

4.6 階層的モデル群による太陽活動変動の気候影響評価

余田 成男（京都大学）

（2022 年 1 月 6 日受付、2022 年 1 月 20 日公開）

4.6.1 コンピュータの発展と気象・気候モデル研究

気候モデルの開発は、コンピュータを駆使した数値天気予報モデルの開発の歴史を追いかける形で展開してきた（例えば、Lynch (2008)、古川 (2012)、および、それらのなかでの引用文献）。最初の電子計算機 ENIAC 以来の世界最先端コンピュータの処理速度向上の様子を図 1 に示すが、ENIAC を用いた実験的数値天気予報の研究は Charney et al. (1950) の論文発表に始まる。北米大陸域を対象領域として、観測に基づく初期値を与えて大胆な近似をした予報方程式（回転系の水平 2 次元渦度方程式）の時間積分により、将来（一日先）の大規模な流れ場を予報するものであった。当時の限られた計算機能力では 5 週間の計算時間を要し、現実の気象変化を前もって予報するものではなかったが、大気運動の時間発展を流体の物理法則に基づき予報するという基本的な計算の原理を実証するものであった。

一方、数値天気予報の初期値問題ではなく、南北加熱差と摩擦を含む強制散逸システムでの大気大循環の再現を試みた気候モデル実験は、Phillips (1956) の論文発表に始まる。東西には周期境界条件で南と北に境界壁のある鉛直 2 層中緯度大気モデルで、静止した大気の初期条件から 1 か月の時間積分を行って、偏西風ジェットとそれに重畳した高・低気圧擾乱が出現することを示し、擾乱による極向き熱輸送を定量的に評価した。ただし、急激に数値誤差が拡大して、より長期間の時間積分ができなかったことを報告している。2 次元非圧縮流のエネルギーとエンストロフィーの保存性を担保した移流項の差分計算法 (Arakawa, 1966) が開発され、長期間安定した時間積分が可能になったのは 10 年ほど後のことである。

以来、コンピュータの処理速度は指数関数的に向上を続け、数値天気予報モデルによる初期値問題としての気象予報（prediction）や、強制散逸システムでの気候再現（simulation）、二酸化炭素等の将来変化シナリオに対するシステム応答としての気候予測（projection）の研究が進展してきた。1960 年代にはすでに可視光域の太陽放射過程および赤外線域の地球放射過程を組み込んだ全球 3 次元大気大循環モデルが作られ、水循環過程を含み海洋や陸面を結合させた気候モデルが作られている。いつの時代も計算処理速度の制約があり続けてきたが、コンピュータの出現と発展はこれまで気象学・気候学に多大な影響を及ぼしてきた。

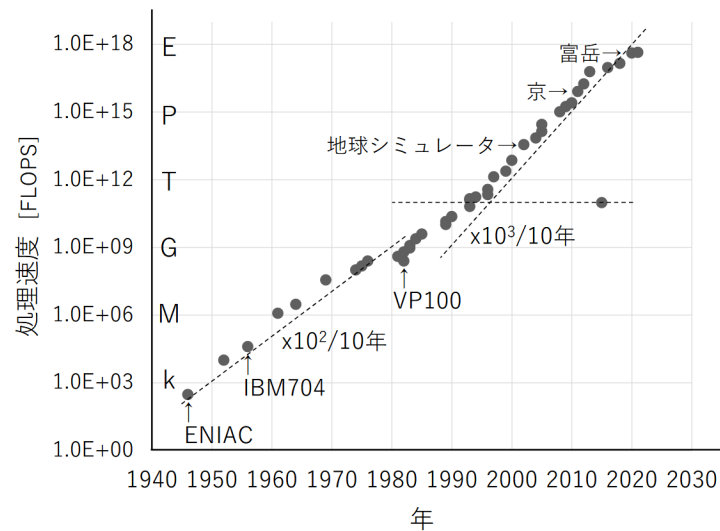


図 1. 世界最先端コンピュータの処理速度向上の歴史。ENIAC の誕生以来、およそ指数関数的な速度向上が続いている。1980 年代までは 10 年で 2 桁程度の伸びであったものが、それ以降は 10 年で 3 桁程度の伸びに加速している。これは、ベクトル型計算機や超並列計算機の開発に依るところが大きい。2016 年のかけ離れた 1 点は手元にあるノートパソコンの処理速度で、約 20 年前の世界最速レベルに相当する。

