屋久島河川水にあらわれる同位体高度効果と流出特性

山中 勝^{*1}・奥村 維男^{*2}・中野 孝教^{*3}

Isotopic altitude effect and discharge characteristics of river water in Yakushima Island, southwestern Japan

Masaru YAMANAKA ^{*1}, Masao OKUMURA ^{*2} and Takanori NAKANO ^{*3}

Abstract

Isotopic compositions were analyzed to grasp the altitude effect observed in and the discharge characteristics of river water in Yakushima Island, southwestern Japan. The isotopic characteristics of the river water are similar to those of precipitation in summer; a regression line for the river water is $D = 7.68 \text{ }^{18}\text{O} + 10.06$ and d values are in a range of 6.5 ~ 16.1‰. Moreover, the altitude effects are $-0.17\text{‰}/100 \text{ m}$ for ^{18}O and $-1.3\text{‰}/100 \text{ m}$ for D irrespective of river drainage size. These altitude effects are well concordant with the values in the previous report in Japan, strongly indicating that the river water in Yakushima Island is scarcely affected by the processes of evaporation and mixing with groundwater having long residence time. This idea is not contradict with verifications using mass ratio of potential evapotranspiration in precipitation as an index. Such discharge characteristics of the river might be attributed to hydrological setting of Yakushima Island, i.e., lower permeability of granite and high amounts of precipitation up to 10,000 mm/yr in the mountainous area. Some river water samples in central-northern and western parts of the Island have apparently light isotopic compositions against the average altitudes of drainage basin. Considering landforms of Yakushima Island and meteoric conditions, such isotopic data would be caused by rain shadow effect in which vapor mass as a source of these river water samples has been brought across a ridge by seasonal southern wind.

Key words: Yakushima Island, River water, Altitude effect, Stable isotopic composition
キーワード：屋久島，河川水，高度効果，安定同位体組成

．はじめに

標高差のある流域において降水の水素・酸素同位体組成は，高度効果による同位体分別の影響を受けることが知られている（例えば Clark and Fritz, 1997; Mazor, 1997）。これによる同位体的特

徴は，降水を供給源とする河川水や浅層地下水の流動・流出プロセスを理解する上で有益な情報を提供するものであり，この特徴を活用した水文学的研究は国内外を問わず数多く行われている（Scholl *et al.*, 1996; Yasuhara *et al.*, 1997; 浅井ほか，2001）。一般に降水の高度効果は流域条件

* 1 日本大学文理学部地球システム科学科 Department of Geosystem Sciences, College of Humanities and Sciences, Nihon University

* 2 石油天然ガス・金属鉱物資源機構 Japan Oil, Gas and Metals National Corporation (JOGMEC)

* 3 総合地球環境学研究所 Research Institute for Humanity and Nature (RIHN)

により変動することから、このような研究を行うためには調査流域における降水の同位体組成の把握が必要となる。しかしながら、同位体測定のために複数の地点で継続的な降水採取を行うことは容易でなく、特に高い標高地域での試料採取は困難をとまう。実際に、標高 1,000 m 以上の地点におけるデータを含む継続的な降水の同位体組成の報告は、国内において風早・安原 (1994)、浅井ほか (2001)、中村ほか (2002) などに限られる。

降水が地表面下に浸透し、その後河川水として地表に流出するまで同位体組成が変化しなければ、河川水の同位体組成は浸透した降水の値を反映すると考えられる。この考えのもと、いくつかの研究では、河川水を降水の代替物としてその高度効果が論じられている (早稲田・中井, 1983; 水谷・佐竹, 1997; 宮下, 2001; 稲村・安原, 2003; 藪崎ほか, 2003)。しかし、ほとんどの場合には、河川水はその流域特性に応じて、蒸発による濃縮や、異なる季節の降雨を供給源とした比較的長い滞留時間を持つ地下水の混入といったプロセスの影響を受ける。この結果、その同位体組成は流域内の降水の高度効果に加え、流域の流出特性を反映したものとなる。したがって、両者の影響を分離できれば、降水からもたらされる高度効果のみならず、流域で河川水が受けた蒸発率など流出特性に関する情報が得られると考えられる (風早, 1997)。

東シナ海に位置する屋久島は 1,800 m 級の山々がそびえる島嶼である。この大部分は花崗岩からなり、山体における透水性は低い。屋久島にはこれに加えて「一月に 35 日雨が降る」と形容されるほど多くの雨が降る。特に山岳部における年間降水量は、10,000 mm を超えるとの報告もある (日下田, 2002)。これら屋久島特有の自然条件は、湧水・沢水を含む河川水から同位体組成の高度効果を把握する上で、以下のような理想的水文環境を提供している。(1) 屋久島では一般的な火山体とは異なり山岳部を含めた島の至る所に小規模な湧水・沢水が存在しているため、様々な標高で水試料の採水が可能である。(2) 屋久島の降水量は極

めて多いことから、小規模流域の湧水・沢水は降水の同位体組成を堅持しながら、比較的短い期間で湧出しているものと予想される。

以上の観点から、本研究は小規模な流域における湧水・沢水においてその同位体高度効果を検証し、より大きな流域に対して適応を試みた。なお、屋久島の河川水水質についてはこれまでいくつかの報告が行われていることから (島野, 1999; Nakano *et al.*, 2001; 海老瀬・永淵, 2002; 永淵ほか, 2002; 林ほか, 2003; 山中・中野, 2004; 山中ほか, 2005), 本研究では水質組成については取り上げない。

