

富士山の地下水とその涵養プロセスについて

安原正也*・風早康平*・丸井敦尚*

An Isotopic Study on Where, When and How Groundwater is Recharged in Fuji Volcano, Central Japan

Masaya YASUHARA*, Kohei KAZAHAYA* and Atsunao MARUI*

Isotope tracer methods were used to determine recharge elevations for groundwater in Fuji volcano and evaporation processes taking place on its flanks. The $\delta^{18}\text{O}$ variations of precipitation with elevation yielded different *precipitation lines* for the north and other flanks. The leeward north flank precipitation is more isotopically depleted than that on the windward flanks. The *recharge water lines* were calibrated by the spring, shallow well, and cavern waters of local origin for the respective flanks. Based on the recharge water lines, recharge elevations for groundwater samples were found **1400–2700 m a.m.s.l.** on the north flank and **1100–2250 m a.m.s.l.** on the other flanks. Higher recharge elevations on the north flank may be attributed to the distribution of permeable lava flows of younger age originating in upper areas on the north flank. These recharge areas on the flanks should be preserved from future development to prevent further depletion and deterioration of groundwater resources in the Fuji volcano area. On the other hand, there found to be a marked off set in $\delta^{18}\text{O}$ between the precipitation and recharge water lines at a given elevation for each of the flanks. The difference Δ in $\delta^{18}\text{O}$ between the precipitation and recharge water lines at a given elevation probably results from isotopic enrichment caused by evaporation during infiltration in recharge areas. In the elevation range **1000–3000 m a.m.s.l.**, Δ ranges from **1.5 to 3.4‰** for the leeward north flank. For the windward south flank, Δ ranges from **1.3‰** at **3000 m a.m.s.l.** to **2.7‰** at **600 m a.m.s.l.** Based on these Δ values, we calculated annual evaporation losses (evaporation rate) as a function of elevation using the Rayleigh type equation. The evaporation rate ranges from **12 to 28%** of the annual precipitation for the north flank and from **11 to 24%** of the annual precipitation for the south flank. At a given elevation, the evaporation rate from the north flank is **2 to 7%** more than that from the south flank, and is attributed to a longer duration of sunshine and lower humidity in a summer period on the north flank than on the south flank.

Key words: Fuji volcano, groundwater, isotopes, recharge elevation, evaporation rate

1. はじめに

日本を代表する火山である富士山(標高3,776 m)は静岡・山梨両県の県境に位置する(図1)。太平洋に面した孤立峰である富士山には年間を通じて大量の降水がもたらされる。山本(1971)によれば総降水量は年間22億トンにのぼる。雨あるいは雪として山麓にもたらされる膨大な降水は、スコリアや溶岩などの透水性の良い火山噴出物で覆われた地表から速やかに浸透・透過して地下水となる。地下水は山体内を流下し、山麓下部にもたらされ、そこに地下水資源に富んだ地帯を形成する。地下水の一部は地表に現れ、柿田川湧水や白糸の滝をはじめとする多数の大規模な湧水を形成している。

このような富士山の水文地質と地下水については、いろいろな手法に基づいて多数の研究が行われてきた。その結果、山体の水理構造、地下水の賦存状態、水質組成とその

形成過程、流動プロセスさらには滞留時間等について興味ある事実が明らかになってきている(たとえば、蔵田, 1967; 津屋, 1968; 山本, 1970; 池田, 1982; 土, 1992 a; 吉岡・他, 1993; 中井・他, 1995; 丸井・他, 1995; 檜山・他, 1995; 高山, 1995; 佐藤・鈴木, 1996; 佐藤・他, 1997; Koshimizu and Tomura, 2000)。また、地下水全般に関する数多くの優れたレビューも行われている(たとえば、山本, 1971; 濱野, 1988; 北川, 1992; 山本, 1992; 土, 1992 b; 山本, 1999; 富士山の地下水と人間活動総合調査研究委員会編, 2002)。

しかし一方で、地下水の涵養標高を始めとする富士山の地下水涵養プロセスを詳細に検討した研究例はみあたらない。山麓のどの地域(標高)にもたらされた降水によって地下水が主に涵養されているのか、すなわち富士山の東西南北山麓における地下水の平均涵養標高の推定は、山体内

* 〒305 8567 茨城県つくば市東1-1-1 つくば中央第7
(独)産業技術総合研究所地質調査総合センター

Geological Survey of Japan, AIST Central 7, 1-1-1 Higashi,
Tsukuba, Ibaraki 305 8567, Japan
Corresponding author: Masaya Yasuhara

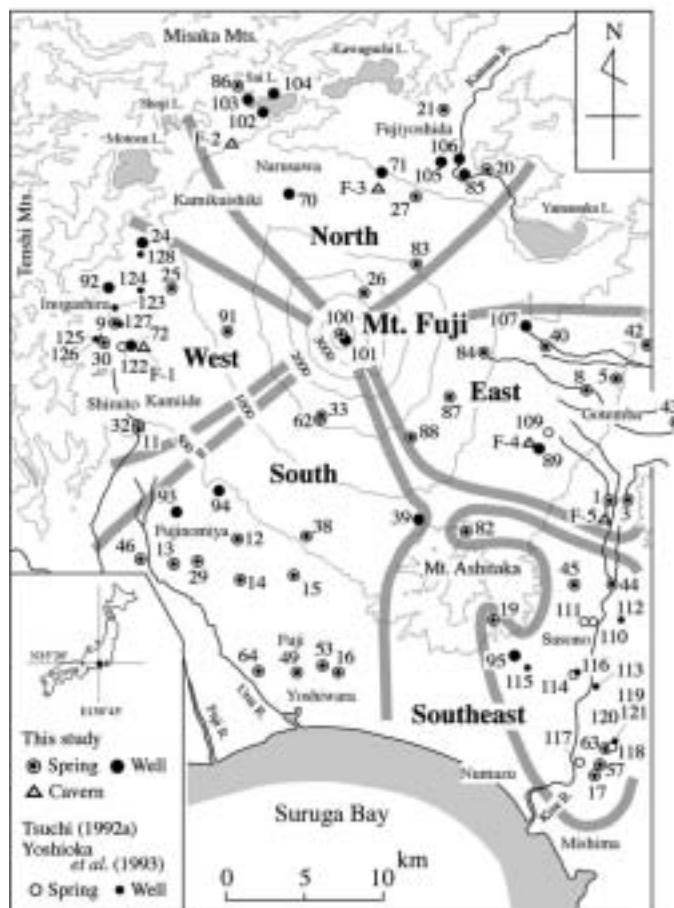


図1 富士山の概要と天水試料の安定同位体組成測定地点．等高線の間隔は500 m．“南東側”を除く斜面区分は概ね山本（1970）に従う．地点番号109以降は，土（1992 a）ならびに吉岡・他（1993）の同位体データが存在する地点．

Fig. 1 . Mt . Fuji and locations of sample sites for isotope analysis . Elevation contour interval is 500 m . Mt . Fuji is roughly divided into the north , south , east , west and southeast flanks according to Yamamoto(1970) . Stable isotope data from sample site 109 onward are from Tsuchi (1992 a) and Yoshioka *et al.* (1993) .

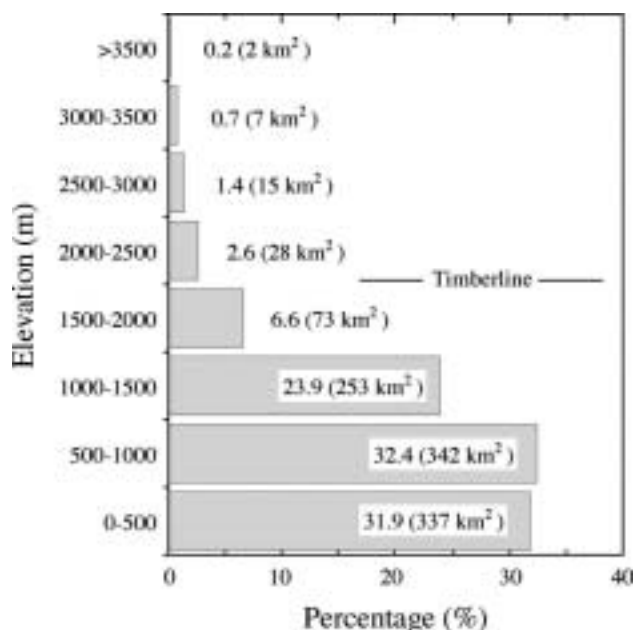


図2 富士山の標高別面積分布．森林限界の位置也表示．

Fig 2 . Area (km²) and percentage (%) of Mt . Fuji flank for each 500 m elevation interval . Also shown is timberline elevation .

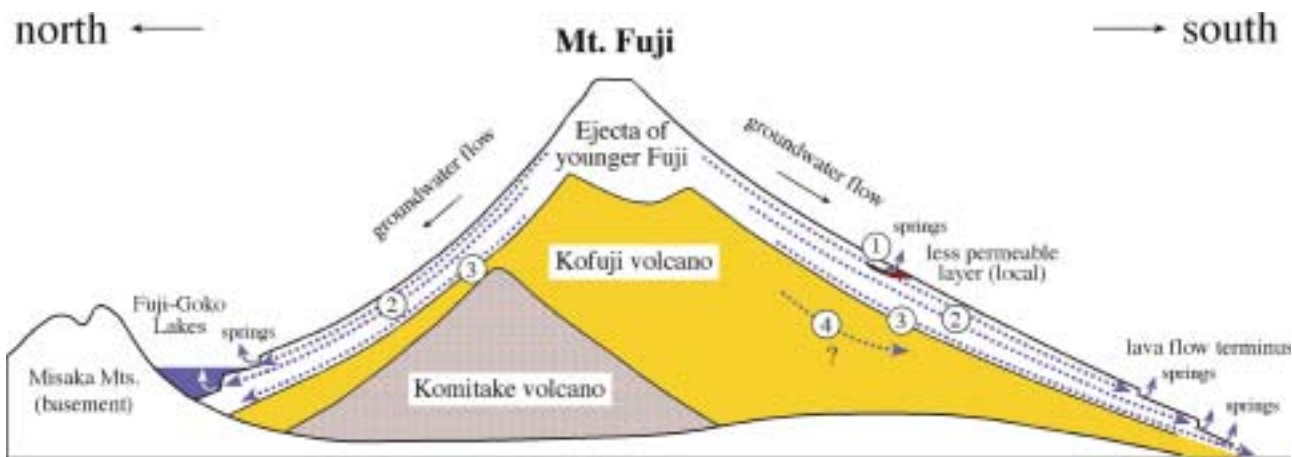


図3 富士山の模式断面図と地下水流動系 (土, 2004 を一部改変). 図中の番号については本文参照.

