

# 南極アイスコアの安定同位体比解析による周辺海域の温度復元

植村 立  
Uemura Ryu

## 1. はじめに

大気中の二酸化炭素 (CO<sub>2</sub>) 濃度の上昇による気候変動の予測と対応は、人類にとって最重要課題の1つである。しかし、地球の気候が維持・変化するメカニズムそのものは、明確には理解されてはいない。気候は、大気圏、水圏、地圏、生命圏といった複数の構成要素とそれらの相互作用によって決まる複雑なシステムであり、この複雑性が理解を困難にしているといえる。当然、地球に対して条件を変えた自然科学的な実験を行うこともできない。そこで、実際に起こっていた大規模な気候変動の実態を定量的に把握することがメカニズムの理解には必須であるといえる。

地質学的な時間スケールにおける一番“最近”の大規模な気候変動は、氷期・間氷期サイクルと呼ばれ、約10万年周期で大きな気温変動があったことが知られている。

氷期・間氷期サイクルでは南極の気温変動はCO<sub>2</sub>濃度と似た変動パターンを示すことが知られており、多くの書籍等で紹介されている。例えば、地球温暖化を訴えた映画や書籍として有名なアル・ゴアの「不都合な真実」でも、氷期サイクルにおける南極の気温変動とCO<sub>2</sub>濃度が類似していることを示して、CO<sub>2</sub>濃度の増加と気温上昇がリンクしていることを訴えている。

このような、過去数十万年間にわたる気温とCO<sub>2</sub>濃度変動データは南極で採取されたアイスコアから復元されている。アイスコアとは氷床や氷河を掘削して得られる円柱状の試料のことで、過去の気候変動に関わる大気成分等をタイムカプセルのように保存している過去の氷である(写真1)。

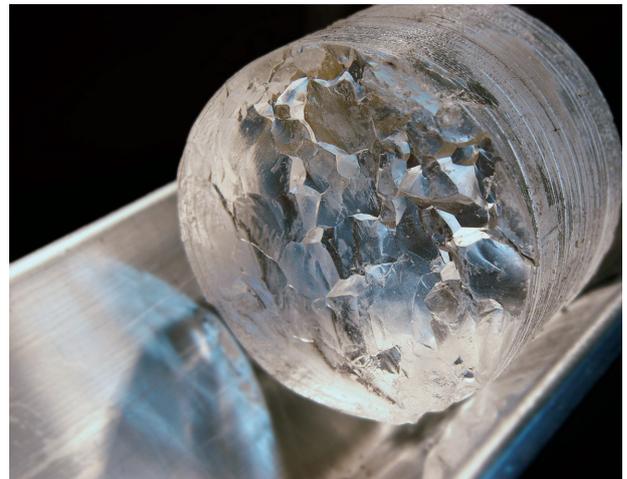


写真1 アイスコア

南極ドームふじで掘削された深度2,800 m付近のアイスコア。直径は約9 cm (国立極地研究所提供)

さて、前述のように南極の気温変動とCO<sub>2</sub>濃度には良い相関があるものの、両者の変動には明らかな不一致があることも知られている。このような不一致の原因が南極特有の気温変動によるものなのか？あるいは、CO<sub>2</sub>による温室効果以外の要因の重要性を示唆しているのだろうか？このような疑問に答えるためには、長期間のCO<sub>2</sub>変動と比較可能な南極以外の地域の温度変動データが必要である。

南極を取り囲む広大な海洋(南大洋)は、地球全体の大气中CO<sub>2</sub>濃度に重大な影響を与えていると考えられている。様々な研究で、南大洋の炭素循環と海水温が大气中のCO<sub>2</sub>濃度を調整する重要なメカニズムであることが示唆されてきた<sup>1)</sup>。

そこで、筆者らの研究グループは南極のドームふじで掘削されたアイスコアを用いて、過去72万年間にわたる南極周辺海域の温度変動を定量的に復元することを試みた(図1)。南極の気温だけでなく、

