

d-値を用いた北アルプス山岳地積雪の堆積時期推定

遠山和大¹⁾、鶴田元気²⁾、佐竹 洋³⁾、川田邦夫⁴⁾、飯田 肇⁵⁾

1. はじめに

立山をはじめとする北アルプス山岳地には冬季に大量の降雪がもたらされ、融雪期を迎えるまでの間、低温の環境下で積雪として保存される。この積雪は地面から表面に向かって、初冬から晩冬にかけての降水の時系列試料として用いることができる。例えば立山・室堂平では長年にわたって積雪試料が採取され、その物理・化学的な性質の調査が行われている(川田,1999; Kido et al., 2001; Osada et al., 2004)。

積雪の化学的性質を調べる上で、堆積時期を知るということは非常に重要である。降水がもたらされた時の気象状況は、降水に含まれるアジア大陸からの汚染物質(たとえば: Satake and Yamane, 1992; Toyama et al., 2007)などの飛来状況を調べる上で、きわめて重要な手がかりを与えるからである。しかし、山岳地においては、詳細な気象情報を得ることが難しく、積雪が「何時積もったか」を直接的に知ることは非常に困難である。このため、山岳地での積雪時期推定にはタイムマーカーを散布する方法(たとえば: 柳澤ら, 1996)、圧密を考慮した積雪モデルと化学成分の鉛直分布を用いる方法(木戸ら, 1997)、黄砂層を用いる方法(飯田ら, 2001)などが試みられてきた。

本稿では、積雪の酸素同位体比($\delta^{18}\text{O}$ 値)の鉛直分布と、その積雪が形成された期間に近くの都市で採取された降水試料の $\delta^{18}\text{O}$ 値を対比する方法(遠山ら, 2005)を発展させ、 $\delta^{18}\text{O}$ 値・水素同位体比(δD 値)から計算されるd-値を対比に用いる、積雪時期の推定法を提案する。同じ雲からもたらされた降水の $\delta^{18}\text{O}$ 値は、降水の過程で内陸に向かって減少していくという性質をもつ。しかしd-値は水蒸気源での蒸発環境に依存し、降水の過程では変化しないため、同じ雲からもたらされる降水は同じd-値を持つことが予想される。したがって、各地点でのd-値の変動は、 $\delta^{18}\text{O}$ 値法とくらべてより明瞭に一致すると考えられ、より確

実に積雪時期の推定を行うことができると考えられる。

d-値を複数地点間で比較し、降水時期を推定する方法は、篠田(1999)によって富山市と室堂平の間でも行われている。しかし、この方法を一冬という長期間かつ、富山-立山-白馬-穂高という、北アルプス全域にまたがる広範囲での山岳積雪に適用した例は、本研究が初めてであろう。

2. 研究の方法

2002年3月、水平距離にして35~50km程度離れた北アルプス周辺の4地点(立山らいちょうバレースキー場: 海拔1200m・立山室堂平: 2450m・白馬八方尾根: 1930m・西穂高岳千石尾根: 2200m)において、積雪の断面観測を行い、積雪試料の採取を行った。採取の間隔は3cmであり、地面から積雪表面まで完全に連続している。また、各地点での観測・試料採取は、なるべくその地域の積雪深を代表すると思われる平坦な所で、かつ周囲の樹木や建造物・人の侵入による攪乱の無いと判断される場所を選定して行った。さらに、積雪層の堆積時期を推定する上での参考試料として、2002年2月11・12・14日にらいちょうバレースキー場で積雪表面の新雪を採取した。採取した試料は蒸発による同位体分別の影響が無いよう、密閉した容器に入れて持ち帰り、富山大学の質量分析計(Micromass社製PRISMモデル)を用いて $\delta^{18}\text{O}$ 値・ δD 値を測定した。

また、富山大学理学部(海拔9m)の屋上で2001年11月2日~2002年3月12日の期間に降水を採取した。なるべく1回の降水ごとに試料を採取し、その間隔は1~10日程度である。この試料についても $\delta^{18}\text{O}$ 値・ δD 値の測定を行った。

