワシの産卵海域は、温暖化に伴って、現在の主産卵海域である土佐湾沖では、最適水温よりも高温化し、マイワシの稚魚の成長速度が遅くなり、死亡率の増加に伴って成魚になる割合が減少し、他方、産卵数が少ない房総沖では成魚になる割合が増加するために、温暖化に伴って、産卵海域の北上が期待される(Okunishi *et al.*, 投稿中)。すなわち、現在では、各年は最適水温範囲内に入る一方、温暖化の際には、最適水温範囲内に入る年もあるものの多くの年は最適水温より高温となる。そのために、マイワシの稚魚の成長速度が遅くなり、マイワシの死亡率は体重が小さいものが非常に高くなることをあわせると、生存する魚数が減少することが期待される。

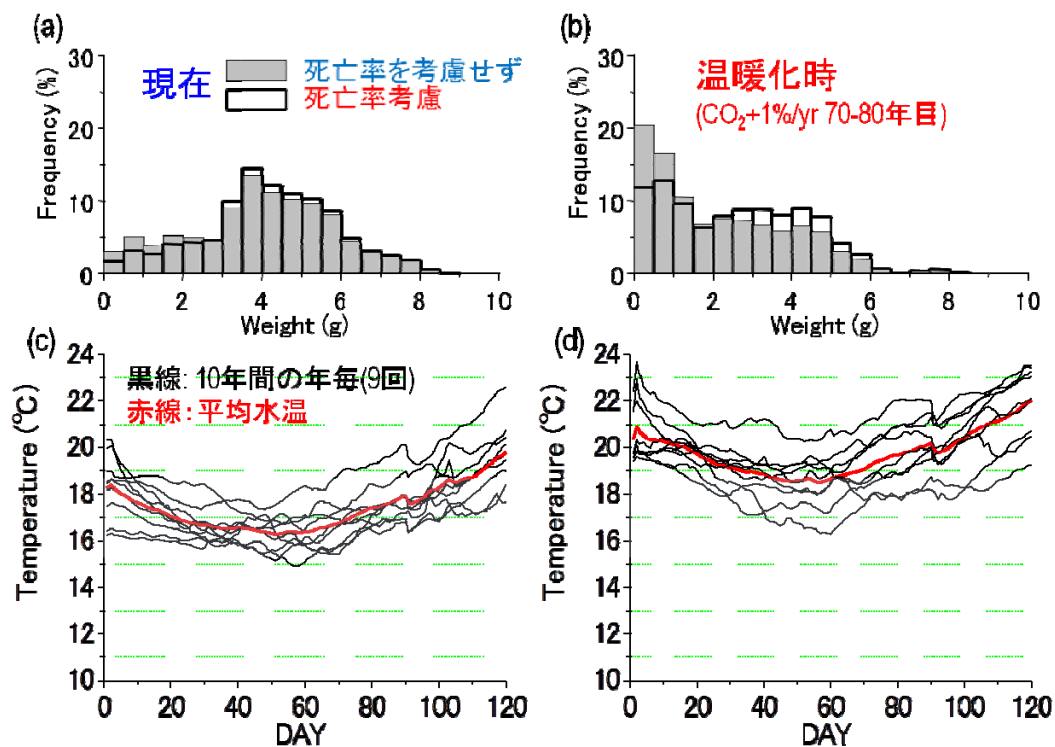


図7：土佐沖の2月に産卵したマイワシの120日目までの成長の様子。(a,b)現在と温暖化した際の生後120日目の体重の頻度分布。体重に依存した死亡率を仮定した場合とそうでない場合の計算結果を示す。(c,d)マイワシが経験した平均水温の推移。黒線が各年、赤線が10年間平均したもの。

III-2 アンサンブルデータ同化手法を用いた不確実性定量化技術の開発

課題代表機関：海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト

研究代表者：石井 正好

a. 要約

長期的気候変動の再現と予測における不確定量を評価できるアンサンブル手法を開発して、30 年先までの近未来気候変動予測のために最適な初期値を作成し、再現および予測された気候変動の不確定量を評価する。

b. 研究目的

近未来気候変動予測を初期値問題として捉え、大気海洋結合モデルによる十年規模変動の再現と予測に焦点を当てた研究を実施する。このような研究に必要なデータ同化技術およびアンサンブル予測技術の開発を行う。

c. 研究計画、方法、スケジュール

地球温暖化予測モデルとして使用可能な大気海洋結合モデルを用いて十年規模変動に焦点を当てたデータ同化により過去気候再現ならびにアンサンブル予測による将来気候予測が可能となるシステムを開発する。最初の試みとして、歴史的な海洋データ同化を行い気候予測に最適な初期値を作成する。この初期値を用いて予測実験を行い、主要な十年規模気候変動について、過去の事例について予測可能かどうかを検証し、将来気候予測実験を試みる。データ同化による初期値化を行った予測と従来型の予測の違いについて考察する。以上の研究結果を踏まえて、気候再現予測のためのアンサンブル技術の高度化を目指す。

d. 平成 23 年度研究計画

近未来気候予測実験で採用可能なアンサンブルデータ同化手法および初期値作成手法を開発し、過去の事例についての気候再現および気候予測実験を行い、十年規模気候変動の解析を行う。ここで十年規模の気候変動予測に対してデータ同化による初期値化が有効かどうかを確認する。今年度は可能な限り予測サンプルを増やし、予測可能性について統計的に確度の高い議論を行う。さらには初期値化手法を変えたとき、気候場の再現性や十年規模気候変動の予測可能性を高められるか検討する。

e. 平成 23 年度研究成果

既の実施した高解像度モデルと新中解像度大気海洋結合モデルによる本番実験の結果に加えて、本年度は、一回あたりのアンサンブル数を増やす実験と、毎年初期値による予測実験を行った。その結果、数少ないサンプルから出した予測可能性についての結果と整合的であることが、統計的に、検証することができた。また、従来の初期値化方法に大気データを取り込んだとき、予測に正のインパクトがあることを確認した。加えて、高度な初期値化手法の開発を行った。

f. 考察

初期値化することにより十年規模気候変動の予測可能性があることが確認され、初期成果としてはある程度満足できるものであった。しかし、実際の利用に耐えうるほどの精度はあるとはいえない。モデリング、初期値化、アンサンブル手法などの技術的な問題の解決や、それらの高度化が必要と考える。また、予測対象とする変動のメカニズムを良く理解した上で、その変動の再現と予測のために有効なアプローチを模索すべきである。

g. 引用文献

以下の詳細報告中に記載する。

h. 成果の発表（顕著な成果を抜粋）

❖ 論文(受理・印刷済み)

1. Mochizuki, T, Y. Chikamoto, M. Kimoto, M. Ishii, H. Tatebe, Y. Komuro, T. T. Sakamoto, M. Watanabe, and M. Mori, 2011: Decadal Prediction using a Recent Series of MIROC Global Climate Models. JMSJ Special issue on the recent development on climate models and future climate projections. (accepted).
2. Suzuki, T. and M. Ishii (2011), Regional distribution of sea level changes resulting from enhanced greenhouse warming in the Model for Interdisciplinary Research on Climate version 3.2, Geophys. Res. Lett., 38, L02601, doi:10.1029/2010GL045693.
3. Suzuki, T., and M. Ishii (2011), Long - term regional sea level changes due to variations in water mass density during the period 1981–2007, Geophys. Res. Lett., 38, L21604, doi:10.1029/2011GL049326.
4. Tatebe, H., M. Ishii, T. Mochizuki, Y. Chikamoto, T. T. Sakamoto, Y. Komuro, M. Mori, S. Yasunaka, M. Watanabe, K. Ogochi, T. Suzuki, T. Nishimura, and M. Kimoto, 2011: Initialization of the climate model MIROC for decadal prediction with hydrographic data assimilation. JMSJ Special issue on the recent development on climate models and future climate projections. (accepted).
5. Yasunaka, S., M. Ishii, M. Kimoto, T. Mochizuki, and H. Shiogama, 2011: Influence of XBT Temperature Bias on Decadal Climate Prediction with a Coupled Climate Model. J. Climate, 24, 5303-5308, doi: 10.1175/2011JCLI4230.1.

❖ 論文(投稿中)

1. Chikamoto, Y., M. Kimoto, M. Ishii, T. Mochizuki, T. T. Sakamoto, H. Tatebe, Y. Komuro, M. Watanabe, T. Nozawa, H. Shiogama, M. Mori, S. Yasunaka, Y. Imada, 2011: An overview of decadal climate predictability in a multi-model ensemble by climate model MIROC. Climate Dynamics (submitted).

❖ 口頭発表

1. 鈴木立郎, 石井正好, 2011: 水塊の変質を伴う近年の海面水位分布の変化. 海洋学会 2011 年秋季大会. 九州大学, 平成 23 年 9 月 26 日～9 月 30 日.
2. 近本喜光, 木本昌秀, 石井正好, 野沢 徹, 渡部雅浩, 望月崇, 建部洋晶, 坂本天, 小室芳樹, 塩竈秀夫, 安中さやか, 森正人, 今田由紀子, 小山博司, 野津雅人, 2011: MIROC を用いた近未来予測システムの開発. 2011 年度春季気象学会専門分科会「AR5 に向けた気候変化予測の現状, 2011 年 5 月.
3. 小山博司, 石井正好, 建部洋晶, 西村照幸, 木本昌秀, 2011: 大気海洋結合モデル MIROC へのアンサンブル・カルマンフィルタの導入. 第 8 回「異常気象と長期変動」研究集会, 2011 年 11 月 8 日～9 日, 宇治, 京都大学防災研究所.
4. 福田義和, 石井正好, 勢田明大, 2011: 歴史的 X B T 海洋表層水温観測データの整備とその必要性. 海洋学会 2011 年秋季大会. 九州大学, 平成 23 年 9 月 26 日～9 月 30 日.
5. 望月崇, 近本喜光, 木本昌秀, 石井正好, 建部洋晶, 渡部雅浩, 森正人, 2011: CMIP5 に向けた近未来気候変動予測データの検証解析, 第 8 回「異常気象と長期変動」研究集会, 宇治, 2011 年 11 月.
6. 望月崇, 2011: 大気海洋結合大循環モデルを用いた気候変動予測. 化学工学会第 43 回秋季大会, 名古屋, 2011 年 9 月.
7. Fukuda, Y., S. Hirahara, and M. Ishii, 2011: Ocean heat content variations and its trends estimated from historical oceanographic observations. Third International Workshop on Advances in the Use of Historical Marine Climate Data (MARCDAT-III) 2-6 May 2011, Frascati, Italy.
8. P.J. Gleckler, B.D. Santer, C.M. Domingues, T. Boyer, D.W. Pierce, T.P. Barnett, D. Ivanova, K. AchutaRao, J. Gregory, J. A. Church, M. Ishii, and K.E. Taylor, 2011: Exploring the impact of model and data uncertainties in the detection and attribution of upper-ocean warming. WCRP OSC. Denver, USA, October 24-28, 2011.

9. Hirahara, S., Y. Fukuda, and M. Ishii, 2011: A new Historical SST Analysis: COBE2-SST. Third International Workshop on Advances in the Use of Historical Marine Climate Data (MARCDAT-III) 2-6 May 2011, Frascati, Italy.
10. Ishii, M., 2011: Quantification of uncertainty by an ensemble data assimilation method. 6th EU-Japan workshop on climate change research. Brussels, 9-11 October, 2011.
11. Mochizuki, T., M. Kimoto, M. Ishii, Y. Chikamoto, H. Tatebe, Y. Komuro, T. T. Sakamoto, M. Watanabe and M. Mori, 2011: Decadal prediction using recent series of MIROC global climate model, PICES2011, 14-23 October 2011, Khabarovsk, Russia.
12. Mochizuki, T., Y. Chikamoto, M. Kimoto, M. Ishii, H. Tatebe, Y. Komuro, T. T. Sakamoto, M. Watanabe, M. Mori, 2011: Team MIROC: Decadal prediction using recent series of MIROC global climate model. WCRP OSC Climate Research in Service to Society, 24-28 October 2011, Sheraton Denver Downtown Hotel, Denver, CO, USA.
13. Mochizuki, T., M. Ishii, M. Kimoto, Y. Chikamoto, M. Watanabe, T. Nozawa, and et al. 2011: Team MIROC: Pacific decadal oscillation hindcasts relevant to near-term climate prediction. WCRP OSC Climate Research in Service to Society, 24-28 October 2011, Sheraton Denver Downtown Hotel, Denver, CO, USA.
14. Mochizuki, M., M. Kimoto, M. Ishii, Y. Chikamoto, H. Tatebe, Y. Komuro, T. T. Sakamoto, and M. Mori, 2011: Decadal Prediction using Recent Series of MIROC Global Climate Model. 3rd International Workshop on Global Change Projection: Modeling, Intercomparison, and Impact Assessment" jointly with "4th International Workshop on KAKUSHIN Program.
15. Suzuki, T., and M. Ishii, 2011: Long-term regional sea level change due to the changes in water mass property for the period 1981-2007. IUGG 2011, 28 June – 7 July 2011, Melbourne, Australia.
16. Suzuki, T., M. Ishii, 2011: Recent and future baroclinic sea level changes based on observation data and a projection using a climate model. WCRP OSC Climate Research in Service to Society, 24-28 October 2011, Sheraton Denver Downtown Hotel, Denver, CO, USA.
17. Tatebe, H., M. Kurogi, T. Suzuki, Y. Tanaka, H. Hasumi, M. Ishii, M. Kimoto, T. T. Sakamoto, 2011: Team MIROC: Toward predicting the decadal changes of mesoscale eddy activities in the Kuroshio-Oyashio confluence zone. WCRP OSC Climate Research in Service to Society, 24-28 October 2011, Sheraton Denver Downtown Hotel, Denver, CO, USA.
18. Tatebe, H., M. Ishii, T. Mochizuki, Y. Chikamoto, T. Sakamoto, Y. Komuro, M. Mori, S. Yasunaka, M. Watanabe, K. Ogochi, T. Suzuki, T. Nishimura, M. Kimoto, 2011: Team MIROC: Initialization of the climate model MIROC for decadal prediction with hydrographic data assimilation. WCRP OSC Climate Research in Service to Society, 24-28 October 2011, Sheraton Denver Downtown Hotel, Denver, CO, USA.
19. Toyoda, T. H. Tatebe, T. Awaji, N. Sugiura, S. Masuda, H. Igarashi, Y. Sasaki, Y. Hiyoshi, Y. Ishikawa, T. Mochizuki, T. T. Sakamoto, Y. Komuro, T. Suzuki, T. Nishimura, M. Mori, Y. Chikamoto, S. Yasunaka, Y. Imada, M. Arai, M. Watanabe, H. Shiogama, T. Nozawa, A. Hasegawa, M. Ishii, M. Kimoto, 2011: Team MIROC: Impact of the Assimilation of Sea Ice Concentration Data on an Atmosphere-Ocean-Sea Ice Coupled Simulation of the Arctic Ocean Climate. WCRP OSC Climate Research in Service to Society, 24-28 October 2011, Sheraton Denver Downtown Hotel, Denver, CO, USA.
20. Yasunaka, S., H. Tatebe, M. Ishii, M. Kimoto, T. Mochizuki, H. Shiogama, 2011: Team MIROC: Influence of XBT Temperature Bias on Decadal Climate Prediction with a Coupled Climate Model. WCRP OSC Climate Research in Service to Society, 24-28 October 2011, Sheraton Denver Downtown Hotel, Denver, CO, USA.

III-2-1 これまでの成果のまとめと今後

石井正好 (海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクトグループリーダー)

(1) 海洋表層データ作成

近未来気候変動予測では、予測時間が10年～数10年と長期間になることから、熱的に安定して、ゆっくりとした力学で支配される海洋の役割が、対象とする気候変動においては重要になる。このため、近未来予測のために気候モデルを初期値化するときには、現実的な海洋の再現を重視され、とりわけ、長期的な海洋の表層水温観測データの信頼性は十分に確保しておくことが大事である。

長期的な観測データを取り扱う場合には、観測データの時空間的な粗密に加えて、測器の変遷や観測方法の年代間の違いによる人為起源の測定バイアスについて配慮する必要がある。Gouretski and Koltermann (2007) の指摘によれば、1960年代の末に登場し最近も使用されている使い捨ての簡易な水温鉛直プロファイルを測定できる測器である XBT (eXpendable BaThythermograph) には、年代によって変化する高温バイアスがある。近未来予測実験に先立って、まず、このバイアスを除去する (Ishii and Kimoto 2009) ことを検討した。

図示したように、XBT の観測のバイアスを補正すると、全球平均の鉛直平均水温の時系列から、1970年代の高温期および1980年代の低温期が消えてしまう。バイアスは全球平均に見られる気候変動のシグナルに匹敵するまたはそれよりも大きい。加えて、バイアスを除去することで、モデルが再現した時系列との対応が良いことも分かる。

このバイアスが近未来予測にどのように影響するかを調べた。この結果は後述する。

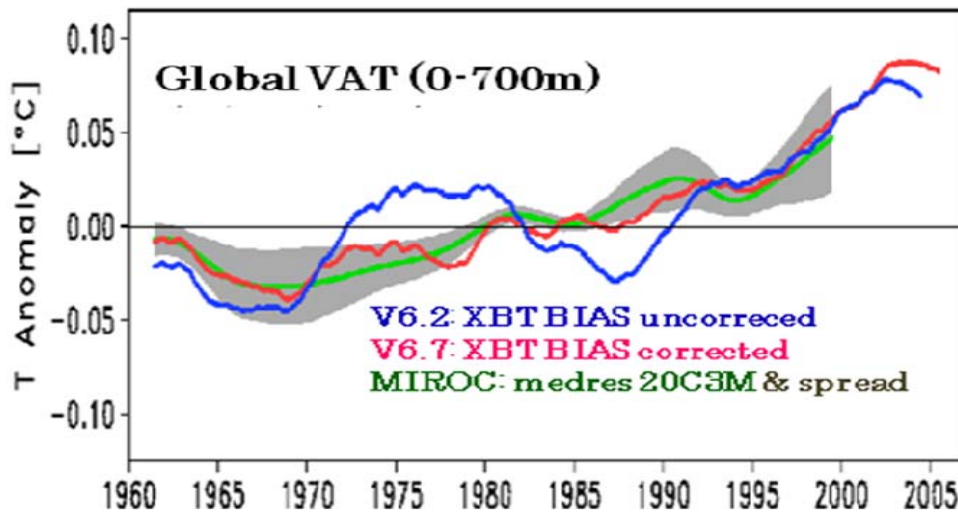


図1. 海面から700m深までの鉛直平均水温(°C)の全球平均値の時系列。青と赤の線は、それぞれ、XBTの高温バイアスを補正しないものと補正したものを示す。緑は、MIROC3mの20世紀再現実験の結果で陰影は10本のアンサンブルスプレッド。

(2) 初期値化法開発

気候モデルを初期値化する手法を選択するにあたっては、計算機資源の都合、極力コストを抑えたものを優先的に採用した。そもそも初期値化された気候モデルでもって十年規模変動の予測ができるかどうかは自明ではない。よって、そのような目的に多くの計算資

源を割くことは現実的ではない。さらに致命的なことに、採用する高解像度モデルはモデル積分それ自体に膨大な資源を使用するので、初期値化に割ける計算リソースは自ずと制限される。

したがって、観測された生の海洋観測データを使用するのではなく、海洋表層水温・塩分観測データを予め月毎に格子点値に処理したもの (Ishii et al. 2006; Ishii and Kimoto 2009) を使用した。この観測データを線形内挿して、1 日おきにモデル出力との差を求め、Incremental Analysis Update (Huang et al. 2002) により、気候モデルに同化する。実験によって異なるが、海面から 700m 深または 3000m 深までのモデルの水温と塩分を観測で拘束するようにした。

気候モデルで予測された気候場の不確実性を評価しなければならないので、1 回あたり複数の予測を行って、予測のばらつきを計算できるようにする必要がある。このためには適当にばらついた複数の初期値データを用意しなければならない。今回は、データ同化積分を開始するときに異なる初期状態から始めた複数のデータ同化積分を行うこと(アンサンブル同化) と、予測を開始する時間を変化させる方法 (LAF) の二つを併用した。

予測にあっては、初期値化時のモデルと観測の不整合から生じる予測開始後の気候ドリフトを最小限に押えたい。方法論的にはこのドリフトを許容する選択もあるが、この場合には、予測値の精度を上げるために、長期間の十分な予測サンプルを準備して平均的ドリフトを求め、予測値から除去するという補正が必要になる。この方法は計算コストが高いため気候ドリフトが極力生じない方法を選択することにした。つまり、モデルと観測の気候学的なずれを除いた観測データの情報をモデルに同化 (以下アノマリ同化と呼ぶ) する。

高解像度モデルの初期値化については、少々注意が必要である。観測データは中小規模渦のなにがしかの情報を反映したものであるが、過去の長期に亘って、個々の渦を追跡できるほどの充実してはいない。そのような観測データで現実的な渦を再現することを目指すよりは、データ同化における不適切な拘束でモデル内部の渦を減衰させないことに配慮すべきである。よって、モデルとの差を計算する前にシンプルなデジタルフィルターで渦を除去することにした。

以上開発した結合モデルの初期値化方法を簡単に述べた。詳細は、Tatebe et al. (2012) で補っていただきたい。

	MIROC3m	MIROC4h	MIROC5
大気モデル	300km L20	60km L56	155 km L44
海洋モデル	1.4° x 0.5-1.4° L44	0.28° x 0.19° L48	1.4° x 0.5-1.4° L50
温暖化外力	CMIP3/SRESA1B	CMIP5/RCP4.5	CMIP5/RCP4.5
初期値化	Ocean T&S, IAU (0 ~ 700m)	Ocean T&S, IAU (0 ~ 3000m)、渦保存	Ocean T&S, IAU (0 ~ 3000m)
アンサンブル生成	アンサンブル同化	LAF (Jul, Oct, Jan)	アンサンブル同化と LAF(Jul, Oct, Jan)
アンサンブルサイズ			
20 世紀再現	10	3	3
データ同化	10	1	3
過去将来予測	10	3	6

表 1. 実験に使用したモデルの一覧と各実験のアンサンブルサイズ。

(3) マルチモデルアンサンブル

主要な十年規模気候変動に予測可能性があることは、Mochizuki et al. (2010, 2012)等で議論してきた。ここでは、予測可能性を検出する技術的な側面について、いくつか議論したい。

今回使用した大気海洋結合モデルは、MIROC3m、MIROC4h、MIROC5 の 3 種類である。解像度と、初期値手法と、20 世紀再現実験、データ同化実験、予測実験のアンサンブル数を表 1 に纏めた。MIROC4h と MIROC5 の基本的なパフォーマンスは、それぞれ、Sakamoto et al. (2012)と Watanabe et al. (2010) で詳しく議論されている。表中の実験のアンサンブル数の大小は、モデル計算負荷を反映して決められている。MIROC3m は、前回の共生プロジェクトで使用した中解像度モデルである。MIROC3m の実験では、前回の温暖化強制データを使用している。

使用した 3 つの気候モデルを、前節で述べた方法で同様に初期値化してやり、1960 年から 2005 年まで 5 年おきに初期値を選んで、過去事例について 10 ケースの予測実験を行った。図 2 は地表面気温の予測の根二乗誤差 (RMSE) を示し、ハッチをつけた領域は予測可能性が高いことを表している。ここでは、予測の RMSE が、対応する観測の標準偏差よりも小さいところを予測可能性が高いとしている。観測データの標準偏差は、各地点の線形の温暖化トレンドを除去してから計算した。3 つのモデルに共通して、海洋上には予測スキルの領域が広がり、対して陸上では低スキルという海陸コントラストが見られる。西部赤道太平洋や北大西洋では予測可能性の高い海域がある。日本周辺にスキルの高い領域があるのは朗報である。

図 2 から、モデル間で明瞭な予測スキルの違いが示されている。データ同化した初期値データには、図 2 に見られるようなモデル間の顕著な違いは認められない。

中解像度モデルである MIROC5 は MIROC3m の上位バージョンで、大気モデルおよび海洋モデルとも、物理過程に大幅な改良が施されている。現時点で、個々のどの物理過程がどれだけ効いているのかを客観的に述べるのは困難であるが、MIROC5 での気候値や年々変動は MIROC3m に比べて大きく改善されており、このことが予測スキルの向上に貢献していると考えている。

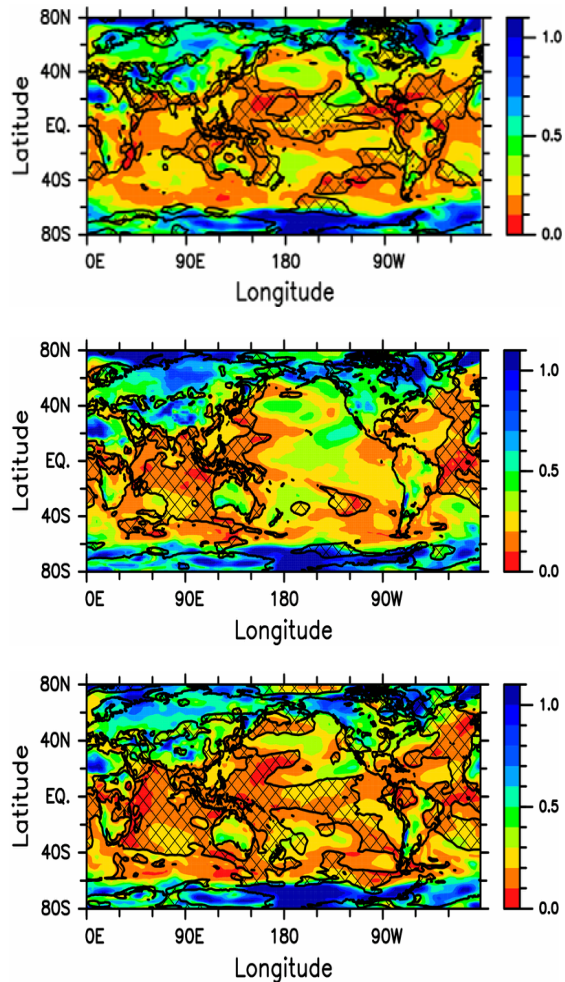


図 2. 予測 RMS 誤差 (°C ; 陰影) と予測可能性の高い地域 (ハッチ)。上から MIROC3m、MIROC 4h、MIROC5 の気候モデルによる結果である。

これに対して、高解像度モデルの予測スキル (図 2 中段) はあまり芳しくない。表 1 に示したとおり、MIROC4h の予測アンサンブル数は他のモデル実験のものに比べて少ない。このことは低スキルの原因の一つとして挙げることができる。アンサンブル数とスキルの関連については次節で述べる。

折角実施した高解像度実験は無駄だったのであろうか。そうではないと考える。なぜなら高解像度モデルは、大気と海洋の地域的な気候場を大きく改善した (Sakamoto et al. 2012)。このため地域的な水位変動などを議論するには、大変有用な実験出力と考えている。高解像度モデルの場合、閏雲にアンサンブル数を増やすことはできないが、本年度、近年の期間について、予測アンサンブル数を 2 倍に増やした。

(4) アンサンブル予測

不確実性を評価するためにアンサンブル予測を行っているが、アンサンブル数の大小は計算機資源の制限という理由で決定しただけで、物理的な根拠は全くない。MIROC4h のアンサンブル数が少ないのでスキルがあまり芳しくないことを上で述べたが、この理由を説明しておく必要がある。

