

二酸化炭素濃度上昇に対する速い気候応答

—2014年度山本賞受賞記念講演—

釜 江 陽 一*

1. はじめに

この度は名誉ある山本賞を授与頂き、誠に有難うございます。受賞対象の業績は、東京大学大気海洋研究所・国立環境研究所にポストドク研究員として在籍していた期間に出版した、二酸化炭素 (CO₂) 濃度上昇に対する対流圏の応答に関する4本の論文 (Kamae and Watanabe 2012, 2013; Kamae *et al.* 2014b, c) です。この一連の研究への問題意識は、筑波大学生命環境科学研究科の修士課程在籍中に、大気中 CO₂濃度の上昇によってなぜ全球平均降水量が減るのか (Kamae and Ueda 2009) を調べていたときに抱いたものです。ポストドク研究員としての着任後に、幸運にも学生の頃から疑問を抱いていた問題に取り組むことができ、さらにその成果をこのように評価していただくことはこの上ない喜びです。

本研究は、気候感度の不確実性への示唆をはじめ、複雑な背景を有しています。読者の方になるべくわかりやすくお読み頂けるよう、まずは問題の背景となる気候感度について2節で解説し、次に本研究の内容を3節以降で解説します。

2. 対流圏調節と気候感度

本研究の主要なポイントは、グローバルな気候システムが外部強制に対してどのように応答するか、という問題を「調節過程」と「フィードバック」の大きく二つの部分に分けることで、より深い物理メカニズムの理解が可能になるということです。これは現代の気候変動学が抱える主要な問題の一つである、気候感度

の不確実性と深く関わっています。なお、この問題の枠組みは IPCC-AR 5 第一作業部会報告書の7章「雲とエアロゾル」(Boucher *et al.* 2014)をはじめ、Andrews *et al.* (2012), Sherwood *et al.* (2014), Kamae *et al.* (2015) でより詳しく解説されています。日本語の解説としては吉森ほか (2012a, b) と、日本気象学会地球環境問題委員会 (2014) があります。

第1図は、大気中 CO₂濃度の上昇に対する気候システムの応答を示した模式図です。気候システムに加わる放射強制力 (ここでは CO₂濃度の倍増) に応じて地上気温が上昇したとき、それによって起こる変化の中には大気上端の放射収支の変化を伴うもの (フィードバック) が存在するため、結果としての地上気温の上昇値 (平衡気候感度; ECS) には大きな不確実性が存在します (吉森ほか 2012a, b)。ECS の不確実性の最大の要因は、温暖化時の雲の放射特性 (雲量, 高度, 光学的厚さ) の変わり方に大きな不確実性が存在することにあります (例えば, 釜江ほか 2014)。

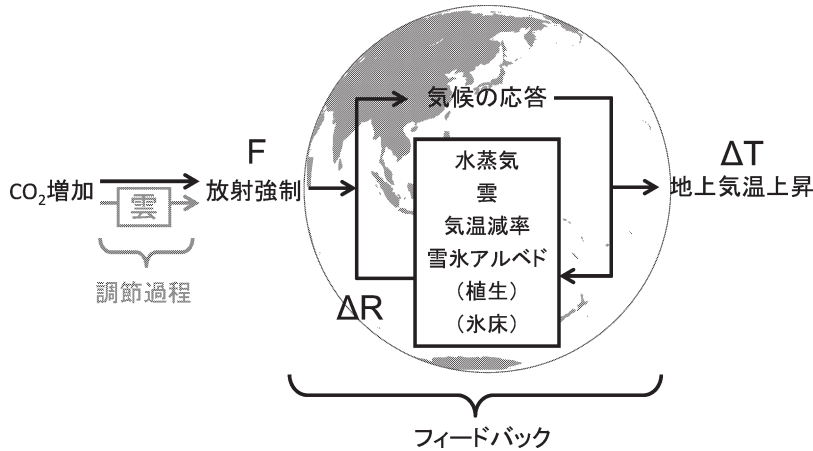
従来、雲のフィードバックは、気候モデルを用いて温暖化実験を行ったとき、再現される雲の放射特性の変化からそのまま求められていましたが、その後、この雲の変化には雲フィードバック以外の寄与が混在していることが明らかになりました。第2図を用いて、従来の雲フィードバックの求め方の問題点を説明します。気候モデル (ここでは MIROC 5; Watanabe *et al.* 2010) の中で大気中 CO₂濃度を瞬時に4倍に増やすと、大気上端において上へ向かう放射フラックスと下へ向かう放射フラックスとが変わります。このとき、全球平均地上気温の変化に応じた変化率 (フィードバック, 単位は $\text{Wm}^{-2}\text{°C}^{-1}$) は、第2図の散布図の回帰直線の傾きから求めることができます (Gregory

* 国立環境研究所, kamae.yoichi@nies.go.jp

—2015年1月15日受領—

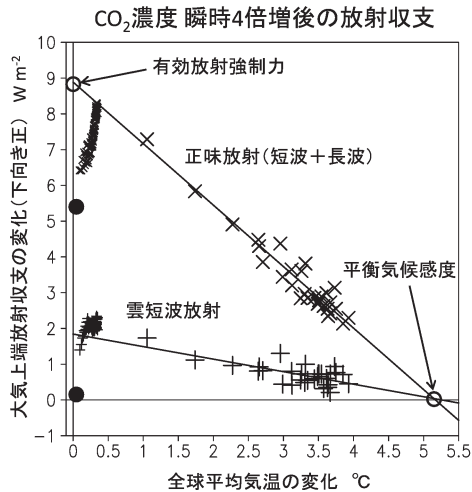
—2015年3月2日受理—

CO₂増加に対する気候システムの応答

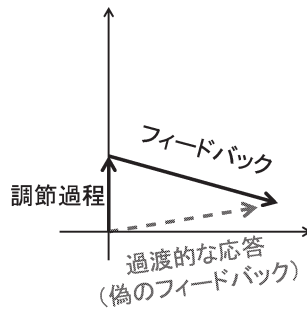


第1図 全球で平均した大気上端の放射収支の観点から見た、大気中CO₂濃度の増加に対する気候システムの応答を示した模式図。Fは調節過程の寄与を含む有効放射強制力。灰色で示した部分は調節過程を示す。ΔRはフィードバックによる大気上端放射収支の変化、ΔTは地上気温の変化。大気中CO₂濃度の倍増に対するΔTは平衡気候感度(ECS)。

et al. 2004). 正味放射量(短波と長波の和で、下向きフラックスから上向きフラックスを差し引いたもの)の回帰直線が縦軸と交わる点が有効放射強制力(Wm⁻²), 横軸と交わる点がECS(°C)に相当します。ここで重要なのは、例えば雲の短波放射の場合、回帰直線の傾き(フィードバック)のほかに、縦軸切片が大きな値を取ることです。この切片は、地上気温の変化とは独立に、雲の放射特性が大気中CO₂濃度の変化に対して応答することで、大気上端放射収支を変えることを意味しています。この過程を雲の調節過程(adjustment)と呼びます(Gregory and Webb 2008; Knutti and Hegerl 2008)。



