

# 冬期季節風と低気圧による降雪の安定酸素同位体組成\*

井上治郎\*\* 渡辺興亜\*\*\* 中島暢太郎\*\*\*\*

## 要 旨

冬型気圧配置と低気圧という2つの気象条件下で、京都盆地に降った雪の安定酸素同位体組成について考察した。地上で採取された降雪の同位体組成値は、冬型気圧配置に比べて低気圧で降った雪の方が小さくなり、南岸低気圧では冬型に比べて10%以上小さい値が観測された。同位体組成値と気温の間には明瞭な関係が見出せなかった。冬型の雲頂は4 km 以下だが、低気圧ではより降雪雲の背が高く、南岸低気圧の雲頂は8 km 付近まで達していた。一連の降雪の安定酸素同位体組成の平均値は、降雪をもたらした気象条件に関係なく、降雪粒子が成長したと考えられる  $-10^{\circ}\text{C}$  レベルから雲頂までの層厚と、極めて良い相関関係にあった。降雪の同位体組成を決める要因として、降雪雲の鉛直方向の発達度が一義的に重要であることが示唆された。

## 1. はじめに

降雪粒子をもたらす水蒸気の輸送過程を解明するために、これまで地球上各地のさまざまな地点で、降雪の安定酸素同位体組成 ( $\delta^{18}\text{O}$ ) の観測が行われている。降雪の  $\delta^{18}\text{O}$  は、降雪粒子を形成した水蒸気の持つ  $\delta^{18}\text{O}$  と降雪粒子の生成温度に大きく依存する。年間を通じて降雪のある極地における多くの観測例では、これらの関係は比較的はっきりしており、 $\delta^{18}\text{O}$  と地上気温の月平均値との間に正の相関が見られ、凝結温度が低い程  $\delta^{18}\text{O}$  が小さくなることが、多くの観測結果から示されている(楠他, 1982)。また南極昭和基地で採取された降雪の  $\delta^{18}\text{O}$  の年変化から、高気圧下よりも低気圧下における  $\delta^{18}\text{O}$  に富んだ水蒸気からもたらされた降雪の  $\delta^{18}\text{O}$  の方が大きいことが報告されている(Kato, 1978)。

日本は島であり降雪期間が短いので、このようにはっきりした関係は見出せない。日本海側降雪地帯の8地点で寒候期を通じて行われた同時観測では、北から南へゆくほど、降雪の  $\delta^{18}\text{O}$  が大きくなることが報告されてい

る(樋口, 1982)が、その差はごく小さい。またこの報告の中で秋田における観測例では、降雪の  $\delta^{18}\text{O}$  は低気圧の接近に伴って大きくなり、冬型になると小さくなると指摘されており(樋口他, 1981)、札幌における観測でも、低気圧によってもたらされた降雪の  $\delta^{18}\text{O}$  は大きいことが示されている(藤吉他, 1982)。しかしこれらの観測によれば、降雪の  $\delta^{18}\text{O}$  は、降雪期の初期から末期にかけても、気象状況の推移に対応してさまざまに変化し、個々の事例に共通した解釈を取り出すのはかなり困難なようである。

日本で行われたこれまでの観測は主として日本海側降雪地帯におけるものであり、冬期季節風下での降雪によるものがほとんどである。太平洋側の広域に降雪をもたらす気象条件として南岸低気圧があるが、これまで南岸低気圧による降雪の同位体組成観測は、殆ど行われておらず、その性質は、冬型の場合と明瞭に異なることが予測される。京都盆地は太平洋側気候区に属するので降雪回数は少ないが、北部地域は冬型気圧配置でも一定の降雪があり、南部地域では南岸低気圧による降雪が顕著である。本論文では冬型気圧配置、日本海低気圧、南岸低気圧等、さまざまな気象条件下で京都盆地で観測された降雪の同位体組成の違いについて考察する。

## 2. 京都盆地における降雪の安定酸素同位体組成

降雪の採集を行ったのは盆地北部の京都市北区と南西

\* Stable oxygen isotope of the snow by winter monsoon and cyclone.

