

# 京都盆地で採取した標高別降水の安定同位体比特性

藪崎 志穂\* 河野 忠\*

キーワード：京都盆地、降水、酸素安定同位体、水素安定同位体、高度効果

## 1. はじめに

日本のように降水量が比較的多い場所では、地下水の起源として降水が占める割合は大きい。よって、安定同位体を用いて地下水涵養過程や地下水流動を把握する際には、元となる降水の安定同位体比の特徴を把握することが重要である。酸素や水素の安定同位体比は水 ( $H_2O$ ) そのものの挙動を追うことができ、また時間の経過や化学的な反応によって値が変化することがないため、水のトレーサーとして大変有効的である。しかしながら、降水の酸素・水素安定同位体比は気温や降水量、湿度などの気象条件に依存しているため、比較的狭い範囲でも同位体比が異なることが多い。また、同じ場所でも時期（月やイベント降水など）によって値が大きく変化する。従って、トレーサーとして利用する際には、できるだけ研究対象地の近傍において継続的な観測値を得ることが望ましい。そこで本研究では、京都盆地の地下水流動を把握するために酸素・水素安定同位体比をトレーサーの一つとして用い、地下水の主要な起源として降水の採取を行って安定同位体分析を実施した。本稿では、京都盆地の北部斜面の3地点において採取した2009年9月から2010年9月までの月降水の酸素・水素安定同位体比の結果について示し、その特徴について報告する。

## 2. 降水の酸素・水素安定同位体比の特徴

降水の酸素・水素安定同位体比の特徴には、1) 雨量効果 (amount effect)、2) 温度効果 (temperature effect)、3) 緯度効果 (latitude effect)、4) 内陸効果 (continental effect)、5) 高度効果 (altitude effect) などが挙げられる (Clark and Fritz, 1997)。各効果の詳細、およびその成因については、藪崎 (2010a) に示しているので参照願いたい。

これまで筆者らが各地で行ってきた連続観測の結果より、雪の酸素・水素同位体比は相対的に低く（軽い同位体が多い）、梅雨や秋雨前線による多量の降水時の同位体比も相対的に低くなることが示された (藪崎・田瀬, 2005; Yabusaki *et al.*, 2010)。つくば市において複数の台風イベントを対象として30分毎に採水を実施した観測の結果、特に台風の日 (eye wall) 付近の降水の同位体比が急激に変化し、多くの場合同位体比は大きく低下することが認められた (藪崎・田瀬, 2004)。山地部を対象とした観測は、茨城県つくば市の筑波山や長野県松本市・上田市の美ヶ原高原、並びに群馬県中之条町の草津白根山付近で実施し、標高の異なる地点で採取した降水の同位体比は、標高が高い地点ほど同位体比が低くなる傾向（高度効果の存在）が認められた (藪崎ほか, 2008; 藪崎, 2010b; 藪崎ほか, 2011)。また、いずれの場合（場所）においても、 $d\text{-excess} (= \delta D - 8 \delta^{18}O)$  の値は夏に低く、冬に高くなる季節変化が明瞭にあらわれている。こうした  $d\text{-excess}$  の変動特性を踏まえ、降水と地下水や河川水の  $d\text{-excess}$  の変動を比較することにより、涵養時期の推定を行うことができると考えられる。

## 3. 降水採取地点の概要および採水方法

京都盆地は南北約18km、東西約10kmの縦に長い形状となっており、鴨川と桂川によって形成された扇状地が広がっている。盆地の地質は中央部の鴨川扇状地帯では砂礫層が広がっており、南部の氾濫低地では砂礫・砂と粘土の互層が卓越し、地下水はこれらの砂礫層中に多く保持されている。1981~2010年の気象データの平年値（京都、北緯35度00.9分、東経135度43.9分、標高41.4m）をみると、年平均気温は15.9℃、年降水量は1491.3mmである。気温は8月で最も高く（8月の平均気温の平年値は28.2℃）、1月で最も低い（1月の平均気温の平年値は

\* 立正大学地球環境科学部

4.6℃)。降水量は11月～2月で相対的に少なく（月降水量の年平均値で80mm以下）、6月、7月で特に多く（月降水量の年平均値で200mm以上）、また9月の月降水量の年平均値も約170mmと多くなっている（気象庁ホームページ）。

京都盆地の中央付近（京都駅の近傍）から北部山地（貴船地域）にかけて3地点で降水採取を実施した。各地点の標高は、P-1は32.5m（Photo 1）、P-2は100m（Photo 2）、P-3は310m（Photo 3）である（Fig.1）。この3地点に蒸発防止構造を有した降水採取装置を設置し、2009年9月9日～2011年1月24日まで、約2ヶ月に1度採水をおこなった。本稿では、2009年9月～2010年9月までの約1年間のデータを用いて議論をおこなうこととする。

