解説

氷床コア解析

庄子 仁

要 旨

氷床コア解析のゴールは、地球環境データの取得にあるが、それには氷床そのものの理解が基礎となる。コア解析の幾つかのトピックスとそれに関わる氷床過程の問題点を考えながら、コア解析の現状を簡単に紹介したい。

1. はじめに

筆者は、1978年から1987年までの約10年間、米国ニューヨーク州立大学氷コア研究所（所長：チェスター・ラングウェイ博士）に勤務し、南極やグリーンランドなどの極地氷床から採取された、鉛直柱状雪氷コア試料の解析（主として力学的性質の研究）に携わってきた。1978年当時の日本は、未だ試料採取用のドリル開発期にあたり、南極での最深コア長が約160 m 程度であった。しかし世界的にみると、1966年グリーンランドのキャンプ・センチュリー（1387 m）、1968年南極のバード基地（2164 m）における深層連続掘削が成功し、1972年にはドリル開発の功勞により米国のライル・ハンセン博士が国際雪氷学会から Seligman Crystal 賞を受賞している。採取されたコア試料の解析がその後盛んに行なわれ、1976年には、デンマークのウィリー・ダンスガード博士が同位体雪氷学の功績によりやはり上述の賞を受賞した。1979年からは、アメリカ・デンマーク・スイスの3国共同国際協力による「グリーンランド氷床研究計画（GISP）」の深層掘削が始まり、筆者もこれに参加したが、1981年には2037 m の氷床底部に到達している（Langway et al., 1985）。

その後日本隊による南極みずほ基地（701 m, 1984年）での掘削を含め、極地雪氷コアの採取・解析が急速に進み、氷床コア研究に主題をおいた幾つもの国際会議が開催され、またその論文集（例えば Langway et al., 1985; *Annals of Glaciol.*, **10**, 1988; Oeschger and Langway, 1989）も出版されている。こうしたコア研究の世界的動向は、現在なお加速されて、新たな深層コアの掘

削と解析へと向っているが、それは最近の急激な地球環境変化についての社会的関心と、問題に対する対策への要請に依るところが極めて大きい。地球環境といえば大気・海洋・陸地など地球表面付近の物理化学的・生物学的条件を指しているが、最近この地球環境に大きな変化が現われていることは衆知の通りである。例えば（科学「特集：変容する地球大気」vol. 59, No. 9, 1989; Pearce, 1989）。

氷コア解析の重要性は、深さ方向の鉛直棒状氷試料を用いることによって、氷体の3次元構造を明らかにできるばかりでなく、氷床氷が堆積岩であることから、過去の地球環境の情報を引き出すことができるというところにある。過去の環境情報を記録しているデータ・バンクとしては、他に海底コアや年輪なども有るが、それらにとっては生物の生理現象がその形成主体であるのに対し、雪氷は大気現象の産物であることが氷床コアの大きな利点となっている。氷床コア中には、地球規模の大気諸過程に関わるさまざまな種類の物質が検出される。地球環境問題、例えば温室ガスの増加、酸性雨による森林破壊、土壌中の水分減少、オゾンホール形成といった問題のいずれをとっても大気過程に深く関わっているのであるから、データ・バンクとしての雪氷コアの重要性は容易にうかがえよう。本稿では「雪氷コア解析から何が判るか？」といった一般的紹介（Herron, 1982a; Shoji and Langway, 1989）よりもむしろ、特に物理過程に関連した問題を示すことにより、少しでも多くの人にコア解析に興味を持って頂けるよう努め、話を進めたい。

2. 表面積雪から氷河氷への変態過程と環境シグナル

降雪は、氷床表面で堆積したのち、フィルンを経て氷河氷に変態する。雪粒間の空隙が徐々にせばめられ、や

が気泡となり、ついには通気性を失って氷河氷となる。その深さ（氷化深度：pore close-off depth）は、その場所の温度と涵養量とに依存する（Herron and Langway, 1980）が、およそ50～120 mの範囲にある。この範囲の積雪（フィルン層）は通気性を持ち、空気や水蒸気などが深さ方向に対して容易に移動できる。したがって、氷床コアに含まれる環境シグナルを読み取るためには、このような変態過程を十分に考慮する必要がある。以下に環境シグナルの幾つかの例を挙げて、変態過程の重要性について考えてみよう。

2-1. 酸素安定同位体比

氷床表面付近の温度を示す環境指標として酸素同位体比が広く用いられている。そこでまずこの解析方法の基礎を簡単に説明したい。

酸素には ^{16}O 、 ^{17}O 、 ^{18}O の質量数の異なる3種の安定同位体がある。自然界におけるそれらの存在比は夫々99.762, 0.038, 0.200%である。また水素の安定同位体 ^1H と ^2H (=D)についての存在比は夫々99.985, 0.015%である（理科年表, 1989）。これらの存在比を用いて天然水中の水分子の存在比を近似計算すると多い順に $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$ 、 $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$ 、 $^1\text{H}_2^{17}\text{O}$ 、 $^1\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$ が夫々997321, 1999, 380, 299 ppmあることになる。他の組合せの同位体水分子は全て1 ppm以下となる。従って氷体を形成する水分子 H_2O のうち、ほとんどが $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$ （分子量18）であり、僅かに0.2%程度の $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$ （分子量20）が存在していることが判る（大気中の O_2 、 CO_2 についても酸素同位体比が測定され、それらはまた別の環境指標となるが、ここでは、氷を作っている水分子 H_2O についてのみ考える）。これらの安定同位体比は（炭酸ガス交換ののち）質量分析計を用いて測定されるが試料中の ^{18}O 量の変動は極めて小さいので、酸素同位体比、 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ($^1\text{H}_2^{16}\text{O}/^1\text{H}_2^{18}\text{O}$ とほとんど同じ)から次式で定義される $\delta^{18}\text{O}$ 値に基づいて測定・議論されるのが普通である。