スキルのアンサンブル数依存を系統的に調べたのが、図 3 である。MIROC3m では 10 個のアンサンブル数を行っている。このサンプルを使用して、MIROC4h の場合のように、3 アンサンブルしか実験を行わなかった場合の RMSE スキルはどのように変化するかを調べた。図中 50% の線は、半分の確率で 3 メンバー予測の RMSE が取り得る RMSE の値を示している。図中の青い破線は、実際に得られた MIROC3m による 10 メンバーの RMSE スキルで 30% の線とほぼかさなっているのが分かる。すなわち、10 メンバーにすることで 3 メンバーの予測よりも良いスキルを得られる可能性が高まることを意味している。言い換えれば、3 メンバーの場合で、10 メンバー程度の RMSE スキルを得ることが確率的に 20% ほど低下することを示している。3 メンバーの MIROC4h の PDO の RMSE スキルは図示しないが、図 3 の 70% の線とほぼ一致する。50% に達しなかったことで少々残念な結果であるが、この芳しくない理由は、モデル固有の問題の所在を示唆する。十分な調査はできていないが、モデルの再現可能な PDO と観測に見られる PDO の時空間での変動特性が全面的に整合しているわけでない点に起因していると考えている。

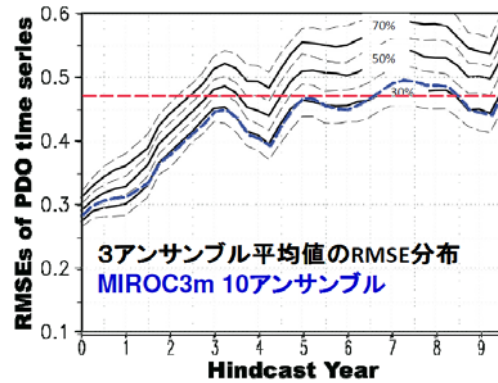


図 3. MIROC3m の予測実験出力から bootstrap 法で構成した、アンサンブル数が 3 のときの PDO 予測の RMSE 確率分布。実線は 70、50、30% の各確率で各予測時間 (横軸; 年) 毎に出現する RMSE の値 (縦軸; °C) である。破線は 5% 毎のものである。青の破線は 10 メンバー全てを使用したときの RMSE を表す。

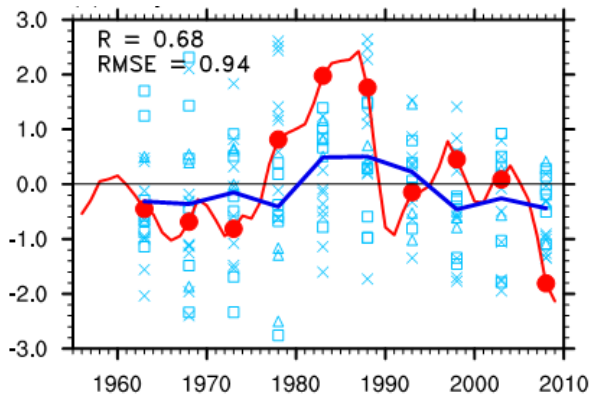


図 4. MIROC3m (x), MIROC4h (O), MIROC5 (Δ) の 2-5 年先の PDO 予測。青線は、各モデルの結果を平均値を平均したマルチモデルアンサンブル平均値である、赤は観測で、赤丸は各予測値に対応する値を表す。

そもそも十分なアンサンブル数によって予測のスプレッドが確保されているかについては十分な検証を行ってはいない。これまでの結果の見るかぎり、アンサンブル数が 10 くらいあれば、概ね、予測のレンジが観測値を被うようにはなっている。

(5) マルチモデルアンサンブル予測

前節では 1 モデルのアンサンブル数の有効性を議論したが、1 つのモデルが内包する不確実性を低減させるために複数のモデルの結果を平均することでスキルを向上させる試みが、昨今広く採用されている。

他機関の実験結果を使用した解析がこれから盛んに行われていくと思われるが、ここでは表 1. に示した 3 つのバージョンの MIROC モデルによる実験結果を使ってマルチモデル解析を行ってみる。

図 4 には、MIROC3m, MIROC4h、MIROC5 の 19 例の、PDO の 2~5 年先予測の結果が示されている。個々の予測のスプレッドは大きい、マルチモデルアンサンブル平均を取ることで観測と対応した 10 年規模の気候変動を概ね予測できているのが分かる。

マルチモデルアンサンブルは、実際、どれほどの恩恵をもたらしたのかを定量的に見たものが図 5 である。前節の図と同様に、ブートストラップ法で、各アンサンブル数での RMSE とその 98%信頼区間を求めたものである。

横軸が平均をとるモデルの数になっている方が話は簡潔であるが、作図の都合、そのようになったことは了解願いたい。アンサンブル数の増大とともに ACC スキルが改善するのは前節と同じである。ここで注目するのは、モデル単体のスキルよりも、マルチモデル平均を取った方が、高いスキルを実現できる可能性が高いことを示唆している点である。ただし、予測の対象やマルチモデルのサンプルによっては、いつもマルチモデルアンサンブル平均が最良の予測を与えるわけではないので、注意が必要である。

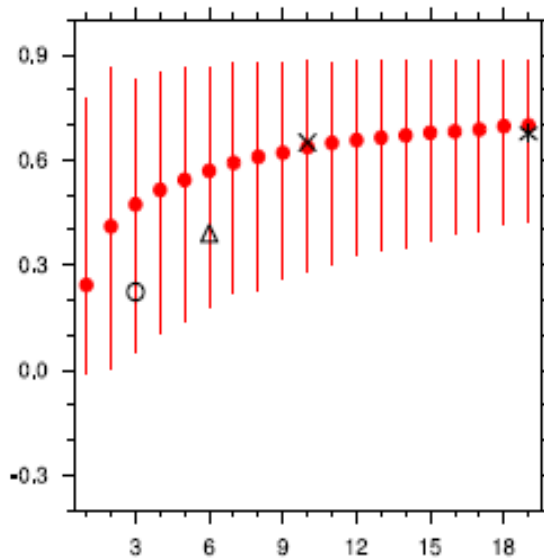


図 5. マルチモデルアンサンブルによる ACC スキルのアンサンブル数依存性。MIROC3m, MIROC4h、MIROC5 の 19 個の予測結果を用いて作成した。赤丸は各サンプル数での平均、バーは 98%信頼区間を表す。シンボルは各モデル単独の場合の ACC スキルを示す。シンボルとモデルの対応は図 4 と同じで、MIROC3m (x), MIROC4h (O)、MIROC5 (Δ) である。

(6) 最新初期値による近未来予測実験

同様の実験が世界各国の気候研究機関で実施されている。これらの予測結果は、CMIP5 なるプロジェクトで存分に吟味されることになる。現在、その実験結果が出揃いつつあるところであるが、MIROC4h と MIROC5 の実験結果については、一部は既に公開されており、プロジェクト最終年度中には全ての結果を公開する予定である。

図 6 は、MIROC5 とハドレーセンターと気象研究所のモデルで行った最新初期値を用いた近未来予測実験の結果である。ハドレーセンターのシステムは DePreSys と呼ばれ、Smith et al. (2007) に詳しい。一方、気象研究所の実験は最新の気候モデル MRI-CGCM3 (Yukimoto et al. 2012) に、MIROC5 で採用された初期値化およびアンサンブル生成法と全く同じものを使用して行われている。2000 年以降の地表面気温の全球年平均値には、近年卓越する十年規模変動の影響を受けて温暖化のトレンドがそれまでよりも小さくなって

いた。そのような期間に開始された近未来予測開始後の数年間は、3 機関のモデルで共通して気温が上昇し、その後上昇トレンドを弱める、または気温が低下する予測となっている。予測開始から 5 年間平均気温偏差を見ると、これについても共通して、高緯度域、陸域、北太平洋域で大きな偏差が出現しているのが分かる。類似の共通性は、予測開始からの 1 年目の季節平均場や年平均場にも確認できる。

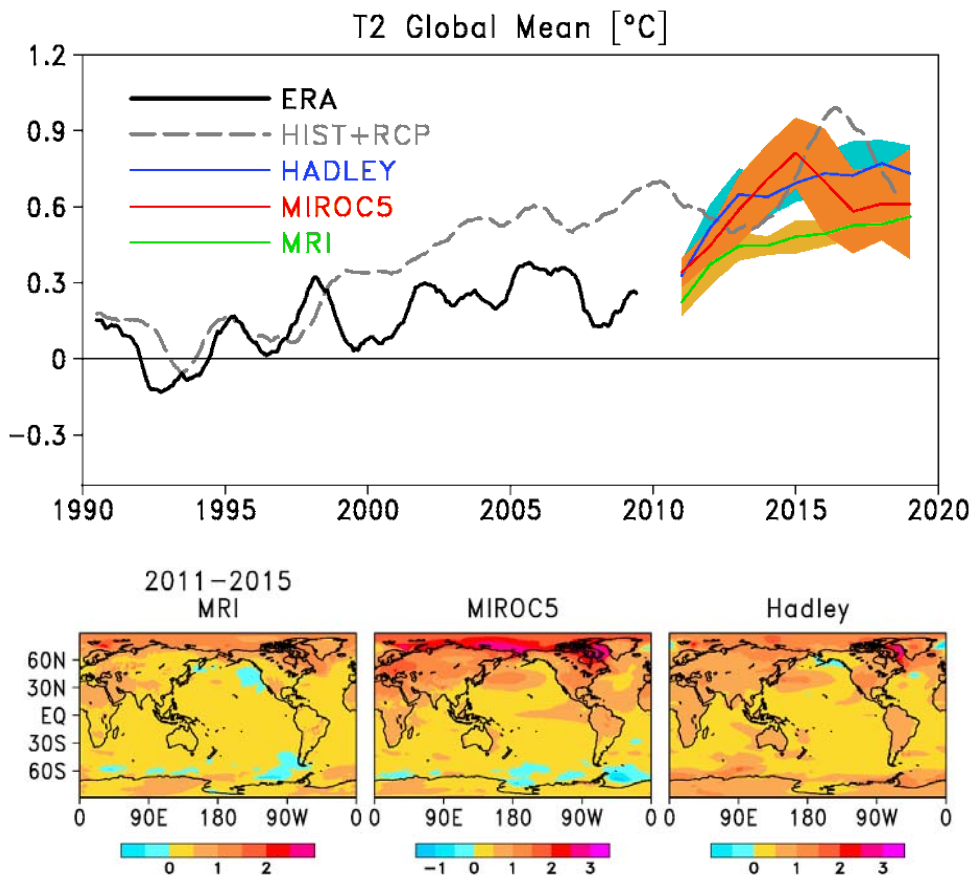


図 6. 最新初期値による MIROC5 モデルによる近未来予測実験結果 (赤) のハドレーセンター (青) と気象研究所 (緑) の結果との比較。地表面気温の全球年平均値の時系列 (°C ; 上段) と、予測開始から 5 年間平均値の地理的分布 (°C ; 下段) を示す。初期値は 2010 年 7 月 1 日から 2011 年 1 月 1 日の期間のものが選ばれている。黒線は観測 (ERA40)、破線は観測された温暖化気体の濃度を与えた 20 世紀気候再現実験の結果。

(7) XBT 補正の decadal 予測へのインパクト

近未来予測に含まれる不確実性には、純粋な初期誤差の発展だけで表現することは困難なものもある。以下のいくつかの小節では、そのような例をいくつかとりあげる。

図 1 に示したように、歴史的な XBT 観測データの高温バイアスを除去することで、海洋の貯熱量や密度場の時間変化に大きく影響することが分かった。そこで、そのようなバイアスが近未来気候予測にどのような影響を与えるのかを調べることにした。詳細は、Yasunaka et al. (2011) を参考にされたい。

実験設定は単純である。軽快な MIROC3m を用いて、XBT のバイアスを補正した観測データを使用して初期値化した実験と、補正をしなかった初期値化実験をそれぞれ行った上で、1960 年から 5 年おきに、10 メンバーの 10 年予測実験をして結果を相互に比較した。

図 7 の左図は、PDO についての相関係数スキルを示したものである。持続予報ではその XBT 補正の有無の差異は明瞭ではないが、気候モデルの予測スキルには統計的に有意な違いが認められる。XBT 補正の導入により予測が改善した海域を見ると (右図)、PDO のシグナルが大きく出現する東部赤道域や北太平洋中部海域で、顕著な VAT300 の RMSE の減少が見られる。

図 1 に示したように、XBT 補正を導入したものの方が、モデルとの対応が良い。このことから、XBT 補正を行わない場合には、初期化時に、モデルが表現できない情報をモデルに与えることになる。これが予測スキルの低下をもたらすと考えられる。また、熱帯から亜熱帯にかけて深い方に水温躍層が存在するという海洋構造を反映して、低緯度海域での XBT の水温補正量は大きく、これによって、気候システムにおいて何かと重要な ENSO の初期値化に大きな影響を与えることになったのではないかと推察される。

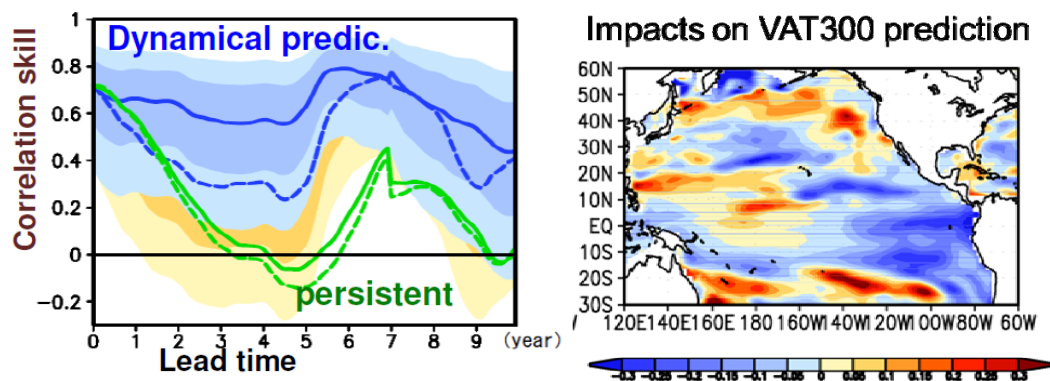


図 7. MIROC3m による、XBT 補正の近未来気候予測への影響評価実験の結果。左図は、PDO 予測の相関係数スキルで、実線は XBT 補正を導入したもの、破線はしなかったものである。横軸は予測期間で単位は年である。青が MIROC3m による予測結果で、緑は持続予報のもの。実線の周りの陰影は、濃い方が 75%、薄い方が 90% の信頼区間を表し、青が XBT 補正ありの方、黄が補正なしの方である。右図は、VAT300 予測値の RMSE の比で、寒色系の色の付いた領域は、XBT 補正の導入で予測値改善されたことを示している。5% おきに色を変えている。

(8) 海水のデータ同化

次に、気候モデルの中で再現性が上手くできない気候のサブシステムからの不確実性について考察してみる。そのような対象は幾つもあると思われるが、ここでは、社会的な関心の高い海水を取りあげる。

今回の実験では新旧の海水モデルが使用されている。それらの基本的な性能については Komuro et al. (2011) で詳述されている。ここでは、海水モデルのスキームに立ち入った話はしない。

今回の近未来予測実験では、海水についてはデータ同化を行っておらず、加えて、観測の海水域に相当する場所では水温・塩分観測による強制も行っていない。データ同化された周辺海洋や大気から間接的に観測データ同化の影響を受けるようになっている。

図は、MIROC5 の海水モデルの結果である。MIROC5 で再現された北極海の海水面積は、観測との対応がすこぶる良く、データ同化をした影響が見えにくくなっている。衛星の観測期間が 1979 年以降と限られるため、気温のように RMSE スキルなどの計算は行わないが、予測値も観測やデータ同化したときの結果に良く追随しているのが見てとれる。観測データでときおり見られる急激な海水の減少や増加については、データ同化実験でも再現できていない。とりわけ最も海水が減少した 2007 年時の再現性は極めて悪い。これを改善するためには、直接的に海水データを同化する必要がある。海水を改善することによってどれほど世界的な気候に影響を与えるかの大きなテーマはあるが、そもそも、2007

年程に初期値化が悪いとその後の海水予測も覚束無いということになるので、海水同化の必然性はあると言ってよい。

MIROC4hの実験結果にも、同様の特徴が見られた。

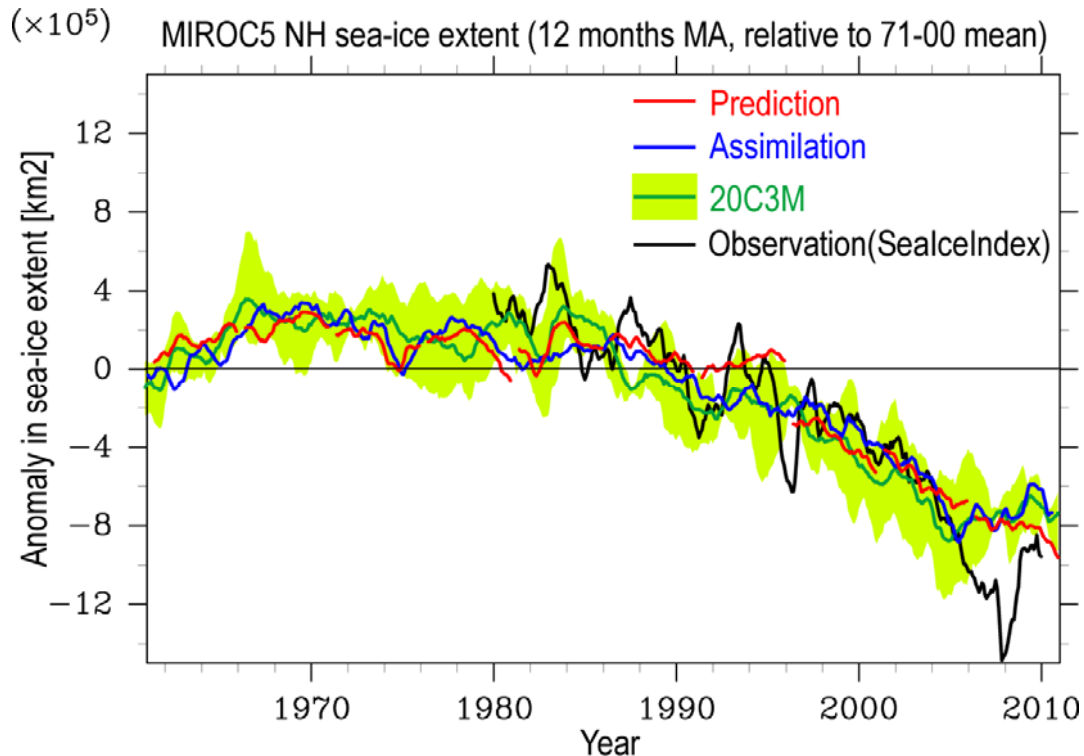


図 8. MIROC5 を用いた近未来予測実験における北極海の海水の再現性と予測可能性。黒線は観測で、赤、青、緑の線は、それぞれ、予測、データ同化、20 世紀気候再現実験の結果である。値は、各アンサンブル平均の月平均値を 12 月移動平均したものである。20 世紀再現実験の結果のみスプレッドも示している。予測についてはそれぞれの初期値から 5 年目までのものを示している。

先駆的に MIROC3m を用いて、北極海気候のシミュレーションに対する海水密度データ同化の効果を調べている (Toyoda et al. 2011)。これによれば、海水データを同化しない実験における東シベリア海・ボフポート海の海水の過大評価は、海水データを同化することで大きく改善し、その影響は予報実験において初期化から 3–4 年間持続する。予報実験において、特に夏季海水分布が改善するが、これには海水と海洋表層における貯熱が重要である。詳細な解析により、海水分布が改善することで、海水–アルベドフィードバック・大気気圧場に関するフィードバック機構が効果的に作用し、初期化された貯熱シグナルを持続させていることが分かった。また、海水–雲量のフィードバック・ボフポート循環を介したフィードバックは現実的に再現されておらず、北極海気候の再現性と予報の正確性の向上のためには、更なる結合モデルの精緻化が求められる。

(9) 毎年初期値実験

CMIP5 の実験プロトコルでは、5 年おきに予測実験を行うとしていた。しかしながら、これでは十年規模変動を見るときに、対象によっては、例えばいつも変動の節の近辺を見ていることにもなりかねない。十年規模とはいえ、さすがに 5 年おきでは時間的にサンプリングが粗いということで、プロトコルの変更の提案がなされ、可能なかぎり、毎年の初期値で行うことを CMIP5 では推奨している。

この推奨とは前後して、既に、中解像度モデルを用いた毎年の初期値による予測実験を実施し完了した。サンプリングを増やして、これまでに得られている結論が、統計的に一層確固たるものと言えるかどうか、確認する作業を現在行っている。以下、一例を挙げる。

図 9 は大西洋数十年規模振動 (AMO) の予測結果を示したものである。5 年おきの初期値では、初期値化を行った予測の優位性が、相関係数や RMSE の数値に認められるが (上段)、毎年初期値でサンプリング増やしてみると (下段)、初期値化をしてもしなくても、両者の予測スキルは拮抗しているのが分かる。この例では、アンサンブルを増やすことで、初期値化をした予測可能性の優位性に修正が必要になったが、他の予測対象では、5 年おきであろうが毎年であろうが、確固とした予測可能性が有ることが確認できたものもある。

(10) 火山噴火のインパクト

これまでに述べた近未来予測実験では、観測された温暖化気体の濃度の時間変化に加えて火山性エアロゾルもモデルに与えて予測している。そもそも、将来火山が噴火することは予期できない事象である。よって、予測期間に火山が噴火したと想定したときの近未来気候予測へのインパクトを評価しておくことは有意義なことである。

図 10 には、2010 年に仮想的に 1990 年代前半のピナツボ火山と同等の火山を噴火させたときの全球平均地表面気温の時間変化を示した。図によれば、噴火後 10 年程度火山噴火の影響が残り、人為起源の気温上昇を抑制することが分かる。観測データで初期値化した状態は、火山噴火により、たちまちのうちに掻き乱され、その影響は長期的に残ることを示唆する。海洋貯熱量でみるとその影響は 20 年程度と長くなる。冬季に混合層が深層まで発達するような中高緯度の海域では、火山噴火による誤差の成長が速いなど地域的な特徴も見られた。(Shiogama et al. 2010)

火山噴火の気候への影響は大きいことが分かったが、ここでの調査には、観測データとモデルの不確実性あることに注意しなければならない。複数のモデルによる結果を吟味する必要がある。さらに、噴火する場所や排出されたエアロゾルの量に依存して、気候も応

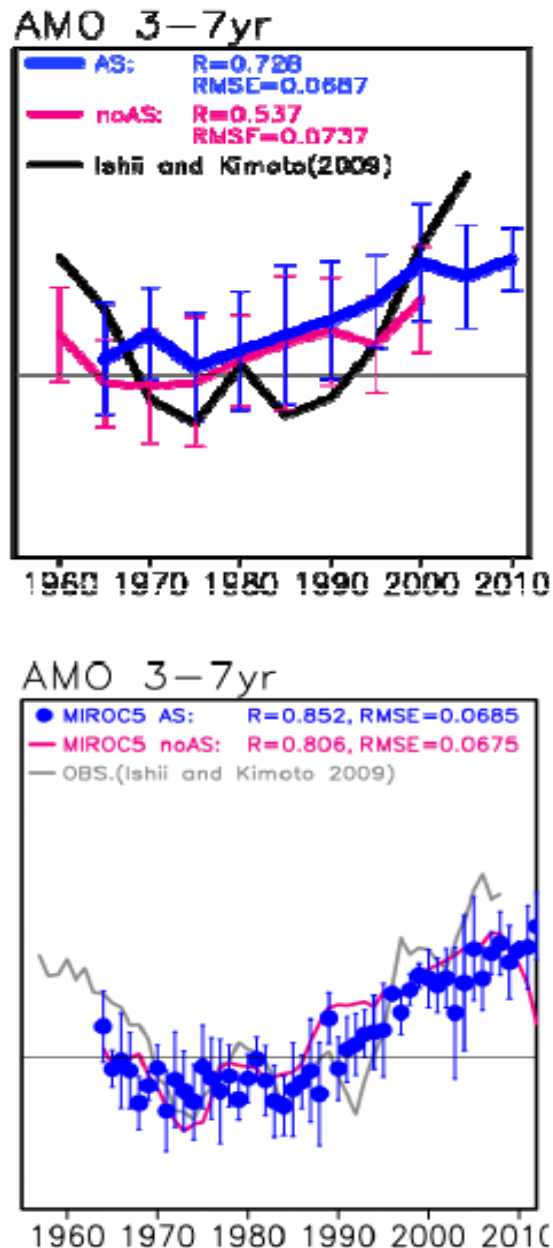


図 9. 大西洋数十年規模振動 (AMO) の 5 年おき (上段) と毎年 (下段) 初期値による予測。黒は観測で、青と赤は、それぞれ、初期値化有り (AS)、無し (noAS) の予測。予測開始から 3~7 年目の 5 年平均を対象にしている。図中に予測の相関スキル (R) と RMSE スキルを示す。

答するであろうから、これらについて網羅的に理解するには、多くの数値実験が必要である。これに加えて、火山が噴火したら、その噴火によるエアロゾルを新しく入力した上で予測をやり直す機動性も必要である。

(11) 今後に向けて

十年規模変動について予測可能性があることが分かり、今回、そのための科学的かつ技術的な知識の蓄積を行うことができた。とりわけ、東アジアから東南アジアおよびその周辺海域に予測可能性の高い海域が分布していることは、それら地を生活の場とする我らにとっては朗報である。

が、そのスキルは実用的なレベルにはない。その最たる理由は、メカニズム理解が不十分であること、技術的に稚拙なアプローチであることによると考える。物理モデルでは何千年も積分した仮想気候を作ることは可能である。ただ、想定した物理の範疇では正しい気候場ではあるが、ここには虚偽と不確実性が多く内在している。一方で、モデルと観測データの間には、依然として、大きな系統的な食い違い(バイアス)があり、現実的な気候を模す応用研究を実施する際には、この点は十分に認識しておく必要がある。

最終年度にあたり、モデルの初期値化手法の改良を検討した。今回の初期値化では、予測開始時の気候ドリフトを低減するためにモデルと観測の気候値の平均的な差を取り除いたアノマリ同化をしていたが、この制約を取り払ったらどうなるか、また、海洋モデルだけでなく大気モデルも同時に観測データで拘束してやったらどうなるかを調べる実験を行った。結果は解析中である。一部の結果については III-2-3 節で紹介する。

手法の高度化ということでは、アンサンブルカルマンフィルタの開発を行ってきた。実際の利用には、もう少し調整が必要な段階であるが、今後、気候予測システムの要として活用していきたいと考えている。これまで、やや主観的に行ってきた初期値化やアンサンブル生成を、客観性を高めたものにしくことを目指したい。水の相変化を伴うため少々困難さがある海氷モデルの初期値化にも活用していくのも興味深いものがある。

長期的な気候変動研究において、一番の問題は、観測データが限られていることであろう。海の中の水温をある程度確からしく再現できるのは、1960 年代以降に限られる。CMIP5 のプロトコルもこのあたりの事情を大きく反映して、1960 年以降を予測の対象にしている。一方で、海面水温や海面気圧など、要素によっては 100 年を越えて観測データが存在するので、これらのデータを上手に活用することで、高精度ではないが、過去 100 年間の 4 次元的な気候場を再現できる可能性がある。このような大気・海洋再解析データが作成できれば、メカニズム研究のみならず、予測のための初期値化手法の発展も期待できると思われる。

