

酸素同位体比を利用した 猪苗代湖における蒸発率の簡易測定法の提案

PROPOSAL OF SIMPLE MEASUREMENT METHOD FOR EVAPORATION RATE BY USING OXYGEN ISOTOPIIC RATIO IN THE INAWASHIRO LAKE

宮路 和葉¹・岡田 啓²・井伊 博行³・長林 久夫⁴
Kazuha MIYAJI, Satoshi OKADA, Hiroyuki II and Hisao NAGABAYASHI

¹和歌山大学システム工学部環境システム学科 (〒640-8441 和歌山県和歌山市栄谷930)

²和歌山大学大学院システム工学研究科 (現. 竹中工務店) (同上)

³和歌山大学教授 システム工学部 (同上)

⁴日本大学教授 工学部 (〒963-8642 福島県群山市田村町徳定字中河原1)

Using oxygen isotopic ratio and humidity, a new simple method of measurement for an evaporation rate in a lake is proposed. The oxygen isotopic ratio of the Inawashiro Lake is thought to have increased from -10.3‰ to -9.3‰ estimating from river flow rates and lake and river oxygen isotopic ratios. As a result of some evaporation experiments, the relation between evaporation ratio, initial oxygen isotopic ratio and humid was analyzed and then the evaporation ratio in the Inawashiro Lake was estimated 5.6 % from the relation and oxygen isotopic ratios. The evaporation in the Inawashiro Lake is calculated about 560 mm per year from 5.6 % evaporation ratio, lake inflow and lake area and is in agreement with that estimated by Jacob equation.

Key Words : evaporation, oxygen isotopic ratio, the Inawashiro Lake

1. はじめに

水収支や水資源管理を考える上で、蒸発率を算出することは重要である。気象観測では蒸発パンを使って蒸発率を算出している。蒸発パンとはある期間内の蒸発量を測定する装置である。しかし、実際の湖や池では蒸発が起こっている期間（滞留時間）はわからない。滞留時間は湖の全体積を流量で割ったものであるが、流量が流入量＝流出量の時だけこの計算は成立する。実際には、湖に河川水が流入してから流出するまでの間に、蒸発や地下浸透、湧水などの現象があるので、流入量≠流出量である。蒸発量と地下浸透量は測定が困難なので、滞留時間を正確に求めることができない。流量は変動するので連続的に測定が必要であり、容易ではない。それゆえ、パンで測定した蒸発量を使って実際の湖や池の蒸発量を推定することは困難である。蒸発量と地下浸透量に比べて流出量の方が大きいので、多くの場合、蒸発量と地下浸透量を無視して滞留時間を求めているが、これは誤差

を含み、正確ではない。そこで、本研究では、実際の湖の蒸発率を算出する方法を提案し、推定された蒸発量について考察する。

水の酸素・水素同位体比は降水起源の場合、天水線 ($\delta D = 8 \cdot \delta^{18}O + 10$) 上にあるが、蒸発が起こると、その割合に応じて、天水線から離れるので、蒸発前の流入する河川水の同位体比と蒸発後の湖の同位体比を比較することで、蒸発率を推定することができる。蒸発率は、液体の表面から蒸発する液体の量をもともとあった水の量で割ったものを百分率で表したものである。

本研究対象地である猪苗代湖は、福島県のほぼ中央に位置している。面積103.3km²、貯水量38.6億m³、最大水深約94m、湖周55.3kmである。猪苗代湖は猪苗代盆地にあり、湖岸は猪苗代町・会津若松市・郡山市に面し、大小21の河川が注いでいる。最大の水源は長瀬川である。また、周囲は山々に囲まれている。猪苗代湖は、琵琶湖、霞ヶ浦、サロマ湖に次いで、日本で4番目に大きい湖である。湖の滞留時間がおおよそ1350日¹⁾と長く、蒸発率はこの地域の水収支を考える上で必要なため、福島県猪苗

