

## 筑波山南斜面における降水の安定同位体比特性

Characteristics of Stable Isotopes in Precipitation at South Slope of Mt. Tsukuba

藪崎 志穂\*・田瀬 則雄\*\*・辻村 真貴\*\*・林 陽生\*\*

Shiho YABUSAKI\*, Norio TASE\*\*, Maki TSUJIMURA\*\* and Yousay HAYASHI\*\*

### Abstract

We analyze monthly precipitation samples collected at six sites on south slope of Mt. Tsukuba from January to December in 2006. Precipitation amount is relatively large at an elevation of 450 m. Seasonal variation of stable isotopes of oxygen and hydrogen in precipitation at all sites show similar tendencies. In July and October,  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta\text{D}$  values are relatively lower because of amount effect. In January, low  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta\text{D}$  values are caused by a snowfall. The d-excess values of precipitation are lower at summer period and higher at winter period. The local meteoric water line is expressed as  $\delta\text{D} = 7.78 \delta^{18}\text{O} + 12.6$  ( $r^2 = 0.939$ ). The altitude effects of the precipitation of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta\text{D}$  were calculated to be  $-0.1\%/100$  m and  $-0.9\%/100$  m, respectively. The altitude effects at Mt. Tsukuba are relatively lower than the common values those have been observed in Japan.

### 1 はじめに

降水の酸素・水素安定同位体は、降水量の違いや緯度・経度、標高および気温の違いなどにより値が異なることから地域ごとに固有の特徴を有している。こうした特徴は、これまでに地下水涵養過程の解明やその他の水循環の研究などにおいて多く用いられており、その有効性が示されている。降水の安定同位体の特徴の一つに高度効果が挙げられる。高度効果とは、標高の低い場所に降る降水の同位体比は相対的に高く（重い同位体が多い）、標高の高い場所に降る降水ほど同位体比

が相対的に低くなる（軽い同位体が多い）という現象である。これは、大気中の水蒸気が凝結して雨滴になる際には、雨滴に重い同位体が濃縮し、気相には軽い同位体が留まることに起因している。このような同位体分別が生じる相変化はレイリー過程（Rayleigh process）に準じている（Clark and Fritz, 1997）。具体的に示すと、山体部においては、標高の低い場所に降る降水はより初期の降水であるため水蒸気には重い同位体が多く含まれており、そこから凝結した雨滴の同位体比も相対的に高くなるが、降水が続いたまま時間が経過するに従い水蒸気中から重い同位体が除去

\* 立正大学地球環境科学部

\*\* 筑波大学大学院生命環境科学研究科

されてゆくため、結果としてより後期の水蒸気から凝結して形成された雨滴の同位体比は初期のものとは比べて低くなる。

しかし、イベント降水の同位体比に着目すると、降水の起源となる水蒸気の性状は様々である。例えば、降水の同位体比は対象とする地点に至るまでにその水蒸気がどれほどの降水を降らせてきたのかという過去の履歴に依存しており、同じ場所においても各イベントで降水の同位体比には大きな差が生じる。しかし、降水が地下に浸透して帯水層内において良く混合することにより、多くの場合、地下水の同位体比は一定値となる(風早・安原, 1999)。こうしたことから、ある斜面における降水の同位体高度効果が明らかになれば、山体における地下水や湧水等の涵養域の推定を行う際に有用な情報と成り得ると考えられる。そこで、本研究では、筑波山の南斜面の複数地点において観測を行い、明らかとなった降水の安定同位体比の季節変化および高度効果などの特徴について報告する。

## II 研究対象地域の概要

研究対象地域である筑波山は茨城県の南西部に位置し、西側に男体山(標高 871 m)、東側に女体山(標高 877 m)の2つの峰からなる独立峰である。地質は山頂から標高 400 m には斑れい岩が、400 m 以下には花崗岩や斜面堆積物が同心円状に広がっている。筑波山の西側には桜川、東側には恋瀬川が流れており、山体を流れる渓流水や地中水は西側斜面は桜川に、東側斜面は恋瀬川へと流出し、やがて霞ヶ浦へと流出している。山頂付近には観光用の施設が建てられており、南側斜面の標高 200 m 付近から山麓にかけて民家が密集している。また、山麓部の西・南・東側斜面の一部には果樹園があり、主にみかん栽培が行われている。標高 50 m 以下の平野部には水田が多く広がっており、米の産地としても知られている。

筑波山山頂(旧筑波山測候所、標高 868 m)で観測された気象データによれば(1982～2000年データ)、年降水量は 1230 mm、年平均気温は 9.7℃である。降水量は 5～6月の梅雨時期と、9～10月の秋雨前線の時期に相対的に多くなる傾向が認められる。日平均気温は 7～8月の夏季には 20℃を超え、1～2月の冬季には 0℃を下回ることが多い。一方、筑波山より南西約 13km の下妻(標高 20 m)における 1979～2000年の気象データでは、年降水量は 1217 mm、年平均気温は 13.7℃である。

