論文

雪粒子の成長に伴う同位体比の時間変化について

橋本重将¹⁾, 清水増治郎²⁾, 宮崎伸夫³⁾, 中尾正義⁴⁾

要 旨

2001年2月22日から23日にかけて新潟県長岡市の防災科学技術研究所長岡雪氷防災研究所にて野外観測を実施し、0℃等温状態にある積雪内部層での雪粒子の成長速度と含水率の関係を調べた。日中1～2時間毎に含水率と粒径解析のための写真撮影を行ったところ、含水率は観測期間中はほぼ10%前後を保っていたことが確認された。含水率の変化による雪粒子の成長速度は、10%前後の含水率の積雪においては小さいことが判明した。また、含水率10%での雪粒子の成長速度は、含水率50%時の約1/14の速さを示した。

また、0℃等温状態で熱や物質の出入りが無い系での融解および凍結による雪粒子の同位体比の変化をモデル化した。さらに観測で得られた雪粒子の成長速度を用いて雪粒子の同位体比の変化を計算し、過去の研究で観測された雪粒子の同位体比の変化との比較を行った。その結果、積雪層中を流下する間隙水の同位体比が、雪粒子の同位体比の変化に大きく寄与することが示唆された。

キーワード：含水率、雪粒子、成長、同位体比

Key words: water content, snow particle, coarsening, isotope concentration

1. はじめに

雪氷コア解析は、過去の気候や環境を復元するために最も有力な手法の一つである(例えば庄子, 1990)。特に極地氷床の雪氷コアの同位体比は、過去の気温の指標として利用されてきた(例えばRobin, 1983)。一方、近年では中低緯度の氷河で採取された雪氷コア(例えばThompson *et al.*, 1988やAizen *et al.*, 1996)を用いた解析も行われるようになっていく。しかしKrouse *et al.* (1977)によると、北アメリカ大陸の各地でのスノーピットや雪氷コア中の同位体比を調べた結果、融解のない地域では、同位体比はほとんど変化せず保存

されるが、融解を経験する地域では積雪中で降雪時の同位体比が保存される時間は数時間から数十年と観測されている。このため、雪氷コアを採取する地域の積雪が融解を経験するか否かは堆積後の同位体比の変化に大きな影響を与える。つまり、Aizen *et al.* (1996)のように融解を経験する地域の雪氷コア解析のためには、堆積後の融解や凍結によって起こる同位体比の変化を考慮する必要がある。

Raymond and Tusima (1979)によると、0℃等温状態において液相の水(間隙水)で充たされた固相である氷粒子(雪粒子)は時間とともに粒径が大きくなる。これは、曲率効果によって曲率の大きな、より小さな粒子の表面で融点降下が起き、小さな雪粒子が融解し、相対的に融点の高い大きな雪粒子に間隙水が凍結することに起因する。同時に、小さな雪粒子が融解する量と大きな雪粒子に間隙水が凍結する量は等しいことが実験的に確認されている(Raymond and Tusima, 1979)。この間隙水の凍結量(=雪粒子の融解量)

1) 名古屋大学大学院理学研究科

〒464-8601 名古屋市千種区不老町

2) 独立行政法人防災科学技術研究所

長岡雪氷防災研究所

〒940-0821 長岡市栖吉町前山187-16

3) (有)クライメットエンジニアリング

〒949-8412 中魚沼郡中里村西方壬541-4

4) 総合地球環境学研究所

〒602-0878 京都市上京区九太町通河原町西入高島町335

を交換量と呼ぶことにする. また凍結過程を経ることによって, 雪粒子が成長するにつれ間隙水, 雪粒子ともに同位体比が変化することが確認されている (Nakawo *et al.*, 1993).

交換量によって雪粒子や間隙水の同位体比の変化が決定されるため, 融解を経験する積雪の同位体比の変化を計算するためには交換量を求める必要がある. 交換量は雪粒子の成長速度と時間の関数で表される (Nakawo *et al.*, 1993). 雪粒子の成長速度は含水率の関数と考えられるが, 成長速度と含水率の関係は明らかにされていない. そこで本研究では, 雪粒子の成長速度と含水率の関係を調べ, 含水率 10% の湿った積雪の同位体比の時間変化を計算, 実際の積雪で観測された同位体比の時間変化 (橋本ら, 2002; Hashimoto *et al.*, 2002) との比較を行った.