雲の調節過程とフィードバック



第2図 (左図) 気候モデルMIROC5におけるCO₂濃度瞬時4倍増後の全球平均気温上昇(°C; 横軸)と大気上端の放射収支の変化(Wm⁻²; 縦軸)との関係。×は正味放射(短波と長波の和), +は雲短波放射(全天放射と晴天放射の差)を示す。大きなマークは年平均値を示し、正味放射の30年間のプロットをもとにした回帰直線が横軸と交わる値がECS(°C), 縦軸と交わる値が有効放射強制力(Wm⁻²)。小さなマークは短期アンサンブル実験から求めた初期10日間の3時間ごとの平均値。黒丸は最初の3時間平均値を示す。(右図) 雲のフィードバックを見積もる方法を示す概念図。CO₂濃度上昇による調節過程と、地上気温の上昇に伴うフィードバックを分けずに、過渡的な雲放射応答からフィードバックを求めると、その符号をも誤る可能性がある。Kamae and Watanabe (2013) 第1図をもとに作成。

従来は、雲の調節過程の存在が広く認識されていなかったため、温暖化実験時の雲放射強制力の変化を単位気温上昇量当たりの値に直したもの(Wm⁻²°C⁻¹; 第2図の灰色破線の傾き)をフィードバックとして扱うことができました。しかしながら、調節過程(縦軸切片)を考慮した上でフィードバックを求める(第2図の黒色線の傾き)と、先ほどのフィードバックとは、値だけでなく符号さえも一致しない結果が得られます(Zelinka et al. 2013)。雲の調節過程を理解し、その放射効果の不確実性を狭めることは、雲

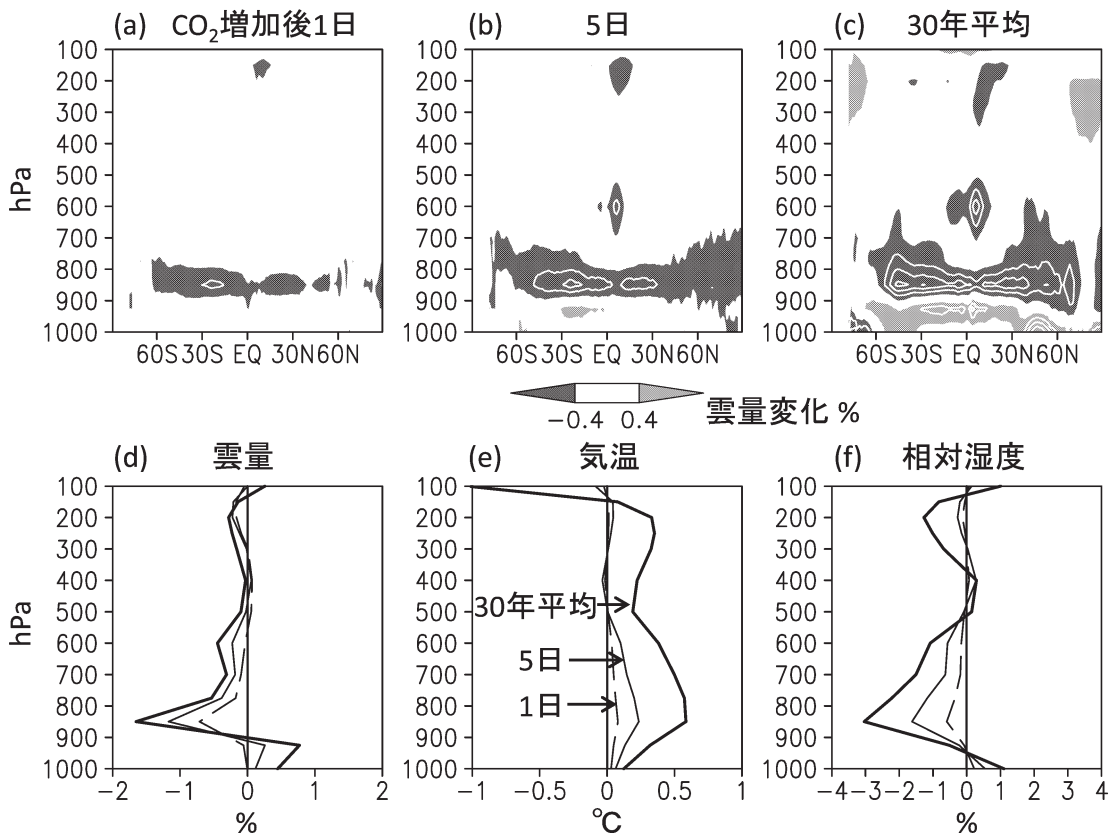
フィードバックの正しい評価、ひいては ECS の不確実性の低減化につながります。

3. 対流圏調節のメカニズム

上記のように、雲の変化には地上気温上昇に伴うフィードバックと、地上気温変化とは独立に有効放射強制力を変える調節過程の2種類がある(第1, 2図)ことが指摘されていました(Gregory and Webb 2008; Colman and McAvaney 2011; Andrews *et al.* 2012)。しかしながら、そもそもなぜ大気中のCO₂濃度が変わっただけで、雲の放射特性に変化が生じるのか、そのメカニズムの理解は十分ではありませんでした。その理由は、調節過程が生じる時間スケールは気候変動の時間スケールよりも極端に短く(数日から数週間程度)、一般的な気候変化の診断方法では、ノイズに対して有意に大きいシグナルの検出が困難であっ

たためです。そこで、私達は、MIROC 5の大気大循環モデル部分を用いて、CO₂濃度を瞬時に4倍に増やす実験を64通りの初期値で実施し、アンサンブル平均することで、短い時間スケールでも十分なS/N比を持つ対流圏調節過程を抽出しました(Kamae and Watanabe 2013)。なお、ECSはCO₂濃度の2倍増に相当する物理量ですが、CMIP 5に向けた実験と同様、強いシグナルを抽出するために、ここではCO₂濃度を4倍に増やしています。