しかし、コンピュータを活用した気象学・気候学の進展には紆余曲折もあった。ベクトル型スーパーコンピュータが世に出はじめた頃（そして、筆者が学位を取得し、一人前の研究者として数値モデル研究を始めた頃）に、Hoskins (1983) は王立気象学会誌の年頭所感論文で当時の当該研究分野の不健全な状況の認識から述べ始めている。気象学、気候学、あるいは、広く地球科学の分野は、観測（データ解析）と理論、そしてコンピュータを活用した数値モデル研究とで成り立ってきたが、当時、それらの研究アプローチの間の連携は必ずしも良いものではなかった。人工衛星からの遠隔観測をはじめとする観測技術の飛躍的進歩と相まって、大量の大気観測データが蓄積され始めた。また、どの時代にも先端的な数値モデルは大量の計算出力結果をもたらした。しかし、これらの大量データは何十年も変わっていない観念的な理論的枠組みで診断されるばかりであった。他方、理論的研究は、現実大気観測や数値モデル計算のデータにほとんど触れることなく進められ、具体的な現象の診断にはほとんど寄与することがなかった。

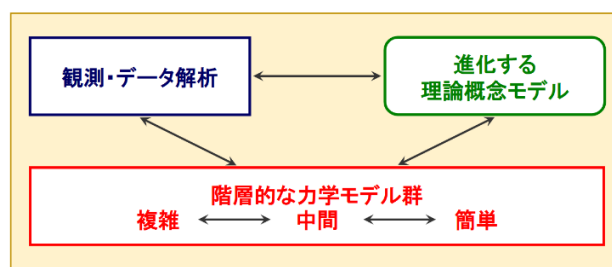


図 2. 気象研究の最適な状況を示す模式図（Hoskins (1983) の図 2 を和訳）。

このような不健全な当時の状況に対して、彼は図2を示して、階層的な力学モデル群を駆使して最適な気象研究分野を構築する可能性を述べている。ここで、複雑精緻な気象予報・気候予測の数値モデルは、階層的な力学モデル群のハイエンドに該当しており、定量的な議論に不可欠である。他方、簡単モデルは新たな概念を提案し定性的な記述を行うのに有効である。また、これらの中間のモデルはメカニズムの理解に有効なことが多い。具体的に例示すれば、今日の全球数値天気予報モデルは、およそ数十 km の水平分解能であり、各従属変数を離散化して数十億次元の連立差分方程式系となっている。予報誤差の少ない正確な予報には、高分解能で精緻化した数値モデルが必要である。他方、Lorenz (1963) の3元非線形方程式系はカオス発見の礎となった簡単モデルであるが、敏感な初期値依存性を示して予測の限界（予測可能性）という新概念を提示することに用いられた。また、中間階層の大気モデルとして、湿潤・降水過程を除いた乾燥大気モデルや、陸面過程を除き全球が海洋で覆われた水惑星モデルなどをあげることができる。離散化したモデルの自由度は1万〜1億変数程度であることが多い。これらは現実にはない理想化簡略化したモデル設定であるが、他の階層のモデル結果と組み合わせて利用することにより、メカニズムの本質を理解するのに有効である。大量のアンサンブル実験や、パラメータ空間を走査する実験、長時間積分による気候状態・気候変動状態の詳細把握実験など、メカニズム理解のための特徴的な実験枠組みの設定がある。ここで、モデル自由度に基づいた分類はコンピュータ性能の向上とともに変遷していくものであり、それぞれの時代における当該モデルの階層的な役割をもとに分類されるべきものである。

図2で提案された最適状態においては、すべての階層のモデル研究がお互いに、また現実大気の観測データ解析とうまく相互作用して、進化する理論概念モデルを作り出し、そして、その理論概念が大気や複雑モデルのふるまいの診断に役立つ、という、観測・理論・数値モデル研究の緊密な連携による学問の発展状況が期待されている。

次節では太陽活動変動の気候影響に関する最も簡単な階層の0次元エネルギー収支モデル（余田, 1996, 2011）を紹介し、非線形な気候システムにおける安定気候の多重性と太陽定数依存性に関する基本的な認識を概観する。また、第3節では、複雑モデル階層である最先端の地球システムモデルを用いた古気候再現実験（Noda et al., 2017, 2018）を紹介し、成層圏オゾン光化学を中心とした大気化学反応過程の気候影響インパクトが大きいことを示す。気候モデルの性能評価には、産業革命以降の気候変動の再現のみならず、約6000年前の完新世中期や約21000年前の最終氷期最大期など異なる気候強制（太陽放射のミランコビッチ周期変動や二酸化炭素濃度の変動）の下での古気候再現が有効であることを例示する。