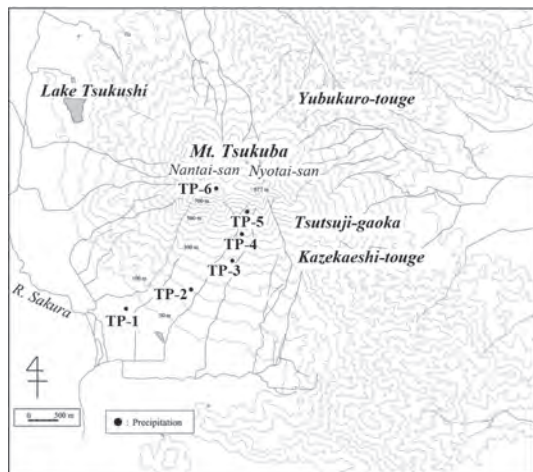
## III 研究方法

筑波山の南斜面の 6 地点において、2005 年 12 月から月ごとの降水採取を行った。採取装置を設置する際には、できる限り樹木の影響の少ない場所を選んだ。採取地点は、山麓部から TP-1 (30 m)、TP-2 (160 m)、TP-3 (275 m)、TP-4 (450 m)、TP-5 (640 m)、TP-6 (878 m) とした(第 1 図)。それぞれの地点の概要を記すと、TP-1 は関東鉄道つくば北営業所に隣接する駐車場の一角、TP-2 は旧筑波駅から筑波山神社へとむかう車道の脇、TP-3 は筑波山神社よりやや北東方向に登った場所、TP-4 と TP-5 は筑波山神社から御幸ヶ原へと続く登山道の脇、TP-6 は男体山の山頂にある筑波山測候所の跡地(現在は筑波大学気象観測ステーションが設置されている)である。

それぞれの地点に、蒸発防止構造を有した降水装置を設置した。降水採水装置に取り付けたロートは直径 15 cm、容器は 5 L のポリエチレン製のものをを用いた。採水は基本的には毎月 1 回、月末に採取した。現地では降水の採取量、pH、EC を測定した。また各地点の降水量は以下の式により求めた。

$$P = S / (3.14 \times r^2) \times 10 \quad (1)$$

ここで、P は降水量 (mm)、S は採取量 (ml)、



第1図 降水採取地点

rは装置に取り付けたロートの半径 (cm) である。

採取した降水は 100 ~ 1000 ml のポリエチレン製の容器に保存して研究室に持ち帰った後、一般水質および酸素・水素安定同位体測定を実施した。一般水質のうち、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{NO}_3^-$ 、 $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{Ca}^{2+}$  についてはイオンクロマトグラフ (HIC-SP/VP Super, デュアル流路システム, Shimadzu 社製, および DX-120, DIONEX 社製) を、 $\text{HCO}_3^-$  については pH 4.8 アルカリ度滴定法を用いて分析を行った。酸素・水素安定同位体比は自動平衡装置による前処理を実施した後、安定同位体質量分析装置 (Finnigan MAT 252, Thermo Electron 社製) により分析した。同位体比は、標準平均海水 (V-SMOW) からの 1000 分率偏差である  $\delta$  値で示した。

また、毎月の降水採取と併せて筑波山の渓流水、地下水、湧水等の採取も複数回実施しているが、この結果については別途報告する予定である。

#### IV 結果・考察

本稿では、採取した降水データのうち、2006 年 1 月から 12 月までの 1 年分のデータを用いて考察を行うこととする。なお、TP-2 では、降水

採取装置の破損により、8 ~ 12 月のデータは欠測となっている。

##### 1. 降水量, EC, pH の観測結果

TP-1 ~ TP-6 の地点の降水量, EC, pH の測定データを第 1 表に示した。

降水量はいずれの地点においても 7 月と 10 月は相対的に多く、1 ~ 3 月は相対的に少なくなっている。全体的にみると標高が高くなるにつれ降水量は多くなっているが、TP-5 の標高 640 m で特に多くなる傾向がみられる。これは雲底高度と関係していると考えられる。雲底とは雲が存在する部分で一番低いところのことを指し、また水蒸気の凝結が生じて雲粒が生成されはじめる高度のことを雲底高度という (吉野ほか, 1985)。雲物理学的な観点からすると、降水は雲底高度で相対的に多くなる (例えば、浅井ほか, 1981)。こうしたことから、筑波山においては標高 640 m 付近に雲底高度が存在することが多いために、TP-5 の降水量が多くなっているのではないかと推定される。

