

Ranges of moisture-source temperature estimated from Antarctic ice cores stable isotope records over glacial-interglacial cycles

R. Uemura, V. Masson-Delmotte, J. Jouzel, A. Landais, H. Motoyama, and B. Stenni
Clim. Past, 8, 1109-1125, 2012.

ABSTRACT

水の同位体比 (δD , $\delta^{18}O$) は、南極アイスコアにおいて気温の指標として広く用いられている。しかしながら、この二つの同位体比は気温のみに依存するのではなく、海洋水蒸気起源から降水の起こる場所の間での大気中水蒸気から重い同位体が蒸留する範囲にも依存する。海洋水蒸気起源の気温 (ΔT_{source}) と降水が起こる場所の気温 (ΔT_{site}) の変動は、重水素過剰 (d) から求めることができる。この論文では、過去 36 万年をカバーする南極ドームふじアイスコアから得られた新しい d の記録を示し、Vostok と EPICA Dome C アイスコアの記録と比較を行う。これまでの研究では、 ΔT_{source} と ΔT_{site} の情報を得るために、理論的同位体蒸留モデルを用いた線形回帰式が提案されてきた。主な不確定性の原因は、 d の ΔT_{site} への感度に関係する、回帰式の係数 β_{site} にある。我々は、気温の範囲と同位体モデルの出力の選択の二つの要素のうち少なくとも一つは β_{site} の値を増加させることを示した。この係数が気温復元へ与える影響を探るために、我々はまず 3 つのアイスコアの同位体比に全く同じ手法を適用した。我々は、 β_{site} 係数の不確定性が (i) ΔT_{source} の氷期-間氷期の振幅、(ii) ΔT_{source} および、起源と掘削地の気温勾配への黄道傾斜の痕跡、に大きく影響することを示した。対照的に、水同位体比の記録によって復元された ΔT_{site} の頑強性を強調した。

INTRODUCTION

南極のアイスコアには、過去数十万年の気候変動の記録

水の同位体比 (δD , $\delta^{18}O$) は気温指標

不確定性の要因

- ・ 降水の持続性
- ・ 氷床の標高
- ・ 蒸発の状況

↓

重水素過剰 d ($d = \delta D - 8 \times \delta^{18}O$)

- * 起源の海洋の海面水温や相対湿度のような蒸発時の状況
- * 雪が形成される時の動的分別の影響→過飽和関数
- * 低温下での同位体交換

アイスコアの δD と d は、その場の気温 (ΔT_{site}), 水蒸気起源の気温 (ΔT_{source}), 海洋の同位体組成 (δD_{sw} , $\delta^{18}O_{\text{sw}}$) に依存すると仮定した様々な手法での研究が行われてきたが、共通の方法論はなく、不確定性も残っている。

$\beta_{\text{site}} (= \partial d / \partial T_{\text{site}})$: ΔT_{site} の変化に対する d の感度 を用いる点は共通

ただし、研究のよって値が異なる (~0.5 から 1.2)

ISOTOPE DATA AND MODELING

Ice core isotopic data

3ヶ所のアイスコアを使用 (図 1)

- ・ EPICA Dome C (EDC) (75°06'S, 123°23'E, 3233 m asl)
 - 過去 14 万年分の記録を使用
 - $\delta D = \pm 0.5\text{‰}$, $\delta^{18}O = \pm 0.05\text{‰}$, $d = \pm 0.6\text{‰}$
 - 時間分解能: ~18 年 (第四紀), ~50 年 (MIS2), ~42 年 (MIS5.5)
- ・ Vostok (78°30'S, 106°54'E, 3488 m asl)
 - 過去 25 万年分の記録を使用
 - $\delta D = \pm 0.5\text{‰}$, $\delta^{18}O = \pm 0.05\text{‰}$, $d = \pm 0.6\text{‰}$
 - 時間分解能: ~220 年
- ・ Dome Fuji (DF) (77°19'S, 39°42'E, 3810 m asl)
 - 時間分解能: ~70 年 (第四紀), ~270 年 (第四紀以外)
 - DF1
 - ◇ 1996 年掘削
 - ◇ 34 万年前までの δD と $\delta^{18}O$
 - DF2
 - ◇ 2007 年岩盤付近到達

◇ 130 m 分 (2399.5-2531.5 m) の δD と $\delta^{18}O$

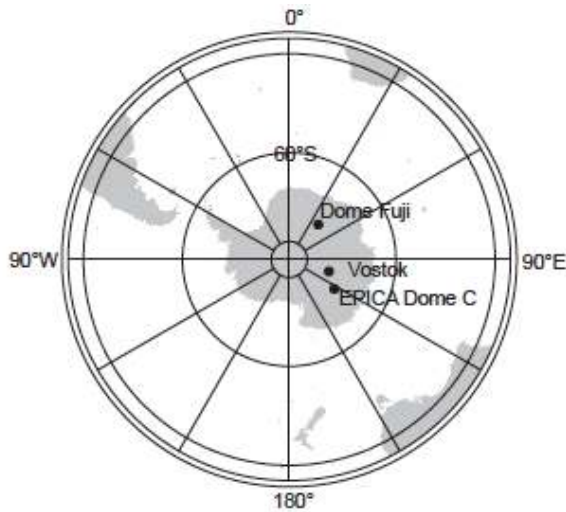


図 1. この論文で用いたアイスコアの掘削地.

DF アイスコアの同位体比：平衡法で測定 ($\delta D = \pm 0.3\text{‰}$, $\delta^{18}O = \pm 0.04\text{‰}$, $d = \pm 0.4\text{‰}$)

- ① DF₁ からオフセット分 ($\delta_{DF1} - \delta_{DF2} = 0.8\text{‰}$; δD , 0.24‰ ; $\delta^{18}O$) を引く.
- ② 重なり部分を DF₂ のデータに置き換える.
DF₂ のほうがノイズが少ない.