各地点で採取した降水は現地でメスシリンダー等により採取量を計測し、その値から降水量に換算した。降水



Photo 3 Precipitation sampler installed on P-3



Photo 1 Precipitation sampler installed on P-1



Photo 2 Precipitation sampler installed on P-2

サンプルは100ccの容器に保存し、実験室に戻った後、一般水質および酸素・水素安定同位体比を測定した。酸素安定同位体比（ $\delta^{18}\text{O}$ ）は液化炭酸ガス、水素安定同位体比（ $\delta\text{D}$ ）は水素ガスとそれぞれ同位体平衡させた後、立正大学地球環境科学部環境システム学科に設置されている安定同位体質量分析装置（DELTA plus, Thermo Fisher Scientific）を用いて分析をおこなった。値は標準平均海水からの千分率偏差（ $\delta$ 値）として示した。測定精度は、 $\delta^{18}\text{O}$ で $\pm 0.05\%$ 、 $\delta\text{D}$ で $\pm 0.5\%$ である。

## 4. 結果・考察

### 4.1 高度別の降水量

2009年9月から2010年9月までの約1年分のP-1～P-3の各降水量データをFig.2に示した。なお、ここで用いている降水量は、採取量から換算した値である。

全体的にみると、標高が最も低いP-1で降水量が少なく、最も標高が高いP-3で降水量が多くなっており、降水量と標高には正の相関が認められる。期間中の降水量の合計値は、P-1で1607.5mm、P-2で2118.1mm、P-3で2607.5mmである（Table 1）。季節的にみると、11月～4月までは相対的に少なく、5月～9月では相対的に多くなっており、秋の台風や秋雨前線による降水量は多いという特徴が示されている。特に2010年7月14日には梅雨前線の活発な活動の影響を受けて125.0mmの日降水量があり、1時間の最大降雨強度は35.0mmが記録され、非常に激しい雨が降った（気象庁ホームページ）。各地点の降水量をみると、11月～6月にかけては地点による差はあまり顕著にはあらわれていないが、7月～10月の時期ではP-1と