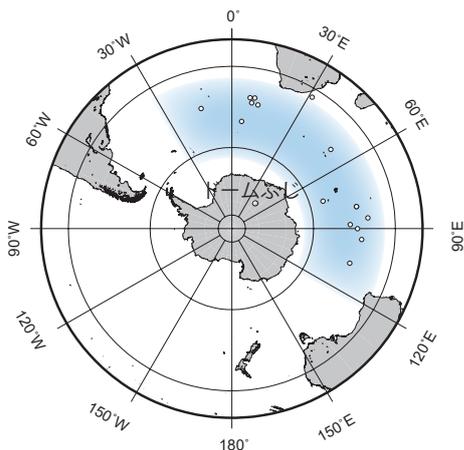


図1 南極ドームふじアイスコアとその水蒸気起源海域（水色）  
丸い点は海底堆積物コアの掘削地点

周辺海域の水温も復元したデータとしては、これまでの最長であった42万年間のデータを大きく延長しCO<sub>2</sub>と南極気温変動の不一致の原因を明らかにした<sup>2)</sup>。本稿では、この研究成果を中心に、背景と安定同位体比を用いた気温復元を行う手法の原理とアイスコアの解析結果について紹介したい。

## 2. 同位体比を用いた気候復元の原理

極域の氷床から得られるアイスコアには温室効果ガスやエアロゾル等の様々な環境指標が保存されている。気温は気候変動の基礎情報であるが、物質ではない気温を定量的に復元することは容易ではない。

気温を復元する一般的な指標としては、水の分子を構成する酸素と水素の安定同位体比が用いられることが多い。酸素・水素安定同位体比（ $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta\text{D}$ ）は、標準物質に対する相対的な差を記号 $\delta$ （デルタ）を用いて、‰（パーミル）という単位で示す。 $\delta$ 値は小さいほど重い同位体（ $^{18}\text{O}$ やD）の存在比が少なくなることを示している。アイスコアは過去の雪が降り積もったものなので、氷の $\delta^{18}\text{O}$ は過去の降水（雪）の $\delta^{18}\text{O}$ そのものを反映している。

降水の $\delta^{18}\text{O}$ 値は、水分子の物性の違いによって変動する。重い水分子（ $\text{HH}^{18}\text{O}$ ）と軽い水分子（ $\text{HH}^{16}\text{O}$ ）では、飽和水蒸気圧が異なる。この違いにより、 $\text{HH}^{18}\text{O}$ は $\text{HH}^{16}\text{O}$ よりも蒸発しにくく、凝結しやすい。例えば、気温が低くなるにつれて飽和水蒸気圧は低くなるので、南極には軽い分子しかたどり着けなくなり、南極の雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値は小さくなる（図2）。

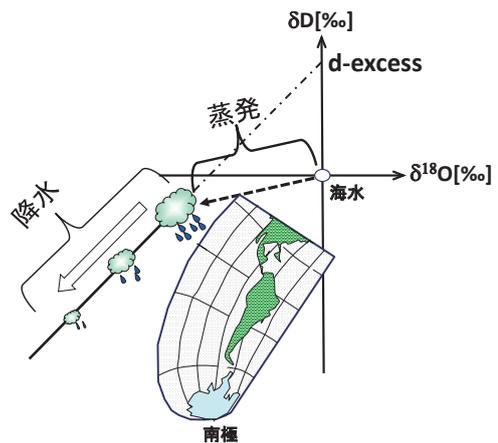


図2 水素と酸素同位体比の変動の模式図

地球の図は中低緯度の海洋で蒸発した水蒸気が南極に到達するまでに同位体比が低くなることを模式的に示している

今回の研究では、雪として凝結した南極の気温に加えて、降雪をもたらした水分子が蒸発した海域の温度も推定した。この「蒸発した海域」というのは、「雪をもたらした水分子が蒸発した海域」のことである（図1の水色部分の海域）。この解析は、水分子から測定できる酸素と水素の同位体比を両方組み合わせることで可能になる。