第2図の縦軸近くに示した小さなマークは、64メンバーで平均した、CO₂4倍増直後の10日間の応答の遷移過程を示します。3時間ごとの平均値を示しており、黒丸は初期の3時間平均値を示します。CO₂濃度の上昇後、約2日程度の時間を経て、雲短波放射強制力は、長期的な回帰直線の切片と同程度(1.9 Wm⁻²)の値に達します。つまり、雲の調節過程の時



第3図 MIROC 5の大気大循環モデル部分を用いて行われたCO₂濃度瞬時4倍増後の、海上で東西平均した雲量の(a, b)日スケールの変化(%)と、(c)30年間平均値、(d)海上平均の雲量(%), (e)気温(°C), (f)相対湿度の変化(%). a-cの等値線は±1.0, 1.5, 2.0%を示す。Kamae and Watanabe (2013) 第5図と第7図をもとに作成。

間スケールは数日程度であることがわかります。この雲の調節過程に伴う放射強制力は、正味の有効放射強制力 (CO₂ 4 倍増時に MIROC 5 では 8.9 Wm⁻², マルチモデル平均では 7.5 Wm⁻²; Kamae and Watanabe 2013; Kamae *et al.* 2015) にとっても大きな役割を果たしており, ECS への影響も大きいことがわかります。ここで, MIROC 5 以外のモデルでも, 調節過程による雲短波放射強制力は正の値を取ります (マルチモデル平均で 1.2 Wm⁻²; Kamae and Watanabe 2012; Kamae *et al.* 2015)。これは雲による短波反射の弱まりを意味していますが, なぜ CO₂ 濃度の増加によって雲による反射量が減るのでしょうか。そのメカニズムは, 対流圏の熱力学的な構造の変化から説明することができます。

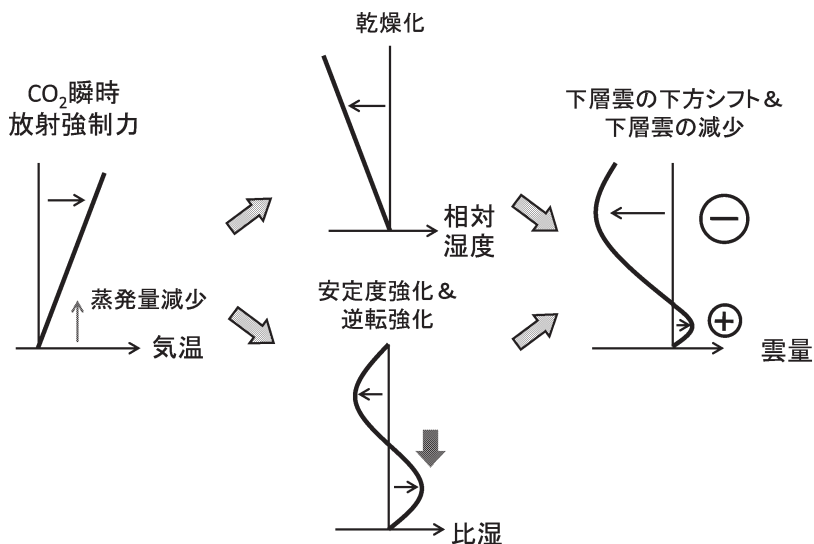
第 3 図は雲量, 気温, 相対湿度の CO₂ 濃度を 4 倍増させた直後の応答, および長期間の応答の平均値を示します。850 hPa 付近において, 長期平均的に雲量が大きく減少しますが, この傾向は数日スケールの応答でも確認することができます (第 3 図 a-d)。一方, 境界層の内部 (925 hPa) では雲量の増加が確認できますが, その上方での雲量減少のほうが大きく, 雲短波放射強制力としては正 (雲による反射量が減少) に働きます (第 2, 3 図 a-d)。この雲量変化の鉛直分

布は, 相対湿度の変化 (第 3 図 f) とよく対応しており, また, この相対湿度の変化は, 気温変化の寄与と比湿変化の寄与の和によって近似できます (Kamae and Watanabe 2012)。850 hPa をピークとした大きな乾燥化は, ほぼ気温が上昇したことによる相対湿度の低下によって説明されます。大気中 CO₂ 濃度が増えると, 大気下層の放射冷却の弱まりによって, 大気下層の気温が上昇します (Sugi and Yoshimura 2004; Colman and McAvaney 2011; Ogura *et al.* 2014)。この昇温が対流圏の乾燥化と雲量の減少を引き起こすのが, 対流圏調節の主要なプロセスです (第 4 図)。

加えて, 地上気温の変化と独立である調節過程においては, 境界層内部の昇温はその上空 (700-850 hPa) の昇温よりも小さく抑えられ (第 3 図 e), 対流圏下層は安定化し, 逆転強度が増します (第 4 図)。この対流圏下層における上下の昇温コントラスト (Sherwood *et al.* 2014) は, 境界層高度の低下 (Watanabe *et al.* 2012; Wyant *et al.* 2012) をもたらします。これは対流圏下層における上下の比湿変化のコントラスト (地表付近では比湿が増加, 850 hPa 付近では減少) を生み出し, 結果として地表付近では相対湿度および雲量が増加し, その上方では大きく減少します (第 3, 4 図)。

なお, 地表付近の比湿, 相対湿度の増加は, 地表からの乱流フラックスを弱めるように働きますが, この乱流フラックスの弱体化は境界層高度の低下, 全体的な水循環の弱体化 (6 節) と矛盾しません (Kamae and Watanabe 2013; Kamae *et al.* 2015)。このように対流圏調節は, CO₂ 濃度の上昇による放射加熱率の変化に起因した対流圏の熱力学的構造の変化と, その結果としての下層雲の減少および下方シフトによって特徴づけられます (Kamae and Watanabe 2013; Kamae *et al.* 2015)。これらのプロセスは, 地上気温