・対象地域概要

対象地域である屋久島は、九州最南端の佐多岬の南南西約 70 km の海上にある周囲 132 km、面積約 500 km² の円形をなす島である。島内には九州最高峰である宮之浦岳 (標高 1,935 m) をはじめとする 1,800 m 級の山々がそびえている (Fig. 1)。

屋久島の地質は古第三系の海底地すべり堆積物からなる熊毛層群、それを貫入する花崗岩からなる。島内の熊毛層群は北西部を除く海岸部に分布しており、屋久島花崗岩による接触変成を受けてホルンフェルス化している (Fig. 2; 岩松・小川内, 1984)。島内の地形は一般に標高 1,000 ~ 1,500 m までは急激に高度を増すが、それ以上では比較的なだらかな起伏を持っている。平坦面は島南西部の標高 200 m 以下に多少存在するのみで、扇状地、段丘、沖積平野の発達には貧弱である。また、島の植生は多彩であり、海岸部にはハイビスカスなどの亜熱帯植物、標高 100 ~ 800 m にはタブノキなどの照葉樹、800 ~ 1,600 m にはヤクスギなど針葉樹、1,700 m 以上にはヤクザサなどの植物が順に自生する。また山頂部では花崗岩が露出している。

山岳部である屋久島の気候はその標高に応じた大きな変化を示す。島北東海岸部の標高 36 m にある小瀬田気象観測所の年平均気温は 19.2 °C、最も寒い 1 月の平均気温でも 11.4 °C と高い。一方で

Fig. 1 Location of Yakushima Island and sampling points of river water.

Fig. 2 Geologic map of Yakushima Island (modified after Iwamatsu and Ogawauchi, 1984).

山岳部においては年平均気温が6 前後と寒冷である。宮之浦岳山頂近くでは2 月に-10 以下となり、3 ~ 4 m の積雪があるといわれる。屋久島における降水量は多く、小瀬田観測所で年間降水量4,359 mm (1971 ~ 2000 年の気象庁 AMeDAS データ平均値)、詳細なデータには乏しいが山岳部では8,000 ~ 10,000 mm に達するといわれる(日比野, 1986 ; 江口, 1984 ; 日下田, 2002)。

・ 試料採取と分析方法

1998 年7 月19 日 ~ 24 日にかけて標高10 ~ 1,780 m の海岸付近から山岳部にわたる83 地点で湧水・沢水・河川水の採水調査を行った (Fig. 1)。本研究を遂行するにあたり比較的大きな河川では主にその支流で採水を行った。採水前月および当月に

あたる 1998 年 6 月と 7 月には、それぞれ 1,047 mm, 487 mm の降水量があり、そのほとんどは南方からの季節風によりもたらされたものである (Fig. 3)。また、小瀬田観測所における 7 月の降水量としては、15 日から 19 日にかけてそれぞれ 101 mm, 0.5 mm, 29.5 mm, 47.5 mm, 129 mm が、23 日および 24 日にはそれぞれ 21 mm および 51 mm が調査最終日(24 日)までに観測されている。これら降水量の観測値は低標高域(標高 36 m)におけるものであり、標高のさらに高い地域ではこれよりも多い降水量であったと予想される。実際、調査期間中にも降雨が中・高標高域で存在するにもかかわらず、低標高域では存在しないという現象が認められた。

採水した水試料は酸素・水素安定同位体組成の測定を行った。酸素安定同位体組成 (^{18}O) の測定は Epstein and Mayeda (1953) および千葉ほか (1985) の方法に従って、 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 自動平衡法により質量分析装置 (Finnigan Delta-S) で行った。水素安定同位体組成 (D) は Coleman *et al.* (1982) の方法に従って、金属亜鉛還元法により質量分析装置 (Finnigan MAT252) で分析を行った。

同位体組成は下式で示すように、標準試料を基

準とした千分率偏差 (‰) で表示した。

$$^{18}\text{O}(\text{or } \text{D})[(R_{\text{試料}}/R_{\text{標準試料}})-1]\times 10^3 \quad (1)$$

ただし、 R は $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ および D/H を示し、標準試料は標準海水 (VSMOW) である。なお、分析精度は酸素安定同位体で $\pm 0.1\text{‰}$ 、水素同位体で $\pm 1\text{‰}$ であった。

・ 結果および考察

1. 屋久島河川水における蒸発濃縮の影響

屋久島河川水の ^{18}O と D の関係を Fig. 4 に示す。河川水の ^{18}O と D 値はそれぞれ $-8.2 \sim -4.7$, $-54.2 \sim -24.9\text{‰}$ の範囲でばらつきを示した。河川水の同位体組成は強い相関関係を示し、その線形近似式 ($\text{D} = 7.68 \text{ }^{18}\text{O} + 10.06$, $R^2 = 0.926$) は天水線 ($\text{D} = 8 \text{ }^{18}\text{O} + 10$) に近いものであった。また、河川水の d 値 ($d = \text{D} - 8 \text{ }^{18}\text{O}$; Dansgaard, 1964) は $6.5 \sim 16.1\text{‰}$ (平均: 12.1‰) であり、2002 年 3 月の報告値よりも低いものであった ($14.6 \sim 17.2\text{‰}$; 林ほか, 2003)。今回得られた d 値は、屋久島における夏季の降水の特徴 ($d = 10$, 加藤ほか, 2006) や夏の太平洋気団の特徴 ($d = 10$, 早稲田・中井, 1983) に近いものであった。

このように屋久島河川水が総じて夏季の降水と

Fig. 3 Rose diagram showing precipitation amounts with wind directions during June and July 1998 at Kosedo, Yakushima Island (Data are from AMeDAS, JMA).

