

地下水の涵養源と流動：同位体水文学的手法

風 早 康 平¹⁾

1. はじめに

水を構成する環境同位体でトレーサーとして利用されているものには, H, D (²H), T (³H) および ¹⁶O, ¹⁸O がある。これらのうち, T (トリチウム) は放射性同位体であり, 地下水などの年代測定に用いられる。他は安定同位体であり, 蒸発や凝縮などの相変化や化学反応によって, 同位体の分配の仕方に違いを生じるため, 天然の水なども様々な同位体比を持つことになる。地下水の安定同位体組成は, その起源, 涵養時の蒸発や流動経路等の影響を受けており, それらの影響を個別にうまく分離することができれば, 地下水の涵養源・浸透率・蒸発率・流動経路などの水文学的情報を得ることができる。尚, 放射性同位体であるトリチウムの用途については, 稿を改めて別の機会に報告する予定である。本稿では, 安定同位体をトレーサーとして用いることによって, 地下水のどのようなプロセスについてどこまでわかるのか, についてまとめるとともに実際の適用例について紹介したい。

本稿で取り扱う安定同位体比は, 地下水の水の D/H, ¹⁸O/¹⁶O である。天然物質の同位体比の違いは非常に微少であるため, 同位体比そのものの値よりも, 標準物質からの千分偏差値 (δ 値; 単位%) で扱われる。

$$\delta (\%) = (R_{sam}/R_{std} - 1) \times 1000$$

R_{sam} は試料の同位体比で, 試料の D/H などである。 R_{std} は標準物質の同位体比で, 水素および酸素同位体比は標準海水 (SMOW) が標準である。標準海水の同位体存在比は, $D/H = 1.56 \times 10^{-4}$ および $^{18}O/^{16}O = 2.00 \times 10^{-3}$ である。以下, 本稿では上式により定義された δ 値を同位体比と呼ぶことにする。

2. 地表水・地下水の同位体比

降水の源となる水蒸気を含む気団は, その移動過程で水蒸気を凝縮・分離させるため, 同位体比を変化させる。水蒸気よりも高い同位体比を持つ降水が分離されて行くので, 気団は内陸部に移動するに従い, 低い同位体比を持つようになる (e.g., Sonntag et al., 1979)。そのため, 内陸部の天水は海岸部に比べて低い同位体比を持つ (内陸効果)。同様の現象は, 気団が山を通過する場合のような小さなスケールでも起こっている。つまり, 標高が高いほど降水の同位体比が低いといういわゆる同位体標高効果が起こる (e.g., Siegenthaler and Oeschger, 1980)。このような同位体分別過程の結果, 地域特性を反映した様々な安定同位体比を持つ地下水が形成される。

Mizota and Kusakabe (1994) による日本の地表水・地下水の酸素同位体比の分布 (第1図) と水素および酸素同位体比の関係 (第2図) を示す。第1図は日本全国で300点程度しかデータがないため精度に問題があるが, 次のような傾向は明瞭に読み取れる。すなわち, 低い同位体比を持つ水は日本中部の内陸部および東北・北海道に見いだされ, それぞれ内陸効果と緯度効果が反映されている。また, 同緯度であっても, 太平洋側と日本海側で違いが見られ, 前者の方が酸素同位体比が高い傾向があることがわかる。

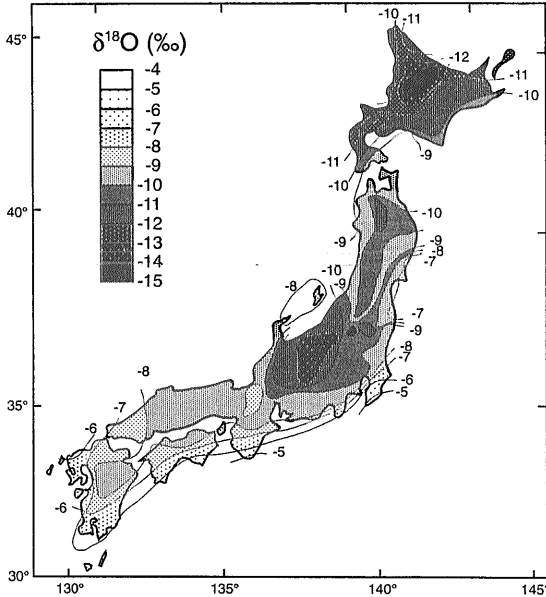
第2図より水の水素・酸素同位体比の関係は傾き8の直線上にプロットされる。すなわち,

