

報告番号

* 甲 第 2160 号

主論文の要旨

題名

The isotopic study on solid precipitation from a
convective cloud: observation and modeling

(対流雲からもたらす降雪粒子の安定同位体組成に
関する研究: 観測と数値計算)

氏名 杉本 敦子

主論文の要旨

報告番号

※甲第

号

氏名

杉本敦子

降雪の安定同位体組成は、次のような過程に依存している。雲を作る水蒸気の組成を決める海面からの蒸発過程、水蒸気の輸送、混合過程、1つの air parcel 中での雲粒、氷晶の凝結および昇華成長過程、1つの雲の中での降水粒子の成長過程、雲の力学過程である。これらの過程での水の同位体の挙動を降水の同位体組成から明らかにするために、冬季日本海側の降雪を、1つの雲ごと、あるいは1つの対流性レーダーエコーごとに注目して、雲の移動方向に沿った2地点で観測し、加えて1つの対流雲の落とす雪の同位体組成を1次元、time-dependentな雲のモデルを使って数値計算を行なった。

観測は1985年、1986年に石狩平野で8 km離れた2地点、及び、1983年に北陸において30 km離れた2地点で行なった。

まず、1つの雲を作っている水蒸気の組成について次のようなことがわかった。1つの対流雲、あるいは1つの対流性レーダーエコーからの雪の δD と $\delta^{18}O$ （標準海水に対する同位体比の千分率偏差）は9例中7例までが直線関係にあることが観測された。このことは、1つの対流雲の中の air parcel は全てある同じ組成の水蒸気からできていることを示している。

観測された $\delta D - \delta^{18}O$ の関係は、Craig (1961)が示した meteoric water line (MWL) から大きくずれている。このずれは $d = \delta D - 8\delta^{18}O$ で定義される d 値で表され、観測された冬季日本海側の雪の d 値は、10 (MWL の d 値) よりも非常に大きく、雲ごとに違っていた。このような d 値の変動は、雲を作っている水蒸気の組成は、先に述べたように1つの雲の中では一定であっても、数時間のうちには変化して雲ごとに違っていることを示している。観測された d 値が30以上と大きいのは日本海から水蒸気が同位体的に非平衡に蒸発したためである。非平衡蒸発に関するモデルは、今までに Merlivat and Jouzel (1979) が、水蒸気の δ 値を蒸発時の相対湿度の関数として計算している。彼らのモデルを使って日本海から蒸発してくる水蒸気の δD と $\delta^{18}O$ を計算してみた。その結果、観測された $\delta D - \delta^{18}O$ の関係から予想される水蒸気の組成は、彼らのモデルで相対湿度0% を仮定した時の水蒸気よりもかなり小さく、日本海から蒸発してくる水蒸気の組成は彼らのモデルでは説明できない。水蒸気の輸送過程での、分子拡散係数の違いによる同位体の fractionation がもっと効率よく起こっていると考えられる。

次に、1つのair parcel中での雲粒と氷晶の凝結、昇華成長過程に関して、観測された $\delta D - \delta^{18}O$ の直線の傾きから、凝結過程と昇華過程における同位体のfractionationに関する情報を得た。観測された $\delta D - \delta^{18}O$ の直線の傾きは9.6-8.5の間であり、降雪粒子の形がアラレばかりの場合、アラレと雪片の場合、雪片ばかりの場合とも傾きの値に差はなかった。1つのair parcel中で凝結によって成長する雲粒の $\delta D - \delta^{18}O$ と、1つのair parcel中で昇華によって成長する氷晶の $\delta D - \delta^{18}O$ の直線の傾きを計算し、観測結果と比較した。