Fig. 4 ^{18}O - D diagrams for river water in Yakushima Island. Solid and broken lines are regression line for river water samples and Global Meteoric Water Line (G.M.W.L.), respectively.

似通った同位体的特徴を示すためには、次の二つの条件が満たされる必要がある。一つ目としては、基底流出水の地下における滞留時間が短く、涵養から流出過程における季節の異なる水体同士の混合の影響が無視できること。もう一つは、降水の表面流出もしくは地下浸透過程での蒸発の影響が小さいことである。基底流出水については、屋久島の水理地質的特徴や、河川水の d 値が季節変動を示す（本研究と林ほか，2003 との比較）ことから、地下での滞留時間は短く、異なる水体との混合は無視できると考えられる。二つ目の条件である蒸発濃縮についても、屋久島河川水が総じて夏季の降水と似通った同位体的特徴を示すことから、その影響は小さいと予想される。実際には、蒸発濃縮の影響について正確に把握するためには、降水との間で同位体組成の比較・検証を行う必要がある。しかしながら、屋久島の降水については採取を行っておらず、このような比較・検証を通じて蒸発濃縮の可能性を否定することはできない。そこで、同位体組成以外の Thornthwaite 法による可能蒸発散量の指標をもとに、この可能性について検証する。

Thornthwaite 法による可能蒸発散量の推定を屋久島全島域で行うためには、AMeDAS 観測地点のない高標高域の気温が必要となる。これについては屋久島の AMeDAS 観測地点（小瀬田、標高

36 m）における月別平均気温、および南九州の AMeDAS データから求めた気温低減率（ $-0.627 / 100 \text{ m}$ ）を使用して Table 1 のように算出した。採水期間である 7 月の可能蒸発散量は、気温をもとに標高 36 m，760 m および 1,380 m においてそれぞれ 162 mm，112 mm，73 mm と求められる。7 月の各地点において可能蒸発散量が降水量に占める割合（ R_{PE} ）は、それぞれ 49.8%，12.4%，4.1% であり、年平均値で求められる割合よりも高い。7 月の 3 地点における R_{PE} と標高との関係、および近似曲線を Fig. 5 に示す。近似曲線をもとにすれば、 R_{PE} が 20% 以上を占めるのはおよそ標高 500 m 以下の地域であり、標高 760 m および 1,380 m を含めた中・高標高域での R_{PE} はさらに小さい値となる。この近似式 $h = -554 \ln R_{PE} + 2155$ をもとに、後述する集水域の平均標高（ h_{ave} ）を用いて 83 の河川流域について R_{PE} を算出した。その頻度分布を Fig. 6 に示す。一部の流域で 30% を超える高い R_{PE} 値も認められるが、多くの河川流域では R_{PE} 値は 10% 未満である（53 河川）。この中で最も頻度が高い R_{PE} の範囲は 7.5 ~ 10% であり、 R_{PE} の平均値としては 10.6% であった。

Thornthwaite 法をもとに求められた推定量は、蒸発および蒸散量の総和であるのに対し、水の同位体濃縮に影響を及ぼすのは、蒸発量のみである（Clark and Fritz, 1997）。このため、Thornthwaite

Table 1 Monthly (July) and annual amounts of precipitation (P), potential evapotranspiration (PE), and P-PE at three points in Yakushima Island. Number in parentheses expresses mass ratio of potential evapotranspiration in precipitation (R_{PE} , %). The data at Kosedani are the average of 1971-2000 (AMeDAS, JMA). The data at Kosugidani (Eguchi, 1984) and Yodogo tozanguchi (Higeta, 2002) are values in 1982 and 1999, respectively.

Month	Point	Altitude	Temperature	Precipitation	Potential		P-PE
		(h)	(T)	(P)	Evapotranspiration (PE)		
		(m)	()	(mm)	(mm)	(%)	(mm)
July	Kosedani	36	26.6	325	162	(49.8)	163
	Kosugidani	760	22.3 *	903	112	(12.4)	791
	Yodogo tozanguchi	1,380	18.2 *	1,812	73	(4.1)	1,738
Annual	Kosedani	36	19.2	4,359	967	(22.2)	3,391
	Kosugidani	760	14.9 *	7,698	609	(7.9)	7,087
	Yodogo tozanguchi	1,380	10.8 *	11,426	351	(3.1)	11,075

*: calculated temperature by using $-0.627 / 100 \text{ m}$ and temperature of Kosedani

Fig. 5 Mass ratio of potential evapotranspiration in precipitation (R_{PE} , %) in July against altitude. A broken curve is fitting one for three data plots (Table 1).

Fig. 6 Histogram of calculated R_{PE} (%) in July on the basis of Equation: $h = -554 \ln R_{PE} + 2155$.