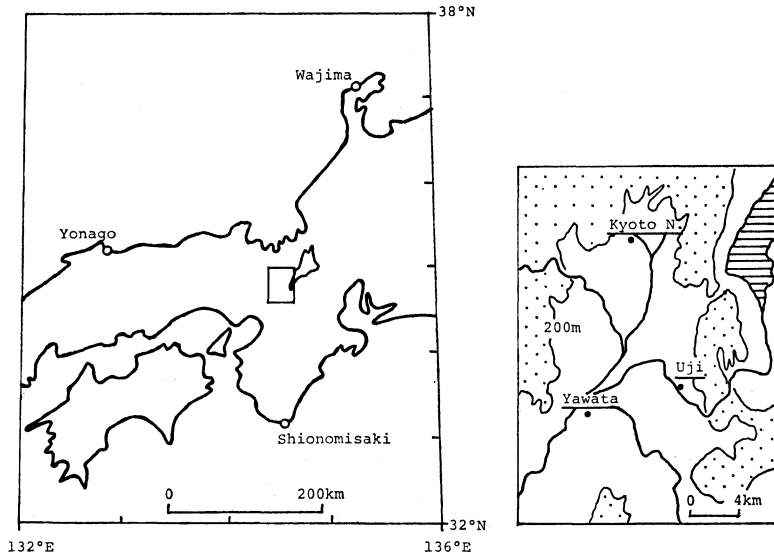
\*\* Jiro Inoue, 京都大学防災研究所

\*\*\* Okitsugu Watanabe, 国立極地研究所

\*\*\*\* Chotaro Nakajima, 元京都大学防災研究所

—1986年6月9日受領—

—1986年9月29日受理—



第1図 京都盆地および近畿地方。

部の八幡および南東部の宇治である。第1図に示すように3地点はそれぞれ10~15 km程度離れている。1984年寒候期にいずれかの地点で新積雪がみられた12例を対象とし、積雪の $\delta^{18}\text{O}$ の試料採集を行った。京都盆地は通常、積雪がほとんどなく、暖候地であるため降雪直後の温暖変態過程の発達が著しい。今回の例では、積雪はすべて夜間に始まっているので、試料は早朝に採集し、積雪表面からの蒸発による $\delta^{18}\text{O}$ の変化の影響が少なくなるようにした。水にした試料は、名古屋大学水圏科学研究所水圏物理部門のMAT 250質量分析計を用い、自動前処理装置による $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 平衡の達成後、同位体比測定を行った。

水の $\delta^{18}\text{O}$  (安定酸素同位体組成)は、次のように標準海水 (SMOW) からの偏差を千分率で表す。

$$\delta^{18}\text{O} = \left( \frac{R_{\text{sample}}}{R_{\text{SMOW}}} - 1 \right) \times 1000 (\text{‰})$$

$$(R = {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})$$

この方法による分析誤差は $\pm 0.2\%$ 程度である (樋口, 1982)。

測定結果と観測時の気象条件を第1表に示した。サンプリングは新積雪全層にわたって行い、1回の試料としたので、この測定値は京都盆地に降雪をもたらした時の、毎回の平均的な気象状況を反映しているものと思われる。

京都での $\delta^{18}\text{O}$ の値は $-5\sim-22\%$ と非常に広い範囲

にわたって分布している。日本におけるこれまでの観測結果と比較するため、1981年に行われた同時観測結果 (樋口, 1982) のうち日本海側沿岸部3地点での値を、平均値と標準偏差で第2表に示した。 $\delta^{18}\text{O}$ は日本海側平野部では、札幌で $-13\%$ と小さく、東北・北陸では $-9\sim-10\%$ であまり変化がない。標準偏差は最大でも秋田の $2.9\%$ である。一般に降雪の $\delta^{18}\text{O}$ は沿岸部で大きい値を示し、卓越風に沿って内陸部へ向かって減少してゆく傾向 (距離効果) が顕著である。京都は他の地点と異なり、日本海から100 km程度内陸にあるため、沿岸部にある他の地点と平均値で直接比較することはできないが、標準偏差は他地点に比べて極めて大きく、新潟の倍の値になる。これは単にデータ個数の違いによるものではなく、最大値が北陸と同程度なのに、最小値が他のどの地点よりも小さいことで示されるように、今回京都で観測された降雪の特徴といえる。特に1月19日の $-22\%$ 以下という小さい値は、これまで日本の降雪では観測されておらず、南極昭和基地で観測された冬の平均値 (加藤, 1979) とほぼ匹敵する。

今回京都盆地に降雪をもたらした気圧配置型を試料採取当日09時と前日21時の地上天気図から分類すると、第1表に示すように冬型8例、日本海低気圧型2例、南岸低気圧型2例となり、表では気圧配置によってグループ分けしたが、冬型にくらべて日本海低気圧型では、より $\delta^{18}\text{O}$ の小さい降雪が見られ、南岸低気圧型では極めて

