

15. ゼロ排出安定化における地球システムの応答

野原 大輔^{1*}・吉田 義勝¹・大庭 雅道¹・三角 和弘¹・仲敷 憲和¹・筒井 純一¹

¹電力中央研究所 環境科学研究所（〒270-1194千葉県我孫子市我孫子1646）

* E-mail: nohara@criepi.denken.or.jp

長期的な気候安定化を目標として、ゼロ排出安定化の概念に基づいた現実的なCO₂排出削減経路が提案されている。このゼロ排出による気候復元の道筋は、簡易気候モデルを用いて設計されているが、より科学的な評価のため、地球システムモデルCESM1を用いた詳細計算による検証を行った。予測された大気中CO₂濃度は、一時的なピーク後に、ゼロ排出の効果により長期的な減少傾向が継続していることが確認された。全球平均気温も、一時的に工業化前と比較して約2.5度上昇するが、大気中CO₂濃度の低下に伴い、長期的に低下傾向が確認された。また、長期的に気温の再上昇や海氷面積の急速な減少等の気候の不可逆的な変化の兆候は見られなかった。以上の結果より、ゼロ排出による長期的な気候復元の可能性は、CESM1を用いた詳細な計算によって確認された。

Key Words : earth system model, climate change, carbon cycle, zero emission, climate stabilization

1. はじめに

長期的な気候安定化を目標とした温暖化緩和策を検討する上で、ゼロ排出安定化の概念^{1,2)}に基づいた現実的なCO₂排出削減経路が提案されている。この概念とは、将来の人為的CO₂排出量のゼロ達成と、海洋や陸域による大気中のCO₂の吸収効果によって、徐々に大気中CO₂濃度を減少させ、気候を回復させることにより、海面上昇等の気候リスクを回避することである。この概念を具体化させた排出経路として、Z650シナリオ^{1,2)}が提案されている。Z650は、近未来の一時的なCO₂排出増を許容した後、排出削減努力により22世紀半ばにゼロ排出を達成し、このゼロ排出を長期的に持続させる排出経路として考えられている。Z650の21世紀中の積算排出量は約650 GtCを見込んでおり、この排出量がシナリオの名称となっている。

Z650による気候復元の道筋は、CO₂排出量とCO₂濃度や気候の変化の関連性を簡略化して表現した簡易気候モデル（SEEPLUS³⁾; a Simple climate model to Examine Emission Pathways Leading to Updated Scenarios）を用いて設計されている。簡易気候モデルは、様々な排出経路と気候変化の関係を迅速に解くことができるため、最適な排出経路策定等の様々な気候緩和策の検討に有用である。SEEPLUSを用いた計算から、Z650の主要な概念であるゼ

ロ排出による気候の復元が可能であることは確認されている。しかしながら、より詳細なZ650の実用性の検証には、気候と炭素循環に関わる素過程を表現した地球システムモデルを用いた詳細計算が必要となっている。この地球システムモデルとは、従来から利用されている大気海洋結合モデルに、人為起源のCO₂排出、植生による生産活動、微生物による有機物の分解、海洋によるCO₂の吸収や放出、海洋生態系による有機炭素の沈降分解等の複雑な生物化学過程を結合したモデルのことである。

気候および炭素循環に生じる長期的な影響を評価する目的で、世界中の様々な研究機関では、最新の知見を考慮した地球システムモデルが開発されている。例えば、米国大気研究センター（NCAR）では、CESM1⁴⁾（Community Earth System Model version 1）を、日本では、海洋研究開発機構・国立環境研究所・東京大学が共同でMIROC-ESM⁵⁾（Model for Interdisciplinary Research On Climate - Earth System Model）を開発している。地球システムモデルの発展により、炭素循環過程を含めた気候変化の科学的理解の向上や、気候予測に対する不確実性の低減が期待できる。また、地球システムモデルを用いることで、CO₂排出量から大気中CO₂濃度や気候の変化を詳細に評価することが可能になる。このようなモデルの発展により、温暖化緩和策を科学的観点から詳細に検討できる環境が整ってきた。