EC は標高が高い地点ほど低くなる傾向が認められるが、それほど大きな差はない。年変動をみると、1 ~ 4 月において相対的に高い値を示す一方、7 月と 10 月においては相対的に値が低くなっている。これらの月は降水量が多くなっており、降水による希釈の影響があらわれていると考えられる。

pH は標高が高くなるにつれて値が低くなっている。一般的に、炭酸ガス飽和時の降水の pH は 5.6 となり、それよりも低い pH を示す降水を酸性雨と呼んでいる。酸性雨は、化石燃料の放出に伴って大気中に排出された硫黄酸化物や窒素酸化物、塩化物、フッ化合物が複雑な化学反応によって硫酸イオン、硝酸イオン、塩化物イオン、フッ化合物イオンに変化し、これらを大気中で取り込み酸性度が高くなることにより生じている。日本各地における酸性雨の平均値は pH 4.7 ~ 4.8 を示しており、その約半分が硫黄化合物、約半分が窒素化合

物に因るものであるとされている（日本陸水学会，2006）．筑波山のデータをみると，TP-1の標高の低い部分では降水のpHは5.6以上となる場合が多く，酸性雨の影響があまり及んでいないと思われるが，他の地点においてはほとんどの場合がpH5.6以下を示している．特にTP-6の男体山山頂のpHは他の地点と比較しても値が低くなっており，より酸性雨の影響が強くあらわれている．季節変化をみると，2，3月のpHは相対的に低くなっている．この時期の降水量は相対的に少ないことが降水のpHの低下に関与していると考えられる．

## 2. 酸素・水素安定同位体比の測定結果

TP-1～TP-6の降水量，酸素安定同位体比（以下， $\delta^{18}\text{O}$ とする），水素安定同位体比（以下， $\delta\text{D}$ とする）およびd-excessの月変化を第2図に， $\delta^{18}\text{O}$ ， $\delta\text{D}$ およびd-excessの数値データを第1表に示した．

各地点における降水量， $\delta^{18}\text{O}$ および $\delta\text{D}$ 値はほぼ同じ季節変化を示している．降水量の多い7月と10月の安定同位体比はいずれの地点においても相対的に低くなっており，雨量効果が認められた．また，1月の同位体比は相対的に低くなっている（第2図）．筑波大学構内で採取したイベント降水のデータ（Yabusaki *et al.*, 2006）によると，2006年1月21日に約14 mmの降雪があった．このイベントの同位体比は， $\delta^{18}\text{O}$ は $-13.5\%$ ， $\delta\text{D}$ は $-86\%$ と低い値を示しており，筑波山においてもこの時期の降雪の影響を受けているため同位体比が低くなったと考えられる．地点間でデータを比較すると，標高の高い地点ほど同位体比は低くなる傾向が認められた（第1表）．

d-excess値をみると，冬季に高く，夏季に低くなっており，4月と10月に大きく変化する傾向が認められる（第2図）．d-excess値は以下の式で定義される（Dansgaard, 1964）．

$$d = \delta\text{D} - 8\delta^{18}\text{O} \quad (2)$$

Dansgaard (1964) はまた，降水のd-excess値は降水の起源となる水蒸気が蒸発するときの相対湿度に大きく依存していると指摘している．例を示すと，相対湿度の低い乾燥した場所において急速に蒸発・水分補給が生じた場合の水蒸気のd-excess値は高い値となり，相対湿度の高い湿潤な環境下でゆっくりとした蒸発および水分補給が生じて形成された水蒸気のd-excess値は低くなるという現象である．日本においては，日本海起源の水蒸気からもたらされた降水のd-excess値は相対的に高く，太平洋起源の水蒸気によってもたらされた降水のd-excess値は相対的に低くなる．従って，関東地方の降水のd-excess値は，太平洋起源の気団が活発になる夏季においては相対的に低くなり，日本海起源の気団が活発になる冬季においては相対的に高くなるという特徴があらわれている．こうした性質を利用することにより，ある地点における降水の起源などについて推定することが可能となる場合もある．

筑波大学構内で採取したイベント降水および月降水のデータ（前述）においても，d-excess値は冬季に高く，夏季に低いという特徴が明瞭にあらわれている．また，その変換点は4月と10月に認められることから，この時期に太平洋側の気団と日本海側の気団の勢力の交代があるのではないかと考えられる（藪崎・田瀬，2005）．筑波山の降水についても同様の傾向が認められる．中部日本における平均的なd-excess値は9.1～22.2であるとの報告がなされており（早稲田・中井，1983），筑波山の降水のd-excess値もほぼその範囲内にある．また，各地点のデータを比べてみると，標高の低い地点のほうがd-excess値は低く，高い地点ほどd-excess値は高くなる傾向があらわれている．こうした現象は御嶽山の南東斜面においても観測されている（中村ほか，2002）．このように，筑波山の南斜面において標高の低い地点でd-excess値が低くなる原因として，雨滴蒸発の影響が考えられる．これは降水蒸