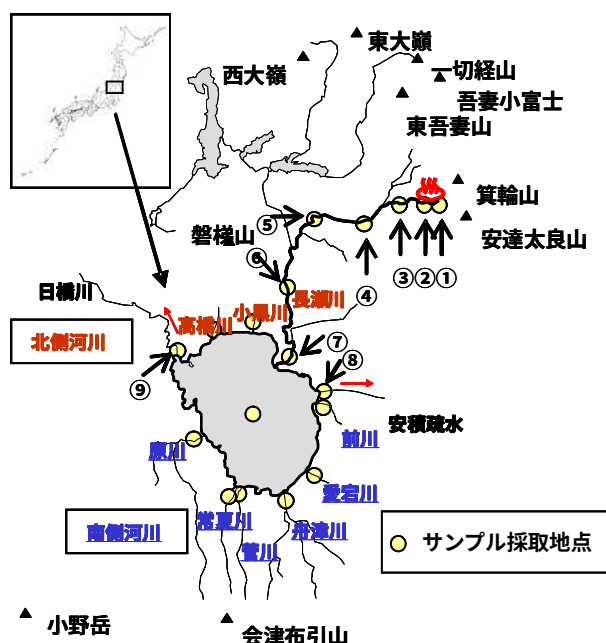


図-1 調査地概要図

代湖を研究対象地に選定した。

2. 分析手法

(1) 現地調査

図-1はサンプル採取地点を記入した調査地概要図である。サンプルは6つに分類し、猪苗代湖からの流出水を“安積疏水・小石ヶ浜”，猪苗代湖湖心のサンプルを“猪苗代湖湖心”，猪苗代湖の北側から流入する「長瀬川・小黒川・高橋川」を“北側河川”，猪苗代湖の南側から流入する「原川・常夏川・菅川・仲川・舟津川・愛宕川・前川」を“南側河川”，猪苗代湖の北湖岸で採水したサンプルを“湖北側浜”，猪苗代湖の南湖岸で採水したサンプルを“湖南側浜”として示した。長瀬川流域の採水は2004年5月7日，6月26日，8月6日，10月2日，11月7日の計5回にわたり，①～⑦と⑧，⑨の猪苗代湖流出口で行った。猪苗代湖に流入する9つの河川水は2004年5月7日から2005年6月3日までの間で各河川4～7回（前川・愛宕川は各1回）採水した。湖底・表層・湖心のサンプルも2004年5月7日から2005年6月3日までの間に数回採水した。湖底のサンプルはバンドーン採水器を用いて採水した。2004年7月18日には，長瀬川・舟津川・菅川・常夏川・原川において，降雨による増水時の河川水の採水を行った。水道水は，2005年11月1日に和歌山大学に設置してある水道から採水した。

(2) 蒸発実験と分析手法

水素・酸素の同位体比の測定は，水素・炭酸ガス平衡法によって前処理を行った後，同位体比測定用質量分析

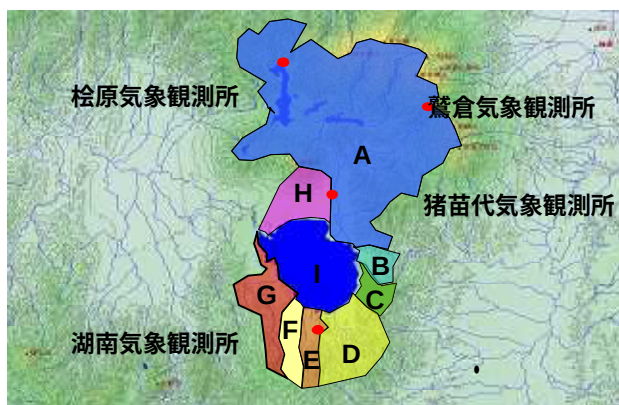


図-2 猪苗代湖集水域内にある気象観測所の位置と各流域の集水域の区分

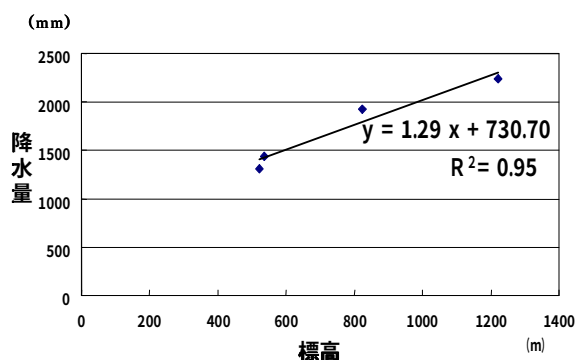


図-3 猪苗代湖集水域内の標高-降水量グラフ

装置 (Finnigan Mat Delta Plus) で測定した。酸素同位体比の測定誤差は±0.1‰，水素同位体比は±1.0‰である。同位体比は平均標準海水 (SMOW) に対する千分偏差 (‰) で表示する。計算式は以下の通りである。Rxは試料水の同位体比，Rsは標準海水の同位体比を表す。