百年大気・海洋再解析を近い将来のターゲットとしたい。

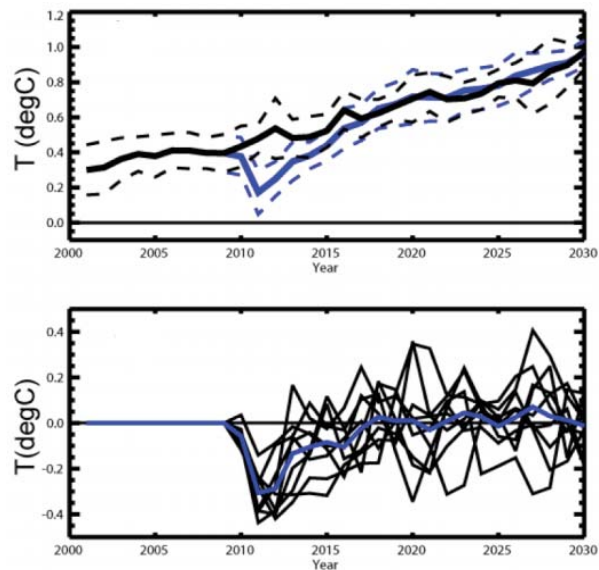


図 10. 2010 年に 1990 年代初期に噴火したピナツボ火山と同等のものが噴火したと想定して行った 10 メンバーのアンサンブル予測実験。上段は全球平均地表面気温(°C)の時間変化で、青い線が噴火した場合のもので破線は標準偏差を表す。下段は、上段に示した時系列の差で、黒が各メンバーについて、青はアンサンブル平均である。

引用文献

1. Gauretski and Koultermann 2007: How much is the ocean really warming?, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L01610, doi:10.1029/2006GL027834.
2. Huang, B., J. Kinter, and P. Schopf, 2002: Ocean data assimilation using intermittent analyses and continuous model error correction. *Adv. Atmos. Sci.*, **19**, 965-992.
3. Ishii, M., M. Kimoto, K. Sakamoto, and S.I. Iwasaki, 2006: Steric sea level changes estimated from historical subsurface temperature and salinity analyses. *J. Oceanogr.*, **61**, 155-170.
4. Ishii, M., and M. Kimoto, 2009: Reevaluation of historical ocean heat content variations with time-varying XBT and MBT depth bias corrections. *J. Oceanogr.*, **65**, 287-299
5. Komuro, Y., T. Suzuki, T. T. Sakamoto, H. Hasumi, M. Ishii, M. Watanabe, T. Nozawa, T. Yokohata, T. Nishimura, K. Ogochi, S. Emori, and M. Kimoto, 2011: Sea-ice in twentieth-century simulations by new MIROC coupled models: a comparison between models with high resolution and with ice thickness distribution. JMSJ Special issue on the recent development on climate models and future climate projections. (accepted).
6. Mochizuki, T. M. Ishii, M. Kimoto, Y. Chikamoto, M. Watanabe, T. Nozawa, T. T. Sakamoto, H. Shiogama, T. Awaji, N. Sugiura, T. Toyoda, S. Yasunaka, H. Tatebe, and M. Mori, 2010: Pacific decadal oscillation hindcasts relevant to near-term climate prediction. Proceedings of the National Academy of Sciences, doi: 10.1073/pnas.0906531107.
7. Mochizuki, T., Y. Chikamoto, M. Kimoto, M. Ishii, H. Tatebe, Y. Komuro, T. T. Sakamoto, M. Watanabe, and M. Mori, 2011: Decadal Prediction using a Recent Series of MIROC Global Climate Models. JMSJ Special issue on the recent development on climate models and future climate projections. (accepted).
8. T. T. Sakamoto, Y. Komuro, T. Nishimura, M. Ishii, H. Tatebe, H. Shiogama, A. Hasegawa, T. Toyoda, M. Mori, T. Suzuki, Y. Imada, T. Nozawa, K. Takata, T. Mochizuki, K. Ogochi, S. Emori, H. Hasumi, and M. Kimoto, 2011: MIROC4 - a new high-resolution atmosphere-ocean coupled general circulation model. JMSJ Special issue on the recent development on climate models and future climate projections(submitted).
9. Shiogama, H., S. Emori, T. Mochizuki, S. Yasunaka, T. Yokohata, M. Ishii, T. Nozawa, and M. Kimoto, 2010: Possible influence of volcanic activity on the decadal potential predictability of the natural variability in near-term climate predictions. *Adv. Meteorol.*, vol. 2010, Article ID 657318, doi:10.1155/2010/657318.
10. Smith, D.M., S. Cusack, A.W. Colman, C.K. Folland, G.R. Harris, J.M. Murphy, 2007: Improved surface temperature prediction for the coming decade from a global climate model. *Science*, **317**, 796-799.
11. Tatebe, H., M. Ishii, T. Mochizuki, Y. Chikamoto, T. T. Sakamoto, Y. Komuro, M. Mori, S. Yasunaka, M. Watanabe, K. Ogochi, T. Suzuki, T. Nishimura, and M. Kimoto, 2011: Initialization of the climate model MIROC for decadal prediction with hydrographic data assimilation. JMSJ Special issue on the recent development on climate models and future climate projections. (accepted).
12. Toyoda, T., T. Awaji, N. Sugiura, S. Masuda, H. Igarashi, Y. Sasaki, Y. Hiyoshi, Y. Ishikawa, T. Mochizuki, T. Sakamoto, H. Tatebe, Y. Komuro, T. Suzuki, T. Nishimura, M. Mori, Y. Chikamoto, S. Yasunaka, Y. Imada, M. Arai, M. Watanabe, H. Shiogama, T. Nozawa, A. Hasegawa, M. Ishii, and M. Kimoto, 2011: Impact of the Assimilation of Sea Ice Concentration Data on an Atmosphere-Ocean-Sea Ice Coupled Simulation of the Arctic Ocean Climate. *Sci. Online Lett. Atmos.*, Vol. 7, 037 — 040, doi:10.2151/sola.2011-010.
13. Yasunaka, S., M. Ishii, M. Kimoto, T. Mochizuki, and H. Shiogama, 2011: Influence of XBT Temperature Bias on Decadal Climate Prediction with a Coupled Climate Model. *J. Climate*, **24**, 5303-5308, doi: 10.1175/2011JCLI4230.1.
14. Yukimoto, S., Y. Adachi, M. Hosaka, T. Sakami, H. Yoshimura, M. Hirabara, T. Y. Tanaka, E. Shindo, H. Tsujino, M. Deushi, R. Mizuta, S. Yabu, A. Obata, H. Nakano, T. Koshiro, T. Ose, and A. Kitoh, 2012: A New Global Climate Model of the Meteorological Research Institute: MRI-CGCM3 - Model Description and Basic Performance. JMSJ Special issue on the recent development on climate models and future climate projections. (accepted).
15. Watanabe, M., T. Suzuki, R. O'ishi, Y. Komuro, S. Watanabe, S. Emori, T. Takemura, M. Chikira, T. Ogura, M. Sekiguchi, K. Takata, D. Yamazaki, T. Yokohata, T. Nozawa, H. Hasumi, H. Tatebe, and M. Kimoto, 2010: Improved climate simulation by MIROC5: Mean states, variability, and climate sensitivity. *J. Climate*, **23**, 6312-6335.

III-2-2 IPCC-AR5/CMIP5 に向けた近未来気候変動予測データの検証解析

望月 崇 （独立行政法人海洋研究開発機構 特任技術研究副主幹）

(1) はじめに

チーム近未来では以前，“旧版”の大気海洋結合モデルMIROC3m（T42L20）を用いて，近未来予測”試行”実験を実施した。このモデルはIPCC第4次評価報告書(AR4)/CMIP3に向けた温暖化予測実験で使用したものである。これにより特に太平洋十年規模振動（PDO）について数年に渡る予測可能性を世界で初めて実証した（Mochizuki et al. 2010）。

これを踏まえ，最近では IPCC 第 5 次評価報告書(AR5)/CMIP5 に向け，“新版”の大気海洋結合モデル MIROC4h（T213L56）（Sakamoto et al. 2012）や MIROC5（T85L40）（Watanabe et al. 2010）を用いて，近未来予測”本番”実験を実施した。MIROC4hは，物理スキームは基本的に更新されていないが，超高解像度モデルである。一方，MIROC5では大気・海洋海氷・陸面の物理過程について，多くの計算スキームが修正もしくは新規採用された。作成された”本番”実験データは広く一般に公開される予定であり，ここではその基本的な品質（予測可能性）について記述する（Mochizuki et al. 2012）。

(2) 初期値化（データ同化）実験と予測実験

初期値化としておこなうデータ同化実験の基本的な設定は，以前のMIROC3mを用いた”試行”実験時と同じであるが，更新された客観解析海洋データ（Ishii and Kimoto 2009）を用いて海洋上層の3000mまでの水温/塩分を同化するなど，いくつかの細かな修正も加えられている（Tatebe et al. 2012）。

MIROC3mに比べてMIROC4hやMIROC5は桁違いに大きな計算機資源を必要とするので，現時点では，どうしてもアンサンブル数が限られ，また初期摂動の作成手法も簡便にならざるを得ない。ここではまず，IAU手法で同化実験をおこない，3メンバー（MIROC4hを用いて1メンバー，MIROC5を用いて2メンバー）からなる同化場を作成した。その後，3ヶ月間隔のLAF法を使って，同化場の各メンバーから3個の初期値を作成した。例えば，ある年の1月1日から予測をおこなう場合には，当年1月1日に加えてその3ヶ月前の前年10月1日と6ヶ月前の前年7月1日の3個の同化スナップショットを初期条件とした。同化1メンバー当たり3アンサンブル予測が可能なので，結局9メンバー（MIROC4hを用いて3メンバー，MIROC5を用いて6メンバー）からなるアンサンブル予測計算をおこなった。

CMIP5の実験設定に従い，1961年1月1日から5年毎に初期値を設定して，いずれも10年先までの過去予測実験をおこなった。外部強制力として与える放射条件データも（温室効果ガス濃度や火山変動，太陽活動変動など）もAR5向けに更新されており，ここでは歴史的なデータに加え，RCP4.5シナリオを用いた。

(3) 予測可能性が期待される変動は何か

特異値分解（SVD）解析は二つの時空間変動場から同時に変動しているような成分を取り出す手法であるから、観測場と初期値化予測場に対して適用すれば、予測可能な変動（観測場と予測場で似たような変動）の時空間構造が抽出できるはずである。そこで、5年毎の初期値化予測のアンサンブル平均値（予測2-5年目の4年平均値）と、対応する観測値(Ishii and Kimoto 2009)にSVD解析を施した。なお、10年スケールの予測可能性を議論する場合には、予測2-5年目の4年平均場に注目することが多い（e.g., van Oldenborgh et al. 2012）。1年目はエルニーニョ現象のような年々変動成分の予測スキルの影響を強く受けるし、予測期間の後半になればなるほど初期値化のインパクトが薄れていくことが容易に想像されるためである。

SVD 解析を海面水温（SST）場に施した場合、第1モードは（MIROC4h を用いた予測値と観測値の場合も、MIROC5を用いた予測値と観測値の場合も、いずれも）いわゆる地球温暖化シグナルをあらわす（図 1a-c）。また寄与率 SCF は MIROC5 予測では 90%，MIROC4h 予測では 88%であることから、SST 場における予測可能な変動成分は、ほとんどが地球温暖化シグナルであると言える。第2モード以下の変動成分の寄与率 SCF はいずれも非常に小さく、残念ながら内部変動による SST 変動を全球的に大きな振幅で予測することはあまり期待できない。

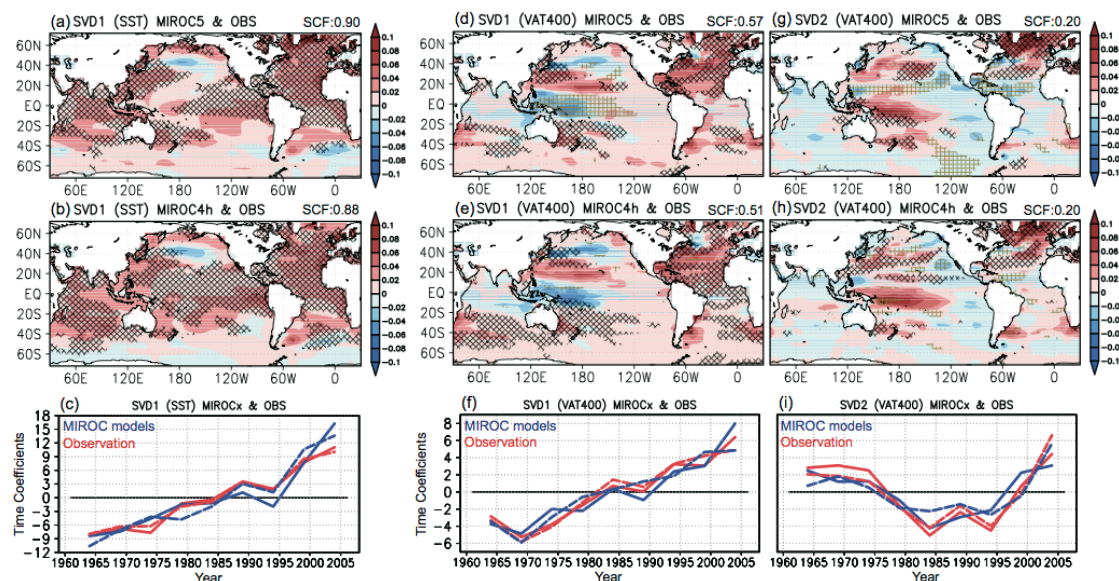


図1: (a-c) 初期値化予測場（予測2-5年目平均）と対応する観測場のSVD解析（SST場）の結果。(a) MIROC5予測時の特異ベクトル（予測: shade, 観測: hatch）。ハッチは0.02以上（黒）か-0.02以下（茶）の領域をあらわす。(b) MIROC4h予測時の特異ベクトル。(c) 予測値（青）と観測値（赤）の時係数。実線 / 破線はそれぞれ、SVD解析にMIROC5 / MIROC4h予測を用いた場合の結果をあらわす。同様に、SVD解析をSST場ではなくVAT400場に施したときの第1モード（d-f）と第2モード（g-i）。

一方、SVD解析を海洋上層（100-400m）平均水温（VAT400）場に施した場合は様子が異なる（図1d-i）。第1モードはやはり地球温暖化シグナルを表現するものの、寄与率SCFは50-60%程度でしかない。そして第2モードの寄与率SCFも20%と小さくない。第2モードの時空間構造は、PDOと大西洋数十年規模振動（AMO）の組み合わせのような変動をあらわしている。よって、PDOやAMOと関係が深い海洋上層水温変動はある程度大きな振幅で予測可能であり、またいろいろな内部変動のなかでPDOやAMOの予測可能性が最も高いと期待される。

(4) 予測可能性が期待される変動に対する予測スキル

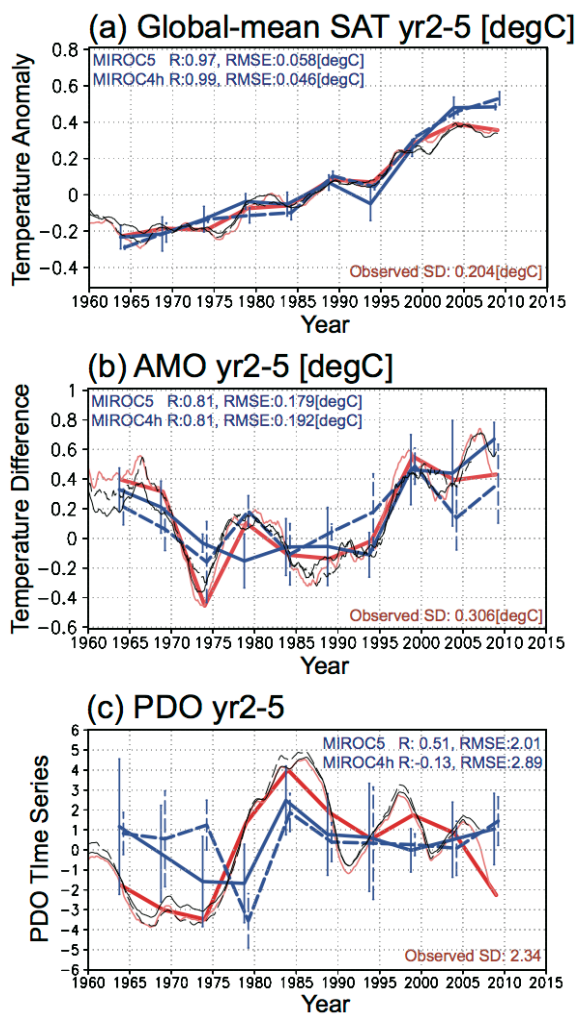


図 2: 4 年平均（予測 2-5 年目）の(a)全球平均地上気温偏差, (b)AMO 指数, (c)PDO 指数（いずれも定義は本文参照）の時系列。青実線/青破線/赤線は MIROC5 予測値, MIROC4h 予測値, 対応する観測値をそれぞれあらわす。

SVD解析によれば高い予測可能性が期待される変動は、地球温暖化シグナル、AMO、PDOの3つであった。実際、全球平均地上気温偏差の予測2-5年目平均値時系列は観測値とよく合う（図2a）。AMOの時間変動は、大西洋の領域平均SST時系列を用いて定義することが多い。ここでは北大西洋高緯度（60-10W, 40-60N）と南大西洋中緯度（30W-10E, 10-40S）の水温差で定義した（Murphy et al. 2010）。MIROC5, MIROC4hいずれのケースも1970-80年代の負偏差と最近の正偏差をよく表現している（図2b）。PDOの時系列は観測される北太平洋VAT400場（20-70N）のEOF1に射影した時系列で定義した（c.f., Mochizuki et al. 2010）。MIROC5による予測は不確実性が大きいものの、1970年代後半の負から正への変化をなんとか表現している（図2c）。一方、MIROC4h予測は特に期間前半（1960-1980年頃）の結果が悪く、全般的に観測値とあまり一致しない（図2c）。より統計的な解析として、予測（一部同化結果を含む）と観測の4年平均値のアノマリ相関を予測リード時間（年）ごとに描いた（図3）ところ、地球温暖化シグナルが大部分を占める全球平均地上気温は常に高い予測スキルを示した。

AMOとPDOについてはいずれもMIROC5予測のほうがMIROC4h予測よりもスキルが高い(図3)。MIROC5予測の場合、AMOでは予測7-10年目であっても95%有意な予測ができており、PDOも予測3-6年目までは90%有意な予測ができています。これらはMochizuki et al. (2010) が示した、数年規模のPDO予測可能性や、十年規模の北大西洋高緯度域水温予測可能性と整合的である。なお、定義からAMO時系列とPDO時系列は地球温暖化成分を含んでいるが、ここでの大まかな予測可能性の検証解析においては大きな問題を引き起こすことはない。MIROC4h予測の場合、AMOは数年程度のスキルを示すが、PDOに関しては予測1-4年目平均値でさえも有意な予測ができていない。この低スキルの理由のひとつは、MIROC4hのアンサンブル数が3メンバーしかないことであろう。実際、Mochizuki et al. (2010) の結果を使ってアンサンブル数と予測スキルの関係を調べてみると、10アンサンブル平均値で数年程度だったPDOスキルは、3アンサンブル平均値では2-3年程度に落ちる(e.g., Chikamoto et al. 2012)。また、観測されるAMOやPDOの振幅と予測値のRMSEを比較した場合にも、アノマリ相関が示すものと同程度のスキルを示された(図4)。

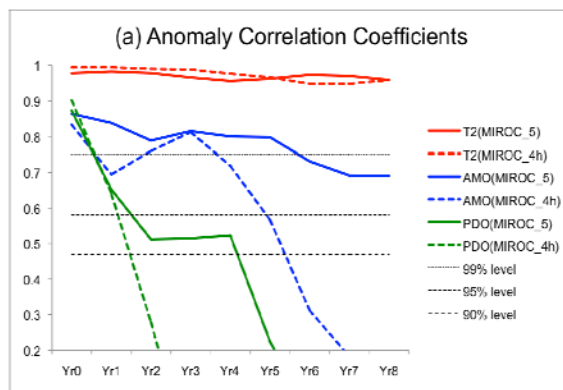


図 3: 4年平均の(赤)全球平均地上気温偏差, (青)AMO 指数, (緑)PDO 指数のアノマリ相関。実線/破線は MIROC5 予測/MIROC4h 予測の結果をそれぞれあらわす。横軸は予測のリード時間(年)をあらわしていて、Yr3 が予測 2-5 年目平均値に相当する。

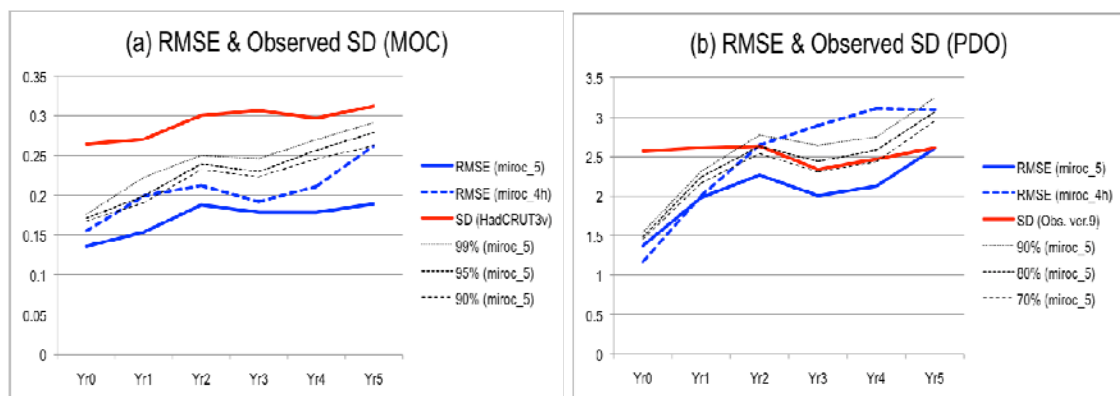


図 4: 4年平均の(a)AMO 指数と(b)PDO 指数の RMSE 値。青実線/青破線は MIROC5 予測/MIROC4h 予測の結果をそれぞれあらわす。赤線は対応する観測値に見られる標準偏差。横軸は予測のリード時間(年)をあらわしていて、Yr3 が予測 2-5 年目平均値に相当する。

(5) まとめ

”新版”の大気海洋結合モデルMIROC4hとMIROC5を用いて、IPCC-AR5/CMIP5に向けて作成した近未来気候変動予測データ（特に過去予測）を解析して予測可能性を検証した。初期値化を施した場合には、地球温暖化シグナルに加えて、（特にMIROC5を用いた場合には）AMOは十年程度、PDOは数年程度の予測可能性が実証された。これに関連して、北大西洋高緯度や北太平洋の海洋フロント域において、局所的な水温変動に対する予測性能が高い（Mochizuki et al. 2012）。これらは”旧版”のMIROC3mを用いた近未来気候変動予測”試行”実験結果（Mochizuki et al. 2010）とも整合的である。

MIROC4hを用いた場合にはアンサンブル数が少ないので、有意性の議論が難しく、また予測性能が低く見積もられてしまっている。これらの問題を和らげるためのひとつの方法はIPCC-AR5/CMIP5における（世界の他機関による近未来予測結果も含めた）マルチモデル解析であろう。実際、MIROC3m/4h/5のそれぞれを別システムとみなして”旧版・新版MIROCマルチモデル解析”をおこなうと、アンサンブル数も増え、モデル固有のエラーも和らぎ、いずれか単体のシステムを用いた場合よりも予測性能が確かに向上するとの解析結果が得られている（Chikamoto et al. 2012）。

引用文献

1. Chikamoto, Y., et al., 2012: An overview of decadal climate variability in a multi-model ensemble by climate model MIROC, *submitted to Clim. Dyn.*
2. Ishii, M., and M. Kimoto, 2009: Reevaluation of historical ocean heat content variations with time-varying XBT and MBT depth bias corrections, *J. Oceanogr.*, **65**, 287-299.
3. Mochizuki, T., et al., 2010: Pacific Decadal Oscillation hindcasts relevant to near-term climate prediction, *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **107**, 1833-1837.
4. Mochizuki, T., et al., 2012: Decadal prediction using a recent series of MIROC global climate model, *J. Meteor. Soc. Japan*, *in press*.
5. Murphy, J., et al., 2010: Towards prediction of decadal climate variability and change, *Procedia Environmental Sciences*, **1**, 287-304.
6. van Oldenborgh, G. J., F. J. Doblas-Reyes, B. Wouters, and W. Hazeleger, 2012: Decadal prediction skill in a multi-model ensemble, *Clim. Dyn.*, *in press*.
7. Sakamoto, T. T., et al., 2012: MIROC4h - a new high-resolution CCSR / NIES / JAMSTEC atmosphere-ocean coupled model, *submitted to J. Meteor. Soc. Japan*.
8. Tatebe, H., et al., 2012: Initialization of the climate model MIROC for decadal predictions by assimilating ocean hydrography, *J. Meteor. Soc. Japan*, *in press*.
9. Watanabe, M., et al., 2010: Improved climate simulation by MIROC5: Mean states, variability, and climate sensitivity, *J. Climate*, **23**, 6312-6335.

