

過去 1 万 1000 年間の富士火山の噴火史と噴出率, 噴火規模の推移

宮地直道*

Eruptive history, eruption rate and scale of eruptions for the Fuji Volcano during the last 11,000 years

Naomichi MIYAJI*

Studies on the eruptive history, eruption rate and scale of eruptions for the Fuji Volcano during the last 11,000 years (main period of Younger Fuji Volcano) are carried out based on the recent chronological studies for the eruptive products of Fuji Volcano. Eruptive history of the Younger Fuji Volcano on this period can be divided to five stages as follows: Stage 1 (17,000-8,000 cal BP) : Continuous effusion of enormous lava flows from the summit and flank craters, Stage 2 (8,000-5,600 cal BP) : Intermittent explosive eruptions in small scale, Stage 3 (5,600-3,500 cal BP) : Intermittent explosive eruptions with lava flows in middle scale and pyroclastic flows in small scale from the summit and flank craters, Stage 4 (3,500-2,200 cal BP) : Continuous explosive eruptions in middle scale from the summit crater, Stage 5 (2,200 cal BP-present) : Explosive eruptions with lava flows and pyroclastic flows in small scale from the flank craters.

Changes in magma discharge for the last 11,000 years show amount of magma supply occurred twice from 11 ka to 5.6 ka and 5.6 ka to present. Changes for the last 3,500 years show that the diagram belong to the time-predictable type and the eruption rate is nearly constant as $1.53 \text{ km}^3/\text{ky}$. Histogram of volume for the products of Younger Fuji Volcano show the scale of eruptions in average change from large (first half of stage 1) to middle (stages 3 and 4) and small (stage 5). Frequency and scale of the eruptions for the last 2,200 years changed at 864 AD from nearly continuously in small scale to intermittently in small to large scale.

Key words: Changes in magma discharge, eruptive history, eruption rate, frequency of eruption, Fuji Volcano

1. はじめに

富士火山の噴火史は多くの研究者によりその解明が進められた。このうち 1970 年代までは津屋弘達^{つやひろみち}の長年の研究により富士火山の構造や活動の概略が明らかにされ (津屋, 1968, 1971 など), これに町田 洋による富士火山の火山灰層序学的研究 (町田, 1964 など) が加わり過去 10 万年間の噴火史の概要が明らかとなった。1970~80 年代には火山灰層序学的研究がさらに詳細に進むとともに (泉・他, 1977; 上杉・他, 1980 など), これらの成果に基づき現在から約 1 万年前までの火山活動史がとりまとめられた (宮地, 1988)。1980~90 年代にかけてこれらの層位学的研究の高度化が図られるとともに (上杉, 1990, 1998 など) 岩石化学的研究が進んだ (富樫・他, 1991; 高橋・他, 1991)。2000 年代に入ると富士山ハザードマップ検討委員会や産業技術総合研究所 (産総研), 東京大学地震研究所, 個人研究者らにより富士山の構造や詳細な噴火史の解明などに関する研究が飛躍的に進んだ (富士山ハザードマップ検討委員会, 2004; 吉本・他, 2004; 山本・他, 2004; 山元・他, 2005 など)。現在, 産総研による「富士火山地質図」改定のための精力的な調査が進行しており, さらなる成果が期待さ

れる。そこで本論では一部新たなデータを加えた上で, 最近の富士火山に関する研究成果に基づき, 特に層序が明らかで噴出物量の定量的な評価が可能な過去 1 万 1000 年間の富士火山の噴火史について通観し, その結果をもとに噴出率および規模別噴火頻度を推定した。本研究は現在整備されつつある富士火山の防災マップを今後, 改定する際の基礎資料となる。なお, 年代は暦年補正した値を cal BP で表記し, これを概数で議論する場合は ka を用いる。また, 溶岩の名称は特に説明の無い限り, 津屋 (1968) による。

2. 新富士火山と古富士火山の区分

富士火山は先小御岳, 小御岳火山を基盤とし, 100 ka 頃以降現在に至るまで活動を続ける活火山である (津屋, 1968; 町田, 1964; 吉本・他, 2004 など)。富士火山の活動の中でも 100~13 ka 頃までは主として爆発的噴火を繰り返し, 山麓に 140 層以上の降下スコリア層を堆積させ (上杉・他, 1980), 24~13 ka 頃には西~南西斜面や東側斜面でしばしば山体崩壊を引き起こしこれに伴うラハールが発生した (山元・他, 2002, 2005; 上杉・他, 1992)。17~8 ka 頃には多

* 〒156-8550 東京都世田谷区桜上水 3-25-40
日本大学文理学部地球システム科学科

College of Humanities and Sciences, Nihon University, 3-25-40 Sakura-jousui, Setagaya-ku, Tokyo 156-8550, Japan

量の溶岩を噴出して山麓を拡大させ、小噴火期をはさみ5.6 ka以降、山頂や側火山から溶岩と降下スコリアを繰り返し噴出して成長した(津屋, 1971; 町田, 1964; 山元・他, 2005)。

このため、津屋(1968, 1971)は富士火山を、降下スコリアを頻繁に噴出させた古富士火山と溶岩を繰り返し噴出した新富士火山に区分した。津屋は新富士火山と古富士火山を設定した根拠として南西麓では両火山の噴出物の間には不整合があることを挙げた。この不整合は断層運動や20 ka (18,000 cal BP)頃の山体崩壊に伴い形成されたものであり、この不整合を覆う新富士火山初期の溶岩(旧期溶岩)のうち最も古いものの年代が17 ka頃であることから、津屋が考えたこの時間間隙は約3000年間となる(山元・他, 2005)。

