

気候感度

Part 1：気候フィードバックの概念と理解の現状

吉森正和*¹・横畠徳太*²・小倉知夫*²・大石龍太*¹
 河宮未知生*³・塩竈秀夫*²・對馬洋子*⁴・小玉知央*³
 野田 暁*³・千喜良 稔*³・竹村俊彦*⁵・佐藤正樹*^{1,3}
 阿部彩子*^{1,3}・渡部雅浩*¹・木本昌秀*¹

1. はじめに

人間活動が気候に与える影響など、気候システムが外部から与えられた摂動に対してどのように応答するかという問題は、気候の研究において最も重要な課題の1つである。気候システムが一定の入力に対してどのくらい大きな応答を示すかを表す概念を気候の感度と言う。1979年に米国科学アカデミーによってまとめられた、いわゆるチャーニーレポート (Charney *et al.* 1979) 以来、気候変動に関する政府間パネルによる最新の第4次評価報告書 (IPCC 2007, 以降IPCC-AR4) も含め、最も頻繁に使用されている (平衡) 気候感度 (equilibrium climate sensitivity) という用語は、大気中の二酸化炭素 (CO₂) 濃度を2倍にしたまま一定に保ち、気候システムが平衡状態になったときの全球・年平均した地表面温度の変化 (ΔT_{2x}) で定義される。この値は、他の様々な気候変化の大きさの目安になり、全球平均気温変化量が政策決定の場において気候安定化目標としてよく参照されることから、非常に重要な指標である。IPCC-AR4では、気候モデル、測器観測、古気候復元を統合的に利用して $\Delta T_{2x} = 2 \sim 4.5^\circ\text{C}$ (信頼区間66%) を提示した。この推定幅を狭めることは当然重要な課題であるが、その

推定に至った過程にも不確実性が存在するため、さまざまな角度からこの推定を検証することにも大きな意義がある。そこで、本解説では、気候感度に関する基礎的概念から最新の知見までを Part 1～Part 3 に分けて紹介する。

気候感度を議論する際には、一般に、大気や雪、海水の応答に起因する、比較的「速い」フィードバックによる気温変化のみが考えられており、植生分布や氷床の変化といった比較的「遅い」フィードバックは考慮されていない。将来の気候変化を考える上では、最終的に行き着く先として、またそこへの過程を理解する上でも、これらのフィードバックも含めた気候の感度を考えることが重要になる。前述の速い気候感度がチャーニー感度 (CS) と呼ばれるのに対し、遅いフィードバックも含めた気温変化は地球システム (気候) 感度 (ESS) と呼ばれる。時間スケールで厳密に両者を区別することは不可能であるが、だいたいの目安として、CS は海洋表層が熱的平衡状態になる数年から数十年のスケール、ESS は数十年から百年以上のスケールと考えることができる。

本稿では、まず気候フィードバックの定式化について解説し (第2.1節)、次に個々の速いフィードバックについて紹介する (第2.2～2.6節)。その後、ESS に関係する植生フィードバックについて触れる (第2.7節)。また、CS や ESS では、CO₂濃度2倍の一定条件下での気候応答を考えているが、現実には気候変化に伴って大気中のCO₂濃度も変動し、またそれがさらなる気候変化をもたらす。この炭素循環フィードバックについては第2.8節で取り扱う。なお、現実の過渡的な気候応答を理解する上では、次節で述べる放

*¹ 東京大学大気海洋研究所。

*² 国立環境研究所。

*³ 海洋研究開発機構地球環境変動領域。

*⁴ Met Office Hadley Centre。

*⁵ 九州大学応用力学研究所。

—2011年5月24日受領—

—2011年11月4日受理—

射強制－気候フィードバックと同様に海洋の熱吸収過程も重要であるが、本稿ではその詳細には踏み込まない。

2. 気候フィードバック

2.1 フィードバックパラメータ

気候システムへの入力の大さを定量的に表す指標としては、放射強制力 (radiative forcing) がよく用いられる。放射強制力は、放射収支を変えるような外的パラメータへの摂動が加えられた場合に起こる、ある高度における下向きを正とする正味の放射フラックスの変化で定義され、通常 Wm^{-2} で表される。放射伝達によって「瞬時に」放射フラックスは変化するが、これに伴って大気中の放射フラックスの取束も変化するため、大気温度の上昇や低下が引き起こされる。この大気温度の変化に起因するさらなる放射収支の変化を調節と呼ぶが、どの調節までを含めるかによって、瞬時放射強制力、成層圏調節後放射強制力、対流圏・成層圏調節後 (または地表面温度固定) 放射強制力の3種類がある。一方、地表面温度変化は気候システムの応答 (出力) と考えるため、これに起因する放射収支の変化は放射強制力 (入力) には含まない。これらの詳細については中島・竹村 (2009) を参照されたい。本稿では、特に断りの無い限り、放射強制力として成層圏調節後の大気上端における正味放射フラックスを考える。このフラックスは成層圏の力学的調節を無視すると対流圏界面での値に等しい (吉森・阿部 2009)。

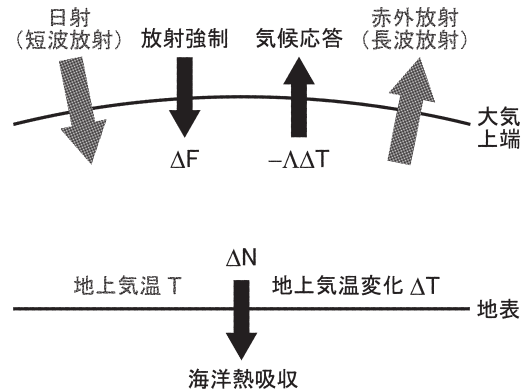
気候感度は放射強制力 (ΔF) にも依存するため、次式で定義される気候感度パラメータを考えることが重要である：

$$S \equiv \Delta T / \Delta F \quad (1)$$

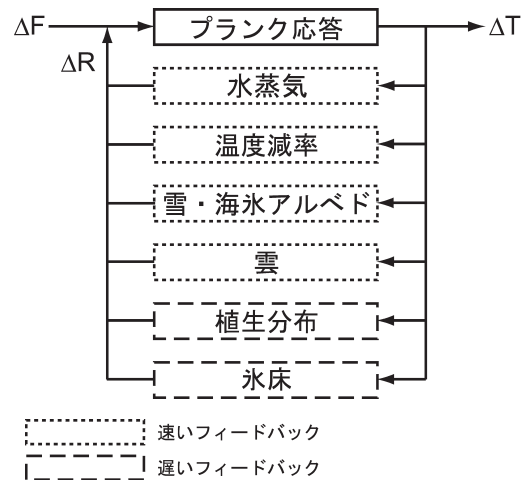
ここで ΔT は全球平均地表面温度変化である。

気候システムは外部から正の放射強制力が加えられると、その一部が海洋などに吸収され (Levitus *et al.* 2005)、残りのエネルギーが、大気・地表・海洋の温度上昇を通して宇宙空間に捨てられ、系全体としてエネルギーのバランスを保つ (第1図)。負の放射強制力に対しては逆の応答をする。このとき、大気の鉛直温度変化を均一と仮定した最も基本的な応答をプランク (またはステファン・ボルツマン) 応答と呼ぶ。実際には、地表面温度変化に伴って、大気中の水蒸気

量、気温の鉛直プロファイル (温度減率)、雲の分布、雪氷による地表面の反射率 (アルベド) などにも変



第1図 地球表層システムのエネルギーバランス：放射強制と気候フィードバック。 ΔN は厳密には大気上端での放射収支の変化であるが (本文参照)、全球平均では海洋の熱吸収量にほぼ等しい。



第2図 気候フィードバックの概念。 ΔF ：放射強制力、 ΔT ：地表面温度変化、 ΔR ：フィードバックによってもたらされた大気上端での放射フラックスの変化。点線枠はチャーニー感度に関する速いフィードバックを表し、破線枠は地球システム感度に特に関係する遅いフィードバックを表す。チャーニー感度を考える際には、破線枠は境界条件に組み込まれる。実際には、植生の変化が大気上端での放射フラックスだけでなく蒸発散も変化させ、氷床がアルベドだけでなく地表面高度も変えるため、放射収支以外の効果もあり、より複雑である。

化する。これが放射収支にさらなる変化をもたらすため、最終的な地表面温度変化はプランク応答が増幅または抑制されたものと考えられることができる。これを気候フィードバックまたは放射フィードバックと言う(第2図, 第3図)。気温変化のメカニズムを理解するためには、個々のフィードバックが大気上端での放射収支に与える効果を定量的に考えることが有効である(Hansen *et al.* 1984; Schlesinger 1988; Wetherald and Manabe 1988; Bony *et al.* 2006)。なお、以下で述べるよりさらに一般化された定式化については、Lu and Cai (2009) と Cai and Lu (2009) を参照されたい。

任意の時刻における大気上端での放射収支 N は、放射強制要素 x_i と気候場 μ_j によって次のように表される。

$$N = N(x_i, \mu_j) \quad ; \quad i=1, 2, \dots; j=1, 2, \dots \quad (2)$$

x_i と μ_j の例としては、それぞれ大気中の CO_2 濃度と雪のアルベドが挙げられる。放射収支の変化は

$$\Delta N = \Delta F + \sum_j \frac{\partial N}{\partial \mu_j} \Delta \mu_j + (\text{高次の項}) \quad (3)$$

で与えられる。気候場の変化が全球平均地表面温度変化の関数：

$$\Delta \mu_j = \frac{d\mu_j}{dT} \Delta T \quad (4)$$

と仮定し、高次の項を無視すると

$$\Delta N = \Delta F + \Lambda \Delta T \quad (5)$$

と書ける。ここで

$$\Lambda \equiv \sum_j \Lambda_j \quad ; \quad \Lambda_j \equiv \frac{\partial N}{\partial \mu_j} \frac{d\mu_j}{dT} \quad (6)$$