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{試料}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{標準海水}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{標準海水}}} \times 1000 \text{ (‰)}$$

上式から判るように $\delta^{18}\text{O}$ とは標準海水中の同位体比を基準として、それからの試料中の同位体比の偏差を千分率で表わしたものであり、標準海水自身の $\delta^{18}\text{O}$ 値は、定義により零となる。

$\delta^{18}\text{O}$ が温度の指標となるのは、水蒸気の蒸発から降雪に到る過程で同位体の分別(fractionation)が起るためである。 $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$ と $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$ とからなる液体の水がその水蒸気相と平衡にある場合、液体中と水蒸気中における同位体存在比は、それらの同位体の蒸気圧の比に等しく、

この比を分別定数(fractionation factor) α という。

海面から水蒸気が蒸発して高緯度へ、あるいは高度を上げて内陸に向かいながら雨または雪を降らせてゆく過程において、水蒸気中の同位体比($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$)の値は、 a は、水蒸気量(モル数) F の関数

$$a = a_0 F^{\alpha-1} \quad \dots\dots\dots (1)$$

で表わされる。ここで a_0 は水蒸気塊の最初の同位体比である。この式はレーリー蒸溜(Rayleigh condensation)の式と呼ばれている。 α は1よりわずかに大きい量であり(北野, 1984), したがって上式は、残存水蒸気量の同位体比 a が降水(雪)事象の起るたびに減少してゆくことを示している。降水(雪)自身の同位体比 αa も同様に減少してゆく。水蒸気塊が奥地(高緯度/高地)に進むにつれて、 F の値がどう変わるかについては、その冷却過程に依存し、 $\delta^{18}\text{O}$ 値の定量的導出は単純ではないが(Johnsen et al., 1989), α の温度依存性を通じて降水(雪)中の同位体比が温度に依存する。すなわち、温度が高いほど α は大きくなり、 a そして αa が増加し $\delta^{18}\text{O}$ が大きくなる。

Dansgaard et al. (1973)は、グリーンランドに降る雪の年平均 $\delta^{18}\text{O}$ 値(δ_{18} , ‰)と、その場所での年平均地表温度($^{\circ}\text{C}$; 氷床表面下10 mないし20 mの深さでの雪温に極めて近い)との間に直線関係のあることを見出した。最近、Johnsen et al. (1989)は、更に測点数を増やし、下式を得た。

$$\delta_{18} = (0.67 \pm 0.02) T - (13.7 \pm 0.5) \text{‰} \quad \dots\dots\dots (2)$$

これは、 $\delta^{18}\text{O}$ 値から温度への換算式であり、この式を用いると、氷床コアの $\delta^{18}\text{O}$ 値から過去の温度を推定することができる。また $\delta^{18}\text{O}$ の季節変動サイクルを検出することによって氷の年代を求めることもできる。既に多くの測定事実から降雪中の $\delta^{18}\text{O}$ 値は夏に高く、冬に低くなることが確かめられている(図1)。しかし、この $\delta^{18}\text{O}$ の季節変動の振幅は、一般に氷床表面から氷化深度へと氷の変態が進むにつれて減少する。フィルンの表層部では地上の強風や気圧変化によって引き起こされるフィルン上層部中の鉛直方向の空気の移動によって水蒸気の移動が促進され、 $\delta^{18}\text{O}$ の均質化がもたらされる。そこではまた高い温度勾配の存在が、水蒸気移動を更に容易にしている。また密度 0.55 g/cm^3 以下の積雪/フィルンは高い空隙率を持ち、空隙空気中を通しての水蒸気拡散も容易である。しかし、氷化深度以深になると ^{18}O の拡散は、固体内(粒内/粒界)拡散であり、拡散速度は非常に遅く、 $\delta^{18}\text{O}$ の季節変動振幅の減少の仕方は減ってくる。もし、涵養量が充分大きくて、短時

図1 グリーンランド北西部 Site 2 から採取したコアの $\delta^{18}\text{O}$ プロファイル. S, W は夫々夏と冬の層を示す (Langway, 1976).

間のうちに氷河氷への変態が完了できるならば、 $\delta^{18}\text{O}$ サイクルの振幅減少は最小限に抑えられ、図1のような S-W サイクルは、非常に深い氷にまで見られる。Dansgaard et al. (1973) によると、この涵養量の限界値は氷換算で約25 cm/yr であり、涵養量がこの値より大きい

場合には、表層部以深でも $\delta^{18}\text{O}$ サイクルの検出が可能となり、年代決定が極めて容易になる。条件が良ければ約8000年前まで $\delta^{18}\text{O}$ 値の季節変動サイクルを連続して数え続けることができる。