これに対し、町田(1964, 1977)は山麓全域の調査から津屋の設定した新富士火山と古富士火山の活動の静穏期とした時期には東麓で多量の降下テフラ(古期富士テフラ群)が堆積していることからこの時間間隙は静穏期を意味しないとし、富士火山を古富士、新富士の2火山に区分することをせず古期と新期に区分した。すなわち古期富士テフラ群の堆積が終了するまでの時期を古期富士火山I期、これに続く溶岩を多量に噴出する時期(津屋の新富士火山旧期溶岩の噴出時期)を古期富士火山II期、厚い土壌層(富士黒土層:FB)の形成時期を活動の静穏期とし、FBを覆う降下テフラや溶岩の噴出期を新期富士火山の活動期とした。

山元・他(2005)は基本的に町田のこの活動期の区分を支持した上で、津屋の新富士火山旧期溶岩の噴出期を17~8 ka (15,000~6,000 cal BC)頃、町田の古期富士テフラ群の噴出が終了する時期、すなわち上杉(1990)のY-141テフラの最上部の年代を10 ka (8,000 cal BC)頃、FBの形成時期を10~5.6 ka (8,000~3,600 cal BC)頃、津屋の新富士火山中期溶岩の噴出期を5.6~3.7 ka (3,600~1,700 cal BC)頃とした。すなわち17~10 kaの間は津屋の旧期溶岩と町田の古期富士テフラの噴出が同時に発生していたことになる。このように旧期溶岩と古期富士テフラが同時期に噴出する点はすでに上杉(1990)により指摘されてきた。ただし、旧期溶岩と大部分の古期富士テフラとの直接の層位関係はほとんど確認できない。これは古期富士テフラが厚く堆積している東麓には、東斜面に存在した古富士火山の山体に遮られ、旧期溶岩が堆積していないためである(宮地・他, 2004)。

津屋(1971)は古富士火山の溶岩は比較的大きなカンラン石を含み、新富士火山の溶岩には粗粒な斜長石の斑晶を含むとして両者を区分した。旧期溶岩の中でも最初期の大淵溶岩の年代は17 ka頃(15,000 cal BC)と考えられており(山元・他, 2005)、この溶岩は津屋の新富士火山の溶岩の岩石学的特徴を有する(富樫・他, 1991)。ただし、同じ旧期溶岩でも初期に噴出した白糸溶岩Iやこれとほぼ同時代の猪之頭溶岩IIのように古富士火山の溶岩と同様の岩石学的特徴を有するものもある(山本・他, 2004)。これに対

し11 ka頃(9,700 cal BC)の三島溶岩(山元・他, 2005)以降の旧期溶岩はいずれも津屋の新富士火山の溶岩の特徴を有する(富樫・他, 1991; 山本・他, 2004)。

一方、降下テフラ、溶岩、泥流堆積物中のレキの岩石化学的性質はY130テフラ(上杉・他, 1980)が噴出した18 ka頃を境に変化するため、18 ka以前は古富士系マグマ、それ以降は新富士系マグマの噴火期とされる(富樫・他, 1997; 高橋・他, 2003)。これは20~30 ka頃から始まったマグマの蓄積により巨大なマグマ溜が形成され、古富士系とは異なる新たなマグマが形成され、18 ka以降、新富士系のマグマとして噴出したためと考えられている(富樫・他, 1991)。また、噴火様式としては17 ka頃から新富士系のマグマが多量の溶岩(津屋の旧期溶岩)として流出し始めたと考えられる(富樫・他, 1991, 1997; 高橋・他, 2003)。津屋の古富士火山と新富士火山の設定を認め、古富士系のテフラや溶岩の噴出の終了をもって古富士火山の活動が終了したとすると、その年代は11 ka頃となる。一方、新富士系のマグマが多量の溶岩として噴出し始めた時期をもって新富士火山の活動開始とするならば、17 ka頃以降となる。さらに、後述するようにFBの形成後、富士火山の活動が再活発化することから、5.6 ka頃以降を新富士火山あるいは新期富士火山の活動期とする区分も可能である。上杉(1998)は以上の実態を踏まえ、多量の溶岩を噴出する新富士火山と降下テフラを噴出する古富士火山が共存する時期が存在したとして、古富士系テフラであるY-137から新富士系テフラであるS-0-6までの時期(14~6.2 ka)を古富士・新富士交代期とした。

このように、富士火山の区分については様々な考え方があるものの、18 ka以降マグマの性質が変化し、17 ka以降、これらのマグマが多量の溶岩として噴出し始めたことを考えると、マグマの性質や噴火様式の変化をもとに新富士火山と古富士火山を設定することは妥当と思われる。そこで本論では100~11 kaまでの爆発的な火山活動が継続した時期を古富士火山の活動期、新富士火山系のマグマが多量の溶岩として噴出を開始した17 ka以降現在までを新富士火山の活動時期とし、17~11 kaは両火山が共存した時期とする。

3. 新富士火山の噴火史

1) 活動期の区分

上記の知見に基づき新富士火山の活動期をステージ1~5の5時期に区分する。宮地(1988)は噴火様式の相違に基づき、11~8 ka, 8~4.5 ka, 4.5~3 ka, 3~2 ka, 2 ka~243 yBP, 243 yBPの6時期に区分した。基本的に本論もこの区分を踏襲するものの、新たな年代値が多数得られたりしたことから、活動時期を再設定する。このうち、新富士火山の初期に大量の旧期溶岩が噴出した時期は暦年校正年代値が増加したことから11~8 kaから17~8 ka(ステージ1)に変更する。ただし、最初期に噴出した旧期溶岩の暦年補正年代値は測定数が少なく、今後年代値が蓄積されれば17 kaは変更される可能性がある。これに続く活動