第 1 表 各地点における降水量および安定同位体比データ (2006 年 1 月～12 月)

TP-1 (30 m)						
Month	Precipitation amount mm	EC μS/cm	pH	δ <sup>18</sup> O ‰	δD ‰	d-excess
January	34.3	28.8	6.7	-12.9	-87	16.2
February	54.4	20.8	4.7	-9.8	-61	18.0
March	30.9	29.3	4.9	-7.1	-38	18.6
April	73.0	24.4	6.1	-6.8	-39	15.2
May	98.5	18.7	6.1	-6.3	-40	10.1
June	125.5	28.2	6.0	-6.1	-41	7.9
July	232.4	11.5	7.1	-10.5	-74	9.6
August	86.6	19.9	6.6	-7.4	-52	7.1
September	94.3	10.7	5.4	-6.0	-34	13.8
October	227.0	8.9	6.6	-10.8	-76	10.4
November	69.1	11.2	5.2	-8.4	-46	20.8
December	123.4	18.9	5.7	-9.7	-63	14.8

TP-2 (160 m)						
Month	Precipitation amount mm	EC μS/cm	pH	δ <sup>18</sup> O ‰	δD ‰	d-excess
January	29.3	24.8	6.7	-13.2	-93	12.7
February	63.7	19.6	5.4	-9.8	-60	18.2
March	41.3	26.7	4.5	-7.8	-45	17.5
April	81.2	29.3	6.1	-7.0	-41	15.3
May	87.2	45.3	6.1	-6.3	-39	11.5
June	91.7	14.2	5.5	-7.5	-51	8.5
July	229.9	9.2	7.7	-10.7	-77	8.6
August	-	-	-	-	-	-
September	-	-	-	-	-	-
October	-	-	-	-	-	-
November	-	-	-	-	-	-
December	-	-	-	-	-	-

TP-3 (275 m)						
Month	Precipitation amount mm	EC μS/cm	pH	δ <sup>18</sup> O ‰	δD ‰	d-excess
January	40.9	12.9	6.3	-13.1	-90	14.2
February	99.5	11.3	4.9	-10.4	-64	18.7
March	48.0	20.3	4.3	-8.0	-46	17.9
April	105.7	19.2	5.6	-7.5	-43	17.0
May	121.2	13.4	5.2	-7.0	-44	11.7
June	136.2	21.0	4.8	-8.0	-54	10.0
July	295.8	11.3	6.3	-10.8	-77	9.0
August	101.3	17.0	6.2	-8.0	-55	8.3
September	183.2	7.0	5.2	-6.3	-34	16.0
October	284.8	2.9	6.1	-10.8	-75	11.5
November	112.7	8.1	5.0	-9.3	-54	21.1
December	178.3	7.1	4.5	-10.0	-62	17.8

TP-4 (450 m)						
Month	Precipitation amount mm	EC μS/cm	pH	δ <sup>18</sup> O ‰	δD ‰	d-excess
January	32.9	26.3	6.2	-13.5	-93	14.8
February	73.8	20.2	4.7	-10.6	-66	18.9
March	39.9	30.4	4.3	-8.4	-50	17.6
April	81.0	30.4	5.3	-7.6	-43	17.7
May	103.5	16.7	5.7	-6.8	-43	11.0
June	119.0	14.1	5.3	-7.8	-53	9.9
July	226.5	14.5	5.6	-11.5	-82	10.3
August	83.8	18.3	5.3	-8.0	-55	9.3
September	109.0	28.4	5.4	-6.9	-40	14.9
October	265.5	5.8	6.1	-11.3	-78	12.4
November	74.5	14.3	5.1	-9.2	-52	21.8
December	146.1	9.6	5.4	-10.0	-62	18.1

TP-5 (640 m)						
Month	Precipitation amount mm	EC μS/cm	pH	δ <sup>18</sup> O ‰	δD ‰	d-excess
January	36.1	20.7	6.3	-14.0	-97	15.3
February	56.6	28.0	4.9	-10.8	-67	19.6
March	37.0	31.8	5.2	-9.2	-55	18.5
April	85.7	29.8	5.1	-8.2	-48	17.5
May	119.5	17.6	5.1	-7.7	-49	12.5
June	127.4	14.8	5.2	-8.5	-58	10.0
July	293.6	10.3	8.1	-11.5	-82	10.0
August	110.4	17.6	5.1	-8.3	-56	9.9
September	190.2	11.0	5.5	-6.9	-37	18.0
October	291.3	5.4	6.0	-11.2	-76	13.8
November	97.4	13.0	5.3	-10.1	-59	22.0
December	207.8	8.6	5.7	-10.3	-63	18.9