こうして得られた試料の $\delta^{18}\text{O}$ 値・ δD 値から、Dansgaard(1964)によって次のように定義されたd-値

$$d = \delta\text{D} - 8 \delta^{18}\text{O} \quad \dots (1)$$

1) 富山大学総合情報基盤センター 2) 富山大学理学部 3) 富山大学理工学研究部 4) 富山大学極東地域研究センター 5) 立山カルデラ砂防博物館

を計算し、各地点における d -値の変動パターンの比較を行った。

3. 結果と考察

(1) 積雪の断面観測

図1に各地点の積雪断面構造を概略で示した。細かい層の境界は省略してある。

4地点とも、積雪層の多くの部分はしまりゆき層・こしもざらめゆき層・しもざらめゆき層から成っていた。これらの層には融解水が浸透していなかったと考えられ、降雪時の同位体比を保存しているとみられる。しかし、らいちょうバレー表層部の282~300cmと底層部の0~85cm、室堂平表層部の427~650cm、八方尾根中層部の186~232cmにはざらめゆき層がみられた。地面から数cm程度の部分は地温による融解があるが、それよりも上の層は、気温が高かった時期に積雪層の一部が融解してたことによってざらめゆき化したと思われる。しかし、各地点ともに中層部には融解していないしまりゆき層があり、表層部の融解水が積雪層全体に浸透するほどの強い融雪が起きていなかったと考えられる。また、底部のざらめゆき層は気温が高かった初冬の時期に形成された積雪層であろう。これらのざらめゆき層は、融解水が流下することによって同位体比組成が変動している可能性がある。しかし、4月以降の融雪期に起こるような非常に強い融解によって、同位体組成が一様に均されていなければ、少なくとも変動のパターンを調べるための試料になり得ると考えられる。

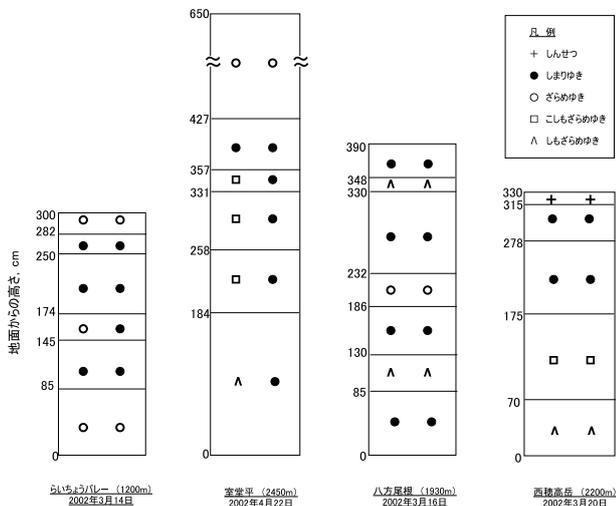


図1. 各地点の積雪構造図

(2) 各地点の降水量

冬季の日本は北西季節風の影響下にあり、大陸からの吹き出しによって日本海で生成された雪雲が、北アルプスの斜面を上昇する過程で大量の降雪をもたらす。北アルプスを越えた雪雲はその水蒸気の大部分を失い、乾燥した気塊となって太平洋側を下る。試料採取を行った4地点はいずれもこのような降雪機構の支配下にあると考えられる。4地点のうち、らいちょうバレー・室堂平・西穂高岳は北アルプスから見て季節風の風上側にあり、八方尾根は風下側である。図2に、それぞれの地点に最も近い気象庁アメダス観測点の日降水量(2001年11月~2002年3月)を示した(気象庁, 2007)。4地点を比較すると、降水量そのものには差があるが、降水があった日の対応関係は非常に良い。このことから、山脈をまたいで50km程度の離れた各地点でほぼ同時に、同一の雲から降水があったと考えられる。