$$\delta D = 8 \delta ^{18}O + d \quad (7 < d < 22)$$

の関係 (天水線と呼ぶ) がある。また, 第2図からは, 低い同位体比を持つものほど d 値 (y 切片) が

1) 地質調査所 環境地質部

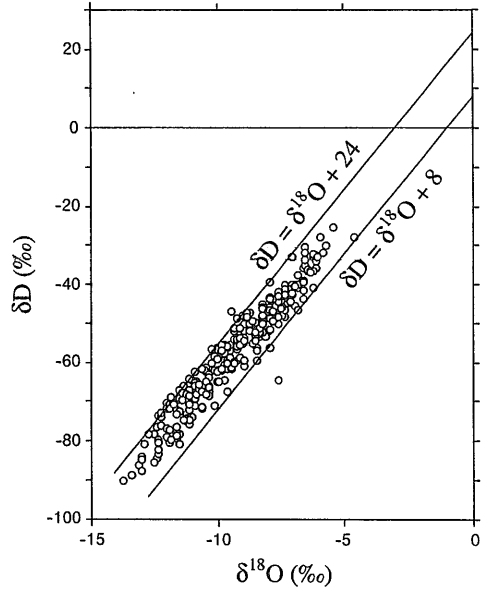
キーワード：地下水, 同位体, 降水, 蒸発率, 涵養源



第1図 日本における地表水・浅層地下水の酸素同位体比の分布 (Mizota and Kusakabe, 1994を一部改変)。

大きく、高い同位体比を持つものほどd値が小さい傾向がみられる。これは、主に太平洋側で低いd値を持ち、日本海側で高いd値を持つことによる。この原因は、早稲田・中井(1983)によれば、このd値の違いはそれぞれの場所における降水の源である気団の違いとその気団のでき方の違いに原因があるとしている(気団効果)。すなわち、太平洋側の気団は湿潤大気に存在し蒸発速度が遅いものに対し、日本海側では乾燥大気で蒸発速度が高いことが気団そのもののd値の違いを生じる原因となっている。詳しくは、原著をあたるか、酒井・松久(1996)を参照されたい。

さて、地域地下水の研究に水の同位体比を利用する場合は、その地域についてより詳細な雨水・河川水・湧水・地下水の分析が必要となる。したがって、第1図に示したような荒い分布図は使用することはできない。実際、風早・安原(1994)、安原・風早(1994)によれば、八ヶ岳南斜面を形成する30km四方の小さな地域において、湧水・地下水の水素同位体比が主に標高効果(2‰/100m)により-98~-65‰も異なることを示している。この幅は第2図に示した日本の地表水の水素同位体比の幅(-90~-30‰)の約半分を形成するほど大きな幅



第2図 日本における地表水・浅層地下水の水素および酸素同位体比の関係。Mizota and Kusakabe(1994)のデータから作成。

である。第1図に示したMizota and Kusakabe(1994)のデータは日本全体の傾向を見るには適しているが、山岳地域などの同位体標高効果が大きく関係している地域では、標高効果が表されるほどデータ数が密でないため、注意を要する。

一方、涵養される地下水は降水を起源とするが、浸透過程で蒸発(20-30%)と蒸散(20-50%)により失われた残りの部分である。蒸散過程では同位体分別は生じないと考えられているが、蒸発では大きな同位体分別を生じる。したがって、涵養される地下水と降水の安定同位体比には大きな差が生じる(風早・安原, 1994)。この差を利用して、蒸発時の同位体効果がわかれば、蒸発率を求めることができる。また、涵養される地下水の同位体比にも標高効果が存在することがわかっている。したがって、ある地域において、涵養される地下水の同位体標高効果がわかれば、その地域の地下水・湧水の涵養標高の推定に用いることができる。水文学的調査により水系区分ができれば、地域地下水の涵養源の推定に用いることが可能である。次に、それぞれの場合について水の同位体比がどのように利用できるのかを事例を示しつつ解説したい。