第1表 京都盆地における降雪の  $\delta^{18}\text{O}$  とサンプル採取時の気象状態

サンプル 日	Dec		Jan					Feb	Dec	Jan		
	18	29	6	20	27	29	30	4	31	22	19	31
$\delta^{18}\text{O}$ (‰)												
京都北		-9.0	-11.2	-7.7	-11.1	-10.8		-10.6	-14.0		-22.7	-17.0
八幡	-12.0		-11.0	-9.7		-12.6	-4.8		-13.4	-13.9	-20.6	-12.6
宇治	-12.3		-9.9								-21.0	
名古屋											-18.5	
東京											-19.8	
降雪量 (cm)												
京都北	14	5	14	2	1	16	0	6	4	3	3	3
八幡	2	0	5	0	0	4	0	0	1	0	3	14
宇治	5	0	5	0							1	
最低気温 (°C)	-0.4	-0.4	-1.3	-1.1	-2.7	-3.1	-1.4	-3.1	-1.3	-0.3	-0.3	-0.1
気圧配置	冬型	冬型	冬型	冬型	冬型	冬型	冬型	冬型	山陰沖 低気圧	日本海 低気圧	南岸 低気圧	南岸 低気圧

第2表 日本海側沿岸部3地点と京都における降雪の  $\delta^{18}\text{O}$

地点	札幌	秋田	新潟	京都	京都
期間	Jan 25~Mar 28	Dec 27~Apr 4	Dec 26~Mar 7	Dec 18~Feb 4	冬型のみ
サンプル数	10	111	39	21	13
$\delta^{18}\text{O}$ (‰)					
平均	-13.1	-9.4	-8.7	-12.8	-10.2
標準偏差	1.4	2.9	2.2	4.3	2.0
最大値	-10.4	-2.4	-4.3	-4.8	-4.8
最小値	-14.3	-19.2	-13.4	-22.7	-12.6

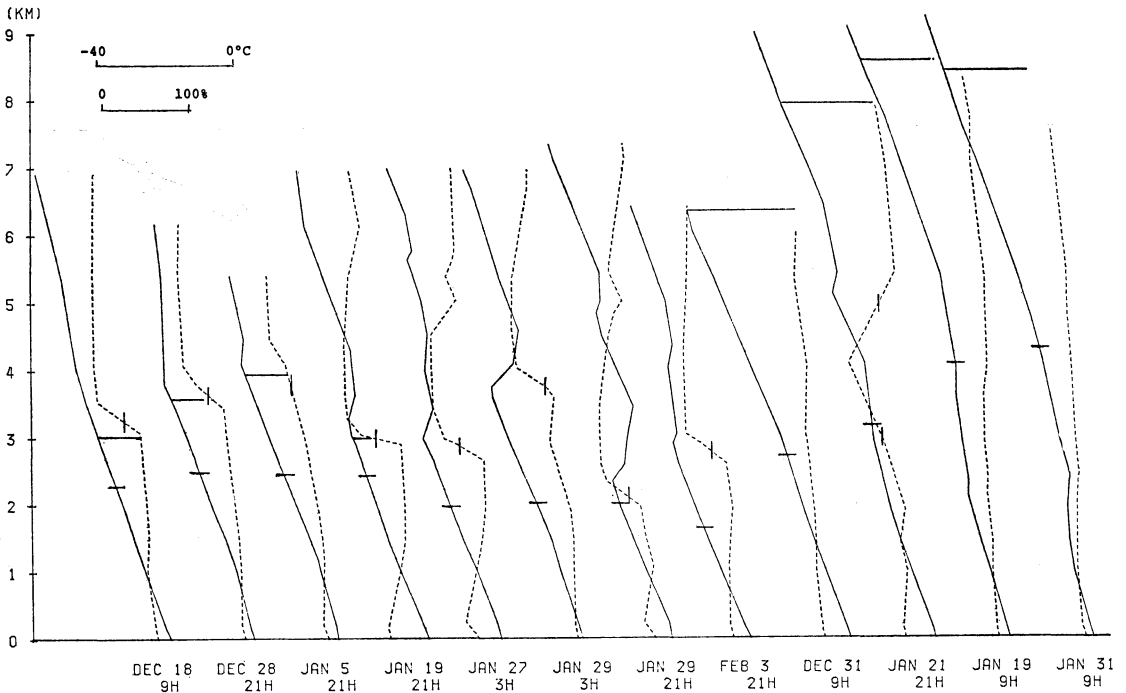
小さくなること、明瞭にわかる。1章で述べたように、これまでの観測例では、低気圧によってもたらされた降雪の  $\delta^{18}\text{O}$  は大きいことが示唆されており、今回京都で得られた結果はこれらとは全く逆である。