$$\delta = (R_x - R_s) / R_s \times 1000 \quad (1)$$

実験は，1) 室内における水道水と長瀬川河川水の蒸発実験，2) 屋外における水道水と長瀬川河川水の蒸発実験の2つの方法で行った。室内，屋外共に直径170mm，高さ300mm，口の直径75mm，容量5Lのポリビンに水道水と長瀬川河川水をそれぞれ約5000g入れ，蒸発実験を行い，実験時の温度・湿度は，記憶計 (佐藤計量器製作所 SK-L200THII) により1時間おきに記憶した。室内では低温恒温器 (サンヨー MIRI153) 内で10℃及び30℃の温度設定で蒸発させた。水道水と河川水を蒸発させている期間中，数日おきに残量水の採水を行った。屋外実験は和歌山大学システム工学部B棟の屋上の常に日光が当たる場所に屋外簡易実験装置を設置した。

表-1 流域ごとの月平均気温 (°C)

流域	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
A	-2.7	-2.7	0.6	7.2	12.8	17.1	20.6	22.0	17.5	11.3	5.4	0.2
B	-2.5	-2.5	0.8	7.4	13.0	17.3	20.8	22.2	17.7	11.5	5.6	0.4
C	-2.6	-2.6	0.7	7.3	12.9	17.2	20.7	22.1	17.6	11.4	5.5	0.3
D	-2.5	-2.5	0.8	7.4	13.0	17.3	20.8	22.2	17.7	11.5	5.6	0.4
E	-2.5	-2.5	0.8	7.4	13.0	17.3	20.8	22.2	17.7	11.5	5.6	0.4
F	-2.5	-2.5	0.8	7.4	13.0	17.3	20.8	22.2	17.7	11.5	5.6	0.4
G	-2.5	-2.5	0.8	7.4	13.0	17.3	20.8	22.2	17.7	11.5	5.6	0.4
H	-2.5	-2.5	0.8	7.4	13.0	17.3	20.8	22.2	17.7	11.5	5.6	0.4
I	-2.4	-2.4	0.9	7.3	13.1	17.4	20.9	22.3	17.8	11.6	5.7	0.5

表-2 各月の可照時間

	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
北緯38度	0.82	0.89	0.99	1.09	1.18	1.23	1.21	1.13	1.04	0.93	0.84	0.79

表-3 年間の総蒸発散量 (mm/year)

流域	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	合計
A	0.0	0.0	1.7	32.9	71.3	100.0	126.1	127.7	86.8	48.8	18.2	0.4	613.9
B	0.0	0.0	2.3	33.5	72.0	100.9	127.2	128.8	87.5	49.3	18.6	0.8	620.9
C	0.0	0.0	2.1	33.3	71.7	100.6	126.8	128.4	87.3	49.1	18.5	0.7	618.5
D	0.0	0.0	2.4	33.5	72.0	100.9	127.3	128.9	87.6	49.3	18.6	0.9	621.4
E	0.0	0.0	2.4	33.5	72.0	101.0	127.3	129.0	87.6	49.3	18.7	0.9	621.7
F	0.0	0.0	2.3	33.5	72.0	100.9	127.2	128.8	87.5	49.3	18.6	0.8	620.9
G	0.0	0.0	2.3	33.4	72.0	100.9	127.2	128.8	87.5	49.3	18.6	0.8	620.8
H	0.0	0.0	2.2	33.4	71.9	100.7	127.0	128.6	87.4	49.2	18.5	0.8	619.7
I	0.0	0.0	2.6	33.7	72.3	101.3	127.7	129.4	87.9	49.5	18.8	1.1	624.3

表-4 猪苗代湖に流入する河川比率

流域	流域総降水量	年間蒸発散量	河川流量	流量比率
A	9077	2765	6312	61.2%
B	281	115	166	1.6%
C	244	99	145	1.4%
D	1206	465	741	7.2%
E	398	148	250	2.4%
F	335	152	183	1.8%
G	821	270	551	5.3%
H	848	383	465	4.5%
I	1502	0	1502	14.6%
合計	14712	4397	10315	100.0%

(単位 十万m³)