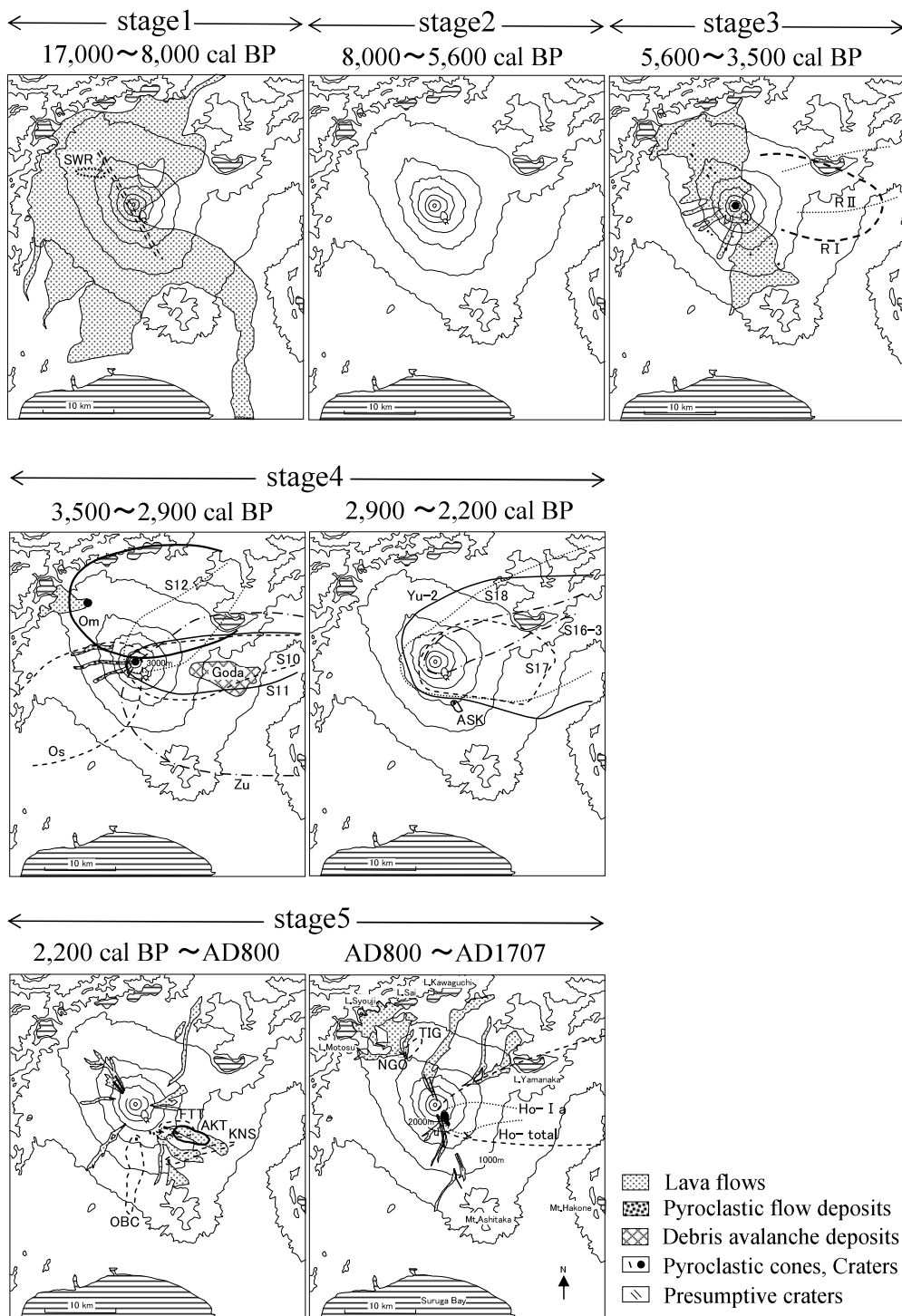


図1 新富士火山，過去 1.1 万年間における 5 つの活動期ごとの噴出物の分布。

主要な降下テフラについては 16 cm の等層厚線を示した。AKT：赤塚スコリア，ASK：浅木塚スコリア，FTT：ニッ塚スコリア，Goda：御殿場岩屑なだれ堆積物，Ho：宝永スコリア，KHK：氷池・白大竜王スコリア，KNS：カンス山スコリア，NFT：西ニッ塚スコリア，NGO：長尾山スコリア，OBC：大淵スコリア，Om：大室スコリア，Os：大沢スコリア，RI：赤色スコリア I (S-5)，RII：赤色スコリア II (S-6)，SJK：棧敷山スコリア，SWR：サワラ山スコリア，TIG：天神・伊賀殿山スコリア，Yu-2：湯船第 2 スコリア，Zu：砂沢スコリア。

Fig. 1. Distribution of products of Younger Fuji Volcano in five stages during the last 11,000 years.

16 cm contour lines are shown for each tephra. AKT: Akatsuka scoria, ASK: Asakizuka scoria, FTT: Futatsuzuka scoria, Goda: Gotemba debris avalanche deposit, Ho: Hoei scoria, KHK: Kori-ike-Hakudairyuo scoria, KNS: Kansuyama scoria, NFT: Nishi-Futatsuzuka scoria, NGO: Nagaoyama scoria, OBC: Obuchi scoria, Om: Omuro scoria, Os: Osawa scoria, RI: Red scoria I, RII: Red scoria II, SJK: Sajikiyama scoria, SWR: Sawarayama scoria, TIG: Tenjin-Igatonyama scoria, Yu-2: Yubune second scoria, Zu: Zunasawa scoria.