Fig 3. Schematic cross section showing hydrogeologic structures and groundwater flow in Mt. Fuji (partly modified from Tsuchi, 2004). For details see text.



図4 富士山北麓の新富士火山新期溶岩流 (青木ヶ原溶岩流) と西湖。溶岩中を流動する地下水は西湖に湖底湧水として流入し、湖水の主要な涵養源となっている。

Fig 4. View of lava flows of the present (younger) Fuji volcano in front and Lake Sai in background. Groundwater in these permeable lava flows mostly left uncovered with volcanic ash and other pyroclastics discharges directly into Lake Sai being a predominant source of recharge to lake water.

部での水の三次元的な流動プロセスの解明はもちろん、将来の山麓開発に対する地下水資源の保全を考える上でも不可欠な情報である。そこで、本稿においては、多数の天水 (降水・地下水) 試料の安定同位体組成に基づき、山麓における地下水の平均涵養標高、さらには降水浸透時における蒸発による水の損失等、富士山の地下水涵養プロセスについて総合的な解明を試みた。同様の目的ならびに手法に基づいた同位体水文学的研究は、著者らによって近隣の八ヶ岳火山においてすでになされている (Yasuhara *et al.*, 1993; 風早・安原, 1994)。この八ヶ岳の結果とも随時比較しながら、富士山の地下水涵養プロセスについて議論を進めてゆきたい。

2. 富士山の地下水と水理地質

大型の成層火山である富士山は、玄武岩質の岩石からなる標高 3,776 m の円錐形をした活火山である。富士山域の面積は、黄瀬川流域を含むと約 1,000 km² におよぶ。このうち標高 1,500 m 以下の山麓が全面積の約 90% を占める (図 2)。森林限界は 2,000~2,400 m 付近にあるが (宮脇・菅原, 1992)、それ以上の亜高山帯や高山帯が占める割合は全体の 5% 以下にすぎない。

富士山の周辺には御坂山地、天子山地、丹沢山地が位置しており (図 1)、これらの地域は新第三紀中新世の海底火山噴出物 (いわゆるグリーンタフ) や堆積岩によって構成されている。中新統の基盤上に形成された第四紀の富士火山の地質については、津屋 (1968) や土 (2001) に詳しい。現在の富士山の下には古富士火山、小御岳火山が存在し (図 3)、新富士火山 (狭義の富士山) の噴出物の厚さは最大 1,500 m 足らずとされている。富士山の斜面には標高 1,700~1,800 m 付近に地形傾斜の変換点がある。これより高いところでは何枚もの新富士火山新期~中期の粘性の高い溶岩が火山灰やスコリアと互層して、急傾斜の斜面を形成している (土, 2001)。低標高部には、古富士泥流、新富士火山旧期溶岩類、山麓扇状地堆積物が緩斜面を形成している。ちなみに、富士宮地区や三島地区では、新富士火山噴出物は 40~60 m 程度の厚さである (土, 1992b)。

透水性に富む新富士火山噴出物の下に位置する古富士火山は、大規模な面的な広がりを持つ難透水性の火山泥流 (古富士泥流) によって特徴づけられる。このため、現在の富士山は、巨視的に見れば新富士火山噴出物が地下水を溜める帯水層であり、受け皿となる古富士火山の上に乗っているという二重構造をしている。その様子を図 3 に模式的に示した。地下水は古富士火山の上を斜面下方へと流れ、山麓下部で一部が湧水として湧出する (図 3 の③)。このような古富士泥流と新富士火山噴出物との境界部に形成された湧水の代表例としては、白糸の滝 (図 1 の地点 11) を挙げることができる。さらに、新富士火山噴出物も一様で

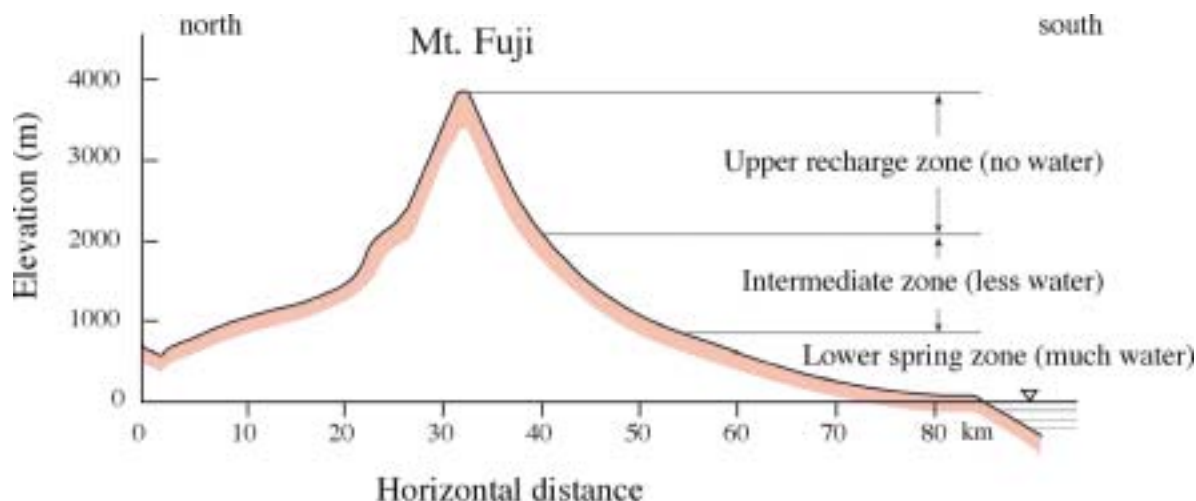


図5 水に基づく富士山の鉛直区分 (山本,1971 を一部改変) .

Fig 5 . Mt. Fuji flank divided into three zones on the basis of quantity of water . Partly modified from Yamamoto (1971) .

Site	Elevation (m)	δD (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	Period	Flank	Remarks
A	3730	-102.3	-14.7	93.8.30 - 94.8.09	Summit	
B	2280	-94.1	-13.4	93.8.10 - 94.8.10	North	
C	1640	-78.4	-11.3	93.8.10 - 94.8.10	North	alien substance mingled by vandalism
D	1010	-78.3	-11.7	93.8.10 - 94.8.08	North	
E	2390	-77.7	-11.7	93.8.10 - 94.8.10	South	
F	1000	-61.9	-9.7	93.8.11 - 94.8.11	South	
G	60	-54.6	-8.6	93.8.30 - 94.8.11	South	
H	850	-59.7	-9.3	93.8.09 - 94.8.08	East	
I	780	-62.8	-9.7	93.8.09 - 94.8.08	West	

表1 降水試料の採取地点と安定同位体組成 .

Table 1 . Isotope ratios of precipitation together with details of sample sites and periods .



図6 2合目湧水 (図1の地点33 ; 標高1620m) . 高標高山麓に位置する湧水の一例 .

Fig 6 . Sample collection from high elevation spring at site 33 (Fig .1 ; 1 620 m a m s l .) .

はなく、溶岩流 (厚さは数 m から 60 m 程度) や火山灰層、火山砂礫層やスコリア層が何重にも重なって構成されている。地下水は、主に溶岩流のクリンカー部、節理、さらには火山砂礫層、スコリア層を通じて斜面方向へと流動する (図3の②)。新富士火山噴出物である溶岩流の末端に位置する湧玉池 (図1の地点13)、柿田川 (同地点17)、忍野八海 (同地点20) などの湧水は、このようなメカニズムによって形成されていると考えられる。北麓の富士五湖も、青木ヶ原溶岩流や鷹丸尾溶岩流 (いずれも新富士火山新期溶岩類) などを通じて地下水が供給されている (図3)。図4は西湖の南西岸における青木ヶ原溶岩流を示している。潜水カメラを使った調査によって、西湖の湖底に露出した溶岩流の末端からは常に地下水が湧き出ていることが確認されている (丸井・他, 1995)。

以上のような地下水流動によって、富士山の低標高部には水に富んだ地帯が形成されることになる。山本 (1971)



図7 富士山頂の浅井戸（銀明水）の外観．図1の地点101（標高3,725 m）．

Fig. 7. Appearance of *Ginmei sui* on top of Mt. Fuji (ca 3 m deep shallow well at site 101 in Fig. 1; 3,725 m a. m. s. l.).



図8 銀明水の採取．神職が柄杓で井戸水を汲んでいる様子．

Fig. 8. Groundwater sampling from *Ginmei sui*. Formally dressed Shinto priest ladled water in a respectful manner.