3. 猪苗代湖における酸素同位体比の変化

(1) 猪苗代湖に流入する河川の水量比の推定

猪苗代湖には多数の河川が流入しているため、猪苗代湖に流入する河川水の比率を求めた。流域の総降水量から蒸発散量を引いたものを各流量とし、その値から比率を求めた。

図-2は猪苗代湖の集水域内にある気象観測所の位置と各流域の集水域の区分(A~I)を示している。図-3は気象観測所の過去10年間(1996~2005年)の平均降水量のデータをグラフ化したもので、標高-降水量の関係を表している。猪苗代湖の集水域では、標高が高いほど降水量は多くなっており、標高と降水量の間に相関関係が見られる。降水量の標高依存性は様々な研究で確認されており²⁾、本研究対象地においても、降水量の標高依存性がみられる。そのため、現地の気象観測所のデータを元に各流域の降水量と標高を考慮して推定した。流域の総降水量から蒸発散量を引いたものを各河川の流量として

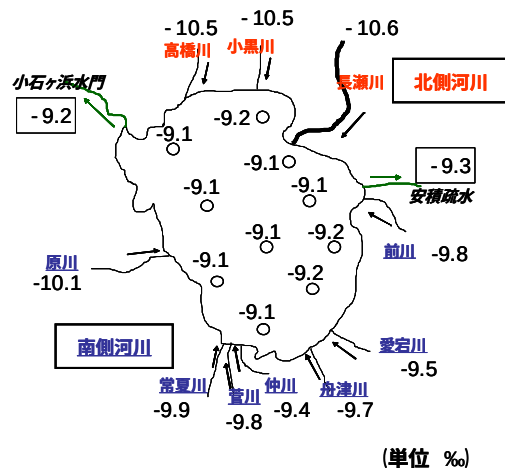


図-4 猪苗代湖に流入する河川の酸素同位体比の平均と猪苗代湖湖底の酸素同位体比の水平分布
(河川の値は2004年5月7日から2005年6月3日までの間で4~7回(前川・愛宕川は各1回)採水した河川ごとの酸素同位体比の平均値である。湖底のサンプルは2004年8月6日に採水した。)

求めた。

流域の蒸発散量は、Thornthwaite法³⁾によって推定した。Thornthwaite法は気象学・水文学の分野で広く適用されている方法であり、日平均気温と可照時間から可能最大蒸発散量を算出する方法である。蒸発散量を算出する際の気温データは、猪苗代町の気象観測所の過去10年間(1996~2005年)の気温データを基準にして気温通減率(-0.6°C/100m)より求め、その結果を表-1に示す。可照時間は、緯度で決まり12h/dayを1とし、表-2に各流域の可照時間を示す。Thornthwaite法を用いて流域ごとの年間蒸発散量を求め、流域別に総降水量から年間蒸発散量を引いてそれぞれの河川流量を算出した。Thornthwaite法の計算式は式(2)~(4)の通りである。

$$J = \sum (t_j / 5)^{1.514} \quad (2)$$

$$a = 0.000000675J^3 - 0.0000771J^2 + 0.01792J + 0.49293 \quad (3)$$

$$Ep = 0.533Do (10t_j / J)^a \quad (4)$$

Jは年間総熱指数、 t_j は各月の平均気温、 Ep は各月の日平均蒸発能(mm/day)、 Do は各月の可照時間である。各月の日平均蒸発散能から年間の総蒸発散量(mm/year)を求めたものを表-3に示す。

以上の方法で求めた各流域の年間総降水量、年間蒸発散量、年間河川流量、猪苗代湖への流入比を表-4に示した⁴⁾。流入比が最も高い流域は長瀬川で61.2%、次いで猪苗代湖に直接降る雨で14.6%である。

(2) 猪苗代湖集水域の同位体比の分布

猪苗代湖に流入する河川のうち主要な10河川の水を採取し分析した。図-4に猪苗代湖に流入する10河川の河川水と流出口2地点の同位体比と猪苗代湖湖底の酸素同位

表-5 湖心における垂直方向の酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$ 値)

$\delta^{18}\text{O}$	2004/6/9	2004/8/9	2004/10/15	2005/6/3
湖心表層	-9.3 ‰	-9.1 ‰	-9.1 ‰	-9.3 ‰
湖心10m	-9.3 ‰	-9.2 ‰	-9.1 ‰	-9.3 ‰
湖心20m	-9.2 ‰	-9.3 ‰	-9.1 ‰	-9.3 ‰
湖心50m	-9.1 ‰	-9.1 ‰	-9.2 ‰	-9.3 ‰
湖心90m	-9.1 ‰	サンプル無し	-9.2 ‰	サンプル無し