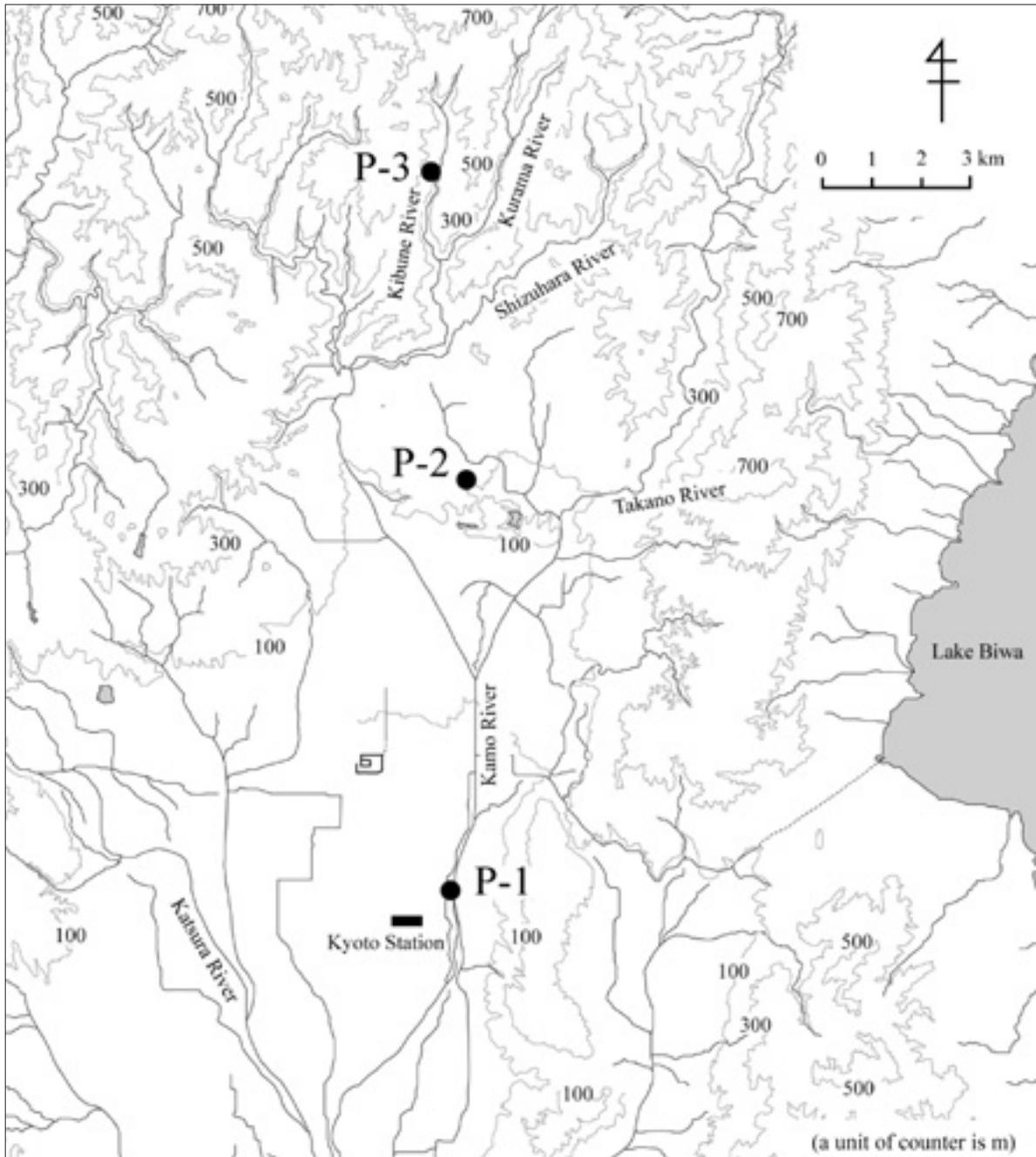


Fig.1 Sampling site map

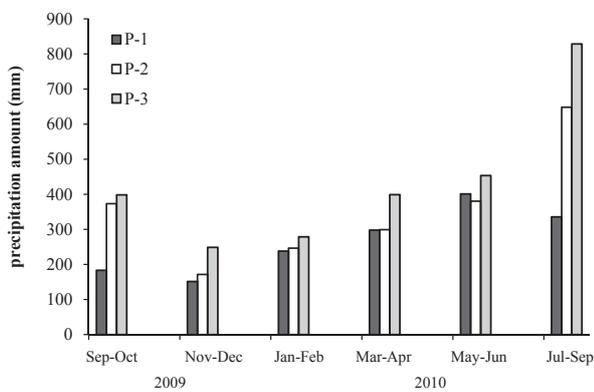


Fig.2 Precipitation amount from September 2009 to September 2010 at three sampling sites

P-2・P-3との違いが明瞭にあらわれており、夏季から秋季においては標高の高い山地部の降水が多くなる傾向が認められる。

#### 4.2 降水の安定同位体比

2009年9月～2010年9月までの $\delta^{18}\text{O}$ の時系列データをFig.3に、 $\delta\text{D}$ の時系列データをFig.4に示した。Fig.3、およびFig.4をみると、 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta\text{D}$ 共に同じような変動を示しており、2010年3月～4月で特に高い値（重い同位体が多い）を示している。地点間の同位体比についても、 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta\text{D}$ 共にほぼ同じ変動を示している。同位体

Table 1 Stable isotope ratios in precipitation at Kyoto from September 9, 2009 to September 29, 2010

sampling point	elevation m	W.M. $\delta^{18}\text{O}$ ‰	W.M. $\delta\text{D}$ ‰	W.M. d-excess ‰	precipitation amount mm
P-1	32.5	-7.89	-52.3	10.8	1607.5
P-2	100.0	-8.07	-53.7	10.8	2118.1
P-3	310.0	-8.37	-54.6	12.4	2607.5

W.M.: weighted-mean value

比は概ね P-1>P-2>P-3の順となっており、標高が高いほど低い同位体比を示すことが京都盆地の観測結果からも認められる。ただし、一部の期間（2009年9月～10月、2010年5月～6月）では3地点の同位体比に差がほとんど見られず、また2010年7月～9月ではP-1とP-2の同位体比の大小が逆転している。 $\delta^{18}\text{O}$ では-5.50‰～-9.52‰の範囲となっており、 $\delta\text{D}$ では-31.9‰～-66.3‰の範囲となっている。P1～P-3の各地点で降水量を加味した加重平均値を求めたところ、P-1の $\delta^{18}\text{O}$ は-7.89‰、 $\delta\text{D}$ は-52.3‰（以下、同様）、P-2は-8.07‰、-53.7‰、P-3は-8.37‰、-54.6‰であった（Table 1）。これは、小林ほ

か（1997）で報告されている京都盆地の東側に位置する比叡山の降水の同位体加重平均値（低地部： $\delta^{18}\text{O}$ ：-7.7‰、 $\delta\text{D}$ ：-50.4‰；山地部： $\delta^{18}\text{O}$ ：-8.6‰、 $\delta\text{D}$ ：-52.6‰）と近似した値となっている。