2-2, 二酸化炭素

氷河水中にとらえられた気泡の中には過去の大気が閉じこめられている。このため、氷河水は Frozen Time Capsule であると言う人もいる。つまり、深い箇所の水ほど古い時代の降雪であるように、深い箇所の気泡ほど古い時代の大気を含んでいる訳である。図2は、大気中の CO_2 濃度の経年変化を示しているものとして世界中で良く用いられているものである (Friedli et al., 1986)。大気中の CO_2 濃度の直接測定は、地球観測年以來連続して続けられているが、それ以前のデータは、現在のところ氷コア中の気泡から得る以外には全く方法が無い。幸運にもコアデータと大気データとは丁度うまくつながり、 CO_2 濃度変化を十数万年まで遡って議論することが可能となっている (Oeschger et al., 1982)。気泡に含まれる空気中の CO_2 に関して $\delta^{13}\text{C}$ 分析からは、 CO_2 増加の原因として、人間活動、特に化石燃料の使用が挙げられている。それは、次に定義されるような $\delta^{13}\text{C}$ を気泡中の CO_2 について分析することによってわかる。石炭、石油、天然ガスなどの化石燃料は、もと

もとと生物体であり、 ^{12}C 原子は ^{13}C 原子に比べ1.020倍の速さで光合成により生物組織中に固定されるため、化石燃料中の $\delta^{13}\text{C}$ は周辺環境に較べて小さい値をもつ。

$$\delta^{13}\text{C} = \frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{試料}} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{PDB}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{PDB}}} \times 1000 (\text{‰}) \quad \dots\dots\dots (3)$$

ここで PDB とは米国北カロライナ州産の矢石化石のことであり、これに含まれている炭素同位体比 ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) を基準としている。即ち、図2aに示される1800年以後の $\delta^{13}\text{C}$ の激減が、図2bの CO_2 量の急増と同期しているのは、産業革命以後の人間活動による化石燃料の大量消費（実は森林破壊による効果が加わっている可能性もある）に原因があると考えて良さそうである。涵養量の多い場所のコアを試料として用いれば、更に詳細な時間変化の議論も可能になる。しかしながらここで問題なのは、「この気泡は降雪が氷床表面に着地・推積したのと同時に形成された訳ではない」ということである。気泡の形成は氷河水への変態の完了と同時になされている訳で、従って氷の年代と気泡中大気の年代との間には差異がある。その差異の大きさは表層部における空隙減少過程と深く関わっている。1986年に南極G6地点 (73°07'S, 39°45'E) において日本南極観測隊 (JARE) 27次隊によって採取された100 m コアについての気泡観察結果 (三谷, 1990) を例にとろう。図3は、コア氷のバルク密度の測定から算出された全空隙率と、顕微鏡観察から得られた、気泡の占めている空隙率とを示している。僅かながらも気泡は既に0.6 m の深さで存在している。存在箇所は、厚さ1 mm 程度の薄い氷板中 (図4) 或いは積雪粒子中である。その後深さ47 m までは気泡量にほとんど変化はなく、それ以後急速に増加し、深さ78 m ではほとんど全ての空隙が気泡となっていることが判る。換言すると氷床表面付近で形成された僅かな気泡のみが、周囲の氷と同年代である。従って、もし積雪/フィルン中の空気が氷床表面上の大気と充分に交換されているとすると、気泡中の空気は深さ47~78 m の氷の年代に相当する時間の差の分だけ周囲の氷に対していつも若いはずである。Loosli (1983) は、気泡中の空気の ^{39}Ar 量の測定から、気体の年代を求め、この時間差の存在を実証している (図5)。こうした年代差はフィルンから氷河水への変態に要する時間間隔であり、その場所での温度と涵養量とに依存する (Herron and Langway, 1980) が、大雑把に言って、およそ100~3000年の範囲にある (Schwander et al., 1988)。ここで、積雪/フィルン中の空気は氷床表面上の外気とよく交換されていると仮定したが、場所によっては数 cm 程度の厚い氷

図2 コアに含まれている気泡内空気の CO_2 量 (b) とその $\delta^{13}\text{C}$ (a) の変動プロファイル。黒四角は南極点基地のコアデータで、中空四角は、西南極 Siple 基地のコアデータを示す。十字は、キーリングが得たマウナ・ロアにおける大気サンプルのデータである (Friedli et al., 1986)。

図3 南極G6コアの空隙率とそれに占める気泡の割合
(三谷, 1990).

図4 南極G6コアに存在する薄い氷板 (厚さ約1 mm)
中に観察された小気泡列 (三谷, 1990).

板を含むこともあるフィルムでは妥当ではなく、その影響を取入れた気体混合モデルによって修正される必要がある。つまり、場所によって、或いは場所が同じでも時間によって (特に氷期か完新世かによって) この年代差が異なることは容易に考えられる。また気体に関係した今後の重要課題としては、氷床表層部における融水への溶解 (特に CO_2 の場合) の影響、他の不純物との化学反応などが挙げられよう。

2-3 硫酸イオンと硝酸イオン

大気中には、気体のほかにエアロゾル、可溶性・非溶

図5 グリーンランド中央部 Crête で採取されたコアの ^{39}Ar 年代 (気泡中の空気自体の年代) と $\delta^{18}\text{O}$ 年代 (氷の年代). (Loosli, 1983).