対流圏調節のメカニズム



第 4 図 対流圏下層における対流圏調節のメカニズムを示す概念図。Kamae and Watanabe (2013) 第16図をもとに作成。

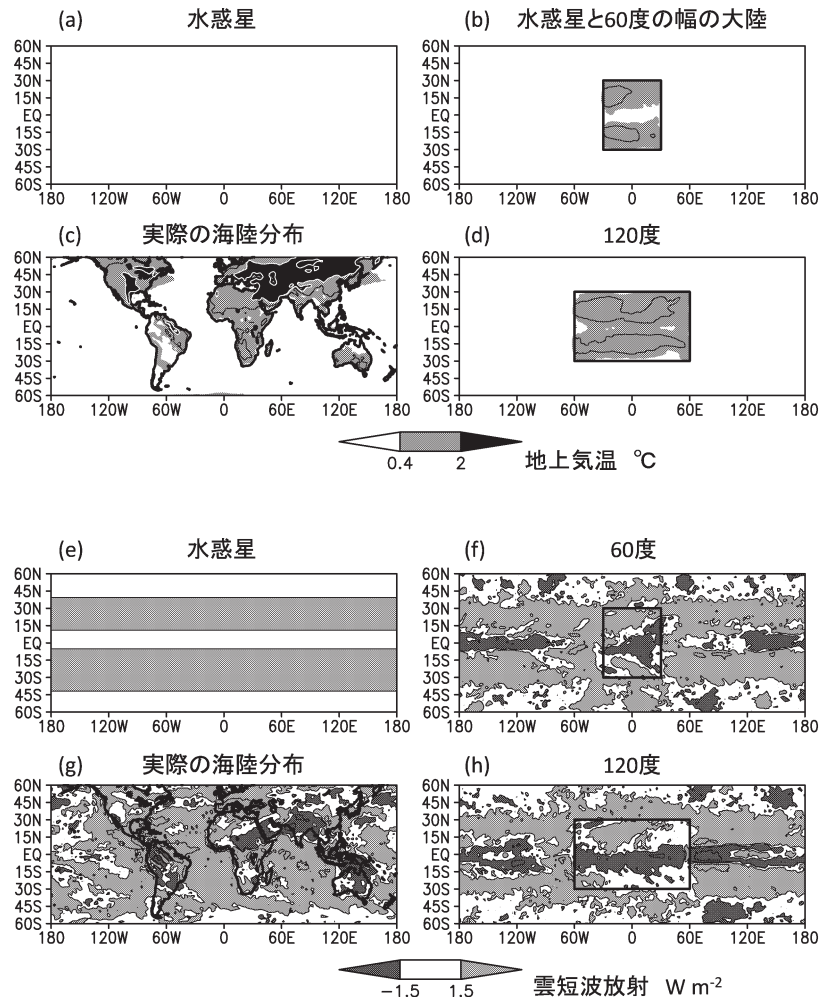
や海面水温 (SST) の上昇に伴う海面蒸発量の増加、境界層や対流プロセスの変化等を通した雲フィードバック (例えば, Demoto *et al.* 2013) とは独立であり、それぞれについて不確実性の要因を特定する必要があります (第1図)。

4. 純粋な対流圏調節と陸面の影響の分離

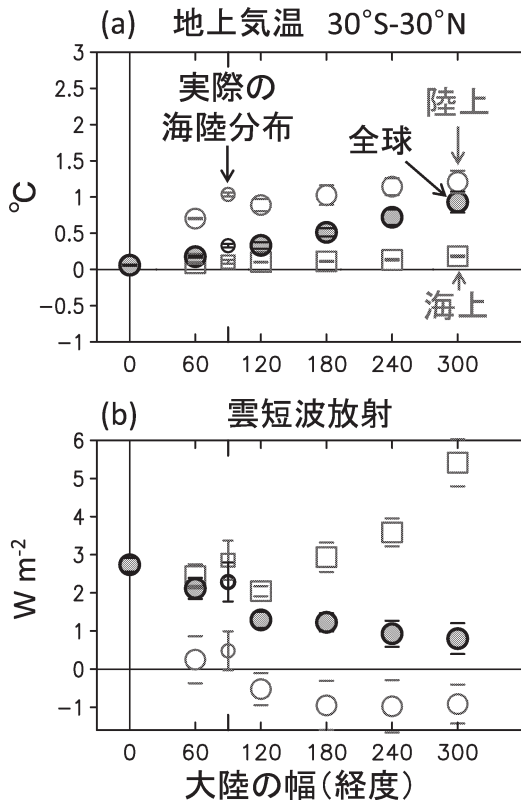
ここまで、対流圏における理想的な調節過程を説明しましたが、実際に気候モデルを用いた CO₂濃度上昇実験で得られる応答には、対流圏の調節以外の影響が含まれています。SSTを固定させて大気中 CO₂濃度を上げる大気モデル実験では、陸面の温度を固定していないため、陸面の昇温およびそれによる海陸の温度コントラストの変化が生じ、雲や大気上端の放射収支に影響を及ぼします。この影響を取り除き、対流圏の応答のみを抽出するには、水惑星を用いた CO₂濃度上昇実験が有効です (例えば, Ringer *et al.* 2014; Medeiros *et al.* 2015)。私達は MIROC 5 を用いて、水惑星の条件のもとで CO₂濃度上昇実験を行い、さらに低緯度に理想的な陸地を配置した実験を行うことで、対流圏調節における陸地の役割を調べました。

第5図は水惑星、実際の海陸分布、および低緯度に 60°, 120°の経度幅をもつ陸地を配置したときの対流圏調節を示します。陸地が存在すると海陸の昇温コントラストが生じ、大気の循環場に変化が生じる (Wyant *et al.* 2012) ことで、雲量の分布も変わります。

具体的には、暖められた陸上では深い対流が活発化し、海上では逆に抑制され、深い対流に伴う雲が海上から陸上へと移ります。このときの熱帯域全体・海上・陸上での雲放射強制力の変化を、他の陸地幅のときも含めて示したのが第6図です。陸地の割合が増えるに従い、雲が減って雲短波放射強制力が正に働く海上よりも、雲が増える陸上の寄与が大きくなります。実際の海陸分布の条件下での実験結果は、このような競合関係に概ね従っています (第6図)。一方で、熱



第5図 CO₂濃度を4倍に増やし、海面水温 (SST) と海水を固定させた条件下での (a, e) 水惑星, (b, f) 水惑星に60°, (d, h) 120°経度の幅を持つ大陸を熱帯に配置 (30°S-30°N) した惑星, (c, g) 実際の海陸分布の条件下での (a-d) 地上気温 (°C), (e-h) 雲短波放射 (Wm⁻²) の変化量。等値線は (a-d) 0.2, 0.4, 0.7, 1.0, 1.5, 2°C, (e-h) ±1.5, 8 Wm⁻²。Kamae and Watanabe (2013) 第13図をもとに作成。