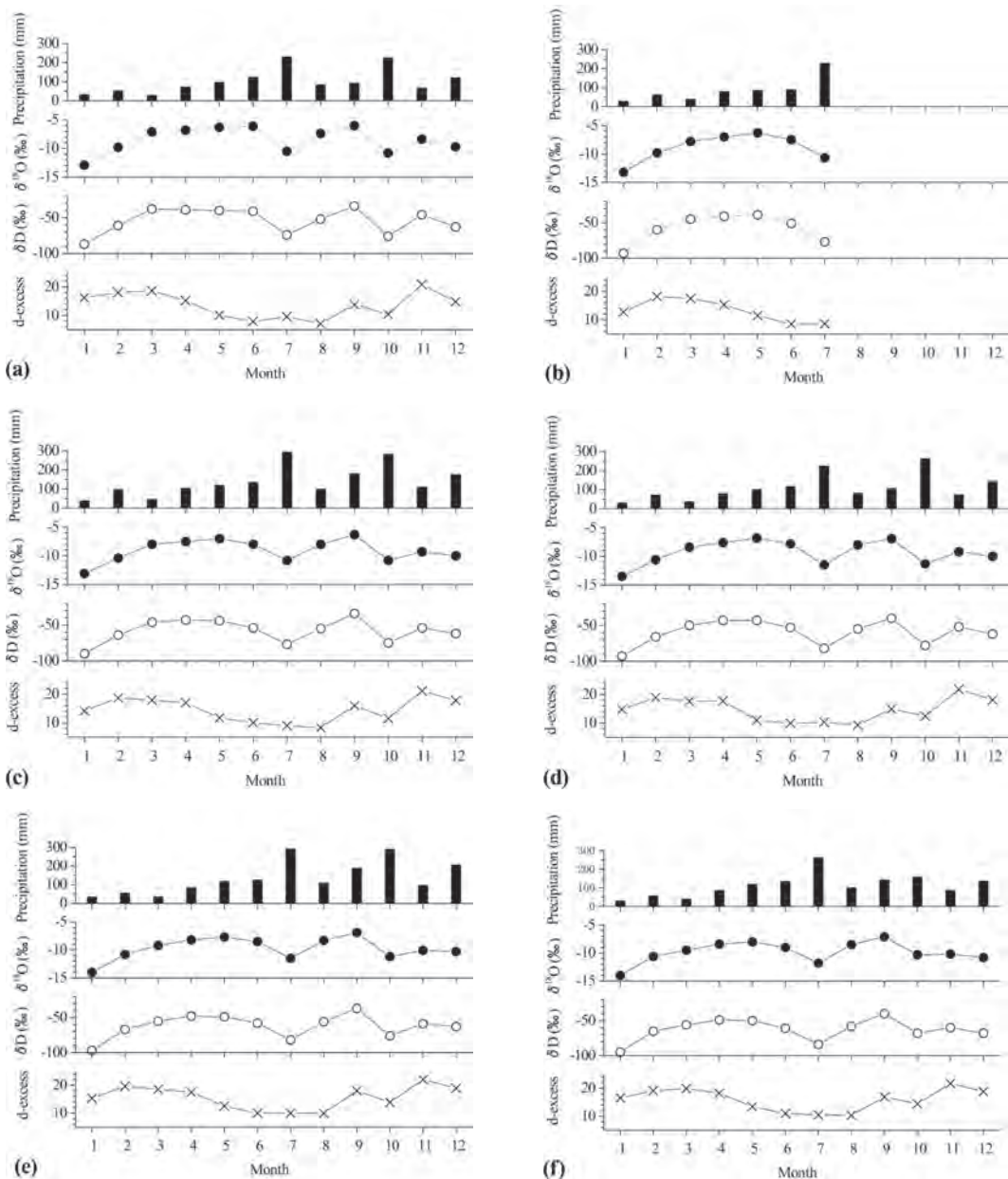
TP-6 (871 m)						
Month	Precipitation amount mm	EC μS/cm	pH	δ <sup>18</sup> O ‰	δD ‰	d-excess
January	31.5	26.3	4.7	-14.0	-95	16.5
February	58.7	17.0	4.7	-10.6	-65	19.1
March	42.1	24.3	4.4	-9.5	-56	19.9
April	89.1	22.9	4.9	-8.4	-49	18.2
May	120.4	9.8	5.5	-8.0	-50	13.4
June	136.0	16.5	4.4	-9.0	-61	11.0
July	264.1	25.0	5.5	-11.8	-84	10.5
August	102.5	16.3	4.7	-8.5	-58	10.3
September	144.1	6.4	5.6	-7.1	-40	16.9
October	160.2	5.5	5.7	-10.3	-68	14.4
November	88.9	10.9	4.8	-10.2	-60	21.7
December	137.3	7.6	5.7	-10.8	-68	18.8