は富士山麓の標高 800 m 以下を「豊水域」としている（図 5）。この豊水域には無数の湧水が形成され、山麓全体からは一日当たり 480 万トン（1970 年前後）もの地下水が地表に湧出している（山本, 1973）。より標高の高い山麓は、「無水域」（標高 2,000 m 以上）あるいは「乏水域」（標高 800 ~ 2,000 m）に区分される（山本, 1971）。無水域と乏水域は、もたらされた降水が浸透・透過して地下水を補給する涵養帯の役目を果たしている。ただ、粘土化した火山灰層あるいは緻密な溶岩流が局所的に難透水層の役目を果たす場合などには、無水域や乏水域にも湧水が形成される（図 3 の①）。このような湧水として代表的なものは、滝沢林道二合目湧水（図 1 の地点 83；標高 1,475 m）、水ヶ塚（同地点 88；標高 1,430 m）、太郎坊（同地点 87；標高 1,250 m）、上井手林道湧水（同地点 91；標高 1,150 m）である。さらに高い標高 1,620 m には二合目湧水（同地点 33）が存在する（図 6）。これらはいずれも一日当たりの湧水量が数トンからせいぜい数十トン程度と豊水域の湧水と比べて水量が著しく少なく、溶存成分濃度も低いことが特徴で

ある。また、浅井戸であるが、富士山頂の標高 3,725 m には銀明水（図 1 の地点 101）が見られる。図 7 と図 8 に銀明水の外観と、地下水試料採取の様子を示した。これら高標高山麓部や山頂部に位置する恒常的な湧水や浅層地下水は、後述する地下水涵養線（第 6 章）の決定に際して重要な意味をもつ。

最後に、最近の調査の結果、これまで難透水層と考えられてきた古富士泥流層や古富士火山溶岩中にもかなり豊富な地下水があることがわかってきた（図 3 の④）（たとえば、山本, 1992）。新富士火山噴出物中の地下水と比較して流速は遅く、また水質・同位体組成も異なるようであるが（中井・他, 1995）、現時点ではその詳細な実態は不明である。このような深い部分の地下水は、長い年月をかけていずれば駿河湾などの海底に湧出するものと想像される。

3. 富士山の水文気象環境

伊藤（1964）によると、気温については、年平均値では南麓は北麓より同一標高で比較して最大 0.7 程度高いも



図9 富士山とその周辺地域における年平均降水量の分布 (木澤・他,1969を簡略化).
 Fig 9. Annual precipitation in the study area simplified from Kizawa *et al* (1969).

の、夏期にはほぼ等しいか、あるいは反対に北麓の方が若干高くなる。また、北麓は南麓に比べて、特に夏期において雲量が少なく日照時間が多くなり、湿度も低い。すなわち、南麓が海洋的であるのに対し、北麓は内陸の気候を示す。山頂の年平均気温は6.6℃である(伊藤,1964)。

富士山とその周辺地域の降水量分布についてはいくつかの観測・研究例がある。図9は、木澤・他(1969)による30ヶ年平均の年降水量の分布である。御殿場を中心とした富士山の東麓、ならびに天子山地の東～南東側斜面において降水量が特に多いことがわかる。富士山の南麓や西麓での降水量も比較的多いが、対照的に河口湖から富士吉田にかけての北麓では少ない傾向が顕著である。東麓の標高500m以上の地域での年降水量は2,750mmを超えており、特に標高1,250m付近の太郎坊では4,850mm/年とされている(藤村,1971)。山頂付近の年降水量は3,000mmを超えと言われていたが(宮脇・菅原,1992)、強風のため雨滴の補足が難しく、その正確な値については現在のところ不明である。

木澤・他(1969)によると、富士山麓に日降水量が20mm以上の集中的な降水(大雨)があった時の気圧配置型別百分率では、最も多いのは低気圧が南岸を通過する場合(52%)であり、これに台風の場合(14%)と日本海上に低気圧や前線がある場合(11%)が続く。低気圧が南岸を通過する場合(南岸低気圧型気圧配置)と日本海上に低気圧や前線がある場合(東高西低型気圧配置)に予想される地表近くの風の流線は図10のようになる(木澤・他,1969)。台風の雨域もその東側に特に発達する。したがって、台風が本州の南岸沿いに進む場合にも、それに伴う降雨時には図中の実線と同様の流線が出現するものと推定される。すなわち、富士山麓に大雨をもたらす風系は、ほとんどが図10の実線・破線のどちらかのパターンに従うものと考えてよい。このため、風の流線(図10)と先の年降水量分布(図9)とは当然ながら極めて整合的な傾向を示す。南東風に対して風上側となる東麓の降水(水蒸気)は主に相模湾から、同じく南風に対して風上側となる南麓と西麓の降水(水蒸気)は駿河湾から供給されることになる。富士

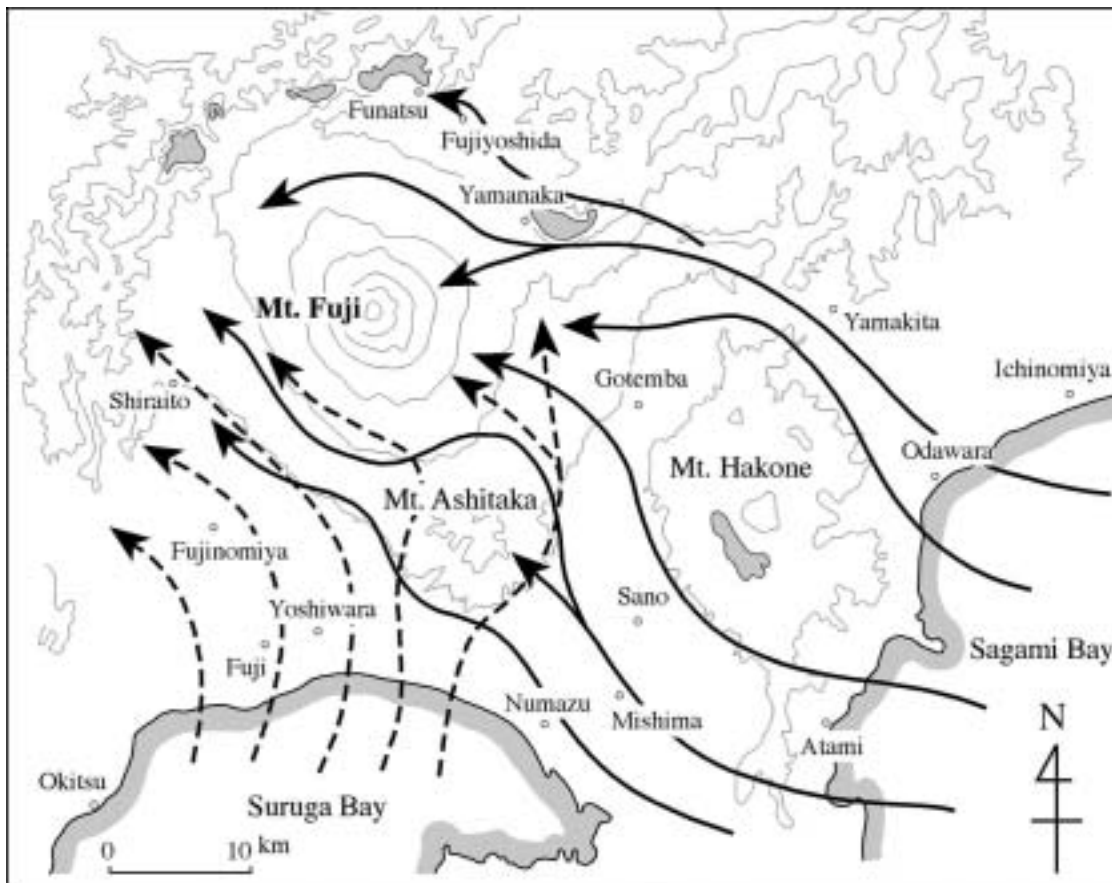


図 10 富士山とその周辺地域における地表面近くの風の流線 (木澤・他, 1969). 実線の矢印は低気圧が遠州灘上にある場合, 破線の矢印は華北や日本海上に低気圧や不連続線がある場合. 研究地域に 20 mm/日以上の降水がもたらされる場合には, どちらかの流線が出現する確率が極めて高い.

Fig. 10. Predominant wind directions when precipitation greater than or equal to 20 mm/day occurs (Kizawa *et al.*, 1969). Most of moisture supply to the Mt. Fuji area is derived from Sagami Bay and Suruga Bay through southeasterlies and/or southerlies.

山北麓の水蒸気の水供給源は相模湾であるが, 富士山東麓における水蒸気団の斜面上昇によってまず東麓で大量の水蒸気が降水として失われてしまい, その先の河口湖を中心とした北麓はいわゆる雨陰 (山陰) に置かれる. この結果, 北麓では年降水量が顕著に少なくなるものと考えられる.

一年を 5 月 ~ 10 月の夏期とそれ以外の冬期に区分し, 気象庁 (1993) や同アメダス (準) 平年値データ (~ 2000 年) から 6 ヶ月ごとの降水量を検討すると, 年降水量の実に 65 ~ 73% が夏期にもたらされることが読みとれる. 北麓の河口湖, 上九一色の両観測点では, 年降水量に占める夏期の降水の割合は 70% を超えている. また, 東麓の御殿場や西麓の白糸観測点でも 70% 近い高い値を示す. 南 ~ 南東麓の観測点である吉原や三島では相対的に低い値を示すが, それでも夏期の降水が 65% 程度を占めている. このことから, 富士山麓における地下水の主涵養期は 5 月から 10 月の夏期であり, この期間にもたらされる梅雨や台風による大雨が富士山の地下水形成に主として貢献して

いるものと考えてよからう.

4. 降水の安定同位体組成

地下水の涵養プロセスを明らかにするためには, 富士山麓における降水の同位体組成分布を正確に知ることが不可欠となる. そこで, 山麓全域に降水採取装置を配置した (図 11). 1993 年 8 月から 1994 年 8 月初旬までのほぼ一年間, 山頂 (地点 A) を基点として, 東麓 (地点 H), 南麓 (地点 E, F, G), 西麓 (地点 I), 北麓 (地点 B, C, D) の合計 9 地点において, 嶋田・三條 (1987) タイプの採取装置を用いて降水の採取を行った. 降水採取装置はすべて, 樹冠を始めとする上空遮蔽物の影響がない地点に設置した. 各地点の標高および採取期間は表 1 のとおりである. 山頂の地点 A ならびに南麓新五合目の地点 E における降水採取装置の設置状況を図 12 図 13 (以上, 地点 A) ならびに図 14 (地点 E) に示す. 降水採取装置には, 集まった試料からの二次的な蒸発を防ぐ工夫がなされているが, その詳細な構造については風早・安原 (1994) を参照されたい.