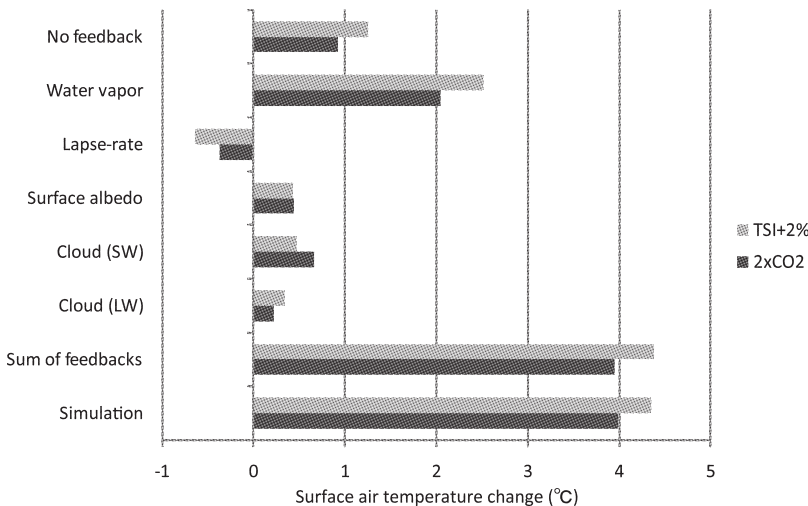
は、フィードバックパラメータと呼ばれ、CS に関わる速いフィードバックの主な項を明記すると

$$\Lambda = \Lambda_P + \Lambda_q + \Lambda_r + \Lambda_A + \Lambda_c \quad (7)$$

となる(第2図)。添え字の P, q, r, A, C はそれぞれ、プランク応答、水蒸気フィードバック、温度減率フィードバック、アルベドフィードバック、雲フィードバックを表し、通常 $\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$ で表される。

ここでは、正のフィードバックが正の値になるように定義しているが、フィードバックパラメータを $\lambda = -\Lambda$ として定義する場合も多いので注意が必要である。なお、ここまでの定式化では平衡状態は仮定していないこと、気候システムが安定であるためには $\Lambda < 0$ であることに注意する。なお、上述の定式化に関連して、Stephens (2005) では雲フィードバックに代表されるようにフィードバックには地域性も重要であり、全球平均温度変化だけで決まる保証がないという問題点があることが議論されている。

平衡状態では、式(5)の左辺は全球平均するとゼロ



第3図 地上気温変化への寄与で表した速いフィードバックの解析例。全太陽放射照度2%増加実験(TSI+2%)とCO₂倍増実験(2xCO₂)。上から、プランク応答、水蒸気、温度減率、アルベド、雲(短波)、雲(長波)のフィードバック、それらの合計、実験で得られた気温変化。2xCO₂はYoshimori *et al.* (2009) のデータを使用して作成。TSI+2%実験はYoshimori *et al.* (2009) に従い今回新たに計算した。フィードバックパラメータから地上気温変化寄与への換算は吉森・阿部(2009)を参照されたい。

($\Delta F = -\Lambda \Delta T$) であるから、気候感度パラメータ S とフィードバックパラメータ Λ の間には次の関係がある：

$$S = -\Lambda^{-1} \quad (8)$$

プランク応答以外のフィードバックが無い仮想的な系での温度変化を ΔT_0 とすると、 $\Delta F = -\Lambda_P \Delta T_0$ であるから、システムのフィードバックファクターは

$$f \equiv \Delta T / \Delta T_0 = \Lambda_P / \Lambda = 1 / (1 - g) \quad (9)$$

で与えられ、フィードバックゲインは

$$g \equiv (\Delta T - \Delta T_0) / \Delta T = \sum_j g_j$$

$$g_j \equiv -\Lambda_j / \Lambda_P \quad (j \neq P) \quad (10)$$

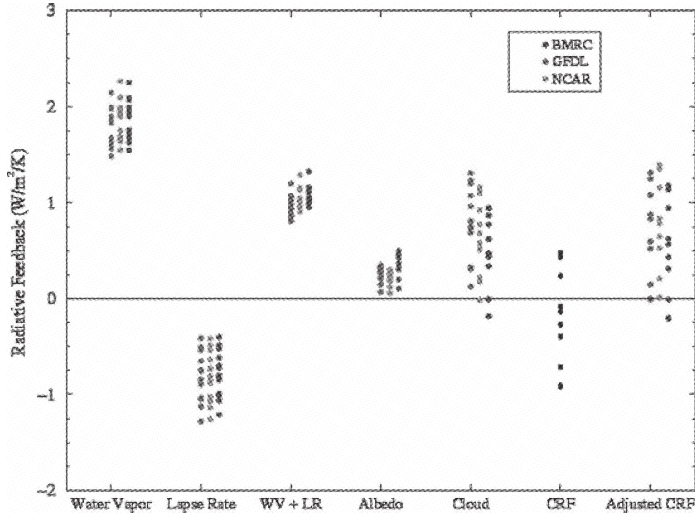
で与えられる (Hansen *et al.* 1984). なお、式(10)の g をフィードバックファクターと呼ぶ文献もあるので注意が必要である。式(8)~(10)より、プランク応答を除いた式(7)の4つのフィードバックが正に大きい程、気候感度も大きくなることわかる ($\Lambda_P < 0$ であることに注意)。第4図に示され、また第2.6節でも詳述するように、この中では雲フィードバックの不確実性が最も大きい。また、式(9)の非線形性により、フィードバックの不確実性を小さくしても、気候感度の高い側の不確実性はあまり下がらない (第5図)。

ところで、過渡応答時に式(5)を適用してフィードバックパラメータ Λ を求め、CO₂倍増時の放射強制力 ΔF_{2x} を使って

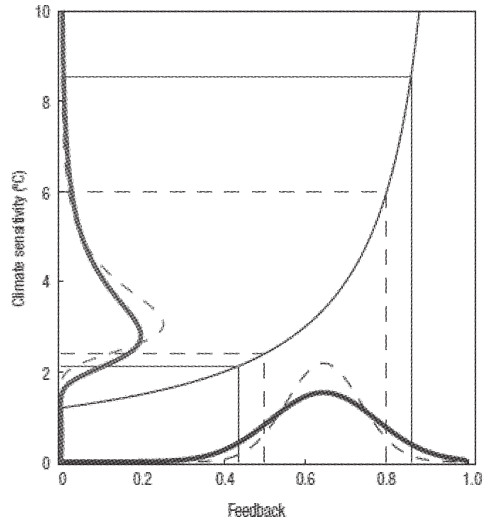
$$\Delta T_{2x} = -\Delta F_{2x} / \Lambda \quad (11)$$

として求められる温度変化は有効気候感度 (effective climate sensitivity) と呼ばれる (Murphy 1995 ; Senior and Mitchell 2000 ; Williams *et al.* 2008).

考慮される放射強制要素 (CO₂, 太陽放射照度, 各



第4図 3つの異なる気候モデルの放射カーネル (左から GFDL, NCAR, BMRC) を用いて解析した IPCC-AR4 に使用された14の気候モデルのフィードバックパラメータ。放射カーネルについては第7図を参照されたい。横軸は左より、水蒸気、温度減率、水蒸気と温度減率、アルベド、雲のフィードバック。CRFは雲放射強制力を表し、右端は補正されたCRFである。Soden *et al.* (2008) の Fig.7 を複製。



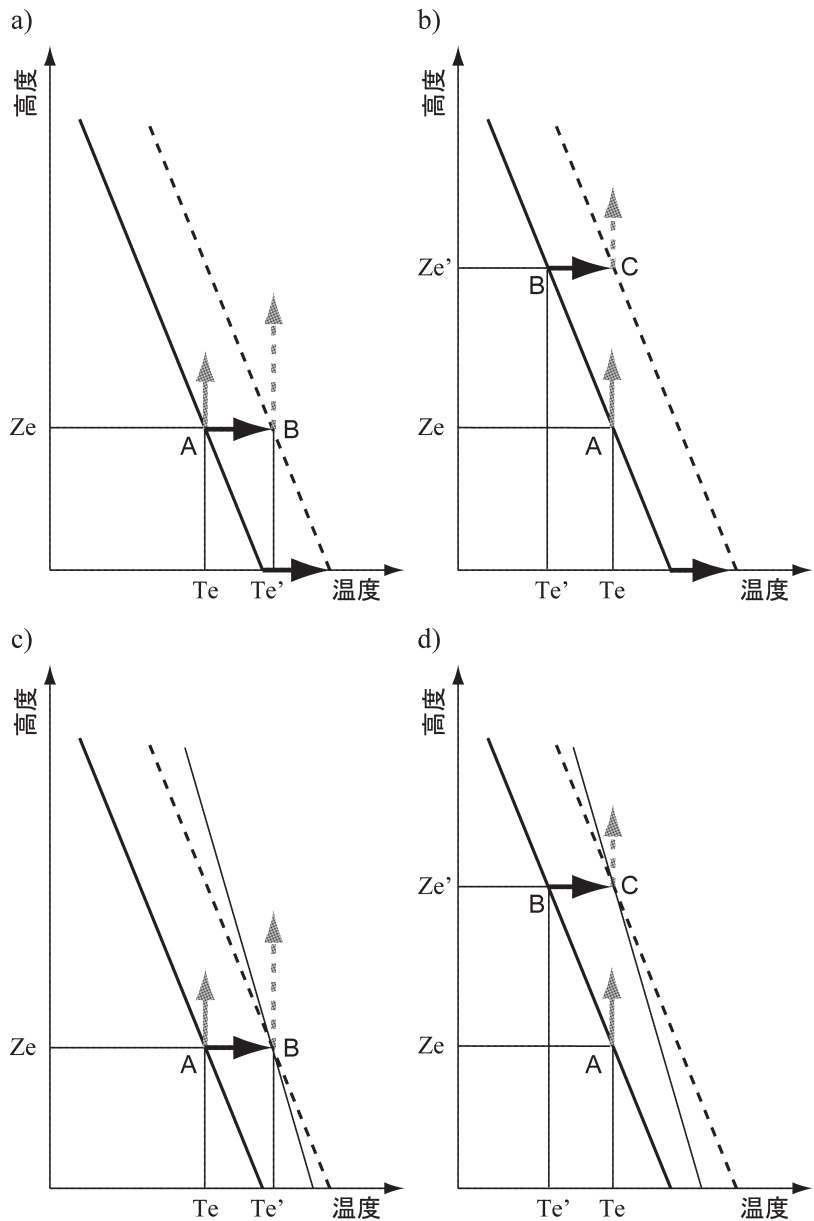
第5図 フィードバックゲイン (横軸 g) と気候感度 (縦軸 ΔT_{2x}) の関係を表す模式図。右上がりの曲線は式(9) $\Delta T_{2x} = \Delta T_0 / (1 - g)$ に対応する。縦横の実直線は5~95%の範囲を示し、点直線はフィードバックの不確実性が30%減少した場合を表し、それぞれに対応した確率分布曲線が付随して記載されている。Knutti and Hegerl (2008) の Fig.2 を複製 (Reprinted by permission from Macmillan Publishers Ltd).