3. 水の同位体の利用

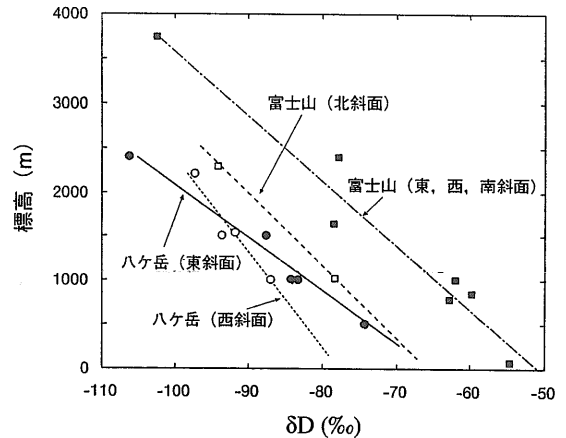
本章では、八ヶ岳南山麓(風早・安原, 1994; Yasuhara et al., 1997)および富士山周辺(安原・風早, 1995)における降水・湧水の同位体水文学的研究について紹介し、1) 同位体標高効果、2) 涵養源・流動経路の推定法、3) 蒸発率に関する結果をまとめたい。前章で述べたように、天水起源の地表水・地下水の水素と酸素同位体比の間には一定の関係がある。局所的な地域地下水の水文学的研究を行う際には、 d 値自体は重要ではない(古気候学などでは重要)ため、水素・酸素同位体比の両データは必ずしも必要ではない。以下、本稿では水素同位体比のデータのみ取り扱うことにする。

3.1 降水と地下水の同位体標高効果

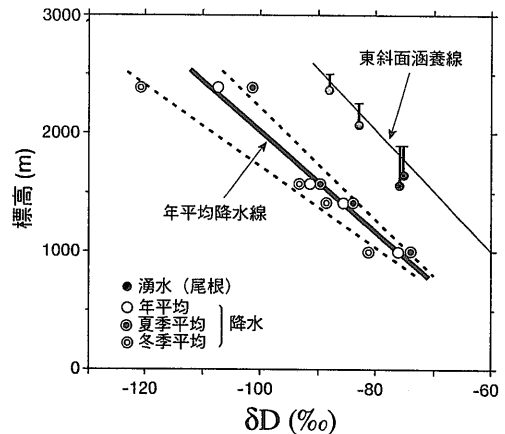
八ヶ岳南山麓および富士山周辺部において、雨水採取装置(風早・安原, 1994)をそれぞれ10ヵ所ずつ標高別および斜面別に設置し、1~3年間雨水を採取した。雨水の同位体比は月別では大きく変動するが、1~2年の平均値とすればほぼ一定となり、その場所の平均降水とすることができる。第3図に雨水の水素同位体比と標高の関係を示す。この関係は直線で近似可能である。この直線を降水線と呼ぶ。降水線の傾きが降水の同位体標高効果である。八ヶ岳の降水の水素同位体標高効果は、東斜面で $-1.7\%/100\text{m}$ (年平均値)であり、西斜面では $-1.0\%/100\text{m}$ である。また、富士山では北斜面で $-0.9\%/100\text{m}$ 、その他の斜面では $-1.4\%/100\text{m}$ である。他の地域で得られた値としては、中部日本で $-2.0\%/100\text{m}$ (早稲田・中井, 1983)がある。ただし、この値は文献中の酸素同位体標高効果から換算($\times 8$)して求めたものである。

第4図に八ヶ岳東斜面における雨水の降水線(年平均、夏季平均、冬季平均)について示す。冬季は水素同位体比が低く、夏季が高い傾向が見える。これは、第2章で述べたように、降水をもたらす気団として、夏季には同位体比の高い太平洋の気団が卓越支配し、冬季には日本海方面の気団が卓越するためであろう。山頂部は降雪量が多いため、特に夏季と冬季の差が大きくなるようである。