なぜ降水の同位体比から蒸発時の物理情報が推定できるのだろうか？地球上の降水の $\delta^{18}\text{O}$ と $\delta\text{D}$ は傾き8程度の直線に乗ることが知られている（図2）。これは通常の降水過程においては、同位体効果が主として飽和水蒸気圧の違いに起因し、 $\delta^{18}\text{O}$ と $\delta\text{D}$ が約1対8の割合で変動するからである。一方、蒸発時には分子拡散の影響がこの傾きを小さくする効果がある（図2）。したがって、傾き8の切片の値（d-excessと呼ばれる）は、降雪の起源となった水分子が蒸発した海洋表面の海水温や相対湿度を反映すると考えられる。

このような2種類の同位体の物性の違いを利用することで、複数の仮定は必要なものの、2種類の気温（南極と水蒸気起源の海面水温）を計算して推定することができる。今回の研究では、蒸発と降水プロセスを考慮した同位体モデル<sup>3)</sup>を用いることで、 $\delta^{18}\text{O}$ と $\delta\text{D}$ 値から、南極の気温と降雪をもたらした水蒸気起源の海面水温の2成分を推定した。

## 3. アイスコアに保存された72万年間の気候変動

本研究<sup>2)</sup>では、試料は国立極地研究所を中心とし

た研究グループが南極氷床のドームふじ基地で掘削した第二期ドームふじアイスコアを用いた(写真1と図1)。このアイスコアは南極氷床を底面まで掘削して得たもので、全長は3,035 mに及び、エアロゾル等様々な環境指標についての分析と研究が現在も続いている。本稿で紹介する成果は、このドームふじアイスコアの2,400 mよりも深い部分について、氷を10 cmごとに切断して、水の $\delta^{18}\text{O}$ と $\delta\text{D}$ 値を分析した結果に基づいている。

前述の解析手法をこの同位体比データに適用することで、過去72万年間にわたる周辺海域の海水温変動を復元することができた(図3の青線)。図中の変動は、現代(過去2千年の平均値)の平均水温からの差で示しているので2万年前付近の-5という数値は現代の平均値よりも5℃低いということを示している。

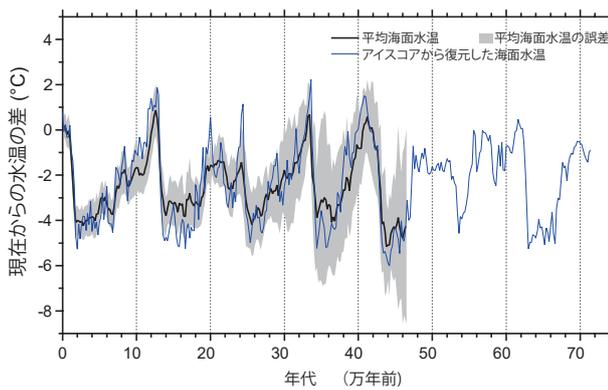


図3 アイスコアから復元した水温と海底堆積物コアから復元した水温変動の比較

この水温復元の妥当性を検証するために、他の様々な研究で復元された水温変動データとの比較を行った。具体的には、周辺海域の17地点(図1の白丸)で掘削された海底堆積物に含まれる有機物の不飽和度や有孔虫の同位体等から推定されたデータを用いた。多数の研究例を平均化した海水温変動(図3の黒線)は、本研究の復元値(図3の青線)と変動の定量的な値だけでなくパターンもよく一致している。このことは、今回のアイスコアによる復元がこの海域の平均水温を反映しているという解釈を強く支持している