本論文では、地球システムモデルCESM1を用いて、Z650に基づいた予測実験を行い、将来の気候や炭素循環の長期的な変化を詳細に調査する。特に、Z650のゼロ排出による長期的な気候の復元に着目する。本論文の詳細は、野原他（2012）⁶⁾で報告しているため、こちらも参照されたい。

2. 実験手法

(1) 地球システムモデル

CESM1は、大気・陸域・海洋および海水を表現するサブモデルから構成されている。それぞれのサブモデルで物理過程や生物化学過程を解きつつ、サブモデル間で水・熱・運動量・炭素量等の収支を保存しながら、全体として地球システムが表現されている。本研究で用いられたCESM1の空間解像度は、経度1.25度×緯度0.9度×鉛直26層の大気モデルと、経度1.11度×緯度0.27~0.54度×鉛直60層の海洋モデルを使用した。

CESM1における海洋の生物化学過程は、海洋生態系モデルBEC⁷⁾ (Biogeochemical Elemental Cycling model) によって解かれる。BECは炭酸系の平衡を解く化学過程、生物活動による化学物質の変遷を表現する生物過程から成り立っている。陸域の生物化学過程には、CNモデル⁸⁾ (Carbon-Nitrogen model) が採用されている。このモデルは、植生による生産活動に窒素制限が導入されている点に特色がある。CNモデルで表現される炭素循環過程は、植生による光合成や呼吸、有機物の分解等が、気候（例えば気温、日射量、降水量等）にコントロールされるシステムとして構成されている。

(2) 実験設定

本研究では、CO₂排出経路が炭素循環や気候変化に及ぼす影響を明らかにするため、CO₂排出量を入力条件とする実験を実施した。図-1に、1850年から2300年までの計算に用いられたCO₂排出量の時系列を示す。1850年から2005年までの期間は、化石燃料の消費量などの過去の様々な記録を元に推定されたCO₂排出量⁹⁾を入力条件とする。この際、土地利用にともなうCO₂排出は、森林から耕作地等といった土地被覆の変化¹⁰⁾や、木材の伐採といった収穫量を入力条件として、CESM1によって計算される。2005年から2300年までの将来予測実験では、Z650に基づいたCO₂排出量を入力条件とした。Z650の詳細については、別講演¹¹⁾で扱うため、ここでは概略を述べる。Z650の排出量は、2020年にピーク（11 GtC 年⁻¹）を迎えた後、徐々に減少し、2160年以降はゼロとなる。CO₂以外の気候変化要因は、メタン、一

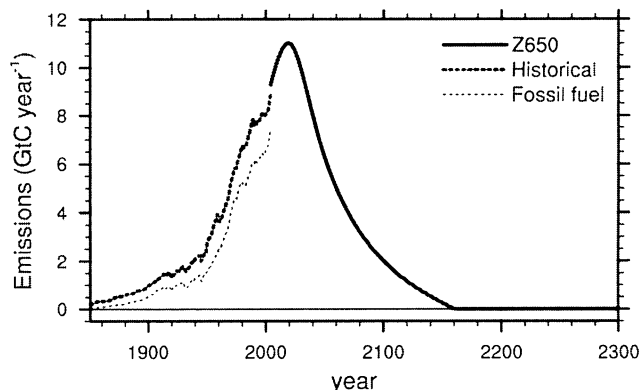


図-1 CO₂排出量の時間変化。2005年までは、化石燃料起源（Fossil fuel）に土地利用にともなうCO₂排出を加えた過去の人為起源による推定排出量（Historical），2005年以降は、Z650によるCO₂排出量である。

酸化二窒素、フロン、エアロゾル等を含んでいるが、CESM1の境界条件として、代表的濃度経路 RCP2.6¹²⁾ (Representative Concentration Pathways) のシナリオに基づいている。