静穏期～小規模噴火期も同様の理由から8～4.5 kaから8～5.6 ka (ステージ2)に変更する。さらに、同様に、爆発的噴火および中規模溶岩の噴出期を4.5～3 kaから5.6～3.5 ka (ステージ3)とし、山頂噴火期を3～2 kaから3.5～2.2 ka (ステージ4)にそれぞれ変更する。また、宮地(1988)は1707年噴火(243 yBP)が2.2 ka以降、唯一の大規模噴火期であると考え、この噴火年代のみを独立させ2 ka～243 yBP, 243 yBPの2時期を設定したが、後述の通り864年噴火は大規模噴火であることが判明したため、2.2 ka以降現在までを1時期(ステージ5)にまとめる。以下に各ステージの特徴を詳述する(Fig.1)。

2) ステージ1 (17,000～8,000 cal BP) : 山頂・山腹火口からの大量の溶岩噴出期

旧期溶岩の噴出は17 kaから8 kaまで続き(山元・他,2005)、富士山の東麓を除く山麓に広く流下した。このうち17～11 kaの溶岩としては、年代や層位から南西麓の大淵溶岩や大宮溶岩、北東麓でY137テフラに覆われ13～14 kaと推定されている梨ヶ原溶岩(上杉,1998)などが考えられる。このうち、大淵溶岩は17 kaの年代値が得られた富士川河口に露出する溶岩(水神タイプ)と富士市大淵地区に広く分布する溶岩(大淵タイプ)とは岩質などが異なることから、別の溶岩流である可能性が高いと指摘されている(山本・他,2003)。このため大淵溶岩の大半は17 kaよりも新しい溶岩である可能性もあり、17～11 kaの溶岩がどのようなものであったか、その実態は明らかではない。

11 ka以降に限ると11～9 kaに噴出した溶岩は富樫・他(1991)の前期相にあたり、後述するようにやや未分化な大～中規模なものが多い。このうち11 ka(9,700 cal BC)頃に噴出した三島溶岩はパホイホイ溶岩で1枚の溶岩の厚さは1 m程度と薄いものの、総噴出量は約4 km³と富士山の中でも最大規模である。なお、本論では富士山ハザードマップ検討委員会(2004)を参考に、噴出量が0.2 km³以上の噴火を大規模、0.2～0.02 km³を中規模、0.02 km³以下を小規模と呼ぶ。また、噴出量はいずれも岩石密度換算値(DRE)で示す。

これに対し、9～8 kaに噴出した溶岩は富樫・他(1991)の後期相にあたり、やや分化したアア状溶岩が多く、粘性が高まった可能性がある。一回の噴火で噴出した溶岩の平均噴出量は中～小規模なものが多く11～9 kaに比べ小さい。このように比較的規模の大きな溶岩の流出は8 ka(6,000 cal BC)頃の犬涼溶岩(山元・他,2005)まで続いた。

旧期溶岩には西麓の横手沢溶岩Ⅲ、富士見橋溶岩Ⅰ、猪之頭溶岩Ⅱ、Ⅲや南西麓の曾比奈溶岩Ⅰなどの無斑晶質溶岩がある(津屋,1971;山本・他,2003)。このうち南西麓の曾比奈溶岩Ⅰの噴出年代は10 ka(8,200 cal BC)頃(山元・他,2005)ではあるものの、これらの溶岩の噴出年代は同一ではないとされている(山本・他,2003)。溶岩の多くはFeO*/MgOは2.0～2.8と比較的分化が進んだものが多い。このため新富士火山系の旧期溶岩は分化した巨大な

マグマ溜り(富樫・他,1997)が繰り返し形成され、そこから無斑晶質溶岩が噴出したことが考えられる。

旧期溶岩は古富士火山の火山泥流が作った火山麓扇状地を覆い富士山の裾野を拡大するのに寄与した。これまで複数の機関により富士山の標高700～1,250 mで行われたボーリング資料によれば、富士山南東麓の標高700 mの大淵では地表から最も厚く見積もって280 mまでが新富士火山の噴出物であり、このうちの旧期溶岩の層厚は157 mないし280 mであった(Tsuya,1962)。南斜面の標高1,060 mの吉原では地表から179 mまでが新富士火山の噴出物で、このうちの旧期溶岩の層厚は約170 m(宮地・他,1998)、南西斜面の標高922 m(GSJ-FJM-1)では地表から約140 mまでが新富士火山の噴出物でこのうちの旧期溶岩の層厚は約120 m(山元・他,2005)であった。さらに、西斜面の標高750 mの広見では地表から58 mまでが新富士火山の噴出物で、このうちの旧期溶岩の層厚は約45 m(宮地・他,2001)であった。北西麓の標高1,250 mの鳴沢では地表から196 mまで新富士火山の噴出物で、旧期溶岩の層厚は36～100 m(宮地・他,1995)である。また、小御岳火山の北側にあたる北東斜面の標高1,400～1,720 mのボーリング(FJ-1～3)では旧期溶岩の層厚は10 m以下と薄い(吉本・他,2004)。

これらのことから、富士山麓における旧期溶岩の層厚は50～200 m程度と推定され、北西側および南西～南東側で比較的旧期溶岩の層厚は大きい傾向がある。このような溶岩の分布から円錐形の山体の山頂火口から溶岩が均一に周辺に流下したとは考えにくい。むしろ旧期溶岩を噴出したのは山頂部を含む北西～南東方向および南西または南方向に卓越して割れ目火口であったことが考えられる。また、富士山の北側では小御岳火山の高まりが障壁となり溶岩の流下が進まなかったと思われる。