種人為・自然起源エアロゾルなど)の種類が増えるにつれ、式(1)で与えられる、従来の成層圏調節後放射強制力で規格化された気候感度パラメータが強制要素ごとに異なることが明らかになってきた (Hansen *et al.* 1997, 2005). CO_2 を強制要素としたときの気候感度パラメータとの比はエフィカシー (efficacy) と呼ばれ (Hansen *et al.* 2005), エフィカシーが1より小さい強制要素は 1 Wm^{-2} 当たりの気温変化量が CO_2 よりも小さいことを意味する. この気候感度パラメータのばらつきは、放射吸収特性の強い黒色炭素や対流圏オゾンなどが、吸収した熱で直接大気を暖めることに起因する放射フラックスの変化 (対流圏調節) が上記の放射強制力に含まれていないことを反映している (Yoshimori and Broccoli 2008とその引用文献参照). したがって、式(1)において対流圏・成層圏調節後放射強制力で規格化すると、気候感度パラメータのばらつきは大幅に小さくなる (Shine *et al.* 2003). 最近では、これまで考慮されなかった、 CO_2 の放射吸収による直接的な大気加熱に対する雲の調節プロセス (準直接効果) も注目されている (Lambert and Faull 2007; Gregory and Webb 2008). Andrews and Forster (2008) は、従来考えられてきた雲フィードバックのモデル間差異 (第4図)の一部は、この準直接効果によるもので、地表面温度変化に対する応答としての雲フィードバックの不確実性はこれま

で考えられてきたよりも小さい可能性を指摘した.

2.2 プランク応答

前述のように、プランク応答は放射冷却を通して大気上端での放射収支の過不足を解消するために起こる温度の増減である. 第6図aと第6図bにそれぞれ太陽放射と CO_2 濃度が増加した場合についての模式図



第6図 太陽放射が増加した場合(a)と CO_2 濃度が増加した場合(b)のプランク応答と太陽放射が増加した場合(c)と CO_2 濃度が増加した場合(d)の温度減率フィードバックの模式図.

を示す。いま、摂動を与える前の基本場では、有効射出高度と有効射出温度がAにあるとする。地球システムに入ってくる正味の太陽エネルギーが増加したとすると（第6図a）、鉛直温度勾配が変わらないという仮定の下では、有効射出温度 T_e を T_e' に上げて過剰エネルギーを宇宙空間に射出するため、大気温度および地表面温度はともに上昇する（A → B）。一方、CO₂は長波に吸収帯が存在するため、濃度が増加すると（第6図b）、長波に対する大気の光学的厚さが増し、有効射出高度 Z_e が高くなる（A → B）。つまり、有効射出温度が T_e' に下がってしまう。入射してくる太陽エネルギーは変わらないため、基本場と同量のエネルギーを宇宙空間に射出するためには Z_e' での有効射出温度を T_e にする必要がある（B → C）、鉛直温度勾配が変わらないという仮定の下では、地表面も含め大気全体の温度が上昇する。

ステファン・ボルツマンの放射法則を用いると、 $\Delta T_e = \Delta T = 1^\circ\text{C}$ あたりの大気上端での放射フラックスの変化は

$$\Delta P = -\frac{\partial(\sigma T_e^4)}{\partial T_e} \frac{dT_e}{dT} = -4\sigma T_e^3 \quad (12)$$

として求められる。ここで、 σ はステファン・ボルツマン定数である。 T_e は地球を黒体と仮定したときの有効射出温度であり、観測可能な大気上端での上向き長波放射（OLR）から

$$OLR = \sigma T_e^4 \quad (13)$$

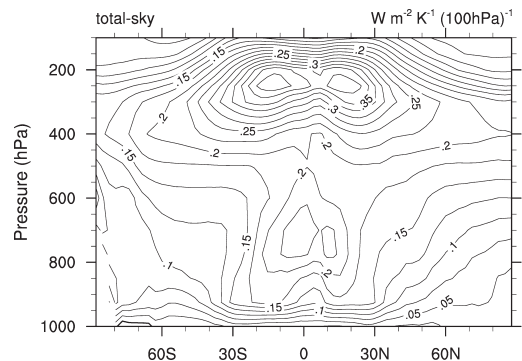
として見積もることができる。現在の気候では、 $OLR \approx 235 \text{ W m}^{-2}$ (Kiehl and Trenberth 1997) であるから、 $\Delta A_P \approx -3.3 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ が得られる。

2.3 水蒸気フィードバック

水蒸気は長波に多くの吸収帯を持ち (Hartmann 1994; 柴田 1999; Harries *et al.* 2008)、現在気候の平均場において約50%を担う最も強い温室効果ガスである (Schmidt *et al.* 2010)。全球気候モデル (GCM) による将来予測においても、最も強い正のフィードバックをもたらすことが示されている (Colman 2003; 第4図)。なお、わずかではあるが短波も吸収する。気温の上昇はクラウドジウス・クラベイロンの関係により飽和水蒸気圧を増加させ、観測やGCMが示しているように相対湿度があまり大きく変わらないとすると、大気中の水蒸気量が増加することにな

る。結果として、水蒸気は主に長波の吸収による温室効果により正のフィードバックをもたらす。このプロセスは大気の光学的厚さを大きくするという点で、第6図bと同様である。通常、水蒸気の絶対変化量は対流圏下層で最も大きい、放射効果を決める相対変化量は対流圏上層で大きい。これは、もともとの温度が低いことと熱帯では鉛直温度プロファイルが近似的に湿潤断熱減率に従い上層での温度変化が下層よりも大きいことによる。また、有効射出高度を上げることから、対流圏上層の寄与が重要になる (Held and Soden 2000; Colman 2001; Shell *et al.* 2008; Soden *et al.* 2008; 第7図)。

観測による水蒸気フィードバックの研究では、初期はその符号について、最近ではより定量的な議論がなされている。Rind *et al.* (1991) は、季節変化と地域差を利用して気温、対流活動、水蒸気量に正の相関があることを示し、水蒸気フィードバックが正であると主張した。Wentz and Schabel (2000) と Trenberth *et al.* (2005) は、経年変動と十年規模のトレンドにおいて、海面水温、対流圏下層の気温、可降水量に良い相関があることを示した。水蒸気量の観測手法の概要と可降水量のトレンドについては Sherwood *et al.* (2010a) を参照されたい。一方で、可降水量は水蒸気の豊富な対流圏下層の水蒸気量の変動を主に反映しているため、水蒸気フィードバックにとって重要な対



流圏上層の変動の証拠としては弱い。Soden *et al.* (2002) は、ピナツポ火山噴火後に可降水量だけでなく対流圏上層の水蒸気量も対流圏下層の気温とともに減少し、その量は相対湿度を一定と仮定した場合に予測されるものとほぼ一致し、GCMによるシミュレーションと整合的であることを示した。さらに、モデルにおいて水蒸気フィードバックを人工的に抑制すると、観測された気温変化を全く再現できないことを示し、水蒸気フィードバックの重要性を強調した。また、Soden *et al.* (2005) では、経年変動と十年規模のトレンドにおいても対流圏上層の水蒸気量が対流圏の代表的な温度とともに変動し、GCMの結果と整合的かつ相対湿度が一定と仮定した場合と同様の変化をしていることを示した。同様の結論は Minschwaner *et al.* (2006) や Gettelman and Fu (2008) によっても得られている。ただし、相対湿度一定というのはあくまでも大局的な描像であり、Sherwood *et al.* (2010b) では相対湿度の変化の空間パターンをモデルと観測から論じている。なお、海面水温と水蒸気フィードバックの関係は熱帯の深い対流を通して生じることが観測データから指摘されている (Su *et al.* 2006)。

最近の研究では、水蒸気フィードバックパラメータ A_q の推定も行われている。Forster and Collins (2004) は、ピナツポ火山噴火後の水蒸気量の変動が放射収支にもたらす影響を計算し、約 $1.6 \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-1}$ と見積もった。一方、Dessler *et al.* (2008) は、エルニーニョ・南方振動 (ENSO) を利用して約 $2.04 \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-1}$ という値を得た。これらの値は、Soden and Held (2006) のマルチモデル解析で得られた温暖化実験における $1.6 \sim 2.1 \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-1}$ と整合的である。しかし、Dessler and Wong (2009) では、ENSOにおけるマルチモデルと再解析データの比較から、GCMの水蒸気フィードバックパラメータは再解析データの大きな不確実性の範囲内には入るが、過小評価している可能性を指摘した。また、ENSOにおける水蒸気フィードバックパラメータは、長期の温暖化実験における値よりも大きく、ENSOによってフィードバックを推定することの限界を指摘した。

上述の研究は、水蒸気フィードバックが負であるという主張 (Lindzen 1990) を強く退けるとともに、GCMにおいて、相対湿度があまり大きく変化しないことの妥当性と水蒸気フィードバックが現実的に表現されていることを支持する。しかし、将来予測という

点では、火山噴火応答や ENSO における水蒸気フィードバックがどの程度温室効果ガスの増加が引き起こす水蒸気フィードバックの目安になり得るかという問題や経年変動やトレンドの解析に使用される観測データの短さに起因する不確実性が残されている (Bony *et al.* 1995)。一方で、水蒸気フィードバックが人間活動を起源とする温室効果ガスの増加により引き起こされていることが示されつつある (Philipona *et al.* 2005; Santer *et al.* 2007)。

2.4 温度減率フィードバック

プランク応答では鉛直温度勾配を一定と仮定したのに対し、温度減率フィードバックは鉛直温度勾配が変化することによりもたらされるフィードバックを指す。第 6 図 c と第 6 図 d にそれぞれ太陽放射と CO_2 濃度が増加した場合についての模式図を示す。これらは、それぞれ第 6 図 a と第 6 図 b に新しい鉛直温度プロファイル (細い実線) を描き加えたものである。図から明らかなように、鉛直温度勾配の変化によって、地表面温度変化はプランク応答よりも大きくなったり小さくなったりする。一般に、低緯度では地表面に比べて水蒸気凝結に伴う潜熱解放により上空での温度変化が大きいため、地表面温度変化はプランク応答より小さくてもシステムのエネルギーバランスを保つことができる (負のフィードバック)。逆に成層の強い高緯度では気温変化が下層に閉じ込められるため、地表面温度変化はプランク応答よりも大きくなる (正のフィードバック)。全球平均としては負のフィードバックであることが多いが、正となるモデル実験例も報告されている (Colman and McAvaney 1997; Yoshimori *et al.* 2009)。