一方、涵養される地下水の同位体標高効果は、



第3図 八ヶ岳南山麓および富士山周辺部において観測された雨水の水素同位体比と標高の関係(Yasuhara et al., 1997を一部修正)。



第4図 八ヶ岳東斜面における雨水の降水線(年平均、夏季平均、冬季平均)および涵養源が水文学的に特定された湧水の水素同位体比と標高の関係(風早・安原, 1994)。湧水のプロット上の縦のバーは、地形的に求められた涵養源の範囲を表し、これを基にして地下水涵養線を求める。

降水のそれとは独立に求める。たとえば、尾根上に湧出する湧水のように、水文学的に涵養源を推定できる湧水などを用いて、その平均涵養標高と水の同位体比の関係を調べる。水系網図など(たとえば、島野, 1992)が利用できれば、集水域の狭い湧水などを特定しやすい。このようにして、求めた涵養される地下水の水素同位体比と標高の関係を第4図に示す。降水線と同様にこの関係も直線で近似することができ、その直線を地下水涵養線

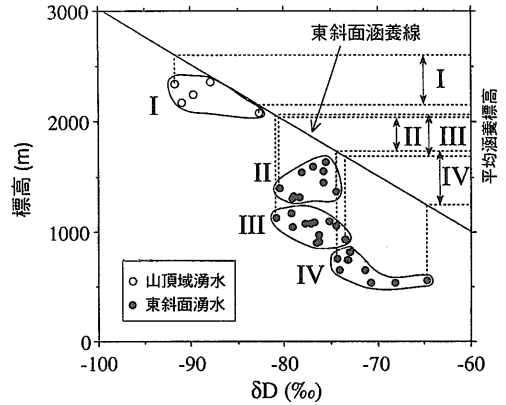
と呼ぶ。図中には八ヶ岳東斜面において地下水涵養線を求めるために用いた4地点の湧水が示されている。それぞれの湧水は集水域が十分に狭く、標高差にして100-300m程度である。この程度の標高差であれば、非常に精度良く地下水涵養線を求めることができる。八ヶ岳東斜面の水素同位体標高効果は、 $-2.0\text{‰}/100\text{m}$ である。

他の地域で得られた地下水の水素同位体標高効果は、八ヶ岳西斜面が $-1.4\text{‰}/100\text{m}$ 、富士山北斜面が $-1.6\text{‰}/100\text{m}$ 、その他の斜面が $-2.0\text{‰}/100\text{m}$ である。海外では $-2.1\text{‰}/100\text{m}$ (ニカラグア; Payne and Yurtsever, 1974), $-1.9\text{‰}/100\text{m}$ (グランカナリア島南斜面; Gonfiantini et al., 1976), などのデータがある、ただし、これらは文献中の酸素同位体標高効果から換算(X8)して求めた数値である。

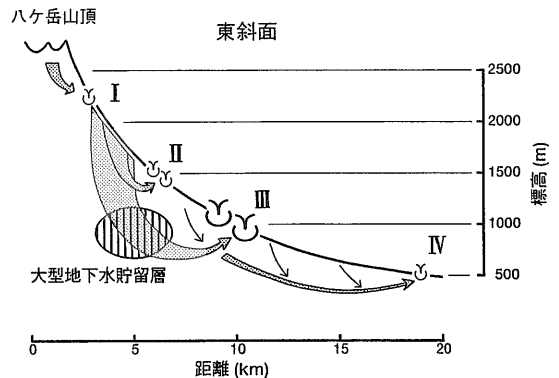
3.2 涵養源・流動経路の推定

地下水涵養線が決まれば、各々の湧水や地下水の同位体比からそれらの平均涵養標高を求めることができる。以下、八ヶ岳南山麓の東斜面から湧出する湧水について、その涵養源と流動経路を例示する(風早・安原, 1994)。八ヶ岳南山麓の湧水は、その水文学的特徴から標高別に(I)山頂域湧水、(II)1,500m帯湧水、(III)1,000m帯湧水、および(IV)低地域湧水の4群に分類されている(丸井ほか, 1993)。これらの湧水の水素同位体比と標高の関係を第5図に示す。この図から求められる各湧水の平均涵養標高は、(I)および(II)では湧水の標高よりも100-600m高く、比較的小さな地下水流動系を形成していることがわかる。一方、(III)の1,000m帯湧水は、約800m高い涵養標高(1,700-2,100m)を示し、(II)とほぼ同高度であった。(III)に分類される一部の湧水の中には、(II)よりも高い平均涵養標高を示すものもあり、大きな地下水流動系を形成していることが示唆される。(IV)では、平均涵養標高が最も低く、1,200-1,700mとなる。