4.6.2 0次元エネルギー収支モデルによる太陽活動変動の気候影響イラストレーション

年平均した地球-大気系の平均温度を T とし、氷-アルベドフィードバックに着目してこの系のエネルギー収支を考える。系によって吸収される正味の太陽放射量を $R_i(T)$ 、系から宇宙空間に放出され

る赤外放射量を $Ro(T)$ として、

$$C dT/dt = Ri(T) - Ro(T) \quad \cdots (1)$$

と書ける。ここで、 C は系の熱容量であり、 t は年のオーダーより長い時間である。 Ri は太陽定数を $So (=1.37 \times 10^3 \text{ Wm}^2)$ 、系のアルベドを α として、 $Ri = So (1 - \alpha)/4$ で与えられる。アルベド α は雲や地表の状態（雪氷や植生の分布など）を通して T に依存していると考えられるが、最も影響が大きいとされる雪氷面積の増減によるフィードバックに着目する。十分に低温であれば全球が雪氷に覆われて高アルベド ($\alpha = 0.7$) になり、逆に十分に高温であれば雪氷が消失して低アルベド ($\alpha = 0.3$) になるとして、 $Ri(T)$ は図 3 (a) の実線で示す区分的に線形な関数で表されると仮定する。また、太陽定数を現在の 0.8 倍にした場合を点線で、1.2 倍にした場合を一点鎖線で示している。一方、系からの熱放射 Ro は、黒体放射ならばシュテファン-ボルツマン定数を σ として $Ro = \sigma T^4$ であるが、大気吸収・射出の効果を考慮して $Ro(T) = A + BT$ と線形近似し、衛星観測データの解析をもとに $A = -363 \text{ Wm}^2$ 、 $B = 2.1 \text{ Wm}^2 \text{ K}^{-1}$ という値をとるとする（図 3 (a) の破線）。図 3 (a) で実線と破線の交わる点が定常解であり、現在の太陽定数に対しては①～③で示した三つの平衡気候が存在する。①が現在の気候に対応する解 ($T = 287 \text{ K}$) であり、③は $T = 222 \text{ K}$ で完全に雪氷に被われた気候、②はこれらの中間 ($T = 243 \text{ K}$) の気候である。

定常解 T からの摂動を T' とすると、式 (1) より

$$C dT'/dt = \{(dRi/dT)_T - (dRo/dT)_T\} T' \quad \cdots (2)$$

となり、 $\{ \}$ 内の値の正負をもとに定常解の線形安定性を判断できる。図 3 (a) の①②または③の点で、実線の傾き $(dRi/dT)_T$ が破線の傾き $(dRo/dT)_T$ より大きければ不安定 ($T'(t) \propto \exp[\lambda t]$ として $\lambda > 0$)、小さければ安定 ($\lambda < 0$) であり、現在の気候に対応する①の解と全球凍結気候③の解がともに安定で、②の解は不安定であることがわかる。①③の解では、正（負）の摂動を与えて定常解よりも高温（低温）にすると、系の赤外放射量が太陽放射の吸収量を上（下）まわり正味の冷却（加熱）となるので、温度の摂動を減らすように負のフィードバックがかかる。これに対して、②の解では逆に正のフィードバックがかかり、摂動が時間とともに増大する。

ここで、太陽活動が変化して太陽定数が現在と異なる値 μSo をとるときの気候変化を考える。図 3 (a) で太陽定数を現在よりも小さな値にすると、 $Ri(T)$ のグラフは実線より下方に移動する（点線は $\mu = 0.8$ の場合）。太陽放射の減少に伴って、①③の安定解はより低い温度で平衡し、②の不安定解はより高い温度で平衡する。①と②の解が近づき、一つになって消失し③の解のみが存在することになる。一方、太陽放射が増加すれば、安定解はより高温で平衡し、②と③の解が消失して①の解のみが残る（一点鎖線は $\mu = 1.2$ の場合）。