各地点のd-excess値の時系列データをFig.5に示した。2009年11月～2010年2月で相対的に高い値を示し、2010年5月～6月で相対的に低い値となっている。この結果から、京都盆地においても他の地域と同様に、d-excess値は冬に高く、夏に低い季節変化を示していることが明らかとなった。本稿で用いているのは約1年のデータであるが、現在も継続している観測結果においても同様の傾向が示されていることから、上述の特徴があると断定しても問題は無いであろう。各地点の値をみると、P-1<P-2<P-3となっており、安定同位体比とは逆に標高が高い地点ほどd-excess値は高い値を示している。こうした特徴も、他の山地部の降水の同位体比結果と同様である（藪崎，2010b；藪崎ほか，2011）。

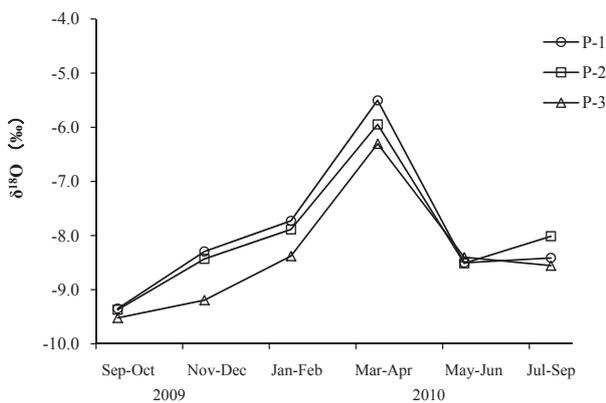


Fig.3 Temporal variation of  $\delta^{18}\text{O}$  in precipitation at three sampling sites

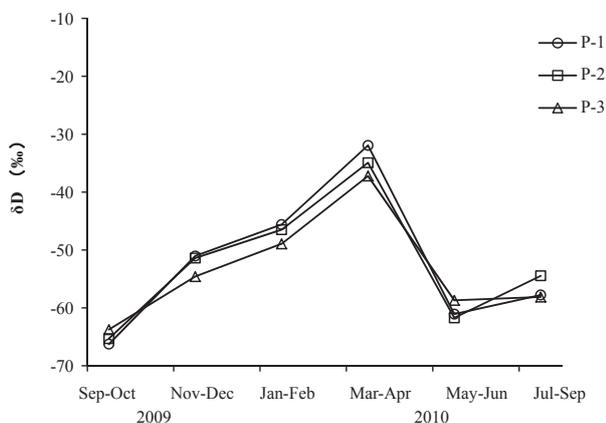


Fig.4 Temporal variation of  $\delta\text{D}$  in precipitation at three sampling sites

### 4.3 降水の $\delta$ -ダイアグラムと天水線について

京都盆地の降水の $\delta^{18}\text{O}$ と $\delta\text{D}$ の値を用いて $\delta$ -ダイアグラムを作成した。2009年9月～2010年9月のP-1～P-3までの全てのデータを用いて作成したのがFig.6aで、P-1～P-3のデータを暖候期（5月～10月）と寒候期（11月