第6図 第5図の30°S-30°Nにおける平均値。(a)大陸の幅(横軸)と地上気温、(b)雲短波放射強制力との関係。横軸0は水惑星実験に相当。実際の海陸分布の実験は60°と120°の中間に相当。マーク上下の線は年々変動の標準偏差を示す。Kamae and Watanabe (2013) 第15図をもとに作成。

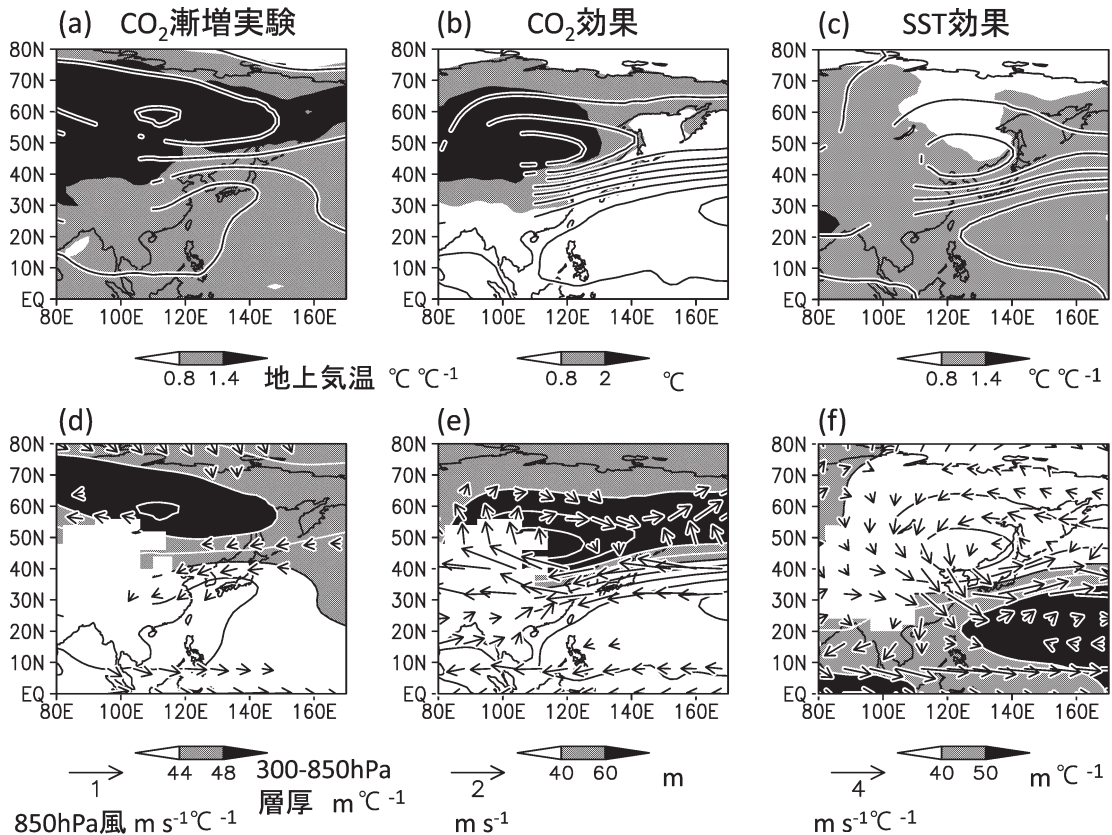
帯域全体への寄与としては、水惑星で生じる正の強制が、どの実験でも確認されており、①純粋な対流圏の調節過程は陸地の有無に関わらず生じる、②陸地は対流圏調節を弱めるが、実際の海陸分布のもとで得られる応答の符号までは変えない、ことがわかります。このように、実際の海陸分布のもとで行われた大気モデル実験で得られる応答は、地域的なパターンを除いて、その大部分が純粋な対流圏調節として理解してよいことがわかりました (Kamae and Watanabe 2013)。

5. 過渡的な温暖化に対する陸面の応答の役割

4節で述べたように、大気モデル実験で得られるCO₂濃度上昇による応答には、純粋に対流圏のみで起

こる調節過程と、陸面の応答を介した過程とがあります。この陸面の応答は、過去から将来にかけて徐々に進行する過渡的な気候変化においても、見逃せない役割を果たします。一般的に地球温暖化時には、海上よりも陸上の気温上昇のほうが大きいたことが知られており (Manabe *et al.* 1991; Sutton *et al.* 2007)、これには①陸地と海洋の熱容量が異なることで、昇温のスピードが異なる、②土壌水分の制限により、陸上では気温が上昇しやすい、③陸上では境界層がより乾燥していることで、下層雲が少なくなりやすい、④気温減率の差によって、自由大気の上昇が同じでも地上の上昇量は陸上より大きくなること、などが要因として挙げられます (Manabe *et al.* 1991; Joshi *et al.* 2008, 2013)。これまで、この海陸の昇温コントラストは、大気モデルに放射強制を与えず、SSTの上昇を与えただけでも、十分に再現されると考えられてきました (Joshi *et al.* 2008; Compo and Sardeshmukh 2009)。

一方で、地球温暖化の進行に伴う北半球中高緯度の海陸昇温コントラストの形成には、SSTの上昇の効果だけでは不十分で、放射強制の寄与が不可欠であることがわかりました。第7図は夏季の東アジアにおける地上気温と高度場、循環場の変化を、温暖化時、CO₂増加の効果、SST上昇の効果とで比べたものです。ここで、温暖化時の応答はCO₂濃度を年率1%ずつ増やし、4倍に達したときの変化、CO₂効果とSST効果はそれぞれ大気モデルに4倍のCO₂濃度、SST上昇のみを与えたときの応答を示しています。同様に全球の陸上気温の変化を第8図に示します。温暖化時の応答は、RCPシナリオに基づいた実験の結果と概ね整合します。なお、第7図に示す結果は定性的な傾向のみを示しており、相互に比較するためには放射強制力や温度上昇量を合わせる(第8図やKamae *et al.* (2014c)) 必要があります。ここでは定性的な空間パターンだけに注目して下さい。温暖化実験で確認される陸上の気温上昇は、低緯度よりも中高緯度で大きくなります(第8図a)。この特徴は、大気モデルにCO₂強制のみ(第8図b)、SST上昇のみ(第8図c)を与えた実験の合計(第8図d)によってよく表現されます。低緯度の気候循環や熱力学的な変化、中高緯度の海上の変化には、SST効果の果たす役割が大きい(第7図c)のに対し、北半球中高緯度の変化には、CO₂効果が重要であることがわかります(第7, 8図)。東アジアの中高緯度では、太平洋