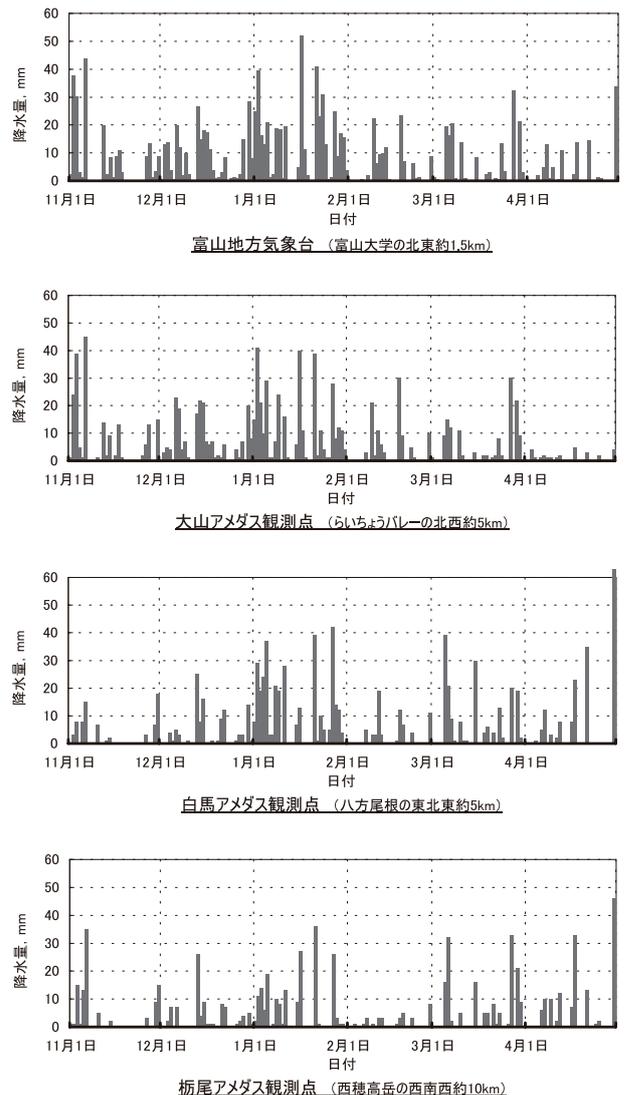


図2. 各地点の日降水量：2001/02冬季（気象庁2007）

(3) 試料の d-値

各地点における積雪の d-値の鉛直分布と、積雪層が堆積した期間と同期間の富山市降水の d-値を図3に示す。

各地点での d-値は、相対的に高い方と、低い方に交互にピークを作りながら変動していた。d-値はおおよそ、平野部の富山市降水で9～72、らいちょうバレーで19～43、室堂平で9～57、西穂高岳で13～39、八方尾根では8～37という範囲で変動した。

図3で、富山市と室堂平では d=60～70 という極端に高い値をとる場合がある（たとえば：富山市の11月27日頃と、室堂平の80cm附近）。富山市でこのような d-値を持つ試料は、11月末から12月初旬にかけての時期にみられる。また、室堂平ではこのような積雪は1m以下の底層部にあり、晩秋から初冬にかけて形成された層であると考えられる。

こうした晩秋から初冬にかけての時期に冬型が強まると、大陸から吹き出す低温の季節風が、まだ十分に冷え切っていない日本海上を通過することになる。このため、温暖な海面との大きな温度差から急激な蒸発

が起こり、d-値が60～70という極端に高い値をもつ降水がもたらされたのであろう。

これらの d-値が極端に高い場合を除くと、富山市降水で d=9～45、室堂平積雪で d=9～47 となって、全ての地点でほぼ10～50の間に収まるような値になる。また、鉛直分布の対応は、全ての地点間で非常に良かった。ただし、らいちょうバレーの場合は、ざらめゆき層である85cm以下では変動幅は小さく、対応も良好ではなかった。また、西穂高岳の50cm以下のしもざらめゆき層も変動幅が小さく、他との対応が明確ではなかった。

d-値は水蒸気源での蒸発環境に依存し、降水の過程では変化しない。50km以上離れた地点間でも、積雪の d-値がおおよそ同じ範囲に収まるのは、このような d-値の性質を反映しているためであろう。

(4) d-値による堆積時期の推定

図4では極小値、図5では極大値のそれぞれ対応すると考えられるピークを線でつないで示した。但し、ピークが有っても顕著でない部分の対応は破線で示した。また、これらのピークについて、採取した期間が