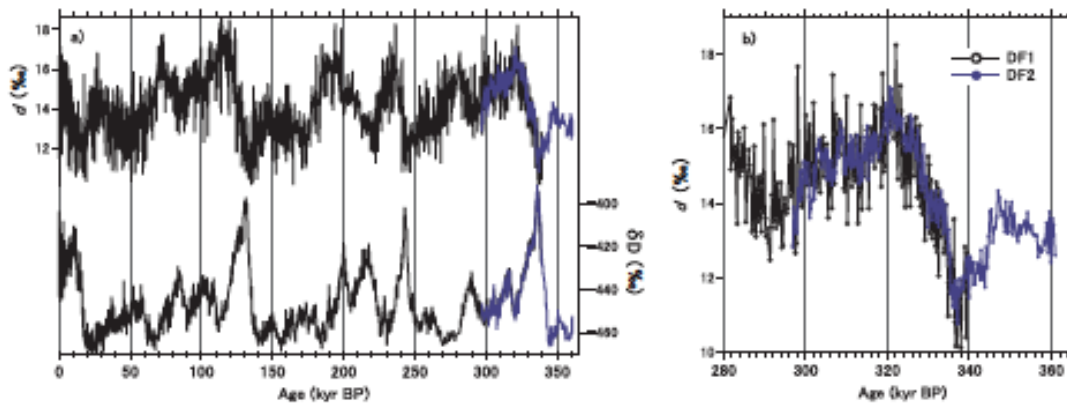


図 2. DF アイスコアの δD と d . (a) DF₁ (黒線) と DF₂ (青線) アイスコアの δD と d . (b) 重なる期間の d の拡大図.

Vostok (GT₄ 年代), EDC (EDC 年代), DF (O₂/N₂ 年代) 年代軸による差がある (図 3c).
目視で δD を合わせ、時間分解能 200 年に再サンプリング.

Raw d -excess and δD data

3つのアイスコアの d の生データ

* ~4 万年周期

- * ターミネーションにずれがある
- * 二次オーダーの変数のため、生の d のデータ解釈は難しい
- * d の定義によって、氷期-間氷期変動が異なる

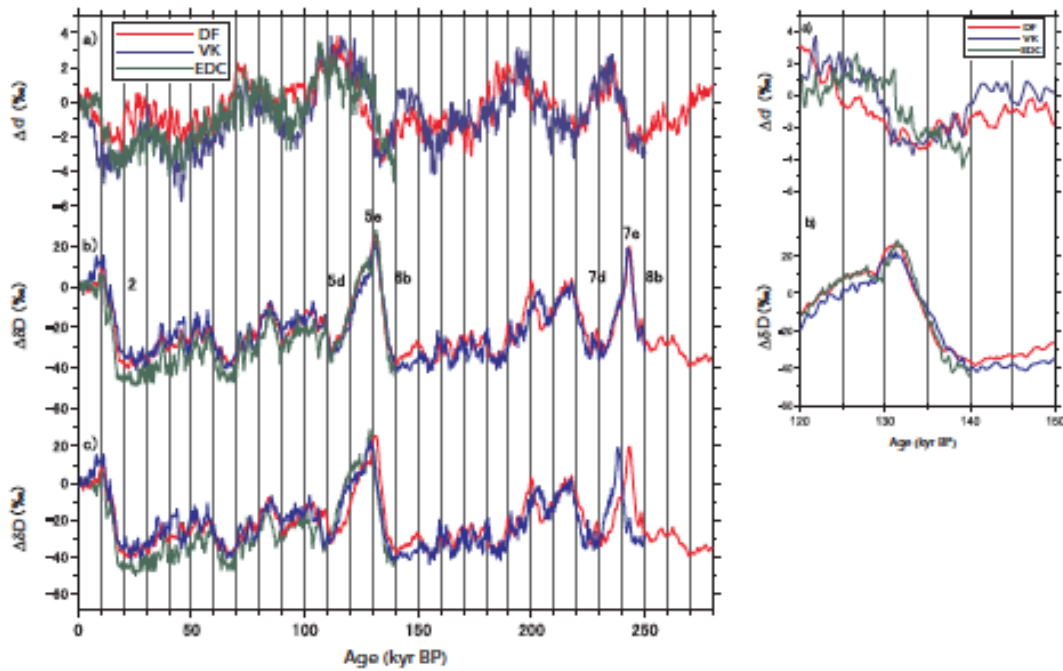


図 3. DF アイスコアの δD と d . (a) O_2/N_2 年代での DF (赤線), Vostok (青線), EDC (緑線) の d と (b) δD . (c) 元々の年代軸での δD . 左図：右図：ターミネーション II の拡大図. 全同位体比は現在 (過去 2 千年平均) からの偏差 (Δ) で表す.

Isotope inversion method

Mixed Cloud Isotopic Model (MCIM) モデルを使用 (Ciais and Jouzel, 1994).

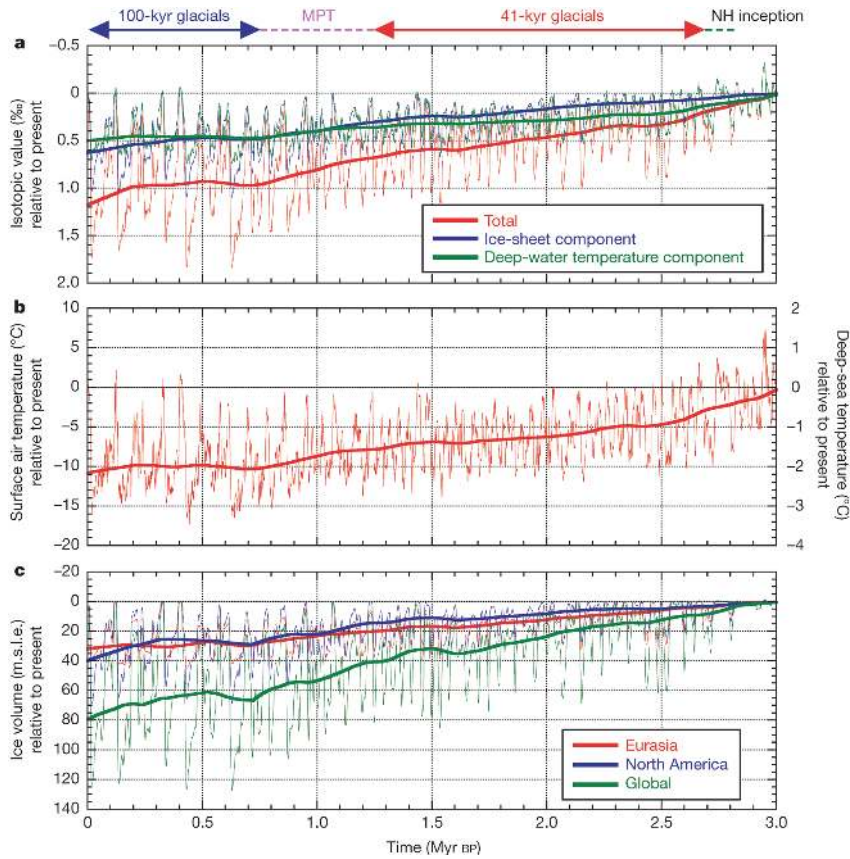
1. 補正係数 $\delta^{18}O_{SW}$ を固定.