法をもとに水の同位体濃縮を考えるためには、蒸発量が降水量に占める割合（蒸発率、 E ）を求める必要があり、同法をもとにした算出値よりもさらに小さいものとなる。これまでの温帯および亜寒帯域の森林域についての報告によれば、蒸発散量に占める蒸発量の割合（ F_T ）は、そのほとんどが40%以下である（5%: Blaken *et al.*, 2001; 23%: 玉井・服部, 1994; 24 ~ 28%: Granier *et al.*, 2000; 24 ~ 35%: Kelliher and Black, 1986; 41 ~ 45%: Wilson *et al.*, 2001）。ほとんどの標高において森林

が繁茂する屋久島においても、 F_T は同様に40%以下であると予想される。そこで、これらの値を用いて以下のような手順により、蒸発濃縮が屋久島河川水の同位体組成に与える影響の見積もりを行った。

蒸発に大きな影響を与える平均気温は、気温低減率（ -0.627 /100 m）および小瀬田の採水期間における平均気温 26.4（AMeDAS データ）をもとに求めることができる。例えば、集水域の平均標高（ h_{ave} ）の平均値 1,025 m における平均気温は 20.2 と求められる。一方で、降水が河川水として流出するまでにレイリー-蒸留過程で一部の降水が蒸発したとすると、表記を用いた次のようなレイリーモデル式が成立する（Faure, 1986）

$$= (x_0 + 1000) f^{(h-1000)/1000} - 1000 \quad (2)$$

ただし、 f は蒸発しないで残った降水の割合（ $0 \leq f \leq 1$ ）を、 x_0 は蒸発を受けた後およびこれを受ける前の同位体組成を表す。 h は水-水蒸気間の同位体分別係数で、Majoube (1971) により温度（ T ）との間に以下のような関係式が得られている。

$$10^3 \ln \frac{^{18}O_{\text{water-vapor}}}{^{18}O_{\text{liquid}}} = 1.137 [10^6 / (T + 273)^2] - 0.4156 [10^3 / (T + 273)] - 2.0667 \quad (3)$$

$$10^3 \ln \frac{D_{\text{water-vapor}}}{D_{\text{liquid}}} = 24.844 [10^6 / (T + 273)^2] - 76.248 [10^3 / (T + 273)] + 52.612 \quad (4)$$

これらの関係をもとに、気温 20.2 °C のときの同位体分別係数は、 $^{18}O_{w-v} = 1.00979$ 、 $D_{w-v} = 1.08498$ と求められる。また、 f については蒸発率 E (%) との間に、次のような関係がある。

$$f = 1 - E/100 \quad (5)$$

R_{PE} を平均値の 10.6%、 F_T を 40% として考えた場合、 $E = 4\%$ と求められ、さらにこの式から $f = 0.96$ と求められる。蒸発後の ^{18}O と D 値として、河川水の平均値である -6.38‰ および -38.90‰ を用いた場合には、(2) 式をもとに蒸発濃縮前の同位体組成は、 $^{18}O_0 = -6.79\text{‰}$ 、 $D_0 = -42.15\text{‰}$ と求

められる。ただし、このときの計算には、 $^{18}\text{O}_{\text{v-w}}$ 、 $D_{\text{v-w}}$ が用いられることに注意が必要である。このときの蒸発濃縮が同位体組成に与える影響（ ^{18}O および D ）は、次式により求められる。

$$^{18}\text{O} = ^{18}\text{O} - ^{18}\text{O}_0 \quad (6)$$

$$D = D - D_0 \quad (7)$$

したがって、この場合には、 $^{18}\text{O} = 0.42\text{‰}$ 、 $D = 3.25\text{‰}$ と求められる。

同様に、各流域における ^{18}O および D を求め、ヒストグラムとして表したものが Fig. 7 である。なお、このときの F_T は、全ての流域で 40% とした。本研究で採取した屋久島河川水の同位体組成が蒸発濃縮により受ける影響は、 ^{18}O で 0.4‰以下、 D で 4‰以下のものがそのほとんどである。すなわち、蒸発同位体濃縮の影響は、大きく見積もっても分析誤差の 2 倍程度といえる。この影響は河川水の同位体組成のばらつきに対し

て小さく、河川水の同位体組成に大きな影響を与える要因とはならない。このような結果は、降水として降り注いだ後に蒸発濃縮の影響をほとんど受けず、河川水として流出しているという上述の考えを支持するものである。

2. 屋久島河川水の流出特性

屋久島河川水は、同位体的特徴や可能蒸発散量を指標とした検討の結果から、蒸発濃縮による影響をほとんど受けていないと判断された。一方で、河川水は蒸発濃縮以外のプロセスによっても、その同位体組成を変化させる。例えば、異なる季節の降水に起源を持つような長い滞留時間を持つ地下水の混入プロセスなどが、これにあたる。このような地下水の混入プロセスは、流域規模に大きく規制されるものといえる。流域規模が小さい場合には、流域内に保持される地下水量が少ないこと、屋久島の降水量が極めて多いことを考えあわせると、これを恒常的に流れる河川水において、長い滞留時間の地下水が混入する可能性は極めて低いといえる。これに対して大きな流域では、保持される地下水量が相対的に多く、この可能性を否定できない。そこで流域規模をもとに面積が 1 km² 未満のものを小規模流域、これ以上のものを中規模流域として二つに区分し、以下のような手順で解析を行った。

降水と同様の同位体的特徴を持つと考えられる小規模流域の河川水を対象として、集水域の平均標高（ h_{ave} ）を風早・安原（1999）および浅井ほか（2001）の方法に従って求め（下記の（a）～（d））、その同位体高度効果を算出した。さらに、中規模流域の河川水の同位体組成が、この高度効果のみから十分に説明できるかどうかを検討することで、中規模流域の河川水について滞留時間の長い地下水が混合している可能性について検証を行った。

（a）標高別降水量（ P_i ）を次の近似式により推定する（ P_i ；100 m 間隔、 h ；標高）。

$$P_i = 1.10 h + 217 \quad (8)$$

Fig. 7 Histograms of (a) ^{18}O and (b) D .