図 3 (b) は μ を分岐パラメータとして定常解の太陽定数依存性を示したものである。安定定常解の枝は実線で、不安定定常解の枝は破線で示してある。 $\mu = 0.84$, $T = 270 \text{ K}$ が極限点 (L_1) であり、ここで安定解①と不安定解②が対となって生成している。また、 $\mu = 1.17$, $T = 230 \text{ K}$ がもうひとつの極限点 (L_2) で、不安定解②と安定解③が対で消滅している。 $0.84 < \mu < 1.17$ の範囲では三つの定常解が存在し、そのうち二つが安定なので、このパラメータ領域では安定な平衡気候の多重性があることになる。また、安定解①③は μ が増えるにより高い温度で平衡し、その増加率は①の方が大きい。この図

を含めて、この節の最大限に簡略化したモデルをもとに得られた結果は、あくまで定性的概念的な記述をもつばらとするものであり、その有効性や定量的な議論には、エネルギー収支の緯度依存性を残した1次元モデルや3次元大気大循環モデル、気候モデルを用いた研究が必要である（余田, 1996, 2011）。

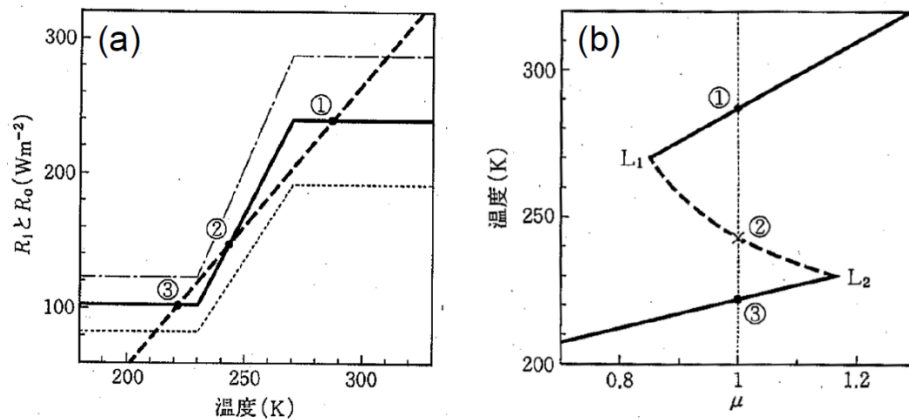


図3. (a) エネルギー収支の温度依存性。 $R_i(T)$ を実線で $R_o(T)$ を破線で示す。これらの交点①～③が定常解を与える。太陽定数を現在の0.8倍にしたときの $R_i(T)$ を点線で、1.2倍にした場合を一点鎖線で示す。(b) 平衡気候の太陽定数 (μS_0) 依存性を示す分岐図。安定定常解を実線で不安定定常解を破線で示す。 $\mu=1$ での①～③はそれぞれ(a)の定常解①～③に対応する。（余田, 1996, 2011 より）

4.6.3 地球システムモデルによる太陽放射および二酸化炭素濃度の変化に伴う古気候再現実験：大気化学反応過程の気候影響インパクト

国際的な結合モデル相互比較プロジェクトである CMIP5・CMIP6（第4.7章参照）のもとで、複雑モデル階層である最先端の地球システムモデル（ESM）・気候モデルを用いた古気候再現実験・比較実験が行われてきた。完新世中期（Mid Holocene, MH と略記；約6000年前、縄文海進の頃）や最終氷期最大期（Last Glacier Maximum, LGM と略記；約21000年前）などの異なる気候強制下での古気候を再現し、地質学的な気候プロキシ試料分析データで検証して気候モデルの性能評価を行うものである。産業革命以降の気候変動の再現のみではモデルチューニングの結果とも考えられうるが、その同じモデルが別の時代の気候をよく再現するものであれば、信頼度を高めることとなる。近年、気象庁気象研究所（JMA/MRI）の ESM を用いた古気候再現実験で、成層圏オゾン光化学を中心とした大気化学反応過程の気候影響インパクトが大きいことが示された（Noda et al., 2017, 2018）ので、この節で概観する。

二酸化炭素濃度は氷期-間氷期サイクルで大きく変化してきたが、古気候再現実験のプロトコルでは、産業革命以前（Pre-Industrial control, PI と略記；西暦1850年）では285 ppm、MHでは280 ppm とほぼ同じ値とするが、LGMでは約2/3の185 ppm という値を使うことになっている。一方、大気上端での日射量の季節-緯度依存性は、PIには図4(a)に示すような状況であったものが、ミランコビッチサ