CESM1を用いた予測結果は、簡易気候モデルSEEPLUSと比較する。SEEPLUSの海洋と陸域生態系によるCO₂吸収は、大気CO₂濃度の増加に対して非線形的に変化するが、いずれも簡略的な扱いであり、温度変化に対する依存性も考慮されていない。また、気候変化は、大気中CO₂濃度に対して複数の時定数を持つ気温の応答として計算されている。なお、本研究で用いたSEEPLUSでは、CESM1との比較のため、平衡気候感度を3.2度に、1850年時点の大気中CO₂濃度を284.7 ppmに調整している。

3. 結果

(1) 炭素循環

図-1に示されている人為起源によるCO₂排出の内、土地利用変化による排出は、CESM1の計算によって求められた値である。土地利用にともなう排出量は、20世紀中に0.5 GtC 年⁻¹から1.5 GtC 年⁻¹に増加している。1950年頃までは、化石燃料起源の排出量とほぼ同量であるが、1950年以降、人為起源のCO₂排出の主体は、化石燃料起源となる。2000年時点のCESM1で推測されたCO₂排出量は、化石燃料起源が約6.5 GtC 年⁻¹、土地利用が約1.5 GtC 年⁻¹となっている。これらのCO₂排出量は、過去の化石燃料消費量や土地利用変化情報から推定されているCO₂排出量の推定値^{13),14)}とほぼ一致している。

人為起源のCO₂排出に対する、大気中CO₂濃度の変化の時系列を図-2aに示す。21世紀前半までは、CESM1

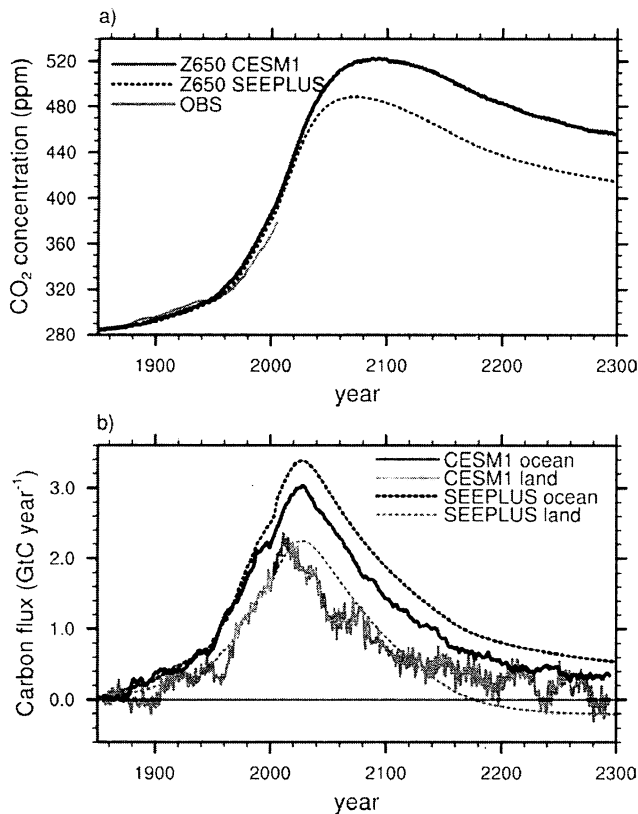


図-2 a) 大気中CO₂濃度の時間変化。b) 海洋および陸域のCO₂吸収量の時間変化。CESM1とSEEPLUSを用いて、Z650に基づいて計算した。OBSは観測を表す。CO₂吸収量は、11年移動平均を行っている。

と SEEPLUS の濃度の差は小さい。ただし、観測値と比較すると、CESM1 は 2005 年時点で約 18 ppm の過大評価となっている。CESM1 の濃度の予測値は、2090 年頃に 522 ppm のピーク濃度となり、2300 年時点で 455 ppm まで減少する。SEEPLUS の場合、2072 年でピーク値 490 ppm に達し、2300 年時点では 415 ppm まで減少する。