なお、近似式に用いた降水量データは Table 1 に示した。

(b) 1/25,000 地形図を用いて各河川水の集水域の判読を行い、集水域の面積 (S) と標高 100 m 毎 (h_i) の面積 (S_i) を求める。

(c) 各河川水の地形的集水域の平均降水量 (P_{ave}) を次式により求める。

$$P_{ave} = \sum P_i S_i / S \quad (9)$$

(d) 集水域の平均標高 (h_{ave}) を次式により求める。

$$h_{ave} = \sum h_i P_i S_i / P_{ave} S \quad (10)$$

稜線上で採取した沢水や一部の湧水については、その集水域を地形図上で判断することが難しいため、採水地点標高を代替値とした。これにより求められた河川水の集水域の平均標高 (h_{ave}) と同位体組成 (^{18}O および D) との関係を Fig. 8 に示す。 h_{ave} と D との関係は ^{18}O のものと比較してやや大きなばらつきを示すものの、両者は h_{ave} との間で強い負の相関関係を示した (^{18}O : $R^2 = 0.840$, D : $R^2 = 0.741$)。小規模流域の河川水について得られた ^{18}O および D の回帰直線の式は、それぞれ以下ようになる。

$$^{18}\text{O} = -0.00169 h_{ave} - 4.64 \quad (11)$$

$$D = -0.0128 h_{ave} - 25.7 \quad (12)$$

標高 100 m あたり高度効果は、 ^{18}O および D でそれぞれ -0.17‰ 、 -1.3‰ である。これらの値は中部日本 (^{18}O : $-0.25\text{‰}/100\text{ m}$, D : $-2.0\text{‰}/100\text{ m}$; 早稲田・中井, 1983), 乗鞍 (^{18}O : $-0.21\text{‰}/100\text{ m}$, D : $-1.5\text{‰}/100\text{ m}$; 浅井ほか, 2001) といった本州における夏季の報告値と比べて小さいものである。高度効果は中緯度において ^{18}O で $-0.2 \sim -0.4\text{‰}/100\text{ m}$ の値をとり、その値は低緯度ほど小さいと報告されている (Siegenthaler, 1979)。屋久島において本州よりも低い高度効果が確認されたことは、この報告と整合するものである。また、中規模流域も含めた 83 地点の河川水について求めた高度効果は、 ^{18}O , D ともに先の値と同様であった (^{18}O : $-0.173\text{‰}/100\text{ m}$, D : $-1.31\text{‰}/100\text{ m}$)。なお、一部に回帰直線から大きくはずれてプロットされる河川水が認められるが、これについては後述する。

地下水成分が河川水の同位体組成に影響を与えているとすれば、流域内で保持される地下水量が多いと考えられる、より大きな流域規模の河川水において、その影響は顕著に現れると期待される。しかしながら、Fig. 8 の関係において中規模流域の河川水、特に流域規模が 10 km^2 以上 (最大 36 km^2) の河川水の多くは、降水同様の高度効果を

Fig. 8 (a) Plots of ^{18}O and (b) D against average altitude of drainage basin in river water. Solid lines express regression lines for the river water whose drainage basin is less than 1 km^2 (solid circular symbol).

持つと考えられる(11)および(12)の回帰直線付近にプロットされている。このことは、これら河川水の同位体組成がこの高度効果のみで説明され、長い滞留時間を持つ地下水成分の影響をほとんど受けていないことを示唆するものである。

河川流出に関するこれまでの報告によれば、河川流出水は降水成分のみならず、降水とは同位体組成の異なる地下水成分の影響を強く受けた同位体組成を持つ。例えば、降雨イベントにおける流出ピーク時の河川水に占める地下水成分の割合は、火山岩地域を対象とした浅井ほか(2001)の報告で27～51%、主に砂層からなる第四紀堆積物流域を対象とした Sklash *et al.* (1976) の報告では29～45%を占めている。このため、一般的に河川水は降水とは異なる同位体的特徴を示すものと期待される。降水の同位体組成を保持したまま流出するという屋久島河川水の流出特性は、この島で特徴的に認められる現象といえるであろう。このような河川水の流出特性は、極めて多い降水量および透水性の低い花崗岩基盤といった、屋久島特有の水文環境に起因するものと考えられ、同様の考えを示した海老瀬・永淵(2002)や永淵ほか(2002)を支持するものである。

3. 採水地点標高から求められる高度効果についての検証

河川水の高度効果については一般に平均標高が使用される一方で、その採水地点標高と同位体組成の関係に基づいた値も報告されている(早稲田・中井, 1983; 藪崎ほか, 2003)。このような方法により高度効果を算出する場合、前述のように本来求められるべき高度効果とは大きく異なる値が導き出される可能性が高い。一方で小規模流域の河川水のみを扱った場合には、高度効果について十分な値が得られる可能性がある。そこで、この可能性について検証するため、河川水の採水地点標高(h_{sp})と同位体組成(^{18}O および D)との関係を Fig. 9 に示した。集水域の平均標高(h_{ave})を用いた場合と同様に、小規模流域($<1 \text{ km}^2$)の河川水の ^{18}O および D は h_{sp} との間でともに強い負の相関関係を示した。採水標高から得られた同位体高度効果の式は、以下のように表される。

$$^{18}\text{O} = -0.00146 h_{sp} - 5.01 \quad (13)$$

$$\text{D} = -0.0110 h_{sp} - 28.6 \quad (14)$$

Fig. 9 (a) Plots of ^{18}O and (b) D against altitude of sampling point in river water. Solid lines express regression lines for the river water whose drainage basin is less than 1 km^2 (solid circular symbol). Broken lines show altitude effects based on average altitude of drainage basin and are the same lines illustrated as solid ones in Fig. 6. Top of bar charts expresses the average altitude of drainage basin in the river water whose drainage basin is less than 1 km^2 (solid circular symbol).