性不純物、固体微粒子 (Dust) など種々の不純物が存在し、それらの一部は降雪と共に、あるいは dry fall-out として降雪とは別箇に氷床表面に堆積する。雪氷コア試料中に含まれる陰イオンのうち、主要なものは硫酸イオン SO_4^{2-} 、硝酸イオン; NO_3^- 、塩化物イオン; Cl^- 、の3種である。このうち SO_4^{2-} と Cl^- とは火山爆発による濃度の増加が観測されているが (Herron, 1982b), 前出の人間活動の影響に関しては CO_2 とは同様の重要な物質である SO_4^{2-} と NO_3^- の最近数十年間における濃度増加と季節パターンの変化がコア解析から報告されている (Finkel et al., 1986). 両者の増加の原因としては、化石燃料の消費増加、自動車の排ガス増加、などが考えられる。ここで気になるのは、これらの濃度増加が検出されている深さがほとんど全て表層部であることである。大気中に存在するさまざまな一次粒子が降雪と共に (或いは別箇に) 確実に氷床表面に堆積したとしても、表層部を通過する間に、存在形態あるいは化学組成さえも変わってしまう可能性は大いにある。表層部における化学反応のうち、特に気体が関与する反応が重要であり、そ

れを量的に取り扱うためには、積雪/フィルン構造についての知識が重要となることは勿論である。例えば Legrand and Delmas (1988) によると、南極 Dome C コアのうち215 m の深さまでは、 Cl^- と Na^+ (海洋起源の Na^+) との比が海水中の比率1.8よりも低くなっている。これは単純に考えると NaCl と H_2SO_4 とが反応して Na_2SO_4 を生成し、残りの HCl が逃失した (北野, 1984) として納得できると彼らは言っている。この逃失が実際に起こっているとすると、その場所は表層部である可能性が極めて強い。

雪氷の化学を理解する上で物理測定が重要となる例をもう一つ挙げる。図6は、 NO_3^- 濃度の増加がコア中に目視観察される氷板と一致している例である (Shoji and Langway, 1988). グリーンランド Dye 3 においては、体積で約5%程度が氷板からできていることが知られている (Herron et al., 1981). 氷板は夏の間に氷床表面付近が融解・再凍結を起こして形成される。単なる融解・再凍結だけで出来た氷板では、 NO_3^- 濃度にさしたる変化はないが、図6の例における増加は著しい。これは乾

図6 グリーンランド Dye 3 基地で採取されたコアの層位 (Shoji and Langway, 1988). b でハッチングされた氷板位置 (IL) と f のイオン濃度のうち NO_3^- の著しい増加とが良く対応している。d と e は、夫々結晶粒径と超音波伝播速度。

いた降雪ではなく、一般に NO_3^- に富む雨またはみぞれのような降水があったためと考えられている (Finkel et al., 1986).

3. 深層コア氷の解析

南極やグリーンランドのような厚さ数千メートルの氷床全体から見ると、100 m 深程度の表層部は、氷床表面の薄皮にすぎない。従って氷床は氷河水から出来上がっていると考えて良い。この氷河水は、どの部分を取っても完全に“純粋な純水”である箇所は無く、夫々特有の地球環境データを保存している。

第一近似として、現在の氷床は定常状態にあると考えよう。氷は極めてゆっくりとではあるが流動している。氷床が流動して、外縁部から氷山を流出させたり、融解・蒸発によって水が失われる（消耗）が、この減少分が降雪によって補われている（涵養）ため、氷床表面の高度は変わらず一定しているというのが定常状態である。すなわち、氷床全体として質量（体積）保存則が成り立っている。主として氷床外縁部における流出能力の地域的分布は、氷床上に流域 (catchment area) の区分を

生み出す。一つの流域における総涵養量は、そこでの総消耗量とつり合っており、流域間の境界は分水界 (ice divide) と呼ばれている。

3-1 氷床流動と氷の年代

氷床表面における流速は分水界での値（ほぼ零）から始まって流線沿いに外縁部へ向って概ね単調に増加する。氷床内陸部（涵養域）における流動は、水平速度成分 u と深さ方向への鉛直速度成分 v とを用いて表わされる。以下に、簡単な2次元層流近似を用いた流動場の算出方法を示す。いま氷床面積の傾斜を α とすると、表層部を含めて全層を氷に換算した氷厚を H として、基盤からの高さ y における剪断応力 τ は

$$\tau = \rho g (H - y) \sin \alpha \quad \dots\dots\dots (4)$$

ρ : 氷の密度, g : 重力加速度

で与えられる。氷の低温室内実験 (Barnes et al., 1971; Shoji and Langway, 1987) から氷の歪速度 $\dot{\epsilon}$ と応力 σ の間の関係は次式で与えられることが判っている。

$$\dot{\epsilon} = E_s A \sigma^n \exp(-Q/RT) \quad \dots\dots\dots (5)$$

A , Q : 定数, R : 気体定数, T : 絶対温度, $n \sim 3$. Nye の一般的流動則 (Nye, 1975) を用いると、水平速度成分 $u(y)$ は、剪断歪速度 $\dot{\epsilon}_s$ を積分して次式で与えられる。 E_s は、enhancement factor と呼ばれ主として氷結晶の方位分布に依存し氷の軟かさを表す因子である。

図7 グリーンランド Dye 3 基地で採取されたコアの力学試験から求められた E_s (Enhancement Factor) プロファイル (Shoji and Langway, 1989).

図8 グリーンランド Dye 3 基地における水平速度プロファイル (Shoji and Langway, 1987).