$$\delta^{18}O_{corr} = \delta^{18}O_{ice} - \delta^{18}O_{SW} \frac{(1 + \delta^{18}O_{ice})}{(1 + \delta^{18}O_{SW})} \quad \dots(1)$$

$$\delta D_{corr} = \delta D_{ice} - \delta D_{SW} \frac{(1 + \delta D_{ice})}{(1 + \delta D_{SW})} \quad \dots(2)$$

$\delta^{18}O_{corr}$ と δD_{corr} は、氷の同位体比 ($\delta^{18}O_{ice}$ と δD_{ice}) を海洋の同位体比変動 ($\delta^{18}O_{SW}$ と δD_{SW}) で補正したもの.

$\delta^{18}O_{SW}$ は, Bintanja and Wal, (2008)の海水 $\delta^{18}O$ (下図の Ice-sheet component) を使用.



δD_{SW} は, $\delta D_{SW} = 8 \times \delta^{18}O_{SW}$ と仮定して計算.

$$d_{corr} = \delta D_{corr} - 8\delta^{18}O_{corr}$$

II. δD と d への相対湿度や風速の影響を無視して, ΔT_{source} だけを考える.

$$\Delta D_{corr} = \gamma_{site} \Delta T_{site} - \gamma_{source} \Delta T_{source} \quad \dots(3)$$

$$\Delta d_{corr} = -\beta_{site} \Delta T_{site} + \beta_{source} \Delta T_{source} \quad \dots(4)$$

γ と β の係数は全て正数 ($\% K^{-1}$).

Δ は現在 (過去 2 千年の平均) からの偏差を表す.

ΔT_{site} は地表面の年平均気温で, 年平均凝結気温 (ΔT_c) から計算される.

$$\Delta T_c = 0.67 \Delta T_{site} \quad (\text{Jouzel and Merlivat, 1984})$$

III. 過飽和関数は下記の式を使う.

氷晶成長中, 過飽和による動的分別が起こる.

$$S_i = 1.020 - 0.003T$$

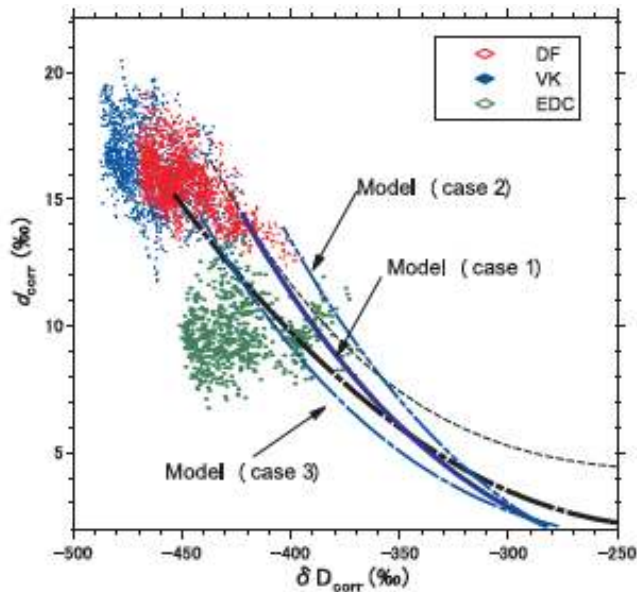


図 4. 南極表面雪とアイスコアの同位体比. 南極の様々な場所の表面雪 (黒破線) と昭和基地-ドームふじルートを含む日-ス IPY2007/2008 トラバース (黒点線) から求めた回帰曲線. 計算による回帰曲線は青線で表され, それぞれのケースは表 3 の過飽和関数に対応する. 点は DF (赤), Vostok (青), EDC (緑) のアイスコアデータを表す.

Present-day isotope tuning

現在 (過去 2 千年平均 $\pm 1\sigma$) の雪の同位体比

$$\delta D = -426.3 \pm 1.4\text{‰}, \quad \delta^{18}\text{O} = 55.09 \pm 0.16\text{‰}, \quad d = 14.4 \pm 0.3\text{‰}$$

MCIM モデルでは, 実際 (10m 深温度が -57.7°C , 4m 高での 1 年の観測が -54.8°C) よりも低温 (年平均気温 -61.0°C) でのみ再現.

- * 年平均気温と降水で重み付けされた気温の違い
- * 地表気圧の違い \rightarrow 気圧が低いと蒸留が小さくなり, δ 値が高くなる

\rightarrow 2 通りで実験

- ① “実際の”DF の気温を使用 (**temperature fitted**)
- ② 実際よりも低い気温を使用 (**isotope fitted**)

UNCERTAINTY ON THE SENSITIVITY OF D TO TEMPERATURE

Sensitivity of β_{site} estimation

不確定性の主な要因は, d の ΔT_{site} への感度を表す β_{site} (式 3, 4).

δD は気温とほぼ線形関係にあるため, β_{site} は同位体比に依存.

\rightarrow 同位体比と気温が下がると, d - δD の傾きは急になる (図 4).

表 1. 気温の係数比較.