h_{sp} から求めた標高 100 m あたり高度効果は ^{18}O および D でそれぞれ -0.15‰ , -1.1‰ と, h_{ave} から求めた値よりも小さいものであった。屋久島の地形は一般に標高 1,000 ~ 1,500 m までは急激に高度を増すのに対し, それ以上では比較的なだらかな起伏を持つ。これにともない 1,000 m 以上の標高域では h_{ave} と h_{sp} の標高にあまり違いが生じないのに対し, 1,000 m 以下の標高域ではこの違いが大きくなる (Fig. 9)。 h_{sp} をもとにした高度効果が本来の値よりも小さく見積もられたのは, この屋久島の地形的特徴に起因するものと考えられる。

このように小規模流域の河川水のみを扱った場合でも, その採水地点標高と同位体組成との関係から求められる高度効果は, 必ずしも十分な値が得られるとはいえない。また, Fig. 9 において中規模流域の河川水プロットは高度効果の回帰直線から大きくはずれており, 集水域が大きくなることで高度効果を正確に把握することは, より難しくなる。以上のことから中規模流域の河川水はもとより, 1 km² 未満の小規模流域における河川水のみを扱った場合でも, 平均標高と採水地点標高との間で十分な対応が得られない。したがって, 河川水から高度効果を求める上では, 採水地点標高ではなく, 集水域の平均標高を用いる必要があるといえる。小規模流域の河川が多く存在する屋久島の河川水において確認されたこの事実は, 一般的な河川についてもあてはまることと考えられる。

4. 降水中の同位体組成分布の推定とその特性

前述のように本研究で採水した屋久島河川水の同位体組成は, 蒸発による同位体濃縮などの影響をほとんど受けておらず, 流域に降り注ぐ降水の組成を強く反映したものである。したがって, 河川水の同位体組成は, その集水域における平均標高 (h_{ave}) の降水を反映した組成になると考えられる。さらに, これを屋久島全域の河川水について適応すれば, 屋久島の降水の同位体組成を広域的に把握できると考えられる。このような考えの

と, 河川水の ^{18}O 値をもとに, その起源となる降水の ^{18}O の推定等値線図を描いたものが Fig. 10 である。なお, 河川水の ^{18}O 値を降水の値として置き換える際には, 各集水域における h_{ave} と一致する標高域のうち, 本流上の点を降水の仮想採取地点とした。また, 集水域を地形図上で判断することが難しい一部の小規模河川水については, 採水地点を用いた。Fig. 10 における降水の ^{18}O 推定値は, 全体的に島中央の高標高域で小さく, 海岸線付近の低標高で大きいという明瞭な同位体高度効果を示した。このような分布傾向は, 屋久島において河川水の同位体組成から降水の組成を推定できるという考えが, 空間分布の観点から矛盾しないことを意味している。

先に示した h_{ave} と同位体組成との関係 (Fig. 7) においても, ほとんどの河川水試料は回帰直線付近にプロットされる形で, 明瞭な同位体高度効果を示した。この一方で, 河川水試料 2, 12, 13, 16, 38, 39, 58, 59, 62, 77, 79 は回帰直線から離れてプロットされている。集水域の h_{ave} とこれらの ^{18}O および D 値をもとに回帰直線から求めた標高との差は, 何れも 300 m 以上であった。

Fig. 10 Estimated spatial distribution of ^{18}O values in precipitation as sources of river water samples. Solid circle symbols express virtual sampling points for precipitation on the bases of average altitude of drainage basin.

300 m という標高差は ^{18}O および D で 0.5‰ および 3.8‰ という高度効果を生むものであり、これらは上述した蒸発による同位体濃縮の影響よりも大きなものである。

これら河川水試料から求めた降水の ^{18}O 推定値は、Fig. 10 において標高と十分な対応を示さない地域は次の四地域である。島南東部（16, 58 地点付近）、中央部（77, 79 地点付近）、西部（38, 39 地点付近）および中央北部（12, 13 地点付近）である。降水の ^{18}O 推定値は、最初の地域では標高に対して重い組成を示し、残りの三つの地域では軽い組成であった。

標高に対して明らかに重い組成をもつ地域は、Fig. 10 の地点 2 を除き、屋久島南東部に限られる。同位体組成（Fig. 4）の指標にも、降水から顕著な蒸発濃縮を受けた傾向は認められないことから、この地域の河川水が局所的に蒸発濃縮の影響を受けた可能性は低い。この地域において降水の ^{18}O 推定値が局所的に重い組成を持つ要因については、現時点では不明である。

一方の軽い組成を持つ地域のうち、島中央部は屋久島で最も標高の高い山岳域である。ここで採取した試料 77 および 79 については、Fig. 10 で本流上の h_{ave} を持つ地点の代替として採水地点を用いている。中央部における採取試料が標高に対して軽い組成を示したのは、採水地点よりも標高が高い山頂付近に降り注ぐ降水の組成を反映した結果かも知れない。一方で、軽い組成を示したほかの二つの地域（島西部および中央北部）では代替地点を使用しておらず、同様の可能性は考えられない。一般に、蒸発のような物理的プロセスを通じて、水の酸素同位体組成が軽くなることは考えられない。したがって、この要因としては、より軽い組成を持つ水が混入するか、この地域にもたらされる降水そのものが軽い組成を持つかの何れかである。前者としては、冬季に涵養された同位体組成の軽い地下水の混入プロセスを挙げるができるが、この可能性については先に否定したとおりであり、これら地域においても例外でない。一方の後者については、雨陰効果（Scholl *et al.*,