イクルに基づく地球の軌道要素変化を考えると MH には (b)、LGM には (c) のような日射量の差が生じ、季節と緯度により相当量の PI からのずれが存在する。太陽放射のミランコビッチ周期変化や、二酸化炭素濃度および気温の変化により成層圏オゾンが変化し、地表気候にまで影響を及ぼす可能性がある。Noda et al. (2017) では、JMA/MRI ESM で MH および PI に対する二酸化炭素・軌道要素変化を与え大気化学反応過程を含むラン (XYactive ; ここで XY は MH か PI) と、大気-海洋結合大循環モデル (CGCM3) で化学組成分布は固定して PI と同じ値を与えるラン (XYfix ; CMIP5・6 の標準実験) を対比し、相互作用する大気化学反応過程の気候影響インパクトの評価を行った。それぞれ積分期間は 110 年以上をとり、最後の 100 年 (または 50 年 $\times 2$) の気候状態を解析対象とした。

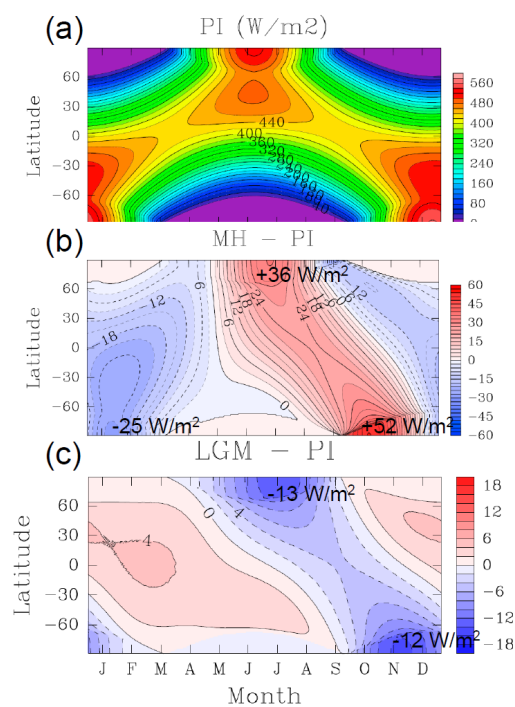


図 4. (a)産業革命前 (PI) の大気上端での日射量 (W/m^2) の季節 (1 月～12 月) -緯度断面図。ミランコビッチサイクルに基づく (b)完新世中期 (MH) および (c)最終氷期最大期 (LGM) の日射量の PI からの偏差。

図 5 (a) は、MH と PI の間の気候変化を後半 50 年間における年平均帯状平均地表気温の差の緯度分布で示したものである。二酸化炭素・軌道要素変化を与え大気化学反応過程を含む ESM での結果 (ALL= MHactive-PIactive) は両極域で 1～2K 近くの気候変化があり、緯度分布は南北で異なっている。他方、化学組成分布は固定して PI と同じ値を与える CGCM3 の結果 (no-CHEM=MHfix-PIfix) は、北極域で大きく南極域では小さな気候変化となっている。両者の差としての大気化学反応過程 (CHEM=ALL-no-CHEM) の寄与も両極域で大きく異なり、南極域では ALL はほぼ CHEM で決まっている。図 5 (b) は地質学的なプロキシデータにより推定された海面水温の差とモデル再現実験結果との比較である。JMA/MRI CGCM3 の結果 (no-CHEM ; 緑線) を含め CMIP5 のすべてのモデル (灰色線) で、南半球や北極域ではプロキシによる推定 (青線) よりも低温であったものが、相互作用

する大気化学反応過程の導入（ALL；赤線）により特に南半球高緯度で高温となり、プロキシ推定に近づいている。すなわち、大気化学反応過程の導入でモデルの寒冷バイアスが減少している。