Site	β_{site}	β_{source}	β_{sw}	γ_{site}	γ_{source}	γ_{sw}	Reference
DF	1.3	1.6	–	7.7	3.2	–	This study
Vostok ^a	0.5	1.3	2.8	7.1	3.7	4.8	Cuffey and Vimeux (2001); Vimeux et al. (2002)
Vostok ^b	0.9, 1.2	1.1, 1.2	3.0, 2.9	6.8, 6.9	2.8, 3.6	4.5, 4.7	Salamantin (2004)
Vostok ^{a,c}	1.0	1.4	3	–	–	–	Landais et al. (2009)
Vostok ^c	1.1	1.5	–	–	–	–	Risi et al. (2010)
Vostok	1.4	1.6	–	7.7	3.1	–	This study
EDC ^a	0.5	1.3	2.6	7.6	3.5	5.0	Stenni et al. (2001); Masson-Delmotte et al. (2004)
EDC	0.5	1.3	–	7.6	3.6	–	Stenni et al. (2003)
EDC	1.2	1.5	–	7.8	3.4	–	This study
East Antarctica ^{a,c}	1.29 to 2.04	1.31 to 1.5	3	–	–	–	Winkler et al. (2012)

- 気温の変化に対する β_{site} の感度実験： ΔT_{site} と ΔT_{source} を $\pm 2^\circ\text{C}$ 変化させる
 - “Isotope fitted”
 - “Temperature fitted”
 1. $T_{\text{source}}=18^\circ\text{C}$
 2. $T_{\text{source}}=11^\circ\text{C}$: Vostok での復元に使用 (Vimeux et al., 2001).
- これまでの研究で見られた不一致のほとんどは、アイスコアの同位体比に合わせるか、実際の気温に合わせるかの選択による。

表 2. 気温の変化に対する β_{site} の感度実験.

Tuning strategy	Simulated DF isotope ratio (‰)			Temperature ($^\circ\text{C}$)		Sensitivity coefficient ($\%/\text{^\circ C}$)			
	δD	$\delta^{18}\text{O}$	d	DF site	Source	β_{site}	β_{source}	γ_{site}	γ_{source}
Isotope fitted	–422.7	–54.6	14.5	–61.0	18.0	1.3	1.6	7.7	3.2
Temperature fitted 1	–377.1	–48.2	8.5	–55.0	18.0	0.8	1.3	7.6	3.4
Temperature fitted 2	–351.1	–43.9	–0.2	–55.0	11.0	0.6	1.2	7.9	4.1

- 過飽和関数の変化に対する β_{site} の感度実験： ΔT_{site} と ΔT_{source} を $\pm 2^\circ\text{C}$ 変化させる
 - $S_i=1.020-0.0030T$
 - $S_i=1.020-0.0025T$
 - $S_i=1.020-0.0035T$
- 過飽和関数の変化が β_{site} に与える影響は、 ΔT_{site} と ΔT_{source} の変化が与える影響に比べて小さい。

表 3. 過飽和関数の変化に対する β_{site} の感度実験.

Super saturation function (S_i)	Simulated DF isotope ratio(‰)			Temperature (°C)		Coefficient (‰/°C)			
	δD	$\delta^{18}O$	d	Site	Source	β_{site}	β_{source}	γ_{site}	γ_{source}
1.020-0.0030T (case 1)	-422.7	-54.6	14.5	-61.0	18.0	1.3	1.6	7.7	3.2
1.020-0.0025T (case 2)	-403.6	-52.2	13.9	-58.0	18.0	1.2	1.4	7.7	3.3
1.020-0.0035T (case 3)	-441.3	-57.0	14.3	-64.0	18.0	1.1	1.6	7.5	3.0

Data selection for regressions

■ 回帰式をたてる際に用いるデータの選択も β_{site} に影響

これまでの研究：ランダムに気候変動 (ΔT_{site} , ΔT_{source}) させた時の幅広い δ 値
 この研究：氷期-間氷期のアイスコアデータと一致するような δ 値

➤ これまでの研究では低温での d - δD の傾きが不十分.

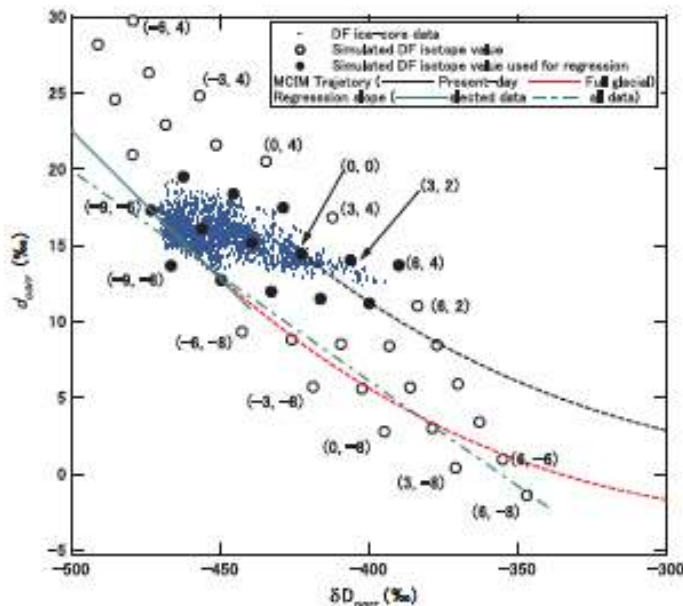


図 5. シミュレーションによる南極の d と δD . 曲線は、現在 (黒点線) と氷期 (赤点線) の状態を示す. それぞれの点 (白丸と黒丸) は, ΔT_{source} と ΔT_{site} で示される気温を設定した時の DF サイトでの同位体比を表す. DF アイスコアデータ (青点) と解析に用いたデータは黒丸で表す. ΔT_{source} が一定 ($=-6.0^{\circ}C$) で, 黒丸と全ての丸から得られた線形回帰線 $d/\delta D$ は、それぞれ緑線と緑破線で表す.