それでは、この周辺海域の海水温変動データは大気中の $\text{CO}_2$ 濃度変動とどのような関係にあるのだろうか?アイスコアに気泡として保存された過去の大気を分析して得られた $\text{CO}_2$ 濃度データ(図4Aの赤線)は寒冷な氷期と温暖な間氷期に対応して、180 ppmから280 ppmの濃度範囲で周期的な変動をしている。このデータに復元した周辺海域の海水温(図4Aの青線)を重ねると、大気中の $\text{CO}_2$ 濃度の変動と極めて高い相関があることが分かった。この結果は、南大洋の海水温と大気 $\text{CO}_2$ 濃度の密接な関係を示しており、海水温に関連する海洋環境の変動が大気 $\text{CO}_2$ 濃度を調整する重要な役割を持っているという仮説を支持する証拠といえる。

前述のように、南極の気温変動は $\text{CO}_2$ 濃度と似た変動パターンを示すことが知られており、本研究で復元した南極ドームふじの気温(図4Bの黒線)も、 $\text{CO}_2$ 濃度と似た変動を示している。しかし、両者の

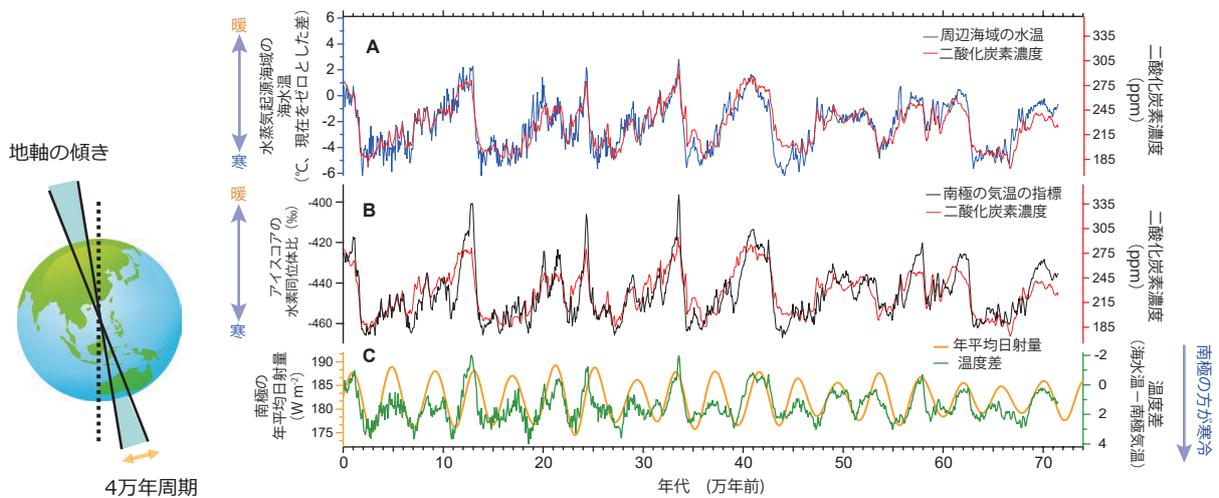


図4 左図:地球の自転軸傾斜角。右図:A)南極周辺海域の水温(青線,本研究)と大気中の二酸化炭素濃度(赤線,複数のアイスコアのデータ),B)南極の気温(黒線,本研究)と二酸化炭素濃度(赤線),C)周辺海域と南極の温度差(緑線,本研究)と南極の年平均日射量(黄線)

間には、温暖期から寒冷期に移行する時期を中心として不一致がある。

詳しくみると、この不一致には周期性があることがわかった。この周期性を示すために、周辺海域の海水温(図4Aの青線)と南極の気温(図4Bの黒線)との差を示した(図4Cの緑線)。この周辺海水温と南極気温との差には、約4万年の周期性があることが分かる(図4C)。本研究では、南極気温と周辺海水温を同じアイスコアから復元できたことで、年代軸の誤差の影響を受けずにこのような解析が可能になったといえる。