図9 グリーンランド Dye 3 基地における鉛直速度プロファイル (Shoji and Langway, 1987).

$$u(y) = \int_0^y 3^{(n+1)/2} E_s A (\rho g \sin \alpha)^n (H-y)^n \exp(-Q/RT) dy \quad \dots (6)$$

Dansgaard and Johnsen (1969) は、2次元定常流動場における鉛直速度成分 $v(y)$ を $u(y)$ から氷の非圧縮性の条件を用いて次のように導出している。

$$v(y) = -k \int_0^y f(y) dy \quad \dots (7)$$

$$k = v(H) \left[\int_0^H f(y) dy \right]^{-1} \quad \dots (8)$$

定常状態においては、鉛直方向の年間移動距離は、その深さにおける氷の年層の厚さを与える。

グリーンランド Dye 3 基地における u, v の計算例を述べる。基地での採取されたコアの力学的試験から得られた E_s プロファイルが図7である。夫々の深さにおける E_s の平均値と (6) 式とから水平速度プロファイル (図8) を算出し、更に (7), (8) 式から鉛直速度プロファイルを計算すると図9となる。前述のように、図9の鉛直方向速度から、各深さの氷の年代を算出して、それと、 $\delta^{18}O$ 測定から得られた値を較べると (図10 a), 深さ1786 m (完新世とウィスコンシン氷期との境界: 現在から約1.1万年前) までは、良い一致が見られるが、それ以降 (ウィスコンシン氷期) では計算値と

図10 グリーンランド Dye 3 基地における氷の深さと年代の関係 (Shoji and Langway, 1987). a. 完新世については、 $\delta^{18}O$, 固体電気伝導度, Dust の測定 (Reeh et al., 1985; Hammer et al., 1986) と計算値 (実線) との間に、良い一致が見られる。b. ウィスコンシン氷期氷の年代については、完新世の涵養量を1 ($\dot{A}=1$) として、その3/4, 1/2, 1/3, 1/4, 1/5について計算したところ、湖底コアとの対比 (Oeschger, 1985) から得られた×印と、海底コアとの対比 (Dansgaard et al., 1982) から得られた黒丸とは、 $\dot{A}=1/2$ と1/5の曲線の間の範囲に入る。

$\delta^{18}\text{O}$ 測定からの値との間には大きく違いが見られた (図10b)。これはウィスコンシン氷期中の涵養量が完新世における値の半分かそれ以下だったためと考えたと説明できる。いずれにせよ氷の年代は深さが増すと、急速に増加する。ウィスコンシン氷期中の氷の年代を求めるには、図10bに引用されているように、年代の分かっている湖底或いは海底コアの $\delta^{18}\text{O}$ と氷コアの $\delta^{18}\text{O}$ とを比較する方法がある (Oeschger, 1985; Dansgaard et al., 1982)。氷期中の氷の年層の厚さの直接測定が可能であれば更に詳細な議論ができるので、現在最も期待されている分野であるが解析成功例は未だ少ない (Hammer et al., 1986)。Dye 3 基地採取のコアにおいて氷床底部から高さ87 m までの範囲は、固体微粒子濃度が急増している範囲であり (Hammer et al., 1985)、基盤からの不純物混入や、氷のフォールディング (folding) が起っている可能性が高く、コアデータの信頼性は低い。Dye 3 は分水界から約42 km の位置にあるが、もしコア掘削が分水界で行なわれたならば、分水界特有の流動が問題となろう。Raymond (1983) によると、分水界から氷厚の4倍以内の距離においては、剪断歪速度 $\dot{\epsilon}$ の深さ方向の増加は、(4) 式から予想されるほど大きくはなく、 v の深さ方向の減少もゆるやかになる。深さ方向の v 減少量の低下は、年層が比較的厚くなることを示唆しており、コア解析の精度向上に繋がり歓迎すべきことであるが、 $\dot{\epsilon}$ 増加量の低下は氷床底部付近 (最も古い氷の存在箇所であり、興味ある部分) では圧縮歪場に近づくことを意味しており、地質学で知られたブーゲン構造 (Boudinage) 形成の可能性がでてくる。氷床中に硬い氷の層と軟い氷の層とが交互に重なり合っていると、流動の様子次第では硬い方の層がちぎれてブーゲン (水平に並んだ何本ものソーセージ) になるというものである。Weertman (personal communication; Budd et al., 1989) によると、縦 (伸び) 応力が剪断応力に優るような場所では、層の necking が起こる可能性がある。Staffelbach et al., (1988) が図7の E_s 値を用いて氷床中のブーゲン構造の可能性を探ったところ、「場所によっては可能性あり」という結論を得ている。これはドリル・サイトとして分水界 (或いは頂上) が必ずしも良い訳ではないことを示しており、ドリル・サイト選定には慎重にならざるを得ない。

3-2 長期の気候変動

地球上の ^{18}O 量がほぼ一定であるとする、氷期中の降雪に含まれる ^{18}O の量が完新世に比べて少ないことは、その時期の海水中の ^{18}O 値の増加によって補償されることになる。Dye 3 における $\delta^{18}\text{O}$ 連続測定の結果