### 3. 降雪時の上層の気象状態

これまで多くの報告では降雪の  $\delta^{18}\text{O}$  と地上気温との間に正の相関関係が見出されているが、今回の結果のように地上気温の幅が0~3°Cと粘さいにもかかわらず、 $\delta^{18}\text{O}$  が大きく違うことについては、上層の気象状態との対比を考える必要がある。降雪試料はすべて夜間から明け方に降った雪であるが、12月18・31日、1月

19・31日はサンプル時にまだ降雪が続いていた。従ってこの4例については当日09時、他の例については前日21時の米子のゾンデ資料との対比を試みた。但し1月27・29日は当日03時の特別観測時の資料を用いた。第2図に該当する時刻の米子上空の温度(実線)と相対湿度(破線)の分布を示す。気温-15°Cと湿度50%の位置をそれぞれ横、縦の短い実線で両方の分布曲線上に示した。

降雪雲の高さを見積もるために湿度に着目すると、冬型の8例では、すべて上空2~4kmに湿度が50%以下に急減する層があり、この付近の高度で温度が逆転するか、高度減率が小さくなる。図中温度と湿度の分布曲線を結ぶ横線は、同時刻の気象衛星ひまわり(GMS-2)の



第2図 米子上空の温度(実線)と湿度(破線). 横・縦の短い実線は  $-15^{\circ}\text{C}$  と  $50\%$  のレベル, 温度・湿度を結ぶ実線は, 米子と京都を含む領域での  $T_{\text{BB}}$  の最小値から求めた雲頂高度.

第3表 低気圧時における米子・潮岬上空の湿度急減層と  $T_{\text{BB}}$  の最小値

	米 子			潮 岬		
	Z (m)	T ( $^{\circ}\text{C}$ )	H (%)	Z (m)	T ( $^{\circ}\text{C}$ )	H (%)
Dec 31 09h RH	(6340	-44.3	50)	4037	-21.6	22
$T_{\text{BB}}$	6340	-44		3950	-21	
Jan 21 21h RH	4055	-16.5	13	(7317	-33.9	61)
$T_{\text{BB}}$	7900	-44		8266	-42	
Jan 19 09h RH	(8318	-40.7	50)	7182	-28.2	32
$T_{\text{BB}}$	8482	-42		7548	-31	
Jan 31 09h RH	(7589	-37.4	54)	8151	-34.4	29
$T_{\text{BB}}$	8345	-43		8619	-36	

赤外画像から, 米子と京都を含む領域内 ( $35^{\circ}\sim 36^{\circ}\text{N}$ ,  $133^{\circ}\sim 136^{\circ}\text{E}$ ) での輝度温度 ( $T_{\text{BB}}$ ) の最小値を求め, 米子上空の気温を用いて高度に換算して示したものである. 冬型の8例のうち4例については, この高度はほぼ湿度の急減層と一致し, 降雪雲の雲頂とみなせる. 他の

4例では,  $T_{\text{BB}}$  の最小値は逆転層より上になる. しかしこの場合でも, いずれも  $2\sim 4\text{ km}$  付近の湿度の急減層と, 明瞭な温度の逆転層とは一致しており, 下層の潜在不安定層の浮力の吟味からも, 逆転層をつきぬける上昇運動は考えられないので, 逆転層より上層の雲は下層ま

第4表 低気圧時における鉛直流増加量 (dw; cm/s) と南岸低気圧時の水蒸気発散量 (div (q); 10<sup>-5</sup>g/kg/sec) および京都上空の風 (u : 東西成分, v : 南北成分)