2. 観 測

新潟県長岡市にある防災科学技術研究所長岡雪氷防災研究所の露場において 2001 年 2 月 22 日 10:00 から 2 月 23 日 16:00 にかけて野外観測を行った. 午前 10 時の積雪深は 109 cm (22 日), 105.5 cm (23 日) だった. 観測では 22 日, 23 日の両日の午前 10 時～午後 4 時に 1～2 時間間隔で, 積雪層中の 4 点 (地面からの高さ 95 cm, 88 cm, 50 cm, 10 cm) において, スノーフォーク (Toikka 社製) を用いて積雪の密度および含水率を計測した.

観測より, 雪温は全層 0°C になっていた. 88 cm の高さでは, 22 日は滞水層であったが, 23 日にはざらめ雪が見られた. それ以外の 3 点は両日ともにざらめ雪であった. それぞれの高さにおいて, 水路でないとところを選び観測を行った. 水路以外のところでは含水率はほぼ一様と考えられる (若浜ら, 1968). また, それぞれの高さにおいて, 粒径を調べるために雪粒子を黒色フェルトの上に乗せ, 写真撮影も行った.

図 1 に観測期間中の気温と降水量を示す. 観測中に降水は見られなかった. 気温は 23 日の朝, 0°C 付近まで下がった. 若浜ら (1968) によって, 気温が氷点下になった場合でも積雪表層付近を除いて層中の水が保持されることが観測されている. 観測を行った高さはいずれも積雪表面より

図 1 観測期間の気温と降水量.

図 2 2 月 22 日および 23 日の含水率の時間変化. 地面からの高さ 95 cm (×), 88 cm (△), 50 cm (□), 10 cm (○).

10 cm 以下にあり, 23 日の朝も雪温が 0°C に保たれていたと考えられる.

3. 結 果

3.1 含水率の時間変化

観測両日の昼間の各観測深度における含水率の時間変化を図 2 に示す. 含水率の変化は各観測地点によって異なっている. 22 日の含水率の変化を見ると, 95 cm, 80 cm, 50 cm においては含水

率のピークがそれぞれ 13 時, 13 時 30 分, 14 時と下層ほど遅く現れており, 積雪表面の融解水が積雪中を流下していることを示唆している. 積雪の含水率は最大 16.4 % (2 月 23 日 13:00 50 cm), 最小 8.3 % (2 月 22 日 14:00 88 cm) であった. 夜間も雪温は 0°C と考えられることより, 積雪の含水率は常に 10 % 前後を保っていると考えられる. 観測した 4 点の含水率は観測値の平均でそれぞれ 10.4 % (95 cm), 11.7 % (88 cm) 10.7 % (50 cm) 11.5 % (10 cm) であった (表 1).

3.2 雪粒子の成長速度

雪粒子の体積分布は, 次式で近似される (Raymond and Tusima, 1979)

$$\psi^* \left(\frac{V}{V_m} \right) = \left(1 - \frac{aV}{bV_m} \right)^{\frac{1}{a}} \quad (1)$$

ψ^* は雪粒子の体積の累積頻度を, V [mm³] は雪粒子の体積, V_m [mm³] は累積頻度が 50 % となる雪粒子の体積 (中間体積) をそれぞれ示し, a および b は定数である. V_m は時間 t と直線関係にあり,

$$V_m = V_0 + \gamma t \quad (2)$$

と表すことができる. V_0 [mm³] は $t = 0$ における雪粒子の中間体積, γ [mm³/hour] は時間に対する中間体積 V_m の変化の割合, すなわち雪粒子の成長速度を表している. 観測を行ったそれぞれの高さにおける雪粒子の中間体積 V_m の時間変化を図 3 に示す. 図 3 より, 全体的に雪粒子は大きくなる傾向が見られる.