図-2b に、海洋および陸域による CO₂ 吸収量を示す。海洋による吸収量は、2000 年以前は CESM1 と SEEPLUS で差は小さい。2000 年以降、海洋による CESM1 の吸収は、SEEPLUS と比較して 0.2~0.4 GtC 年⁻¹ 少なくなっている。2300 年までの積算吸収量は、CESM1 で約 475 GtC、SEEPLUS で約 585 GtC となる。この積算吸収量の差は、大気中 CO₂ 濃度に換算すると約 50 ppm となる。陸域の CO₂ 吸収量は、2020 年頃までは両モデルとも差は小さい。しかし、CESM1 の陸域による CO₂ 吸収量はピークが SEEPLUS より 10~20 年程度早く、2100 年頃迄は少ない値で推移する。その後、CESM1 の CO₂ 吸収量が SEEPLUS を上回るようになり、2300 年にかけて吸収量がほぼゼロに近づく。一方で、SEEPLUS では 2180 年頃から CO₂ 放出に転じている。結果的に、2300 年時点では、CESM1 の積算吸収量が約 10 GtC 大きくなる。

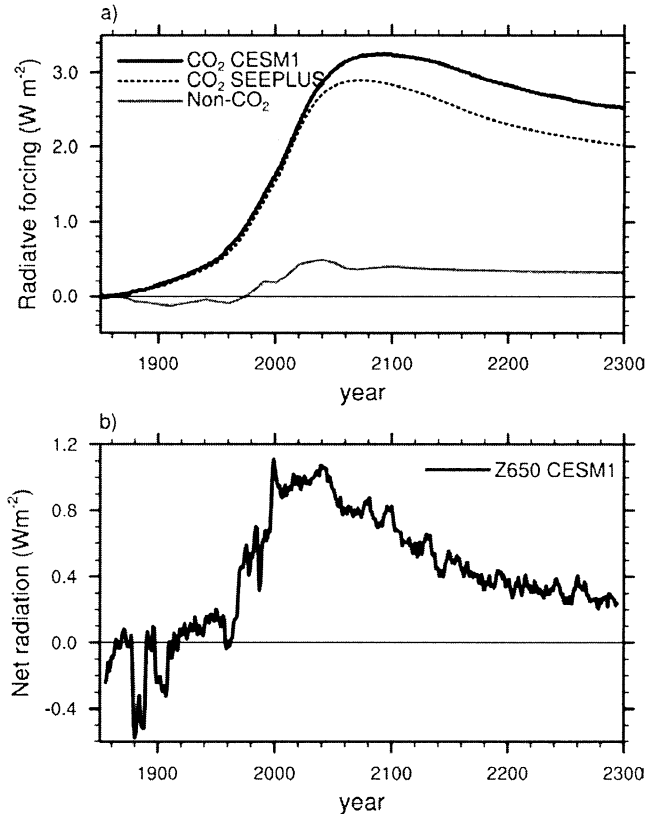


図-3 a) 放射強制力の時間変化。CO₂による放射強制力 (CO₂) は、CESM1とSEEPLUSによるCO₂濃度から推定された値であるのに対し、CO₂以外の温室効果ガスによる放射強制力 (Non-CO₂) は、RCP2.6¹²⁾ に基づいた値である。b) 大気上端での正味放射量の時間変化。正味放射量は、11年移動平均を行っている。

(2) 放射バランス

計算された大気中 CO₂ 濃度と、境界条件として与えられたエアロゾルを含む CO₂ 以外の温室効果ガス濃度から推定された放射強制力を図-3a に示す。CESM1 の場合、CO₂ による放射強制力のピークは、濃度がピークを迎える 2090 年頃に約 3.2 W m⁻² となる。SEEPLUS の場合、CESM1 より濃度が低いため、放射強制力も CESM1 より低くなる。CO₂ 以外の放射強制力は、1980 年頃迄は、エアロゾルによる冷却効果のため負の値となっている。2040 年頃にピークとなり、2300 年にかけて約 0.35 W m⁻² まで減少する。ただし、CO₂ 以外の要因による温暖化の効果は、相対的に小さい。