発ともよばれており、雲底から雨滴や雪などの降水粒子が落下する際、周囲の空気が一般に水蒸気未飽和の状態にあるため、多かれ少なかれ、落下しながら蒸発あるいは昇華することをいう(吉野ほか, 1985)。山体における降水発生のメカニズムでは、雲が山体の斜面に沿うようにして標高の高い部分へと上昇してゆくことが一般的に示されているが、筑波山においてはこうした降水過程だ

けでなく、山頂付近に雲がかかり、弱い降水が続くような場合も認められている。仮に、雲低高度が 640 m 付近にあると仮定した場合、降雨強度が弱く相対湿度が低いような条件下では、雨滴が落下する際に蒸発の影響を受けて降水の同位体比は高くなる。また、雲底からの距離が長いほど蒸発の影響が大きくなるため、より標高の低い地点の降水ほど雨滴蒸発による同位体濃縮が強くあら

われていると考えられる。降水の同位体比を地点ごとに分けて $\delta$ -ダイアグラム上にプロットし、各地点の天水線を求めた結果、天水線の傾きはTP-3からTP-6までは7.8~7.9とほぼ同一であったが、一番標高の低いTP-1の傾きは7.6と

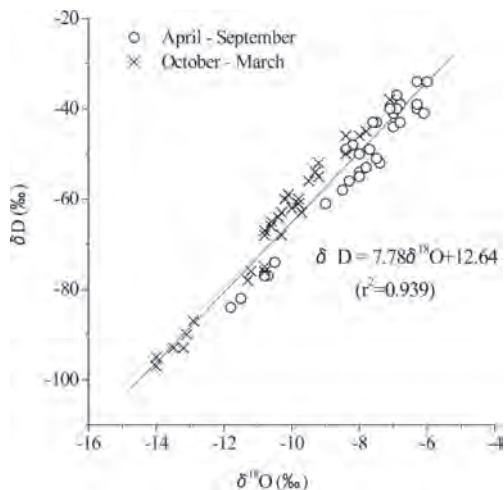
やや小さくなっていった。このことから、TP-1においては降水の蒸発の影響が他の地点よりも強くあらわれており、これは雨滴蒸発に起因するのではないかと想定される。雨滴蒸発については今後も更に検討を行い、明瞭に示してゆきたいと考え



第2図 降水量と $\delta^{18}\text{O}$ および $\delta\text{D}$ 値の月変化 (2006年1月~12月)  
 (a): TP-1, (b): TP-2, (c): TP-3, (d): TP-4, (e): TP-5, (f): TP-6

ている。

全地点の降水の同位体比を  $\delta$ -ダイアグラム上にプロットしたのが第3図である。4～9月と、10～3月のデータを分けて表示した。データはほぼ一直線上に分布している。天水線は  $\delta D = 7.78 \delta^{18}O + 12.64$  ( $r^2 = 0.939$ ) であり、Craig (1961) によって示された世界の天水線 (Global Meteoric Water Line:  $\delta D = 8 \delta^{18}O + 10$ ) とほぼ同じである。また、筑波大学構内で採取した降水の天水線 ( $\delta D = 7.7 \delta^{18}O + 11.9$  ( $r^2 = 0.90$ ), Yabusaki *et al.*, 2006) と一致している。10～3月のデータは相対的に天水線の上部側に位置しており、この図においても冬季の降水の d-excess 値が相対的に高いことが示唆される。また、10～3月の同位体比は相対的に低い値であることも示されている。