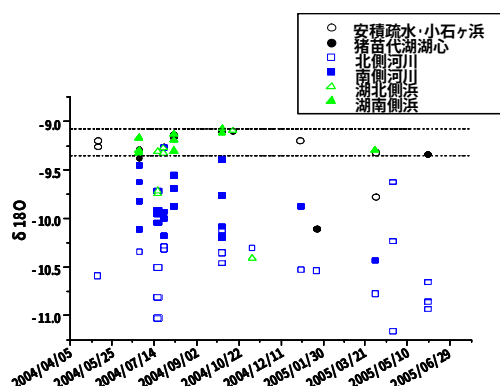


図-5 流域別の酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$ の値) の変動

体比の水平分布を示す。図-4の河川の値は、2004年5月7日から2005年6月3日までの間で4～7回（前川・愛宕川は各1回）採水した河川ごとの酸素同位体比の平均値である。湖底のサンプルは2004年8月6日に採水した。北側河川（長瀬川・小黒川・高橋川）の同位体比-10.6～-10.5‰は、南側河川の流入水の同位体比-9.9～-9.4‰より低い。猪苗代湖の北側には2000m級の山脈があり、南側には1000m級の山脈がある。猪苗代湖から流出する安積疏水と小石ヶ浜水門の2地点の同位体比-9.3‰、-9.2‰は、猪苗代湖に流入する全河川の同位体比-10.6～-9.4‰より高い。よって、猪苗代湖の流出水の酸素同位体比が流入水の酸素同位体比より高い値を示したのは、猪苗代湖湖水が蒸発しているからと考えられる。猪苗代湖湖底の同位体比の違いは0.1‰以内であるので、測定誤差±0.1‰を考慮しても猪苗代湖湖底の酸素同位体比は均一であるといえる。猪苗代湖表層についても同様の結果であった。

表-5に猪苗代湖湖心における垂直方向（表層、水深10m、水深20m、水深50m、水深90m）の酸素同位体比の値を示す。計4回の採水を行った。垂直方向での酸素同位体比はいずれも0.2‰以内におさまっている。採水時期の違い4回分のサンプルを比較しても、酸素同位体比の違いは0.2‰以内である。酸素同位体比の測定誤差は±0.1‰なので、猪苗代湖水は表層と水中の同位体比の差は小さい。

調査期間中の猪苗代湖周辺の酸素同位体比の変動を図-5に示す。図-5より、北側河川の酸素同位体比は-10.2～-11.2‰、南側河川の酸素同位体比は-9.3～-10.2‰、湖の北側浜と南側浜の酸素同位体比はグラフ破線内の-9.1

～-9.3‰の範囲にほぼある。この破線の範囲は、猪苗代湖の垂直方向と水平方向での酸素同位体比の値の範囲である。よって、猪苗代湖湖水・北側河川・南側河川はそれぞれ、年間を通して大きな変動していない。

(3) 河川流量をもとにした猪苗代湖湖水の酸素同位体比の推定

調査期間中の猪苗代湖の流入水と流出水の酸素同位体比の平均値は、流域A-10.6‰、流域B-9.8‰、流域C-9.5‰、流域D-9.7‰、流域E-9.6‰、流域F-9.9‰、流域G-10.1‰、流域H-10.5‰、流出水-9.3‰であった。流出水の同位体比とは、猪苗代湖内で変化した後の酸素同位体比である。この変化は、猪苗代湖集水域内で猪苗代湖の流出水よりも低い同位体比がないことから、蒸発による同位体濃縮であると考えられる。しかし、同位体比の変動の大きさから濃縮率を求めるためには、濃縮前の猪苗代湖の同位体比が必要である。

そこで、各河川流域の猪苗代湖への流入比をもとに、蒸発による同位体濃縮が起こる前の同位体比を求めた。猪苗代湖に直接降る雨の同位体比は、猪苗代湖湖心と同緯度であり、かつ、標高の高い山のない前川流域の同位体比と同じ値 ($\delta^{18}\text{O} = -9.8‰$) を用いる。表-5の流量比率を用い、同位体濃縮が起こる前の酸素同位体比を求める計算式を式 (5) に示す。

$$\sum a_k b_k / 100 \quad (5)$$

a_k は各河川の酸素同位体比、 b_k は各河川の猪苗代湖への流入比率を表す。式 (5) より、濃縮が起こる前の猪苗代湖水は $\delta^{18}\text{O} = -10.3‰$ であると推定した。よって、猪苗代湖水は蒸発により、酸素同位体比が-10.3‰から-9.3‰に変化したと考えられる。