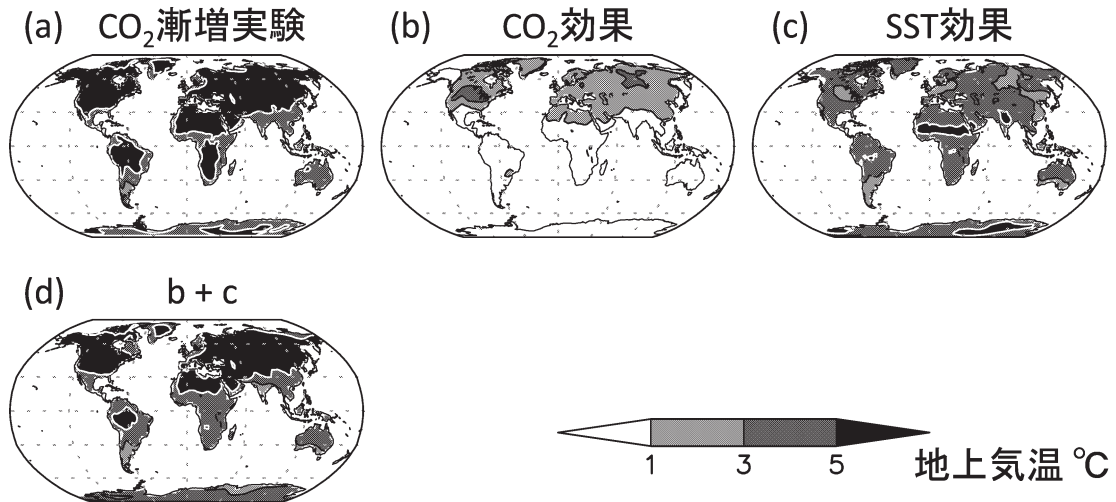


第7図 CMIP 5 マルチモデルのうちデータが揃う 9 モデル (MIROC 5 を含む) で平均した, 夏季東アジアにおける (a-c) 地上気温 (陰影; $^{\circ}\text{C}$), (a-f) 300-850 hPa 層厚 (等値線; m) と (d-f) 850 hPa 風 (ベクトル) の温暖化時の変化と, 大気大循環モデルを用いて推定した CO_2 増加の直接的な効果と SST 上昇の効果. (a, d) CO_2 濃度年率 1% 漸増実験による 111-140 年平均値の対照実験からの偏差, (b, e) 大気大循環モデルで SST と海水を固定し CO_2 濃度を 4 倍増したとき, (c, f) CO_2 濃度を固定し SST を上昇させたときの偏差. a, c, d, f の値は全球平均地上気温上昇 1°C あたりの変化. 等値線間隔は (a, d) $2\text{ m}^{\circ}\text{C}^{-1}$, (b, e) 10 m, (c, f) $5\text{ m}^{\circ}\text{C}^{-1}$. Kamae *et al.* (2014c) 第 1 図と第 4 図をもとに作成.

上に比べてユーラシア大陸上の昇温が大きく, それに応じた高度場のコントラストと, 循環場偏差 (日本上空には北東風偏差) が形成されます (第 7 図 a, d; Kamae *et al.* 2014b) が, これらの変化にも SST 効果 (第 7 図 c, f) ではなく CO_2 効果 (第 7 図 b, e) が重要な役割を果たしています. 緯度によって相対的な重要度が異なるのは, 低緯度では海上自由大気の昇温が, 重力波によって効率よく陸上に伝わる (weak temperature gradient; Sobel *et al.* 2001) のに対し, 北半球中高緯度では低緯度と比べて陸地の割合が大きく, またロスビーの自由半径が小さいことで, SST の上昇の影響が陸上に伝わりづらいためです (Kamae *et al.* 2014c). 中高緯度における海陸のコン

トラストの変化は, モンスーンに代表されるような地域的な大気・水循環のパターンに大きく影響することが考えられます. 地球温暖化時の夏季東アジアにおける海陸コントラストの変化, およびそれに関連した循環場の変化 (Kamae *et al.* 2014b) における CO_2 効果の重要性 (Kamae *et al.* 2014c) は, その一例であると言えます.

外部強制に対する過渡的な気候応答の一部である, 陸上の速い気温上昇は, 観測されている陸上の気温や極端な高温のリスクの変動に影響している可能性があります. 実際, 近年は全球平均 SST の上昇が緩やかである (渡部 2014) にも関わらず, 陸上の平均気温は上昇しており, 観測されている陸上の熱波の頻度も



第 8 図 第 7 図 a-c に同じ。ただし、全球陸上の地上気温を示す。(a) CO₂濃度年率 1% 漸増実験時の偏差、(b) CO₂効果、(c) SST 効果。単位はいずれも °C。c の値は、b と c の全球平均地上気温の上昇値の合計が a に等しくなるように規格化している。(d) b と c の合計。等値線は 1, 3 (黒), 5, 7 °C (白) を示す。Kamae *et al.* (2014a) 補遺第 6 図 a-d をもとに作成。

増え続けています (Hansen *et al.* 2012; Kamae *et al.* 2014a)。最近の研究では、CO₂濃度上昇による直接的な陸上の気温上昇を含めた大気モデル実験では、直接的な昇温を含めない実験に比べて、観測されている陸上の気温の変動傾向を良く再現できることが指摘されており (Andrews 2014; Kamae *et al.* 2014a)、さらには猛暑頻度の増加に直接的な昇温が寄与している可能性が指摘されています (Kamae *et al.* 2014a)。CO₂濃度上昇による直接的な陸上の気温上昇は、厳密には対流圏で起こる調節過程とは切り離して議論すべきもの (4 節) ですが、上記のような知見は、対流圏調節のメカニズム、外部強制の入力とそれに対する気候応答とを詳細に調べたことで得られた副産物と言えます。