この結果を模式化したものを第6図に示す。(III)1,000m帯湧水は、八ヶ岳南山麓に特徴的な大湧水群を形成しており、湧出量1万トン/日以上のものもいくつか存在し、湧出総量は10万トン/日を超える。垣内・丸井(1994)はトリチウム濃度からこれらの湧水の平均滞留時間を約50年と推定している



第5図 八ヶ岳南山麓(東および西斜面)における湧水の水素同位体比と標高の関係(風早・安原, 1994)。地下水涵養線と湧水の同位体比を比べることにより、その湧水の平均涵養標高を求める。(I)山頂域地下水、(II)標高1,500m帯湧水、(III)標高1,000m帯湧水、(IV)低地域湧水。



第6図 同位体標高効果などに基づいて描いた八ヶ岳東斜面の地下水流動の模式図(風早・安原, 1994)。

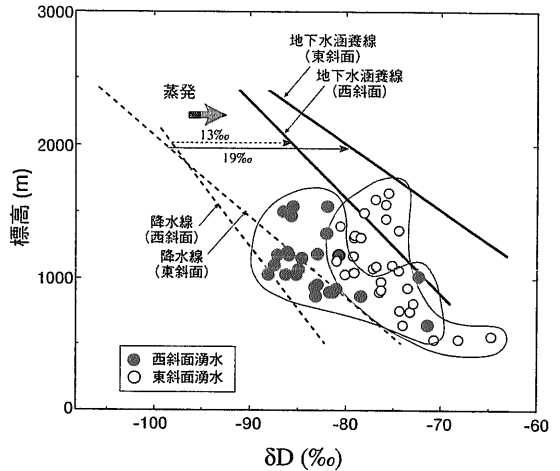
ことから、山体内部には約18億トンの大型地下水貯留層が形成されていると考えられる。また、これらの(III)湧水の分布範囲は八ヶ岳から韮崎市以南まで広がる韮崎岩層なだれ堆積物を覆う溶岩流との接点に集中している。したがって、韮崎岩層なだれ堆積物が難透水層となり、(III)を通じて地下水が集中排水されていることが示唆される。一方、(IV)は、(III)の一部が下位の滞水層に浸透したものに1,000mよりも低標高で涵養された地下水が付加し形成されたものである。

3.3 蒸発率

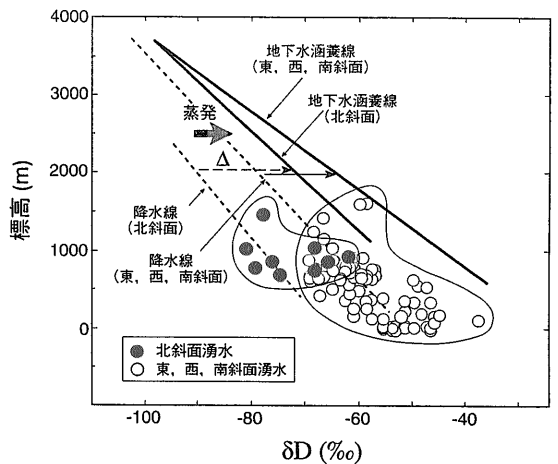
第7図に八ヶ岳南山麓における東斜面および西斜面の降水線、地下水涵養線および湧水の水素同位体比について示した(Yasuhara et al., 1997). 同一標高において降水線と涵養線の差は非常に大きくなる. たとえば, 標高2,000mにおいて東斜面は19%, 西斜面では13%に達する. この差は浸透時における蒸発に起因する同位体効果によってもたらされる. 第7図から明らかにわかることは, 東斜面と西斜面で湧水の水素同位体比が明瞭に異なることである. 東斜面の湧水が西斜面のそれよりも約10%高い水素同位体比を持っている. この原因の一部は, 降水線が斜面により異なることから降水の同位体比の違いによると言えるが, 大部分は斜面によって涵養線が大きく異なることに起因している. つまり, 斜面間での蒸発率の違いに原因があると言えよう. Yasuhara et al. (1997)は, 東斜面の方が蒸発率が高いことの原因として, 主涵養期である夏季の卓越風向が東風であること, 日照時間が東斜面の方が長いことなどをあげている.