この時期の後半または末期には複数の側火山群が活動した。7,200 cal BPの鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah)に覆われる南西麓の松塚、南麓の西白塚、北高鉢山火口、南東麓の黒塚、北西麓の永山、二ツ山、サワラ山、北東麓の大白、小白がこれにあたる(高田・他,2004)。

これらの側火山や山頂火口からは小規模なテフラが断続的に噴出した。南東斜面の幕岩では三島溶岩からK-Ahまでの間にI-1～9の9層の、東麓ではFB基底からK-Ahまでの間にS-0-1～S-0-5の5層のテフラ層が確認できる。これらのテフラの層厚は概ね10 cm以下と薄い(宮地,1988)。このことは旧期溶岩の噴出時にも小規模な爆発的噴火が発生していたことを示す。

3) ステージ2 (8,000～5,600 cal BP) : 山頂火口からの小規模な間歇的噴火と土壌層の形成期

大規模な溶岩の噴出が終了した後、富士火山では間欠的に小規模なテフラを噴出した(宮地,1988)ものの、その活動は低調であった。この時期、東麓にはS-0-6～S-4の合計6層のテフラ層が堆積した(上杉・木越,1986)。これら6層のテフラ層は分布から山頂火口起源と推定されるも

のいずれも小規模で、火口から 16~17 km 東方では大半のテフラ層を追跡することができない。また、山麓部では腐植質の黒ボク土である FB の形成が続いた。FB は旧期溶岩が分布しない東麓では遅くとも 10 ka (8,000 cal BC) 頃からは形成が始まっていた (山元・他, 2005)。K-Ah から後述する R-I までの間でテフラ層を除く土壤層の層厚は、山頂火口の南東方向 7 km の太郎坊で 90 cm, 東方 13 km の須走で 140 cm, 東方 15 km の本村で 110 cm, 東方 20 km の湯船原で 110 cm, 東北東方向 19 km の平野で 100 cm と大きく変化しない。このことから FB を構成する土壤層は一旦、堆積した火山灰が巻き上げられ二次的に堆積したものを母材とすることを示唆する。

4) ステージ 3 (5,600~3,500 cal BP) : 山頂火口, 側火口からの爆発的噴火と溶岩噴出期

5,600 cal BP 頃になるとそれまでの比較的静穏の活動から一変し、比較的規模の大きな爆発的噴火や溶岩噴出の時期に変化した。また、北西~南東斜面や一部や南西斜面での噴火活動が始まり多数の側火山群が形成された (山元・他, 2005)。まず、5,600 cal BP (3,600 cal BC) 頃の赤色スコリア I (R-I, S5) や 5,500 cal BP (3,500 cal BC) 頃の赤色スコリア II (R-II, S6) などの中規模の降下テフラを相次いで噴出し、次いで 5,500~3,500 cal BP 頃までの間は中~小規模のテフラである S7~9 を間欠的に噴出した (泉・他, 1977; 宮地, 1988; 山元・他, 2005)。この他にも、4,200 cal BP (2,200 cal BC) 頃には南麓に分布する降下テフラである F2, F3 スコリアを噴出した (小林・高田, 2003; 山元・他, 2005)。さらに、火砕サージや火砕流も噴出し、南東から南西斜面に分布する 4,800~4,400 cal BP (2,800~2,400 cal BC) 頃の 3 層の火砕サージ堆積物や 4,500 cal BP 頃の岩樋火砕流堆積物 (田島・他, 2006) を噴出した。

この時期は火砕物だけでなく中期溶岩 (津屋, 1968) と呼ばれる層厚は 10~20 m 程度の輝石カンラン石玄武岩よりなる中規模の塊状やアア溶岩を山頂火口や側火口から繰り返し噴出した。例えば 5,400 cal BP (3,400 cal BC) 頃には南西麓の天母山溶岩 (山元・他, 2005), 4,100 cal BP (2,100 cal BC) 頃には西斜面の滑川溶岩, 3,700~4,000 cal BP (1,700~2,000 cal BC) 頃には南斜面の日本ランド溶岩, 3,500 cal BP 頃には南西斜面の岩樋 e 溶岩 (田島・他, 2006) を、それぞれ山頂および北西~南東方向の側火山群から噴出した。ボーリング資料によれば、これらの中期溶岩全体の厚さは、例えば複数の中期溶岩が重なる北西斜面の鳴沢では 88 m 以上であった (宮地・他, 1995)。

中期溶岩は山体を高めるのに寄与した。このことは西側斜面の大沢崩れの断面にみられる大沢溶岩より明らかである。ここでは 20 層以上の大沢溶岩が積層し、その全層厚は 100 m 以上に及ぶ。西斜面で特に厚い中期溶岩が堆積したのは古富士火山の田貫湖岩屑なだれ (山元・他, 2005) を発生させた山体崩壊により形成された崩壊地形を溶岩が埋め立てたためと思われる。この時期に山頂火口から噴出

した溶岩の多くは大沢溶岩として西麓に流下した可能性が高い。大沢溶岩は崩壊地を埋め立てた後さらに堆積を続けた。現在の富士山の山頂部には中期溶岩の一部が分布しており (石塚・他, 2002) この時期には現在とほぼ同じ規模の山体が完成した。西側の急斜面に堆積した中期溶岩の一部は崩落して岩屑となり、これが降雨時にラハールとなり西側山麓に堆積し、上井出扇状地とよばれる大規模な火山麓扇状地の原型を形成した (田島・他, 2006)。

この時期に活動した側火山としてはこの時期の前半に活動し 7,200 cal BP の K-Ah よりも新しい平塚, 東白塚, 罫塚, 西剣, 丸山, 弓射塚や、後半に活動し後述する 3.1 ka のカワゴ平軽石に覆われる腰切塚, 西幸助丸, 八軒山, 北西御庭, 戸嶺, 白山, 鹿の頭, 北西弓射塚, 東剣がある (高田・他, 2004)。