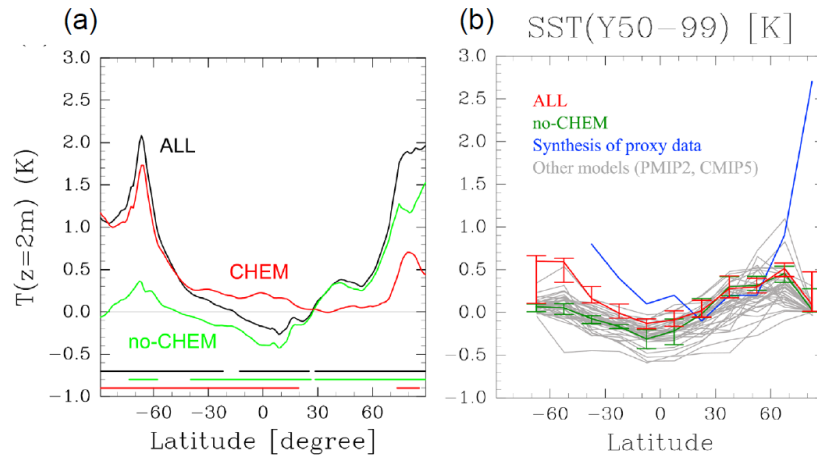


図 5. 完新世中期 (MH) と産業革命前 (PI) の間の気候変化。(a) 時間積分後半 50 年間における年平均帯状平均地表気温の差 (K) の緯度分布。ALL: 大気化学反応過程を含む ESM の結果。no-CHEM: 化学組成分布は固定して PI と同じ値を与える CGCM3 の結果。CHEM: ALL と no-CHEM の差で大気化学反応過程のインパクト。下部の横線は 95% の信頼水準で、それぞれ同色の線におけるゼロからの差が有意な緯度帯を示す。(b) 各緯度帯 (15° 幅) における年平均海面水温の中央値の、MH と PI との差。ALL と no-CHEM の結果は、それぞれ 5-95% の範囲を示すエラーバー付きの赤線と緑線で示されている。プロキシデータ (青線) および PMIP2 と CMIP5 の他の気候モデルの結果 (灰色線) は Harrison et al. (2014) から引用。(a)(b)ともに Noda et al. (2017) より。

成層圏域のオゾン光化学反応を中心とする大気化学反応過程がいかに南極域の地表気候に影響を及ぼしているか、実験結果の詳細なデータ解析によりその主要な影響インパクトの連鎖を明らかにし模式的に描いたのが図 6 である：

- ① ② 南極域の秋季の日射量偏差は、主に MH 期の近日点変化により負となり、上部成層圏の正味冷却と、気温に依存した化学平衡によりオゾンの正偏差をもたらす。
- ③ 極夜には日射がないため南極域のオゾンは長寿命であり、冬のあいだ極渦内部の下降流によってオゾンの正偏差はゆっくりと下降し下部成層圏に到達する。
- ④ 春になると日射量偏差が正となり、下部成層圏での正のオゾン偏差とともに大気加熱を促進し、正の気温偏差が生じる。
- ⑤ 正の気温偏差に伴い、下部成層圏では周極偏西風ジェットの弱化が見られ、南半球環状モード変動によりこの偏西風ジェットの弱まりは対流圏下端にまで及ぶ。
- ⑥ 地表付近の偏西風によって赤道向きエクマン流が維持されているが、その弱化によりエクマン流の偏差は極向きとなる。
- ⑦ それに伴って海氷の後退が促進され、その結果、地表アルベドが減少し、地表に到達する日射量が多くなり、南極域の海面水温・地表気温の偏差が正となる。

南半球での成層圏と対流圏の結合は力学的活動が活発な春季に強く、このような地表面気候への影響過程は、南極域オゾンホール出現による下部成層圏寒冷化の地表気候影響と同様のメカニズム

であるが、その符号が逆である。

同様の実験枠組みで LGM の古気候再現実験を行い、大気中二酸化炭素濃度の減少やミランコビッチサイクルによる軌道要素の変化に伴う大気化学反応過程の気候影響インパクトを評価し、全球的に氷期寒冷化を抑制する効果があることがわかった (Noda et al., 2018)。JMA/MRI ESM を用いて相互作用する大気化学反応過程を含む LGMactive ランと、PI で固定した化学組成分布を用いた LGMfix ランとを比較した結果、帯状平均地表気温が熱帯で +0.5 K (約 20%)、高緯度では +1.6 K と大幅に上昇することが明らかになった。熱帯域における寒冷化の緩和は、成層圏子午面循環の影響を受けた下部成層圏オゾンや成層圏水蒸気の増加、および巻雲の減少に関連した長波放射フィードバックに関連している。このメカニズムは、将来気候の二酸化炭素増加に伴う気候予測実験で得られたものと同様のパターンで逆符号であり、整合的である。また、高緯度では海水の後退がより強く寒冷化緩和に働いており、これは Noda et al. (2017) の MH の古気候再現実験結果と同符号で整合的である。従来の LGM の再現実験では、PI で固定した化学組成分布を用いた場合には、地質学的なプロキシデータと比較して熱帯地方に寒冷バイアスが見られたが、そのバイアスは相互作用する大気化学反応過程により減少した。