Different sensitivity coefficients

条件：Isotope fitted (表 2), $S_i=1.020-0.0030T$

$$\Delta \delta D_{corr} = 7.7 \Delta T_{site} - 3.2 \Delta T_{source} \quad \dots(5)$$

$$(R^2=0.999, n=14, p<0.001)$$

$$\Delta d_{corr} = -1.3\Delta T_{site} + 1.6\Delta T_{source} \quad \dots(6)$$

(R²=0.999, n=14, p<0.001)

Vostok, EDC にも同様の手法を適用.

➤ これまでの研究とこの研究で, β_{site} に差 (表 1)

β_{site} (表 1; 東南極で高い) は, d の定義と気温の範囲に依存.

→ 対数定義での d のテスト (Appendix A).

- ・ β_{site} は実際 d の定義に大きく依存
- ・ 対数的定義での d は, ΔT_{site} が d の空間分布に与える影響を減らす. すなわち, β_{site} の値を減らす.
- ・ β_{site} は d の補正係数なので気温復元結果は変わらない

RECONSTRUCTED ΔT_{source} and ΔT_{site}

ΔT_{source} and ΔT_{site} of Dome F

式(5), (6)を用いて復元 (図 6).

○ β_{site} の重要性 ($\beta_{site}=1.3$ と $\beta_{site}=0.5$ の比較)

ΔT_{source} へ強く影響, ΔT_{site} は感度低い

1. 新しい ΔT_{source} の氷期-間氷期の振幅が ΔT_{source}^{low} ($\beta_{site}=0.5$) の約 2 倍.
2. 間氷期-氷期開始のタイミング (MIS 5d).

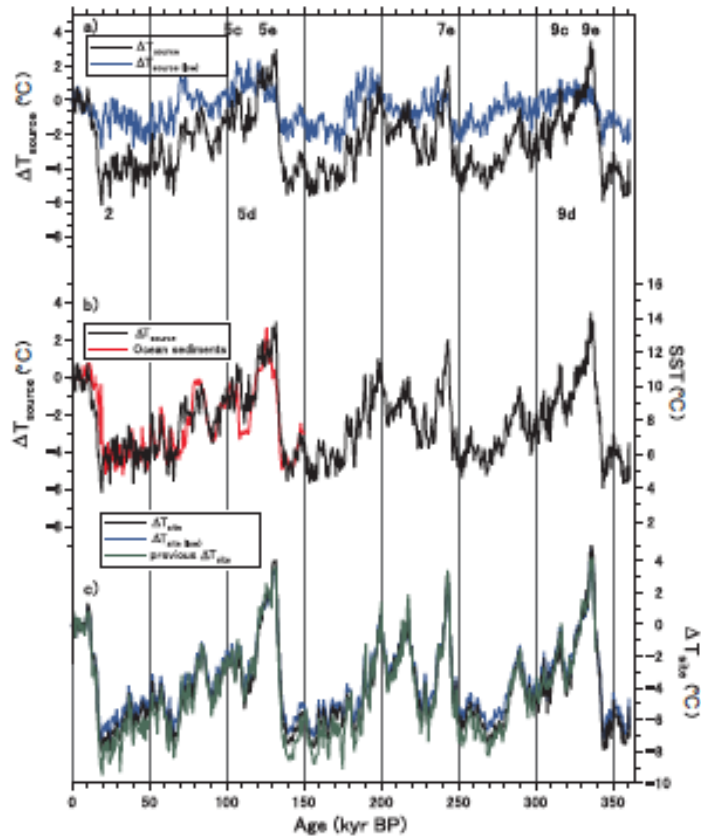


図 6. DF の ΔT_{source} と ΔT_{site} と SST 記録. (a) 黒線は”isotope fitted” (本研究) で得た係数 ($\beta_{\text{site}}=1.3$) に基づいた DF アイスコアの ΔT_{source} 記録を表す. 青線は Vostok の復元 (temperature fitted) (Cuffey and Vimeux, 2001; Vimeux et al., 2002) で用いられた係数 ($\beta_{\text{site}}=0.5$) に基づいた DF アイスコアの $\Delta T^{\text{low}}_{\text{source}}$ 記録を表す. 数字は海洋酸素同位体ステージを示す. (b) 黒線は DF アイスコアの ΔT_{source} と, 南半球の海洋堆積物の SST 記録 (Barrows et al., 2007) (赤線) を表す. (c) 本研究の係数に基づいた ΔT_{site} 記録 (黒線) と, 過去の DF アイスコアの ΔT_{site} 復元 (temperature fitted) (Kawamura et al., 2007).

Comparison with the other cores

Vostok と EDC アイスコアに, DF アイスコアと同様の手法を適用 (表 1, 図 7).

- ◇ ΔT_{source} の氷期-間氷期振幅はこれまでの研究より大きく, ΔT_{site} はあまり変わらない
- ◇ EDC での ΔT_{source} と ΔT_{site} は, 他よりも低い
- ◇ 気温勾配 ($=\Delta T_{\text{source}}-\Delta T_{\text{site}}$) は, 4 万年周期を示す