5) ステージ 4 (3,500~2,200 cal BP) : 山頂火口からの爆発的噴火期

(1) 大規模な降下テフラや火砕流の噴出 (3,500~3,300 cal BP)

3,500 cal BP 以降、富士火山は再び爆発的噴火が顕著となり湯船第 1 スコリアと総称される S10, S11 の 2 層のスコリアの噴出に続き、大沢スコリア (Os), 大室スコリア (Om), 砂沢スコリア (Zu) など (泉・他, 1977) の大~中規模テフラが連続して噴出した。また、この間に大沢火砕流 2 などの比較的小規模な火砕流も噴出した。

大沢火砕流 2 (Osfl-2) は西斜面の大沢崩れの周辺に分布する火砕流堆積物で (町田, 1977), SYP1 と呼ばれる山頂火口から 3,500 cal BP (1,500 cal BC) 頃に噴出したと推定されている (Yamamoto *et al.*, 2005)。本層は最下部に多数の炭化した小枝を含む火砕サージを伴い、その上位には直径数 10 cm 長さ 1 m 程度の炭化木を含む。基質はやや緻密なスコリアからなり中期溶岩や黒色のガラス質岩塊を含む。本火砕流は山頂部での爆発的噴火に伴い火口周辺に落下したスコリアが、急斜面に定置できずになだれ落ち火砕流として流下したと考えられている (Yamamoto *et al.*, 2005)。

S10, S11 はともに山頂火口付近から噴出し東麓から箱根カルデラ内にかけて顕著に分布し、S10 は仙石スコリアとも呼ばれる (町田, 1964)。両テフラとも比較的緻密なスコリアを主とし、黄灰色の変質岩片を含む。S10 は新鮮な灰色岩片を多数含むことから山頂部で新たな火口が開いたのかもしれない。S10 と S11 の間には伊豆の天城火山から 3.1 ka に噴出した (嶋田, 2000) カワゴ平軽石 (KwP) が認められる。S10 と Osfl-2 (SYP1) はいずれも KwP の直下に位置し含有するスコリアの形態が類似していること、S10 の上部の降下ユニット中には火砕流の灰かぐらに由来すると思われる細粒な火山灰層が挟在することから、両者は一連の噴火の噴出物である (山元・他, 2005) との指摘もある。

大沢スコリア (Os) は山頂火口付近から噴出し西麓に広く分布する降下スコリアである (町田, 1977)。Os は緻

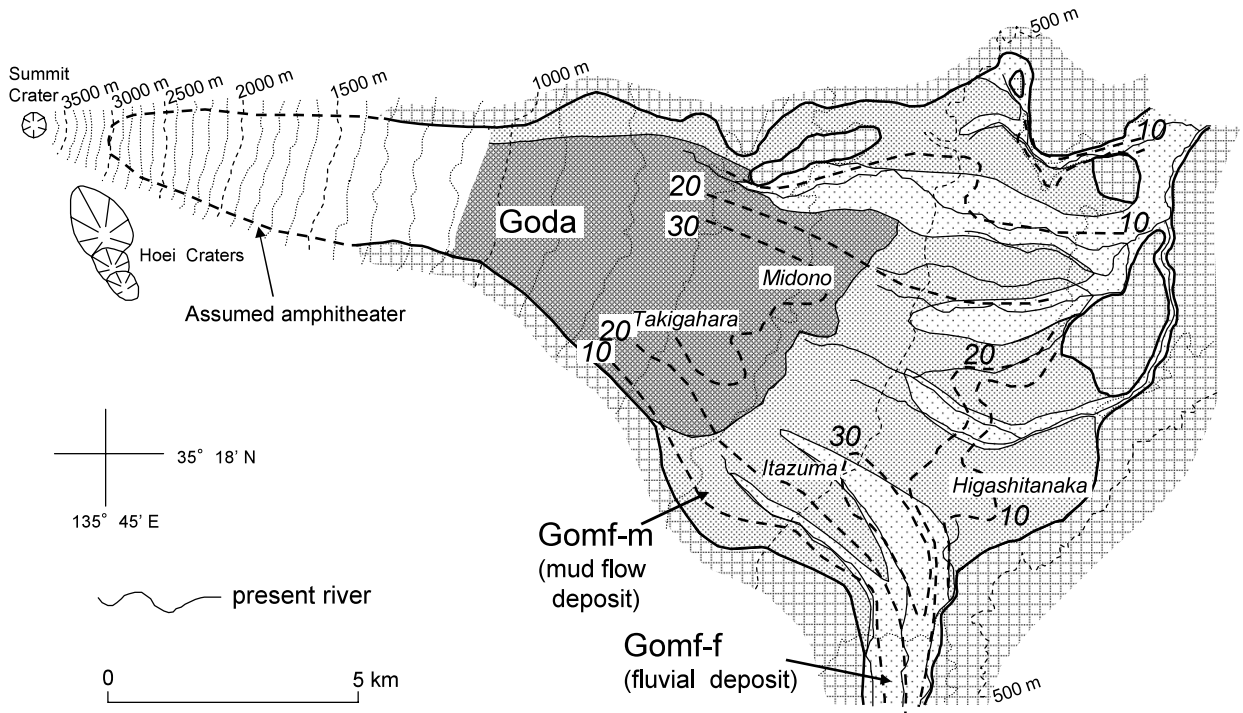


図2 富士山東麓の御殿場岩屑なだれ堆積物 (Goda) と御殿場泥流堆積物 (Gomf) の分布図および等層厚線図. 単位 m. 宮地・他 (2004) を編集.