これらの実験結果をもとに、古気候再現実験では、CMIP5・CMIP6のプロトコルのようにPIと同じ化学組成分布を与えるのではなく、当時の太陽日射量と二酸化炭素濃度に整合的な化学組成（とくにオゾン）の分布を相互作用する形で（あるいは事前計算して与える形で）使うことが推奨される。また、海水のふるまいにおいてその面積と質量（体積）の経年変動は同じではなく、アルベドへの影響にも違いがあることが明らかになったので、十分な長さの積分期間をとり、太陽活動気候影響の時間遅れ記憶装置としての海水の機能を認識して、注意深くデータ解析を行う必要がある。

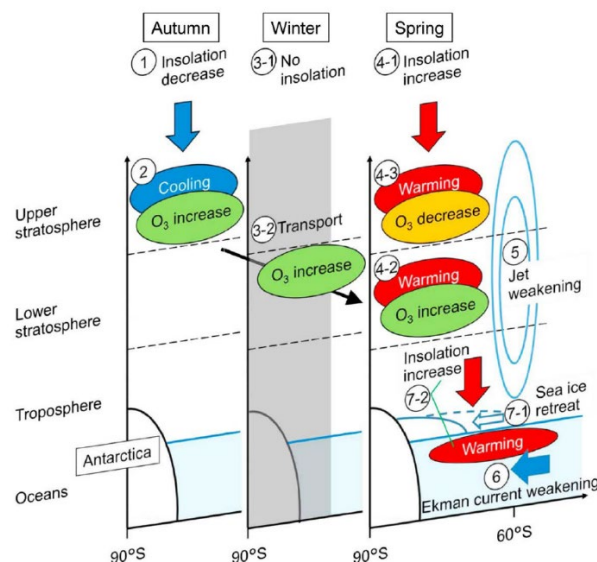


図 6. ミランコビッチサイクルに基づく地球軌道要素変化と二酸化炭素濃度変化を与えた MH 気候再現実験で、成層圏オゾン光化学を中心とした大気化学反応過程の気候影響インパクトをまとめた模式図 (Noda et al., 2017)。南極域の成層圏、対流圏、海洋、海氷は、秋から春にかけて大気化学反応過程の連鎖的な影響を受けている。

参考文献

- Arakawa, A.: Computational design for long-term numerical integration of the equations of fluid motion: Two-dimensional incompressible flow. Part I. *J. Comp. Phys.*, 1, 119–143 (1966)
- Chamey, J.G., Fjortoft, R., von Neumann, J.: Numerical integration of the barotropic vorticity equation, *Tellus*, 2, 237–254 (1950)
- 古川 武彦: 人と技術で語る天気予報史 – 数値予報を開いた<黄金の鍵>. 東京大学出版会, 299pp. (2012)
- Hoskins, B.J.: Dynamical processes in the atmosphere and the use of models. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 109, 1–21 (1983)
- Lorenz, E.N.: Deterministic nonperiodic flow. *J. Atmos. Sci.*, 20, 130–141 (1963)
- Lynch, P.: The origins of computer weather prediction and climate modeling. *J. Comp. Phys.*, 227, 3431–3444. doi:10.1016/j.jcp.2007.02.034 (2008)
- Noda, S., Kodera, K., Adachi, Y., Deushi, M., Kitoh, A., Mizuta, R., Murakami, S., Yoshida, K., Yoden, S.: Impact of interactive chemistry of stratospheric ozone on Southern Hemisphere paleoclimate simulation. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 122, 878–895, doi:10.1002/2016JD025508 (2017)
- Noda, S., Kodera, K., Adachi, Y., Deushi, M., Kitoh, A., Mizuta, R., Murakami, S., Yoshida, K., Yoden, S.: Mitigation of global cooling by stratospheric chemistry feedbacks in a simulation of the Last Glacial Maximum. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 123, 9378–9390. <https://doi.org/10.1029/2017JD028017> (2018)
- Phillips, N.A.: The general circulation of the atmosphere: a numerical experiment. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 82, 123–164 (1956)
- 余田 成男: 気候および気候変動の数値モデル. 「気候変動論」, 岩波講座 地球惑星科学 11, 岩波書店, 221–266 (1996, 2011)