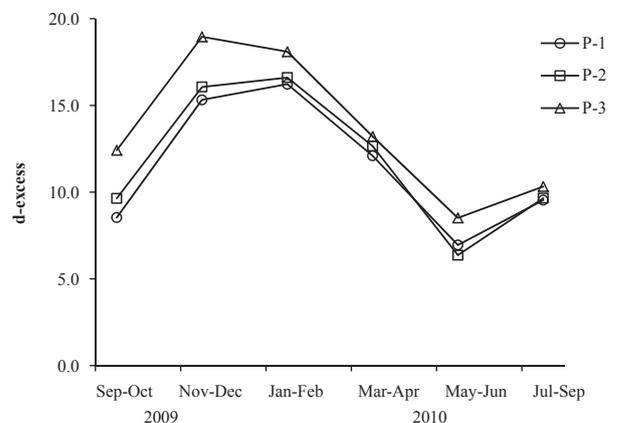


Fig.5 Temporal variation of d-excess in precipitation at three sampling sites

～4月) とに分けて表示したのが Fig.6b である。Fig.6a より、京都盆地の降水の天水線 (Local meteoric water line) は  $\delta D = 8.39 \delta^{18}O + 15.48$  ( $r^2 = 0.862$ ) で、Craig の天水線 (Craig, 1961)  $\delta D = 8 \delta^{18}O + 10$  よりもやや傾きが急で d-excess 値が高くなっているが、概ね日本各地の天水線と同様の値であるといえる (たとえば、水谷, 1986; 藪崎・田瀬, 2005; 藪崎, 2010a)。この天水線にほぼ沿うようにして、降水の同位体比はプロットされている。次に、暖候期と寒候期に分けてみると、暖候期の天水線は  $\delta D = 5.75 \delta^{18}O - 10.88$  ( $r^2 = 0.575$ )、寒候期の天水線は  $\delta D = 6.25 \delta^{18}O + 2.29$  ( $r^2 = 0.990$ ) であり、暖候期の天水線の d-excess 値 (y 軸切片) が小さくなっていることがわかる。また、寒候期の降水のほうが  $\delta^{18}O$  値に対して  $\delta D$  の値が高くなっている (即ち、寒候期の d-excess 値が高くなる) ことも Fig.6b で認められる。

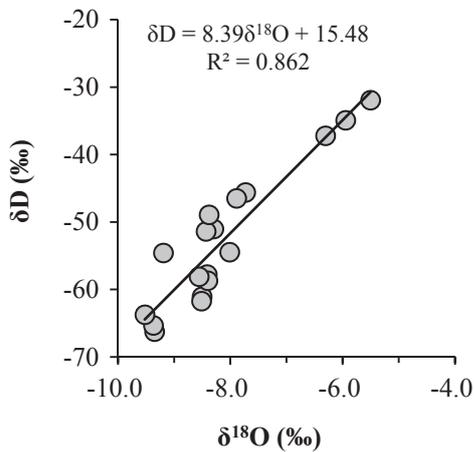


Fig.6a Relationship between  $\delta^{18}O$  and  $\delta D$  in precipitation for all samples

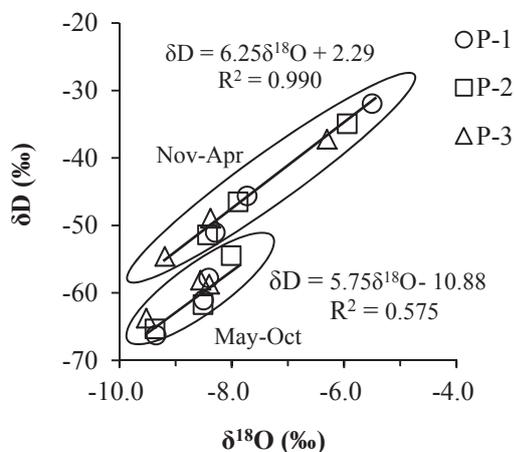


Fig.6b Relationship between  $\delta^{18}O$  and  $\delta D$  in precipitation divided into summer period (May to October) and winter period (November to April)

#### 4.4 降水の安定同位体比の高度効果および雨量効果について

降水の  $\delta^{18}O$  および  $\delta D$  と標高の関係について、それぞれ Fig.7a、Fig.7b に示した。これらの図では、 $\delta^{18}O$ 、 $\delta D$  共に降水量を加味した加重平均値を利用している (併せて、採取した降水毎の高度効果の値は Table 2 に示した)。この結果より、 $\delta^{18}O$ 、 $\delta D$  共に標高が高いほど同位体比が低くなっており、高度効果が認められる。京都盆地の降水の高度効果の値は、 $\delta^{18}O$  で  $-0.17\% / 100m$  ( $r^2 = 0.981$ )、 $\delta D$  で  $-0.7\% / 100m$  ( $r^2 = 0.819$ ) である。日本各地の降水の高度効果 (平均値) は、 $\delta^{18}O$  で  $-0.2 \sim -0.3\% / 100m$ 、 $\delta D$  で  $-2.0\% / 100m$  であるとされており (早稲田・中井, 1983)、この値と比較すると京都盆地の降水の高度効果は  $\delta D$  でやや低くなっている。各地で観測された値をいくつか挙げると、比叡山の高度効果は、 $\delta^{18}O$  で  $-0.19\% / 100m$ 、 $\delta D$  で  $-0.4\% / 100m$  (小林ほか, 1997)、松本盆地東部の山地で採取した降水の高度効果は、 $\delta^{18}O$  で  $-0.17\% / 100m$ 、 $\delta D$  で  $-1.0\% / 100m$  (藪崎, 2010b)、長野県の御嶽山では  $\delta^{18}O$  で  $-0.14\%$