6. まとめ

一連の研究では、これまであまり注目されていなかった、CO₂濃度上昇に対する速い気候応答のメカニズムに着目しました。これを詳細に調べることで、過渡的な気候の応答メカニズムや、気候の平衡応答の不確実性要因に関する理解が深まりました。とはいえ、今回の研究で調べられたことは、気候の外部強制応答に関して残されている課題の一部に過ぎません。例えば、大気中 CO₂濃度の上昇による全球的な水循環強度への影響として、大気エネルギー収支の観点から、

対流圏の凝結熱加熱、つまりは全球平均降水量が減少すると考えられています (Sugi and Yoshimura 2004; Kamae and Ueda 2009; Kamae *et al.* 2015)。しかし、実際には海陸の昇温コントラストによる大気循環変化の影響 (Chadwick *et al.* 2014)、陸面の植生葉面からの蒸発散量の減少 (例えば、Abe *et al.* 2015) の影響を含むため、その応答は複雑で大きな不確実性を伴います。また、今回の研究では大気中 CO₂濃度の上昇のみに着目しましたが、実際の気候変化を考える上では、火山噴火や人間活動によって生じる CO₂以外の強制要素、エアロゾルや対流圏オゾン、土地利用変化など、空間的・非一様性の高い強制要素についても考慮する必要があります (釜江・吉森 2014)。さらに、大気中 CO₂濃度の上昇に対する雲の応答についても、計算機資源の向上が著しい近年では、雲対流システムを解像する全球モデルを用いて検証し、パラメタリゼーションを含む気候モデルを用いた結果との比較・検討を進める必要があります。加えて、これまでに対流圏の調節過程について得られている知見は、そのほぼ全てが気候モデルを用いた実験に依存しています。そのため、観測データを活用して、その不確実性を低減する試みが待たれています。気候システムの速い応答に関して得られた知見は、平衡応答はもちろん、過渡的な気候変化から気候工学、大気化学、古気候など、様々な研究領域に活かしていく必

要があるでしょう。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、東京大学大気海洋研究所の渡部雅浩准教授には、本質的な疑問は何かを正確に捉え、それに取り組むための戦略の立て方から論文の執筆に至るまで、未熟な私に対して辛抱強く指導をして頂きました。筑波大学の学部から大学院博士課程に至るまで、植田宏昭教授には気候システムの形成および変動について基礎からご教示頂きました。研究室として、ちょうど温暖化時のモンスーン変動研究に着手されていた頃（例えば、Ueda *et al.* 2006）に配属されたということもあり、諸先輩方から研究手法に関するノウハウを教えて頂いたことも非常に幸運でした。国立環境研究所の小倉知夫さん、塩竈秀夫さん、横島徳太さん、阿部 学さん（現：海洋研究開発機構）、江守正多さん、野沢 徹さん（現：岡山大学）をはじめとした皆さんには、アルバイト生および現在の研究員としての在籍時に、多くの有益なアドバイスを頂きました。東京大学大気海洋研究所の木本昌秀教授、北海道大学の吉森正和准教授、その他 MIROC モデルグループの皆さんとの貴重な議論は、この研究の基礎を築く上でなくてはならないものでした。本研究の指針を設定する上で、上記の皆さんと気象研究所、海洋研究開発機構の皆さんを中心に続けられている気候感度研究会の活動（例えば、吉森ほか 2012a, b）は大きな助けとなりました。日本気象学会の若手の皆さん、海外の雲・気候システムに関する研究者との交流を通して受けた刺激（例えば、釜江ほか 2013a, b）は、日々の研究を進める上で大きな力になりました。深く御礼を申し上げます。

略語一覧

CMIP5 : Coupled Model Intercomparison Project phase 5 第5次結合モデル相互比較プロジェクト
 ECS : Equilibrium Climate Sensitivity 平衡気候感度
 IPCC-AR5 : Intergovernmental Panel on Climate Change 5th Assessment Report 気候変動に関する政府間パネル第五次評価報告書
 MIROC : Model for Interdisciplinary Research on Climate 東京大学大気海洋研究所・国立環境研究所・海洋研究開発機構で開発された全球気候モデル
 RCP : Representative Concentration Pathways 代表的濃度経路
 S/N 比 : Signal to Noise ratio シグナル・ノイズ比

SST : Sea Surface Temperature 海面水温

参 考 文 献

- Abe, M., H. Shiogama, T. Yokohata, S. Emori and T. Nozawa, 2015: Asymmetric impact of the physiological effect of carbon dioxide on hydrological responses to instantaneous negative and positive CO₂ forcing. *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382-014-2465-1.
- Andrews, T., 2014: Using an AGCM to diagnose historical effective radiative forcing and mechanisms of recent decadal climate change. *J. Climate*, **27**, 1193-1209.
- Andrews, T., J. M. Gregory, P. M. Forster and M. J. Webb, 2012: Cloud adjustment and its role in CO₂ radiative forcing and climate sensitivity: A review. *Surv. Geophys.*, **33**, 619-635.
- Boucher, O. *et al.*, 2014: Clouds and aerosols. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T. F. *et al.*, (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 571-658.
- Chadwick, R., P. Good, T. Andrews and G. Martin, 2014: Surface warming patterns drive tropical rainfall pattern responses to CO₂ forcing on all timescales. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 610-615.
- Colman, R. A. and B. J. McAvaney, 2011: On tropospheric adjustment to forcing and climate feedbacks. *Clim. Dyn.*, **36**, 1649-1658.
- Compo, G. P. and P. D. Sardeshmukh, 2009: Oceanic influences on recent continental warming. *Clim. Dyn.*, **32**, 333-342.
- Demoto, S., M. Watanabe and Y. Kamae, 2013: Mechanism of tropical low-cloud response to surface warming using weather and climate simulations. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 2427-2432.
- Gregory, J. M. and M. J. Webb, 2008: Tropospheric adjustment induces a cloud component in CO₂ forcing. *J. Climate*, **21**, 58-71.
- Gregory, J. M., W. J. Ingram, M. A. Palmer, G. S. Jones, P. A. Stott, R. B. Thorpe, J. A. Lowe, T. C. Johns and K. D. Williams, 2004: A new method for diagnosing radiative forcing and climate sensitivity. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L03205, doi:10.1029/2003gl018747.
- Hansen, J., M. Sato and R. Ruedy, 2012: Perception of climate change. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, **109**, E2415-E2423.
- Joshi, M. M., J. M. Gregory, M. J. Webb, D. M. H. Sex-