大気上端での全球正味放射量の変化を図-3b に示す。ただし、SEEPLUS では正味放射量は計算していないため、CESM1 の結果のみを示す。正味放射量は、放射強制力と異なり、全球の気温、水蒸気量、雲分布等によって変化する量である。正味放射量のピークは、放射強制力よりも早く、2000 年から 2040 年頃である。その後徐々に減少するが、2300 年時点でも、全球で 0.25 W m⁻² 程度

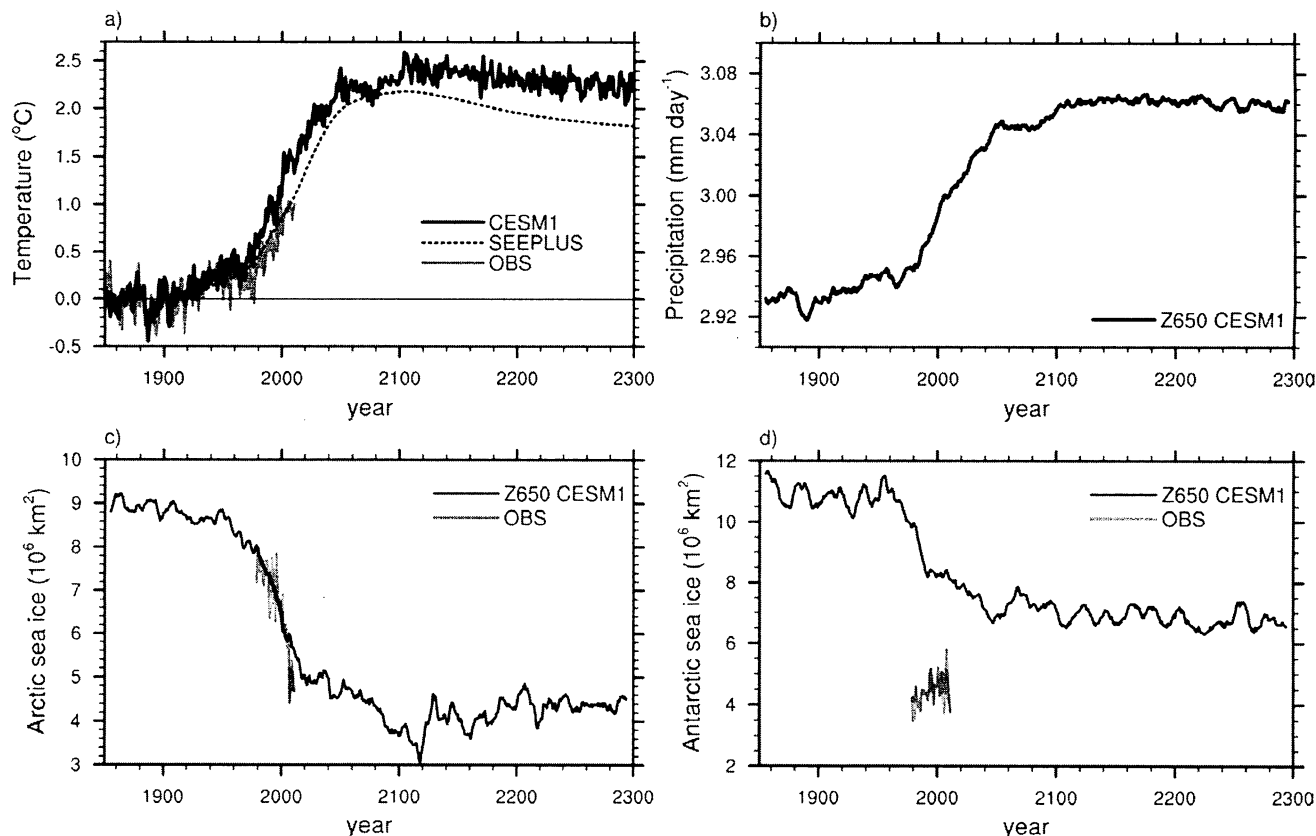


図4 気候変化の時間変化。a) 全球平均気温偏差，b) 全球平均降水量，c) 北極域の9月の海氷面積，d) 南極域の3月の海氷面積を示す。OBSは観測値を示す。気温の観測値は，英国気象局のハドレーセンターが編集したHadCRU3¹⁵⁾を使用し，海氷面積の観測値は，衛星によるマイクロ波放射計による観測¹⁶⁾である。気温以外の要素は，11年移動平均を行っている。