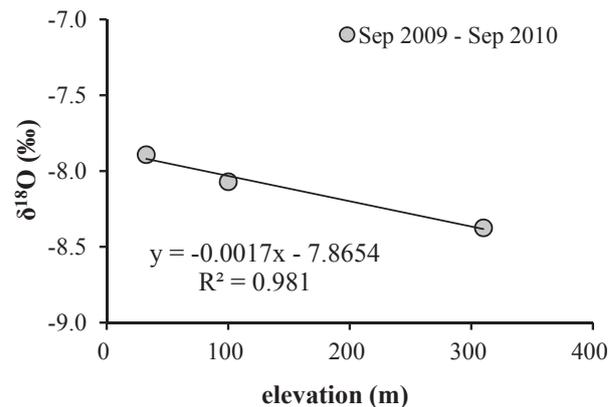


Fig.7a Relationship between elevation and weighted-mean values of  $\delta^{18}O$  at three sites

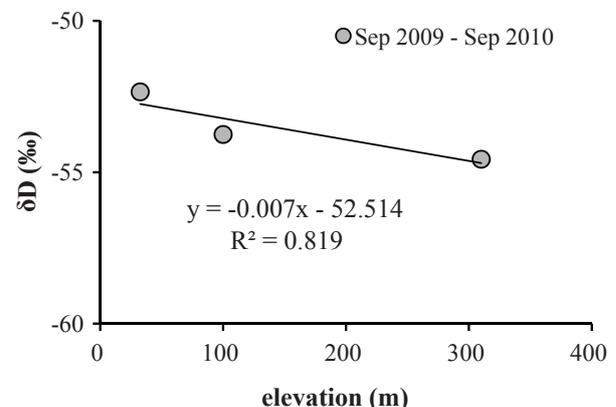


Fig.7b Relationship between elevation and weighted-mean values of  $\delta D$  at three sites

Table 2 Altitude effect of precipitation at Kyoto from September 2009 to September 2010

	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ /100m	$r^2$	$\delta \text{D}$ ‰ /100m	$r^2$
Sep to Oct in 2009	-0.06	0.984	0.87	0.979
Nov to Dec in 2009	-0.33	0.991	-1.34	0.979
Jan to Feb in 2010	-0.23	1.000	-1.19	0.999
Mar to Apr in 2010	-0.26	0.882	-1.71	0.873
May to Jun in 2010	0.04	0.907	1.00	0.816
Jul to Sep in 2010	-0.10	0.266	-0.51	0.133
weighted-mean values	-0.17	0.981	-0.70	0.819

/100m、 $\delta \text{D}$  で  $-0.95\text{‰} /100\text{m}$  (中村ほか, 2002)、茨城県筑波山の南斜面で採取した降水の高度効果は、 $\delta^{18}\text{O}$  で  $-0.1\text{‰} /100\text{m}$ 、 $\delta \text{D}$  で  $-0.9\text{‰} /100\text{m}$  であり、各地で若干異なった値を示している。京都盆地の高度効果の値もそれほど大きく外れていないことから概ね妥当な値であり、地下水等の涵養域を推定する際に活用できると考え

られる。

一般的には降水量が多いほど同位体比は低くなるとされているが (Clark and Fritz, 1997)、京都盆地の2009年9月~2010年9月の全ての降水サンプルの  $\delta^{18}\text{O}$  および  $\delta \text{D}$  と降水量の関係を見ると (Fig.8a, Fig.8b)、降水量と同位体比には明瞭な相関は認められない。一方、降水量を加味して加重平均した  $\delta^{18}\text{O}$  および  $\delta \text{D}$  と降水量との間には負の相関関係が明瞭に認められ、 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta \text{D}$  共にほぼ回帰線上にプロットされている (Fig.9a, Fig.9b)。個別のデータでは同位体と降水量との相関が認められないのに、年間の加重平均値と降水量では相関が認められる原因として、降水をもたらす気団の影響が及んでいることが可能性として考えられる。Fig.8a、Fig.8b で示した2か月毎の期間ではそれぞれの降水をもたらす状況は異なり (たとえば、前線性の降水や台風による降水、雷雨のような突発的な降水などが混在している)、加えて気温などの影響も受けることから、こうした気象的な複数の要素が反映して2ヶ月毎のデータでは雨量効果が消されてしまいやすい。しかしながら、1年間を平均した場合には季節的な差異の影響が打ち消されるため、雨量と同位体比の間に負の相関が生じることが予想される。藪崎・田瀬 (2005) においてもつくば市のイベント降水の同位体比と降水量には相関がみられないが、降水量を加味した加重平均値と降水量の間には高い負の相関が認められることが報告されている。以上のことから、降水の酸素・水素安定同位体比は単純に降水量のみで決定されているわけではなく、気温など複数の要素の影響を受けていることが考えられる。