1996; 町田, 2000）の可能性を考えることができる。雨陰効果（rain shadow）とは、降水の同位体組成が卓越風向斜面で重くなり、反対斜面で軽くなる現象である（町田, 2000）。高度効果の回帰直線をもとにすれば（Fig. 8）、これら試料の供給源となるべき水蒸気団は、島北部で標高 1,350 m（地点 12, 13）、西部で 800 m 程度（地点 38, 39）の山稜を越えてもたらされる必要がある。また、6 月と 7 月の降水は、主に南方からの季節風によりもたらされている（Fig. 3）。実際に、両地域の南側にはこれら標高に対応する山稜が存在しており（Fig. 1 波線部）、南方からの季節風にともなう雨陰効果が影響を与えるという考えは、地形的観点からも矛盾しない。このようなことから、島西部および中央北部で降水の ^{18}O 推定値が相対的に軽い組成を示したのは、山稜を超えてもたらされた降水の雨陰効果による可能性が考えられる。

まとめ

1998 年 7 月に屋久島の標高 10 ~ 1,780 m の海岸付近から山岳部にわたる 83 地点において河川水試料の採水調査を行い、酸素および水素安定同位体組成の測定を行った。その結果、以下のような知見が得られた。

1. 河川水の同位体組成は $D = 7.68 \cdot ^{18}\text{O} + 10.06$ で回帰されるとともに、その d 値は 6.5 ~ 16.1‰ の範囲でばらつきを示した。これら同位体組成の特徴から、屋久島河川水は蒸発濃縮の影響をほとんど受けずに流出していると考えられる。この考えは可能蒸発散量を指標とした検証の結果とも整合するものであった。
2. 降水と同様の同位体的特徴を持つと考えられる小規模流域（1 km² 未満）の河川水を対象として、河川水の平均標高と同位体組成との関係から同位体高度効果の算出を行った。その結果、高度効果は、 $^{18}\text{O} : -0.17\text{‰}/100 \text{ m}$, $D : -1.3\text{‰}/100 \text{ m}$ と求められた。1 km² より大きい流域を持つ河川水のほとんどは、平均標高と同位体組成との関係において、小規模流域の河川水から

求められた回帰直線上にプロットされる。このことから、屋久島河川水の同位体組成は流域規模にかかわらず高度効果のみから十分に説明され、長期間にわたって流域内で保持された地下水の混入などの影響は無視できるといえる。このような屋久島河川水の流出特性は、多量の降水および火山岩に比べ透水性の低い花崗岩流域といった屋久島特有の水文環境に起因するものと考えられる。

3. 河川水の平均標高の代替として採水地点標高を使用し、同位体組成との関係から同位体高度効果の抽出を試みた。この結果、1 km² 未満の流域の河川水を対象とした場合でも、河川水の平均標高と同様の高度効果を得ることはできなかった。このことから、屋久島において河川水から高度効果を求める上では、採水地点標高ではなく、集水域の平均標高を用いる必要があるといえる。
4. 河川水の組成をもとにした降水の ¹⁸O 値の推定分布図は、全般的に島中央の高標高域で小さく、海岸線付近の低標高で大きいという明瞭な同位体高度効果を示した。一方で、中央北部および西部など一部の地域では、標高に対して同位体組成が明らかに軽い傾向を示すなど、標高と降水の ¹⁸O 推定分布との十分な対応が得られなかった。地形および気象条件を考えあわせた結果、これらの地域で降水の ¹⁸O 推定値が軽い組成を示したのは、山稜を超えてもたらされた降水の雨陰効果による可能性が考えられる。

参考文献

- 浅井和由, 辻村真貴, 佐竹 洋 (2001): 乗鞍岳東斜面における地下水流動系と降雨流出過程, 日本水文科学会誌, **31**, 135-149.
- 稲村明彦, 安原正也 (2003): 関東平野と周辺山地の河川水の水素・酸素同位体比, 日本水文科学会誌, **33**, 115-124.
- 岩松 暉, 小川内良人 (1984): 屋久島小楊子川流域の地質, 屋久島原生自然環境保全地域調査報告書, 27-39.
- 江口 卓 (1984): 屋久島の気候 - 特に降水量分布の地域性について -, 屋久島原生自然環境保全地域調査報告書, 3-26.
- 海老瀬潜一・永淵 修 (2002): 屋久島溪流河川水質の流出特性と酸性雨影響, 陸水学雑誌, **63**, 1-10.
- 風早康平 (1997): 地下水の涵養と流動: 同位体水文学的方法, 地質ニュース, **513**, 20-25.
- 風早康平, 安原正也 (1994): 湧水の水素同位体比からみたハケ岳の地下水の涵養・流動過程, ハイドロロジー (日本水文科学会誌), **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**, 290-295.
- 加藤勇治, 浅井和由, 浅井和見, 本島 勲 (2006): 屋久島天然水の水質・同位体特性 (1) - 降水, 河川水 -, 日本地下水学会 2006 年秋季講演会講演要旨, 38-39.
- 島野安雄 (1999): 屋久島の宮之浦岳流水 鹿児島県の名水, 続名水を科学する, 203-207.
- 中村太郎, 佐藤 努, 安原正也 (2002): 御岳南東斜面における天水の高度効果, 日本水文科学会誌, **32**, 135-147.
- 永淵 修, 柿本大典, 海老瀬潜一, 浮田正夫 (2002): 溪流河川水質への森林機能の影響, 陸水学雑誌, **63**, 11-19.
- 玉井幸治, 服部重明 (1994): 落葉広葉樹林における林床面蒸発のモデル化と流域への適応, 日本林学会誌, **76**, 233-241.
- 千葉 仁, 酒井 均, 安武正敏 (1985): 水試料の酸素同位体比の自動測定, 岡山大学温泉研究報告, **56**, 27-34.
- 林 武司, 内田洋平, 石井武政 (2003): 南西諸島における予察的水文環境研究, 日本水文科学会誌, **33**, 13-18.
- 日下田紀三 (2002): 屋久島自然観察ガイド, 山と溪谷, 127p.
- 日比野雅俊 (1986): 屋久島の水と水輸出計画, 名