図 3 より, 観測した 4 点における約 30 時間の雪粒子の平均成長速度 γ を, 式 (2) によって求めた (表 1). 値は 0.1 から 0.8×10^{-3} mm³/hour にある. Hashimoto *et al.* (2002) による北海道母

表 1 各観測深度の含水率と雪粒子の成長速度.

	Water Content	Grain Coarsening Rate
	[%]	[10 ⁻³ mm ³ /hour]
95cm	10.4	0.1
88cm	11.7	0.1
50cm	10.7	0.7
10cm	11.5	0.8
Average	11.1	0.4

子里での観測にて, 0°C 等温状態にある含水率 10 % 前後の積雪において雪粒子の成長速度 γ は 0.2 から 0.5×10^{-3} mm³/hour と観測されており, ほぼ同じ結果が得られた.

3.3 雪粒子の成長速度と含水率の関係

雪粒子の成長速度 γ と含水率の関係を図 4 に示す. 含水率 0 % および 50 % の値はそれぞれ 0.0040×10^{-3} mm³/hour (Nakamura *et al.*, 2000), 5.6×10^{-3} mm³/hour (Raymond and Tusima, 1979) である. 含水率 20 % ~ 50 % にかけてデータはないが, 雪粒子の成長速度と含水率は, 直線関係ではなく, 含水率の小さな範囲 (数 % から 10 数 %) では成長速度はあまり変化せず, 含水率が 30 % や 40 % と大きくなると成長速度の増加幅も大きくなる非線形関係にあることが推察される. また含水率 10 % 程度の積雪層での成長速度

図 3 中間体積 V_m の時間変化. 地面からの高さ 95 cm (×), 88 cm (Δ), 50 cm (□), 10 cm (○).

図 4 雪粒子の成長速度と含水率の関係. 破線: 含水率 0 % (◆) と 50 % (◇) の成長速度の 2 点を結んだ直線.

は、含水率50%の積雪層に比べて小さい値を示している。これは含水率数%ないし10数%の積雪では雪粒子の肥大化の速度が非常に遅いとの報告(若浜, 1965)と一致している。

3.4 粒径分布の定数 a と含水率の関係

雪粒子を0°C等温状態に保存した場合、雪粒子の成長に着目した雪粒子と間隙水の交換量 f は、次式で求めることができる (Nakawo *et al.*, 1993)。

$$f = \beta \ln \left(1 + \frac{\gamma}{V_0} t \right) \quad (3)$$

$$\text{ただし, } \beta = \left(\frac{1}{1+a} \right)^{\frac{1}{a}}$$

式(1)に現れている分布の定数 b は、Nakamura *et al.* (2000) や Raymond and Tusima (1979) によると含水率にかかわらず一定 ($b = 1.55$) である。しかし、定数 a は含水率によって値が変わり、含水率0%と50%ではそれぞれ0.14 (Nakamura *et al.*, 2000), 0.23 (Raymond and Tusima, 1979) である。観測された含水率の平均値11.3%に対して、 a の平均値は0.15だった。定数 a は、図5に示されるように含水率 w_g [%] と式(4)の直線関係がある。

$$a = 0.0019w_g + 0.13 \quad (4)$$

図5 粒径分布の変数 a と含水率の関係。

4. 考 察

4.1 0°C等温状態下での雪粒子の同位体比の変化

含水率50%での雪粒子の同位体比の変化については、Nakawo *et al.* (1993) によってモデル計算が行われている。しかし、積雪中の含水率は約10%と低い。そこで、含水率100%における雪粒子の同位体比の変化を次のように考えた。

融解には同位体分別が伴わない (Nakawo *et al.*, 1993) ため、雪粒子と間隙水の総量に対して f だけ交換したとき、雪粒子の同位体比 δ_{iz} は次のように表すことができる。

$$\delta_{iz} = \delta_{i0} (1 - f) + \int_0^f \delta_i df \quad (5)$$

δ_{i0} は雪粒子の同位体比の初期値、 δ_i は凍結してできた部分の同位体比を示している。また、同位体比 δ_w の間隙水から凍結してできた氷の同位体比は、