のうち、氷床底部300 m の値が図11に示されている。完新世初期の $\delta^{18}\text{O}$ 値、約30‰に比べて1786 m 以深のウィスコンシン氷期における $\delta^{18}\text{O}$ 値の減少は明らかであるが、それは単純ではなく、氷期中も振幅数%の急激なフリップ・フロップ (flip-flop) をくり返している。この急激な $\delta^{18}\text{O}$ の振動を詳細に調べると、イオン濃度、固体微粒子、 CO_2 量などが全て同期して変化していることが判る (図12~14)。このうちイオン濃度、固体微粒子量などは氷の単位質量当たりの存在量、即ち濃度として測定・記述されており、発生源・輸送経路などの異なる幾種類もの不純物の濃度が同時に変化することとは、むしろ涵養量の変化による希釈効果の結果として考える方が理解され易い。Herron and Langway (1985) は excess SO_4^{2-} (海洋起源以外の SO_4^{2-}) のフラックスが氷期・完新世を通じて一定であると仮定して、氷期中の涵養量変化を考察している。その結果 Dye 3 においては、氷期中の涵養量が現在 (完新世) の値の22~80%の間で変動していたという結果を得ている。氷期中の涵養量の推定方法としては、他に同位体温度の記録からの方法や、 ^{10}Be フラックスを一定と仮定した方法 (Lorius et al., 1989)、流動モデルからの方法 (Dahlg-Jensen, 1986) などがあるが、それらの結果は平均するといずれも完新世の値の0.3~0.8倍程度になる。種々の不純物濃度変動の定量的議論になると不純物の種類によっては、この涵養量変化だけでは説明がつかず、固体微粒子については発生源面積及び Storminess の増加 (Hammer et al., 1985)、 Cl^- については海上風速の増加 (Petit et al., 1981; Herron and Langway, 1985) などが考えられている。「 CO_2 量の変化が原因となって温度変化 ($\delta^{18}\text{O}$ 変化) が引き起こされた」かどうかについては前述 (§2-2) のように水と気泡の間の年代差の問題が先ず解決される必要があろうが、時代が氷期から間氷期か、間氷期から氷期か、或いは場所が北半球か南半球かによって異なる結果となっている (Stauffer et al., 1984; Lorius et al., 1989)。

ウィスコンシン氷期の終了時期については、グリーンランドと南極の全ての深層コアの結果を含めると、現在から約11000~15000年前の範囲に入る。南北両半球における終了時期の議論は、氷期論とも直接関りのあるところであり興味深い。夫々のコアの年代決定の精度が一樣ではなく、更に研究が待たれよう。氷期の間、北大西洋の中緯度まではり出していたと考えられる海水が、氷期 (Younger Dryas) の終わりに際しての後退に要する時間がたった20年程度であった、という最近の報告 (Dansgaard et al., 1989) がある。従来、気候変動に対す

図11 グリーンランド Dye 3 コアの底部300 m の $\delta^{18}\text{O}$ と Dust プロファイル (Hammer et al., 1985). 深さ1821 m から1852 m までの Dust 測定は、不連続になされたためノコギリ状になっている。1949 m 深での Dust プロファイル中の矢印は、高濃度の Dust の位置を示しており、これ以深では基盤からの debris 粒子混入に伴ない、Dust とアルカリ度との相関も悪くなり、 $\delta^{18}\text{O}$ 値変動の振幅減少からは、氷の流動の Folding の可能性も示唆されている。

図12 グリーンランド Dye 3 コアのウィスコンシン氷期氷における $\delta^{18}\text{O}$ と Dust 量の逆相関 (Dansgaard et al., 1986).

図14 グリーンランド Dye 3 コアのウィスコンシン氷期氷における $\delta^{18}\text{O}$ と CO_2 濃度の正の相関 (Stauffer et al., 1984). a. 個々の測定値 (丸印) と平均値 (実線). b. 1 m 毎のサンプルの $\delta^{18}\text{O}$ 測定値.

図13 グリーンランド Dye 3 コアのウィスコンシン氷期氷における $\delta^{18}\text{O}$ とイオン濃度との逆相関 (Finkel and Langway, 1985). $\delta^{18}\text{O}$ 軸の向きに注意.

る氷床の応答時間は数100年のオーダーであるとされて来た (Paterson, 1969) が, コア解析の進展につれて, 大気現象の変化はもっとずっと速く数10年であろう (Heron and Langway, 1985) という結果が得られるように

なり, それが定着しつつある. この変動の速さは, それ自身重要な意味を持つが, 特に「氷期中に数多くあったフリップ・フロップのうち, 何故最後の変動が氷期の終了に繋がったか? 何が一体トリガー (引き金) となって氷期が終わったのか?」という問題に深くかかわっている.

4. 氷期論と地球環境問題

最近のサイエンス (1990年3月号) に前野紀一氏訳の論文「何が氷河期を引き起こすか (W.S. ブロッカー/G.H. デントン)」が載っている. それは「----というのは地球が1万4000年前 (氷期終了の直前) に, 北半球のより強い夏というゆっくりした外的効果を感じていたのと同様, 現在の地球は人間活動が大気中に, 二酸化炭素やその他の温室効果気体を放出するという緩慢な外的効果を受けているからである. 気候システムは再び, 突如としてそれに反応し (氷期が極めて短期間のうちに完新世へと移行したように), まったく別の作用モードへ乗り移るといふ変動をするのだろうか?」という言葉で締め括られている (括弧内は筆者注). ここには氷期論の