4. 蒸発実験による同位体比の変化

(1) 蒸発率と酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$) の関係

蒸発に伴う同位体比の変化は式 (6) で表される。

$$\frac{d\delta_L}{d \ln f} = \frac{h_A(\delta_L - \delta_A)/(1 + \delta_L) - \epsilon^*}{(a - h_A)(a \cdot \alpha_{\text{vap-liq}} \cdot e_{i,L}/e + e_i/e)} \quad (6)$$

δ_L は湖水中での水の同位体比、 f は初めの水に対して残った水の割合、 h_A は水面の温度下での飽和水蒸気圧に対する相対湿度、 δ_A は大気中の水の同位体比、 ϵ^* は大気中の水の伝送に伴う動的同位体効果の平衡蒸気圧比、 a は水面の水の活量、 $\alpha_{\text{vap-liq}}$ は共存する水蒸気と水の間の同位体分布係数、 $e_{i,L}$ は水中の重水の拡散に対す

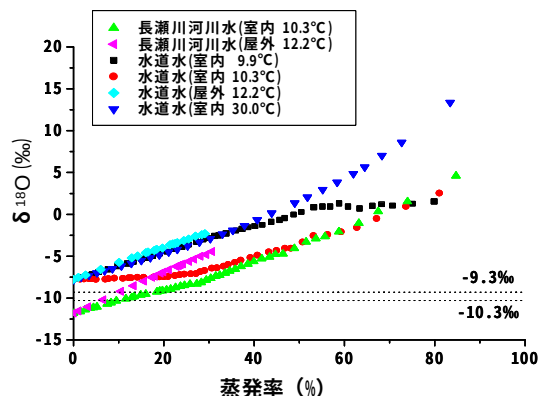


図-6 蒸発率と酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$) の関係

る抵抗, e は定数で大気中の水蒸気の拡散に対する抵抗, e_s は大気中の重水の拡散に対する抵抗を表している。式 (6) より, 蒸発によって水の同位体比は一方的に重くなるのではなく, 空気中の水蒸気の同位体比と湿度によって支配される⁵⁾。

屋外では風が吹いているので空気中の水蒸気の同位体比は変化する。しかし, 室内では空気の出入りがなく, 空気中の水蒸気の同位体比はあまり変化しないので, 室内での蒸発は蒸発した水の同位体比に支配される。空気中の水蒸気の同位体比の制御は困難なので, 制御しやすい湿度に着目した。

蒸発実験は, 長瀬川河川水と水道水を使用し, 室内と屋外で行った。室内実験は低温恒温器を用いた。低温恒温器内の平均気温9.9°Cでは平均湿度64.2%, 平均気温10.3°Cでは平均湿度74.2%, 平均気温30.0°Cでは平均湿度41.2%であった。屋外実験での平均気温は12.2°C, 平均湿度は62.3%であった。

図-6に蒸発率と酸素同位体比の関係を示す。x軸方向が蒸発率, y軸方向が酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$) の値を表している。ここでの蒸発率とは, 各時間における実験開始からの積算の蒸発量をサンプルの水で割ったものである。図中の2つの点線は, 蒸発による濃縮が起こる前の湖の酸素同位体比の値 (-10.3‰) と濃縮が起こった後の湖の酸素同位体比の値 (-9.3‰) を示している。

蒸発率が高くなるにつれて, 酸素同位体比の値は大きくなっている。10.3°Cで蒸発した長瀬川河川水と水道水を比較すると, 長瀬川河川水の方が変化する割合が大きい。12.2°Cで蒸発した長瀬川河川水と水道水でも同様のことが言える。

次に, 温度が違う2つの長瀬川河川水を比較する。10.3°Cで蒸発した長瀬川河川水より12.2°Cで蒸発したときの長瀬川河川水の方が変化する割合が大きい。同じ蒸発率でも温度や湿度が異なるならば, 酸素同位体比の値は異なった値を示す。水道水も同様である。