mb	Dec 31 09h	Jan 21 21h	Jan 19 09h				Jan 31 09			
	dw (cm/s)	dw (cm/s)	dw (cm/s)	div(q) (10 <sup>-5</sup> /s)	u (m/s)	v (m/s)	dw (cm/s)	div(q) (10 <sup>-5</sup> /s)	u (m/s)	v (m/s)
300~ 400	-0.2	0.2	0.1	-0.2	48	16	0.1	-1.3	46	15
400~ 500	-0.5	-0.8	-0.4	-2.3	40	9	0.7	-5.1	33	16
500~ 600	0.7	-0.4	-0.3	0.0	29	8	2.6	-3.5	24	20
600~ 700	2.1	0.2	2.1	-0.8	14	6	5.2	-3.2	7	14
700~ 800	0.7	2.7	1.1	-1.9	1	4	9.0	-9.3	-4	13
800~ 850	1.4	1.8	1.8	0.1	-2	-1	3.9	-6.8	-8	8
850~ 900	1.1	0.9	1.6	2.0	-3	-5	3.7	-4.0	-9	3
900~1000	2.4	-1.5	1.8	2.4	-2	-5	2.3	0.3	-9	-4

で続いておらず、直接降雪をもたらさなかったとするのが自然であろう。従って冬型の8例では、いずれも降雪雲の雲頂は4 km 以下であり、安定層ないしは逆転層で雲の発達を押えられている。

一方低気圧型の4例のうち1月22日を除く3例については、冬型ほど湿度の減少が顕著でない。米子上空では5000 m 以上まで50% 以上の高湿度層が続いているが、対流圏上部の湿度情報が乏しいため、湿度の急減層は明瞭ではない。低気圧による新積雪は4例とも冬型と異なって内陸部を中心に分布しており、日本海沿岸部では殆ど新積雪がなかった。特に南岸低気圧による積雪は、西日本全域にわたって広域に分布していた。従って、米子と同時刻の潮岬上空の湿度急減層と T<sub>BB</sub> の最小値についてもまとめて第3表に示した。潮岬付近では T<sub>BB</sub> の南北傾度が大きかったので緯度幅は33.4°~33.6° Nとして求めた。米子上空は冬型の場合と同じである。1月22日を除いて潮岬では湿度急減層が現れており、この層の温度は T<sub>BB</sub> とほぼ一致する。従って米子についても T<sub>BB</sub> で降雪雲の雲頂高度に換算出来ると考えられる。1月22日は日本海と本州南岸に低気圧があり、それぞれの雲頂は米子上空4 km での湿度急減層、潮岬上空7 km 付近の T<sub>BB</sub> 最小値で表されると考えられる。南岸の低気圧の雲は北の方まで広がっているため、米子上空で湿度が再び50%以上に増加する。この例では、どちらの雲から降雪がもたらされたか決めることができないので以下の議論ではこの1例を除く。

低気圧の雲は冬型に比べて極めて雲頂が高いと言える。温度、湿度の成層状態から見てこの雲は下層から上層まで続いているとして間違いないであろう。米子・潮

湖・輪島の3点の上層風を用いて指定気圧面間の鉛直流増加量を求めると、第4表に示すように、低気圧の4例に関しては、少なくとも700 mb までは鉛直流は増加しており、従って対流活動の中心もこのレベルより上にあると考えられる。また雪結晶が効率よく作られるとされる -15°C 層は低気圧の場合冬型より高く、特に南岸低気圧では4 km 以上である。

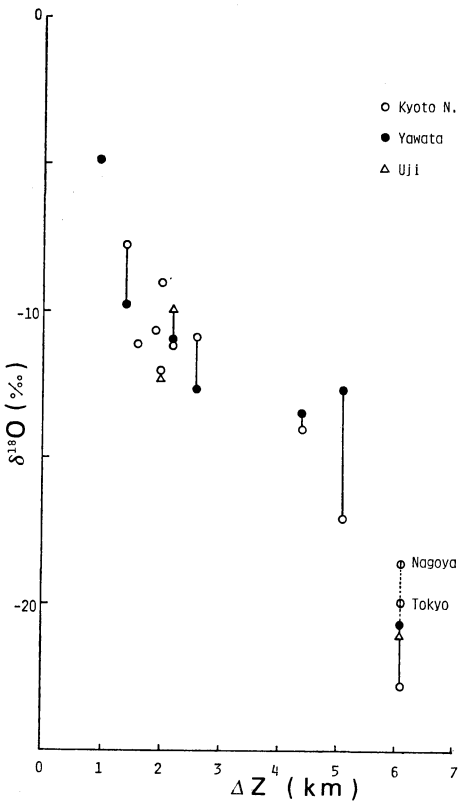
以上のことから今回京都盆地に降雪をもたらした気象条件では、冬型に比べて低気圧の方が対流雲の雲頂および活動中心が高かったといえる。