一般に、全球平均した水蒸気フィードバックと温度減率フィードバックには逆相関の関係がある。このため、モデルのばらつきを不確実性の大きさと仮に考えると、両者を合計したフィードバックの不確実性はそれぞれの不確実性よりも小さくなる (Colman 2003; Soden and Held 2006; Sanderson *et al.* 2010; Yoshimori *et al.* 2011; 第 4 図の「WV+LR」のばらつきは「Water Vapor」と「Lapse Rate」のそれぞれのばらつきよりもはるかに小さい)。これは、熱帯における湿潤断熱減率が規定するように、地表でのわずかな気温変化に対応して対流圏での温度変化が大きい場合には、クラウドジウス・クラペイロンの関係により水蒸気量の変化も大きくなり、逆に、水蒸気量の変化が大きい場合には潜熱解放の変化も大きくなり、結果

的に対流圏での温度変化を大きくするためである。衛星観測データから求められた季節変化における水蒸気と温度減率のフィードバックの合計は、GCMと整合的かつ温暖化実験でも同程度の大きさであることが示されている (Tsushima and Manabe 2011)。一方、十年規模変動では見積もりの不確実性幅が非常に大きい (Forster and Gregory 2006)。

温度減率フィードバックを検証するための対流圏温度のトレンドについては、長い議論の歴史がある。ラジオゾンデ観測は、記録は長い空間サンプリングが限られており、衛星データは全球をカバーするが期間は短い。ここではその詳細には立ち入らないが、どちらも測器システムの変更やその他の影響を除くための補正に困難が伴う (e.g., CCSP 2006; Lanzante and Free 2008; Sherwood *et al.* 2008)。しかし、GCMと観測の隔たりは縮まる方向にある。特に、気温観測より信頼性の高い風のゾンデ観測データを利用して、地衡風関係から求めた対流圏温度トレンドを検証した研究では、モデルと観測の間に良い一致が見られた (Allen and Sherwood 2008)。今後は、極域も含めて対流圏温度データの整備がさらに進むことが期待される (Bitz and Fu 2008; Grant *et al.* 2008; Graversen *et al.* 2008; Thorne 2008; Screen and Simmonds 2010)。

2.5 アルベドフィードバックと極域の気温変化増幅

雪や氷は裸地や植生に覆われた地面、あるいは海面に比べ、短波に対して高い反射率を持つ。一般に気温の上昇は雪や海水の融解をもたらす、よりアルベドの低い地面や海面がさらされることによって大気表層システムが正味吸収するエネルギーが増加するため、さらなる気温の上昇を引き起こす。逆に、気温の低下は地表面のアルベドを大きくし、さらなる気温の低下をもたらす。こうした正のフィードバックは雪氷アルベドフィードバック、あるいは地表面アルベドフィードバック (SAF) として古くから認識されている (Budyko 1969; Sellers 1969; Robock 1985)。

温室効果ガスの増加によってもたらされる温暖化が高緯度において特に大きくなること (極域増幅: polar amplification) は、古くから気候モデルによって示され、その際、雪氷の変化が重要な役割を果たすこともよく認識されている (Manabe and Stouffer 1979)。海水が融解することによって夏の海洋表層での短波の吸収量が増え、薄くなった氷を通して冬に効

率的に海洋から大気に熱が放出される。極域の大気は冬に特に成層が強いため、熱の輸送は下層に閉じ込められ、温暖化が顕著に現れる (Robock 1983; Boé *et al.* 2009a; Serreze *et al.* 2009; Screen and Simmonds 2010)。

一方、SAF以外のメカニズムも重要であることが指摘されている (Winton 2006)。Hall (2004) と Graversen and Wang (2009) は、SAFを人工的に抑制したモデル実験を行い、極域増幅においてSAF以外のフィードバックがSAFと同程度あるいはそれ以上に重要な役割を果たすことを示した。SAF以外のプロセスとしては、黒体放射の温度に関する非線形性によりプランク応答が高緯度で大きいこと (Joshi *et al.* 2003) や低緯度に比べて蒸発による地表面温度変化の抑制が小さいこと、大気熱輸送の変化 (Solomon 2006; Cai 2005; Graversen *et al.* 2007; Graversen and Wang 2009)、高緯度の海洋熱輸送の変化 (Holland and Bitz 2003; Mahlstein and Knutti 2011)、水蒸気フィードバック (Graversen and Wang 2009)、雲フィードバック (Holland and Bitz 2003; Vavrus 2004; Graversen and Wang 2009)、温度減率フィードバック (Yoshimori *et al.* 2011) などの重要性が指摘されている。モデルについては新しい解析手法が提案されてはいるものの (Lu and Cai 2010)、これらの相対的な貢献度は定量的に評価されていない。最近の観測によっても極域増幅は確認されており (Serreze and Francis 2006)、極域増幅に関する理解は気候感度の問題はもとより、大気大循環や他地域の気候変化にとっても重要である (Rind 2008)。

一般に、温室効果を介するフィードバックは基本場の地表面と大気の温度差の大小によって影響を受ける。たとえば、極域の冬の強い成層下では、長波吸収体の増加が温室効果の増大をもたらすにくく、逆転層では水蒸気フィードバックは負になりうる (Soden *et al.* 2008)。Boé *et al.* (2009a) は、GCMが現在の北極における逆転層の強さを過大評価していることから、SAFによって上昇した気温が、温室効果を介するフィードバックの過小評価により実際より効率的にダンピングされ、結果的に温暖化時の極域増幅を過小評価している可能性を指摘した。

最近の観測では急激な海水の減少が報告されている (DeWeaver *et al.* 2008; Serreze *et al.* 2007; Zhang *et al.* 2008) 一方、気候モデルは海水面積の減少傾向を過小評価していることが指摘されている (Stroeve

et al. 2007). マルチモデルの解析では、現在の海水の再現性と極域増幅の関係が調べられ、現在の氷が薄く面積が大きいモデルほど将来の SAF が大きくなる傾向 (Holland and Bitz 2003; Flato *et al.* 2004; Boé *et al.* 2010) や、現在の氷が厚いモデルほど将来の氷の消失質量が大きい (Holland *et al.* 2010) ことが指摘されており、将来予測の手掛かりになる可能性がある。また、モデル間で見られた最近の海水面積の減少トレンドと将来の海水面積の相関関係を利用した予測も行われている (Boé *et al.* 2009b)。今後は、島田ほか (2010) や猪上 (2010) でも紹介されているように、詳細なプロセスレベルでのモデルの改善や検証が期待される。

北半球の陸上では、日射も多く積雪面積の大きな春において SAF が大きい。Qu and Hall (2006) は、マルチモデルを使用した陸上の SAF の解析において、惑星アルベドの変化が雪アルベドの変化に依存する項と雪アルベドの変化が気温の変化に依存する項に分離し、前者はモデル間のばらつきが小さく、また観測から見積もられた値にほぼ一致するが、後者はモデル間のばらつきが大きいことを示した。後者について、Hall and Qu (2006) は将来予測実験の長期変化と現在再現実験の季節変化の間に良い相関があることから、雪アルベドの気温変化に対する感度を観測データから規定できる可能性を指摘した。さらに、Qu and Hall (2007) は雪アルベドの変化を被覆率の変化に関係する項と雪の変質に起因する項に分離した結果、モデル間のばらつきは主に前者によると結論づけた。前者のばらつきは、被覆率の変化自体のばらつきではなく、主に有効雪アルベド (雪に完全に覆われた場合と全く覆われていない場合のアルベドの差) のばらつきによることも示した。一方で、観測では SAF の地域差と有効雪アルベドに相関は見られなかった (Fernandes *et al.* 2009)。今後は観測データを上手に活用することによってさらなる SAF の推定幅の低減が期待される。

2.6 雲フィードバック

雲フィードバックとは一般的に、外力に対する地表面温度の応答 ΔT が雲に変化をもたらし、その変化が大気上端の放射収支を通して ΔT を増幅または減衰する働きとして定義される。雲が大気上端の放射収支に及ぼす影響には (1) 太陽からの短波放射を反射する効果、(2) 地表や対流圏下層からの長波放射を吸収し、雲の温度に応じて射出することで大気上端からの上向

き長波放射を減らす効果 (温室効果) の 2 つがある。それぞれの働きの強さは雲の面積、高さ、光学特性に依存しており、例えば (2) の効果は高い雲ほど強く働く傾向がある。従って、雲フィードバックの値を知るには ΔT に起因する雲の変化を面積、鉛直分布、光学特性について正しく把握することが重要となる。

雲フィードバックの性質については観測や理論的な考察から様々な仮説が提案されている。例えば、気候が温暖化するとクラウジウス・クラペイロンの関係から水雲がより多くの水を含むようになり、アルベドが増加して気温の上昇を抑制するという負のフィードバックが提唱されている (Somerville and Remer 1984; Betts and Harshvardhan 1987)。しかし、衛星による全球的観測では気温と雲の光学的厚さの関係は緯度によって異なり、気温の増加が必ずしも光学的厚さの増加につながらないことが指摘されている (Tselioudis and Rossow 1994; Greenwald *et al.* 1995)。また、北米の地上リモートセンシング観測からは、気温が上昇した際に雲が物理的に薄くなることで光学的厚さが減少した例が報告されたほか、北太平洋でも気温の上昇に伴い雲量と雲の光学的厚さが共に減少する傾向が見られており、正のフィードバックの存在が示唆されている (Del Genio and Wolf 2000; Norris and Iacobellis 2005)。

一方、深い対流性の雲が分布する熱帯海洋上では、雲放射強制力の短波成分と長波成分がほぼ打ち消し合う性質が知られている (Ramanathan *et al.* 1989)。この性質は、雲が海面水温に及ぼす影響が小さいとする論拠として引用されるが、どの程度普遍的に成り立つ性質かは明らかでない。西部熱帯太平洋における衛星観測では海面水温が高いほど積雲に伴うかなとこ雲の面積が小さい傾向が認められたことから、水温の上昇と共に大気上端の長波放射が増加する負のフィードバックの可能性が指摘された (Lindzen *et al.* 2001)。この仮説は根拠となる解析結果に疑問が表明されたほか (Hartmann and Michelsen 2002)、異なる衛星データからは仮説と矛盾する傾向も報告されており (e.g., Del Genio and Kovari 2002)、「大きな負のフィードバック」という当初の主張はほぼ退けられている (Lin *et al.* 2002)。しかし、海面水温が積雲の微物理過程を通じて、かなとこ雲にどのように影響するか、という問題は残されており、今後の研究が求められている。Hartmann and Larson (2002) はクラウジウス・クラペイロンの関係についての考察と数値