$$\alpha (1 + \delta_w) = 1 + \delta_i \quad (6)$$

で表される。雪粒子と間隙水の同位体量 (同位体比と質量の積) の和は、交換量 f に関わらず一定である。よって、

$$\frac{d}{df} ((1 - w) \delta_{iz} + w \delta_w) = 0 \quad (7)$$

以上式(5)、(6)および(7)より、

$$\delta_i = \delta_{i0} - \text{EXP} \left(-\alpha \left(\frac{1-w}{w} \right) f \right) [(\delta_{i0} + 1) - \alpha (\delta_{w0} + 1)] \quad (8)$$

$$\delta_i = \delta_{i0} + \frac{1}{\alpha} \left(\frac{w}{1-w} \right) [(\delta_{i0} + 1) - \alpha (\delta_{w0} + 1)] [\text{EXP} \left(-\alpha \left(\frac{1-w}{w} \right) f \right) - 1] \quad (9)$$

$$\delta_w = \delta_{w0} + \frac{1}{\alpha} [(\delta_{i0} + 1) - \alpha (\delta_{w0} + 1)] [1 - \text{EXP} \left(-\alpha \left(\frac{1-w}{w} \right) f \right)] \quad (10)$$

ここで、 δ_{w0} は間隙水の同位体比の初期値を表している。また、 α は0°Cにおける液相-固相境界での同位体分別係数で、酸素については

$\alpha = 1.00291$ である (Lehmann and Siegenthler, 1991).

4.2 同位体比変化の観測結果との比較

Hashimoto *et al.* (2002) では、積雪層を水平な層 (表面から地面へそれぞれⅣ層, Ⅲ層, Ⅱ層, Ⅰ層とする) に分け、表面 (Ⅳ) 層や底面 (Ⅰ) 層によって積雪層外部と隔てられたⅢ層およびⅡ層を積雪内部層としている。このような積雪内部層は 0°C 等温状態になっていると考えられる。今回観測を行った積雪においても、積雪内部層は 0°C 等温状態であり、得られた雪粒子の成長は、曲率効果による融点降下 (Raymond and Tusima, 1979) が原因と考えられる。よって、これら積雪内部で起こっている同位体比の変化も、間隙水の雪粒子への凍結が原因であると考えられる。以上のように、 0°C 等温状態にある積雪内部層においては、曲率効果のために雪粒子が成長し、同時に雪粒子の同位体比も変化している。

そこで、積雪内部層にて雪粒子の融解および間隙水の凍結が起こっている間、内部層に対する間隙水の出入りはないと仮定し、式 (9) を用いた計算結果と Hashimoto *et al.* (2002) で得られた積雪内部層での観測結果とを比較した (図6)。

計算では含水率を 10 % として $\alpha = 0.15$ (図5) および $\alpha = 0.4 \times 10^{-3} \text{ mm}^3/\text{hour}$ を使用した。 δ_{i0} および V_0 は観測結果を用い、Ⅱ層は $\delta_{i0} = -13.6\%$ 、 $V_0 = 0.14 \text{ mm}^3$ またⅢ層は、

$\delta_{i0} = -15.3\%$ 、 $V_0 = 0.1 \text{ mm}^3$ である (Hashimoto *et al.*, 2002)。一方、間隙水の酸素同位体比は、Hashimoto *et al.* (2002) によると、雪粒子の酸素同位体比よりも 1 ~ 2 % 小さいことが報告されている。そこで、Ⅱ層, Ⅲ層それぞれについて、 $\delta_{i0} = -14.6\%$ 、 $\delta_{w0} = -16.3\%$ を用いた。これらの計算結果を図6 (点線) に示す。閉じられた系を仮定した式 (9) を用いて計算した結果は、観測された結果を再現しなかった。この原因として、積雪中を流下する間隙水の影響を無視したことが考えられる。

図7は4月2日の積雪層内における酸素同位体比プロファイルを示している。細い実線と細い点線はそれぞれ雪粒子および間隙水の同位体比を示している。4月2日のⅡ層は地面からの高さが 10 cm から 40 cm のあたりに、Ⅲ層は 40 cm から 70 cm にあり、各層の雪粒子および間隙水の同位体比をそれぞれ太い実線, 太い点線で示している。積雪表面の間隙水の同位体比 (太い破線) に比べて、Ⅲ層の雪粒子の同位体比はおおよそ 3 ~ 4 % 小さく、Ⅱ層の雪粒子の同位体比はほぼ同じ値である。このことから、各層の雪粒子の同位体比の変化は、積雪表面の間隙水の同位体比が影響を与えたと考えられる。