III-2-3 MIROC へのアンサンブル・カルマンフィルタの導入

小山 博司（海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト研究員）

(1) はじめに

これまでチーム近未来では、初期値化が特定の十年スケールの内部変動の予測に対して有効であることを示してきた(Motizuki et al. 2010 など)。そのため、より高度なデータ同化手法を導入することにより近未来予測の精度の向上が期待される。今回導入したデータ同化の手法は、アンサンブル・カルマンフィルタ(Ensemble Kalman Filter: EnKF; Evensen 1994)と呼ばれる手法である。この手法は、データ同化とアンサンブル予測を融合した手法で、アンサンブルの情報を生かした高度なデータ同化と解析誤差を反映した初期摂動の生成を同時に行う。ここでは EnKF を MIROC へ導入した MIROC アンサンブルデータ同化システムの開発状況について紹介する。EnKF を導入するに先立ち、従来の初期値化システムを使用して、フル同化実験と大気データ同化実験を実施し、近未来予測への影響を調べた。

(2) MIROC アンサンブルデータ同化システム

a. 概要

図 1 は MIROC アンサンブルデータ同化システムの概略図である。各過程の詳細については後述する。従来の手法(Tatebe et al. 2011)との主な違いは、大気の同化が新たに導入されたことに加えて海洋の同化において Ishii et al. (2003, 2006, 2009) の海洋客観解析で用いられた海洋の品質管理手続きが導入されたことである。また、同化手法と初期摂動生成法が IAU(Incremental Analysis Update) 法およびタイムラグ(LAF)法から EnKF に変更されている。EnKF を用いた同化は以下の手順で行われる。ある複数の初期値から MIROC のアンサンブル予測を行う。同化の時刻になったとき、このアンサンブル予測値を用いて大気および海洋の観測値が EnKF によって同化される。求められた解析値と初期摂動を用いて次のアンサンブル予測が行われる。再び同化の時刻になると、アンサンブル予測値を用いて観測値が同化される。こうした同化・アンサンブル予測のサイクルを繰り返すことによって最適な解析値と初期摂動が生成される。

b. MIROC のバージョン

今回使用された MIROC のバージョンは MIROC3m である。大気は水平解像度 T42・鉛直 44 層で、海洋は水平解像度 $1.4^{\circ} \times (0.5^{\circ} - 1.4^{\circ})$ ・鉛直 44 層である。

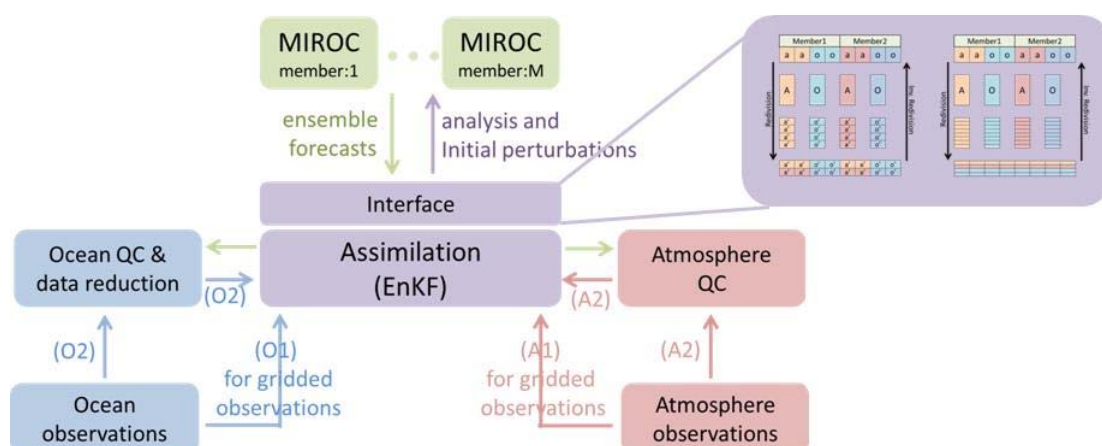


図 1 : MIROC アンサンブル同化システムの概略図

c. フルデータ同化実験、大気データ同化インパクト実験

予測開始後のドリフトを低減させるために、これまで使用してきた初期値化システムは、アノマリ同化であった。高度な同化システムを導入するためには、アノマリだけではなく全ての観測の情報をモデルに同化するフルデータ同化が必要である。もともとモデルは、現実の大気や海洋に合うように物理パラメータの調整が行われているので、フルデータ同化の方が、本来の個々のモデル性能を発揮しやすいとも考えられるため、予測開始後のドリフトは免れないが、予測にも正のインパクトがあることを期待したい。

これまでどおり格子点値化された観測データを用いてフルデータ同化実験を行う。大気データ同化実験では、海洋の同化に加えて、ECMWF による再解析データ (ERA-40) を使用して、850hPa 以下の境界層の気温と風を大気モデルに同化した。大気モデルの同化も IAU 法を用いて、6 時間毎に観測データを取り込んだ。

d. EnKF についての詳細

導入した EnKF の手法は局所アンサンブル変換カルマンフィルタ(Local Ensemble Transform Kalman Filter: LETKF; Hunt et al. 2007, Miyoshi et al. 2007)である。誤差共分散行列の局所化の手法としては、観測誤差を局所化する手法を導入し、局所化の関数としては Gaspari and Cohn (1999) で用いられた 5 次の関数を用いた。また、誤差共分散の膨張には multiplicative inflation と呼ばれる手法を導入した。現在のところ大気と海洋に対してそれぞれ独立の EnKF が適用されている。

海洋に関しては、格子点化された海洋観測値の直接的な同化（図 1 の O1）に加えて海洋の鉛直プロファイルデータなどの現実の観測値の同化（図 1 の O2）に対応している。現実の観測値の同化には Ishii et al. (2003, 2006, 2009)で使われた海洋品質管理(Quality Control; QC) 手続きが導入されている。また、EnKF で求められた初期値（解析値と初期摂

動)はIAU法を用いて徐々にモデルに入力される。これは場の急激な変化によりモデルの熱力学的な構造が崩れるのを防ぐためである。

大気に関しては、現在のところ格子点化された大気観測値の同化に対応している(図1のA1)。そのため同一モデルの単一ランから作成された仮想的な観測値や大気の客観解析データの直接的な同化が可能となっている。また、気象庁より提供して頂いた大気品質管理手続きの導入を進めており、これが完成すれば現実の大気の観測値を同化することが可能となる(図1のA2)。

本システムの特徴は、MIROCのアンサンブル予測値をEnKFに受け渡す際に領域の再分割が行われる点である。具体的には(3メンバーの一例)、MIROCでの元々の計算領域(南北2分割)を解析に最適な計算領域(南北6分割)に再分割する。再分割された領域を全CPUへMPI通信により分配させる。各CPUでEnKFの計算を並列して行う。計算後、全CPUからデータを集め再分割された領域をMIROCの元々の計算領域に戻す。こうした処理によりEnKFにおける並列計算の効率を高めている。

(3) 試験的なランの結果

本システムの動作確認のためにいくつかの試験的なランを行った。ここではその結果の一部を紹介する。

a. フルデータ同化、大気データ同化実験

フル同化とアノマリ同化による予測実験の両者の違いをなど興味深いテーマがいくつかあるが、ここでは、現時点までにある程度解析できている大気データ同化のインパクトについて触れる。

大気データを同化することで、陸上の気温のRMSEの減少が顕著に見られる(図2)。特に、シベリアやハドソン湾周辺で大きな改善を見せている。一つの理由としては、大気データを同化したことで、海氷の再現性が良くなったことが挙げられる。もともと海は観測データで拘束しているものの、各海盆の中央部にRMSEが低下している領域が存在している。海面水温にも同様にRMSEの減少が現れている。詳細な解析をしていないが、境界層の風を観測に近づけたことによる影響が大きいと考えている。

それぞれ初期値化をした実験から初期値を1960年から2年毎に選んで、10例のアンサンブル予測をした。図示しないが、フル同化の場合には、予測開始後にモデル気候がドリフトするために、そのRMSEはアノマリ同化による予測のものに比べて大きくなる。図示した2~5年先の気温の4年平均予測のRMSEの空間分布ではドリフトを除去した上で描いている。大気データを同化することで、予測のRMSEは、主に低緯度域で低下しているのが分かる。

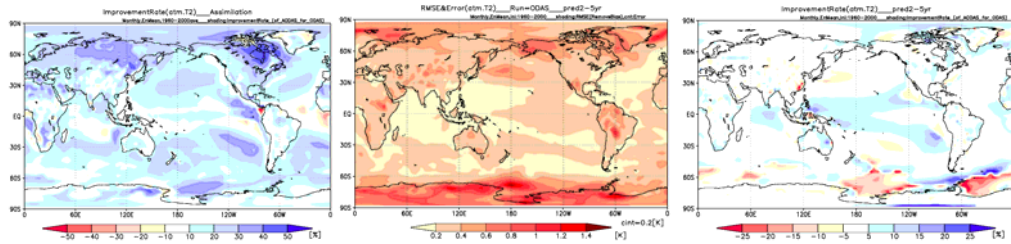


図2. 大気データ同化のインパクト。左図は、大気データ同化された2メートル気温のRMSEの、大気データを同化していない場合のRMSEに対する比(%)、中央は、前者についての予測のRMSE(°C)、右図は、左図と同様、予測についてのRMSE比。

b. 仮想的な大気海洋観測値によるEnKF実験

あるMIROCの単一ラン(真値とする)にガウシアンノイズを加えて生成した大気と海洋の観測値を仮想的な観測値として同化を行った(図1のA1とO1を使用)。観測値と同化変数は共通で、大気気温と風、海洋の水温と塩分である。大気では水平3格子毎で全層、海洋では水平9格子毎で0~3000mの観測値を同化した。同化間隔は1日毎、アンサンブルメンバー数は10である。積分期間は1月1日を初期値とする8か月間である。図3は真値からの全球の二乗平均平方根誤差(RMSE)の時系列である。EnKFで同化した場合(赤実線)では、期間を通して大気と海洋とともに同化なし(黒実線)の場合に比べて明らかにRMSEが減少していて、与えた観測誤差(青実線)の値よりも小さくなっている。こうした傾向は、大気海洋の全層で同様であった(図示せず)。スプレッドの値はRMSEに比べて大気では小さく海洋では大きい傾向となっているが、これは誤差共分散膨張で与える係数の値に依存する。

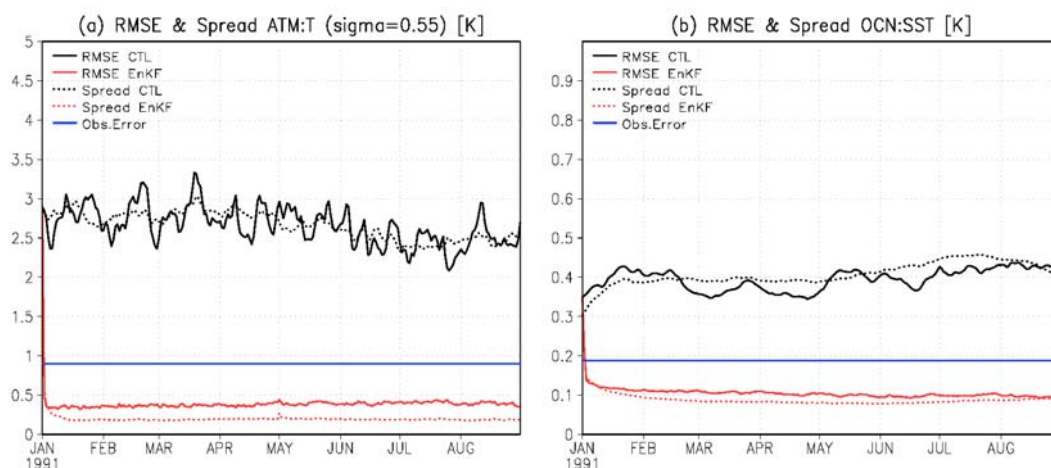


図3: (a) 大気対流圏中層($\sigma=0.55$)の気温および(b) 海洋表面水温に対するアンサンブル平均のRMSEとスプレッドの時系列。同化なしでのRMSE(黒実線)とスプレッド(黒点線)、EnKF同化でのRMSE(赤実線)とスプレッド(赤点線)、および観測誤差(青実線)。

c. 現実の海洋観測値による EnKF 実験

現実の海洋の観測値として COBE-SST(JMA)の客観解析値と GTSP(NOAA) の鉛直プロフィールデータを併用し、海洋品質管理手続き（図 1 の O2）を通し、EnKF で同化を行った。観測値と同化変数は共に、0～3000m の水温と塩分である。積分期間は 1991 年 1 月 1 日を初期値とする 1 年 8 か月である。図 4 は COBE-SST からの差で定義した海面水温の RMSE の時系列である。EnKF 同化での RMSE は、同化なしでのバイアスを抜いた RMSE に比べて期間を通して小さくなっていることがわかる。一方で、観測点数が少ない深層では今回の積分期間では同化なしの場合に比べて明瞭な改善の傾向は確認されず、より長期間の積分を行い確認する必要がある。また、深層では誤差共分散膨張の係数の値が大きい場合にはスプレッドが増大し過ぎてしまう傾向がありスプレッドの値の調整が重要であると考えられる。現在は考慮されていないモデルバイアスを推定するような手法の導入もまた重要であろう。

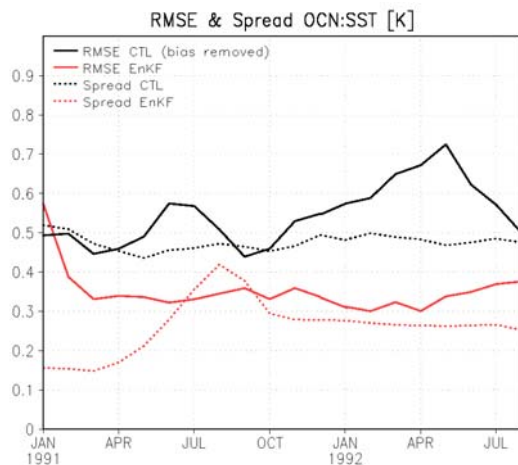


図 4：海面水温に対するアンサンブル平均の RMSE とスプレッドの時系列。同化なしでのバイアスを抜いた RMSE（黒実線）とスプレッド（黒点線）、EnKF 同化での RMSE（赤実線）とスプレッド（赤点線）。バイアスは 1971～2000 年のモデル（同化なし 10 メンバー）と COBE-SST 観測値の気候値の差で定義されている。RMSE の計算領域は 60N-60S、0-360E である。

(4) まとめ

MIROC へ EnKF 導入した MIROC アンサンブルデータ同化システムの開発を行ってきた。これまでのところ、格子点化された大気と海洋の観測値の直接的な同化、および海洋品質管理手続きを通した現実の海洋観測値の同化が可能である。試験的なランの結果、大気海洋の仮想的な観測値の同化の場合では 8 か月間安定して期待通りに動作することがわかった。また、現実の海洋観測値の同化では海洋表層の同化は 1 年 8 か月間安定して動作することがわかった。深層についてはより長期間の実験を行い確認する必要がある。

簡易システムによるフルデータ同化実験および大気データ同化実験の結果からは、ドリフトは避けられないものの、大気海洋結合モデルを初期値化することで、予測の改善が期待できることが示唆された。

今後は、引き続き大気品質管理手続きを通した現実の大気観測値の同化の導入を進める予定である。また、100 年間を見据えた長期間に渡って安定して動作する大気海洋データ

同化システムの構築を目指したい。最新バージョンの MIROC への導入や海氷の同化にも取り組む予定である。さらに、大気と海洋が出来るだけバランスした最適な状態になるような大気海洋結合系でのより効果的な同化手法を開発していきたい。例えば、Koyama and Watanabe(2010) での予報変数とモデルパラメータを一つの EnKF に取り込んでモデルパラメータを推定する手法を応用した、大気と海洋の変数間の共分散を利用した手法を考案中である。

引用文献

1. Evensen, G., 1994: Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using Monte Carlo methods to forecast error statistics. *J. Geophys. Res.*, 99(C5), 10143-10162.
2. Gaspari, G., and S. E. Cohn, 1999: Construction of correlation functions in two and three dimensions. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 125, 723-757.
3. Hunt, B.R., E.J. Kostelich, and I. Szunyogh, 2007: Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos: A local ensemble transform Kalman filter. *Physica D*, 230, 112-123.
4. Ishii, M., M. Kimoto, and M. Kachi, 2003: Historical ocean subsurface temperature analysis with error estimates. *Mon. Wea. Rev.*, 131, 51-73.
5. Ishii, M., M. Kimoto, K. Sakamoto, and S.I. Iwasaki, 2006: Steric sea level changes estimated from historical subsurface temperature and salinity analyses. *J. Oceanogr.*, 61, 155-170.
6. Ishii, M., and M. Kimoto, 2009: Reevaluation of historical ocean heat content variations with time-varying XBT and MBT depth bias corrections. *J. Oceanogr.*, 65, 287-299.
7. Koyama, H., and M. Watanabe, 2010: Reducing forecast errors due to model imperfectness using ensemble Kalman filtering. *Mon. Wea. Rev.*, 138, 3316-3332.
8. Miyoshi, T., S. Yamane, and T. Enomoto, 2007. Localizing the error covariance by physical distances within a local ensemble transform kalman filter (LETKF). *SOLA 2007*, Vol. 3, 37-40.
9. Mochizuki, T., and co-authors, 2010: Pacific decadal oscillation hindcasts relevance to near-term climate prediction. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 107, doi:10.1073/pnas.0906531107.
10. Tatebe, H., and co-authors, 2012: Initialization of the climate model MIROC for decadal predictions by assimilating ocean hydrography. *J. Meteor. Soc. Japan*, in press.

III-2-4 CMIP5 データ公開

大越智 幸司 (海洋研究開発機構・特任技術主任)

(1) はじめに

本プロジェクトにおける、Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) 実験 [1] の実施、およびその実験結果のデータ公開について報告する。実験には、MIROC4h と MIROC5、2つのバージョンの気候モデルを用いた。

CMIP とは、結合気候モデル研究の標準実験プロトコルで、World Climate Research Programme (WCRP) / Working Group on Coupled Modelling (WGCM) のプロジェクトである。共通の実験デザインに基づいたシミュレーションの結果を共通のデータ仕様にて集積する。それらの結果は、データノードと呼ばれる世界中に幾つか設置されるサーバに置かれ、ゲートウェイと呼ばれるサーバをインターフェイスとしてエンドユーザからアクセスが可能となる。今回の CMIP5 では、約 20 の研究機関が参加している。

(2) データ公開までの手順

公開データとして要求されている各物理量の詳細な仕様は、Standard Output [2] に記述されており、データを提供する側はその仕様に沿わなくてはならない。表 1 に、各カテゴリ別に定義されている物理量（変数）の数をまとめた。各変数に対し、プライオリティが 3 段階で定義されており、少なくともプライオリティ 1 を提供することが望まれる。MIROC4h では原則としてプライオリティ 1 のみ、MIROC5 ではプライオリティ 1 に加えて提供可能な物理量はできる限り提供することにした。モデルが内部的に保持している物理量と、CMIP5 に要求されている物理量の間に定義の差が生じていることもある。そのような場合には、実験の実施前にモデルのソースコードに追加を行うか、実験の実施後に出力データからデータ変換の演算を行う必要がある。

モデルの実行は地球シミュレータで行った。MIROC4h は 20 ノードを用い、一年間の時間積分に実時間で約 11 時間を要した。MIROC5 は 3 ノードを用い、一年間の時間積分に実時間で約 6～7 時間を要した。表 2 に、それぞれ実施した実験名と実験期間（あるいは年数）とアンサンブル数をまとめた。

公開するデータファイルの仕様は、CMIP5 Model Output Requirements [3] に記述されている。ファイルフォーマットは netCDF-3、そのコンベンションは CF-1.4 であるが、さらにそれ以上に細かな仕様が定められている。主たる変数に対する属性、座標系に関する変数名および属性などが決まっている。また実験に使用したモデルの総称や各コンポーネントの名称、機関名称など必須のグローバル属性がいくつか存在する。このような細かな仕様を完全に満たすデータを作成することは非常に手間のかかる作業である。ただし、PCMDI から CMOR と呼ばれるライブラリが提供されており、それを利用することで、いくらか作業の煩雑さを低減することができる。データ提供側には、CMOR を利用したデ

アンサンブルデータ同化手法を用いた不確実性定量化技術の開発

ータ変換ツールを作成し、データファイルを生成することが推奨されている。我々もそれに従い、CMOR を利用したデータ変換プログラムを作成した。このプログラムを用い、MIROC4h および MIROC5 からの出力データを CMIP5 の仕様を満たすデータに変換する作業を行った後、公開手続きをする。

	プラオリティ 1	プライオリティ 2	プライオリティ 3
Fx	11	2	0
Oclim	2	0	32
Oyr	11	10	52
Amon	76	0	4
Omon	34	56	58
Lmon	35	24	0
Limon	8	2	2
OImon	21	17	2
Areo	50	5	26
Day	41	1	0
6hrLev	5	0	0
6hrPlev	4	0	0
3hr	23	0	0
cfMon	47	50	0
cfDay	46	0	0
cf3hr	14	30	0
合計	428	197	176

表 1：変数のカテゴリと各プラオリティの変数の数（2011-07-11 版 Standard Output）。

実験名	MIROC4h	MIROC5
piControl	100 年間 (1)	700 年間 (1)
historical	1950-2005 (3)	1850-2012 (4)
rcp45	2006-2035 (3)	2006-2100 (3)
rcp85		2006-2100 (3)
rcp26		2006-2100 (3)
rcp60		2006-2100 (3)
decadal1960	1961-1990 (3)	1961-1990 (6)
decadal1965	1966-1975 (3)	1966-1975 (6)
decadal1970	1971-1980 (3)	1971-1980 (6)
decadal1975	1976-1985 (3)	1976-1985 (6)
decadal1980	1981-2010 (3)	1981-2010 (6)
decadal1985	1986-1995 (3)	1986-1995 (6)
decadal1990	1991-2000 (3)	1991-2000 (6)
decadal1995	1996-2005 (3)	1996-2005 (6)
decadal2000	2001-2010 (3)	2001-2010 (6)
decadal2005	2006-2035 (3)	2006-2035 (6)

実験名	MIRC5
1pctCO2	140 年間 (1)
abrupt4xCO2	151 年間 (1)
	6 年間 (11)
amip	1979-2008 (2)
amip4K	1979-2008 (1)
amip4xCO4	1979-2008 (1)
amipFuture	1979-2008 (1)
aqua4K	5 年間 (1)
aqua4xCO2	5 年間 (1)
aquaControl	5 年間 (1)
sstClim	30 年間 (1)
sstClim4xCO2	30 年間 (1)
sstClimAerosol	30 年間 (1)
sstClimSulfate	30 年間 (1)
decadal etc	10 年間 x 42 (6)

表 2：各実験での積分期間あるいは積分年数。括弧内の数字はアンサンブル数。

データファイル自体にもメタデータは多数含まれているが、それ以上に詳細なモデルに関するメタデータを **METAFOR** と呼ばれるデータベースで提供することが求められている。実験に使用したモデルで採用しているモデルのスキーム、各実験の設定について **web** インターフェイスから入力する。設問項目は非常に多い。

(3) 公開データの現状

アカウントを取得することにより、**PCMDI**, **BADC**, **DKRZ** のサイトから公開データにアクセス可能である。2012 年 1 月の時点で 21 の研究機関、37 のモデルからのデータが公開されており、データの総量は 852 TB である。まだすべてのデータが出揃ってはいないため、今後しばらくは増加していくはずである。これらのうち、**MIROC4h** のデータが 128 TB, **MIROC5** が 111 TB 程度を占める。**MIROC4h** は予定していた全てのデータは既に公開済みであるが、**MIROC5** にはまだ若干変換作業中のデータがある。変換作業は今年度中には完了する見込みである。

データ品質保証のためのクオリティコントロール (QC) が行われることになっており、我々のデータに対する QC は **DKRZ** が実施中である。これらの結果を受けて、場合によってはデータの改訂が必要になる。

METAFOR の公開は遅れており、どの機関のメタデータもエンドユーザが参照することはできない。我々が行う作業であるデータの入力については、**MIROC4h** は完了しており、**MIROC5** は近日中に完了する見込みである。

引用文献

1. Karl E. Taylor et al., 2009, A summary of the CMIP5 Experiment Design, http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/docs/Taylor_CMIP5_design.pdf
2. http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/docs/standard_output.pdf
3. Karl E. Taylor and Charles Doutriaux, 2010, CMIP5 Model Output Requirements: File Contents and Format, Data Str

Ⅲ-3 不確実性を考慮に入れた近未来予測に基づく水災害リスク変化の推定

課題代表機関：東京大学 生産技術研究所

研究代表者：沖 大幹

a. 要約

本サブテーマで昨年度までに構築したモデルと、サブテーマ（１）で作成された近未来気候変動予測結果を用いて、将来の洪水リスクが大陸ごとにどのように変化するかを解析した。アジア・アフリカ・オセアニアで甚大な洪水が大きく増加するが、ヨーロッパと北アメリカでの大きな洪水は減少傾向を示唆する結果が得られた。

b. 研究目的

高解像度モデルによる近未来気候変動予測結果をもとにして、近未来の水災害リスクの全球地図を作成し、わが国および国際社会の温暖化対策において直接有用な情報を適用する。

c. 研究計画、方法、スケジュール

高解像度気候変動予測結果を、全球陸面水循環モデルに与え、河川流量・土壌水分量など、水災害と関連する水文量を算出する。とくに極端現象の再現精度向上に重点をおいて、水循環モデルの改良を行う。次に、水文量から被害額へ変換するために、過去の水災害に対するデータベースと水循環モデルのシミュレーションを整備し、両者をつきあわせることで地域性を考慮した変換式を作成する。平成 22 年度からの高解像度の気候変動計算結果の利用に合わせ、3 年目までに水循環モデルの改良、データベースの整備、変換式の作成を行い、4 年目以降は、気候変動計算結果に適用して、全球の近未来水災害リスクマップを作成する。最終年度には、マルチモデルの結果を用いることなどで不確実性についての検討を進める。

d. 平成 23 年度研究計画

前年度までに作成した全球水循環モデルと水災害データベース及び変換式を用い、高解像度近未来気候変動予測結果を用いた水災害予測を行う。特に、水災害の被害額データを多く入手可能な日本について、20 世紀の水災害の原因特定を行ったうえで、被害額ベースでの今世紀末の水災害リスクを算定する。

e. 平成 23 年度研究成果

平成 23 年度の研究成果を以下に列挙する。紙面の都合上、はじめの 2 点についてのみ、詳細を次節以降に記す。

- 海面上昇に対する人間活動に伴う陸上貯水量変化の寄与（Ⅲ-3-1 に記載）
- 日本全体の内水被害リスクとその被害額の推定（Ⅲ-3-2 に記載）
- 温暖化時の洪水リスク変化の確率流量指数に基づいた推計
- 気候モデル出力値の補正手法の比較とその特性に関する研究
- 水資源モデルに用いられる積雪・融雪過程に関する高度化
- 水資源モデルに用いられる地下水流動過程に関する高度化
- 大気湿潤度変化を考慮した気候変動に伴う豪雨変化の要因分析

f. 考察

最終報告書ということで上記の 5 年間の計画に沿った形で研究成果をまとめると、「全球水循環モデルの改良と検証」に類するものとして、人間活動を考慮した水資源モデルを構築した（Pokhrel et al., 2012；本報告書に記載）ほか、氾濫原・湿地帯での水の力学的輸

送を考慮した超高解像度河道モデルの構築（Yamazaki et al., 2011；H20 年度報告書に記載）、積雪・融雪過程の高度化（新田ほか 2012）、地下水流動過程の高度化（Koirala et al., 2012）を行った。特に、近年の海面水準上昇の原因のミッシングリンクであった、ダム湖への貯留（海面水準を下げる要因のひとつ）と化石水資源の利用（海面水準を上げる要因のひとつ）について、人間活動を考慮した水資源モデルを用いることにより合理的な推定値を得られたことは特筆に値する（Nature Geosciences にて審査中）。「世界の水災害リスク地図作成」に類するものとして、水災害データベースを構築し全球洪水リスク評価を行い（Okazawa et al., 2011；H20 年度報告書に記載）、日本域における水文量再現確率と水害発生確率の関係について調査した（箕島ら 2011；H21 年度報告書に記載）。また、気候モデルによる予測データのバイアス補正手法について、手法ごとの特性と利用方法について詳細なレビューを行った上で本水資源・水リスクモデルへの実装を行った（渡部ほか 2012）上で、最後に、「近未来水災害リスクマップの作成」に類するものとして、木本らの取り組みによる高解像気候変動予測結果を用い、予測される洪水リスクの変動について不確実性を加味した解析を行い（Okazaki et al., 2012；H22 年度報告書に記載）、また、日本における内水被害のリスクについて、被害額に換算した推定を行った（福林・沖 2012；本報告書に記載）。このように、当研究課題は当初の計画通り順調に遂行することができ、5 年間の研究期間で多岐にわたる重要な成果を生み出すことができた。

g. 引用文献

以下の詳細報告中に記載する。

h. 成果の発表（顕著な成果を抜粋）

❖ 論文(受理・印刷済み)