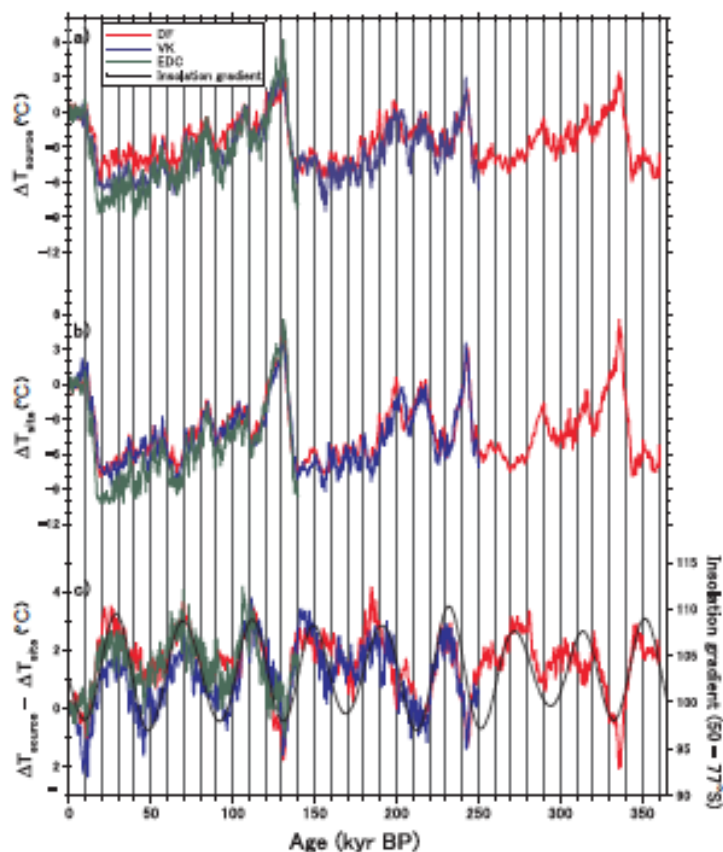


図 7.3 つのアイスコアからの ΔT_{source} と ΔT_{site} と気温勾配. **Isotope fitted** 法を用いた DF (赤線), Vostok (青線), EDC (緑線) から復元された気温. (a) ΔT_{source} , (b) ΔT_{site} , (c) 気温勾配 ($=\Delta T_{\text{source}} - \Delta T_{\text{site}}$) と $50-77^{\circ}\text{S}$ の年平均日射勾配 (W m^{-2} , 黒点線).

Isotope inversion method Comparison with SST records from ocean sediments

海面水温 (SST) 記録と比較

現在の DF への主な水蒸気起源は $40-70^{\circ}\text{S}$ 周辺の海洋.

ΔT_{source} は SST の上限と一致 (図 6).

- ◇ ΔT_{source} は異なる水蒸気起源の平均で, これを分けるには更なる情報 (i.e. 化学成分, 後方流線解析, GCM モデル) が必要.
- ◇ 過飽和と降水の季節性による不確定性もある.

Obliquity and deuterium-excess

これまでの南極アイスコアの生の d の記録には, 強い 4.1 万年の黄道傾斜の周期性.

→ 高緯度と低緯度での年平均日射量の勾配で水蒸気輸送が変化し, 年平均日射量と気温への影響の差異が増大する (Vimeux et al., 1999; Loutre et al., 2004).

・ δD と d は逆位相 (図 8).

→ β_{site} の小さな差が ΔT_{source} の黄道傾斜シグナルに大きな影響

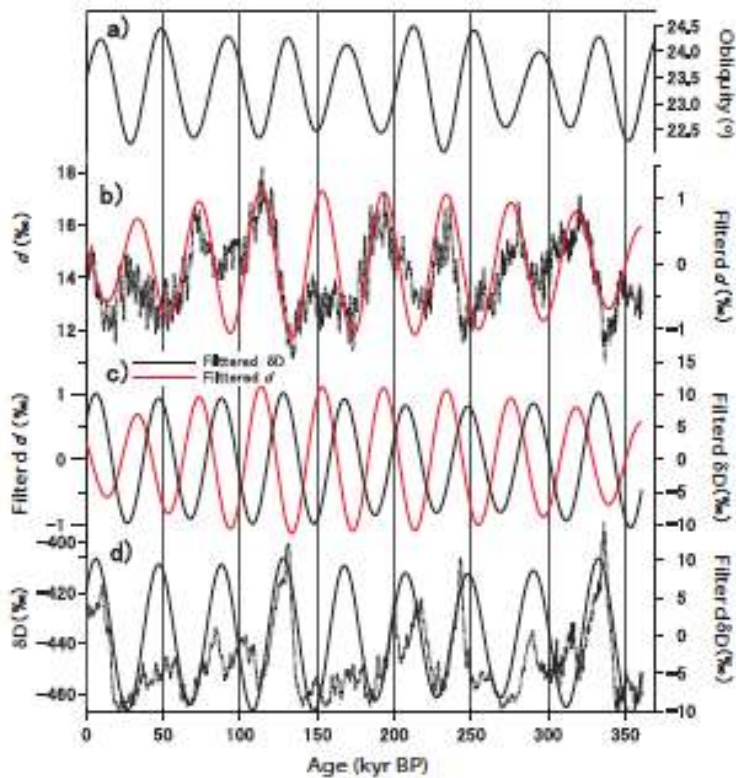


図 8. DF 同位体記録の黄道傾斜成分。(a) 地球の黄道傾斜。(b) DF の生の d の記録 (黒線) とそのフィルターをかけたシグナル (赤線)。黄道傾斜のフィルターには、ガウシアンフィルターを使用した。黄道傾斜のバンド ($f=0.025\pm 0.005$)でのバンドパスフィルター (赤線)。(c) DF の d (赤線) と δD (黒線) のフィルターをかけたもの。(d) DF の δD (黒点線) とそのフィルターをかけたシグナル (黒実線)。

- ・ ΔT_{source} は弱い黄道傾斜シグナルを示す (図 9e)。
- d の強い黄道傾斜シグナルが ΔT_{site} によってつくられたものだという可能性は除外できない。
- ・ 3つのアイスコアの気温勾配は主に黄道傾斜によって変調しているように見える (図 9f)。
- ・ δD と比べ、 ΔT_{site} では黄道傾斜のシグナルが小さくなった (図 9)。
- 一部水蒸気起源の影響だが、全ては説明できない。