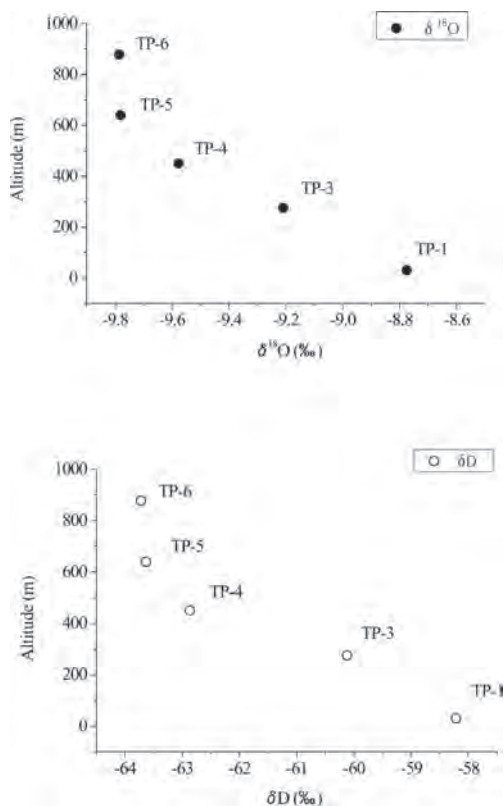


第3図 降水の  $\delta$ -ダイアグラム

### 3. 降水の安定同位体の高度効果について

標高と降水の  $\delta^{18}O$  および  $\delta D$  の関係を第4図に示した。それぞれの同位体比データは、各地点の2006年1～12月までの値を降水量で重み付けをして求めた加重平均値として示している。この結果をみると、標高の低い地点から高い地点にゆくとに従い同位体比は低くなる傾向が明瞭に示されている。しかしながら、TP-5とTP-6では、 $\delta^{18}O \cdot \delta D$  共にほぼ同じ値となっている。これはIVの1.でも述べたように、TP-5(標高640m)付近に雲底高度が生じることが多いため、これよりも高い標高の場所に降る降水は雲内(水蒸気内)でよく混合しており、同位体比は一定した値を示していると考えられる。

TP-1～TP-5の値を用いて  $\delta^{18}O$  および  $\delta D$  の高度効果を求めた結果を第2表に示した。いずれの時期においても高度効果の影響は認められるが、特に3～6月で高度効果が強くあらわれていることが認められる。この時期の高度効果の平均値を求めると、 $\delta^{18}O$  で  $-0.18\text{‰}/100\text{ m}$ 、 $\delta D$  で  $-1.4\text{‰}/100\text{ m}$  であり、年平均値よりも大きな値となっている。筑波山周辺においては、3～6月



第4図 標高と  $\delta^{18}O$  および  $\delta D$  の年加重平均値の関係 (TP-2は8月～12月のデータが欠測のため表示していない)

は卓越風向が南西方向あるいは南東方向であるため（気象庁ホームページ）、観測地点を設置した南側斜面では降水の同位体の高度効果があらわれやすい条件であることが、この間の高度効果の値の上昇に起因していると思われる。高度効果の年間の平均値は、 $\delta^{18}\text{O}$  は  $-0.1\%/100\text{ m}$ 、 $\delta\text{D}$  は  $-0.9\%/100\text{ m}$  である。日本各地の降水の安定同位体比の高度効果（代表値）は  $\delta^{18}\text{O}$  は  $-0.2 \sim -0.3\%/100\text{ m}$ 、 $\delta\text{D}$  は  $-2.0\%/100\text{ m}$  であるとされており（早稲田・中井，1983）、これらの値と比較すると筑波山の高度効果の値はやや小さい。他の地域で観測された高度効果の一例を示すと、富士山では  $\delta^{18}\text{O}$  :  $-0.4\%/100\text{ m}$ （早稲田・中井，1983）、岩手山では  $\delta^{18}\text{O}$  :  $-0.23\%/100\text{ m}$ 、 $\delta\text{D}$  :  $-2.0\%/100\text{ m}$ （風早・安原，1999）、八ヶ岳では  $\delta^{18}\text{O}$  :  $-0.29\%/100\text{ m}$ 、 $\delta\text{D}$  :  $-2.33\%/100\text{ m}$ （風早・安原，1994）など比較的高度効果が強くあらわれている地域がある一方で、比叡山の  $\delta^{18}\text{O}$  :  $-0.19\%/100\text{ m}$ 、 $\delta\text{D}$  :  $-0.4\%/100\text{ m}$ （小林ほか，1997）や、御嶽山の  $\delta^{18}\text{O}$  :  $-0.14\%/100\text{ m}$ 、 $\delta\text{D}$  :  $-0.95\%/100\text{ m}$ （中村ほか，2002）の研究のように高度効果が小さい値を示している地域もある。筑波山の北側斜面において1987年9月～1988年8月に観測された結果（Sanjo，1990）では、

第2表 各月における降水の安定同位体比の高度効果（2006年1月～12月）

	$\delta^{18}\text{O}$ (‰/100m)	$\delta\text{D}$ (‰/100m)
January	-0.1	-0.9
February	-0.1	-0.7
March	-0.2	-2.0
April	-0.1	-1.1
May	-0.2	-1.3
June	-0.2	-1.3
July	-0.1	-1.1
August	-0.1	-0.5
September	-0.1	-0.7
October	-0.1	-0.7
November	-0.2	-1.5
December	-0.1	-0.5
Weighted mean	-0.1	-0.9

降水の高度効果は  $\delta^{18}\text{O}$  :  $-0.14\%/100\text{ m}$ 、 $\delta\text{D}$  :  $-0.68\%/100\text{ m}$  であり、対象とした期間は異なるが、本研究対象地である南側斜面の値とほぼ同じ値を示している。筑波山の降水の同位体比の高度効果が相対的に小さくなっている原因としては、筑波山に降水をもたらす雲（水蒸気）の性質や、季節による卓越風向の違い、また雨滴蒸発の影響等が複雑に関わっているためであると考えられ、安定同位体比の変化は単純にレイリー過程のみで説明することは難しい。筑波山における降水の高度効果について更に考察を深めるためには、降水をもたらした雲のパターンなどを併せて検討を進めてゆく必要があると考えられる。