#### 4. 考察

京都盆地にもたらされた降雪の δ<sup>18</sup>O を決める要因を見出すため、降雪雲の鉛直構造に関する種々の指標と δ<sup>18</sup>O との相関を求めた。温度よりも高度との相関が比較的高かったため、係数の高いものを第5表 a に示した。δ<sup>18</sup>O の値は3地点の平均値を用い、1月22日のデータは除いた。指標のうち第1項は鉛直流が最大になる高度であり、対流活動の中心を示すと考えられる。冬型の場合は、潜在不安定層が解消される高度で代表させた。第2項は3章で求めた雲頂高度である。また今回観測された雪結晶の多くは樹枝状であり、針状結晶は認められなかったため、雪結晶が成長した上限高度とみなせる -20°C レベル、成長の効率が最も良いとされる -15°C レベルを指標として3、4項に示した。なお、これらの高度が雲頂より高い場合は、雲頂高度で置きかえた。5~7項は2~4項の指標と雲底(凝結レベル)との高度差(層厚)である。結晶が成長した下限高度とみなせる -10°C レベルからの層厚を8~10項に示した。

第5表 降雪雲の鉛直構造の指標と  $\delta^{18}\text{O}$  との相関係数

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	remarks
	W-mx	cloud top	-20°C	-15°C	cld. tp   cond	-20°C   cond	-15°C   cond	cld. tp   -10°C	-20°C   -10°C	-15°C   -10°C	
a	-0.70	-0.78	-0.74	-0.68	-0.77	-0.74	-0.68	-0.83	-0.81	-0.78	except Jan 22
b	-0.49	-0.73	-0.56	-0.056	-0.73	-0.57	-0.57	-0.78	-0.60	-0.61	except Jan 22, 19, 31



第3図 降雪の  $\delta^{18}\text{O}$  と  $-10^\circ\text{C}$  レベルから雲頂の厚さ。

1~4項の中では雲頂高度(2)との相関が比較的高く、 $-20^\circ\text{C}$  レベル(3)がそれに次ぐ。凝結レベルは100~500mと低いので、雲の厚さを地上から(2~4)としても雲底から(5~7)としても差はない。しかし $-10^\circ\text{C}$  レベルからの層厚(8~10)をとると相関はかなり高くなる。これらの相関係数を吟味する時注意せね

ばならないのは、 $\delta^{18}\text{O}$  の最小値と最大値が他の値に比べて、際立った極値になっていることである。第2図からわかるように、両者はそれぞれ雲頂高度の最大、最小値に対応している。従って、残りの9例が殆ど無関係であっても、全体としてはある程度の相関が出る。表のbではこれら2つの極値を除いた場合の相関係数を示したが、全体に相関がきわめて悪くなり、雲頂に関する指標(2, 5, 8)のみ良い相関が保たれている。

2, 5項に比べて8項の相関が高いのは、南岸低気圧の2例では  $\delta^{18}\text{O}$  は大きく違うにもかかわらず、雲頂高は殆ど同じため、2, 5項の指標では両者の分離ができないからである。結局、第8項を指標とすることで、京都で観測された降雪の  $\delta^{18}\text{O}$  の性質を最も良く解釈することができる。この関係を第3図に示したが、両者は極めて良い直線関係にあるといえよう。すなわち、降雪雲頂が高いほど  $\delta^{18}\text{O}$  は小さくなるが、その減少の割合は降雪粒子が成長した層の厚さと極めて密接な関係にあると言える。

厚い雲から降る雪の同位体組成が、薄い雲に比べて小さくなることは、日本海側の降雪でも、結晶型毎の同位体組成を比べた観測例から推論されている(Isono et al., 1966)。また、Paris 郊外で採取された、一降りの雹の分析から、より高い所で形成されたと考えられる、粒径が大きいものほど同位体組成が小さいことが見出されている(Fancy et al., 1963)。これらは比較的短時間の降水の観測例であるが、今回の結果は対流雲からもたらされた一連の降雪の平均的な性質を示したものである。すなわち、雲が厚くなるほど上層では同位体の分別過程が進行して  $\delta^{18}\text{O}$  の小さい降雪粒子を多く含むため、分別が十分進行していない背の低い雲からもたらされた降雪に比べて、地上で受けた全降雪の平均の  $\delta^{18}\text{O}$  は小さくなると考えられる。