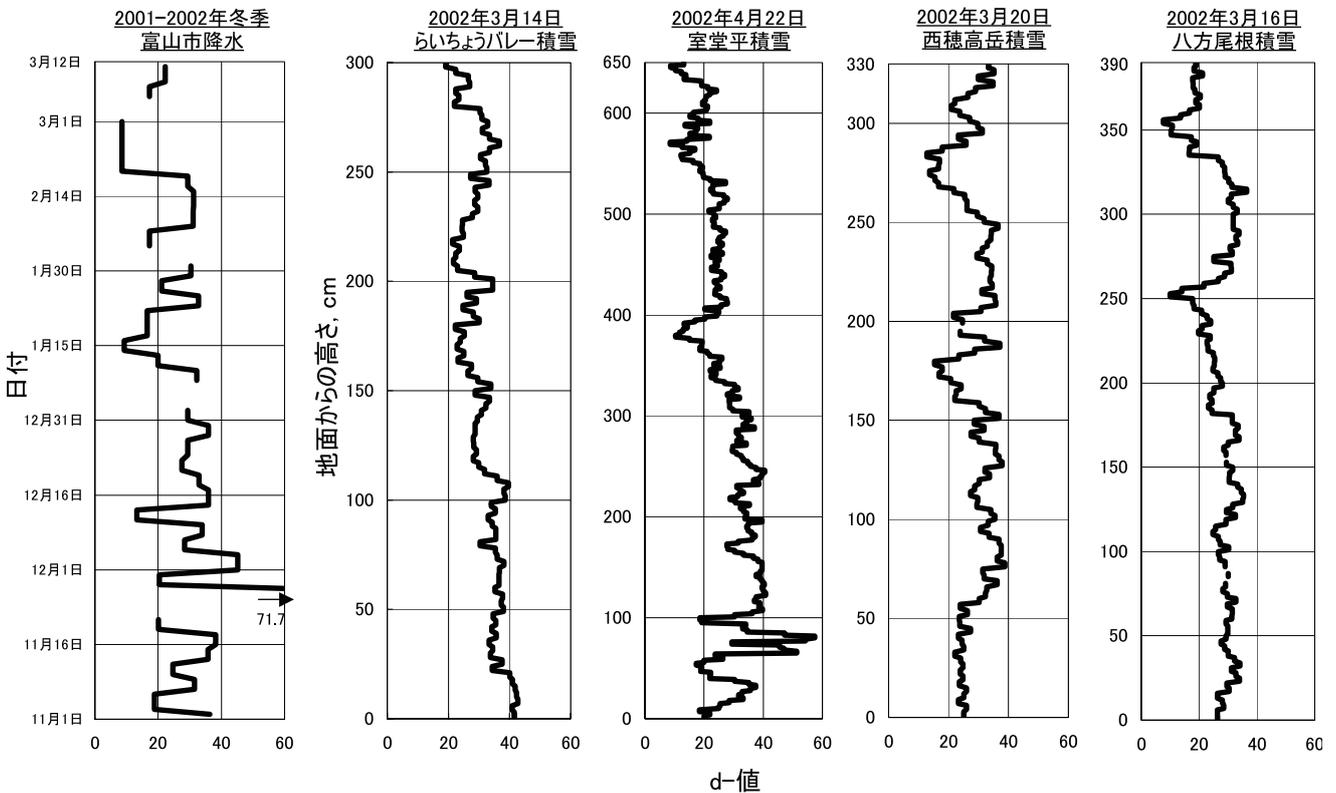


図3. 各地点のd-値鉛直分析