実験の結果から、熱帯のかなとこ雲の温度は気候の変化に関わらずほぼ一定に保たれるという仮説を提唱した。この仮説は、対流雲に関係するフィードバックについて推定幅を低減する手掛かりを与える可能性を持っており、衛星観測や雲解像モデル、GCMによる計算を通して検証が進められている (e.g., Zelinka and Hartmann 2010)。

低緯度の境界層雲については、雲量の季節変化が対流圏下層の静的安定度と高い相関を示すことが知られている (Klein and Hartmann 1993)。この性質が現在と異なる気候条件でも成り立つと仮定した場合、温暖化は対流圏下層 (700hPa付近) の気温上昇を通して雲量の増加を招き、負のフィードバックが働く (e.g., Larson *et al.* 1999)。ただし、このフィードバックの強さは静的安定度の定義の仕方に依存することが後に指摘されている (Wood and Bretherton 2006)。その後、Caldwell and Bretherton (2009) は雲量と静的安定度の経験則を仮定せず、境界層過程をより詳細に表現したモデルを構築することで、海面水温上昇に対する境界層雲の応答を計算した。その結果は境界層雲の雲水量の増加であり、負のフィードバックの仮説を支持するものとなった。

以上の研究成果を踏まえつつ、GCMを用いた気候感度の推定が繰り返し実施されている。しかし推定値の持つ不確実性 (モデル間のばらつき) は依然として大きく、その最大の要因として雲フィードバックが挙げられている (Cess *et al.* 1990; Dufresne and Bony 2008; Soden and Held 2006; 第4図)。雲フィードバックの不確実性に対しては低緯度の下層雲の寄与が最も大きく、それに次いで中、高緯度の混合雲の役割も重要視されている (Webb *et al.* 2006; Bony and Dufresne 2005; Tsushima *et al.* 2006; Ogura *et al.* 2008)。GCMによる気候感度の推定について信頼性を高めるには雲フィードバックの不確実性の定量化、理解、低減が必要であり、その目標に向けた努力の一環として、物理摂動アンサンブル実験、複数モデル間の相互比較、観測データと高解像度モデル出力を活用したGCMの性能評価、およびGCMの物理過程の改良が実施されている。

2.7 植生フィードバック

本節では、CO₂倍増時の植生変化によるフィードバックのうち、炭素循環を除く、エネルギー収支と水収支に関わる部分について記述する。大気CO₂倍増時の、植生の変化から大気に与えるフィードバックに

ついて考えるためには、まず植生が倍増時にどのような影響を大気から受けるかを知る必要がある。現在の植生分布は、一般に現在の気温と降水の季節変化の特徴の組み合わせと対応していると考えられている (Köppen 1900)。これは、植生が陸上の異なる環境に適応して分化した結果であり、例えば古環境データの集積 (Prentice and Webb 1998) によって、現在と異なる気候下では植生分布が現在と異なっていたことが示されている。したがって大気CO₂倍増時には、植生はその状況下での気温・降水と対応したものとなり、また光合成に関わる大気CO₂濃度そのものの影響も受け、分布域は倍増前とは異なったものになると考えられる。このような現在と異なる植生分布を推定するためには、全球動態植生モデル (DGVM) を用いるのが一般的である。DGVMでは陸上の植生を温度帯・季節変化・草本などの特徴に基づき5~10種程度に分類し、それぞれの植生種が与えられた気候とCO₂濃度のもとでどのような分布となるかを、光合成過程から積み上げて計算する process-based なモデルである。Cramer *et al.* (2001) では、GCMを用いて行った IS92a IPCC シナリオ実験の結果と、シナリオのCO₂濃度それ自体を6つのDGVMにそれぞれ入力として与えた安定化シミュレーションを行った。その結果、西暦2000年 (約400ppm) と大気CO₂増加後の安定状態 (約800ppm) の植生分布を比較すると、ツンドラの縮小と亜寒帯林の北方への拡大がもっとも顕著であり、中低緯度では植生分布の変化は比較的小さかった。これは、極域増幅によって高緯度での気温上昇が大きい一方で、高緯度植生は生存可能な範囲が気温で規定されているために、他地域よりも応答が大きく現れたと考えられる。したがって、大気CO₂倍増時の気候感度に対して最も寄与する植生の応答は、気温上昇による亜寒帯林の極方向への拡大と考えてよい。ツンドラが森林に置き換わった場合の大気に対する影響は、主として短波放射の反射率の違い、およびそれに起因する雪氷アルベドフィードバックによる温暖化であることが指摘されている (Bonan *et al.* 1992 など多数)。

ここまでは一方向的な影響を考えてきたが、気候と植生分布は相互作用しているため、定量的に植生の気候感度に対するフィードバックを推定するには、GCMにDGVMを双方向結合したCO₂増加実験と、CO₂増加前 (1倍時) の植生分布に固定したGCMのCO₂増加実験とを比較する必要がある。そのような分

離実験を行った既存研究により、植生フィードバックによって大気CO₂増加時の全球平均気温の上昇が10%強程度増幅されることが示唆されている(Notaro *et al.* 2007; O'ishi and Abe-Ouchi 2009). この値は従来の知見のもとに行われたモデルシミュレーションの結果であり、そこには不確実性が存在する。まず、植生の正しいフィードバックを推定するためには、現在気候条件の下で植生分布が正しく表現されている必要がある。上記の高緯度を例にとると、CO₂増加前と後の森林限界線の位置の違いがそのまま緑化した面積となり、フィードバックの強度に直結する。したがって、1倍時実験を行った際のDGVMとGCM大気の内包する不確実性の両方が、フィードバック強度に影響を与える。また、温暖化時の高緯度植生の応答がどの程度大きいかにも不確実性が存在する。現実の植物は、異なる環境に長期間さらされることにより応答が鈍る効果(馴化)や、窒素・リン等の栄養によって律速を受ける側面などを持っており、これらの効果をモデルで表現していない場合には応答は過大評価される。また、中低緯度での植生変化が大気に与える影響も無視できない可能性がある。特に乾燥域では、大気CO₂濃度の増加による施肥効果(fertilization)と気孔閉鎖(stomatal closure)による水利用効率の上昇の相乗作用によって、植生が増加するというメカニズムも示唆されている(O'ishi *et al.* 2009)。しかし、大気CO₂増加に対して植物の光合成効率がどの程度増加するかも不確実性が大きい。植生モデルの光合成効率とCO₂濃度の関係は、あくまで研究室環境で測定した結果に基づいており、自然環境でCO₂を増加させる(FACE)実験で測定した光合成効率に比べて過大評価となっている(Long *et al.* 2006)。高緯度の場合と同様に、馴化や栄養律速を考慮しても、全般的に光合成効率の増加は定性的には疑いないと考えられているものの、その定量的な大きさについてはまだ議論の余地がある(Ainsworth and Rogers 2007)。植生フィードバックによる気候感度に対する寄与の不確実性を低減するためには、植物の環境変化に対する長期的な応答についての知見の確実性を上げていく必要がある。

2.8 炭素循環を介したフィードバック

水蒸気や雲、海洋熱吸収といった物理的機構による

フィードバックのほかに、近年では生物地球化学的過程、なかでも炭素循環を介したフィードバックが注目されている。炭素循環を介したフィードバックには、CO₂濃度が上昇することにより海陸の炭素吸収量が変化する「濃度-炭素循環フィードバック」と気温が上昇することにより炭素循環に影響を与える「気候-炭素循環フィードバック」とがある。Friedlingstein *et al.* (2006) はこれらの強度を数値化するための定式化を提案した。これについては伊藤(2010)による解説があるが、あくまで炭素循環に着目した定式化であり、物理的機構を通したフィードバックとの比較が困難と言う問題があった。これに対し、Friedlingstein *et al.* (2006) の成果を発展させた形でGregory *et al.* (2009) が提唱した定式化においては比較が可能になっているので、本節で紹介したい。

温暖化の過渡的応答における昇温 ΔT は、放射強制力 ΔF と次のような近似式をもって関係づけられる。

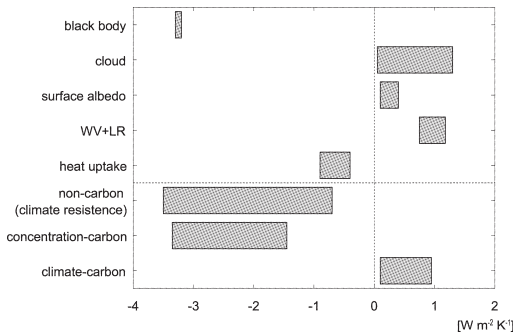
$$\Delta F = \rho \Delta T \quad (14)$$

ここで ρ は「気候抵抗」と呼ばれるパラメータであり、物理的機構によるフィードバック強度を表す。「気候フィードバックパラメータ」と異なり、海洋熱吸収の効果も含むことに注意する必要がある(Gregory and Forster 2008)。式(14)は、式(5)において $\Delta N = \kappa \Delta T$ を仮定し、 $\rho = \kappa - \lambda$ とおくことに相当する。 ΔN の大部分を占めるのは海洋熱吸収であり、これが昇温に比例するというのは、例えばNakićenović and Swart (2000)の排出シナリオに関する特別報告書(SRES)のシナリオのように放射強制力がゆっくりと単調増加する場合には妥当な近似と言える(Gregory *et al.* 2009)。このときの比例係数 κ は海洋熱吸収効率(ocean heat uptake efficiency)と呼ばれる(Gregory and Mitchell 1997; Raper *et al.* 2002)。さらに、大気中のCO₂濃度増加量 C が十分小さければ、 ΔF は比例係数 ϕ を用いて

$$\Delta F = \rho \Delta T = \phi C \quad (15)$$

と近似できる。一方、人為起源の炭素排出量 C_E は C と次の関係を持つ。

$$C_E = C + C_\beta + C_\gamma \quad (16)$$



第8図 上の5つはそれぞれ上から、プランク応答、雲、アルベド、水蒸気・温度減率(の合計)のフィードバックパラメータ (Λ)、および海洋熱吸収効率 ($-\kappa$, 定義については本文参照) を表す。下の3つはそれぞれ上から、上記5項の合計、濃度-炭素循環フィードバックと気候-炭素循環フィードバックの強さを表す。各項の評価方法については、Gregory *et al.* (2009) およびその引用文献を参照のこと。図は彼らによる Fig.2 をもとに作成。

ここで、 C_β と C_γ はそれぞれ、濃度-炭素循環フィードバックと気候-炭素循環フィードバックにより増減する海陸の炭素貯留量を表す。Friedlingstein *et al.* (2006) に倣い β , γ を比例係数として $C_\beta = \beta C$, $C_\gamma = \gamma \Delta T$ と表すことにし、式(16)の両辺に ϕ をかけると

$$\begin{aligned} \phi C_E &= \phi C + \phi C_\beta + \phi C_\gamma \\ &= \rho \Delta T + \beta \rho \Delta T + \phi \gamma \Delta T \end{aligned} \quad (17)$$