1. Mouri, G., S. Shinoda, and T. Oki, Assessing environmental improvement options from a water quality perspective for an urban-rural catchment, Environmental Modelling & Software, doi:10.1016/j.envsoft.2011.11.018, 2011.
2. Pokhrel, Y., N. Hanasaki, S. Koirala, J. Cho, P. J.-F. Yeh, H. Kim, S. Kanae, and T. Oki, Incorporating anthropogenic water regulation modules into a land surface model, J. of Hydrometeorology, doi:10.1175/JHM-D-11-013.1, 2011. in press
3. Utsumi, N., S. Seto, S. Kanae, E. E. Maeda, and T. Oki, Does higher surface air temperature intensify extreme precipitation?, Geophys. Res. Lett., 38, L16708, doi:10.1029/2011GL048426, 2011.
4. Okazawa, Y., P. J.-F. Yeh, S. Kanae, and T. Oki, Development of a global flood risk index based on natural and socio-economic factors, Hydrological Sciences Journal, 56(5), 789-804, doi:10.1080/02626667.2011.583249, 2011.
5. Seto, S. and T. Iguchi, Applicability of the Iterative Backward Retrieval Method for the GPM Dual-Frequency Precipitation Radar, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 49(6), 1827-1838, doi:10.1109/TGRS.2010.2102766, 2011.
6. Watanabe, S., D. Komori, M. Aoki, W. Kim, S. Boonyawat, P. Tongdeenok, S. Prakarnrat, and S. Baimoung, Estimation of daily solar radiation from sunshine duration in Thailand, J. Meteor. Soc. Japan, 89A, 355-364, doi:10.2151/jmsj.2011-A25, 2011.
7. Mouri, G., S. Takizawa, and T. Oki, Spatial and temporal variation in nutrient parameters in stream water

- in a rural-urban catchment, Shikoku, Japan: Effects of land cover and human impact, *Journal of Environmental Management*, 92, 1837-1848, doi:10.1016/j.jenvman.2011.03.005, 2011.
8. Yamazaki, D., S. Kanae, H. Kim, and T. Oki, A physically based description of floodplain inundation dynamics in a global river routing model, *Water Resources Research*, 47, W04501, 10.1029/2010WR009726, 2011.
 9. Mouri, G., M. Shiiba, T. Hori, and T. Oki, Modeling shallow landslides and river bed variation associated with extreme rainfall-runoff events in a granitoid mountainous forested catchment in Japan, *Geomorphology*, 125(2), 282-292, 10.1016/j.geomorph.2010.10.008, 2011.
 10. Mouri, G., M. Shiiba, T. Hori, and T. Oki, Modeling reservoir sedimentation associated with an extreme flood and sediment flux in a mountainous granitoid catchment, Japan, *Geomorphology*, 125(2), 263-270, doi:10.1016/j.geomorph.2010.09.026, 2011.
 11. He, B., T. Oki, F. Sun, D. Komori, S. Kanae, Y. Wang, H. Kim, and D. Yamazaki, Estimating monthly total nitrogen concentration in streams by using artificial neural network, *Journal of Environment Management*, 92(1), 172-177, doi:10.1016/j.jenvman.2010.09.014, 2011.
 12. 新田友子・芳村圭・高田久美子・大石龍太・鼎信次郎・沖大幹、陸面モデルにおけるサブグリッドスケールの積雪被覆率と積雪深の変化の表現、*水工学論文集*、56、2012
 13. 渡部哲史・鼎信次郎・瀬戸心太・沖大幹、GCM 出力値補正手法により生じる月平均気温および月降水量の予測差、*水工学論文集*、56、2012
 14. 福林奈緒子・沖大幹、日降水量に基づく日本全体の内水被害リスク推定、*水工学論文集*、56、2012
 15. Koirala, S., H.G. Yamada, P. J.-F. Yeh, T. Oki, Y. Hirabayashi, and S. Kanae, Global simulation of groundwater recharge, water table depth, and low flow using a land surface model with groundwater representation, *水工学論文集*、56、2012
 16. 内海信幸・瀬戸心太・鼎信次郎・沖大幹、気候変動に伴う豪雨変化の要因分析における大気湿度の考慮、*水工学論文集*、56、2012

❖ 論文(投稿中)

1. Okazaki, A., P.J.-F. Yeh, K. Yoshimura, M. Watanabe, M. Kimoto, and T. Oki, Estimation of flood risk change under global warming using MIROC5 simulations and discharge probability index, submitted to *JMSJ*.
2. Pokhrel, Y. N., N. Hanasaki, P. J.-F. Yeh, T. Yamada, S. Kanae and T. Oki. Anthropogenic Terrestrial Water Storage Contribution to Sea Level Change from 1951 to 2007, submitted to *Nature Geoscience*.
3. Koirala, S., P. J.-F. Yeh, T. Oki, and S. Kanae, Global Modeling of Land Surface Hydrology with the Representation of Water Table Dynamics, Part I: Model Construction and Evaluation, submitted to *JGR*.
4. Koirala, S., P. J.-F. Yeh, T. Oki, and S. Kanae, Global Modeling of Land Surface Hydrology with the Representation of Water Table Dynamics, Part II: Parameter Estimation, submitted to *JGR*.

不確実性を考慮に入れた近未来予測に基づく水災害リスク変化の推定

5. Yamazaki, D., C. Baugh, P. D. Bates, S. Kanae, D. E. Alsdorf, and T. Oki, Adjustment of a spaceborne DEM for use in floodplain hydrodynamic modelling. submitted to J. Hydrol.

❖ 口頭発表

1. Oki, T., T. Kondo, Y. N. Pokhrel, and N. Hanasaki, Characterization factors for water footprint considering the scarcity of green and blue water sources (Invited), American Geophysical Union (AGU) 2011 Fall Meeting.
2. Yeh, P. J., S. Koirala, and T. Oki, Analysis of Terrestrial Water Storage Components from Global Hydrological Model Simulations Validated by GRACE data and Water Balance Analysis, American Geophysical Union (AGU) 2011 Fall Meeting.
3. Pokhrel, Y. N., S. Koirala, T. Yamada, N. Hanasaki, P. J. Yeh, K. Yoshimura, S. Kanae, and T. Oki, Modeling Irrigation Pumping and Groundwater Depletion in the High Plains Aquifer, USA, American Geophysical Union (AGU) 2011 Fall Meeting.
4. Oki, T., Y. N. Pokhrel, P. J. Yeh, S. Koirala, S. Kanae, and N. Hanasaki, Identifying the hotspots of non-renewable water use using HiGW-MAT: A new land surface model coupled with human interventions and ground water reservoir (Invited) , American Geophysical Union (AGU) 2011 Fall Meeting.
5. 渡部哲史, 鼎信次郎, 沖大幹, 水資源管理分野における気候変動影響評価研究のためのバイアス補正手法の開発, 第2回極端気象現象とその影響評価に関する研究集会
6. 新田友子, 芳村圭, 高田久美子, 大石龍太, 鼎信次郎, 沖大幹, 陸面モデル MATSIRO 積雪スキームの高度化と複数の観測データセットを用いた検証, 水文・水資源学会 2011 年度年次講演会
7. 山崎大, 鼎信次郎, 沖大幹, 全球河川氾濫原モデルによる大陸河川の水位変動の予測可能性: アマゾン川流域における潮汐現象を対象としたケース・スタディ, 水文・水資源学会 2011 年度年次講演会
8. 渡部哲史, 鼎信次郎, 沖大幹, 水資源管理分野における気候変動影響評価研究のための全球陸域バイアス補正データセットの開発, 水文・水資源学会 2011 年度年次講演会
9. Yeh, P., M.-H. Yuan, and T. Oki, Trend analysis across the components of hydrological cycle in Illinois under climate warming, International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG) 2011.
10. 山崎大, 鼎信次郎, 沖大幹, 河川・氾濫原モデリングのための「河道網」と「氾濫原地形」データセットの構築, 日本地球惑星科学連合 2011 年大会
11. 渡部哲史, 鼎信次郎, 沖大幹, 水資源分野における温暖化影響評価のための GCM バイアス補正データセットの開発, 日本地球惑星科学連合 2011 年大会
12. Koirala, S., H. G. Yamada, P. J.-F. Yeh, T. Oki, and S. Kanae, Global-scale modeling of groundwater recharge and water table depth using a LSM with groundwater representation, 日本地球惑星科学連合 2011 年大会
13. Watanabe, S., T. Oki, and S. Kanae, Evaluations of bias-correction methods for monthly temperature and precipitation data by multiple GCM outputs, European Geosciences Union (EGU) 2011

14. Yamazaki, D., D. Alsdorf, S. Kanae, and T. Oki, Improvement of streamflow prediction skill in large catchments: the effect of floodplain parameterization using a spaceborne DEM, European Geosciences Union (EGU) 2011
15. Utsumi, N., T. Oki, S. Seto, S. Kanae, and E. E. Maeda, Relationships between extreme daily precipitation intensity and temperature over the world based on in-situ observation data, European Geosciences Union (EGU) 2011
16. Yamazaki, D., Y. Pokhrel, H. Kim, S. Kanae, and T. Oki, Impact of climate change on the flood risks in the Mekong River basin: prediction of future flooding extent using a continental-scale hydrodynamics model, European Geosciences Union (EGU) 2011

III-3-1 1951 年から 2007 年までの海面上昇に対する人間活動に伴う陸上貯水量変化の寄与について

沖大幹・Yadu Pokhrel（東京大学生産技術研究所）

(1) 日本語要旨

海面水準の観測により、過去半世紀にわたる海面の上昇が確認されている^{1,2}。海洋上層部の熱膨張、氷河の融解、及びグリーンランドと南極の氷床の消失が一部寄与していることがわかっているが、IPCC 第四次報告書によると、それらを全て足しあわせても実際の海面上昇量に達せず、それは人間活動による陸上貯水量に関して未知であるためと指摘されている²。この研究では、グリーンランドと南極を除く全球陸域について、貯水池操作や灌漑といった人間活動を加味した上で貯水量とその流れを統合的にシミュレートするモデルを用い、人間活動による陸域貯水量変動による海面上昇量への寄与を新たに推算した。それによると、人口貯水池の建造による海面上昇量への寄与は -0.40mm/yr であり、持続的でない地下水利用による寄与、気候変化による陸域貯水量の変化の寄与、内陸湖の消失による寄与は、それぞれ $+0.98$ 、 -0.10 、 $+0.03\text{mm/yr}$ である。従って、1951 年から 2007 年についての正味の陸域貯水量変化による海面上昇量は $+0.51\text{mm/yr}$ であり、第四次報告書で指摘されたギャップを埋める。

(2) Introduction

Global sea level change (SLC) is widely debated³⁻⁸ because it is affected by numerous natural and anthropogenic factors such as the thermal expansion of the upper ocean, melting of glaciers associated with global warming, and change in terrestrial water storage (TWS), i.e., soil water, groundwater, snow, and surface water in natural lakes and artificial reservoirs. Tide-gauge-based observations indicate that the global sea level rose by $\sim 1.8\text{ mm/yr}$ over the second half of the 20th century^{1,2}. The contribution of thermal expansion of the upper ocean to SLC has been estimated to be $\sim 0.42\text{ mm/yr}$ (refs. 9,10). Glaciers and ice cap melting accounts for $\sim 0.5\text{ mm/yr}$ of SLC^{11,12}. Studies have shown that the contribution of loss in Greenland and Antarctic ice sheet mass is $\sim 0.19\text{ mm/yr}$ during the second half of the last century^{1,12}. The total contribution of these climate-related factors is $\sim 1.1\text{ mm/yr}$, leaving $\sim 0.7\text{ mm/yr}$ of unaccounted SLC, which might be attributable to direct anthropogenic contributions from changes in TWS (*e.g.*, artificial reservoir water impoundment and groundwater depletion). The Fourth Assessment Report (AR4) of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) concluded that the budget of the sea level rise has not yet been closed satisfactorily, primarily due to the large uncertainties in the anthropogenic contributions of TWS variations². In fact, the contribution of TWS change to SLC has been rather difficult to quantify and rarely reported because even the estimation of the total TWS change is

subject to high uncertainties⁴ as it is profoundly influenced by various factors such as climate, groundwater use, and storage in artificial reservoirs^{13,14}.

Globally, more than 45,000 dams have impounded $>8000 \text{ km}^3$ of water, which would have otherwise been released into the oceans¹⁵. Many of these dams were built during the 20th century, with a major proliferation in construction from 1950s¹⁵. Water impoundment in artificial reservoirs has therefore resulted in a drop in sea level. In contrast, unsustainable groundwater use¹⁶⁻¹⁸ (groundwater depletion) which has increased significantly over the last century, has led to a positive SLC because a large portion of the water removed from groundwater systems ultimately reaches the oceans¹⁹.

Numerous studies have estimated the individual contributions of reservoir water impoundment and groundwater mining to SLC^{18,20,21}. These studies estimated the contribution of reservoir water impoundment based on the maximum storage capacity, under the critical assumption that all reservoirs considered are 85% filled rather than by simulating the actual storage²⁰, and that of groundwater depletion by using various region-specific groundwater abstraction datasets without accounting for the changes in TWS due to groundwater use^{18,21}. In addition, a few studies have provided comprehensive estimates of the contributions from various TWS components^{4,19}, but these estimates were based on the global water balance approach rather than a consistent modeling framework that accounts for various human factors affecting TWS change. As such, consistent estimates of the anthropogenic TWS contribution to SLC using an integrated modeling approach, which can simulate the exchanges of water storage and fluxes among both natural and artificial reservoirs, have not yet been reported. Therefore, in this study, a previously developed integrated water resources assessment model¹⁶ is used to provide an internally consistent estimate of the contribution to SLC from TWS variations due to various climate-driven and anthropogenic factors. We also investigate the critical issue of whether the anthropogenic TWS contribution to SLC can partially fill the large gap in the sea level budget reported by the AR4. Although the main focus of this integrated modeling study is on the contributions of artificial reservoirs and unsustainable groundwater use to SLC, other climate-driven factors causing TWS variation are also considered.

(3) Methods

The model used in this study is the integrated water resources assessment modeling framework¹⁶, the core of which is a land surface model (LSM), the Minimal Advanced Treatments of Surface Interaction and Runoff (MATSIRO²⁴). Human impacts schemes (reservoir operation, irrigation, withdrawal, and environmental flow requirements) have recently been incorporated¹⁶. MATSIRO accounts for the majority of hydrologic processes on a physical basis. Subgrid variability of vegetation is represented by partitioning each grid cell into two tiles: natural vegetation and irrigated cropland. The soil column consists of five layers with a total thickness of 4 m; a simplified

version of TOPMODEL is used to represent the surface and subsurface runoff processes. The runoff generated by the LSM is routed through river networks using the Total Runoff Integrating Pathways (TRIP) river routing model²⁵. The reservoir operation²⁶ and irrigation⁴¹ schemes have been incorporated within the LSM in a consistent manner.

Six-hourly atmospheric forcing data are obtained from two different sources^{22,23}. Land surface properties, including land cover, soil type, and associated model parameters, are the same as used by Pokhrel *et al.*¹⁶ or follow the default values of Takata *et al.*²⁴. Data for historical land-use change, cropland areas, and the extent of irrigated areas are compiled from various sources. Data for large and medium-sized reservoir capacities are taken from the International Commission on Large Dams¹⁵. The global total reservoir capacity of the data used in this study, including large and medium-sized reservoirs, is $\sim 8000 \text{ km}^3$ ($\sim 95\%$ of the documented global capacity; ref. 20). Agricultural water requirement is simulated based on the soil moisture deficit during the cropping season for 19 different crop types¹⁶, while the data for domestic and industrial water use are obtained from the AQUASTAT database of the Food and Agricultural Organization (FAO) of the United Nations. Historical (annual) data for domestic and industrial water use are obtained by scaling the data for the year 1995 by the rate of increase in population.

Three global simulations, namely GPCC-NAT (1979–2007), GPCC-HI (1979–2007), and NCC-HI (1950–2000), are conducted at a $1^\circ \times 1^\circ$ resolution. In GPCC-NAT, only the natural (NAT) water cycle is simulated, whereas in the other two simulations all anthropogenic water regulation schemes are activated. GPCC²³ and NCC²² denote the precipitation forcing datasets used. Among multiple precipitation datasets²³, we use the Global Precipitation Data Center (GPCC) data for the main simulations, and the Global Precipitation Climatology Project ver. 2 (GPCP), PRECipitation REConstruction over Land (PREC/L), and Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation (CMAP) datasets to evaluate the uncertainty in TWS simulations. The TWS simulated in GPCC-NAT consists of soil water, river water, and snow and ice, while the -HI cases also consider reservoir storage. Therefore, the difference between the TWS in these simulations is the contribution of water storage variation reflecting reservoir operations. Moreover, in regions with significant irrigated areas, the soil water in the HI case may also be affected by the increased soil water content through irrigation. However, such effects are relatively small when averaged over a large basin. All simulations have a 15-year spin-up period by repeating the forcing of the first year, but this is discarded in the analysis of the simulations.

Because of the shortage of detailed information at the global scale, we simply estimate the number of years required to fill reservoirs as $NYR_{fill} = S/I$, where $S [\text{L}^3]$ and $I [\text{L}^3]$ are the reservoir capacity and simulated mean annual inflow volume to the reservoir, respectively. Seepage from reservoirs, which may vary considerably for individual reservoirs depending on the local geology and climate conditions, potentially leads to a significant amount of water loss to the adjacent

aquifers that manifests as water table rise in nearby areas²⁰. Since no detailed information is available globally, we assume that 5% (ref. 20) of the reservoir storage seeps into the ground in the initial year of reservoir completion and this rate decreases as $1/\sqrt{t}$ in the succeeding years; therefore, the total water seepage grows slowly as $\sqrt{t}$, where t is the number of years since the completion of the reservoir. Thus, the cumulative contribution of seepage to SLC is estimated by integrating the total seepage over time.

The simulated TWS anomaly (TWSA) is validated against the measurement from the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) satellite mission²⁷ over selected highly regulated river basins. The results indicate that accounting for artificial reservoir storage improves the TWS simulations in the highly regulated river basins. A direct comparison of the simulated reservoir storage with ground-based observations is not feasible at this stage, since the necessary data with global coverage have not yet been compiled. The operation schemes of some reservoirs, such as Lake Powell (USA), Navajo (USA), and Sirikit (Thailand), have been demonstrated to capture the observed reservoir storage variation well²⁶. This evaluation is revisited here and we confirmed that the integrated water resources assessment model simulates the mean annual reservoir storage fairly well. Pokhrel *et al.*¹⁶ showed that the incorporation of anthropogenic water regulation modules in the integrated model significantly improves river discharge simulations over the highly regulated river basins. For less-regulated river basins, the model also simulates the observed TWS anomaly well (see Fig. 2 of both refs. 16 and 23). Moreover, our investigation shows that the representation of reservoir storage in the model improves the TWSA simulations in many basins, such as the Angara, Churchill, and Sao Francisco basins. These evaluations support the use of the integrated model for estimating the contribution of TWS variation to SLC.

Unsustainable groundwater use is estimated based on the total water demand (domestic, industrial, and agricultural) and the availability of water from near-surface sources. This approach proposed by previous studies^{28,29} estimates the unsustainable groundwater use implicitly, since the model does not explicitly account for groundwater dynamics. It has been shown that the model-estimated global-scale groundwater depletion is within the range of the reported statistics for circa 2000 (ref. 16).

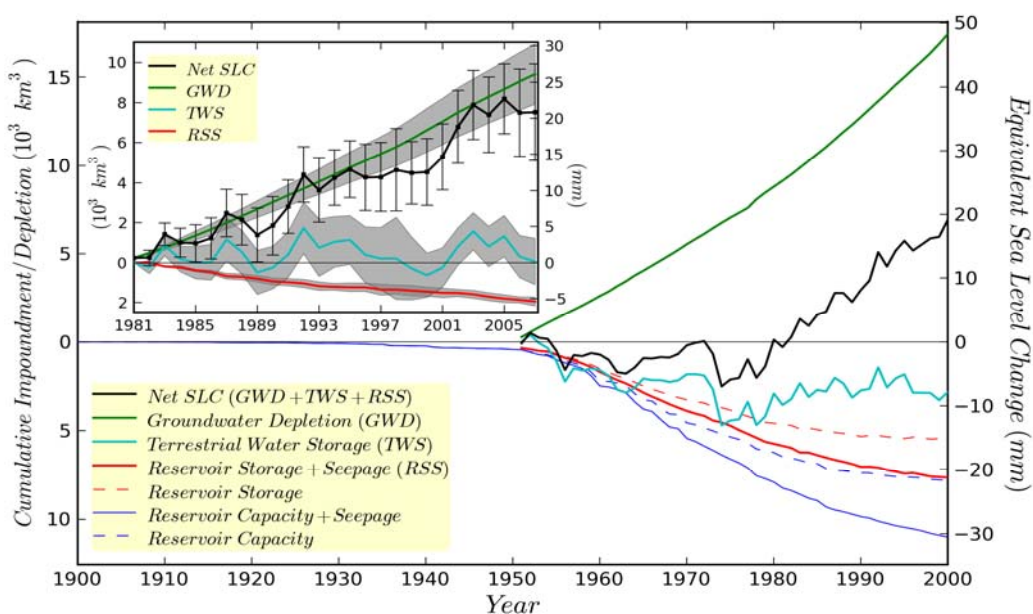


Figure 1: The terrestrial water storage (TWS) contributions to sea level change (SLC). The inset shows the results based on four different precipitation datasets for the period 1981–2007. Gray shades indicate the uncertainty in SLC ($\pm$ two standard deviations). The uncertainty in the net SLC is shown by error bars for clarity. Note that TWS contributions (shown as the relative water storage to the initial storage) account for climate-driven TWS variation and change in soil water due to irrigation, but the contribution of artificial reservoir storage has been deducted.

(4) Results

Figure 1 plots the cumulative contribution of various TWS components to SLC. The contribution of reservoir capacity is shown for the period 1900–2000, whereas all other contributions are shown for 1951–2000 based on the NCC-HI simulation [a simulation using NCC²² forcing with all human impact (HI) schemes turned on; see Methods]. Note that the reported maximum reservoir capacity and simulated actual storage are termed simply as capacity and storage, respectively. Averaged over the global ocean area ($3.61 \times 10^8 \text{ km}^2$), the 1951–2000 cumulative contributions of reservoir capacity and reservoir storage to SLC are ~ 22 and ~ 15 mm, respectively. As the figure shows, the contribution of reservoir impoundment over the period 1900–1950, not considered in our simulation, is relatively small. The large difference between the capacity and storage contributions is reasonable because reservoir storage changes significantly between wet and dry seasons. On an annual basis, our result indicates that large reservoirs are $\sim 70\%$ filled on average, with significant interannual variation ranging from 60–90% in some years. When the seepage from reservoirs is considered (see Methods), the cumulative contributions of reservoir capacity and reservoir storage are ~ 31 and ~ 21 mm, respectively. Again, note the large difference (10 mm) between the

contribution based on the maximum storage capacity of reservoirs (as considered by ref. 20) and the simulated actual storage.

The simulated mean annual (1951–2000) unsustainable groundwater use is $\sim 359 \text{ km}^3/\text{yr}$. Therefore, following the assumption that 97% of unsustainable groundwater use ends up in the oceans⁴³, the cumulative sea level rise is $\sim 48 \text{ mm}$. We also find that the net contribution of climate-driven TWS changes (soil moisture, snow, and river storage; exclusive of Greenland and Antarctica) to SLC during 1951–2000 is $\sim 8 \text{ mm}$ (Fig. 1), which is higher than reported^{6,8}. Note that soil water storage accounts for the increased soil water content due to irrigation. As Figure 1 shows, the climate-driven TWS variation has significant interannual and decadal fluctuations, but the long-term effects are rather small compared to those of other TWS components, consistent with the previous findings^{6,8}.

Irrigation also affects SLC due to the net water loss from the irrigated systems through increased consumptive water use, particularly in endorheic water bodies such as the Aral Sea. We find that the net decrease in the inflow to the Aral Sea due to water diversion for irrigation from the two main rivers (Amu Darya and Syr Darya) feeding the Aral Sea is $\sim 500 \text{ km}^3$ ($\sim 1.4 \text{ mm}$ of SLC). In line with the conclusion of the previous study⁴, our result indicates that the water loss from other large endorheic water bodies (*e.g.*, the Caspian Sea) is relatively small. Therefore, the net effect of irrigation-induced water loss from endorheic basins is rather small.

The uncertainty in the estimation of TWS contribution to SLC caused by using different global precipitation forcing datasets is evaluated. The inset in Figure 1 presents the TWS contribution to SLC for the period 1981–2007, with the shading indicating the uncertainty quantified as two standard deviations of the four simulations using different global precipitation datasets (see Methods for details). As seen in this figure, precipitation forcing causes significant uncertainty in the simulated TWS and unsustainable groundwater use. Our result indicates that the net contribution of TWS to SLC for the period 1981–2007 is $+20.8 \pm 6.7 \text{ mm}$ (groundwater $+26.1 \pm 4.1$, climate-driven TWS $+0.1 \pm 3.2$, and reservoir storage $-5.4 \pm 0.6 \text{ mm}$). Therefore, the uncertainty in the net TWS contribution to SLC due to precipitation forcing is as high as 30%. Adding the cumulative storage from 2001 to 2007 of the GPCC-HI simulation [the simulation using Global Precipitation Climatology Centre (GPCC) precipitation and other forcing data from Kim *et al.*²³, with all human impact schemes turned on; see Methods] to the corresponding storage for the year 2000 of the NCC-HI simulation, the net TWS contribution to SLC during 1951–2007 is found to be $+0.51 \text{ mm/yr}$ (groundwater $+0.98$, climate-driven TWS -0.10 , reservoir storage -0.40 , Aral Sea $+0.03 \text{ mm/yr}$).

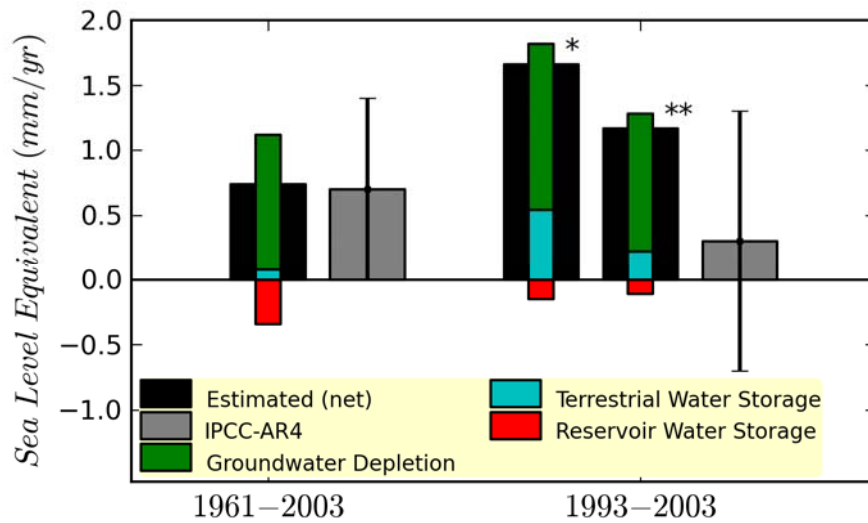


Figure 2: Comparison of the estimated net anthropogenic terrestrial water storage (TWS) contribution to global sea level change (SLC) with the gap in the sea level budget estimated by the IPCC AR4 for the periods 1961–2003 and 1993–2003. Contributions of the individual TWS components are also shown. For the period 1993–2003, two sets are shown: * based on the NCC-HI and GPCC-HI simulations, and ** based on the average of results obtained using different precipitation datasets (see Fig. 1 inset). Error bars indicate the uncertainty range in the residual of the sea level budget estimated by the AR4.