エネルギーを受け取っている。つまり，依然として地球全体のエネルギー収支は収束していないことを示している。

(3) 気候変化

図-4a に，全球平均地上気温の時間変化（1850 年から 1879 年の 30 年間平均値からの昇温量）を示す。CESM1 は，1950 年頃までは，観測値の気温の変化を再現しているが，それ以降は，昇温量を過大に評価するようになる。2001 年から 2005 年の 5 年平均した気温は，観測では 0.9 度の昇温に対し，CESM1 では 1.4 度の昇温となっている。この過大評価の原因として，エアロゾルによる間接効果，CO₂ 以外の温室効果ガス等の影響，海洋への熱輸送量の過小評価等が考えられている¹⁶⁾。また，大気中 CO₂ 濃度が実際より高いことも昇温の大きさに影響している。放射強制力と過渡気候応答（年利 1%で CO₂ 濃度を増加させて 70 年後に倍増に達した時点の昇温量）が 1.7 度¹⁷⁾ であることから推測される昇温の効果は，0.1 度程度と見込まれる。

CESM1 による予測された昇温のピークは，Z650 で 2110 年頃の 2.5 度である。昇温のピークに達した後は，

長期的な気温低下を示し，2100 年から 2300 年までの 200 年間に約 0.2 度の低下する。一方，SEEPLUS では，ピークの時期は CESM1 の予測とほぼ一致しているが，昇温の程度は相対的に低く，長期的な気温低下傾向も大きい。SEEPLUS の気候感度は，CESM1 の値に調整しているが，主に，大気中 CO₂ 濃度予測（図-2a）により気温変化に差を生じさせていると考えられる。CESM1 で予測された 21 世紀中の気温の変化分布（図省略）は，IPCC で報告されている気温の変化の地理的分布¹⁸⁾ とほぼ一致した傾向を示す。22 世紀初頭から 23 世紀末にかけて，気温は長期的な低下傾向となり（図-4a），陸域の多くの地域と北極海周辺でその傾向が顕著である。一方で，南半球高緯度地域と北大西洋等の一部の地域では，気温の昇温傾向が継続し，気温の回復は空間的に不均一となっている。

全球平均降水量の時間変化を，図-4b に示す。気温の上昇とともに降水量の増加が見られるが，地域的な差も大きい（図省略）。21 世紀後半にかけて，熱帯地域，高緯度地域，アジアモンスーン地域の多くの地域等で増加し，ヨーロッパ西部，中央アメリカ，南アメリカ北東部，中緯度の海洋上の多くの地域等で減少している。22

世紀初頭から 23 世紀末にかけて降水量も回復傾向が見られ、ヨーロッパや南アメリカ北東部等の降水量は増加に転じている。

CESM1 による南北両半球における夏季の海氷面積の長期変化を図-4c と 4d に示す。北半球では 9 月に、南半球では 3 月に海氷面積が極小となる。北半球で観測されている 2000 年代からの海氷面積の減少は、CESM1 でも再現されている。しかし、CESM1 が表現する海氷面積は、観測と比較して過大となっている。CESM1 では、南緯 50 度から 60 度付近の西風が観測より強く、海氷を低緯度側に移動させやすいためである²⁰⁾。20 世紀後半から始まった CESM1 による両半球の海氷面積の縮小は、2000 年以降に縮小速度が低下している。予測では、北半球では 2120 年頃に面積が最小の $2.1 \times 10^6 \text{ km}^2$ となった後は徐々に面積を拡大する。一方、南半球では 2100 年頃に $5.0 \times 10^6 \text{ km}^2$ まで減少した後、ほぼ一定の状態で推移している。この南北間の長期傾向の差は、22 世紀以降の北極海周辺の気温の低下、南極海周辺の気温の上昇と関連していると見られる。ただ、Z650 では、海氷が消滅するまでは至らないことが確認できる。