Fig.2. Distribution of Gotemba debris avalanche deposit (Goda) and Gotemba mud flow deposit (Gomf) at eastern foot of Fuji volcano, and isopachmap of these deposits. unit in m. Compiled from Miyaji *et al.* (2004).

密なスコリアからなる降下単位が細かく成層しており、赤色スコリアや変質した黄灰色スコリアを多数含む。本層は富士火山のテフラの中では珍しく、分布から噴出源と推定される山頂火口から西側に拡散し、その一部は富士火山から約 120 km 南西の浜松市内の遺跡からも確認されている (加藤, 1979)。カワゴ平軽石の直上に堆積していることから S 10 と近接した時期の噴出物と考えられる。

大室スコリア (Om, S 12') は 3, 300 cal BP (1, 300 cal BC) 頃に富士火山最大の側火山である北西斜面の大室山より噴出したテフラで、富士火山の北麓に広く分布する (町田, 1977; 泉・他, 1977; 山元・他, 2005)。本テフラは気泡に富むスコリアが細かく成層していることから比較的規模の大きな噴火が断続的に継続したと考えられる。大室スコリアは大室山のみではなく同時期に活動した片蓋山からも噴出した可能性も指摘されている (鈴木・他, 2004)。

Om を覆う砂沢スコリア (Zu, S 13) も 3, 300 cal BP (1, 300 cal BC) 頃に南東斜面の現在の宝永火口付近に存在したと思われる側火口から噴出したテフラで、富士火山の東麓の広範囲に分布する (町田, 1964; 泉・他, 1977; 宮地, 1988; 山元・他, 2005)。大きくは 9 つの部層からなり上半分はやや細粒で比較的気泡に富むスコリアを主とし、下半分はやや粗粒で緻密なスコリアからなる (荒井・小山, 1996)。また、最下部の部層には SiO₂ が 70 wt% に達するデサイト質軽石や縞状軽石を含む (藤井・他, 2002)。このような噴出地点や岩相上の特徴は後述する 1707 年噴火の際に噴出した宝永スコリアと類似する。

この時期は Osfl-2 (SYP 1) の他にも山体の北東斜面や西斜面で火砕流が発生した。上杉 (1998) は北東斜面には S 11 の直上に火砕流堆積物が存在し、これが下流側では土石流 (梨ヶ原土石流) となり北東山麓に広く覆う、としている。また、西斜面では大沢スコリアとその上位の大室スコリアとの間には SYP 2 とよばれる 3.3 ka 頃の火砕流堆積物が、またこの SYP 2 のラハール堆積物を覆い SYP 3 と呼ばれる 3.0 ka 頃の火砕流堆積物が存在する (Yamamoto *et al.*, 2005)。

(2) 御殿場岩屑なだれ (2, 900 cal BP)

富士山東麓には御殿場岩屑なだれ堆積物 (Goda) とよばれる山体崩壊堆積物と、その後発生した泥流堆積物よりなる御殿場泥流堆積物 (Gomf) が分布する (町田・他, 1984; 宮地・他, 2004)。このうち Goda は標高 500 ~ 1, 000 m の地域の表層部に露出し、分布面積が 53 km²、体積が 1.05 km³ と見積もられる。Gomf はこれよりも東側の標高 500 m 以下の地域で Goda を覆い分布する。Goda は直下の S-14 などの降下テフラをはじめとする下位層を大きく削り、直上の Gomf により削り取られていることが多い。岩屑なだれ基質に含まれる生木試料より 2, 900 cal BP (940 ~ 890 cal BC) 頃という年代が得られている (宮地・他, 2004)。Goda は 5 つの堆積面からなり各ユニット上には普通、直径 20 ~ 30 m、高さ 5 m 前後の流れ山が多数認められ、流れ山地形はしばしば各ユニットの伸長方向に沿って直線状に配列する。