が得られる。式(17)の左辺は、「人為起源の CO_2 が全て大気中に留まったとした時の放射強制力」を表し、右辺の第1～3項はそれぞれ、物理的機構によるフィードバック、濃度-炭素循環フィードバック、気候-炭素循環フィードバックを表している。式(17)の各項を、既存のシミュレーション結果から見積って不確かさの見積りとともに示したのが第8図である。炭素循環を介したフィードバックは、物理的機構によるフィードバックに比べその絶対値、不確かさの幅ともに同程度の大きさを持つことがわかる。また、気候-炭素循環フィードバックに比べ注目されることの少ない濃度-炭素循環フィードバックの方が大きな不確かさを持つことは強調されてよい。

3. まとめ

本稿では、気候感度を定めるフィードバックを定量的に評価するための定式化と、個々のフィードバック過程についてその基礎的概念から近年注目を集めている植生や炭素循環を介したフィードバックに至るまでを紹介した。大気や雪、海水の応答に起因する伝統的な「速い」フィードバックに関しては、長い間指摘され続けているように、雲フィードバックに最も大きな不確かさがあり、その低減に向けた努力については、次稿の Part 2 で紹介する。水蒸気フィードバックと温度減率フィードバックについては、両者の相殺により不確かさという視点で注目されることは比較的少ないが、物理プロセスとしては必ずしもよく理解されておらず、観測によっても十分検証されていない。特に、水蒸気フィードバックに関しては観測データの短さからくる制限が大きく、温度減率フィードバックに関しては対流圏温度の観測データ間の相違からくる制限が大きい。アルベドフィードバックは、全球平均すれば小さな値であるが、地球温暖化の影響を最も強く受ける極域の応答を考える際には当然重要であり、気候モデルによる最近の温暖化トレンドの再現性の検証とその理解も含め、今後重点的に研究される必要がある。また、極域の気候変化にはアルベド以外の物理プロセスも重要であることを強調しておく。植生分布や氷床の変化といった比較的「遅い」フィードバックや、炭素循環フィードバックについては、その研究の歴史は浅いが、現在活発に研究が行われており、今後の発展が期待される。

謝辞

本稿の執筆に際し、環境省の地球環境総合推進費 (S-5) と文部科学省の21世紀革新プログラムの支援を受けました。本稿記載の計算結果の一部に、国立環境研究所のスーパーコンピュータ (NEC SX8R/128M16) を使用しました。建設的なコメントをいただいた査読者の方に感謝いたします。

略語一覧

AR4 : The Fourth Assessment Report 第4次評価報告書
 BMRC : Bureau of Meteorology Research Centre 気象研究センター局 (現・オーストラリア天気気候研究センター)
 CS : Charney Sensitivity チャーニー感度

- DGVM: Dynamic Global Vegetation Model 全球動態植生モデル
- ENSO: El Niño-Southern Oscillation エルニーニョ・南方振動
- ESS: Earth System Sensitivity 地球システム感度
- FACE: Free-Air CO₂ Enrichment 自然環境下での CO₂ 増加実験
- GCM: Global Climate Model 全球気候モデル
- GFDL: Geophysical Fluid Dynamics Laboratory 地球流体力学研究所
- IPCC: Intergovernmental Panel on Climate Change 気候変動に関する政府間パネル
- NCAR: National Center for Atmospheric Research 米国大気研究センター
- OLR: Outgoing Longwave Radiation 大気上端での上向き長波放射
- SAF: Surface Albedo Feedback 地表面アルベドフィードバック
- SRES: Special Report on Emissions Scenarios 排出シナリオに関する特別報告書
- 参 考 文 献**
- Ainsworth, E.A. and A. Rogers, 2007: The response of photosynthesis and stomatal conductance to rising CO₂: mechanisms and environmental interactions. *Plant Cell Environ.*, **30**, 258-270.
- Allen, R.J. and S.C. Sherwood, 2008: Warming maximum in the tropical upper troposphere deduced from thermal winds. *Nature Geosci.*, **1**, 399-403.
- Andrews, T. and P.M. Forster, 2008: CO₂ forcing induces semi-direct effects with consequences for climate feedback interpretations. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L04802, doi:10.1029/2007GL032273.
- Betts, A.K. and Harshvardhan, 1987: Thermodynamic constraint on the cloud liquid water feedback in climate models. *J. Geophys. Res.*, **92**, 8483-8485.
- Bitz, C.M. and Q. Fu, 2008: Arctic warming aloft is data set dependent. *Nature*, **455**, E3-E4.
- Boé, J., A. Hall and X. Qu, 2009a: Current GCMs' unrealistic negative feedback in the Arctic. *J. Climate*, **22**, 4682-4695.
- Boé, J., A. Hall and X. Qu, 2009b: September sea-ice cover in the Arctic Ocean projected to vanish by 2100. *Nature Geosci.*, **2**, 341-343.
- Boé, J., A. Hall and X. Qu, 2010: Sources of spread in simulations of Arctic sea ice loss over the twenty-first century. *Clim. Change*, **99**, 637-645.
- Bonan, G.B., D. Pollard and S.L. Thompson, 1992: Effects of boreal forest vegetation on global climate. *Nature*, **359**, 716-718.
- Bony, S. and J.-L. Dufresne, 2005: Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L20806, doi:10.1029/2005GL023851.
- Bony, S., J.-P. Duvel and H. Le Treut, 1995: Observed dependence of the water vapor and clear-sky greenhouse effect on sea surface temperature: comparison with climate warming experiments. *Clim. Dyn.*, **11**, 307-320.
- Bony, S., R. Colman, V.M. Kattsov, R.P. Allan, C.S. Bretherton, J.-L. Dufresne, A. Hall, S. Hallegatte, M. M. Holland, W. Ingram, D.A. Randall, B.J. Soden, G. Tselioudis and M.J. Webb, 2006: How well do we understand and evaluate climate change feedback processes? *J. Climate*, **19**, 3445-3482.
- Budyko, M.I., 1969: The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth. *Tellus*, **21**, 611-619.
- Cai, M., 2005: Dynamical amplification of polar warming. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L22710, doi:10.1029/2005GL024481.
- Cai, M. and J. Lu, 2009: A new framework for isolating individual feedback processes in coupled general circulation climate models. Part II: Method demonstrations and comparisons. *Clim. Dyn.*, **32**, 887-900.
- Caldwell, P. and C.S. Bretherton, 2009: Response of a subtropical stratocumulus-capped mixed layer to climate and aerosol changes. *J. Climate*, **22**, 20-38.
- CCSP, 2006: Temperature Trends in the Lower Atmosphere: Steps for Understanding and Reconciling Differences. A Report by the U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research [Karl, T.R., S.J. Hassol, C.D. Miller and W.L. Murray (eds.)]. Washington, D.C., 164pp.
- Cess, R.D. *et al.*, 1990: Intercomparison and interpretation of climate feedback processes in 19 atmospheric general circulation models. *J. Geophys. Res.*, **95**, 16601-16615.
- Charney, J.G., A. Arakawa, D.J. Baker, B. Bolin, R.E. Dickinson, R.M. Goody, C.E. Leith, H.M. Stommel and C.I. Wunsch, 1979: Carbon Dioxide and Climate: A Scientific Assessment. National Academy of Sciences, Washington, D.C., 34pp.
- Colman, R.A., 2001: On the vertical extent of atmospheric feedbacks. *Clim. Dyn.*, **17**, 391-405.
- Colman, R., 2003: A comparison of climate feedbacks in general circulation models. *Clim. Dyn.*, **20**, 865-873.
- Colman, R.A. and B.J. McAvaney, 1997: A study of general circulation model climate feedbacks deter-