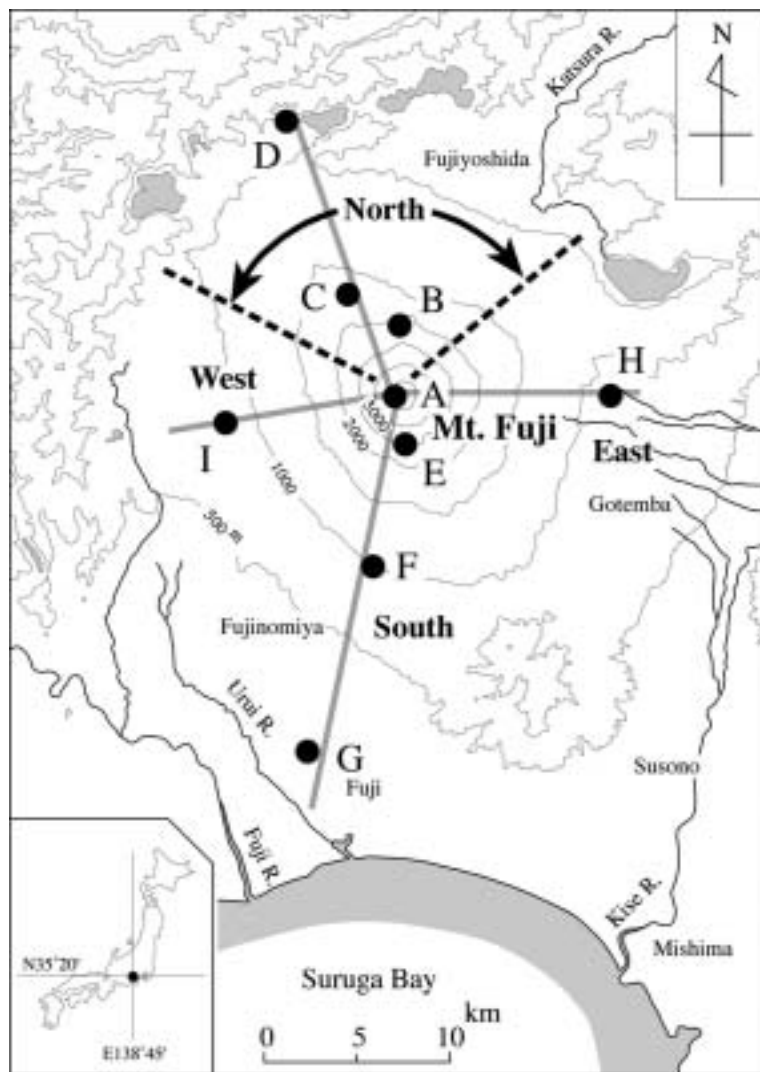


図 11 降水採取装置の設置地点。
Fig.11 . Locations of precipitation sample sites .

降水試料の水素同位体比 (δD) は垂鉛バッチ法により、また酸素同位体比 ($\delta^{18}O$) は CO_2 H_2O 平衡法に基づいて測定した。得られた δD 値と $\delta^{18}O$ 値 (年平均値に相当) を表 1 に、また両者の関係を図 15 に示す。北麓の地点 C の試料には人為による不純物の混入が明らかに認められた。したがって、同地点の測定値は以後の議論から省くことにする。さて、降水の δD と $\delta^{18}O$ は、

$$\delta D = 8 \delta^{18}O + 15.1 \quad (1)$$

の関係をもつことがわかる(図 15) 標高 3,730 m の地点 A の山頂降水が、全測定地点の中で最も軽い同位体組成 ($102.3\text{‰}\delta D$; $14.7\text{‰}\delta^{18}O$) を有する。また、南麓 (地点 E, F, G) と北麓 (地点 B, D) においても、それぞれ標高が高くなるほど降水の同位体比は低くなる。これらは、いわゆる同位体高度効果によるものと解釈される。

南麓の標高 1,000 m の地点 F と、東麓でほぼ同じ標高

に設置した地点 H (標高 850 m) および西麓の地点 I (標高 780 m) では、降水は δD 値で 62.8 ~ 59.7 ‰, $\delta^{18}O$ 値で 9.7 ~ 9.3 ‰と極めて似通った値を示す(図 15, 表 1)。このことから、標高 1,000 m 前後の一標高だけの比較ではあるが、東麓・南麓・西麓における降水は、同位体的にはほぼ同じであるとみなしてよいものと判断する。

一方で、東麓・南麓・西麓の降水に比べて、北麓の降水の同位体組成が明瞭に軽いことが注目される。北麓の標高 1,010 m の地点 D では $78.3\text{‰}\delta D$, $11.7\text{‰}\delta^{18}O$ と、その他の山麓のほぼ同標高と比べて δD 値で 15 ‰以上、また $\delta^{18}O$ 値で 2 ‰以上軽い値を示す。さらに標高 2,000 m 以上の高標高部でも、北麓の地点 B (標高 2,280 m) は南麓の地点 E (標高 2,390 m) より δD 値で約 16 ‰, また $\delta^{18}O$ 値で 1.7 ‰程度軽い値を示す。第 3 章でも述べたように、富士山麓においては、雨量が大きい降水 (大雨) の大部分は太平洋からの気流 (水蒸気) によってもたらされる。南東 (相模湾) および南 (駿河湾) からの湿った水蒸気を含んだ気流は、東・南・西麓に衝突後、上昇しながら同位体的に重い降水をまずこれらの山麓に降らせる。こうして、水蒸気団は徐々に軽い同位体組成をもつようになり、南東および南からの気流に対してともに雨陰側に位置している北麓において、同位体的に最も軽い降水を最後にもたらすことになる。富士山北麓において観測された同位体的に軽い降水は、以上のようないわゆる雨陰効果 (rain shadowing effect) によって説明できよう。内陸効果が重要とならない規模の限定された地域における同様の現象は Siegenthaler and Oeschger (1980) によってスイス・アルプスにおいて、またハワイ島の

キラウエア火山山麓 (Scholl *et al.*, 1996) や八ヶ岳山麓 (Yasuhara *et al.*, 1997) においても観測されている。

図 16 に、降水の $\delta^{18}O$ 値とその標高の関係を北麓と東・南・西麓に分けてプロットした。先に述べたとおり、両降水線の間には、標高 1,000 m, 2,000 m, 3,000 m において $\delta^{18}O$ 値でそれぞれ 2.1 ‰, 1.3 ‰, 0.6 ‰の顕著な差が認められる。北麓における降水の同位体高度効果を表す、いわゆる降水線 (precipitation line) の傾きは $0.12\text{‰}/100\text{ m}$ 、一方、東・南・西麓での降水線の傾きは $0.18\text{‰}/100\text{ m}$ と北麓に比べてかなり大きくなる。富士山より約 35 km 北の内陸部にある八ヶ岳の東麓では、降水線は $0.3\text{‰}\delta^{18}O/100\text{ m}$ 程度の傾きを示す (風早・安原, 1994)。富士山の東・南・西麓と八ヶ岳の東麓は、ともに夏期の地下水の主涵養期には卓越風の風上側斜面に相当するが、海洋に面した富士山の降水線の傾きは内陸部に位置する八ヶ岳のそれに比べてかなり小さいことがわかる。

5. 地下水の安定同位体組成

1992 年から 1994 年のそれぞれの年の 8 月を中心とした夏期に地下水 (湧水, 井戸水, 風穴水) を採取し (図 1),



図 12 富士山頂の降水採取装置 (図 11 の地点 A) . 後方に見えるのは富士山測候所 .

Fig.12 . Precipitation collector on top of Mt . Fuji (site A in Fig.11) . Upper center is the JMA meteorological observatory .

試料の安定同位体組成を測定した . 同位体組成の測定方法は降水のそれと同じである . 風穴水とは , 風穴内部にできた池の水や天井からの滴下水を意味する . 採取した井戸のスクリーン深度を考慮すると , 得られた井戸水試料は , 湧水や洞穴水試料と同じく新富士火山噴出物中に賦存する地下水であると判断される . これらに加えて , 土 (1992 a) と吉岡・他 (1993) による同位体組成測定値 (地点は図 1 参照) も利用して以下の議論を行うことにする . ただし , 上記既存データのうち , 古富士泥流層中の地下水とされる朝霧地域の深度 103 ~ 145 m の試料 (中井・他 ,1995) については考察から除外した . また , 考察にあたっては , 愛鷹山と箱根火山に挟まれた黄瀬川流域を南東麓として区分して議論を進める .

まず , 地下水の δD と $\delta^{18}O$ との関係を図 17 に表す . これら両者の関係は ,

$$\delta D = 8 \delta^{18}O + 13.5 \quad (2)$$



図 13 富士山頂の降水採取装置 (図 11 の地点 A) からの試料水の回収作業風景 . 降水採取装置には直径 7 cm のロートが取り付けられている . また , 同装置には , 集まった試料からの蒸発が最小限となるような工夫がされている . 試料の回収時には水量の計測も併せて行った .

Fig.13 . Collection of precipitation sample at site A . Precipitation collector with a funnel of 7 cm diameter was designed to minimize sample evaporation . Volume of water was also measured .

の直線で近似される . 図 17 には降水の δD と $\delta^{18}O$ の関係 (式 (1)) を破線で示してある . 地下水の場合には , δD 軸切片すなわち d value が降水のそれ (15.1‰) に比べて 13.5‰ と若干小さくなるものの , 両直線は傾き 8 を有して d value もほとんど一致する . この事実は , 富士山麓においては , 浸透時の蒸発プロセスがほぼ同位体的平衡条件下で進行しており , 動的同位体効果をほとんど伴わないことを強く示唆している .

富士山の地下水の d value (13.5‰) は , 早稲田・中井 (1983) による中部日本の太平洋側での地表水の測定結果 (10%前後) とはほぼ整合的である . しかし , 八ヶ岳山麓における地下水 ($\delta D = 8 \delta^{18}O + 7$; 安原・風早 ,1994) と比較してみると , 両地域の d value には明瞭な差があることが注目される . とともに夏期 (5月 ~ 10月) の主涵養期に南 ~ 南東風が卓越する水文気象環境下におかれ , また両火



図 14 富士山南麓新五合目の降水採取装置 (標高 2390 m ; 図 11 の地点 E)。地点 A 以外では、直径 9 cm の漏斗を受口部に使用した。

Fig.14. Precipitation collector lower left in the figure at 2390 m elevation on the south flank (site E in Fig.11). Funnels of 9 cm diameter were used for those at sites B to I .