理解こそが、最近の急激な地球環境の変化を理解するために不可欠であるということが的確に述べられている。海底コアの解析 (Imbrie and Imbrie, 1979) によると、間氷期の長さは、どれもほぼ1万年であり、最終氷期以後既に1万年が経過していることを考えると、氷期がすぐそこに迫っていることになる。その一方で、温室効果ガスの増加に伴う地球温暖化が起っており (田中, 1989) 今後数10年足らずで地球環境の大規模な (地球スケールでの) 変化が起こる可能性が議論されている。数10年足らずの間に起こる変化を詳細に記録しているものは、現在のところ氷床コア以外には見当たらない。そこで氷床コア解析が重要視される訳であるが、議論が詳細になるほど、信頼性を高めるために数多くの場所からのコアデータが必要となってくる。例えばCO₂量は南北両半球とも氷期中の濃度低下が測定されているが、低下量は両半球で異なっているように見える (Oeschger et al., 1988)。ところがCH₄量は両半球で数値的にも一致して変動している (Stauffer et al., 1988)、これは何故か? また、氷期の終わりに当たってのCO₂量の増加開始時期は、北半球 (グリーンランドのコア) では1.35万年前と見做されるのに対し、南半球 (ボストークコア) では1.4~1.5万年前であるのは何故か? 単純にどちらかの年代決定が誤まっているせいであろうか? 氷の硬さ (軟かさ) が氷の層毎に変化すると、深さと年代の関係は時間の関数となり (§3-1参照)、取り扱いが極めて難かしくなる。一般に氷期の氷は不純物濃度が高い。氷期の氷が軟かいのは、この不純物のせいだとすると、ウィスコンシン氷期の間の氷床流動は完新世のそれより容易だと考えられるが (Reeh, 1985)、これがC軸方位分布のせいだとすると (Shoji and Langway, 1988; 小林, 1990)、氷期と完新世で、E_sプロファイルに大きな変化は無いものと考えられる。これは氷期・間氷期での流動の議論を大きく分けることになる。どちらが正しいのか? 問題と興味は尽きない。いずれにせよ氷床コア解析の今後の研究方向は、期せずしてCraryがISAGEの巻頭で述べた「掘って掘って更に掘って、氷床表面と同じくらい、氷床内部を、氷床底部を理解せよ」(Crary, 1970)ということになろうか。

謝 辞

本稿をまとめるに当たって、多大の便宜を計って頂いた本堂武夫博士、多くの助言を頂いた東見先生、図表の整理を手伝って頂いた三谷与君に、記して厚く感謝致します。

文 献

- Barnes, P., Tabor, D., Walker, J.C.F. 1971: The friction and creep of polycrystalline ice. *Proc. R. Soc. London*, **A 324**, 127-155.
- Budd, W. F., Andres, J. T., Finkel, R. C., Fireman, E. L., Graf, W., Hammer, C. U., Jouzel, J., Raynaud, D. P., Reeh, N., Shoji, H., Stauffer, B. R. and Weertman, J. 1989: How can an ice chronology be established? in *The Environmental Record in Glaciers and Ice Sheets*, edited by H. Oeschger and C. C. Langway, Jr., John Wiley and Sons, Chichester, 177-92.
- Crary, A. P. 1970: (The presidential address to ISAGE meeting in Hanover, N. H., in 1968). IASH Publication No. 86, p.xv.
- Dahl-Jensen, D. and Johnsen, S. J. 1986: Paleotemperatures still exist in the Greenland ice sheet. *Nature*, **320**, 250-52.
- Dansgaard, W. and Johnsen, S. J. 1969: A flow model and a time scale for the ice core from Camp Century, Greenland, *J. Gl.*, **8**(53), 215-23.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B. and Gundestrup, N. 1973: Stable isotope glaciology. *Meddelelser om Grønland*, **197**(2), 53pp.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Hammer, C. U. and Oeschger, H. 1984: North Atlantic climatic oscillations revealed by deep Greenland ice core. in *Climate Processes and Climate Sensitivity*, edited by J. E. Hansen and T. Takahashi, AGU Geophysical Monograph No. 29, Washington, DC, 288-98.
- Dansgaard, W., Clausen, H. B., Gundestrup, N., Hammer, C. U., Johnsen, S. J., Kristinsdottir, P. M. and Reeh, N. 1985: A new Greenland deep ice core, *Science*, **218**, 1273-77.
- Dansgaard, W., White, J. W. C. and Johnsen, S. J. 1989: The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. *Nature*, **339**, 532-33.
- Finkel, R. C., Langway, C. C. Jr. and Clausen, H. B. 1986: Changes in precipitation chemistry at Dye 3, Greenland. *Joun. Geophys. Res.*, **91**(D9), 9849-55.
- Finkel, R. C. and Langway, C. C. Jr. 1985: Global and local influence on the chemical composition of snowfall at Dye 3, Greenland: the record between 10 ka B.P. and 40 ka B.P. *Earth and Planetary Science Letters*, **73**, 196-206.
- Friedli, H., Löttscher, H., Oeschger, H., Siegenthaler, U. and Stauffer, B. 1986: Ice core record of the ¹³/₁₂C ratio of atmospheric CO₂ in the past two centuries. *Nature*, **324**, 237-38.