- mined from perturbed sea surface temperature experiments. *J. Geophys. Res.*, **102**, 19383-19402.
- Cramer, W., A. Bondeau, F.I. Woodward, I.C. Prentice, R.A. Betts, V. Brovkin, P.M. Cox, V. Fisher, J.A. Foley, A.D. Friend, C. Kucharik, M.R. Lomas, N. Ramankutty, S. Sitch, B. Smith, A. White and C. Young-Molling, 2001: Global response of terrestrial ecosystem structure and function to CO₂ and climate change: results from six dynamic global vegetation models. *Global Change Biol.*, **7**, 357-373.
- Del Genio, A.D. and A.B. Wolf, 2000: The temperature dependence of the liquid water path of low clouds in the southern Great Plains. *J. Climate*, **13**, 3465-3486.
- Del Genio, A.D. and W. Kovari, 2002: Climatic properties of tropical precipitating convection under varying environmental conditions. *J. Climate*, **15**, 2597-2615.
- Dessler, A.E. and S. Wong, 2009: Estimates of the water vapor climate feedback during El Niño-Southern Oscillation. *J. Climate*, **22**, 6404-6412.
- Dessler, A.E., Z. Zhang and P. Yang, 2008: Water-vapor climate feedback inferred from climate fluctuations, 2003-2008. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L20704, doi:10.1029/2008GL035333.
- DeWeaver, E.T., C.M. Bitz and L.-B. Tremblay (eds.), 2008: Arctic Sea Ice Decline: Observations, Projections, Mechanisms, and Implications. Geophysical Monograph Series, Vol.180, AGU, Washington, D.C., 269pp.
- Dufresne, J.-L. and S. Bony, 2008: An assessment of the primary sources of spread of global warming estimates from coupled atmosphere-ocean models. *J. Climate*, **21**, 5135-5144.
- Fernandes, R., H. Zhao, X. Wang, J. Key, X. Qu and A. Hall, 2009: Controls on Northern Hemisphere snow albedo feedback quantified using satellite Earth observations. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L21702, doi:10.1029/2009GL040057.
- Flato, G.M. and participating CMIP modelling groups, 2004: Sea-ice and its response to CO₂ forcing as simulated by global climate models. *Clim. Dyn.*, **23**, 229-241.
- Forster, P.M. de F. and M. Collins, 2004: Quantifying the water vapour feedback associated with post-Pinatubo global cooling. *Clim. Dyn.*, **23**, 207-214.
- Forster, P.M. de F. and J.M. Gregory, 2006: The climate sensitivity and its components diagnosed from Earth Radiation Budget data. *J. Climate*, **19**, 39-52.
- Friedlingstein, P. *et al.*, 2006: Climate-carbon cycle feedback analysis: Results from the C⁴MIP model intercomparison. *J. Climate*, **19**, 3337-3353.
- Gettelman, A. and Q. Fu, 2008: Observed and simulated upper-tropospheric water vapor feedback. *J. Climate*, **21**, 3282-3289.
- Grant, A.N., S. Brönnimann and L. Haimberger, 2008: Recent Arctic warming vertical structure contested. *Nature*, **455**, E2-E3.
- Graversen, R.G. and M. Wang, 2009: Polar amplification in a coupled climate model with locked albedo. *Clim. Dyn.*, **33**, 629-643.
- Graversen, R.G., T. Mauritsen, M. Tjernström, E. Källén and G. Svensson, 2007: Vertical structure of recent Arctic warming. *Nature*, **451**, 53-56.
- Graversen, R.G., T. Mauritsen, M. Tjernström, E. Källén and G. Svensson, 2008: Graversen *et al.* reply. *Nature*, **455**, E4-E5.
- Greenwald, T.J., G.L. Stephens, S.A. Christopher and T. H. Vonder-Haar, 1995: Observations of the global characteristics and regional radiative effects of marine cloud liquid water. *J. Climate*, **8**, 2928-2946.
- Gregory, J.M. and P.M. Forster, 2008: Transient climate response estimated from radiative forcing and observed temperature change. *J. Geophys. Res.*, **113**, D23105, doi:10.1029/2008JD010405.
- Gregory, J.M. and J.F.B. Mitchell, 1997: The climate response to CO₂ of the Hadley Centre coupled AOGCM with and without flux adjustment. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 1943-1946.
- Gregory, J. and M. Webb, 2008: Tropospheric adjustment induces a cloud component in CO₂ forcing. *J. Climate*, **21**, 58-71.
- Gregory, J.M., C.D. Jones, P. Cadule and P. Friedlingstein, 2009: Quantifying carbon cycle feedbacks. *J. Climate*, **22**, 5232-5250.
- Hall, A., 2004: The role of surface albedo feedback in climate. *J. Climate*, **17**, 1550-1568.
- Hall, A. and X. Qu, 2006: Using the current seasonal cycle to constrain snow albedo feedback in future climate change. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L03502, doi:10.1029/2005GL025127.
- Hansen, J., A. Lacis, D. Rind, G. Russell, P. Stone, I. Fung, R. Ruedy and J. Lerner, 1984: Climate sensitivity: Analysis of feedback mechanisms. Hansen, J.E. and T. Takahashi (eds.): *Climate Processes and Climate Sensitivity*, Geophysical Monograph Series, **29**, AGU, 130-163.
- Hansen, J., M. Sato and R. Ruedy, 1997: Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Res.*, **102**, 6831-6864.

- Hansen, J. *et al.*, 2005: Efficacy of climate forcings. *J. Geophys. Res.*, **110**, D18104, doi:10.1029/2005JD005776.
- Harries, J., B. Carli, R. Rizzi, C. Serio, M. Mlynzcak, L. Palchetti, T. Maestri, H. Brindley and G. Masiello, 2008: The far-infrared Earth. *Rev. Geophys.*, **46**, RG4004, doi:10.1029/2007RG000233.
- Hartmann, D.L., 1994: *Global Physical Climatology*. International Geophysics Series, **56**, Academic Press, 411pp.
- Hartmann, D.L. and K. Larson, 2002: An important constraint on tropical cloud-climate feedback. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1951, doi:10.1029/2002GL015835.
- Hartmann, D.L. and M.L. Michelsen, 2002: No evidence for iris. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 249-254.
- Held, I.M. and B.J. Soden, 2000: Water vapor feedback and global warming. *Annu. Rev. Energy Environ.*, **25**, 441-475.
- Holland, M.M. and C.M. Bitz, 2003: Polar amplification of climate change in coupled models. *Clim. Dyn.*, **21**, 221-232.
- Holland, M.M., M.C. Serreze and J. Stroeve, 2010: The sea ice mass budget of the Arctic and its future change as simulated by coupled climate models. *Clim. Dyn.*, **34**, 185-200.
- 猪上 淳, 2010: 北極海の家氷減少. *天気*, **57**, 811-812.
- IPCC, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, 996pp.
- 伊藤昭彦, 2010: 気候-炭素循環フィードバック. *天気*, **57**, 346-348.
- Joshi, M., K. Shine, M. Ponater, N. Stuber, R. Sausen and L. Li, 2003: A comparison of climate response to different radiative forcings in three general circulation models: towards an improved metric of climate change. *Clim. Dyn.*, **20**, 843-854.
- Kiehl, J.T. and K.E. Trenberth, 1997: Earth's annual global mean energy budget. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 197-208.
- Klein, S.A. and D.L. Hartmann, 1993: The seasonal cycle of low stratiform clouds. *J. Climate*, **6**, 1587-1606.
- Knutti, R. and G.C. Hegerl, 2008: The equilibrium sensitivity of the Earth's temperature to radiation changes. *Nature Geosci.*, **1**, 735-743.
- Köppen, W., 1900: Versuch einer Klassifikation der Klimate, vorzugsweise nach ihren Beziehungen zur Pflanzenwelt. *Geogr. Z.*, **6**, 593-611, 657-679.
- Lambert, F.H. and N.E. Faull, 2007: Tropospheric adjustment: The response of two general circulation models to a change in insolation. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L03701, doi:10.1029/2006GL028124.
- Lanzante, J.R. and M. Free, 2008: Comparison of radiosonde and GCM vertical temperature trend profiles: Effects of dataset choice and data homogenization. *J. Climate*, **21**, 5417-5435.
- Larson, K., D.L. Hartmann and S.A. Klein, 1999: The role of clouds, water vapor, circulation, and boundary layer structure in the sensitivity of the tropical climate. *J. Climate*, **12**, 2359-2374.
- Levitus, S., J. Antonov and T. Boyer, 2005: Warming of the world ocean, 1955-2003. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L02604, doi:10.1029/2004GL021592.
- Lin, B., B.A. Wielicki, L.H. Chambers, Y. Hu and K.-M. Xu, 2002: The iris hypothesis: A negative or positive cloud feedback? *J. Climate*, **15**, 3-7.
- Lindzen, R.S., 1990: Some coolness concerning global warming. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **71**, 288-299.
- Lindzen, R.S., M.-D. Chou and A.Y. Hou, 2001: Does the earth have an adaptive infrared iris? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **82**, 417-432.
- Long, S.P., E.A. Ainsworth, A.D.B. Leakey, J. Nosberger and D.R. Ort, 2006: Food for thought: Lower-than-expected crop yield stimulation with rising CO₂ concentrations. *Science*, **312**, 1918-1921.
- Lu, J. and M. Cai, 2009: A new framework for isolating individual feedback processes in coupled general circulation climate models. Part I: formulation. *Clim. Dyn.*, **32**, 873-885.
- Lu, J. and M. Cai, 2010: Quantifying contributions to polar warming amplification in an idealized coupled general circulation model. *Clim. Dyn.*, **34**, 669-687.
- Mahlstein, I. and R. Knutti, 2011: Ocean heat transport as a cause for model uncertainty in projected Arctic warming. *J. Climate*, **24**, 1451-1460.
- Manabe, S. and R. J. Stouffer, 1979: A CO₂-climate sensitivity study with a mathematical model of the global climate. *Nature*, **282**, 491-493.
- Minschwaner, K., A.E. Dessler and P. Sawaengphokhai, 2006: Multimodel analysis of the water vapor feedback in the tropical upper troposphere. *J. Climate*, **19**, 5455-5464.
- Murphy, J.M., 1995: Transient response of the Hadley Centre coupled ocean-atmosphere model to increasing carbon dioxide. Part III: Analysis of global-mean response using simple models. *J. Climate*, **8**, 496-514.

- 中島映至, 竹村俊彦, 2009: 放射強制力. *天気*, **56**, 997-999.
- Nakićenović, N. and R. Swart (eds.), 2000: IPCC Special Report on Emissions Scenarios. Cambridge University Press, Cambridge, 599pp.
- Norris, J.R. and S.F. Iacobellis, 2005: North Pacific cloud feedbacks inferred from synoptic-scale dynamic and thermodynamic relationships. *J. Climate*, **18**, 4862-4878.
- Notaro, M., S. Vavrus and Z. Liu, 2007: Global vegetation and climate change due to future increases in CO₂ as projected by a fully coupled model with dynamic vegetation. *J. Climate*, **20**, 70-90.
- Ogura, T., S. Emori, M.J. Webb, Y. Tsushima, T. Yokohata, A. Abe-Ouchi and M. Kimoto, 2008: Towards understanding cloud response in atmospheric GCMs: The use of tendency diagnostics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **86**, 69-79.
- O'ishi, R. and A. Abe-Ouchi, 2009: Influence of dynamic vegetation on climate change arising from increasing CO₂. *Clim. Dyn.*, **33**, 645-663.
- O'ishi, R., A. Abe-Ouchi, I.C. Prentice and S. Sitch, 2009: Vegetation dynamics and plant CO₂ responses as positive feedbacks in a greenhouse world. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L11706, doi:10.1029/2009GL038217.
- Philipona, R., B. Dürr, A. Ohmura and C. Ruckstuhl, 2005: Anthropogenic greenhouse forcing and strong water vapor feedback increase temperature in Europe. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L19809, doi:10.1029/2005GL023624.
- Prentice, I.C. and T. Webb, 1998: BIOME 6000: reconstructing global mid-Holocene vegetation patterns from palaeoecological records. *J. Biogeogr.*, **25**, 997-1005.
- Qu, X. and A. Hall, 2006: Assessing snow albedo feedback in simulated climate change. *J. Climate*, **19**, 2617-2630.
- Qu, X. and A. Hall, 2007: What controls the strength of snow-albedo feedback? *J. Climate*, **20**, 3971-3981.
- Ramanathan, V., R.D. Cess, E.F. Harrison, P. Minnis, B. R. Barkstrom, E. Ahmad and D. Hartmann, 1989: Cloud-radiative forcing and climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment. *Science*, **243**, 57-63.
- Raper, S.C.B., J.M. Gregory and R.J. Stouffer, 2002: The role of climate sensitivity and ocean heat uptake on AOGCM transient temperature response. *J. Climate*, **15**, 124-130.
- Rind, D., 2008: The consequences of not knowing low- and high-latitude climate sensitivity. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **89**, 855-864.
- Rind, D., E.-W. Chiou, W. Chu, J. Larsen, S. Oltmans, J. Lerner, M. P. McCormick and L. McMaster, 1991: Positive water vapor feedback in climate models confirmed by satellite data. *Nature*, **349**, 500-503.
- Robock, A., 1983: Ice and snow feedbacks and the latitudinal and seasonal distribution of climate sensitivity. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 986-997.
- Robock, A., 1985: An updated climate feedback diagram. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **66**, 786-787.
- Sanderson, B.M., K.M. Shell and W. Ingram, 2010: Climate feedbacks determined using radiative kernels in a multi-thousand member ensemble of AOGCMs. *Clim. Dyn.*, **35**, 1219-1236.
- Santer, B.D., C. Mears, F.J. Wentz, K.E. Taylor, P.J. Gleckler, T.M. Wigley, T.P. Barnett, J.S. Boyle, W. Brüggemann, N.P. Gillett, S.A. Klein, G.A. Meehl, T. Nozawa, D.W. Pierce, P.A. Stott, W.M. Washington and M.F. Wehner, 2007: Identification of human-induced changes in atmospheric moisture content. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, **104**, 15248-15253.
- Schlesinger, M.E., 1988: Quantitative analysis of feedbacks in climate model simulations of CO₂-induced warming. Schlesinger, M.E. (ed.) *Physically-based modelling and simulation of climate and climatic change*, Part 2. Vol. 243 of NATO ASI Series C: Mathematical and Physical Sciences, Kluwer Academic Publishers, 653-735.
- Schmidt, G.A., R. A. Ruedy, R.L. Miller and A.A. Lacis, 2010: Attribution of the present-day total greenhouse effect. *J. Geophys. Res.*, **115**, D20106, doi:10.1029/2010JD014287.
- Screen, J.A. and I. Simmonds, 2010: The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. *Nature*, **464**, 1334-1337.
- Sellers, W.D., 1969: A global climatic model based on the energy balance of the earth-atmosphere system. *J. Appl. Meteor.*, **8**, 392-400.
- Senior, C.A. and J.F.B. Mitchell, 2000: The time-dependence of climate sensitivity. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2685-2688.
- Serreze, M.C. and J.A. Francis, 2006: The Arctic amplification debate. *Clim. Change*, **76**, 241-264.
- Serreze, M.C., M.M. Holland and J. Stroeve, 2007: Perspectives on the Arctic's shrinking sea-ice cover. *Science*, **315**, 1533-1536.
- Serreze, M.C., A.P. Barrett, J.C. Stroeve, D.N. Kindig and M.M. Holland, 2009: The emergence of surface-