- ton and T. C. Johns, 2008: Mechanisms for the land/sea warming contrast exhibited by simulations of climate change. *Clim. Dyn.*, **30**, 455-465.
- Joshi, M. M., F. H. Lambert and M. J. Webb, 2013: An explanation for the difference between twentieth and twenty-first century land-sea warming ratio in climate models. *Clim. Dyn.*, **41**, 1853-1869.
- Kamae, Y. and H. Ueda, 2009: Suppressant effect of instantaneous CO₂ doubling on global precipitation. *Tsukuba Geoenviron. Sci.*, **5**, 11-16.
- Kamae, Y. and M. Watanabe, 2012: On the robustness of tropospheric adjustment in CMIP5 models. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L23808, doi:10.1029/2012GL054275.
- Kamae, Y. and M. Watanabe, 2013: Tropospheric adjustment to increasing CO₂: its timescale and the role of land-sea contrast. *Clim. Dyn.*, **41**, 3007-3024.
- 釜江陽一, 吉森正和, 2014: 強制要素の efficacy (エフィカシー). *天気*, **61**, 1023-1025.
- 釜江陽一ほか, 2013a: 第3回気象気候若手研究者交流会—若手の視点からアウトリーチ・科学コミュニケーションを考える—. *天気*, **60**, 681-690.
- 釜江陽一, 小玉知央, 武石あずさ, 2013b: EUCLIPSE 雲と気候に関するサマースクール参加報告. *天気*, **60**, 797-802.
- Kamae, Y., H. Shiogama, M. Watanabe and M. Kimoto, 2014a: Attributing the increase in Northern Hemisphere hot summers since the late 20th century. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 5192-5199.
- Kamae, Y., M. Watanabe, M. Kimoto and H. Shiogama, 2014b: Summertime land-sea thermal contrast and atmospheric circulation over East Asia in a warming climate -Part I: Past changes and future projections. *Clim. Dyn.*, **43**, 2553-2568.
- Kamae, Y., M. Watanabe, M. Kimoto and H. Shiogama, 2014c: Summertime land-sea thermal contrast and atmospheric circulation over East Asia in a warming climate -Part II: Importance of CO₂-induced continental warming. *Clim. Dyn.*, **43**, 2569-2583.
- 釜江陽一ほか, 2014: 雲フィードバックに関するモデル相互比較プロジェクト (CFMIP) 会議2014参加報告. *天気*, **61**, 997-1004.
- Kamae, Y., M. Watanabe, T. Ogura, M. Yoshimori and H. Shiogama, 2015: Rapid adjustments of cloud and hydrological cycle to increasing CO₂: A review. *Curr. Clim. Change Rep.*, doi:10.1007/s40641-015-0007-5.
- Knutti, R. and G. C. Hegerl, 2008: The equilibrium sensitivity of the Earth's temperature to radiation changes. *Nature Geosci.*, **1**, 735-743.
- Manabe, S., R. J. Stouffer, M. J. Spelman, and K. Bryan, 1991: Transient responses of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO₂. Part I: annual mean response. *J. Climate*, **4**, 785-818.
- Medeiros, B., B. Stevens and S. Bony, 2015: Using aquaplanets to understand the robust responses of comprehensive climate models to forcing. *Clim. Dyn.*, **44**, 1957-1977.
- 日本気象学会地球環境問題委員会, 2014: 地球温暖化—そのメカニズムと不確実性—. 朝倉書店, 162pp.
- Ogura, T., M. J. Webb, M. Watanabe, F. H. Lambert, Y. Tsushima and M. Sekiguchi, 2014: Importance of instantaneous radiative forcing for rapid tropospheric adjustment. *Clim. Dyn.*, **43**, 1409-1421.
- Ringer, M. A., T. Andrews and M. J. Webb, 2014: Global-mean radiative feedbacks and forcing in atmosphere-only and coupled atmosphere-ocean climate change experiments. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 4035-4042.
- Sherwood, S. C., S. Bony and J.-L. Dufresne, 2014: Spread in model climate sensitivity traced to atmospheric convective mixing. *Nature*, **505**, 37-42.
- Sobel, A. H., J. Nilsson and L. M. Polvani, 2001: The weak temperature gradient approximation and balanced tropical moisture waves. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 3650-3665.
- Sugi, M. and J. Yoshimura, 2004: A mechanism of tropical precipitation change due to CO₂ increase. *J. Climate*, **17**, 238-243.
- Sutton, R. T., B. Dong and J. M. Gregory, 2007: Land/sea warming ratio in response to climate change: IPCC AR4 model results and comparison with observations. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L02701, doi:10.1029/2006GL028164.
- Ueda, H., A. Iwai, K. Kuwako and M. E. Hori, 2006: Impact of anthropogenic forcing on the Asian summer monsoon as simulated by eight GCMs. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L06703, doi:10.1029/2005GL025336.
- 渡部雅浩, 2014: ハイエイタス. *天気*, **61**, 277-279.
- Watanabe, M. *et al.*, 2010: Improved climate simulation by MIROC5: Mean states, variability, and climate sensitivity. *J. Climate*, **23**, 6312-6335.
- Watanabe, M., H. Shiogama, M. Yoshimori, T. Ogura, T. Yokohata, H. Okamoto, S. Emori and M. Kimoto, 2012: Fast and slow timescales in the tropical low-cloud response to increasing CO₂ in two climate models. *Clim. Dyn.*, **39**, 1627-1641.
- Wyant, M. C., C. S. Bretherton, P. N. Blossey and M. Khairoutdinov, 2012: Fast cloud adjustment to increasing CO₂ in a superparameterized climate

- model. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 4, M05001, doi: 10.1029/2011MS000092.
- 吉森正和ほか, 2012a: 気候感度. Part 1: 気候フィードバックの概念と理解の現状. *天気*, 59, 5-22.
- 吉森正和ほか, 2012b: 気候感度. Part 2: 不確実性の低減への努力. *天気*, 59, 91-109.
- Zelinka, M. D., S. A. Klein, K. E. Taylor, T. Andrews, M. J. Webb, J. M. Gregory and P. M. Forster, 2013: Contributions of different cloud types to feedbacks and rapid adjustments in CMIP5. *J. Climate*, 26, 5007-5027.

Rapid Climate Response to Increasing CO₂

Youichi KAMAE*

* *National Institute for Environmental Studies, 16-2 Onogawa, Tsukuba, Ibaraki, 305-8506, Japan.*

(Received 15 January 2015; Accepted 2 March 2015)