The contributions of individual TWS components to SLC and the net effects for two different time windows are summarized in Figure 2. For the period 1961–2003, the net contribution to SLC is +0.74 mm/yr, which is of comparable magnitude to the unexplained sea level rise reported by the IPCC AR4 (ref. 1). For the period 1993–2003, our estimate of +1.6 mm/yr is higher than the gap in the reported sea level rise¹. However, the mean of the results from simulations using different precipitation forcing (Fig. 1 inset) indicates a relatively smaller net SLC (+1.2 mm/yr). As seen in Figure 2, the recent higher TWS contribution to SLC is due mainly to increased groundwater use and greater climate-induced TWS changes, with the latter being highly forcing-dependent. Moreover, reservoir water impoundment has leveled off in recent years; therefore, the compensating effect on sea level rise has decreased. By contrast, the contribution of groundwater depletion has been increasing monotonously and may continue to increase in the future, which may heighten concerns regarding potential sea level rise in the 21st century. Compared to groundwater withdrawal, the climate-driven TWS change makes a relatively smaller contribution to SLC in the long term; however, this estimation is highly sensitive to the precipitation data used.

Note that our results may contain uncertainties, particularly in the simulated unsustainable groundwater use, which lies at the upper limit of recent estimates¹⁸. Furthermore, it is not clear whether all of the mined groundwater (97–100%; refs 18, 21) eventually ends up in the oceans,

since some of the irrigation groundwater may cause changes in other storage components, such as soil moisture, at local and regional scales. Such effects have been implicitly accounted in the present integrated model. Therefore, improving model simulations with an explicit representation of groundwater dynamics and pumping effects and its interactive coupling with climate model simulations will help to provide a more accurate estimation of the contribution of unsustainable groundwater use to SLC. Several other factors that potentially affect SLC (*e.g.*, wetland drainage, change in the atmospheric water content) are not considered in this study; however, these all make relatively smaller contributions to SLC^{4,14}. The effects of deforestation and urbanization are partially included by using the time-varying land-use change datasets. Despite these limitations, we have provided a consistent estimate of the contributions of anthropogenic and climate-driven TWS variation to SLC using a state-of-the-art integrated modeling framework that accounts for the major human impacts on the terrestrial water cycle. Our results also partially fill the gap in the sea level budget that has not yet been closed satisfactorily, as concluded in the IPCC AR4.

(5) Reference

1. Bindoff, N., et al., Contribution of WG1 to the AR4 of IPCC (Solomon S. et al., eds.) (2007).
2. Church, J., N. et al., *J. Climate*, 17 (13), 2609–2625 (2004).
3. Church, J. A., *Science*, 294 (5543), 802, 2001.
4. Gornitz, V., C. Rosenzweig, and D. Hillel, *Global and Planet. Change*, 14 (3-4), 147–161 (1997).
5. Huntington, T. G., *Hydrol. Processes*, 22 (5), 717–723 (2008).
6. Milly, P., A. Cazenave, and C. Gennero, *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 100 (23), 13,158 (2003).
7. Milne, G., W. Gehrels, C. Hughes, and M. Tamisiea, *Nat. Geosci.* (2009).
8. Ngo-Duc, T., et al., *Geophys. Res. Lett.*, 32, L09,704 (2005).
9. Levitus, S., J. Antonov, and T. Boyer, *Geophys. Res. Lett.*, 32 (2) (2005).
10. Antonov, J., S. Levitus, and T. Boyer, *Geophys. Res. Lett.*, 32 (10.1029) (2005).
11. Dyurgerov, M., and M. Meier, INSTAAR Occasional Paper, 58 (2005).
12. Lemke, P., et al., Contribution of WG1 to the AR4 of IPCC (Solomon S. et al., eds.) (2007).
13. Lettenmaier, D., and P. Milly, *Nat. Geosci.*, 2 (7), 452–454 (2009).
14. Milly, P. C. D., et al., Blackwell Publishing, Inc. (2010).
15. International Commission on Large Dams, World Register of Dams, ICOLD, Paris, France (2003).
16. Pokhrel, Y., et al., *J. Hydrometeor.*, in print, doi: 10.1175/JHM-D-11-013.1, in print.
17. Rodell, M., I. Velicogna, and J. S. Famiglietti, *Nature*, 460, 999–1002 (2009).
18. Wada, Y., *Geophys. Res. Lett.*, 37, L20,402, doi:10.1029/2010GL044571 (2010).
19. Sahagian, D., F. Schwartz, and D. Jacobs, *Nature*, 367 (6458), 54–57 (1994).
20. Chao, B. F., Y. H. Wu, and Y. S. Li, *Science*, 320 (5873), 212 (2008).
21. Konikow, L. F., *Geophys. Res. Lett.*, 38, L17401, doi:10.1029/2011GL048604 (2011).
22. Ngo-Duc, et al., *J. Geophys. Res.*, 110 (D6), D06,116, doi:10.1029/2004JD005434 (2005).
23. Kim, H., et al., *Geophys. Res. Lett.*, 36, L17,402, doi:10.1029/2009GL039006 (2009).
24. Takata, K., S. Emori, and T. Watanabe, *Global Planet. Change*, 38, 209–222 (2003).
25. Oki, T., and Y. Sud, *Earth Interactions*, 2, 1–37 (1998).
26. Hanasaki, N., S. Kanae, and T. Oki, *J. Hydrol.*, 327, 22–41 (2006).
27. Tapley, B. D., et al., *Science*, 305, 503–505 (2004).
28. Hanasaki, N., T. Inuzuka, S. Kanae, and T. Oki, *J. Hydrol.*, 384, 232–244 (2010).
29. Rost, S., D. et al., *Water Resour. Res.*, 44, 1–17, doi:10.1029/2007WR006331 (2008).

III-3-2 日降水量に基づく日本全体の内水被害リスク推定

沖大幹・福林奈緒子（東京大学生産技術研究所）

(1) はじめに

気候変動に関する政府間パネル(IPCC)の第4次報告書が発表されて以降、様々な機関や研究者によって気候変動による災害リスクの増大が指摘されている。

その中で洪水に関しては、高解像度の全球モデルおよび地域気候モデルを用いたリスク評価が進められている。例えば和田ら¹⁾は気象庁・気象研究所が開発した地域気候モデル RCM20 および、地球シミュレータを使用した高解像度全球気候モデル GCM20 による温暖化予測計算結果を用い、21 世紀後半の地域別の洪水リスクを 20 世紀後半と比較し、100 年確率年最大日降水量で評価している。その結果、場所によっては 21 世紀後半の 100 年確率年最大日降水量は 40%以上増加する可能性があることを指摘している。

こうした結果は、将来シナリオの依存性はあるものの、将来の洪水リスクの増大を示唆している。このため、社会資本整備審議会では、水関連災害に関する適応策のとりまとめを進めており、水害リスク評価の重要性を指摘している²⁾。

水害リスクを評価する研究は数多くなされているが、外力の規模として想定されるのは 10 年に 1 度より低頻度の降水が多い。しかし実際の水害は、2 年に 1 度のような、豪雨としては比較的弱い降水でも起こりうることを指摘されている³⁾。従来の水害リスク評価では、ある程度頻度の高い降水で生じる水害被害を必ずしも考慮できていない。そこで本研究では、高頻度の降水による水害リスクを低頻度の降水による水害リスクと同時に評価し、発生頻度によって重みづけすることで両者を統合してリスクとして提示する手法を提案する。

(2) 水害リスク過小評価の問題

2 年に 1 度のような豪雨としては比較的弱い降水でも水害は発生しうるなら、これは、水害リスクを過小評価する要因の一つである。しかし問題は、豪雨としては比較的弱い降水を考慮することで、想定しなければならない災害のパターンが増えることだけではない。比較的弱い豪雨は 1 年間に 1 回以上発生する確率が高いことも問題である。現在の水害リスク評価では、明示的に、年に複数回の大きな水害が生じることを想定して被害を試算してはいない。これは、年に 2 回以上の水害が生じるリスクを全て無視していることになる。

まず、豪雨の発生回数がどの程度過小評価されているかを示すため、 $n=365$ 日の間に N 年の 1 度の強度を超過する豪雨が観測される回数を考える。この回数は $1/N$ 回ではない。 $1/N$ は年最大日降水量が N 年に 1 度の強度を超過する確率である。従って例えば、ある年で 2 番目の大きさの豪雨が年最大日降水量と同様に、 N 年に 1 度の強度を超過しているか否かは、再現期間からは判定できない。ある日の降水量が N 年に 1 度の強度を超過する

確率を p とおくと、 N 年に 1 度の強度を超過する豪雨の回数は 1 年間では式(1)で表わされる。この時、年最大日降水量が N 年に 1 度の強度を超過する確率は式(2)で表わされる。

$$np = \sum_{i=1}^n {}_nC_i \times ip^i(1-p)^{n-i} \quad (1)$$

$$\frac{1}{N} = np(1-p)^{n-1} \quad (2)$$

N 年に 1 度の強度を超過した豪雨が、 N 年間で実際に観測されるべき回数を図-1 に示す。 N が小さいほど、豪雨のリスクが過小評価されることを示している。この結果は、水害に弱い地域ほど水害リスクが過小評価されている可能性を示唆している。

本研究では、このような水害リスクの過小評価の危険性を踏まえ、日降水量の分布を推定する方法と、日降水量の分布を用いてリスク評価を行う方法を検討した。

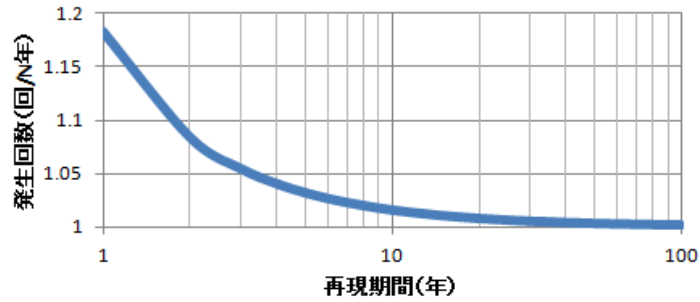


図-1 N 年に 1 度の強度を超過する雨が N 年間で発生すべき回数

(3) 日降水量の分布推定

降水量の分布推定は一般的に、年最大日降水量に対して極値分布を当てはめることで行われる。本研究では経験的に知られているガンベル分布を用いた。累積分布関数 $F(x)$ 、確率密度関数 $f(x)$ 、パラメータ a, b は(3)~(6)の式で表される。ここで、 x は年最大日降水量、 μ は年最大日降水量の平均値、 σ は年最大日降水量の標準偏差を表す。年最大日降水量の超過確率は、最大値資料に分布系を与えて算出する。

$$F(x) = \exp[-\exp\{-a(x-b)\}] \quad (3)$$

$$f(x) = a \exp[-a(x-b) - \exp\{-a(x-b)\}] \quad (4)$$

$$a = \frac{\sqrt{6}\pi}{6\sigma} \quad (5)$$

$$b = \mu - \frac{0.5772}{a} \quad (6)$$

ここで、日降水量の分布が累積分布関数 $G(x)$ 、確率密度関数 $g(x)$ に従うとする。ガンベル分布は①観測日数 n が十分に大きい、②各観測値が毎日独立に決定される、の2点が満たされる場合に式(7)によって導出された漸近線である⁴⁾。

$$F(x) = (G(x))^n \quad (7)$$

本研究では $n=365$ 日で n が十分大きい事を仮定し、式(7)を用いればある地域で年最大の降水量のデータから、日データの推定が可能である。

図-1 は東京の 1976-2010 の日降水量を 0.2mm でビンを切って集計した結果と、その地点での最大値資料から推定したガンベル分布を用いて式(7)から作った式 $G(x)$ をくらべたものである。ビンの大きさは、各ビンに含まれる資料数が 0 にならないように十分細かいと思われるものを選んだ。図-2 に観測から作成した日降水量の分布と式(7)から算出した日降水量の分布 $G(x)$ を示す。降水量が大きい場合、両者はよく適合する。日降水量が小さな時にずれがあるが、非超過確率が極めて小さいため、後に図 4 で示す通り本稿が対象とする水害リスク評価では問題がない。

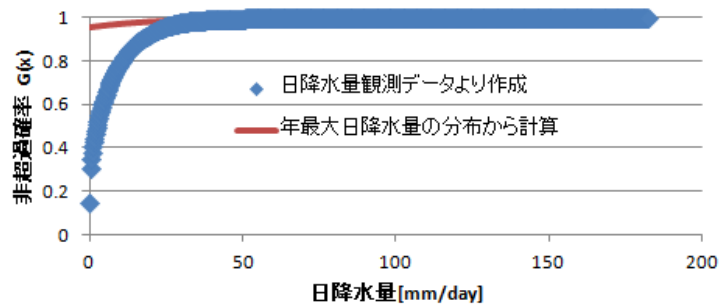


図-2 観測値より作成した日降水量の分布と、年最大日降水量のガンベル分布から推定した日降水量の非超過確率（横軸：日降水量）

	確率密度関数	累積分布関数
日降水量	$g(x)$	$G(x)$
年最大日降水量	$f(x)$	$F(x)$

表-1 関数の一覧

(4) 年最大日降水量超過確率相当指数

概念

降雨特性は地域によって異なり、同じ絶対値の降水量であってもある地域では豪雨であり、ある地域では平年並みの雨である。このため、降水量の絶対値で水害リスクを評価した場合、他の地域との比較が困難になる。

ここで、年最大日降水量超過確率相当指数という概念を導入する。年最大日降水量超過確率相当指数は、ある日の日降水量がその地域でどの程度珍しい降水量だったかを示す指標である³⁾。これを、PEP(Precipitation Exceedence Probability)と呼ぶことにする。

PEP は、年最大日降水量の確率年の算出方法を流用した日降水量の指標である。年最大日降水量の超過確率と異なり、すべての日降水量が、PEP を持つ事が出来る。

よって超過確率を $W(x)$ とすると

$$W(x) = 1 - F(x) \quad (8)$$

と表される。また、確率年は超過確率の逆数として捉えられるので、確率年 T は次式より計算される。

$$T = \frac{1}{W(x)} = \frac{1}{1 - F(x)} \quad (9)$$

PEP は、得られた式(6)の係数を用いて算出する。ただし、 x' はすべての日降水量である。

$$EPI = 1 - F(x') \quad (10)$$

PEP の逆数をとれば、式(7)と同様に最大日降水量確率年相当指数(PPY; Precipitation Probability Year)が得られる。PEP と PPY は、いずれもある日の日降水量がその地域でどの程度珍しい降水量だったかを示す指標で、これにより異なる降雨特性を持った地域であっても、同程度の PEP または PPY をもつ降雨であれば、それぞれの地域にとって同程度の豪雨であると仮定する。

図-3 で降水量に代わり PEP を横軸にとり、 $f(x)$ 、 $g(x)$ の分布の違いを示す。 $g(x)$ は $PEP=1$ で y 軸に漸近している。これは、日常では降水量が非常に小さい日が多いことを示している。

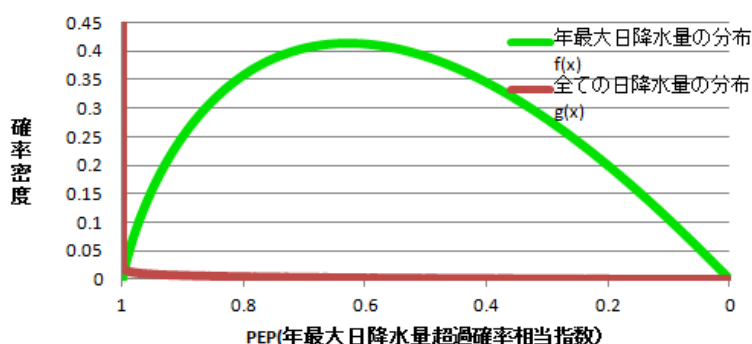


図-3 東京でガンベル分布を当てはめた場合の、年最大日降水量/日降水量の確率密度分布

たとえば、PEP が 0.99～1.00 (PPY:年最大日降水量確率年相当指数では 1.00～1.01 年) の降水は、この降水量が年最大日降水量であった場合は確率年 1.00～1.01 年に相当する。晴れの日も含んで、1 年で 350 回程度観測される降水量である。

日本域における降水量への適用

降水量は 1976～2010 の 35 年間のアメダス解析雨量を逆距離加重法により、0.1 度グリッドの中央に内挿したものをを用いた。各年・各グリッドでの年最大雨量を抽出し、ガンベル分布の関数を求めた。適合度は SLSC (Standard Least-Squares Criterion:標準最小二乗規準)

の値で評価を行い、おおむね 0.02 以下の結果を得た。SLSC は採用分布形の理論クオンタイルと標本順序統計量との誤差度合を測る指標で、式(11), (12)によって定義される⁵⁾。

$$SLSC = \frac{\sqrt{\xi^2}}{|s_{0.99} - s_{0.01}|} \quad (11)$$

$$\xi^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (s_i - r_i)^2 \quad (12)$$

$s_{0.99}$, $s_{0.01}$ はそれぞれ非超過確率 0.99 と 0.01 に対する当該確率分布の標準変量であり、 s_i は順序統計量データを推定母数で変換した標準変量、 r_i はプロットイング・ポジション (たとえばハーゼン公式) に対応した理論クオンタイルを推定母数で変換した標準変量である。

SLSC=0.02 であれば適合度は良好であり、気象庁の異常気象リスクマップの作成に用いられる確率降水量の推定では SLSC=0.04 まで許容される場合がある⁶⁾。本研究では SLSC=0.02 を超過したグリッドの割合は 0.16%，SLSC=0.04 を超過したグリッドの割合は 0.12% だった。

ガンベル分布の適合度が良好であることから、ガンベル分布を各グリッドであてはめ、日本全域の PEP を 35 年間 12784 日それぞれ各地点で算出した。

次に $G(x)$ の適合度を、全国的な日降水量の分布から検討する。ある PEP を持つ日降水量が観測されるべき数は、PEP を w で表わせば式(13)となる。

$$G(w) = (1 - w)^{1/n} \quad (13)$$

また、実際の発生数から各 PEP における非超過確率を求めるため、全国の陸域 (3886 グリッド) で発生した PEP の回数を集計した。PEP は実数であるため、PEP を 0.01 ごとにビンを切って集計を行った。図-4 に横軸を PEP とした、観測値から推定される非超過確率 $G(x)$ と、ガンベル分布から推定される非超過確率 $G(x)$ を示す。横軸を降水量とした図-2 と比べて、横軸を PEP とした図-4 は観測値と式(7)による分布の式がよく重なっており、水害リスク評価への影響は小さいと考えられる。

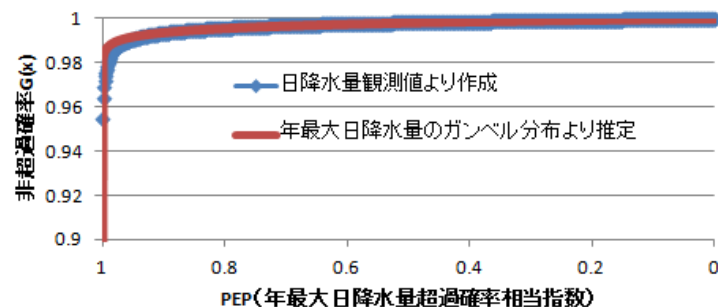


図-4 観測値より作成した日降水量の分布と、年最大日降水量のガンベル分布から推定した日降水量の非超過確率 (横軸: PEP)

(5) PEP によるリスク表現

条件付き水害発生確率

PEP(年最大日降水量超過確率)を用いて、水害が発生する確率とその被害の大きさを表すことを考える。

水害のデータとして日本全国で生じた水害に関して、発生日・終了日・異常気象名・住所・原因・被害情報などの詳細が記された国土交通省河川局発行の水害統計⁷⁾を利用した。調査対象水害は洪水、内水、高潮、津波、土石流、急傾斜地崩壊など多岐に渡っている。内水氾濫、外水氾濫、土砂災害の発生機構は異なり、この違いは水害への緩和策や適応策を考案する際の重要な要素となる。しかし本研究では降水のみを扱うため、最も関係があると考えられる内水氾濫の関係のみに着目する。

日本域を 0.1 度のメッシュで分け、水害統計に記載された 1993 年～2009 年までの 17 年間の水害件数を内水氾濫のみ、水害が発生したグリッドの日時と場所を調べた。この時、同一日に発生・終了し、かつ同じグリッドで発生した水害は、被害を足し合わせて 1 件とカウントしている。17 年間で内水氾濫被害は 9098 件となった。

更に、水害が発生したグリッドで計算されていたその日の PEP を調べ、0.01 ごとにビンを切って集計した。

例えば、PEP が 0.50～0.51 (PYI で 2 年相当) である時に生じた内水被害は、17 年間で 28 件である。これを水害統計の対象期間である 1993 年～2009 で発生した PEP の集計数で除したものを、ある PEP をもつ降水が発生した時の水害発生確率とする。

例えば、ある一つのグリッドで PEP0.50～0.51 (PYI で 2 年相当) に対応する日降水量が 1993 年～2009 年の 17 年間で 1181 回観測された。そのうち 28 回が災害に結びついたので、PEP0.50～0.51 の日降水量が生じた場合に災害が発生する確率を「 $28 \div 1181 = 0.0237$ 」であるとみなす。

ここで、 $w=PEP$ として水害発生確率を $P(w)$ とおく。この $P(w)$ は、日本全国での平均的な値であり、水害に対する地域的な脆弱性の違いは考慮されない。指数関数で近似すると、

不確実性を考慮に入れた近未来予測に基づく水災害リスク変化の推定

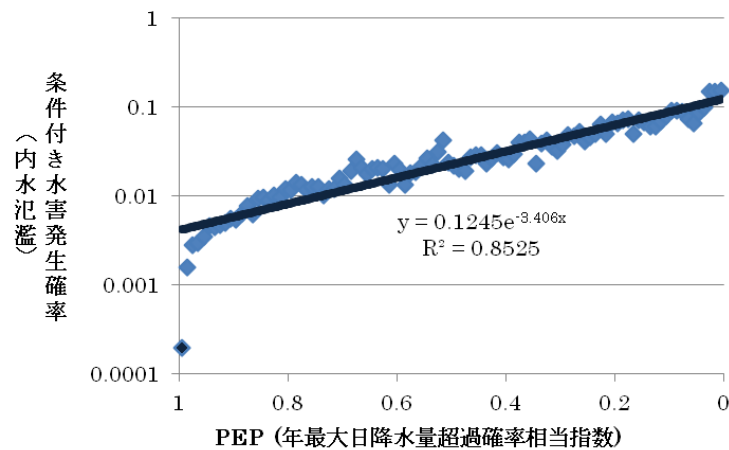


図-5 ある PEP（年最大日降水量超過確率相当指数）を持つ降水の際に災害が発生する確率

$$P(w) = 0.1245e^{-3.406w} \quad (14)$$

と表現される。ただし $w=0.99\sim 1.00$ に関しては、近似式から明らかに大きく外れている。式(14)を用いると水害発生確率が 100 倍近く過大評価されてしまうため、例外的に、水害統計から求めた値 0.000195 を PEP が $0.99\sim 1.00$ を持つ雨が降った時に水害が発生する確率とする。

PEP が小さいほど、すなわちある地域にとって稀に見る大きな降水量であるほど水害を生じやすいというのは、感覚的にも理解しやすい結果である。

なお、この水害発生確率 $P(w)$ はある PEP の降水があった時に水害が生じる確率であり、条件付きの確率となっている点に注意が必要である。

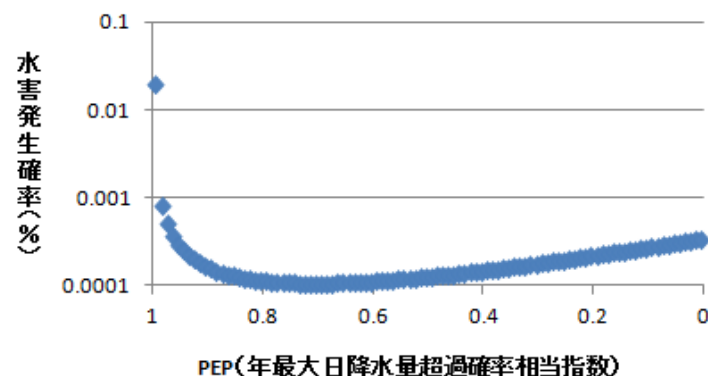


図-6 水害発生確率

条件付きの水害発生確率 $P(w)$ と、ある PEP の降水が発生する確率を掛け合わせることで、1 年間で水害の発生確率を求めることができる。ある PEP の降水が発生する確率は、式(7)より算出された、日降水量の超過確率から求めた。図-6 は、PEP を 0.01 ごとに区切り、その間の降水が発生する確率を求めたものである。PEP が 0~1 の条件付き水害発生確率を足し合わせると、0.037% となる。この数字は、実際の日本全域での平均的な水害発生確率ほぼ合致しているため、実態を反映していると考えられる。一グリッドあたりの日水害発生確率は、17 年間に生じた水害が 9098 件、17 年=6209 日、日本陸域 3886 グリッドを用いて 0.039% と計算できる。

一般資産被害額

PPY を 1,2,3,⋯,9,10,20,30 を区切りとしてビンを切り、内水氾濫による資産被害の平均を算出した。PEP でなく PPY を用いたのは、PPY の方が PEP に比べて決定係数 R^2 が大きかったためである。ビンの切り方が一定でないのは、各ビンに含まれる水害の数が 0 になるのを避けるためである。資産被害は、水害統計では一般資産被害合計と表現されており、営業停止や農作物の被害を含む総額である。両者を分けて評価しても傾向はほとんど変わらないため、一括して評価を行った。

PPY でビンを切った集計の平均値をプロットしたものを、図-7 に示す。

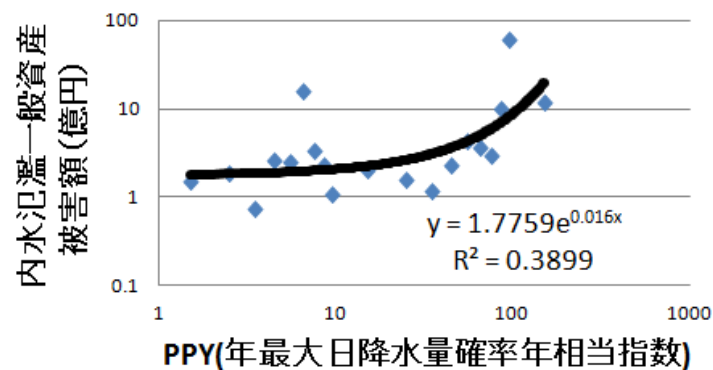


図-7 PPY(年最大日降水量確率年相当指数)ごとに平均をとった一般資産合計被害額

PEP が小さくなる（PYI が大きくなり、その地域にとっては珍しい豪雨である）ほど、資産被害も甚大となる傾向が見られた。

リスク評価には、指数関数(15)を用いた近似を行った。

$$L(w) = 1.78e^{0.016/w} \quad (15)$$

(6) 関数による水害リスク評価

1日1グリッドあたりの資産リスク評価

図-4で日降水量分布，図-5で水害発生確率，図-7で一般資産の被害額をそれぞれ関数として表した．これらを掛け合わせることで，1日1グリッドあたりの水害リスクを年最大日降水量超過確率相当指数で0.01ごとに区切った場合の分布をみることができる．結果を，図-8に示す．

PEPが0.99～1.00(PYIでは1.00～1.01年相当)の降水が原因になっている水害のリスクが，全体の41%を占めている．これは，一見大きすぎるように感じるが，実際に水害統計に記載された内水氾濫被害で，PEPが0.99～1.00の時に起こった水害は，1993～2009年の17年間で4497件，一般資産合計の被害総額は7451億円となっている．これらはそれぞれ，17年間の内水氾濫被害の41%と49%にあたる．リスク計算でPEPが0.99～1.00をもつ降水が原因になっている水害がリスクの約4割を占めるのは，実態を反映しているといえるだろう．