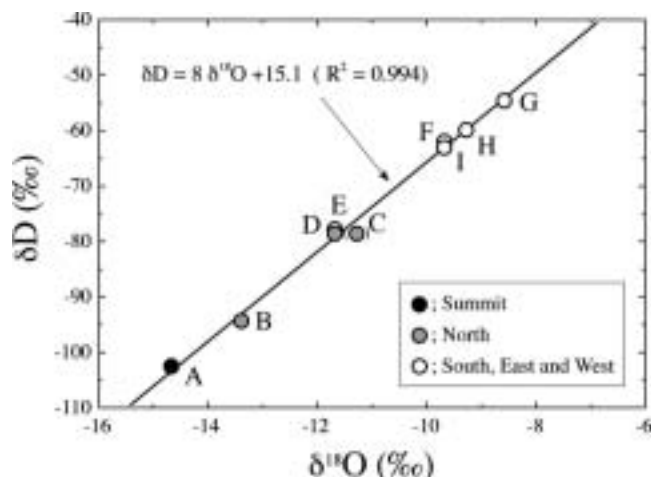


図 15 降水の酸素同位体比と水素同位体比 (ともに年平均値) の関係。地点 C の試料には相当量の不純物の混入が認められたので、同地点の値は以後の議論から除外する。

Fig.15. Stable isotope ratios for precipitation (volume weighted annual mean). As precipitation sample from site C proved to be contaminated with alien substance ,data of site C is eliminated in further discussion .

山は近接するにもかかわらず、富士山と八ヶ岳ではこのように δ value に明らかな違い (それぞれ、13.5‰と7‰) が見られる。両山麓の地下水の主たる涵養源となる降水をもたらす気団の起源や動き、さらには海岸からの相対的な距離の違いを反映しているのではないかと考えられる。

図 18 に、各山麓の地下水の $\delta^{18}\text{O}$ 値の分布範囲を示す。この図から二つの傾向が読みとれる。まず、北麓の $\delta^{18}\text{O}$ 値 (11.8 ~ 8.6‰) がほかの山麓に比べて低いことである。これは、前述のとおり、雨陰側に位置する北麓にもたらされる降水の同位体組成そのものが軽いことの一因があると推定される。同様の、主涵養期の卓越風向に対する山

麓の地理的位置の相違に起因すると考えられる地下水の同位体分布の違いは、榛名火山 (Sato *et al.* , 2003) や摩周火山 (安原・他 2005) でも指摘されている。二つ目は、地下水は南東麓において最も高い $\delta^{18}\text{O}$ 値 (9.1 ~ 6.4‰) を示すことである。同地域は西を標高 1458 m の愛鷹山、東を標高 1108 m の箱根外輪山によって挟まれている。したがって、南東麓の地下水は、富士山系に加えて愛鷹山系と箱根山系からの地下水の供給を受け、これらの水の混合によって形成されるものと考えられる。ここで、愛鷹山系と箱根山系から供給される地下水は、山体標高がともに 1500 m 以下と低いために、富士山からもたらされる地下水に比べてかなり重い同位体組成をもつものと推定される。このことが、富士山からのみの供給を受けているほかの山麓に比べ、南東麓の地下水がより高い $\delta^{18}\text{O}$ 値を有する原因と判断される。中井・他 (1995) も同様の推論を行っている。なお、東麓、南麓、西麓の地下水は、北麓と南東麓との中間的な $\delta^{18}\text{O}$ 値 (10.9 ~ 7.5‰) を示している。

6. 地下水の平均涵養標高

地下水の $\delta^{18}\text{O}$ 測定値に基づき、富士山麓における地下水の平均涵養標高の推定を試みた。東・南・西麓の地下水の $\delta^{18}\text{O}$ 値と標高の関係を図 19 に、また図 20 には北麓における地下水の $\delta^{18}\text{O}$ 値と標高の関係をそれぞれプロットした。井戸水試料についての測定値は、スクリーンの下端深度に対応する標高に対してプロットを行った。図 19 には南東麓の測定値も示してあるが、同地域の地下水は富士山系、愛鷹山系、箱根山系の三系統の地下水の混合によって形成されると考えられるため (第 5 章)、平均涵養標高の考察からは除外した。

東・南・西麓においては、標高 800 ~ 1,000 m 付近の地下水の同位体比は、それより高い標高に存在する地下水の $\delta^{18}\text{O}$ 値より明らかに小さいことがわかる (図 19 中の太い網線)。同じ傾向は北麓においても認められる (図 20)。降水の同位体高度効果から判断すると $\delta^{18}\text{O}$ 値が小さいほど標高が高い地域で涵養された地下水であると考えられる。すなわち、富士山の山麓における地下水流動系に“階層構造”が存在することをこの現象は示唆している。標高 800 ~ 1,000 m 域の地下水は、標高 1,000 ~ 1,400 m 域のそれと比較して、より標高が高い山麓部にもたらされた降水に起源があるということである。同様の結果は八ヶ岳の東麓においても得られている (Yasuhara *et al.* , 1993 ; 風早・安原 , 1994)。

さて、井戸 101 (標高 3,725 m、深さ約 3 m) は山頂部に位置している (図 1、図 7)。このため、井戸周辺の微地形も考慮して、井戸水の涵養域の平均標高を 3,730 m と明確に決定できる。また、南麓の地点 33 の湧水 (図 6 ; 標高 1,620 m) は、周辺の地形や地質から判断して小規模な地下水流動系をもつと考えられる。同湧水の導電率が 50 $\mu\text{S}/\text{cm}$ とほかの湧水と比べてかなり小さいことも、その涵養域が湧水点のごく近傍の限られた範囲であることを示している。地点 62 の湧水についても同様である。このよ

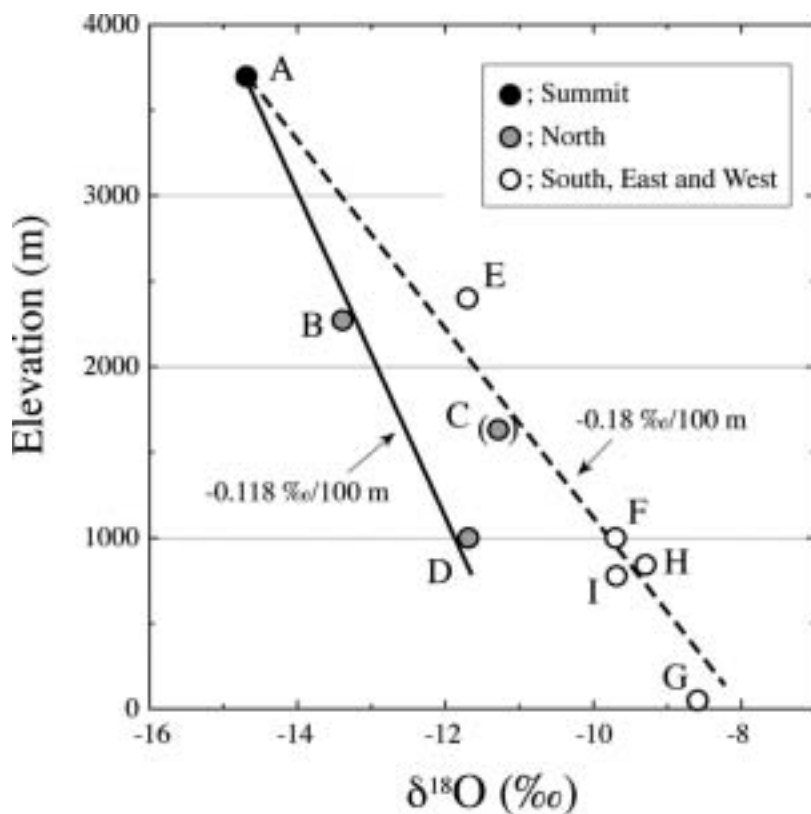


図 16 降水の酸素同位体比年平均値と標高の関係。このいわゆる降水線は、北麓とその他の斜面（東麓，南麓，西麓）では明らかに異なった勾配を示す。

Fig. 16. Relation between volume weighted annual mean $\delta^{18}\text{O}$ values for precipitation and elevation of collection. Data for $\delta^{18}\text{O}$ variations in elevation produce two regression lines, or precipitation lines, with different gradients: solid line for the north flank; broken line for the south, east, and west flanks.

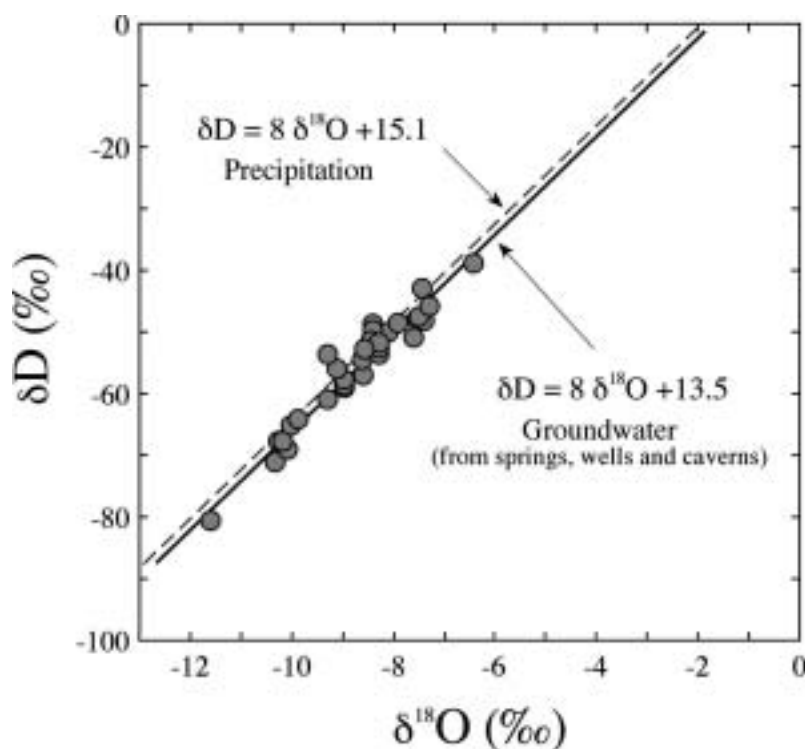


図 17 地下水（湧水，井戸水，風穴水）の酸素同位体比と水素同位体比の関係。降水の関係（図 15）も参考のため破線で示した。

Fig. 17. Stable isotope ratios for groundwater from springs, wells, and caverns. Regression line for precipitation (Fig. 15) is also shown for reference.