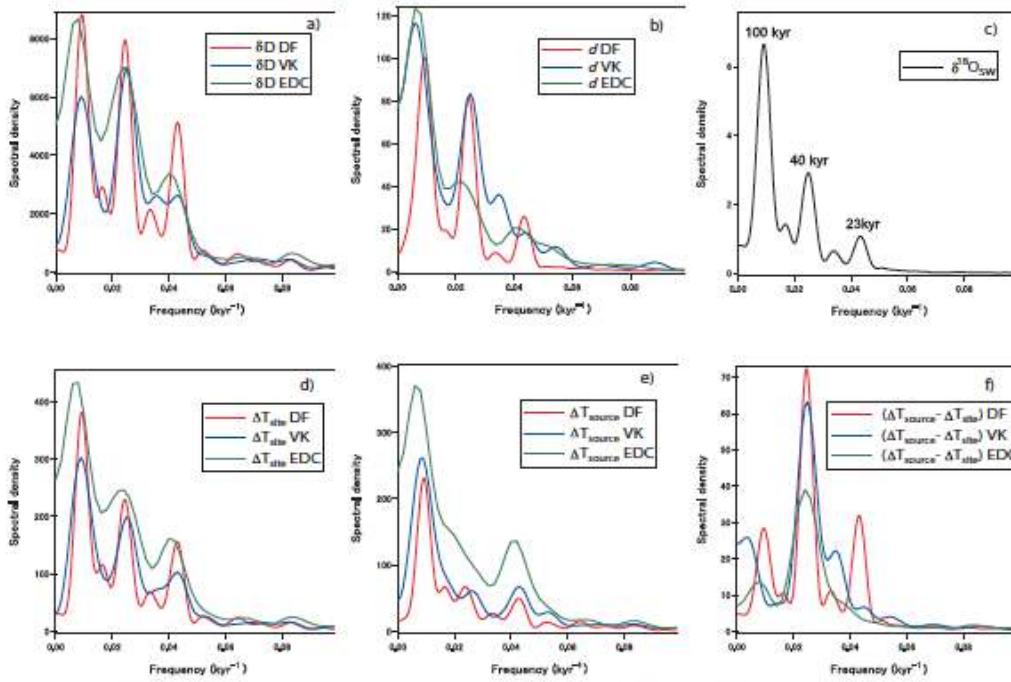


図 9. DF アイスコア同位体記録のスペクトル解析. DF (赤), Vostok (青), EDC (緑) のパワースペクトル. (a) δD , (b) d , (c) 過去 36 万年の海洋同対比変動 ($\delta^{18}O_{sw}$) (Bintanja and Wal, 2008) (d) ΔT_{site} , (e) ΔT_{source} , (f) 気温勾配 ($=\Delta T_{source} - \Delta T_{site}$). スペクトル解析は Blackman-Tukey 法で, ラグの 50% (DF, Vostok, $\delta^{18}O_{sw}$) と 70% (EDC) で行なった (Paillard et al., 1996).

CONCLUSIONS AND PERSPECTIVE

過去 36 万年をカバーする DF アイスコアの δD と d から, MCIM モデルを用いて ΔT_{source} と ΔT_{site} の復元を行った. この復元の不確定性は主に β_{site} にあり, この差はモデルを現在の気温に合わせるか同位体比に合わせるかによって決まることを示した.

同様の手法を DF, Vostok, EDC の 3 つの南極アイスコアに適用して比較したところ, ΔT_{source} はこれまでの研究よりも大きな振幅を示した. 一方, ΔT_{site} の違いは誤差の範囲内であった. ΔT_{source} は弱い黄道傾斜のシグナルを示したが, 気温勾配 ($\Delta T_{source} - \Delta T_{site}$) は逆位相での黄道傾斜のシグナルを示した. これによって, 黄道傾斜が水循環と気候にとって重要であることがわかり, 年代決定にも適用できる可能性がある.

動的分別と低温下での同位体交換反応での分別係数の改良が必要である. 水分子の酸素の 3 同位体比 (i.e. ^{17}O -excess) には水蒸気起源の記録が期待できる. 南極の雲の d や ^{17}O -excess の観測によって, 過飽和関数を限定し, d や ^{17}O -excess が変動するメカニズムの理解が期待できる.

APPENDIX

Logarithmic definition of d and meaning of β_{site}

d の定義と動的分別 (蒸発と雪の形成) によって, β_{site} と β_{source} の正確な物理的理解が制限.

d の経験的定義： $\delta D/\delta^{18}O$ （分別係数の比 $(\alpha_{D-1})/(\alpha_{18-1})$ に対応）の傾き 8 の直線

～実際は外れる（気温が $20^{\circ}C$ から $0^{\circ}C$ へ低下すると傾きは 8.7 から 9.6 へ増加する）

* $\ln(1+\delta) \sim \delta$ と近似できない。

南極では、 δ で -50.0% ($\delta^{18}O$) と -400% (δD) は、 $\ln(1+\delta)$ での -51.3% ($\delta^{18}O$) と -511% (δD) に対応。

GNIP データと南極表面雪のデータをプロット（図 A1）。

通常プロット → $\delta^{18}O$ と d の関係は放物線（図 A1a）。

対数プロット → $\ln(1+\delta^{18}O)$ と $\ln(1+\delta D)$ の関係は二次曲線で近似できる（図 A1b）。

$$\ln(1+\delta D) = -2.85 \times 10^{-2} \times (\ln(1+\delta^{18}O))^2 + 8.47 \times \ln(1+\delta^{18}O) + 13.3 \quad (A1)$$

※ 傾き (GMWC: Global Meteoric water Curve) は ~ 8.5 から 12 と変化

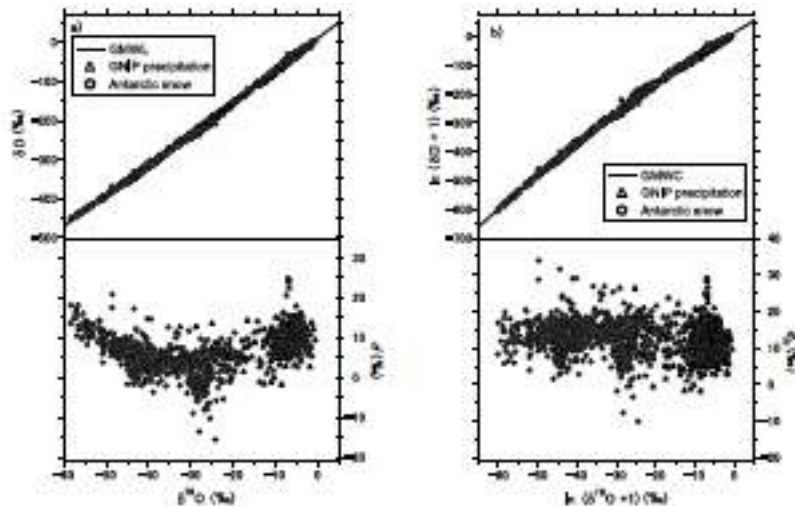


図. A1. 通常と対数プロットでの天水線. (a) GNIP と南極表面雪の GMWL データ. GNIP データは、2 年以上 d のデータがある 308 基地のデータに基づく. 降水で重み付けされた GNIP データは回帰線にのる ($\delta D = 8.18 \times \delta^{18}O + 11.2$ ($R^2 = 0.991$)). (b) (a) と同じだが、対数プロット.