そこで、式 (9) δ_{w0} のを変化させて計算を行った結果、間隙水と雪粒子の同位体比の差 ($\delta_{w0} - \delta_{i0}$) がⅡ層では 0 %, Ⅲ層では +3.5 % の

図6 雪粒子 (固相) の酸素同位体比の観測値と計算値の比較。
右端の数字は間隙水と雪粒子の同位体比の差 ($\delta_{w0} - \delta_{i0}$) を示す。
観測値 (Ⅱ層: ○, Ⅲ層: ▲), 実線: 各層の観測値に最もよく一致する
計算結果

図7 雪粒子と間隙水の同位体比の鉛直プロフィール (Hashimoto *et al.*, 2002 を改変).

観測日: 1998年4月2日

雪粒子(実線), 間隙水(点線)それぞれの酸素同位体プロフィール

太い実線: 各層の雪粒子の酸素同位体比,

太い点線: 各層の間隙水の酸素同位体比,

破線: 積雪表面の間隙水の酸素同位体比

ときに, 計算された雪粒子の同位体比が観測値の同位体比をよく再現することが解った. これらの計算結果を図6に実線で示した.

以上のことから, 雪粒子の同位体比の変化は, 全質量のわずか10%程度を占めるにすぎない間隙水の同位体比に, 大きく依存することがわかった. また, 式(9)では閉じられた系を想定しているため, 系外部からの間隙水の出入りが無いと考えている. しかし, 実際の積雪では間隙水が積雪内部層へと流入し, また積雪内部層より積雪底面へと流下していく. このような間隙水の流下は, 雪粒子の同位体比の変化にとって重要な過程であることが示された. よって, 雪粒子の同位体比の変化を計算するためには, 積雪層内を流下する間隙水の流下速度や同位体比を理解する必要がある.

5. まとめ

湿った積雪中の雪粒子の同位体比の時間変化について, 以下のことが確認された

- (1) 含水率10%時の雪粒子の成長速度は含水率50%時の約1/14だった. 含水率20%から50%の積雪での雪粒子の成長速度について得られていないが, 雪粒子の成長速度と含水率の関係は直線関係ではなく, 含水率の小さな範囲(数%から10数%)では成長速度の変化は小さく, 含水率が30%や40%と大きくなると成長速度の増加幅も大きくなると考えられた.
- (2) 0°C等温状態の閉じられた系で, 任意の含水率を持つ積雪における雪粒子の同位体比の変化についてモデル化した. そのモデル式を用いた雪粒子の同位体比の変化の計算値と Hashimoto *et al.* (2002) にて観測された雪粒子の同位体比の変化とを比較した. その結果, 雪粒子の同位体比の変化は, 流下している間隙水の同位体比に大きく依存することが確認された.

以上のように, 雪粒子の同位体比の変化を計算するためには, 積雪層内を流下する間隙水の流下速度や同位体比を理解する必要があった. さらに, 堆積した降雪の同位体比が最初に変化するであろう積雪表面層や流下する間隙水の凍結によるアイスレンズの生成など, 融解を経験する積雪での同位体比の変化にはまだ解明されていない点がある. 融解の起きる氷河で採取した雪氷コアを解析し利用するためには, 解明されていない点を含めて同位体比がどの程度変化している可能性があるかをさらに検討する必要がある.

謝 辞

独立行政法人防災科学技術研究所長岡雪氷防災研究所での野外観測において, 同研究所の方々に大変お世話になりました. ここに感謝いたします.