4. まとめ

SEEPLUSを用いて設計されたZ650で考慮されているゼロ排出による気候復元の概念について、CESM1を用いた気候と炭素循環の長期予測実験による検証を実施した。炭素循環の観点から、大気中CO₂濃度は、排出量が2.5 GtC 年⁻¹を下回る2090年頃から減少に転じ、その後は長期的な減少傾向が継続していることが示された。また、海洋および陸域によるCO₂吸収量の低下は見られているものの、気温の上昇が炭素循環に与える影響によってCO₂吸収から放出に転じる兆候は確認されなかった。このように、ゼロ排出と地球の自然による吸収の効果により、長期的に安定した濃度の低下が期待できる。全球平均気温も、濃度経路を辿るように、ゼロ排出を達成する以前の2110年頃から、緩やかな回復傾向を示した。気温や海氷の回復が空間的に一様ではないことに注意が必要であるが、2300年時点では気温の再上昇や海氷面積の急速な減少等の気候の不可逆的な変化の兆候はみられない。以上のように、CESM1による気候の変化や炭素循環の観点から、Z650で考慮されているゼロ排出によって長期的な気候の復元が成立し得る可能性が示された。

しかしながら、ゼロ排出でも気候の復元が困難であることを示唆する報告例もある^{21),22)}。Lowe et al. (2009) は、英国気象局のハドレーセンターが開発した地球システムモデルHadCM3LCを用いた実験で、積算排出量が多い場

合、ゼロ排出を実現したとしても長期的に気温が上昇し続ける結果を示した。気温の上昇によって陸域によるCO₂の吸収が放出に転じるため、CO₂濃度低下の効率が悪化することが原因とされている。このような陸域によるCO₂吸収の差を生む要因の一つに、気候-炭素循環フィードバックが挙げられる。気候-炭素循環フィードバックは、温暖化により陸域や海洋によるCO₂吸収量が抑制または放出に転じることでCO₂濃度を上昇させ、さらなる昇温を招く作用のことである。このフィードバックは、基本的に正のフィードバックとして働き²³⁾、しかもモデル間の不確実性を拡大させることが知られている²⁴⁾。また、炭素循環過程の不確実性は、気候感度と熱慣性による不確実性の4割程度という報告があり²⁵⁾、この影響は決して小さくはない。このように、ゼロ排出による気候の復元性が成り立つことを示すためには、複数のモデルを用いた炭素循環過程の不確実性の定量化が課題となっている。

謝辞：地球システムモデルCESM1を利用するにあたって、米国大気研究センターのF. Bryan, N. Norton, K. Lindsayらより、様々な配慮と技術的な支援を受けた。海洋開発研究機構の松野氏、河宮氏、国立環境研究所の野沢氏には、Z650の実験設定について有益なコメントを頂いた。本論文の一部は、文部科学省21世紀気候変動予測革新プログラムの支援を受けて実施した。ここに記して謝意を表する。

参考文献

- 1) Matsuno T., Maruyama K., and Tsutsui J.: Equilibrium stabilization of the atmospheric carbon dioxide via zero emissions - an alternative way to stable global environment part 1: examination of traditional stabilization concept. Proc. Japan Acad., Ser. B, 2012a, (accepted).
- 2) Matsuno T., Maruyama K., and Tsutsui J.: Equilibrium stabilization of the atmospheric carbon dioxide via zero emissions - an alternative way to stable global environment part 2: A practical zero-emission scenario. Proc. Japan Acad., Ser. B, 2012b, (accepted).
- 3) Tsutsui J.: SEEPLUS: a simple online climate model. J. Japan Soc. Civ. Eng. Ser. G., Vol.67, pp.134-149, 2011.
- 4) Gent P. and Coauthors: The Community Climate System Model version 4. J. Climate, Vol.24, pp.4973-4991, 2011.
- 5) Watanabe S. and Coauthors: MIROC-ESM: model description and basic results of CMIP5-20c3m experiments. Geosci. Model Dev., Vol.4, pp.845-872, 2011.
- 6) 野原大輔, 他: 地球システムモデルCESM1を用いた気候安定化シナリオに基づく気候と炭素循環の長期変化予