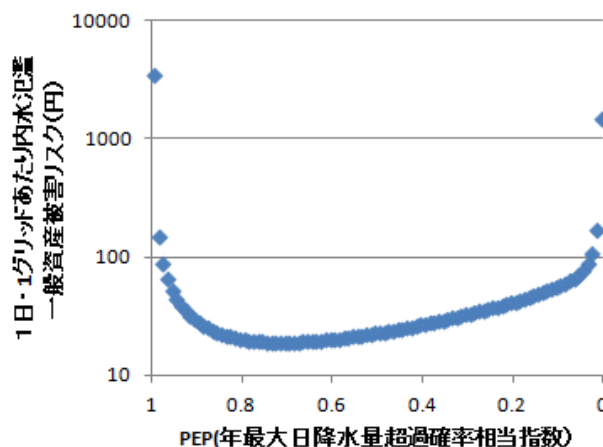


図-8 1日グリッドあたりの，年最大日降水量超過確率相当指数ごとの水害リスクの分布

初めに，水害リスクの過小評価について指摘したが，30年に1度の規模の豪雨が原因となって生じる水害のリスクは，全体の22%程度である．残りの8割は豪雨としては規模の小さな降水により発生した．また，本研究の手法では，更に豪雨が1年間に2回以上発生する確率を考慮して計算しているが，このリスクは全体の9%を占めた．PPY30年を境に降雨の規模を，非常に大きな豪雨と比較的小さな豪雨に分類し，豪雨が1年間に2回以上発生する確率を考慮した場合、しなかった場合での水害リスクの捕捉率を表-2に示す．全ての規模の豪雨・豪雨が1年間に2回以上発生する確率を考慮した場合を100とし

で計算している。本研究手法は、今まで考慮されていなかった水害リスクが、現在考慮されているリスクの数倍に上る可能性を示唆している。

	1年に2回以上の豪雨発生を	
	考慮しない	考慮する
PPY30年以上のみ	21.64	21.69
PPYを1年から考慮	90.85	100.00

表-2 水害リスク捕捉率

非常に稀な豪雨で生じる資産リスクは、発生が非常に稀であることから、豪雨としては規模の小さな降水で生じた水害とほぼ同程度に評価されている。確かに、内水氾濫による一般資産合計の被害額は、図-7に示した通り指数的に増加している。しかし、本研究では、資産被害の増大を、水害発生の頻度の減少が水害リスクを相殺するという結果になった。このことは、対応に莫大な費用を要する非常に稀な豪雨だけでなく、豪雨としては規模の小さいがやや頻度の高い降水に対する対応を強化することによっても、内水による水害リスクを効率的に縮減できる可能性を示唆している。

日本全域の年間資産リスク評価

次に、1日1グリッドあたりの水害リスクがどの程度、現実在即しているかを検証するため、年間の日本域の水害リスクを考える。計算を簡単にするため、1日あたりの平均の水害発生確率 $\bar{P}$ 、水害1回あたりの一般資産の被害額 $\bar{L}$ を考えると、1グリッドあたりの年間リスクRは以下で表される。

$$R = \sum_{i=1}^{365} C_i \times i \bar{L} \bar{P}^i (1 - \bar{P})^{365-i} \quad (16)$$

$$\bar{P} = \int_0^1 g(w) P(w) dw \quad (17)$$

$$\bar{L} = \frac{\int_0^1 g(w) P(w) L(w) dw}{\bar{P}} \quad (18)$$

$\bar{P} = 0.037\%$ 、 $\bar{L} = 2.28$ 億円を式(16)に代入し、 $R = 0.31$ 億円を得た。

これは1グリッドあたりのリスクであるから、全国の陸域（3886グリッド）では1199億円のリスクになる。一方、水害統計に記載された1993年～2009年の17年間の内水氾濫の一般資産被害額の年平均は1080億円である。計算上の資産リスク1199億円はやや過大ではあるが、図-6で示した1日1グリッドあたりのリスク評価もかなり現実に近い特性を示していることが期待できる。

(7) おわりに

図-1 で示したように、年最大日降水量だけに着目した水害リスク評価は過小評価の恐れがある。本研究では PEP（年最大日降水量超過確率相当指数）、PPY（年最大日降水量超過確率相当指数）を用いることで、まず、日降水量の日本全国の豪雨の珍しさを日・0.1 度グリッドごとに評価した。その上で、水害発生日・水害発生場所の PEP を評価することで、どの程度珍しい豪雨が水害を生じさせるかを調べ、以下の結果を得た。

- 「ある PEP を持つ豪雨が発生した際に水害が発生する条件付きの水害生起確率」は、PEP に対して指数的に増減する。
- 「ある PPY を持つ豪雨によって水害となった場合の一般資産の被害額」は、PPY に対して指数的に増減する。
- 1 日 1 グリッドあたりのリスクの推計結果に基づけば、豪雨としては比較的小さな降水が水害リスクの大部分を占める。
- 日本全域の年間一般資産リスクの評価を行い、実際の内水氾濫の一般資産被害額と近い値であることを確認した。

本手法では、ある年で 2 番目以降の大きさの降水が水害を引き起こす可能性も反映したリスク評価を行っている。本手法の利点は、既往の手法と同じく年最大日降水量降水量の分布を利用している為、入力に用いる情報量は増大していないにも関わらず、取りこぼされていたリスクを評価した点である。また、リスクを関数で表現しているため、2 年に 1 度、30 年に 1 度など複数の規模の降水によるリスクを一度に評価できる点でも、リスク評価として実用性が高いと考えられる。

最後に今後の課題であるが、精度を高め、将来的には気候変動によって変化した降水の分布を用いて将来の水害リスクの評価を行いたい。日本の水害に対する脆弱性を一様と考えて平均的な水害リスクの評価を行ったが、実際には地域によって水害の被害の大きさには大きなばらつきがあり、PPY だけでは水害リスクを説明しきれない。特に水害の被害の甚大さに関しては、人口や経済などの社会的要因が影響すると指摘されており⁸⁾、社会的要因を更に考慮する必要がある。

(8) 参考文献

1. 和田 一範ほか、水文・水資源学会誌，vol21(1)，pp12-22，2008。
2. 社会資本整備審議会：地球温暖化に伴う気候変化への適応策のあり方について（答申），
http://www.mlit.go.jp/river/basic_info/jigyo_keikaku/gaiyou/kikouhendou/pdf/toshintext.pdf
3. 簗島 大悟，東京大学修士論文，2010
4. E.J.Gumbel：Statistics of Extremes, Dover Publications, 2004
5. 星 清，水文統計解析，開発土木研究所 月報第 540 号：技術資料，pp31-63，1998
6. 気象庁|異常気象リスクマップ 確率降水量の推定方法，

不確実性を考慮に入れた近未来予測に基づく水災害リスク変化の推定

http://www.data.kishou.go.jp/climate/riskmap/cal_qt.html

7. 国土交通省河川局: 水害統計, 1993~2009
8. Yuko Okazawa, et al., *Hydrological Sciences Journal*, vol56(5), pp789-804, 2011

不確実性を考慮に入れた近未来予測に基づく水災害リスク変化の推定

Ⅲ-4 海洋モデルの高精度化による気候変動予測の向上に関する研究

課題代表機関：東京大学 大気海洋研究所

研究代表者：羽角 博康

Ⅲ-4-1 ネスティング手法を用いた高精度海洋モデルの開発

実施機関：気象研究所海洋研究部

担当責任者：辻野 博之

a. 要約

日本近海を局所的に高解像度化した全球海洋モデルと大気モデルによる結合モデルの実験結果を解析し、日本近海の海洋現象の再現性向上を通じた気候変動予測向上の可能性を示した。

b. 研究目的

気候変動予測を目的とした従来の大気海洋結合モデルにおける海洋部分の最高解像度（水平 20 km 格子程度）においてサブグリッドスケール現象であったサブメソスケール過程に着目し、海洋大循環モデルの高精度化によるその表現向上を行い、大気海洋結合モデルによる気候変動予測を向上させることを目的とする。

c. 研究計画、方法、スケジュール

サブメソスケール過程を直接表現する解像度を全球海洋に適用することは、現状の計算機資源においては不可能であるため、日本近海にターゲット領域を絞ってサブメソスケール過程を直接表現する局所的高解像度化を行う。この局所的に高解像度化された日本近海領域モデルを、Ⅲ-4-2 における高精度化を施した全球海洋モデルに入れ子モデルとして組み込み、課題「高解像度大気海洋結合モデルによる近未来予測実験」で用いられる海洋モデルと差し替え、本研究による海洋モデルの高精度化が気候変動予測において持つインパクトを実証する。

d. 平成 23 年度研究計画

結合モデル実行結果のうち、特に日本近海の諸現象の再現性向上について検証を行い、その気候への影響を評価する。

e. 平成 23 年度研究成果

黒潮・親潮をはじめとする強海流やそれに伴う前線などの海洋構造とその変動性が、日本近海を高解像度化しない場合に比べて顕著によく再現されることが示された。そうした海洋現象の再現性向上の影響が、高解像度化領域の大気海洋相互作用にとどまらず、北太平洋域を中心とした広範囲に及ぶことが示された。

f. 考察

高解像度化領域とした日本近海にとどまらず、高解像度領域を水塊形成起源とする北太平洋中層水に伴う循環などを通して、北太平洋の広範囲にわたって海洋現象の顕著な再現性向上が得られた。高解像度化領域が限定されているため、要した計算量は従来のモデルと比べて大幅には増加していない。本研究で開発された気候モデルは気候変動予測向上を効率よく実現する手段として有用である。

g. 引用文献

以下の詳細報告中に記載する。

h. 成果の発表（顕著な成果を抜粋）

❖ 論文
なし

❖ 口頭発表
なし

III-4-1-1 ネスティング手法を用いた高精度海洋モデルの開発

辻野 博之（気象庁気象研究所・主任研究官）

本サブテーマでは昨年度までに、日本を含む北西太平洋領域を対象にして、3種類の水平解像度（約 20, 6, 2 km）による海洋循環再現シミュレーションを行い、高解像度化による再現性向上の検証、それらに対する中規模渦、サブメソスケール渦等、高解像度化によりはじめてモデル内に直接表現される現象の役割の解明を行った。これらを踏まえて、本年度実施された、気候予測モデルの全球海洋モデルにネスティング手法により北西太平洋領域海洋モデル埋め込んで実施する実験において、全般的な再現性向上に資する領域海洋モデルの解像度、及び高解像度化を行う範囲の選定を行った。

(1) 北西太平洋域における海洋モデル高解像度化による再現性の向上

日本近海に生じるメソスケール・サブメソスケール渦の再現に関するモデルの水平解像度依存性を検証するため、水平約 20 km（東西 1/4°、南北 1/6°）、鉛直 50 格子の北太平洋モデル（以下 20 km モデル）に対し、水平方向の格子間隔を日本付近で 1/3（約 6 km）および 1/9（約 2 km）とした北西太平洋領域モデル（以下それぞれ 6 km モデル、2 km モデル）をネスティング手法により埋め込んで現在気候再現実験を行い、結果の比較を行った。20 km モデルは「高解像度大気海洋結合モデルによる近未来予測実験」で用いられる結合モデルの海洋部分と同様の水平格子幅となっており、全球海洋モデルにおける北太平洋の状況を再現するものと考えられる。このモデルの水平格子幅を徐々に小さくしていった場合のメソスケール・サブメソスケール渦の表現精度および北太平洋海域の海洋内部構造の再現性を確認するのが本実験の目的である。

日本東方沖は、低緯度から黒潮によって運ばれてきた暖水が大量に熱を大気へ放出する海域であり、大気・海洋相互作用の観点から非常に高い注目を集めている。従って、モデルにおいてこの海域の流れを再現することが重要である。図 1 に示すように、20 km モデルは、黒潮・黒潮続流構造再現に関して、渦を解像しないモデルに対して一定の優位性があるものの、黒潮が北に行きすぎて黒潮続流構造がやや非現実的な形となる傾向が見られる。このことは、20 km モデルにおける海洋上層の水塊構造の再現性に大きな影響を

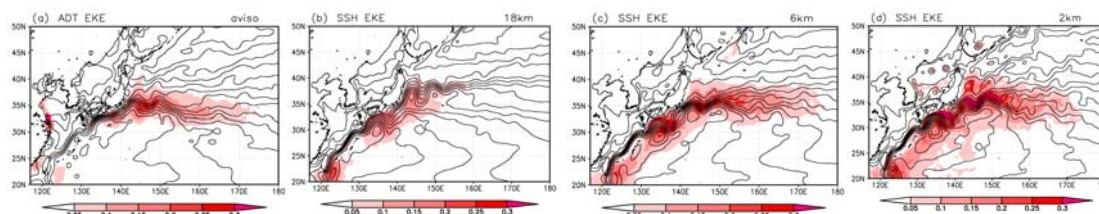


図 1: 平均海面高度（等値線）と渦運動エネルギー（赤い陰影）[m^2s^{-2}]。等値線間隔は 10 cm。(a) AVISO 海面高度計データ。(b) 20 km モデル。(c) 6 km モデル。(d) 2 km モデル。

与える（後述）。6 km モデルでは、黒潮が安定して現実的に離岸するようになり、黒潮続流構造やその南の再循環の構造などがかなり現実と対応するものとなった。これに伴い、黒潮分岐前線、亜寒帯前線などの黒潮続流近傍の前線構造の再現性も向上した。

モデルによる海洋内部の成層構造の再現性を評価する指標として頻繁に用いられるのが、亜熱帯域の水深 500~1000 m にみられる塩分極小層である。北太平洋における塩分極小層の再現には、オホーツク海における海水が関連する低塩分水塊形成から、太平洋への流出過程、日本東方における渦拡散等、様々な過程が正確に再現される必要がある。図は省くが、20 km モデルでは塩分極小層は形成されるものの観測と比較して高塩分であるのに対し、6 km, 2 km と高解像度化するにつれて塩分の値が観測値に近づく。これらは高解像度化により中規模渦による攪拌効果が適切に表現されたものである（後述）。

(2) 中規模渦が海洋の内部構造形成に果たす役割の評価

高解像度化による海洋内部の物質分布の再現性向上に対する中規模渦の直接的な関与は、渦による等密度面内における海水混合（渦拡散）と等密度面内における海水輸送（渦輸送）に大別される。これらに関して、渦拡散については北太平洋中層の塩分極小が存在する密度（ $\sigma_\theta=26.75$ ）において、渦輸送については亜熱帯モード水との関連から、定量的議論を行う。

塩分極小等密度面上の渦塩分フラックス（図 2 上）は概ね平均塩分分布の勾配を下る方向であり、両者の内積から等密度面上の渦拡散係数を見積もることができる（図 2 下）。なお、2 km モデルの結果では計算機資源の関係から解析領域を限定している。渦フラックスは北太平洋中央部から低塩分水の起源である千島列島方面に向かっており、特に日本東方の混合水域で大きくなっている。拡散係数の分布は 6 km モデルと 2 km モデルの間では似通っており、北緯 36 度付近の黒潮続流付近で大きくなっている。一方、20 km モデルでは北緯 36 度付近の大きな値はみられず、塩分の平均勾配の小さい北緯 30 度付近で大きい。

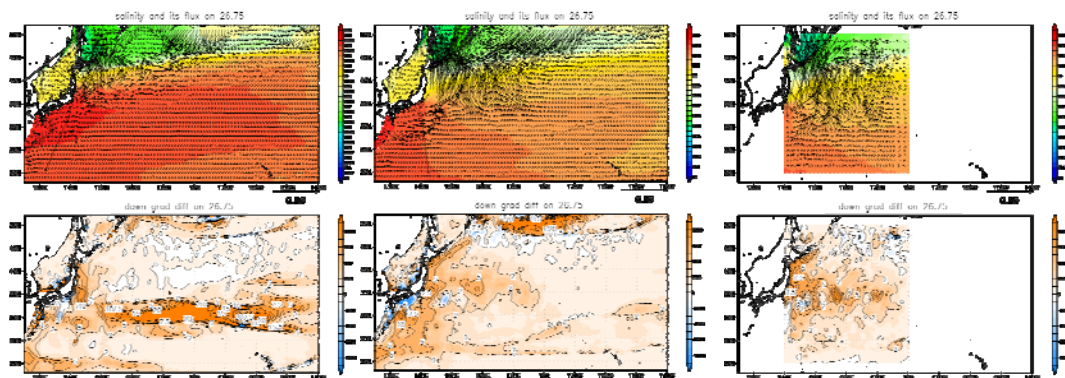


図 2: 500m 深付近の等密度面 $\sigma_\theta = 26.75$ における（上）平均塩分とその渦フラックス、および（下）平均場の勾配を下る拡散係数（単位 $10^3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ）。左から 20 km, 6 km, 2 km モデル。

以上より、中規模渦の働きをモデル内で表現することは水平解像度を 6 km とすることで概ね可能といえる。20 km モデルのうち日本近海を含めて高解像度化するのであれば、日付変更線あたりまでの高解像度化により 20 km モデルの不十分な点を補う効果が得られると考えられる。

北太平洋亜熱帯モード水は、主に黒潮からの水を起源として北西太平洋の表層に定常的に存在する、北太平洋の代表的な水塊の 1 つである。冬の大気条件を記憶する機能のため、気候変動の理解にも重要と考えられている。亜熱帯モード水を含む海洋表層の水塊構造を決めるひとつの重要なプロセスは、海面混合層または季節水温躍層から主水温躍層への輸送過程（サブダクション）である。このサブダクション量を平均場による寄与と渦による寄与に分けて見積もった。その結果、亜熱帯モード水のサブダクションにおいては渦による寄与が半分強を占めることがわかった。すなわち、亜熱帯モード水のサブダクションは渦による輸送が主要な役割をすることを示唆する。高解像度モデルにおける主に渦で入ってくる亜熱帯モード水サブダクションは、従来の主に平均流で入ってくるサブダクションのイメージを大きく変えるものである。

亜熱帯モード水の渦によるサブダクションを含めた北太平洋表層の渦輸送の全体像を得るために、モデル場全域で渦輸送フラックスを計算し、それを東西・鉛直積分して鉛直方向を密度座標とした渦輸送流線関数として表したところ、亜熱帯モード水の循環域である北緯 30 度以南では、上側に時計回りの子午面循環、下側に反時計回りの子午面循環があり、その境目が亜熱帯モード水サブダクションに対応した強い南下流となっていることが明らかになった。これらの渦循環は密度面をより水平面に近づける働きをする。6 km モデルでは、この効果をもたらす渦活動がきちんと表現されるために、より現実的な亜熱帯モード水分布の再現につながったと考えられる。また、6 km モデルにおけるこれらの渦循環の評価は、より低解像度のモデルのパラメタリゼーション改善にもつながる可能性が

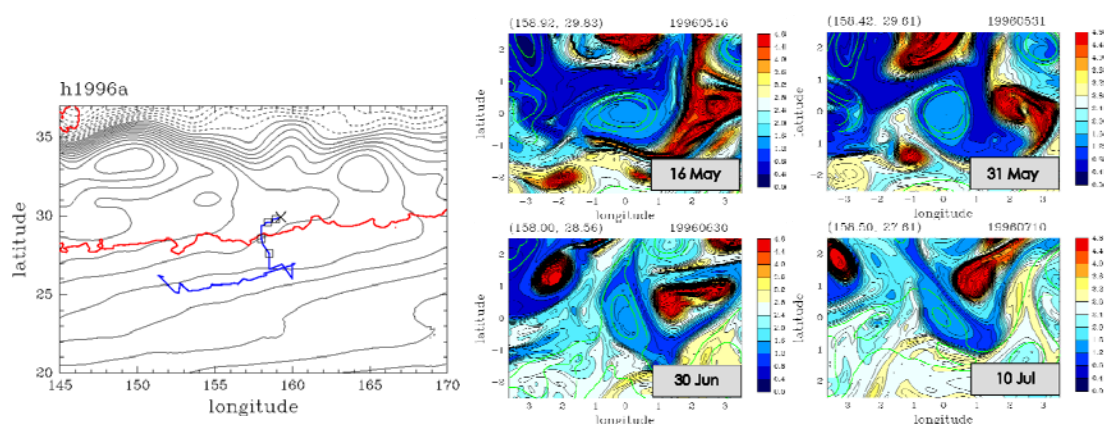


図 3: 亜熱帯モード水サブダクションを担う高気圧性渦の一例。左：高気圧性渦の軌跡（青線）、密度 25.05 の密度面における流線（黒線）、混合層深度フロント目安（赤線）。右：軌跡上の 4 個の点（左図四角印）における渦位。低渦位（寒色系）ほど層厚の厚い水を示す。

ある。

さらに、亜熱帯モード水の渦によるサブダクションがローカルに見た場合にどのようなプロセスとして生じているのかを調べた。一例を図 3 に示す。解析の結果、亜熱帯モード水の渦サブダクションの原因としては、高気圧性渦が層厚の厚い水を伴い南下することで水塊の実質的輸送を担っている可能性、冬季の強い海面冷却によりできた南北の層厚勾配を渦が解消する渦混合過程として水塊輸送がなされている可能性のふたつの可能性が示唆された。こうした高解像度モデルで見出すことのできた渦輸送の詳細な構造の一部は、近年充実してきた海洋観測による結果とも整合的であることがわかった。

以上により、解像度を現状の全球気候モデルにおける海洋部分の最高解像度（水平約 20 km 格子）に対して 2～3 倍程度高解像度化（水平約 6～10 km 格子）することにより、十年スケール以上の気候変動予測を行う上で重要と考えられる黒潮・黒潮続流およびこれらに沿って生じる中規模渦の再現に関して高解像度化に見合う効果が得られること、水平解像度を 2 km 程度にすることにより黒潮や親潮の日本沿岸側に生じるサブメソスケール現象がモデル内に表現されることが明らかとなった。解像度を 6 km から 2 km にすることによる違いは、日本東方の大規模場に着目する限り、20 km から 6 km にすることによる上述の一連の再現性向上に比べてあまり大きな変化は見られなかった。したがって、20 km モデルのうち日本近海を含めて高解像度化するのであれば、日付変更線あたりまで 6 km に高解像度化することにより 20 km モデルの不十分な点を補う効果が得られると考えられる。

Ⅲ-4-2 全球海洋モデルの高度化

実施機関：海洋研究開発機構・地球環境変動領域

担当責任者：田中 幸夫

a. 要約

日本近海を局所的に高解像度化した全球海洋モデルと大気モデルによる結合モデルを構築・実行し、実行結果の解析から、パラメタリゼーションの改良による海洋構造の再現性向上を通じた気候変動予測向上の可能性を示した。

b. 研究目的

本計画では、海洋モデルの高精度化を図り、気候モデルによる予測精度の向上を目的としている。そのために、日本付近の高解像度モデルのネスティング手法を用いて開発するとともに、他の領域については高解像度領域モデルを遂行してパラメタリゼーション等の改善を図る。

c. 研究計画、方法、スケジュール

日本近海高解像度領域モデルを水平 20 km 格子全球海洋モデルにネストしたモデルシステムを完成させる。これを海洋単独モデルとして用いたハインドキャスト実験を通して、従来の水平 20 km 格子モデルに対する優位性を検証する。また、これを既存の気候モデルの海洋部分と差し替えられるように、既存モデルで使用されている大気海洋結合部分（カプラー）へのインターフェイスを作成する。業務の方法としては、別個に用意された全球モデルと高解像度領域モデルの間でデータ交換を行うプログラムを整備し、モデルシステムを完成させる。完成したモデルを地球シミュレータ上で実行し、結果を従来の水平 20 km 格子モデルと比較する。カプラーへのインターフェイスについては、全球モデルと高解像度モデルのデータ交換部分の高度化を通して行う。

d. 平成 23 年度研究計画

結合モデルを構築・実行し、実行結果のうち特にパラメタリゼーション改良による全球的な海洋循環の再現性向上について検証を行い、その気候への影響を評価する。

e. 平成 23 年度研究成果

南大洋やラブラドル海などの活発な渦活動を伴う海域について、従来のモデルよりも再現性が高まることが確認された。特に深層水形成領域の再現性向上を通して、長期的気候変動の再現性向上につながる可能性が示唆された。

f. 考察

利用可能な計算資源の制約などのため、本研究で使用したモデルを 100 年を超える長期にわたって実行することは本研究の範囲を越えることであり、長期的気候変動の再現性向上を直接的に示すには至っていない。深層水形成領域をはじめとする高緯度海洋の再現性向上が長期気候変動に対して重大なインパクトを持つことについて疑う余地はさほど無いが、定量的にどの程度の再現性向上につながるのかについては、本研究で開発された気候モデルを今後長期実行することを通して示していきたい。

g. 引用文献

以下の詳細報告中に記載する。

h. 成果の発表（顕著な成果を抜粋）

❖ 論文

1. Hiraike, Y., Y. Tanaka, and H. Hasumi: Subduction of Antarctic Intermediate Water in the Pacific simulated by an eddy-resolving model, *Journal of Physical Oceanography*, submitted.

❖ 口頭発表

1. Tatebe, H., M. Kurogi, T. Suzuki, Y. Tanaka, H. Hasumi, M. Ishii, and M. Kimoto: Long-term modulations of mesoscale eddies activities in the Kuroshio-Oyashio confluence zone represented in a high-resolution coupled model, and further model development toward better predictions. EGU General Assembly, Vienna (Austria), April 7, 2011.
2. Kurogi, M., H. Hasumi, and Y. Tanaka: Development of a nested-grid ocean general circulation model for parallel computers, 23rd International Conference on Parallel Computational Fluid Dynamics 2011, Barcelona (Spain), May 20, 2011.
3. Hiraike, Y., Y. Tanaka and H. Hasumi: Subduction of Pacific Subantarctic Mode Water and Antarctic Intermediate Water in an eddy-resolving model, IUGG General Assembly, Melbourne (Australia), July 1, 2011.
4. Kawasaki, T., and H. Hasumi: A modeling study of mesoscale eddies and deep convection in the Labrador Sea, IUGG General Assembly, Melbourne (Australia), July 2, 2011.
5. Hasumi, H.: Development of a coupled climate model with a two-way nested ocean component, International Workshop on Development and Application of Regional Climate Models, Seoul (Korea), October 11, 2011.
6. Tatebe, H., M. Kurogi, T.T. Sakamoto, T. Suzuki, Y. Tanaka, H. Hasumi, M. Ishii, and M. Kimoto: Towards predicting the decadal changes of mesoscale eddies in the Kuroshio-Oyashio confluence zone, WCRP Open Science Conference, Denver (USA), October 24-28, 2011.
7. 建部洋晶、黒木聖夫、坂本天、鈴木立郎、田中幸夫、羽角博康、望月崇、石井正好、木本昌秀: 高解像度気候モデルによる黒潮続流十年規模変動予測と結合ネストモデルの開発, 日本海洋学会秋季大会, 福岡, 2011 年 9 月 29 日.
8. 黒木聖夫, 羽角博康, 田中幸夫: 双方向ネストモデルを用いた黒潮流路変動の研究, 日本海洋学会秋季大会, 福岡, 2011 年 9 月 29 日.
9. 平池友梨, 田中幸夫, 羽角博康: 渦解像モデルによる太平洋 AAIW のサブダクション, 日本海洋学会秋季大会, 福岡, 2011 年 9 月 29 日.