- based Arctic amplification. *Cryosphere*, **3**, 11-19.
- Shell, K.M., J.T. Kiehl and C.A. Shields, 2008: Using the radiative kernel technique to calculate climate feedbacks in NCAR's Community Atmospheric Model. *J. Climate*, **21**, 2269-2282.
- Sherwood, S.C., C.L. Meyer, R.J. Allen and H.A. Titchner, 2008: Robust tropospheric warming revealed by iteratively homogenized radiosonde data. *J. Climate*, **21**, 5336-5352.
- Sherwood, S.C., R. Roca, T.M. Weckwerth and N.G. Andronova, 2010a: Tropospheric water vapor, convection, and climate. *Rev. Geophys.*, **48**, RG2001, doi:10.1029/2009RG000301.
- Sherwood, S.C., W. Ingram, Y. Tsushima, M. Satoh, M. Roberts, P.L. Vidale and P.A. O'Gorman, 2010b: Relative humidity changes in a warmer climate. *J. Geophys. Res.*, **115**, D09104, doi:10.1029/2009JD012585.
- 柴田清孝, 1999: 応用気象学シリーズ 1: 光の気象学. 朝倉書店, 182pp.
- 島田浩二, 鴨志田 隆, 猪上 淳, 伊東素代, 溝端浩平, 堀 雅裕, 2010: 北極海のカタストロフ的な変化. *天気*, **57**, 784-789.
- Shine, K.P., J. Cook, E.J. Highwood and M.M. Joshi, 2003: An alternative to radiative forcing for estimating the relative importance of climate change mechanisms. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 2047, doi:10.1029/2003GL018141.
- Soden, B.J. and I.M. Held, 2006: An assessment of climate feedbacks in coupled ocean-atmosphere models. *J. Climate*, **19**, 3354-3360.
- Soden, B.J., R.T. Wetherald, G.L. Stenchikov and A. Robock, 2002: Global cooling after the Eruption of Mount Pinatubo: A test of climate feedback by water vapor. *Science*, **296**, 727-730.
- Soden, B.J., D.L. Jackson, V. Ramaswamy, M.D. Schwarzkopf and X. Huang, 2005: The radiative signature of upper tropospheric moistening. *Science*, **310**, 841-844.
- Soden, B.J., I.M. Held, R. Colman, K.M. Shell, J.T. Kiehl and C.A. Shields, 2008: Quantifying climate feedbacks using radiative kernels. *J. Climate*, **21**, 3504-3520.
- Solomon, A., 2006: Impact of latent heat release on polar climate. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L07716, doi:10.1029/2005GL025607.
- Somerville, R.C.J. and L.A. Remer, 1984: Cloud optical thickness feedbacks in the CO₂ climate problem. *J. Geophys. Res.*, **89**, 9668-9672.
- Stephens, G.L., 2005: Cloud feedbacks in the climate system: A critical review. *J. Climate*, **18**, 237-273.
- Stroeve, J., M.M. Holland, W. Meier, T. Scambos and M. Serreze, 2007: Arctic sea ice decline: Faster than forecast. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L09501, doi:10.1029/2007GL029703.
- Su, H., W.G. Read, J.H. Jiang, J.W. Waters, D.L. Wu and E.J. Fetzer, 2006: Enhanced positive water vapor feedback associated with tropical deep convection: New evidence from Aura MLS. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L05709, doi:10.1029/2005GL025505.
- Thorne, P.W., 2008: Arctic tropospheric warming amplification? *Nature*, **455**, E1-E2.
- Trenberth, K.E., J. Fasullo and L. Smith, 2005: Trends and variability in column-integrated atmospheric water vapor. *Clim. Dyn.*, **24**, 741-758.
- Tselioudis, G. and W.B. Rossow, 1994: Global, multiyear variations of optical thickness with temperature in low and cirrus clouds. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2211-2214.
- Tsushima, Y. and S. Manabe 2011: Radiative feedback on annual variation of the global temperature: Comparison between satellite observation and model simulations. *Clim. Dyn.*, submitted.
- Tsushima, Y., S. Emori, T. Ogura, M. Kimoto, M.J. Webb, K.D. Williams, M.A. Ringer, B.J. Soden, B. Li and N. Andronova, 2006: Importance of the mixed-phase cloud distribution in the control climate for assessing the response of clouds to carbon dioxide increase: a multi-model study. *Clim. Dyn.*, **27**, 113-126.
- Vavrus, S., 2004: The impact of cloud feedbacks on Arctic climate under greenhouse forcing. *J. Climate*, **17**, 603-615.
- Webb, M.J., C.A. Senior, D.M.H. Sexton, W.J. Ingram, K.D. Williams, M.A. Ringer, B.J. McAvaney, R. Colman, B.J. Soden, R. Gudgel, T. Knutson, S. Emori, T. Ogura, Y. Tsushima, N. Andronova, B. Li, I. Musat, S. Bony and K. E. Taylor, 2006: On the contribution of local feedback mechanisms to the range of climate sensitivity in two GCM ensembles. *Clim. Dyn.*, **27**, 17-38.
- Wentz, F.J. and M. Schabel, 2000: Precise climate monitoring using complementary satellite data sets. *Nature*, **403**, 414-416.
- Wetherald, R.T. and S. Manabe, 1988: Cloud feedback processes in a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1397-1415.
- Williams, K.D., W.J. Ingram and J.M. Gregory, 2008: Time variation of effective climate sensitivity in GCMs. *J. Climate*, **21**, 5076-5090.
- Winton, M., 2006: Amplified Arctic climate change:

- What does surface albedo feedback have to do with it? *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L03701, doi:10.1029/2005GL025244.
- Wood, R. and C.S. Bretherton, 2006: On the relationship between stratiform low cloud cover and lower-tropospheric stability. *J. Climate*, **19**, 6425-6432.
- 吉森正和, 阿部彩子, 2009: 気候感度の制約において第四紀研究の果たす役割と可能性について. *第四紀研究*, **48**, 143-162.
- Yoshimori, M. and A.J. Broccoli, 2008: Equilibrium response of an atmosphere-mixed layer ocean model to different radiative forcing agents: Global and zonal mean response. *J. Climate*, **21**, 4399-4423.
- Yoshimori, M., T. Yokohata and A. Abe-Ouchi, 2009: A comparison of climate feedback strength between CO₂ doubling and LGM experiments. *J. Climate*, **22**, 3374-3395.
- Yoshimori, M., J. C. Hargreaves, J. D. Annan, T. Yokohata and A. Abe-Ouchi, 2011: Dependency of feedbacks on forcing and climate state in physics parameter ensembles. *J. Climate*, **24**, 6440-6455.
- Zelinka, M.D. and D.L. Hartmann, 2010: Why is longwave cloud feedback positive? *J. Geophys. Res.*, **115**, D16117, doi:10.1029/2010JD013817.
- Zhang, J., R. Lindsay, M. Steele and A. Schweiger, 2008: What drove the dramatic retreat of arctic sea ice during summer 2007? *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L11505, doi:10.1029/2008GL034005.

Climate Sensitivity

Part I: Concept and Current Understanding of Climate Feedbacks

Masakazu YOSHIMORI*¹, Tokuta YOKOHATA*²,
 Tomoo OGURA*², Ryouta O'ISHI*³, Michio KAWAMIYA*⁴,
 Hideo SHIOGAMA*², Yoko TSUSHIMA*⁵, Chihiro KODAMA*⁴,
 Akira T. NODA*⁴, Minoru CHIKIRA*⁴, Toshihiko TAKEMURA*⁶,
 Masaki SATOH*^{3,4}, Ayako ABE-OUCHI*^{3,4},
 Masahiro WATANABE*³ and Masahide KIMOTO*³

*¹ (Corresponding author) Atmosphere and Ocean Research Institute, the University of Tokyo, 5-1-5 Kashiwanoha, Kashiwa, Chiba, 277-8568, Japan.

*² National Institute for Environmental Studies.

*³ Atmosphere and Ocean Research Institute, the University of Tokyo.

*⁴ Research Institute for Global Change, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology.

*⁵ Met Office Hadley Centre.

*⁶ Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University.

(Received 24 May 2011; Accepted 4 November 2011)