また, 蒸発率が20%であるときそれぞれのサンプルの酸素同位体比の値は異なった値を示している。6つのサンプルの違いは, 蒸発する前の酸素同位体比の値と温

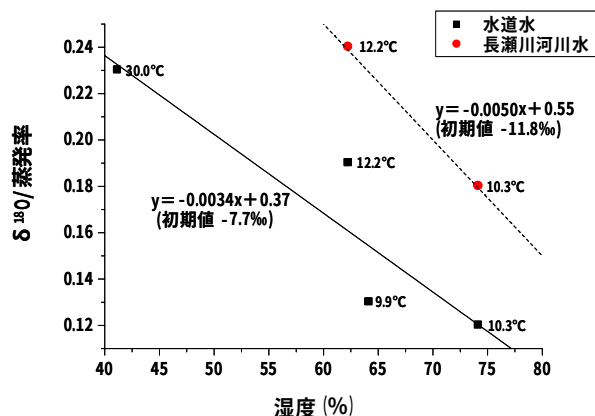


図-7 湿度と $\delta^{18}\text{O}$ /蒸発率の関係

度・湿度である。よって, 同じ蒸発率であっても蒸発する前の酸素同位体比の値と湿度が異なると, 酸素同位体比の値は異なった値を示す。

以上より, 蒸発時の酸素同位体の値は, 蒸発する前の酸素同位体比の値と湿度が影響していると考えられる。

(2) 湿度と $\delta^{18}\text{O}$ /蒸発率の関係

蒸発時の酸素同位体の値は, 蒸発する前の酸素同位体比の値と湿度が影響している。そこで, 湿度と $\delta^{18}\text{O}$ /蒸発率にどのような関係があるのかをみていく。

図-7に湿度と $\delta^{18}\text{O}$ /蒸発率の関係を示す。x軸方向が蒸発率, y軸方向が $\delta^{18}\text{O}$ /蒸発率の値を表している。ここでの蒸発率とは, 各時間における実験開始からの積算の蒸発量をサンプルの水で割ったものである。 $\delta^{18}\text{O}$ /蒸発率は蒸発率1%に対する酸素同位体比の増加量を表している。湿度と $\delta^{18}\text{O}$ /蒸発率には負の相関関係がみられた。図-7中の直線は水道水のサンプルの近似直線であり, その関係は $y = -0.0034x + 0.37$ である。また, 破線は長瀬川河川水のサンプルの近似直線であり, その関係式は $y = -0.0050x + 0.55$ である。

水道水は湿度が低いと $\delta^{18}\text{O}$ /蒸発率が大きく, 湿度が高くなると次第に右下に推移している。長瀬川河川水も水道水と同様な傾向がある。湿度が低いと蒸発率1%に対する酸素同位体比の増加量は大きく, 湿度が高くなるにつれて, 蒸発率1%に対する酸素同位体比の増加量は小さくなる。

10.3°Cの温度で蒸発した水道水と長瀬川河川水, 12.2°Cの温度で蒸発した水道水と長瀬川河川水は温度・湿度は同じであるが, $\delta^{18}\text{O}$ /蒸発率は異なる。気温と湿度は同じであるので, この時の水道水と長瀬川河川水の違いは蒸発前の酸素同位体比の値である。水道水の蒸発前の酸素同位体比の値は-7.7‰, 長瀬川河川水の蒸発前の酸素同位体比の値は-11.8‰であり, 水道水より長瀬川河川水の方が4.1‰低いことから, 同じ温度・湿度の条件下では蒸発前の酸素同位体比の値の影響を受け, 蒸発前の酸素同位体比の値が低い方が $\delta^{18}\text{O}$ /蒸発率は大きい。

以上より $\delta^{18}\text{O}$ /蒸発率を変化させる要因は, 湿度 (空気中の水蒸気量) と蒸発前の酸素同位体比の値であると

考えられる。

5. 猪苗代湖の蒸発率の推定

蒸発実験の結果から猪苗代湖における蒸発率を推定する。猪苗代湖の蒸発による同位体の濃縮は、酸素同位体比が -10.3‰ （蒸発前）から -9.3‰ （蒸発後）であると考えられる。蒸発率の算出には図-7の湿度と $\delta^{18}\text{O}$ /蒸発率の関係を利用する。

猪苗代湖の平均湿度は74.0%であり、猪苗代湖への流入量の半分以上が長瀬川からなので、猪苗代湖の蒸発量を求める際は、湿度と長瀬川河川水の近似直線から求める。湿度74.0%に対する長瀬川河川水の近似直線との交点のy座標は0.18である。よって、 $\delta^{18}\text{O}$ /蒸発率=0.18である。蒸発による酸素同位体の濃縮は $+1.0\text{‰}$ であるから、 $\delta^{18}\text{O}=1$ である。よって、式(6)が成り立つ。

$$\frac{1\text{‰}}{\text{蒸発率}} = 0.18 \quad (6)$$

式(6)より、猪苗代湖に水が流入してから流出するまでに5.6%蒸発することになる。表-4に示した猪苗代湖への年間流入量 10315 十萬m^3 に蒸発率5.6%をかけて、猪苗代湖の面積 103.3km^2 で割り、年間蒸発量を求める。その結果、年間蒸発量は約560mmであった。