## V まとめ

筑波山南斜面で月降水を採取し、調査・分析を行った結果、以下の事柄が明らかとなった。

- 1) 降水量は標高640mで相対的に多くなっており、雲底高度はこの付近に位置するものと思われる。
- 2) 降水の  $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta\text{D}$  の月変化はいずれの地点においても同様の傾向を示している。2006年7月と10月の同位体比は相対的に低くなっており、これは降水量が多かったためである（雨量効果）。また、1月の同位体比は雪の影響を受けて低い値を示している。
- 3) d-excess の季節変化をみると、夏季に低く、冬季に高いという季節変化が明瞭にあらわれている。これは降水をもたらす気団の違いに由来している。
- 4) 標高の低い地点の降水の d-excess 値は相対的に低い値を示している。 $\delta$ -ダイアグラムの結果から、雨滴蒸発による同位体濃縮の存在が示唆された。
- 5) TP-1～TP-6の全データを用いて求めた筑波山の降水の天水線は  $\delta\text{D} = 7.78 \delta^{18}\text{O} + 12.64$  ( $r^2 = 0.939$ ) であり、Craigの天水線とほぼ同じ値



である。

- 6) 降水の高度効果は、3～6月で相対的に強くあらわれていた ( $\delta^{18}\text{O}$  で  $-0.18\text{‰}/100\text{ m}$ ,  $\delta\text{D}$  で  $-1.4\text{‰}/100\text{ m}$ ). 年平均値は,  $\delta^{18}\text{O}$  は  $-0.1\text{‰}/100\text{ m}$ ,  $\delta\text{D}$  は  $-0.9\text{‰}/100\text{ m}$  であり, これは日本の平均値よりもやや小さい値となっている. この要因として気象条件の季節による違いや雨滴蒸発の影響等が複雑に関わっていることが考えられ, 単純にレイリー過程による同位体変化のみでは説明できない.

今後は, 降水の同位体比と筑波山の渓流水, 湧水等のデータを比較して, 山体における水の涵養域について考察を進めてゆきたい.

## 謝辞

本研究を行うにあたり, 降水装置の設置をお許しくださりました関東鉄道つくば北営業所および筑波山神社の皆さま方に心より御礼申し上げます. また, 査読者および編集者のかたの懇切なご指摘に感謝致します.

本研究は, 筑波大学の平成17年度学内プロジェクト研究『筑波山における気象・水文環境の高精度モニタリングによる大気・水循環場の解明』の助成を受けて実施しました.

## 文献

- 浅井富雄・武田喬男・木村龍治 (1981): 「大気科学講座 2 雲や降水を伴う大気」東京大学出版会, 249p.
- 風早康平・安原正也 (1994): 湧水の水素同位体比からみた八ヶ岳の地下水の涵養・流動過程. *ハイドロロジー* (日本水文学会誌), **24**, 107-119.
- 風早康平・安原正也 (1999): 岩手火山の地下水流動系 - 同位体水文学的手法による予察結果 -. *月刊地球*, **21** (5), 290-295.

気象庁ホームページ URL : <http://www.jma.go.jp/jma/index.html>

- 小林正雄・北岡豪一・吉岡龍馬・堀内公子・笹井恵美 (1997): 比叡山地東麓一帯の降水・河川水および地下水の水素・酸素の同位体比. *日本水文学会誌*, **27** (3), 143-150.
- 中村太郎・佐藤 努・安原正也 (2002): 御嶽山南東斜面における天水の高度効果. *日本水文学会誌*, **32** (4), 135-147.
- 日本陸水学会 (2006): 「陸水の事典」講談社, 578p.
- 藪崎志穂・田瀬則雄 (2005): つくば市における降水の安定同位体比の特徴について. *水文・水資源学会誌*, **18** (5), 592-602.
- 吉野正敏・浅井富雄・河村 武・設楽 寛・新田尚・前島郁雄 (1985): 「気候学・気象学辞典」二宮書店, 742p.
- 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.
- Clark, I. and Fritz, P. (1997): *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. Lewis Publishers, 328p.
- Craig, H. (1961): Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, **133**, 1702-1703.
- Dansgaard, W. (1964): Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, **16** (4), 436-468.
- Sanjo, K. (1990): Environmental isotope hydrology of Mt. Tsukuba. Ph.D dissertation, Doctoral program in Geosciences, University of Tsukuba, 101p.
- Yabusaki, S., Tase, N. and Tsujimura, M. (2006): Temporal variation of stable isotopes in precipitation at Tsukuba City. *Tsukuba Geoenvironmental Sciences*, **2**, 31-35.
- (2008年6月2日受付, 2008年8月22日受理)