- 古屋経済大学市邨学園短期大学人文科学研究会
人文科学論文集, **39**, 105-126.
- 町田 功 (2000): 東京都三宅島における降水の酸素安定同位体比時空間変化, 水文・水資源学会誌, **13**, 103-113.
- 水谷義彦, 佐竹 洋 (1997): 地下水かん養源の指標としての河川水の水素および酸素同位体組成, 地下水学会誌, **39**, 287-297.
- 宮下雄次 (2001): 酒匂川流域における流域平均標高と河川水の酸素同位体比との関係, 神奈川県温泉地学研究所報告, **32**, 7-16.
- 藪崎志穂, 田瀬則雄, 木方展治, 結田康一 (2003): 茨城県つくば市の水田・畑地・林地における土壌水および地下水の酸素安定同位体比の特徴, 日本水文学会誌, **33**, 161-176.
- 山中 勝, 中野孝教 (2004): 屋久島河川水の水質および安定同位体組成について, 2004 年度日本水文学会学会大会発表要旨集, **19**, 40-41.
- 山中 勝, 奥村雄男, 中野孝教, 島野安雄 (2005): 名水を訪ねて (69), 屋久島の名水, 地下水学会誌, **47**, 253-262.
- 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.
- Blanken P. D., Black, T. A., Neumann, H. H., den Hartog, G., Yang, P. C., Nesic, Z., and Lee, X. (2001): The seasonal water and energy exchange about and within a boreal aspen forest. *Journal of Hydrology*, **245**, 118-136.
- Clark, I., and Fritz, P. (1997): Environmental Isotopes in Hydrology. Lewis, New York, 328p.
- Coleman, M. L., Shepherd, T. J., Durham, J. J., Rouse, J. E., and Moore, G. R. (1982): Reduction of water with zinc for hydrogen isotope analysis. *Analytical Chemistry*, **54**, 993-995.
- Dansgaard, W. (1964): Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, **16**, 436-468.
- Epstein, S., and Mayeda, T. (1953): Variation of ^{18}O content of waters from natural sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **4**, 213-244.
- Faure, G. (1986): Principles of Isotope Geology, 2nd ed. John Wiley and Sons, New York. 589p.
- Granier, A., Biron, P., and Lemoine, D. (2000): Water balance, transpiration and canopy conductance in two beech stands. *Agricultural and Forest Meteorology*, **100**, 291-308.
- Majoube, M. (1971): Fractionnement en oxygène 18 et en deutérium entre l'eau et sa vapeur. *Journal de Chimie Physique et de Physico-chimie biologique*, **10**, 1423-1436.
- Kelliher, F. M., and Black, T. A. (1986): Estimating the effects of understorey removal from a Douglas-fir forest using a two-layer canopy evapotranspiration model. *Water Resources Research*, **22**, 1891-1899.
- Mazor, E. (1997): Chemical and Isotopic Groundwater Hydrology, The Applied Approach, second ed., Marcel Dekker, New York, 413p.
- Nakano, T., Okumura, M., Yamanaka, M., and Satake, K. (2001): Geochemical characteristics of acidified stream water in Yakushima island, a world natural heritage site. *Water, Air and Soil Pollution*, **130**, 869-874.
- Scholl, M. A., Ingebritsen, S. E., Janik, C. J., and Kauahikaua, J. P. (1996): Use of precipitation and groundwater isotopes to interpret regional hydrology on a tropical volcanic island: Kilauea volcano area, Hawaii. *Water Resources Research*, **32**, 3525-3537.
- Siegenthaler, U. (1979): Stable hydrogen and oxygen isotopes in the water cycle. In: Jäger and Hunziker (Eds.) *Lectures in Isotope Geology*, Springer, Berlin, 264-273.
- Sklash, M. G., Farvolden, R. N., and Fritz, P. (1976): A conceptual model of watershed response to rainfall, developed through the use of oxygen- 18 as a natural tracer. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **13**, 271-283.
- Wilson, K. B., Hanson, P. J., Mulholland, P. J., Baldocchi, D. D., and Wullschlegel, S. D. (2001):

A comparison of methods for determining forest evapotranspiration and its components: sap-flow, soil water budget, eddy covariance and catchment water balance. *Agricultural and Forest Meteorology*, **106**, 153-168.

Yasuhara, M., Marui, A., and Kazahaya, K. (1997): Stable isotopic composition of groundwater from Mt. Yatsugatake and Mt. Fuji, Japan. *IAHS*

publication, **244**, 335-344.

(受付 : 2006年 3 月24日)

(受理 : 2007年 1 月31日)

この論文に対する「討論」を2007年11月30日まで受け付けます。