降雪粒子がアラレばかりの場合、観測された傾きは同位体平衡を仮定して計算した雲粒の傾きにはほぼ等しい。この事は、現実の対流雲の中で、凝結によって成長した雲粒は周りの水蒸気と同位体的に平衡に近い状態にあることを示している。これに対して降雪粒子が雲粒のつかない雪片の場合、観測された傾きは、同位体平衡を仮定して計算した氷晶の傾きよりも約8%大きく、むしろ雲粒の傾きに近い値となっている。これは氷晶が成長する時のkinetic effectによると考えられる。Jouzel and Merlivat (1984)は、雪が昇華成長する時のkinetic effectを過飽和度の関数として表している。彼らの理論では、 $\delta D - \delta^{18}O$ の直線の傾きが8%大きくなるのは、氷に対する過飽和度が5%の時で、このような過飽和度は氷晶が成長する環境としては適当な値と思われる。従って、雲粒のつかない雪片の場合に観測された $\delta D - \delta^{18}O$ の直線の傾きは、昇華成長時のkinetic effectとして彼らの理論により説明できる。

以上のように1つの雲を作っている水蒸気の組成は一定とみなすことができ、1つのair parcel中での凝結過程でのfractionationもほぼ平衡であることがわかったので、最後に、1つの雲の中での降水過程(雲粒の成長過程、降水粒子の成長過程、雲の力学過程を含む)に対して、雲の移動方向に沿った2地点で観測した1つの雲からの雪の $\delta^{18}O$ の差から論じることができた。

対流雲がおとす雪の $\delta^{18}O$ は対流雲のライフの間に、時間とともに減少する。1つの対流性レーダーエコーから観測された $\delta^{18}O$ の減少率は、約15分間に0.2-3.1%で、そのエコーの降水強度が最大の頃と及びその後大きな減少率となっていた。 $\delta^{18}O$ の減少率が大きいのは風上側の地域で降水強度が強かったエコーで、あまり発達していないエコーでは15分間に0.2%と特に小さな減少率となっていた。

以上のような観測結果に対して、降雪粒子の同位体組成を表す1次元、

time-dependent な対流雲のモデルを作った。雲の力学はAsai and Kasahara (1967)のモデルを使い、雲物理過程はアラレの成長過程を単純化して bulk parameterize したものである。モデルの計算結果は観測された δ^{18O} の減少をうまく説明できた。加えて、4つの case、標準となる case R1、雲粒が氷晶に換る効率が悪い case R2、あまり発達しない弱いセルの case R3、降雪粒子が大きな落下速度を持つ case R4、の計算結果を比較した。その結果、雲粒が降雪粒子に効率よく変換される雲、よく発達した雲、降雪粒子の落下速度が大きい雲のように、降雪強度が強い雲では δ^{18O} の減少率が大きいことがわかった。また、様々な条件に対して計算した25 case について1つの雲からの総降水量と最後のステージに降る雪の δ^{18O} を調べると、総降水量が多いものほど δ^{18O} は小さいことがわかった。1つの雲についても、降水を落とすにつれて δ^{18O} は減少するので、降水をたくさん落としてきた雲ほど降水の δ^{18O} は小さくなっていると言える。モデルの計算結果では、1つのセルの最後のステージにも大きな減少率となることは説明できなかったが、これはモデルが1次元であるという制約から生じたものと考えられる。

北陸における降雪では、 δ^{18O} 値 と地上気温の時間変動に相関が見られた。このような相関を説明するためには雲に補給される水蒸気の組成と雲が上陸する時のステージを考える必要があると思われる。

本論文では1つの対流雲あるいは1つのセルに注目して同位体の挙動を明らかにした。層状雲のような他のタイプの雲でも、凝結と昇華過程の fractionation では本論文で得られた結論と同じようなことが起っているはずである。一方、降水過程のうち、降水粒子の成長過程、雲の力学過程は雲ごとに違っている。しかし、同位体組成はこれらの過程には影響を及ぼさないで、今までに開発されている様々なモデルを使って、本論文で行なったのと同じ方法で同位体組成を計算することが可能である。その場合、雲に補給される水蒸気の組成の変化と、雲がシステムになったときの効果を考慮する必要がある。上昇流が長時間続くsynoptic scaleのじょう乱に伴う雲では、雲に補給される水蒸気の組成は変化する可能性が高い。また、雲のシステムの中で、降水を落とした後の水蒸気が再び雲に入れば、雲を作る水蒸気の組成は $\delta D - \delta^{18O}$ の直線に沿って小さくなるはずである。次にすべきことは、雲がsystemになった時、その中で同位体の挙動と、雲を作る水蒸気の組成が変化するメカニズムを解明することである。