III-4-2-1 全球海洋モデルの高度化

田中 幸夫（海洋研究開発機構地球環境変動領域・チームリーダー）

IPCC 第4次報告書のベースとなった気候変動予測シミュレーションにおいて、海洋モデルで採用された最高の解像度は水平約 20 km 格子である。この解像度は、中低緯度における中規模渦を解像できるという意味において、従来の水平約 100 km 格子と質的に区別される。一方、前節で述べた結果にも見られる通り、気候変動予測に関わる海洋現象の再現という観点から、水平 20 km 格子では不十分な点も存在する。前節で日本近海の現象について示されたように、解像度によってモデルの性能を質的にもう一段階向上させるためには、水平数 km 格子を採用することが求められる。全球海洋の水平格子を 20 km から数 km に向上させることは計算量が数十倍に増加することを意味し、現状ではあまり現実的な選択とは言えない。本サブテーマでは、大気海洋結合モデルにおいて既に実現されている水平 20 km 格子を前提とした上で、パラメタリゼーションの改良等によって海洋モデルの高精度化を実現することを目的とする。

(1) 水平 20 km 格子モデルにおけるパラメタリゼーションの改良

中規模渦の水平スケールの指標となる変形半径は緯度に大きく依存し、中低緯度では水平 20 km 格子で中規模渦を妥当に表現することが可能であるが、高緯度領域ではその限りでない。実際、従来の水平 20 km 格子海洋モデルでは、中規模渦を解像できない低解像度モデルにおいて中規模渦による輸送効果を表現するために開発された層厚拡散パラメタリゼーションが、高緯度領域に対して適用されている。層厚拡散パラメタリゼーションにおいては層厚拡散係数と呼ばれるパラメータを決定する必要があるが、従来のモデルではそのパラメータ値が時間・空間によらない一定値として扱われていた。本研究においてはまず、活発な渦活動が存在する高緯度海洋である南大洋・ウェッデル海・ラブラドル海について、水平数~10 km 格子の高解像度モデリングを実施した。その結果における渦輸送等の解析を通して、水平 20 km 格子ではこれらの海域における中規模渦による輸送効果を適切に表現することができないことはもちろん、一定値の層厚拡散を仮定することにも大きな問題があることが示された。

層厚拡散の実態はモデルで解像することができないサブグリッドスケール渦による輸送現象であり、層厚拡散の強弱は渦活動の時空間的な強弱に依存すべきである。そこで、海面混合層のモデリングに適用される乱流クロージャと同様の発想に基づく、サブグリッドスケール渦のエネルギーを予報しながら層厚拡散係数を時空間の関数として求めるクロージャ型の層厚パラメタリゼーションを導入した。この際、海面混合層に対する乱流クロージャの場合と同様に、層厚拡散係数は渦運動エネルギーに基づく渦速度と何らかの混合距離の積で表現されるが、この混合距離は変形半径とラインズ長のうち小さい方を採用する。また、こうして求められる混合距離が格子幅よりも小さい場合には、渦運動は陽に表現さ

れているものとして、層厚拡散係数を 0 とする。この方法によって求められた層厚拡散係数の南半球中層における分布を図 1 に示す。アガラス湾、ケルゲレン海台、キャンベル海台、ドレイク海峡、ブラジル・マルビナス合流域など、いずれも渦活動が活発な領域で大きな層厚拡散係数が得られている。また、南緯 40 度より赤道側では混合距離が格子幅より小さいことにより、ほとんどの領域で層厚拡散係数が 0 になっている。

(2) 三極座標系の導入とネスト全球モデルの構築

ネスト全球モデルを構築するのに先立ち、海洋モデルに三極座標系を導入した。地理的な緯度経度座標系に基づく格子系では北極海において格子の集中が生じ、モデルの時間積分における時間ステップの大きな制約になる。これを回避する手段として、従来の海洋モデルでは、緯度経度座標の回転または等角写像による変換によって、緯度経度座標系の 2 個の特異点を陸上に移動させた曲線直交座標系を採用していた。しかしながらこの方法では、赤道が座標線に沿わないことによる赤道波動伝播の再現性低下などの問題に加え、データ公開や比較においてデータベース等に蓄積されている多くのデータとの親和性が悪いという欠点がある。ここでは、北極海を除く大部分の領域に対して緯度経度座標系を用い、北極海を中心とする北半球高緯度領域のみにユーラシア大陸と北アメリカ大陸に特異点を持つ双極座標系を適用するという、三極座標系を導入した。

この三極座標系に基づく全球海洋モデルをベースとして、任意の領域を選択的に高解像度化したネストモデルを構築した。全球モデル（外モデル）と高解像度領域モデル（内モデル）の間では鉛直格子および地形表現は完全に一致するものとし、内モデルの水平格子は外モデルの水平格子を 3×3 等の奇数 $\times$ 奇数個に分割する。数値計算アルゴリズムやパラメタリゼーションは必要に応じて両方で異なるものを用い、それぞれのモデルは基本的には独立のプログラムとして実行されながら、必要なデータを適切なタイミングで交換する。ネストは双方向であり、データの授受に当たっては最低限の平滑化しか行わない。すなわち、外モデルから内モデルへは内モデルの境界グリッドにおいて外モデルのデータを空間補間して与え、内モデルから外モデルへは重複領域において外モデルの各グリッドのデータを対応する内モデルのデータの平均で上書きする。

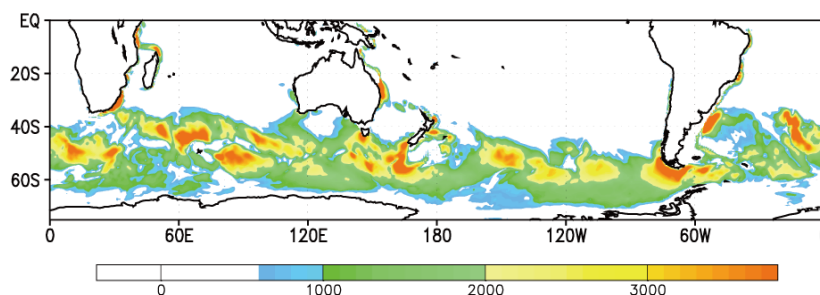


図 1: 計算された 500 m 深度での層厚拡散係数。単位は $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ 。

このネスト全球海洋モデルを用い、外モデルの水平解像度を $0.5^\circ \times 0.5^\circ \cos\phi$ (順に経度・緯度方向幅で、 ϕ は緯度)、内モデル領域を日本近海の東経 $115 \sim 180$ 度および北緯 $15 \sim 55$ 度、内モデル格子の外モデルに対する分割数を 5×5 とした設定で、気候値海面境界条件によって駆動するテストランを実行した。また、比較のために外モデル単独での実行も行った。図 2 に示すように、非ネスト全球モデルでは日本近傍での渦活動が十分に再現されておらず、また、日本の南岸から東方へ流れる黒潮・黒潮続流の流路が現実的でない。一方、ネストモデルでは黒潮・黒潮続流の流路は現実的である。また、図示した海面水温にはあまり明瞭に認められないものの、海洋内部では両モデルの違いはネストされた日本近海にとどまらず、黒潮続流から続く北太平洋海流の流路を中心として東部太平洋にまで及んでいる。北太平洋中層水に相当する塩分極小層についても、形成域にあたる高解像度化領域だけでなく、それが輸送されて広がる高解像度領域の東側においても大きく改善されている。

(3) 結合モデルの概要

以上の研究成果 (サブテーマ I を含む) を応用し、日本近海を高解像度でネストした全球海洋モデルを用いた大気海洋結合モデルを構築・実行した。当初計画では水平 20 km 格子全球海洋モデルと水平 50 km 格子大気モデルによる結合モデル (「高解像度大気海洋結合モデルによる近未来予測実験」で用いられた MIROC4h) に対して日本近海ネストを適用する予定であったが、海洋モデルの格子系が従来から大きく変わったこと、および計算機事情とモデル開発の進捗状況に鑑み、大気海洋とも若干低い解像度を用いることにした。この低めの解像度でもネスト領域である日本近海の解像度は従来の MIROC4h より高く、解像度以外の面でのモデル改良の効果とあわせて、黒潮・親潮等の振舞に関しては MIROC4h よりも向上している。

結合モデルのベースには MIROC の最新版である MIROC5 を使用した。MIROC5 で

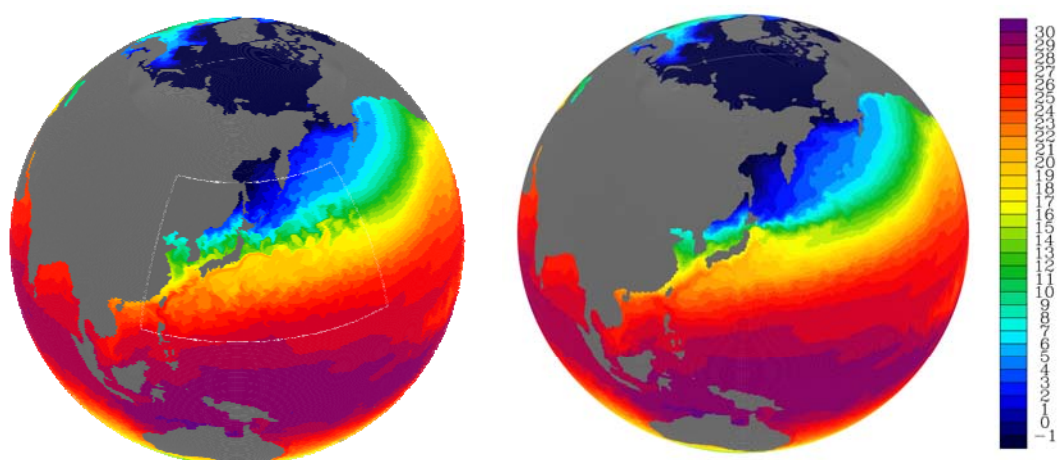


図 2: シミュレートされた海面水温の瞬間値。(左) ネストモデル、(右) 非ネストモデル。白線は高解像度化領域を示す。

は大気海洋とも水平解像度約 1.5 度の設定でチューニングが行われ、従来の比較的低解像度の MIROC と比べて様々な点で気候場の改善が得られている。本研究ではこの MIROC5 の海洋部分を、前述の三極座標全球海洋モデルに対して日本近海を高解像度ネストしたものに差し替えた。

ここで開発した結合モデルでは、大気海洋間のフラックス計算において、海洋モデルのデータ（海面水温など）としては外モデルのものだけが参照される。本研究の範囲においては結合モデルの海洋（外モデル）水平格子は大気水平格子を越えないことを想定している。また、ネスト領域では海洋内モデルのデータによって海洋外モデルのデータが上書きされ、海洋外モデル単独では表現できない構造が表現されるようになる。したがって、この結合方法のもとでも海洋ネストの効果は十分に評価することができる。

最初に評価版として、大気水平約 300 km 格子、海洋外モデル水平 $1^{\circ} \times 1^{\circ} \cos\phi$ 格子、海洋内モデル（領域は東経 120～西経 170 度、北緯 20～56 度）の格子分割数 5×5 の設定で数十年のコントロール気候実験を行い、この結合モデルが安定に現実的な気候を再現できることを確認した。また、海洋内モデルをネストしない結合モデルによる実験も並行して行い、黒潮・親潮域における海洋構造の再現性や大気海洋間フラックスにネスト結合の効果十分現れていることを確認した。

以下では、大気水平格子約 150 km (T85)、海洋外モデル水平格子 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ} \cos\phi$ 、海洋内モデル（領域は上記評価版と同じ）の格子分割数 5×5 の設定による 20 年のコントロール気候実験のうち、最後 10 年分のデータを解析した結果を示す。また、比較対象として、MIROC4h の 20 世紀再現実験における 1996～2000 年、および MIROC5 のコントロール気候実験における 100 年分のデータを用いる。

(4) ネスト結合モデルの実行結果

ネスト結合モデル・MIROC4h・観測 (AVISO) から見積もった中規模渦活動度（海面高度偏差の 300 日以下周期の変動成分を用いた根自乗平均）を比較すると（図示せず）、ネスト結合モデルでは日本東方海域の渦活動度が MIROC4h よりも顕著に高く、分布とあわせて観測により近くなっている。なお、ネスト結合モデルは観測よりも大きな渦活動

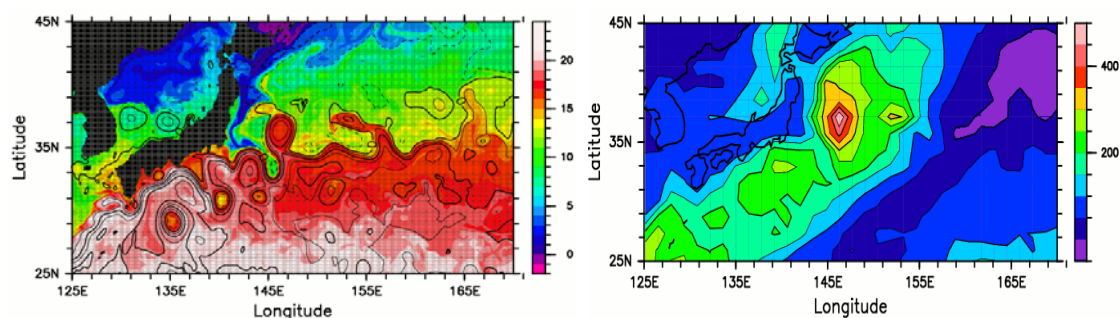


図 3: (左) 海洋内モデルの海面水温（色）と海面高度の瞬間値（等値線; 間隔 20 cm）、(右) 同時刻における大気モデル格子点上での海面潜熱フラックス (W m^{-2})。

度を示すが、これは AVISO データの時空間解像度（水平 1/4 度、7 日毎）がネスト結合モデルの解析に使用したデータ（1 日毎）よりも低いことに起因すると考えられる。

海洋内モデルで得られた海面水温と海面高度のある瞬間値と、同時刻における海面潜熱フラックスを図 3 に示す。黒潮の日本南岸における流路や房総半島での黒潮離岸とそれに続く東向き黒潮続流など、黒潮に関連する強流帯の構造は現実的に再現されている。また、三陸沿岸では沿岸親潮に伴う冷水塊の南への貫入がやはり現実的に再現されている。日本海では観測に見られるような南北方向の水温フロントが明瞭に再現されている。黒潮続流域には力学的不安定から生じるいくつかの中規模渦が存在し、この瞬間においては北緯 37 度・東経 147 度に顕著な暖水渦が認められる。この渦に伴って海洋から大気へ大きな潜熱が渡されていることがわかる。

以下では、ネスト結合モデルと MIROC5 の間で冬季（1 月）と夏季（7 月）の気候値場を比較することにより、日本近海の高解像度化がもたらす海面水温分布の再現性向上が大気循環場に及ぼす影響について記述する。冬季の日本東方海域に着目すると（図 4 上段）、黒潮続流及び親潮に伴うふたつ水温フロントは、MIROC5 では不明瞭でひとつになってしまっているが、ネスト結合モデルでは別々のフロントとして再現されている。また、MIROC5 では不明瞭な日本海における水温の南北フロントは、ネスト結合モデルでは大きく改善されている。これは、対馬暖流の日本沿岸分岐流と東朝鮮暖流の朝鮮半島からの離岸がモデルにおいて再現されていることによる。一方、北緯 40 度以北・東経 160 度以東の亜寒帯域では、ネスト結合モデルと MIROC5 の両者において高温バイアスが見られる。MIROC5 のアリューシャン低気圧は観測と比べて南西方向に偏在しており、また、北太平洋上の中緯度偏西風は観測よりも弱い。このため、海面エクマン層における冷水の南向き輸送が MIROC5 では過小評価され、高温バイアスを生じさせていると考えら

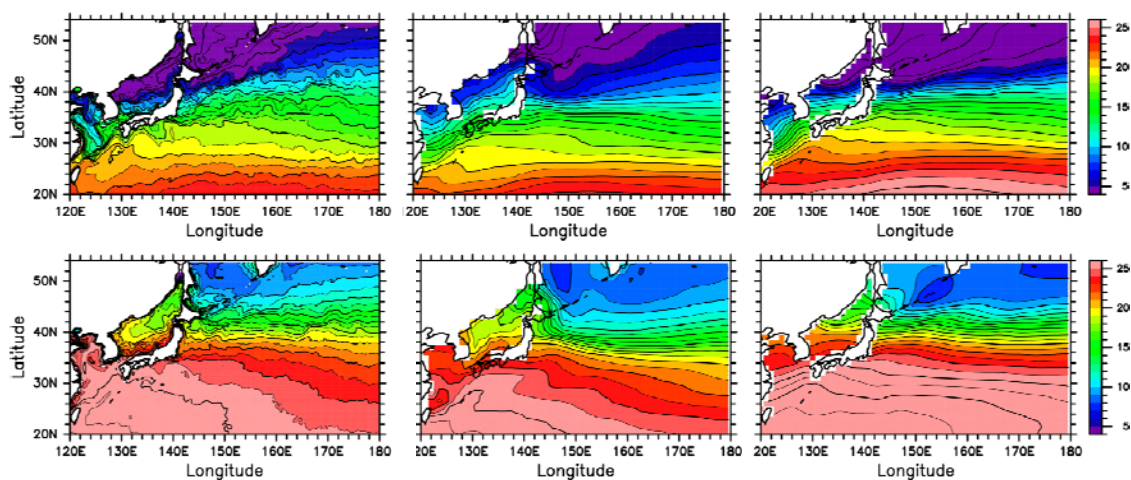


図 4: 1 月（上段）および 7 月（下段）の海面水温気候値。左からネスト結合モデル、MIROC5、観測値（COBE SST）。

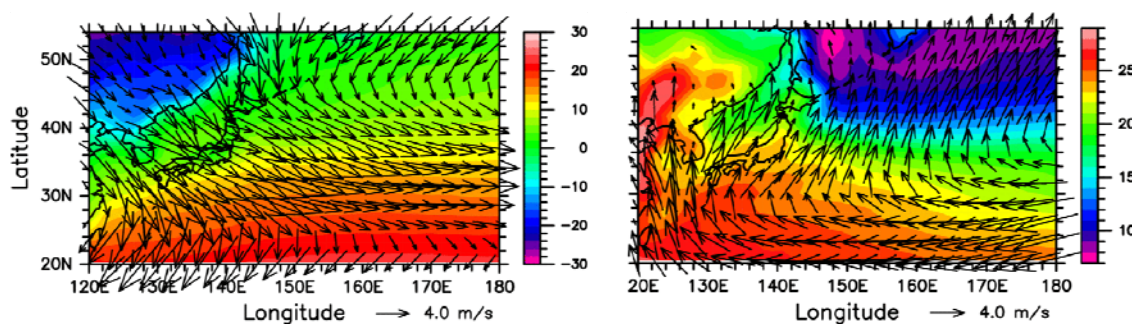


図 5: MIROC5 における 1 月（左）および 7 月（右）の地上 2 m 気温と地上 10 m 風速。

れる。なお、黒潮続流による北向き暖水輸送量が増加しているネスト結合モデルでは、この高温バイアスは悪化している。夏季については（図 4 下段）、ネスト結合モデルにおける日本南岸の海面水温は黒潮強化に伴って高くなっており、MIROC5 と比べて改善傾向にある。また、ネスト結合モデルでは黒潮系暖水が東シナ海および黄海に流入しており、これらの海域でも水温分布が観測に近づいている。MIROC5 における北緯 40 度以北・東経 160 度以東の亜寒帯域では、海面水温が冬季とは逆に観測と比べて低い。この低温バイアスは、黒潮続流強化に伴う北向き暖水輸送量増加により、ネスト結合モデルでは改善傾向にある。

大陸上での強い冷却により形成されたシベリア高気圧と北太平洋亜寒帯海上でのアリューシャン低気圧の存在により、冬季日本上空及び周辺では顕著な北西風が吹く（図 5 左）。一方、夏季には大陸上の低気圧と北太平洋を覆う高気圧の存在により概ね南風が吹

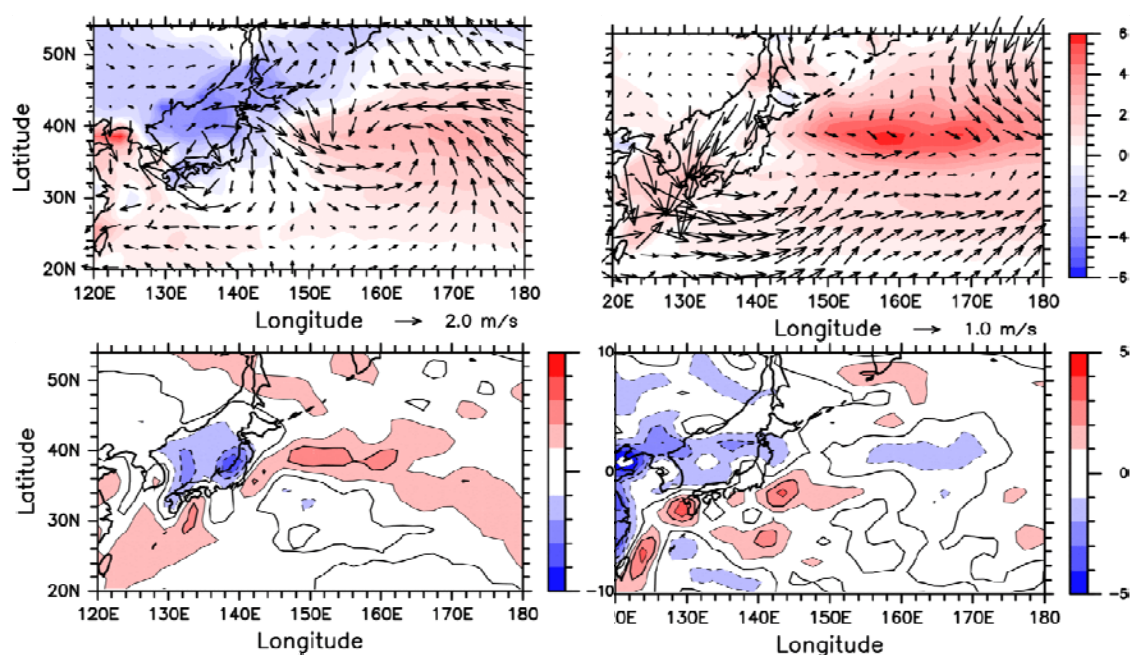


図 6: ネスト結合モデルと MIROC5 の差。（左）1 月、（右）7 月。（上段）地上 2 m 気温と地上 10 m 風速、（下段）高度 500 hPa における圧力座標系鉛直風速（符号反転; 単位 $10^{-4} \text{ hPa s}^{-1}$ ）。

く（図 5 右）。上述したネスト結合モデルと MIROC5 の間の海面水温の違いは、こうした大気場に以下に述べるような影響を及ぼす。

冬季には日本海における海面水温南北勾配の強化とこれに伴う日本海北部海面水温低下により、ネスト結合モデルの地上気温は MIROC5 と比べて 2°C 以上の低下を示す。一方、日本東方海域では黒潮続流の強化と暖水輸送量増加のため、ネスト結合モデルの地上気温は高くなる（図 6 左上）。このため、日本海で正、日本東方海域で負の海面気圧偏差が生じ、日本上空では西風が強化される。地上気温変化の影響は対流圏中層まで達しており、日本海上では下降風偏差（上昇風の弱化）、日本東方海域上では上昇風偏差（上昇風の強化）となる（図 6 左下）。降水量に着目すると、日本東方海域における 6 mm/day 以上の降水は、MIROC5 では北緯 $32\sim 36$ 度の範囲に限られているが（図 7 中上）、ネスト結合モデルでは北緯 $30\sim 40$ 度と広い緯度帯に存在し、また、降水量の最大値も大きくなっている（図 7 左上）。この原因としては、黒潮及び黒潮続流による北向き暖水輸送と親潮による南向き冷水輸送によって日本東方海域の水溫南北勾配が強化されたことによる冬季ストームトラックの強化、および海洋から大気への潜熱輸送の増加が考えられる。MIROC5 における日本海東部・日本列島西側の降水量は観測と比べて過剰であるが、ネスト結合モデルでは改善されている。これは日本海における海面水温および地上気温の低下とこれに伴う大気への水蒸気供給量の減少によるものと考えられる。

夏季には、日本南岸の黒潮流域や東シナ海および日本東方海域における海面水温の上昇に伴い、ネスト結合モデルの地上気温が高くなっている。このため、日本海上空および西日本上空の南風と北緯 $20\sim 30$ 度の東風はネスト結合モデルで弱まっている。対流圏中層の鉛直風は、黒潮に沿って上昇風偏差（上昇風の強化）、日本海上では下降風偏差（上昇風の弱化）となっている（図 6 右下）。黄海から中国沿岸の大陸上に見られる顕著な下降風偏差（上昇風の弱化）は、この東方海上での東風の弱化と地上付近における風の発

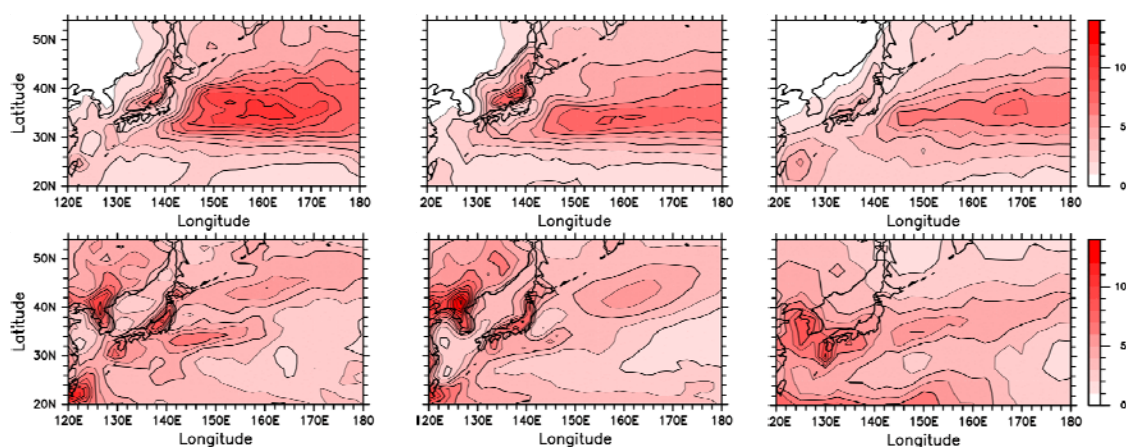


図 7: 1 月（上段）および 7 月（下段）の降水量 (mm/day)。左からネスト結合モデル、MIROC5、観測値 (Xie and Arkin, 1997)。

散によると考えられる。なお、日本東方海域の地上気温は高くなっているにもかかわらず、この海上での鉛直風は負偏差（上昇風の弱化）となっており、明確な対応関係が見られない。降水量に着目すると、MIROC5では北緯32度および45度付近に降水量の極大域が存在するが（図7中下）、ネスト結合モデルではこのうちの前者が特に明瞭に強まっている（図7左下）。この差異は黒潮および黒潮続流による暖水輸送量の増加に起因すると考えられるが、夏季のストーム活動は顕著でないため、冬季とは異なるメカニズムが介在している可能性がある。なお、観測にはそもそも2個の降水極大は見られない。このモデルと観測の間の不整合は観測データの解像度の低さから生じている可能性もあり、他のデータセットや再解析データ等を用いて多角的に検討する必要がある。

本報告書は、文部科学省の平成23年度科学技術試験研究委託事業による委託業務として、国立大学法人東京大学が実施した平成23年度「高解像度気候モデルによる近未来気候変動予測に関する研究」の成果を取りまとめたものです。