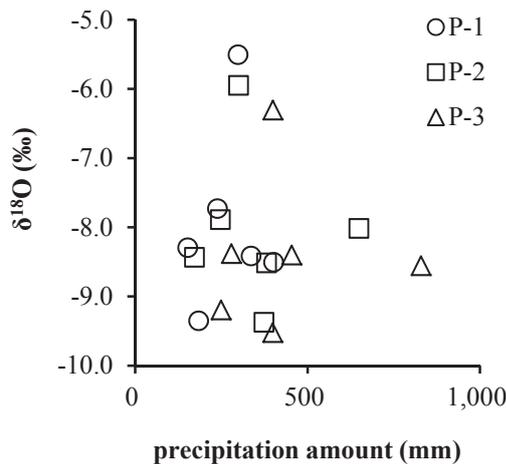


Fig.8a Relationship between precipitation amount and  $\delta^{18}\text{O}$  for all samples

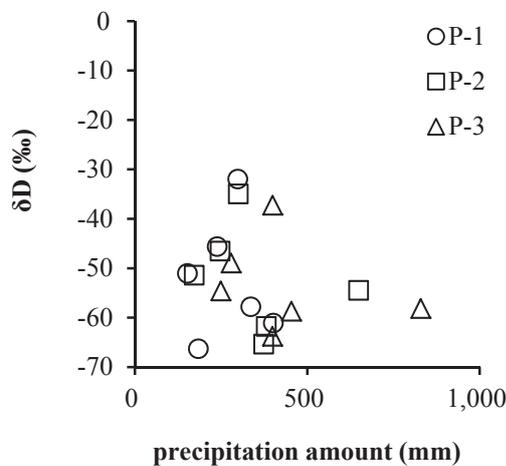


Fig.8b Relationship between precipitation amount and  $\delta \text{D}$  for all samples

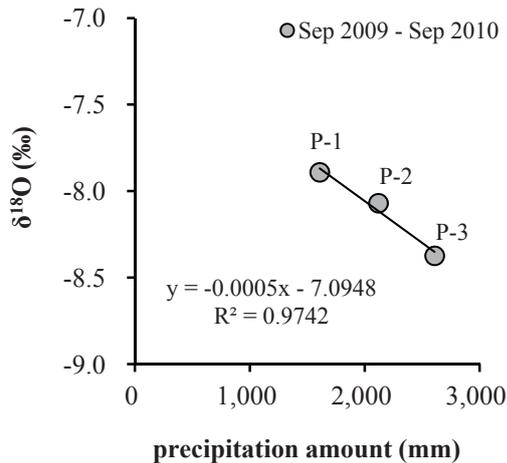


Fig.9a Relationship between precipitation amount and weighted-mean values of  $\delta^{18}\text{O}$  at three sites

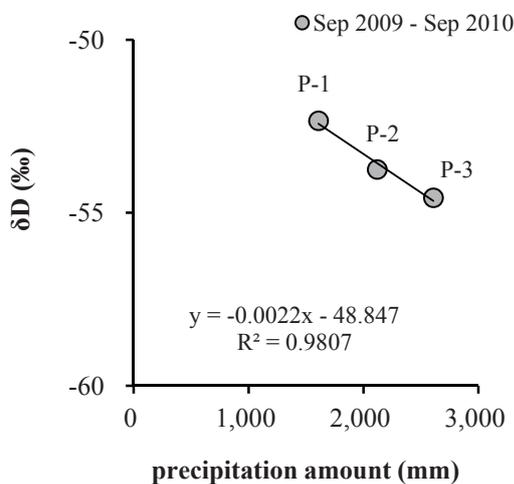


Fig.9b Relationship between precipitation amount and weighted-mean values of  $\delta\text{D}$  at three sites

## 5. まとめ

本稿では、2009年9月～2010年9月において、京都盆地の標高の異なる3地点で採取した降水の酸素・水素安定同位体比の分析結果を用いて考察をおこなった。その結果、以下のことが明らかとなった。

- (1) 降水量は標高の高い地点ほど多くなっている。
- (2) 時系列変化をみると、 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta\text{D}$  値はほぼ同じ変動をしているが、季節的な変化は認められない。
- (3) d-excess 値は夏季に低く、冬季に高くなり、季節的な変動を有している。
- (4) 京都盆地の天水線は  $\delta\text{D} = 8.39 \delta^{18}\text{O} + 15.48$  であり、Craig の天水線よりもやや傾きが大きくなっている。

(5)  $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta\text{D}$  値共に、標高が高い地点ほど同位体比が低くなる高度効果の存在が認められた。 $\delta^{18}\text{O}$  の高度効果は  $-0.17\text{‰}/100\text{m}$ 、 $\delta\text{D}$  の高度効果は  $-0.7\text{‰}/100\text{m}$  である。