これらのデータは、大気CO<sub>2</sub>濃度と南極気温変動との不一致の原因が、南極特有の約4万年を周期とする気温変動の影響によるものであることを示唆している。具体的なメカニズムとしては、約4万年周期で地球の自転軸傾斜角(地軸の傾き)が変動することで引き起こされる年平均日射量の変動(図4Cの黄色線)が原因であると考えられる。

自転軸傾斜角(現代は約23°)は約4万年周期で±1°程度変動する。この傾きの変動が年平均日射量に与える影響は緯度によって異なり、極域と赤道で最も大きく、中緯度で最小となる。このことは、傾斜角が0°になった場合には極域には日射がほぼゼロになるということからも直感的に理解できる。つまり、南極の気温変動は極域特有の年平均日射量の影響を強く受けているために、強い4万年周期をもっていると考えられる。

やや混乱するかもしれないが、極域では年平均日射量の変動の影響は大きいものの、それだけが南極の気温を直接的に決めているわけではない。本研究のデータを4万年周期の変動に注目して解析すると、年平均日射量の変化に対して、南極気温は遅れて応答していることが分かった。更に、この日射量に対する遅れは40万年の周期で最小の値をとる現象を発見した。この結果は、日射量が直接的に南極の気温変動を決めているという説<sup>4)</sup>を否定する証拠といえる。地球規模の炭素循環と海洋循環にも40万年周期があることから、この現象には海洋環境の長期的な変動が関連していると考えられる。

## 4. まとめ

本稿では、アイスコアの同位体比を解析すること

で南極と周辺海域の温度復元を行った研究を紹介した。数万年という時間スケールで、気候システムを観測した場合に、大気中CO<sub>2</sub>濃度の変動は南極の気温よりも、周辺海域の水温と非常によく一致すること等を実証的に示すことができた。南大洋の水温が海洋循環や炭素循環の変動を通して、地球全体のCO<sub>2</sub>濃度に大きな影響をあたえていることを示唆しているといえる。

なお、南極の気温とCO<sub>2</sub>変動との関係については、我々の論文と前後して、2つの説が発表された。それぞれ、中央海嶺の火山活動が活発化することでCO<sub>2</sub>濃度が変動するとする説<sup>5)</sup>、と南極の気温復元が降雪の季節変動のバイアスを受けている<sup>6)</sup>という説である。今後も、様々な視点からの研究が進むことで、地球の気候が維持・変化するメカニズムの理解が進んでいくだろう。

数万年という時間スケールは、長く感じるかもしれないが、寒冷な氷期の間には数十年という短期間で急激な気候変動が起こっていたことも知られている。最近、著者らを含む国際共同研究グループは、複数のアイスコアの解析から、北極での海洋循環の変化に起因する大気循環パターンの変動が短期間で南極に伝わっていることを明らかにした<sup>7)</sup>。このような急激な気候変動に関するアジア地域の応答には未解明な点が多い。今後は、日本も含めたアジア地域も含めて気候変動の記録の解明を進めていく必要がある。

## 参考文献

- 1) Sigman, *et al.*, *Nature*, **466**, 47-55, doi: 10.1038/nature09149 (2010)
- 2) Uemura, *et al.*, *Nature Communications*, **9**: 961, DOI: 10.1038/s41467-018-03328-3 (2018)
- 3) Uemura, *et al.*, *Climate of the Past*, **8**, 1109-1125, DOI 10.5194/cp-8-1109-2012 (2012)
- 4) Laepple, *et al.*, *Nature* **471**, 91-94, doi:10.1038/nature09825 (2011)
- 5) Hasenclever, *et al.*, *Nature Communications*, **8**:15867, DOI: 10.1038/ncomms15867 (2017)
- 6) Erb, *et al.*, *Nature Communications*, **9**:1361, DOI: 10.1038/s41467-018-03800-0 (2018)
- 7) Buizert, *et al.*, *Nature*, **563**, 681-685, doi.org/10.1038/s41586-018-0727-5 (2018)

(琉球大学 理学部)