うな涵養標高を正確に推定できる局地起源の地下水を対象として，東・南・西麓で涵養される地下水の $\delta^{18}\text{O}$ 値と標高の関係を直線で近似し，いわゆる地下水涵養線 (recharge water line) を求めた (図 19)。北麓については，山頂部

の井戸 101 と風穴 F 2 (標高 1,000 m) の二点を直線で結んで地下水涵養線とした (図 20)。風穴 F 2 上の土壌・溶岩のかぶり厚は 10~20 m 程度と，鉛直浸透水が混合するのに十分なほど厚い。そこで，滴下水によって形成される風

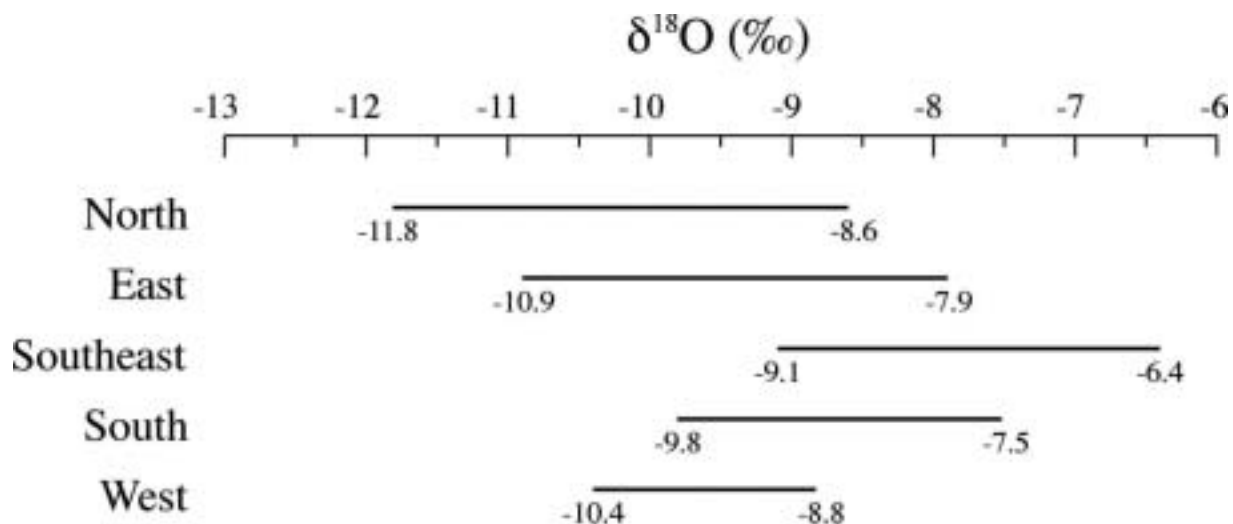


図 18 各山麓における地下水（湧水，井戸水，風穴水）の酸素同位体比の分布範囲．土（1992）ならびに吉岡・他（1993）のデータも含む．

Fig.18 . Range of $\delta^{18}\text{O}$ values for groundwater in the respective flanks . Also included are isotope data from Tsuchi (1992 a) and Yoshioka *et al.* (1993) .

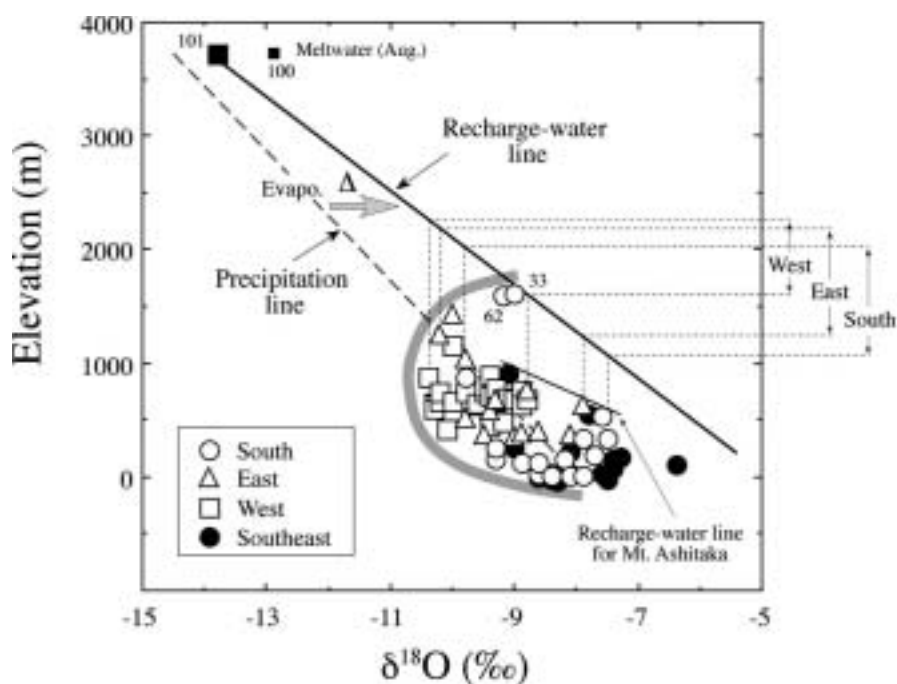


図 19 東・南・西麓における地下水の酸素同位体比と標高の関係ならびに地下水涵養線に基づく地下水の平均涵養標高の推定結果．地下水涵養線については本文参照． Δ は与えられた標高における降水線と地下水涵養線の同位体比の差．降水線は図 16 のそれと同じ．南東山麓の同位体比のデータも示す．

Fig.19 . Relation between $\delta^{18}\text{O}$ values and elevation , together with estimated recharge elevations for groundwater samples in the south , east , and west flanks .Recharge water line was calibrated using samples of local origin having well defined recharge area . Δ is difference in $\delta^{18}\text{O}$ values between precipitation and recharge water lines at a given elevation . Precipitation line is the same as that in Fig.16 . Isotope data for southeast frank groundwater are also indicated .

穴 F 2 内の恒常的な池から採取した本試料の $\delta^{18}\text{O}$ 値は，その地点（標高）における鉛直浸透水（涵養水）が有する同位体比の年平均値に相当すると考えてよいものと判断した．図 19 と図 20 を比較すると，北麓の地下水涵養線が，

東・南・西麓の地下水涵養線より同位体的に軽い方向にシフト（標高 1,000 m で 1.3‰程度）していることがわかる．この原因についての詳細な議論は，Yasuhara *et al.* (1997) もしくは Yasuhara *et al.* (2000) を参照されたい^{注1)}．

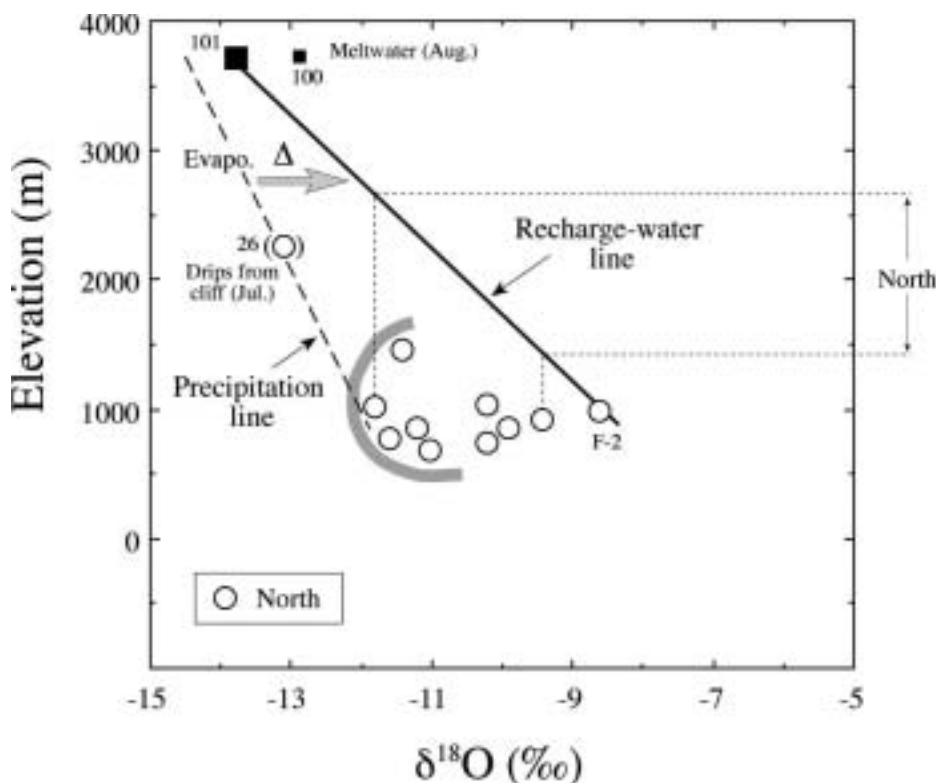


図 20 北麓における地下水の酸素同位体比と標高の関係ならびに地下水涵養線に基づく地下水の平均涵養標高の推定結果。
 Fig. 20. Same as Fig. 19 but for groundwater in the north flank.