- Hammer, C. U., Clausen, H. B., Dansgaard, W., Neftel, A., Kristinsdottir, P. and Johnson, E. 1985: Continuous impurity analysis along the Dye 3 deep core. *AUG Geophysical Monograph No. 33*, 90–94.
- Hammer, C. U., Clausen, H. B. and Taber, H. 1986: Ice-core dating of the Pleistocene/Holocene boundary applied to a calibration of the ^{14}C time scale. *Radiocarbon*, **28**(2A), 284–91.
- Herron, M. M. and Langway, C. C. Jr. 1980: Firn densification: An empirical model. *J. Gl.*, **25**, 373–85.
- Herron, M. M., Herron, S. L. and Langway, C. C. Jr. 1981: Climatic signal of ice melt features in southern Greenland. *Nature*, **293**, 389–91.
- Herron, M. M. 1982a: Glaciochemical dating techniques. in *Nuclear Chemical Dating Techniques: Interpreting the Environmental Record*. ACS Symp. Ser. vol. 176, edited by L. Currie, American Chemical Society, Washington, D. C., 303–318.
- Herron, M. M. 1982b: Impurity sources of F^- , Cl^- , NO_3^- and SO_4^{2-} in Greenland and Antarctic precipitation. *Joun. Geophys. Res.*, **87**(C4), 3052–60.
- Herron, M. M. and Langway, C. C. Jr. 1985: Chloride, nitrate, and sulfate in the Dye 3 and Camp Century, Greenland ice cores. *AGU Geophysical Monograph No. 33*, Washington, DC, 77–84.
- Imbrie, J. and Imbrie, K. P. 1979: *ICE AGES Solving the Mystery*. 邦訳 J. インブリー・K. P. インブリー. 1982: 氷河時代の謎をとく. 小泉 格訳, 岩波現代選書 NS版, 263pp.
- Johnsen, S. J., Dansgaard, W. and White, J. W. C. 1989: The origin of Arctic precipitation under present and glacial conditions. *Tellus*, **41B**, 452–68.
- 北野 康. 1984: 地球環境の化学. 裳華房, 237pp.
- 小林正則. 1990: 多結晶氷の塑性に対する, 結晶方位分布の影響. 富山大学理学研究科修士論文, 51pp.
- Langway, C. C. Jr. 1967: Stratigraphic analysis of a deep ice core from Greenland. *CRREL research report 77*, 130pp.
- Langway, C. C. Jr., Oeschger, H. and Dansgaard, W. 1985: Greenland Ice Core: Geophysics, Geochemistry, and the Environment. American Geophysical Union, Washington, DC, 118pp.
- Legrand, M. R. and Delmas, R. J. 1988: Soluble impurities in four Antarctic ice cores over the last 30000 years. *Annals of Gl.*, **10**, 116–20.
- Loosli, H. H. 1983: A dating method with ^{39}Ar . *Earth and Planetary Science Letters*. **63**, 51–62.
- Lorius, C., Raisbeck, G., Jouzel, J. and Raynaud, D. 1989: Long-term environmental records from Antarctic ice cores. in *The Environmental Record in Glaciers and Ice Sheets*, edited by H. Oeschger and C. C. Langway, Jr., John Wiley and Sons, Chichester, 343–61.
- 三谷 与. 1990: 南極G 6 コア中の気泡の生成過程. 富山大学理学部地球科学科卒業論文, 25pp.
- Nye, J. F. 1957: The distribution of stress and velocity in glaciers and ice sheets. *Proc. Roy. Soc. London.*, **A239**, 113–33.
- Oeschger, H., Stauffer, B., Neftel, A., Schwander, J. and Zumbunn, R. 1982: Atmospheric CO_2 content in the past deduced from ice-core analyses. *Annals of Gl.*, **3**, 227–32.
- Oeschger, H. 1985: The contribution of ice core studies to the understanding of environmental processes. *AUG Geophysical Monograph No. 33*, 9–17.
- Oeschger, H., Neftel, A., Staffelbach, T. and Stauffer, B. 1988: The dilemma of the rapid variations in CO_2 in Greenland ice cores (Abstract). *Annals of Gl.*, **10**, 215–16.
- Oeschger, H. and Langway, C. C. Jr. 1989: *The Environmental Record in Glaciers and Ice Sheets*. John Wiley and Sons, Chichester, 400pp.
- Paterson, W. S. B. 1969: *The Physics of Glaciers*. Pergamon Press, Oxford, 250pp.
- Pearce, F. 1989: *Turning up the Heat*. 邦訳 フレッド・ピアース. 1989: 地球は復讐する. 平澤正夫・戸田 清・青木 玲訳, 草思社, 265pp.
- Petit, J. R., Briat, M. and Royer, A. 1981: Ice age aerosol content from East Antarctic ice core samples and past wind strength, *Nature*, **293**, 391–94.
- Raymond, C. F. 1983: Deformation in the vicinity of ice divides. *J. Gl.*, **29**(103), 357–73.
- Reeh, N. 1985: Was the Greenland ice sheet thinner in the late Wisconsin than now? *Nature*, **317**, 797–99.
- Reeh, N., Johnsen, S. J. and Dahl-Jensen, D. 1985: Dating the Dye 3 deep ice core by flow model calculations. *AGU Monograph No. 33*, 57–65.
- Schwander, J., Stauffer, B. and Sigg, A. 1988: Air mixing in firn and the age of the air at pore close-off. *Annals of Gl.*, **10**, 141–45.
- Shoji, H. and Langway, C. C. Jr. 1987: Flow velocity profiles and accumulation rates from mechanical tests on ice core samples. *IAHS Publication No. 170*, 67–77.
- Shoji, H. and Langway, C. C. Jr. 1988: Flow-law parameters of the Dye 3, Greenland, deep ice core. *Annals of Gl.*, **10**, 146–50.
- Shoji, H. and Langway, C. C. Jr. 1989: Physical property reference horizons, in *The Environmental Record in Glaciers and Ice Sheets*, edited by H. Oeschger and C. C. Langway, Jr., John Wiley and Sons, Chichester, 161–75.

- Staffelbach, T., Stauffer, B. and Oeschger, H. 1988: A detailed analysis of the rapid changes in ice-core parameters during the last ice age. *Annals of Gl.*, **10**, 167–70.
- Stauffer, B., Hofer, H., Oeschger, H., Schwander, J. and Siegenthaler, U. 1984: Atmospheric CO₂ concentration during the last glaciation. *Annals of Gl.*, **5**, 160–64.
- Stauffer, B., Lochbronner, E., Oeschger, H. and Schwander, J. 1988: Methane concentration in the glacial atmosphere was only half that of the preindustrial Holocene, *Nature*, **332**, 812–14.
- 田中正之. 1989: 温暖化する地球. 読売科学選書23, 227pp.

(1990年4月13日受付)