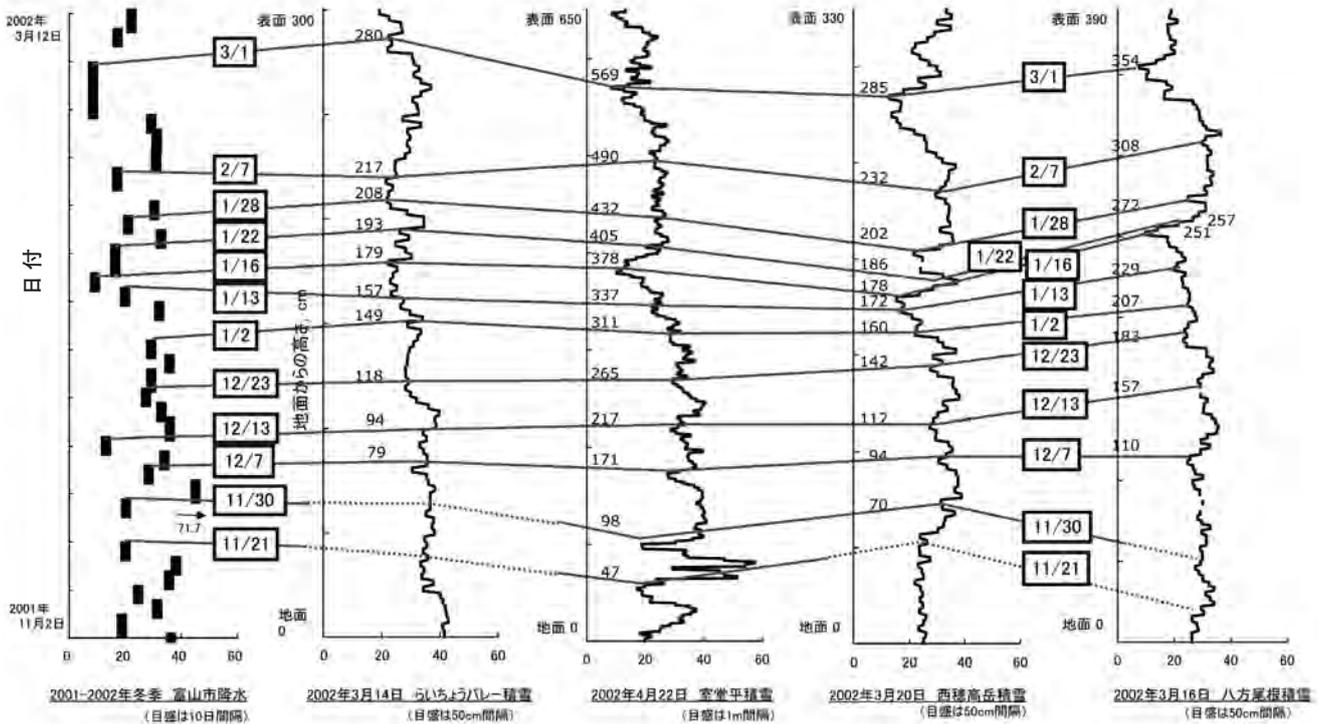


図4. 富山市降水を基準とした各観測点の積雪時期推定 (d-値の極小に着目した対比)