次に, 富士山の場合について第8図に示す(安原・風早, 1995). 富士山は山体の透水性が高いため, 標高の高いところに湧水はない. 降水線, 地下水涵養線ともに北側斜面とその他の斜面で明瞭な違いが見られる. 湧水の水素同位体比も八ヶ岳の場合と同様に約10%の差が見られる. この違いの原因は, 蒸発率の違いというよりは, 降水線そのものにも違いがあるので, 降水の同位体比の違いがそのまま反映されたものであるといえる(Yasuhara et al., 1997). 富士山の湧水の水素同位体比と標高の関係は, 八ヶ岳の場合と同様に「く」の字型の分布になっている. 標高の比較的高い場所で湧出する湧水が相対的に小規模な涵養域しか持っていないことを示している. この「く」の字分布は, 他に苗場山周辺(安原, 未公表)や岩手山麓(風早, 未公表)でもみられる典型的な形である.

湖水など液面からの蒸発では, 同位体効果が平衡値よりも大きくなることが知られている(Gat and Tzur, 1967). 平衡からのずれは, 酸素同位体比では非常に大きく, 水素同位体比では比較的小さいことが知られている. このずれは湿度の関数で表され, 湿度100%では平衡となる. 日本では非常に



第7図 八ヶ岳南山麓(東および西斜面)における降水線, 地下水涵養線および湧水の水素同位体比. Yasuhara et al. (1997)を一部修正.



第8図 富士山周辺(北およびその他の斜面)における降水線, 地下水涵養線および湧水の水素同位体比. Yasuhara et al. (1997)を一部修正.

湿潤な気候が一般的であるので, 蒸発時の同位体効果は乾燥地域などと比べればより平衡に近いはずである. また, 地下水の浸透の場を考えたとき, 蒸発は主に土壤中で生じると考えられること, さらに, 土壤ガスは湿度100%であり, 土壤空気と外気の交換が律速になるであろうことなどから, 湖面からの蒸発などはまったく異なり, きわめて平衡に近い状態で蒸発が進行するものと思われる. Yasuhara et al. (1997)は, 日本では蒸発は土壤中で同位体平衡的に進行するものと仮定し, 蒸発はレイリー過程により起こると考え, 八ヶ岳および富

士山周辺部の各斜面において地下水涵養線と降水線の差およびその場所の平均気温と気液二相間の同位体分別係数 (Kakiuchi and Matsuo, 1979) から蒸発率を求めた。降水のうち蒸発により失われる割合は、八ヶ岳南山麓の東斜面では19-24%, 西斜面で15-17%, また、富士山北斜面では12-28%, その他の斜面では11-24%であった。八ヶ岳では蒸発率の標高依存性は小さいが、富士山では強く現れ、標高が高いほど蒸発率が高い結果が得られた。

4. まとめ

本稿で述べたのは、これまでに確立されてきた地下水流動系の解析のための同位体水文学的手法のほんの一部である。他には、地下水に溶存している炭酸塩類の炭素同位体比を用いた手法もある。この方法では、河川水の炭酸の炭素同位体比と地表からの浸透水のそれとが大きく異なることを利用して、平野部などにおける河川伏流水と鉛直浸透水の寄与の大きさを推定することができる (水谷・山本, 1993)。また、放射性同位体であるトリチウムは、半減期 (13.3年) が比較的短いため、表層水・地下水の平均滞留時間を求めるのに適している (e.g., 垣内・丸井, 1994)。地下水の流量データと組み合わせることにより、有効滞水層の大きさを推定することができる。池田ほか (1993) は、水の同位体組成を用いて、土壌水・地下水の河川への流出を定量化している。