第3図で表された同位体の性質の意味について考察す

る。第1に低気圧時に  $\delta^{18}\text{O}$  の大きい雪が降るといふ、日本におけるこれまでの報告と、逆の結果になったことについてである。これまで多くの観測例の解釈では、温度による同位体の分別効果が強調され、雲の鉛直方向の発達 はあまり考慮されていなかった。低気圧によってもたらされる降雪は気温が高いため  $\delta^{18}\text{O}$  の分別が十分に進まず、従って冬型による降雪に比べて  $\delta^{18}\text{O}$  値は大きくなるという暗黙の仮定があったと思われる。

札幌での観測例について、当日の札幌のゾンデ資料と対比すると、降雪の前半が針状結晶が中心であったという事実から、雲頂 2 km 以下の背の低い雲からもたらされた と推定される。このことは第3図の結果を支持するものである。また一般に低気圧の前面は層状雲で雲が薄く、通過後は積雲系で厚くなると言えるので、低気圧の接近に伴って降雪の  $\delta^{18}\text{O}$  が大きくなり、通過後は小さくなるという秋田での観測事実は、むしろ第3図の結果を裏付けていることになる。

秋田での観測は朝と夕方の新積雪について  $\delta^{18}\text{O}$  の測定が数多く行われているので、それぞれ前日21時、当日09時の地上天気図から低気圧によってもたらされた可能性のある41例の降雪について  $\delta^{18}\text{O}$  の平均値を求めると、 $-10.2\%$  (標準偏差  $3.2\%$ ) となり、残り70例の冬型による降雪の平均値  $-9.0\%$  (同  $2.7\%$ ) より明らかに小さい。秋田のゾンデ資料は湿度の情報が乏しいため雲頂を求めることが困難であり、また結晶型の情報がないので、降雪雲の厚さを知ることは出来ない。従って3章のような解析が出来ないが、冬型に比べて低気圧が関係して降った雪の方が、 $\delta^{18}\text{O}$  の小さい降雪がより多いことは明らかである。このことから、秋田での降雪の  $\delta^{18}\text{O}$  についても第3図と同じような関係が示される可能性がある。

第2に降雪粒子を形成した水蒸気の起源の問題がある。南岸低気圧の例では、第4表に示すように、鉛直線を求めた3点の上層風を内挿することによって得られた京都上空の風は、水蒸気の移流が顕著な層では、南東風か南西風であり、冬型の場合と異なって、降雪粒子の形成には太平洋からの水蒸気が大きな役割を占めていると思われる。このように水蒸気源が異なると考えられる降雪現象を比べても、 $\delta^{18}\text{O}$  と降雪雲頂の関係が1本の直線で表現しうるといふことは、起源となった水蒸気の持つ  $\delta^{18}\text{O}$  の値で降雪の  $\delta^{18}\text{O}$  が支配されるとするこれまでの仮説 (例えば Tsunogai *et al.*, 1975) に大きな疑問を与える。

その他の問題として今回のデータから議論は出来ないが、距離効果で象徴されるように、降雪雲の水平移動距離で  $\delta^{18}\text{O}$  値が変わること、また雪片が落下する間に風に流される距離の問題等がある。冬型に比べて南岸低気圧の  $\delta^{18}\text{O}$  値が盆地内でばらつきが大きいのは、水平方向にも鉛直方向にも規模の大きい雲で降雪粒子が作られるので、これらの効果によるのかもしれない。

南岸低気圧は、一般的に移動速度および発達が非常に速いにもかかわらず、1月19日の降雪の  $\delta^{18}\text{O}$  が名古屋でも東京でも同程度の小さい値であり、京都盆地内での変動と同程度であったことは、第2の問題と合わせて第3図の解釈について示唆的である。この図には同位体分別の基礎理論である温度効果は直接示されていない。今回の例では、降雪雲頂が2 km 程度から圏界面付近に達するものまでを含み、鉛直方向の発達の度合に大きな差があったため、これらの雲からもたらされた降雪の  $\delta^{18}\text{O}$  値には、鉛直方向の分別の影響が強調され、その結果水蒸気の起源や輸送経路の違いによる影響は相対的に小さくなって、降雪雲の厚さのみで直線関係が示されているのではないと思われる。この関係は、凝結して降雪となった水蒸気の平均の  $\delta^{18}\text{O}$  値は降雪雲の厚さとともに減少することを示しているので、 $\Delta Z=0$  との切片は、降雪粒子が形成される前の水蒸気の  $\delta^{18}\text{O}$  値を示すことになる。従って、今後データが蓄積されれば、低気圧と冬型は、水蒸気源の違いや距離効果を反映して、別のグループの直線で示されるかもしれない。また他の地域での降雪の  $\delta^{18}\text{O}$  値が同じグラフ上でどのような分布をするかによって第3図の持つ意味が決まるであろう。