富士山のそれぞれの山麓の地下水の平均涵養標高は、地下水の $\delta^{18}\text{O}$ 値に対応する地下水涵養線上の標高値から得られる。すなわち、図 19 において、東麓、南麓ならびに西麓の地下水の平均涵養標高はそれぞれ 1,250~2,200 m, 1,100~2,000 m, 1,600~2,250 m と求められる。いずれの山麓においても、標高 800~1,000 m 付近の地下水が各山麓の地下水の中で最も高い涵養標高を示している。また、山麓毎に比較すると、西麓の地下水が最も高い平均涵養標高を有し、その最高標高と最低標高の差は 650 m (= 2,250 m - 1,600 m) とほかの山麓に比べて狭い。反対に、南麓の地下水が相対的に最も低い標高で涵養されていることになる。一方、北麓の地下水の平均涵養標高は、図 20 から 1,400~2,700 m と求められる。全体的な傾向として、北麓では、東麓、南麓ならびに西麓と比較して、地下水はより高い標高の山麓で涵養されていることがわかる。とりわけ、標高 1,030 m に位置する地点 27 の湧水と標高 930 m の地点 105 の井戸水 (図 1) は、平均涵養標高がそれぞれ 2,700 m 2,600 m と求められ、富士山麓において得られた地下水の中で最も高い地域にもたらされた降水にその起源があるものと推定された。なお、1991 年 7 月に採取した地点 26 の試料は、前日もしくは当日にもたらされた降雨に原因があると見なされる一時的な滴下水であったため、考察から除いた。

各山麓について得られた地下水の平均涵養標高の分布を簡略化して図 21 に表す。同全体図から、森林限界 (標高

2,000~2,400 m 付近) をほぼ上限とする山麓の中腹部にもたらされる降水が、富士山の地下水の涵養にとって最も重要であることが読みとれる。図 21 は同時に、標高 2,500 m 付近から頂上にかけての山体上部が、地下水の涵養に対しては量的に大きな役割を果たさないことを示している。山頂部を含む標高の高い部分の面積が急減すること (図 2)、また降水量は必ずしも標高とともに増加しないこと (図 9) に主たる原因があるものと考えられる。加えて、標高 2,800~2,900 m 以上の地域では地下浅部に永久凍土が広がっている (樋口・他, 1974)。鉛直下方に水を通さないこの永久凍土の存在が、山麓上部での降雨浸透・地下水涵養プロセスになんらかの影響を及ぼしている可能性がある。山麓毎の平均涵養標高の違いについては、帯水層となる新富士火山噴出物の分布やその水理学的性状の地域的な相違に一因があるものと推定される。特に、北麓においては、山麓上部で噴出し、山麓の下部まで続く新富士火山新期溶岩類が広く分布している。透水性が良いと考えられるこのような表層部の溶岩流を通じて、山麓のより高標高部で涵養された地下水が効率的に山麓下部にもたらされることに、北麓での平均涵養標高が他の山麓に比べて相対的に高い原因を求めることができるかもしれない。

7. 蒸発率の算出

図 19 と図 20 中には降水線が示してあるが、これら降水線と第 6 章で議論した地下水涵養線の間には、同一標高で

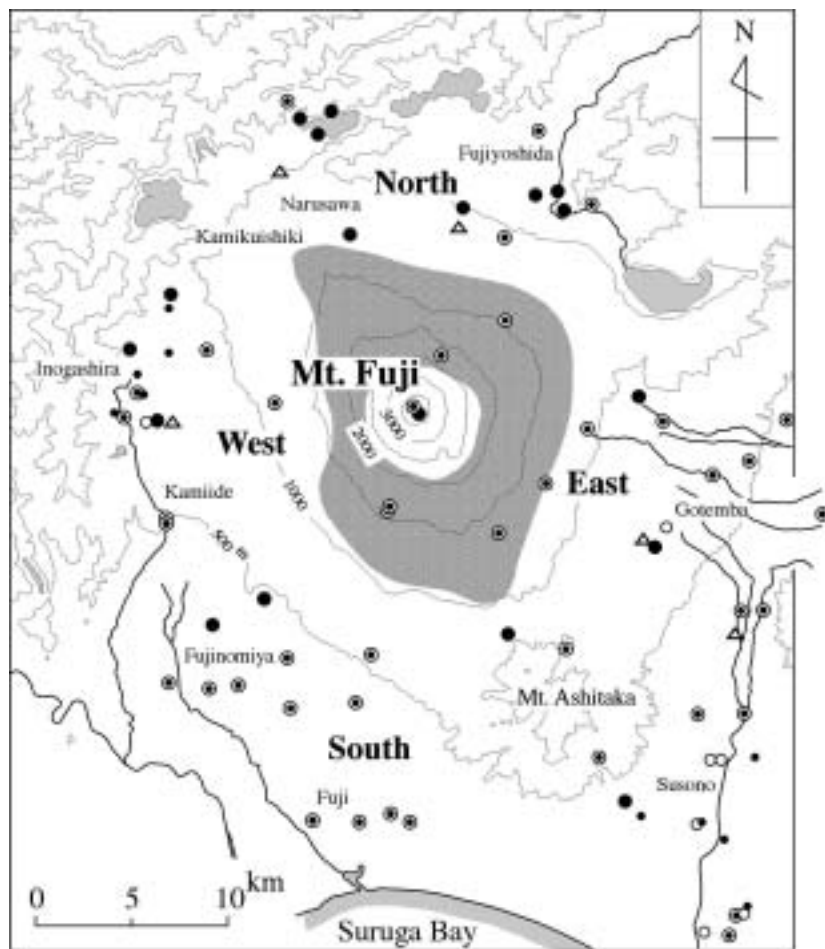


図 21 同位体的に求めた富士山の地下水の平均涵養標高分布 (概略図). 涵養域の決定にあたっては, 局地的な地質構造, 降水量分布, 試料水の有する水文学的特性も考慮した.

Fig 21. Isotopically determined recharge elevations (hatched areas) for groundwater in the flanks of Mt. Fuji. Interpretation of source area of recharge to groundwater also included some consideration of local geologic structures, precipitation patterns, and sample types.

比べて酸素同位体比に明瞭な違いが認められる. この違いは, 降水が山麓において浸透する際に生じる蒸発によって, 残った水すなわち浸透水 (涵養水) の $\delta^{18}O$ 値が高くなることに原因があるものと考えられる. 以下, 降水線と地下水涵養線との $\delta^{18}O$ 値の差に基づき, 富士山の北麓と南麓における蒸発率 (降水量に占める蒸発損失量の割合) を求めてみる.

降水のもつ酸素同位体比 ($\delta^{18}O_p$) とその地点で涵養される地下水の有する酸素同位体比 ($\delta^{18}O_r$) との差 ($\delta^{18}O_r - \delta^{18}O_p$) を, 北麓と南麓の各標高について求めた. 結果を表 2 に示す. 値は北麓で 1.5~3.4‰, 南麓で 1.3~2.7‰ である. また, 山頂においては 1.0‰ である.

蒸発時に生じる同位体分別効果は気温の影響を受ける. 本稿では, 伊藤 (1964) の結果から, 蒸発が最も盛んに生じると考えられる夏期 (5月~10月) の平均気温 (T) を富士山の北麓と南麓で標高別に算出し, それぞれ計算に用いた (表 2) 注 2).

降水が地下に浸透する際に, レイリー蒸留過程で降水の一部が蒸発で失われたとすると,

$$1 - 10^{-3} = F^{\alpha} \quad (3)$$

の関係が成立することが知られている. ここで, F は蒸発しないで残った降水の割合 ($0 < F < 1$), α は水の液気二相間の同位体交換平衡時の酸素同位体分別係数であり, Kakiuchi and Matsuo (1979) によって得られた関係,

$$10^3 \ln \alpha = 5.970 \frac{10^6}{(T+273)^2} - 32.80 \frac{10^3}{T+273} + 52.23 \quad (4)$$

が適用できる. 蒸発率 E (%) は,

$$E = (1 - F) \times 100 \quad (5)$$

で表される. 式 (3)~(5) を用いて, 夏期の平均気温下で蒸発が起こったと仮定した場合の蒸発率を算出した. その結果を表 2 に示す. 標高 3,600 m の山頂部での蒸発率は 8% と求められる. 一方, 北麓では 12% (標高 3,000 m)~28% (標高 1,000 m), 南麓では 11% (標高 3,000 m)~24% (標高 600 m) という蒸発率が得られた. 標高と蒸発率の間に明瞭な関係が見られなかった八ヶ岳での研究例 (風早・安原, 1994) と異なり, 富士山では南北両山麓とも標高が低くなるほど蒸発率は増加している. また, 同一標高で比較

Flank	H (m)	T (°C)*	$10^3 \ln \alpha$	Δ (‰)	F	E (%)
North	-----	-----	-----	-----	-----	-----
South	600	18.6	9.96	2.7	0.763	23.7
North	1000	16.3	10.19	3.4	0.717	28.3
South	1000	16.2	10.19	2.4	0.791	20.9
North	2000	10.7	10.79	2.4	0.801	19.9
South	2000	10.7	10.79	1.9	0.839	16.1
North	3000	5.4	11.44	1.5	0.878	12.2
South	3000	5.3	11.45	1.3	0.893	10.7
Summit	3600	2.1	11.89	1.0	0.920	8.0

*Mean temperature for summer period between May and October (after Ito, 1964).

表2 富士山の北麓と南麓における蒸発率 (E) の同位体的概算結果。

Table 2. Calculated evaporation rate (E: % of annual precipitation) in the north and south flanks of Mt Fuji using the Rayleigh type equation.

すると、北麓での蒸発率の方が南麓での蒸発率より大きい。この詳細な理由は現在のところ不明であるが、北麓では南麓に比べて特に夏期において日照時間が長く、気温も若干高くなるうえに湿度も低い (伊藤, 1964) ことに原因があるのかもしれない。

以上のように、富士山麓においては、浸透時に蒸発によって失われる降水は全体の 8~28% 程度と見積られる。ただ、森林限界以下の山麓では、植生からの蒸散による損失も加味しなければならないため、降水のうち大気中へと失われる水の割合は実際にはこれらの数字をある程度上回るものと考えられる。北川光雄は南麓の富士宮市全域 (標高 100 m 付近から山頂までを含む) における蒸発散量を降水の 24% 程度と見積もっている (土, 1992 b に引用)。この水収支に基づく結果と比較すると、表 2 の南麓の標高 600 m (蒸発率; 24%) から山頂 (同; 8%) にかけての損失量は、蒸発分だけとしてはそれなりに妥当な見積もりかとも思える。本稿で提示した同位体に基づく蒸発率の算定法は、これまで評価が極めて難しかった山麓からの広域蒸発損失量をダイレクトに推定する新たな手法として、雪氷学や山岳・森林水文学における今後の役割が期待される。気象観測データに基づく蒸発 (散) 量の実測あるいは推定結果とも比較・検討することによって、その精度についての検証が当面の課題になるものと考えられる。