文 献

- Aizen, V., Aizen, E., Melack, J. and Martma, T., 1996: Isotopic measurements of precipitation on central Asian glaciers (southeastern Tibet, northern Himalayas, central Tien Shan). *Journal of Geophysical Research*, **101**

- (D4), 9185-9196.
- 橋本重将, 周石研, 中尾正義, 坂井亜規子, 上田 豊, 石川信敬, 成田英器, 2002: 湿潤積雪中における雪粒子と間隙水の同位体交換. 雪氷, **64**, 163-172.
- Hashimoto, S., Shiqiao, Z., Nakawo, M., Sakai, A., Ageta, Y., Ishikawa, N. and Narita, H., 2002: Isotope Studies of Inner Snow Layers in a Temperate Region. *Hydrological Processes*, **16**, 2209-2220.
- Krouse, H. R., Hislop, H., Brown, H. M., West, K. and Smith, J. L., 1977: Climatic and spatial dependence of the retention of D/H and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ abundance in snow and ice of North America. In *Isotope and Impurities in Snow and Ice* (Proceedings of the Symposium held at Grenoble, France, August/September 1975) IAHS Publication, **118**, 242-247.
- Lehmann, M. and Siegenthaler, U., 1991: Equilibrium oxygen- and hydrogen-isotope fractionation between ice and water. *Journal of Glaciology*, **37**(125), 23-26.
- Nakamura, K., Nakawo, M., Ageta, Y., Goto-Azuma, K., and Kamiyama, K., 2000: Post-depositional loss of nitrate in surface snow layers of the Antarctic Ice Sheet. *Bulletin of Glacier Research*, **17**, 11-16.
- Nakawo, M., Chiba, S., Satake, H. and Kinouchi, S., 1993: Isotopic fractionation during grain coarsening wet snow. *Annals of Glaciology*, **18**, 129-134.
- Raymond, C. F. and Tusima, K., 1979: Grain coarsening of water-saturated snow. *Journal of Glaciology*, **22**, 83-105.
- Robin, G. de Q., 1983: The climatic record in polar ice sheets. Cambridge University Press, pp. 212.
- 庄子 仁, 1990: 雪氷コア解析. 雪氷, **52**, 19-31.
- Thompson, L. G., Wu, X., Mosley-Thompson, E. and Xie, Z., 1988: Climatic records from the Dundee ice cap, China. *Annals of Glaciology*, **10**, 178-182.
- 若浜五郎, 1965: 水を含んだ積雪の変態. 低温科学, **23**, 51-66.
- 若浜五郎・中村 勉・遠藤八十一, 1968: 積雪内における融雪水の移動Ⅱ. 低温科学, **A26**, 53-76.

Temporal isotope change with snow particles coarsening

Shigemasa HASHIMOTO¹⁾, Masujiro SHIMIZU²⁾, Nobuo MIYAZAKI³⁾ and Masayoshi NAKAWO⁴⁾

1) Graduate School of Science, Nagoya University, c/o Hydrospheric Atmospheric Research Center, Nagoya University, Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya 464-8601

2) National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Independent Administrative Institution, Japan, Snow and Ice Research Group, Nagaoka Institute of Snow and Ice Studies, Suyosi, Nagaoka 940-0821

3) Climate Engineering, Inc., 514-4 Saiho, Nakasato-mura, Nakauonuma-gun, Niigata 949-8400

4) Research Institute for Humanity and Nature, 335 Takashima-cho, Marutamachi-dori Kawaramachi nishi-iru, Kamigyo-ku, Kyoto 602-0878

Abstract: Snow pit observations were carried out at Nagaoka, Niigata Prefecture, on February 22 and 23 in 2001, while the snow layers were at the melting point. We observed water content and took the photographs for grain size analysis at every hour or two hours in daytime.

Water contents in snow layer were preserved about 10 %. It was shown that the grain-coarsening rate in 10 % water content was about one tenth in 50 % water content. The temporal change of isotope content was calculated by use of the model that constructed for wet snow layers in a closed system under the isothermal condition at 0°C, based on the fractionation between snow particles and liquid water, in association with the coarsening of snow particles. The calculation results compared with field observations. It was suggested that the isotope concentration of the pore water which flows downward from the snow surface contributed significantly the isotope change of snow particles greatly.

(2003 年 12 月 22 日受付, 2004 年 1 月 31 日改稿受付, 2004 年 10 月 30 日最終改稿受付, 2004 年 11 月 22 日受理, 討論期限 2005 年 7 月 15 日)