過去に猪苗代湖の蒸発量をJacobs (1975)の方法⁶⁾を使用して算出した研究例がある。その結果、猪苗代湖の年間蒸発量は595.1mmであった⁷⁾。Jacobsの方法の計算式は以下の通りである。

$$Er = \psi * (e_w - e_a) \quad (7)$$

$$\psi = 0.142V_w \quad (8)$$

Er は蒸発量、 e_w は水面上での水蒸気圧（水温に対する飽和水蒸気圧）、 e_a は水面上6mの空気中の水蒸気圧、 ψ は風速及び大気圧の関数、 V_w は水面上6mの平均風速（m/sec）である。式(7)・(8)より、Jacobsの方法では、蒸発率は水面の水蒸気圧・空気中の水蒸気圧・風速の影響を受ける。

本研究では、猪苗代湖の年間蒸発量は約560mmになり、これはJacobsの方法とおおよそ同じ値であった。このことから、湿度と酸素同位体比を用いて蒸発率を算出する方法は有効であると言える。

6. まとめ

本研究は、猪苗代湖における蒸発率を酸素同位体比と

湿度を用いて、簡易に算出することを目的とした。

猪苗代湖集水域において、猪苗代湖湖水の約61%が長瀬川から流入する水であり、約15%が猪苗代湖湖面に直接降る雨である。残りの24%は長瀬川以外の中・小河川からの流入である。猪苗代湖の湖水は長瀬川河川水の影響を多く受けている。また、猪苗代湖湖水の酸素同位体比は蒸発により -10.3‰ から -9.3‰ に増加していると推定できた。

蒸発実験の結果より、蒸発には水が蒸発する前の酸素同位体比の値と湿度が影響することがわかった。そこで、本研究では湿度と猪苗代湖に流入する河川水と猪苗代湖湖水の酸素同位体比の関係を用い、蒸発率を求めた。その結果より、猪苗代湖において、水が湖に流入して流出するまでに5.6%蒸発し、年間蒸発量は約560mmであると推定した。過去の研究の結果、Jacobsの方法では猪苗代湖の年間蒸発量は595.1mmであり、本研究の結果とおおよそ同じ値であった。従来の方法では正確な滞留時間がわからないため、実際の湖の蒸発率と一致するか判断することは困難であった。しかし、本論文の方法では、蒸発前の水の酸素同位体比と湿度の2つを用いることにより、簡易に湖の蒸発率を算出することができた。

参考文献

- 1) 福島県生活環境部環境指導課ホームページ：
<http://www.pref.fukushima.jp/kannkyou/index.html>.
- 2) 後藤大輔, 井伊博行, 平田健正, 吉国孝成, 大塚康範, 金川正敏: 環境同位体と流量測定によるトンネル湧水の起源推定, 環境工学論文集, 第41巻, pp.665-674, 2004.
- 3) 土木学会: 水理公式集 (平成11年版) pp.17-18, 1999.
- 4) 土木学会: 水理公式集 (昭和46年改訂版) pp.111, 1971.
- 5) 立見辰雄編: 現代鉱床学の基礎, pp.110-113, 1977.
- 6) 土木学会: 水理公式集 (昭和46年版) pp.110, 1971.
- 7) 渡辺明: 猪苗代湖の熱源的役割, 天気, 第30巻 (3), pp.137-142, 1983.
- 8) Mizota C. and Kusakabe M.: Spatial distribution of δD and $\delta^{18}\text{O}$ values of surface and shallow groundwaters from Japan, south Korea and east China. *Geochemical Journal*, Vol. 28, pp. 387-410, 1994.
- 9) Gunter Faure and Teresa M. Mensing: *Isotopes*, Wiley 2002.
- 10) 井伊博行, John Sherwood, Fran Stanitti, Nick Turcozy, 平田健正, 西川雅高: オーストラリア, ビクトリア州南西部の範乾燥地河川水の酸素・水素同位体比および溶存成分について, 土木学会論文集, No.719/II-61, pp.1-9, 2002.
- 11) 井伊博行, 平田健正, 佐原尚美, 伏井邦彦: 和歌山県と大阪府における降水中の溶存成分および水素, 酸素安定同位体比, 水工学論文集, 第45巻, pp.289-294, 2001.

(2007.9.30受付)