8. おわりに

天水の安定同位体組成に基づき、富士山麓における地下

水の平均涵養標高の推定を行った。本研究を通じて、標高 1,100 m 付近から森林限界より多少高い標高 2,700 m 付近までの山麓の中腹部にもたらされる降水が、新富士火山噴出物中を流動する地下水の涵養に対して最も重要であることが明らかとなった。降水浸透時の蒸発プロセス (蒸発率およびその地域分布) に関する新たな知見も得られた。富士山の地下水は、人為的な影響によって、その質・量ともに現在深刻な状態に置かれていることが指摘されている (たとえば、山本, 1992; 土, 1992 b; 安原, 2003)。本研究によるこれらの結果は、山麓開発に対する富士山の地下水資源の保全を将来にわたり総合的に考える上で不可欠な情報となる。

富士山の地下水に関しては、本調査以降も新しい同位体データの蓄積がみられる (たとえば、日向, 1997)。また、昨今の温泉ブームは富士山とその周辺地域においても例外ではなく、深度 1,000 m 級の温泉井が多数掘削されている。これらの深井戸から得られた古富士火山あるいは第三紀基盤中の深層地下水試料についても、同位体測定値が整備されつつある (安原, 未公表データ)。涵養標高推定値や蒸発率算定値の精度に関する検討、さらにはこれらの新しい同位体データをも加味したうえでの富士山の三次元的な地下水流動系についての総合的評価は、近いうちに稿を改めて行う予定である。

注記

注 1) 図 19 には、地点 19 と 82 の湧水 (図 1) から求めた

愛鷹山における地下水涵養線も細実線で示してある。富士山の東・南・西麓の地下水涵養線と比較して、愛鷹山の地下水涵養線は同位体的に軽い方向、すなわち図中でより左側に位置する。愛鷹山は富士山に比べて開析が進んでいるために、地下水の涵養源となる降水をもたらず水蒸気を含んだ気団が、深く長い谷の中で複雑な挙動をすることにその原因があるのかもしれない。

注2)ここで、降水線と地下水涵養線はいずれも年平均値を代表するものである。したがって、蒸発率の算定にあたっては厳密には気温も年平均値を用いるべきである。しかし、実際には富士山の南北両山麓とも標高2,600 m以上では5月～10月の夏期以外の月の平均気温はマイナスとなり(伊藤,1964),蒸発は無視し得る状態になる。このため、すべての標高について、近似的に夏期の平均気温を適用して蒸発率の算定を行った。ちなみに、年間を通じてすべての月平均気温がプラスである南麓の標高1,000 mにおいて、夏期平均気温と年平均気温を用いて後述する式(3)～(5)に基づいてそれぞれ蒸発率を計算したところ、前者では20.9%,後者では19.7%とほとんど差は見られなかった。北麓の標高1,000 mでも同様で、夏期平均気温を適用した場合が28.3%,年平均気温の場合は26.6%であった。このように、年間の蒸発率の見積もりに夏期の平均気温を適用した場合でも、得られる結果に有意の差は生じない。

謝 辞

本研究をまとめるにあたり、鈴木裕一教授(立正大学)、北川光雄教授(静岡英和女学院大学)、佐藤芳徳教授(上越教育大学)には野外調査やデータの解析等を通じて多大な御協力を頂きました。また、筑波大学名誉教授・高山茂美先生からは終始、有益な御助言・御援助を頂戴しました。筑波大学名誉教授・山本莊毅先生(故人)には現地調査に当たり多大な御援助と御指導を頂きました。富士山本宮浅間大社、環境庁(当時)、林野庁、山梨県、建設省(当時)、地元市町村を始めとする関係諸機関、さらには地元の方々には、試料の採取や機器の設置に際して多大な便宜をはかって頂きました。記して感謝いたします。

引用文献

藤村郁雄(1971)富士山の気象。「富士山」富士山総合学術調査報告,富士急,211-345。
 富士山の地下水と人間活動総合調査研究委員会編(2002)富士山の地下水と人間活動。日本地下水学会,95 p。
 濱野一彦(1988)「富士山-地質と変貌-」。鹿島出版会,217 p。
 樋口敬二・藤井理行・藤村郁雄(1974)富士山頂の永久凍土と気象条件。気象研究ノート, No.118, 97-106。
 日向かづ美(1997)富士山北麓の地下水流動系について。1997年度筑波大学自然科学類卒業論文,38 p。
 檜山哲哉・佐藤新・安原正也・丸井敦尚・鈴木裕一・高山茂美(1995)富士山周辺の降水の水質。筑波大学水理実験セン

ター報告,第20号,45-54。
 池田喜代治(1982)静岡県富士市における地下水の水質の研究。地下水学会誌,24,77-93。
 伊藤悦夫(1964)富士山の気象。静岡大学農学部研究報告, No.14, 177-185。
 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(1993)地域気象観測(アメダス)準平年値表(1979~1990)。気象庁観測技術資料第58号,243 p。
 北川光雄(1992)富士火山とその周辺地域における水文環境と水文地形。研修報告書(静岡英和女学院短大),129 p。
 木澤 綏・飯田睦治郎・松山資郎・宮脇 昭(1969)「富士山自然の謎を解く」。NHKブックス,253 p。
 Koshimizum, S. and Tomura, K. (2000) Geochemical behavior of trace vanadium in the spring, groundwater and lake water at the foot of Mt. Fuji, central Japan. In *Groundwater Updates* (Sato, K. and Iwasa, Y. eds.), Springer, 171-176。
 蔵田延男(1967)日本水理地質図14 富士山域水理地質図および説明書。地質調査所,31 p。
 丸井敦尚・安原正也・河野 忠・佐藤芳徳・垣内正久・檜山哲哉・鈴木裕一・北川光雄(1995)富士山北麓西湖の水質と湖底湧水。ハイドロロジー(日本水文学会誌),25,1-12。
 宮脇 昭・菅原久夫(1992)富士山の植物たち-典型的な垂直分布と火山植生-。諏訪 彰編「富士山」,同文書院,277-294。
 中井信之・菊田直子・土 隆一(1995)富士山及び周辺の地下水・河川水の安定同位体組成とその水文学への応用。ハイドロロジー(日本水文学会誌),25,71-81。
 佐藤 新・鈴木裕一(1996)富士山の湧水および地下水の水温について。ハイドロロジー(日本水文学会誌),26,23-34。
 佐藤芳徳・安池慎治・河野 忠・北川光雄・鈴木裕一・高山茂美(1997)富士山周辺の湧水および地下水の水質について。日本水文学会誌,27,17-25。
 Sato, Y., Inamura, A., Nakamura, T., Makino, M., Yasuhara, M., Kimura, S., Suzuki, H., Shimano, Y., and Suzuki, Y. (2003) Use of stream water isotopes to interpret groundwater hydrology on a volcano, Mt. Haruna, central Japan. XXIII General Assembly of IUGG (Sapporo), JSH 02/04 P/A 16-006。
 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 Resour. Res.*, 32, 3525-3537。
 嶋田 純・三條和博(1987)降水中の安定同位体測定用採取装置について。第1回日本水文学会秋季学術大会予稿集,30-31。
 Siegenthaler, U. and Oeschger, H. (1980) Correlation of ^{18}O in precipitation with temperature and altitude. *Nature*, 285, 314-317。

富士山の地下水とその涵養プロセスについて

- 高山茂美 (1995) 富士山の地下水流動系の研究 .1992-1994 年度文部省科学研究費総合研究 (A) 研究成果報告書, 106 p .
- 土 隆一 (1992 a) 富士宮市北部朝霧地域地下水の水理地質学的研究 . 富士宮市北部朝霧地域地下水調査研究報告書, 富士宮市・静岡大学理学部, 1-22 .
- 土 隆一 (1992 b) 富士山のどこに地下水があるのか - その知られざるメカニズムを探る - . 諏訪 彰編「富士山」, 同文書院, 225-249 .
- 土 隆一 (2001) 静岡県の地形と地質 - 静岡県地質図 1/20 万 (2001 年改訂版) 説明書 - . 内外地図 .
- 土 隆一 (2004) 富士山の地下水涵養量について . 地下水技術, 46 (6), 1-10 .
- 津屋弘達 (1968) 特殊地質図 12 富士火山地質図 (5 万分の 1) . 地質調査所 .
- 山本玄珠 (1999) 「富士山の自然との対話」. 北水, 198 p .
- 山本荘毅 (1970) 富士山の水文学的研究 - 火山体の水文学序説 - . 地理評, 43, 267-284 .
- 山本荘毅 (1971) 富士山とその周辺の陸水 . 「富士山」富士山総合学術調査報告書, 富士急, 151-209 .
- 山本荘毅 (1973) 地下水の現状 - 富士山 . アーバンクボタ, No 8, 10-11 .
- 山本荘毅 (1992) 富士山はゆたかな湧き水の宝庫である . 諏訪 彰編「富士山」, 同文書院, 197-217 .
- Yasuhara ,M ., Marui ,A ., Kazahaya ,K ., and Suzuki ,Y (1993) An isotopic study of groundwater flow in a volcano under humid climatic conditions . *Tracers in Hydrology*, IAHS Publ ., No 215 ,179-186 .
- 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 (日本水文科学会誌), 24, 121-132 .
- Yasuhara , M ., Marui , A ., and Kazahaya ,K (1997) Stable isotopic composition of groundwater from Mt .Yatsugatake and Mt . Fuji , Japan . *Hydrochemistry* , IAHS Publ ., No .244 , 335-344 .
- Yasuhara , M . and Kazahaya , K . (2000) What brings about the isotopic contrast of groundwaters between the mountain slopes? A case study in Mt .Yastugatake and Mt Fuji . EOS , 81 , No 22 , WP 49 .
- 安原正也 (2003) 富士山に降った雨水はどう流れるのか? . 地質ニュース, 590 号, 31-39 .
- 安原正也・稲村明彦・濱田浩美・知北和久 (2005) カルデラ湖からの漏水が山麓湧水の形成に果たす役割について - 摩周火山における同位体的検討結果 - . 地下水技術, 47(10), 15-22 .
- 吉岡龍馬・北岡豪一・小泉尚嗣 (1993) 同位体組成から推定される地下水の流動系について - 三島市及びその周辺地域を例にして - . 地下水学会誌, 35, 271-285 .
- 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 .