地域地下水の水循環を総合的かつ正確に把握するためには、種々のデータや解析結果をまとめてモデル化することが不可欠になる。この際に、同位体水文学的手法は通常の水文学的あるいは水質などの化学的手法では困難である地下水の起源 (涵養源) や浸透時の蒸発率、流動の時間スケールや滞水層の規模などについて貴重な情報を提供することが期待される。しかし、同位体水文学的手法の国内における適用例はまだ少なく、現状では一般的調査法となっていないのは残念である。今後、同位体水文学的手法に基づく研究例の蓄積と、より厳密な手法の確立が望まれる。

参考文献

- Gat J.R. and Tzur, Y. (1967): Modification of the isotopic composition of rainwater by processes which occur before groundwater recharge. In *Isotopes in Hydrology*, IAEA, Vienna, 49-60.
- Gonfiantini, R., Gallo, G., Payne, B. R. and Taylor, C. B. (1976): In *Interpretation of Environmental Isotope and Hydrochemical Data in Groundwater Hydrology*. IAEA, Vienna, 159-170.
- 池田英史・宮永洋一・大隅多加志 (1993): 同位体を指標とした土壌水・地下水浸透推定法の適用性。地下水学会誌, 35, 95-106.
- 垣内正久・丸井敦尚 (1994): 八ヶ岳の湧水および地下水のトリチウム濃度。ハイドロロジー, 24, 93-106.
- Kakiuchi, M. and Matsuo, S. (1979): Direct measurements of D/H and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ fractionation factors between vapor and liquid water in the temperature range from 10 to 40°C. *Geochem. J.*, 13, 307-311.
- 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, 24, 107-119.
- 丸井敦尚・安原正也・風早康平・鈴木裕一・島野安雄・高山茂美 (1993): 南八ヶ岳の水文環境。ハイドロロジー, 23, 91-103.
- Mizota C. and Kusakabe M. (1994): Spatial distribution of δD - $\delta^{18}\text{O}$ values of surface and shallow groundwaters from Japan, south Korea and east China. *Geochem. J.*, 28, 387-410.
- 水谷義彦・山本晃一 (1993): 富山県砺波平野浅層地下水中の溶存炭酸の起源。地下水学会誌, 35, 7-86.
- Payne, B. R. and Yurtsever, Y. (1974): Environmental isotopes as a hydrogeological tool in Nicaragua. In *Isotope Techniques in Groundwater Hydrology 1974*, IAEA, Vienna, 1, 193-202.
- 酒井均・松久幸敏 (1996): 安定同位体地球化学, 東京大学出版会, 396p.
- 島野安雄 (1992): 八ヶ岳周辺地域における水系網解析。文星紀要, No.3, 3-22.
- Siegenthaler, U. and Oeschger, H. (1980): Correlation of ^{18}O in precipitation with temperature and altitude. *Nature*, 285, 314-317.
- Sonntag, C., Klitzsch, E., Lohnert, E. P., Ee-Shazly, E. M., München, K. O., Junghans, Ch., Thorweih, U., Weistroffer, K. and Swailem, F. M. (1979): Paleoclimatic information from deuterium and oxygen-18 in carbon-14 dated north Saharian groundwaters. In *Isotope Hydrology 1978*, IAEA, Vienna, 2, 569-581.
- 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, 24, 83-1.
- 安原正也・風早康平 (1994): 八ヶ岳の深層地下水の地球化学的研究。ハイドロロジー, 24, 121-132.
- 安原正也・風早康平 (1995): 富士山における天水の安定同位体組成と地下水の涵養高度, 文部省科研費報告「富士山の地下水流動系の研究」04302064, 42-55.
- Yasuhara M., Marui M., and Kazahaya, K. (1997): Stable isotopic composition of groundwater from Mt. Yatsugatake and Mt. Fuji, Japan. *Hydrochemistry*. IAHS Publ., (in press).

KAZAHAYA Kohei (1997): Recharge area and flow path of groundwater: *Isotope Hydrology Techniques*.

<受付: 1997年3月21日>