## 5. あとがき

京都盆地で観測された降雪の  $\delta^{18}\text{O}$  は、気象条件にかかわらず、降雪粒子が成長した雲の厚さと直線関係で示されるというのが本論文の結論である。同様の関係は他の地域でも成立する可能性が示唆されるが、今回の観測で得られたデータが不十分であることは否定しがたい。従って、ここで述べた降雪の同位体組成と雲の厚さとの関係は、その一面の性質かもしれない。これまでの降雪の同位体組成の研究は、ほとんどが日本海側に降る雪を対象としたものであり、南岸低気圧にかかわる降雪については、その一般的同位体組成の研究のみならず、降雪の物理過程との関連に関する研究についてもほとんど行われていない。

また同位体組成のデータは増えつつあるが、それらの

気象学的解釈は十分とは言えない。今後より多くの事例解析によって、3章で述べたような問題点が検討されることが望まれる。また今後、同位体組成を用いた降雪の水蒸気輸送過程の研究では、日本海側から太平洋側にわたる広域を対象として考えるべきであろう。その際、降雪粒子が形成された環境温度が、非常に重要な要素になると思われるので、結晶型の観測は不可欠であろう。

なお本研究は日本生命財団特別研究助成「水資源の保全に関する研究」(代表者・吉良竜夫)の一環として行われたものである。

### 文 献

- Fancy, L., L. Merlivat, G. Nief and E. Roth, 1963: The study of the formation of a hailstone by means of isotopic analysis, *J. Geophys. Res.*, **68**, 3841-3848.
- 藤吉康志, 小西啓之, 入川真理, 加藤喜久雄, 1982: 降雪の安定酸素同位体組成の変動について(I), 日本気象学会秋期大会講演予稿集, 336.
- 樋口敬二, 渡辺興亜, 加藤喜久雄, 梶川正弘, 1981:

秋田市における降雪の安定酸素同位体について, 日本気象学会秋期大会講演予稿集, 362.

———, 1982: 日本の降, 積雪の安定酸素同位体に関する研究, 昭和55, 56年度科学研究費成果報告書.

Isono, K., M. Komabayashi and T. Takahashi, 1966: A physical study of solid precipitation from convective clouds over the sea: Part I-Deutrium content of snow crystals with respect to crystal shapes and their relation to origins of water vapor of snowfall, *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 178-184.

Kato, K., 1978: Factors controlling oxygen isotope composition of fallen snow in Antarctica, *Nature*, **272**, 46-48.

加藤喜久雄, 1979: 南極における降雪の酸素同位体組成, 南極資料, **67**, 124-135.

楠 宏他編, 1982: 南極の科学4, 氷と雪, 国立極地研究所, 49-60.

Tsunogai, S., K. Fukuda and S. Nakaya, 1975: A chemical study of snow formation in the winter-monsoon season: The contribution of aerosols and water vapor from the continent, *J. Meteor. Soc. Japan*, **53**, 203-213.

## 第24回理工学における同位元素研究発表会のお知らせ

関係諸学協会の共同主催で、標記の研究発表会を開催いたします。この研究発表会の目的は、異なった専門分野の研究者が一堂に会し、同位元素および放射線の利用の技術を中心とした研究、およびその技術の基礎となる研究の発表と討論を行い、各専門分野間の知識と技術の交通を図ろうとするものであります。会員各位におかれては奮ってご応募、ご参加下さることを希望いたします。

会 期: 昭和62年6月29日(月)~7月1日(火)

会 場: 国立教育会館(東京都千代田区霞が関3-2-3 文部省となり)

発表申込み: 所定の申込書(1件1通)によりお申し込み下さい。所定の申込書は下記あて請求して下さい。

〒113 東京都文京区本駒込2-28-45

日本アイソトープ協会内

理工学における同位元素研究発表会運営委員会

TEL. 03-946-7111 (代) 内線 261

発表申込締切: 昭和62年2月28日(土) 必着

講演要旨: 講演要旨集を発行します。発表申込みがあり次第、所定の原稿用紙をお送りします。口頭発表、ポスター発表とも1件原稿用紙1枚です。

講演要旨原稿締切: 昭和62年4月15日(水) 必着