(6) 2か月毎の降水の同位体比と降水量には相関が認められなかったが、同位体比の加重平均値と降水量の間には明瞭な負の相関（雨量効果）が認められた。こうした結果から、降水の  $\delta^{18}\text{O}$  および  $\delta\text{D}$  値の形成には、降水量のみでなく気温や他の気象条件など複数の要素が関わっていることが考えられる。

今後は、こうした降水の安定同位体比の特徴を利用して、京都盆地の地下水涵養域や水循環の把握に努めてゆく予定である。

## 謝 辞

本研究を実施するにあたり、宮本博司氏、松山哲也氏、貴船神社宮司 高井和大氏ならびに神社の皆様には、降水採取に関して大変お世話になりました。快く採水にご協力いただきました御蔭で継続的なデータを得ることができました。鈴木康久氏には京都盆地での採水や資料提供など、様々な点においてご助力いただきました。皆様方に心より御礼申し上げます。

査読者の方には詳細に渡り有益なご指摘をいただきました。ここに記して御礼申し上げます。

本研究は、平成21～23年度科学研究費補助金（基盤研究(C)、課題番号:21501008）の助成を受けて実施致しました。

## 参考文献

- 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.
- 気象庁ホームページ: <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. *日本水文科学会誌*, 27 (3), 143-150.
- 水谷義彦 (1986): 水文学に望まれる諸問題—安定同位体水文学—. *水文学* (日本水文科学会誌), 16 (2), 74-82.
- 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. *日本水文科学会誌*, 32 (4), 135-147.
- 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.
- 藪崎志穂・田瀬則雄 (2004): 台風到来時の降水の酸素・水素

- 安定同位体比の変動特性. 筑波大学陸域環境研究センター報告, 5, 29-39.
- 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, 592-602.
- 藪崎志穂・田瀬則雄・辻村真貴・林陽生 (2008) : 筑波山南斜面における降水の安定同位体比特性. 筑波大学陸域環境研究センター報告, 9, 15-23.
- 藪崎志穂 (2010a) : 埼玉県熊谷市の降水の酸素・水素安定同位体比の特徴. 地球環境研究, 12, 121-125.
- 藪崎志穂 (2010b) : 美ヶ原高原周辺の降水の安定同位体高度効果について. 日本水文科学会学術大会発表要旨集, 25, 79-80.
- 藪崎志穂・正井理恵・北村奏恵・清水博巳・鈴木裕一 (2011) : 群馬県草津地域の降水の斜面の違いによる同位体高度効果について. 地球惑星科学連合2011年合同大会 (講演番号: AHW023-P03).
- Yabusaki, S., Tase, N. and Shimano, Y. (2010) : Temporal variation of stable isotopes in precipitation at Tsukuba, Ogawa and Utsunomiya City in Japan. Groundwater response to changing climate. (IAH book No.16), CRC Press 55-66.

## Characteristics of stable isotopes in precipitation at Kyoto basin

YABUSAKI Shiho\*, KONO Tadashi\*

\* Faculty of Geo-Environmental Science, Rissho University

### Abstract:

Precipitation samples were collected at three sites on northern part of Kyoto basin every two months from September 2009 to September 2010. Precipitation amount is relatively large at the high elevation. The time series variation of stable isotopes of oxygen and hydrogen in precipitation for three sites at Kyoto basin show similar tendencies, however no seasonal variation of isotopic ratios is recognized. The d-excess values in precipitation are relatively low at summer season and relatively high at winter season. The local meteoric water line (LMWL) in Kyoto basin is expressed as  $\delta D = 8.39 \delta^{18}O + 15.48$ . The slope of the LMWL in Kyoto basin is slightly gentle slope compared to the slope of Craig's global meteoric water line which is  $\delta D = 8 \delta^{18}O + 10$ . The elevation becomes increasingly depleted in  $^{18}O$  and  $^2H$  (D) in precipitation. The altitude effect is, therefore, recognized in this area. The values of annual mean altitude effect is  $-0.17\text{‰}/100\text{ m}$  for  $\delta^{18}O$  and  $-0.7\text{‰}/100\text{ m}$  for  $\delta D$ . There is no obvious correlation between isotopic ratios ( $\delta^{18}O$  or  $\delta D$ ) of every two month's precipitation samples and precipitation amount, but there was identity relationship between the amount weighted-mean values of  $\delta^{18}O$  or  $\delta D$  in precipitation samples and precipitation amount. It is considered that the amount effect also exists in Kyoto basin.

**Key words:** Kyoto basin, precipitation, stable isotopes of oxygen, stable isotopes of hydrogen, altitude effect