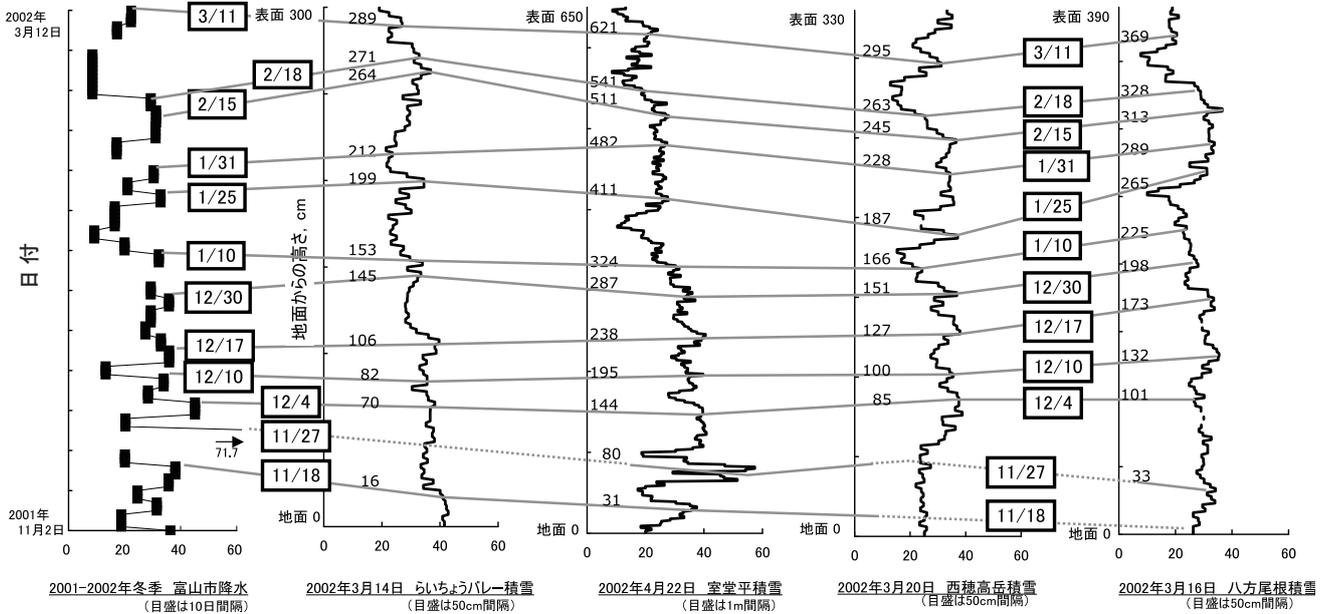


図5. 富山市降水を基準とした各観測点の積雪時期推定 (d-値の極大に着目した対比)

明らかな富山市の降水試料から日付を決定した。日付を決定した基準について、以下に述べる。

まず、2001/02年冬季は2001年12月から2002年1月にかけての降水量が多く、2月の降水量が少ない(図2)。したがって、積雪層の多くの部分は2001年12月から2002年1月の期間に形成され、2002年2月以降に形成された層はそれ以前の層と較べて大幅に少ないと考えられる。

次に、図4において、らいちょうバレーの280cm付近、室堂平の560cm付近、西穂高岳の275cm付近、八方尾根の350cm付近には、連続した極小($d=7\sim 12$ 程度)の間に小さな極大($d=11\sim 15$ 程度)の切れ込みが入るといふ、特徴的なパターンをもったピークがある。これらのピークの極小値は、らいちょうバレーが20程度であるものの、それ以外の地点ではおよそ7~10と同程度の値をもつ。したがって、これらのピークは富山市降水の3月1日の極小($d=8.6$)に対応すると考えられる。また、富山市の1月16日、らいちょうバレーの210cm、室堂平の378cm、西穂高岳の178cm、八方尾根の251cmにも明らかな極小値($d=10\sim 15$ 程度、らいちょうバレーは20)があり、これらのピークをもつ積雪は1月16日頃に堆積したものと考えた。さらに、1月16日と3月1日の間は、大きく見ると弓なりにd-値が上昇し、再び極小に至るといふパターンが全ての地点で認められる。12月~1月にかけては、12月はじめの40付近から1月中旬の $d=10$ (らいちょうバレーは20)付近にかけて徐々に下がっていくという傾向が全ての地点に共通している。

このように、特徴が顕著である区間(1月16日~3月1日頃)の日付をまず決定し、それを基準として、その上下、あるいは区間内部にあるピークを順次対応させて日付を推定した。

2~3月にかけては、富山市以外の4地点間では対応関係を見出しやすいが、富山市では変動幅が小さく、ピークが明瞭ではない。これは、降水を採取する間隔が長かったためである。しかし、参考のためにらいちょうバレーで採取した2002年2月11・12・14日の新雪のd-値はそれぞれ40, 39, 34という値であった。そこで、らいちょうバレー積雪の264cmでd-値が37という極大値をとるところが、2月14日付近の積雪と判断し、富山市降水の2月15日の極大値($d=31$)と対応させた。

このようにして同定した日付の分解能は、1回の降水の採取期間に依存するが、本研究の場合は2~10

日程度である。

(5) まとめ

積雪試料のd-値の鉛直分布と、日付が既知の降水試料のd-値を対比させることで、降雪時期の特定が困難である、冬期間の山岳積雪の堆積時期を推定した。この方法の分解能は指標に用いる降水試料の採取間隔に依存するが、 $\delta^{18}\text{O}$ 値を用いる場合(遠山, 2005)と同様に2~10日程度の分解能で積雪層の堆積時期を決定することができた。また、この方法は、ほぼ同一の降水機構に支配されると考えられる、内陸部の西穂高岳や、季節風が3000m級の北アルプス山脈を越えた地点である八方尾根の積雪に対しても有効であった。さらに、d-値は降水の過程では変化しないため、鉛直分布の対比だけでなく、地点間のd-値そのものもおおよそ一致する。これは $\delta^{18}\text{O}$ 値法には無いすぐれた利点であり、d-値法を用いることでより確実な積雪時期の推定を行うことができるであろう。