傾き（一般的に $(\alpha_{D-1})/(\alpha_{18-1})$ と一致）と年平均気温に対応する $\ln(1+\delta^{18}O)$ の関係（図 A2）

液相-気相，固相-気相の分別係数にギャップ

→過飽和の効果を組み入れることで小さくなる（図 A2）。

対数定義 δ に基づいた d_{ln}

$$d_{ln} = \ln(1+\delta D) - \left(-2.85 \times 10^{-2} \times (\ln(1+\delta^{18}O))^2 + 8.47 \times \ln(1+\delta^{18}O) \right) \quad (A2)$$

d と違い、 d_{ln} は $\ln(1+\delta^{18}O)$ に依存しない（図 A1b）。

d_{ln} は、同位体交換反応だけでなく動的分別も除かれている。

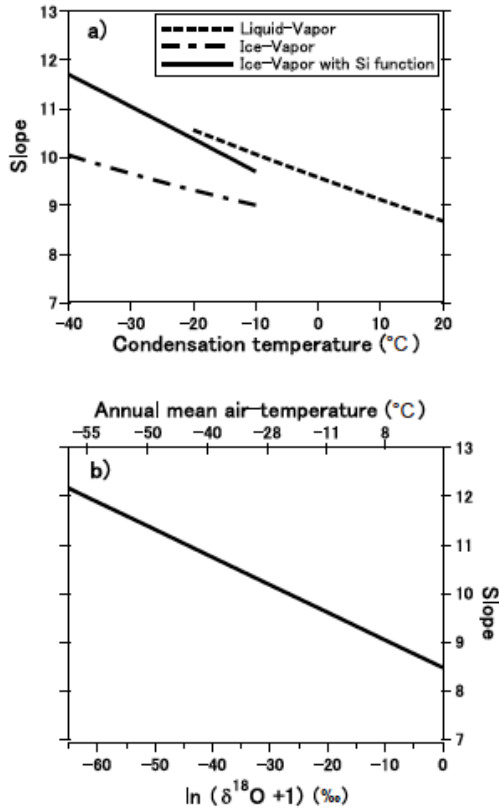


図.A 2. 天水線の通常と対数でのプロット. $\delta D/\delta^{18}O$ の傾きは式(7)の差を用いて計算した. 雪の形成中の動的分別は過飽和関数を用いて考慮した.

d と d_{ln} の違い (図 3)

- ・ 氷期-間氷期の振幅は, d の約 2 倍
- ・ 明確な ~4 万年周期なし
- ・ ターミネーションのラグなし

→氷期-間氷期の変動は d の定義に敏感

d と同様の手法で, d_{ln} から ΔT_{source} と ΔT_{site} を復元.

$$\ln(1 + \delta^{18}O)_{corr} = \ln(1 + \delta^{18}O_{ice}) - \ln(1 + \delta^{18}O_{sw}) \quad (A3)$$

$$\ln(1 + \delta D)_{corr} = \ln(1 + \delta D_{ice}) - \ln(1 + \delta D_{sw}) \quad (A4)$$

δD_{sw} は, 下記のように仮定して計算.

$$\ln(1 + \delta D_{sw}) = -2.85 \times 10^{-2} \times \left(\ln(1 + \delta^{18}O_{sw}) \right)^2 + 8.47 \times \ln(1 + \delta^{18}O_{sw})$$

$$\Delta \ln(1 + \delta D)_{corr} = 13.5 \Delta T_{site} - 5.5 \Delta T_{source} \quad (A5)$$

$$(R^2 = 0.999, n = 14, p < 0.001)$$

$$\Delta d_{d_corr} = -0.4\Delta T_{site} + 1.8\Delta T_{source} \quad (A6)$$

(R²=0.996, n=14, p<0.001)

式(A5), (A6)で得られた ΔT_{source} と ΔT_{site} は, 式(5), (6)で得られたものと同じ.
 β_{site} の値は d の定義に依存 (β_{site} は d の補正係数として働く).

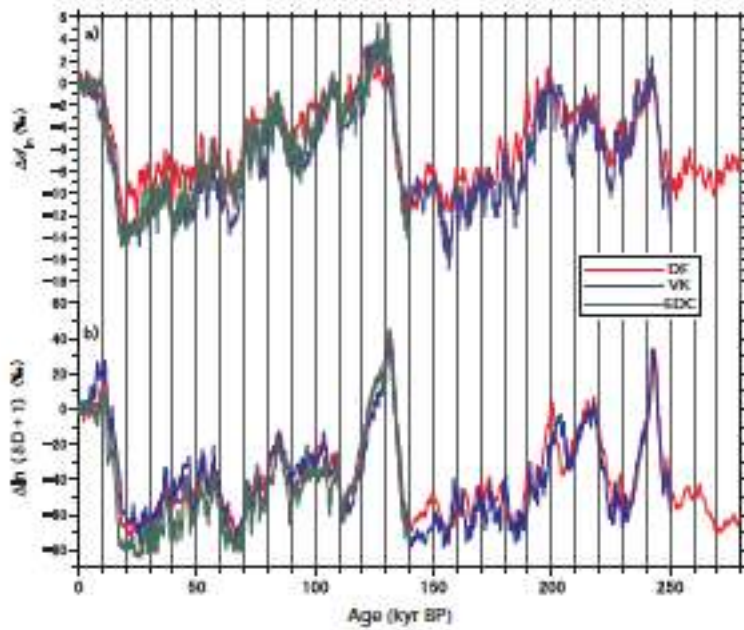


図.A 3. 対数定義での南極アイスコアの d と δD . (a) DF の O₂/N₂ 年代での DF (赤線), Vostok (青線), EDC (緑線) アイスコアの対数定義の d_{in} . (b) DF の O₂/N₂ 年代での 3つのアイスコアの $\ln(1 + \delta D)$.