- 測. 電力中央研究所, 2012.
- 7) Moore J.K., Doney S.D., and Lindsay K.: Upper ocean ecosystem dynamics and iron cycling in a global three-dimensional model. *Global Biogeochemical Cycles*, Vol.18, pp.1-21, 2004.
 - 8) Thomson P. E. and Coauthors: Influence of carbon-nitrogen cycle coupling on land model response to CO₂ fertilization and climate variability. *Global Biogeochem. Cycles* 21: GB4018, 2007.
 - 9) van Vuuren D. P. and Coauthors: The representative concentration pathways: an overview. *Climatic Change*, Vol.109, pp.5-31, 2011.
 - 10) Hurt G. C. and Coauthors: Harmonization of land-use scenarios for the period 1500-2100: 600 years of global gridded annual land-use transitions, wood harvest, and resulting secondary lands. *Climatic Change*, Vol.109, pp.117-161, 2011.
 - 11) 筒井純一: ゼロ排出安定化の概念に基づくCO₂排出削減の道筋. 土木学会地球環境シンポジウムB論文, 2012.
 - 12) van Vuuren D. P. and Coauthors: Stabilizing greenhouse gas concentrations at low levels: an assessment of reduction strategies and costs. *Clim. Change*, Vol.81, pp.119-159, 2007.
 - 13) Canadell J. G. and Coauthors: Contributions to accelerating atmospheric CO₂ growth from economic activity, carbon intensity, and efficiency of natural sinks. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, Vol.104, pp.18866-18870, 2007.
 - 14) Le Quéré C., Raupach M. R., Canadell J. G., and Marland G.: Trends in the sources and sinks of carbon dioxide. *Nature Geosci.*, Vol.2, pp.831-836, 2009.
 - 15) Brohan P. and Coauthors: Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850. *J. Geophys. Res.* Vol.111, D12106, doi:10.1029/2005JD006548, 2006.
 - 16) Gent P. and Coauthors: The Community Climate System Model version 4. *J. Climate*, Vol.24, pp.4973-4991, 2011.
 - 17) Bits C. and Coauthors: Climate sensitivity of the Community Climate Model Version 4. *J. Climate*, Vol.25, pp.3053-3070, 2012.
 - 18) IPCC Climate Change 2007 - The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by S. Solomon and Coauthors, Cambridge University Press, 2007.
 - 19) Fetterer F., Knowles K., Meier W., and Savoie M.: Seaice index. National Snow and Ice Data Center, Boulder, CO, 2009. [Available online at <http://nsidc.org/data/g02135.html>.]
 - 20) Landrum L. and Coauthors: Antarctic sea ice climatology, variability and late 20th - Century change in CCSM4. *J. Climate*, Vol.24, 2012, (in press).
 - 21) Lowe J. A. and Coauthors: How difficult is it to recover from dangerous levels of global warming? *Environ. Res. Lett.*, Vol.4, 014012, 2009.
 - 22) Gillett N. P. and Coauthors: Ongoing climate change following a complete cessation of carbon dioxide emissions. *Nature Geosci.*, Vol.4, pp.83-87, 2011.
 - 23) Cox P. M. and Coauthors: Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature*, Vol.408, pp.184-187, 2000.
 - 24) Friedlingstein P. and Coauthors: Climate-carbon cycle feedback analysis: results from the C4MIP model intercomparison. *J. Climate*, Vol.19, pp.3337-3353, 2006.
 - 25) Huntingford C. and Coauthors: Contributions of carbon cycle uncertainty to future climate projection spread. *Tellus*, Vol.61B, pp.355-360, 2009.