一般にd-値は、Merlivat and Jouzel (1979)や佐竹(1986)が指摘したように、水蒸気が生成する場の海面と大気との温度差に依存し、冬型の気圧配置のときは $d=30$ 程度、南岸低気圧型のときは $20 < d < 30$ 程度、日本海低気圧型のときは $d < 20$ という値をとる(早稲田と中井, 1983)。こうした日本周辺の気象概況とd-値の変動とを対応させて考察するならば、指標となる日付が既知の降水試料が無くとも、ある程度は積雪層の堆積時期を推定することも可能であると思われる。

参考文献

- Dansgaard, W. (1964), Stable isotopes in precipitation, *Tellus*, 16, 436-468.
- 飯田肇, 長田和雄, 木戸瑞佳, 川田邦夫, 上田豊 (2001), 立山における冬季降水量分布の推定, 2001年度日本雪氷学会全国大会講演予稿集, 91.
- 川田邦夫, 佐竹洋, 酒井英男, 飯田肇, 貴堂靖昭 (1999), 山岳域の気象雪氷モニタリングに関する研究, 富山県域の雪の特性解明と利雪に関する高度利用研究, 109-124.
- 木戸瑞佳, 長田和雄, 矢吹裕伯, 飯田肇, 瀬古勝基, 幸島司郎, 對馬勝年 (1997), 立山・室堂平における積雪層の堆積時期の推定, *雪氷*, 59, 181-188.
- Kido, M., Osada, K., Matsunaga, K. and Iwasaka, Y. (2001), Temporal change in ammonium/

- sulfate ratios for free tropospheric aerosols from early winter to spring at high elevation site in the Japanese Alps, *Journal of Environmental Chemistry*, 11, 33-41.
- 気象庁 (2007), 電子閲覧室, <http://www.data.kishou.go.jp/>.
- Merlivat, L. and Jouzel, J. (1979) , Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship, *J. Geophys.*, 19, 243-266.
- Osada, K., Iida, H., Kido, M., Matsunaga, K., and Iwasaka, Y. (2004) , Mineral dust layers in snow at Mount Tateyama, Central Japan: formation processes and characteristics, *Tellus*, 56B, 382-392.
- 佐竹洋 (1986) , 富山における降水, 降雪の安定同位体比およびトリチウムの動態, *地球化学*, 20, 90-92.
- 篠田裕美 (1999) , 立山山岳地帯における降水・積雪の化学組成と同位体比, 富山大学生物圏環境科学科平成 10 年度卒業論文.
- 遠山和大, 鈴木悟郎, 佐竹洋, 川田邦夫, 飯田肇 (2005), 酸素同位体比を用いた山岳地積雪の堆積時期推定, *雪氷*, 67, 319-330.
- Toyama, K., Satake, H., Takashima, S., Matsuda, T., Tsuruta, M. and Kawada, K. (2007) , Long-range transportation of contaminants from The Asian Continent to The Northern Japan Alps, recorded in snow cover on Mt. Nishi-Hodaka-Dake, *Bulletin of Glaciological Research*, 24, 37-47.
- 早稲田周, 中井信之 (1983) , 中部日本・東北日本における天然水の同位体組成, *地球化学*, 17, 83-91.
- 柳澤文孝, 中川望, 安部博之, 矢野勝俊 (1996) , 山形県蔵王の積雪と着氷の化学組成, *雪氷*, 58, 393-403.

【要 旨】

北アルプス山岳地積雪の堆積時期を推定するため、積雪の酸素同位体比と水素同位体比から計算されるd-値の鉛直分布と、その積雪が形成された期間に近く都市で採取された降水試料のd-値を対比する方法を試みた。らいちょうバレースキー場 (標高1200m) ・立山室堂平 (2450m) ・白馬八方尾根 (1930m) ・西穂高岳 (2200m) の4地点で積雪を採取し、日付が既知である富山市 (9m) の降水試料のd-値を対比した。d-値とその変動傾向はともに、各地点間でよく一致し、2~10日程度の分解能で積雪層の堆積時期を決定できた。d-値そのものが地点間で一致する点、北アルプスの30~50km離れた広範囲の地点間に適用できる点で、酸素同位体比だけを用いる推定法よりすぐれ、より確実に積雪時期の推定を行うことが可能になった。