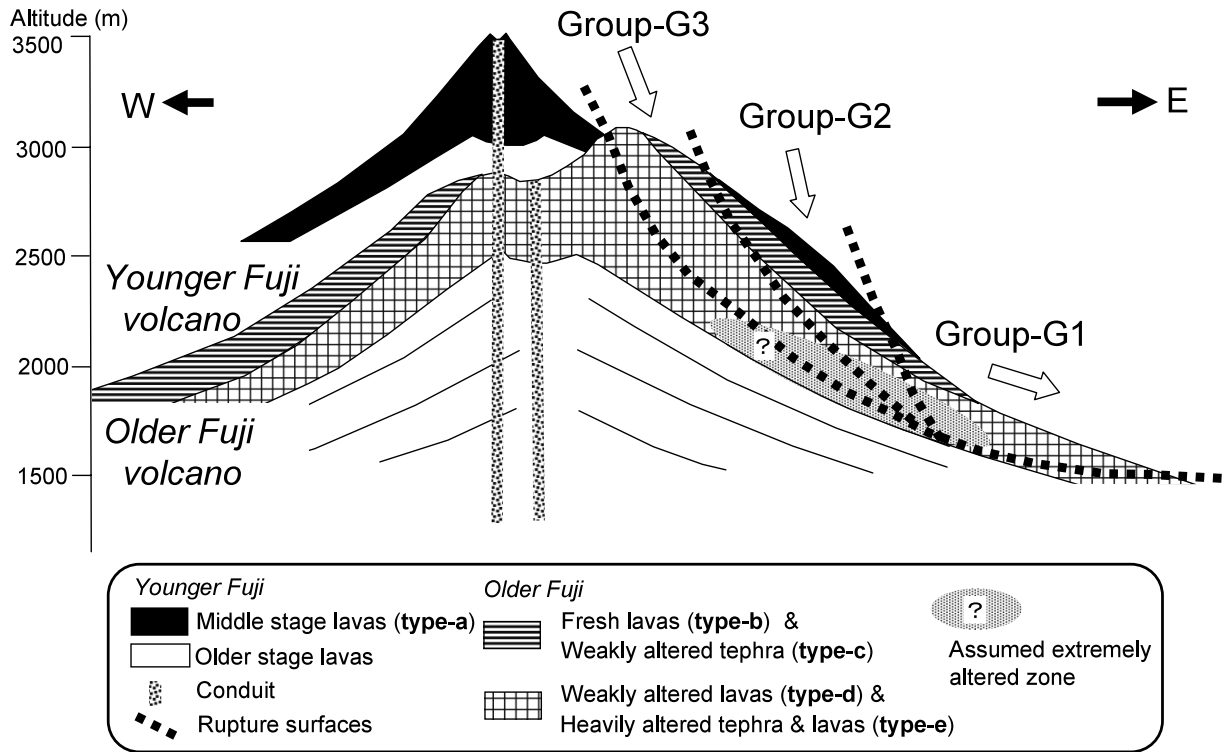


図3 御殿場岩屑なだれ発生前の富士火山の模式断面。宮地・他 (2004)。

Fig. 3. Schematic section of Fuji volcano before the Gotemba debris avalanche after Miyaji *et al.* (2004).

Goda は直径数 10 cm から数 m の大きさの岩屑なだれ岩塊と、これらの岩塊が流下中に破断、粉碎され混合してきた礫ないし火山灰サイズの岩屑なだれ基質からなる。Goda の岩屑なだれ岩塊の多くはジグソー構造を示し、小規模な正断層が観察できる場合もある。また、一部の流れ山では長さ 2～3 m のブロックが流れの下流側に傾斜して折り重なるように堆積した逆覆瓦状構造もみられる。ボーリング資料や表層地質調査に基づき復元した等層厚線図によれば、御殿場市滝ヶ原～水土野付近では、Goda の層厚は 30 m 以上である (Fig. 2)。

Gomf は基質が褐色の風化火山灰質ないしシルト質で角～亜角レキを含む泥流相 (Gomf-m) と、シルトや粘土に乏しく砂礫質で角～亜角レキを含み層理が発達する河成相 (Gomf-f) に大別される (Fig. 2)。普通、Gomf-m は Goda と斜交関係で接し、岩屑なだれ岩塊はばらばらにほぐれ互いに混合し、ほとんど残存しておらず、生木の木片を含む場合がある。岩相の側方変化が激しく Gomf-f とはしばしば同時異相となる。Gomf-f は現河川沿いで顕著に認められ、最大層厚は板妻付近で 48 m に達する (Fig. 2)。

Gomf-f は富士火山東麓から相模平野に流れる酒匂川や沼津平野に流れる黄瀬川沿いに分布し、下流側では基質の細粒部分が洗い流されて、粗大な河床礫を取り込み完全な河成堆積物となる。酒匂川沿いに分布する山北火山砂礫層 (鈴木, 1963) や黄瀬川沿いの黄瀬川扇状地堆積物 (高橋, 1980; 高木, 1981) ないし黄瀬川扇状地砂礫層 (松原, 1984) は Gomf に対比にされており (町田, 1964; 米

澤, 1986)、これらはいずれも Gomf-f に相当する。Gomf-f は足柄平野の北部では 40 m の層厚を有する (山崎, 1994)。

御殿場岩屑なだれ堆積物中の岩屑なだれ岩塊は主として、タイプ a: 新鮮で多孔質な灰色のカンラン石玄武岩ないしは単斜輝石斜方輝石カンラン石玄武岩の溶岩, タイプ b: 新鮮だが一部変質した部分がある緻密な暗灰色のカンラン石玄武岩の溶岩, タイプ c: 風化・変質した赤色のカンラン石玄武岩質スコリア, タイプ d: 変質した暗灰色の含単斜輝石カンラン石玄武岩ないしカンラン石玄武岩の溶岩, タイプ e: 著しく変質して粘土化し黄白色を呈するテフラや単斜輝石カンラン石玄武岩ないしカンラン石玄武岩の溶岩の 5 種類に大別できる。主要成分や微量成分などの岩石化学的性質より、岩屑なだれ岩塊のうちタイプ a は新富士火山の中期溶岩, タイプ b, c は 24 ka 以降の古富士火山末期の噴出物, タイプ d, e は 24 ka 以前の古富士火山の噴出物と推定される。

御殿場岩屑なだれはタイプ e の岩塊を主体とするブロック (グループ G1)、タイプ c の岩塊を主体とするブロック (グループ G2)、タイプ d の岩塊を主体とするブロック (グループ G3) の 3 つのブロックが山麓側から山頂側に連続して崩壊した結果、発生したと考えられる。崩壊を引き起こしたすべり面は、御殿場岩屑なだれ堆積物の起源となった堆積物のうち最下位に存在したタイプ d, e 中に形成されたと思われる。特にタイプ e は変質が進んでいることから脆弱であり、大きな地震動や水蒸気爆発により本層中にすべり面が形成されたと思われる (Fig. 3)。

Godaをもたらしした山体崩壊時の古富士火山の形状は明らかではないが、古富士火山活動末期に発生した複数回の山体崩壊の際に崩れ残って高まりとなった部分が存在していた可能性が高い。富士火山の東斜面では少なくとも24~20 kaと15~14 kaの2回、山体崩壊を起こしたと考えられる(上杉・他,1992)。Godaには24 kaないしそれ以前の噴出物が含まれていることから、Godaを形成した崩壊の際にはこれら2回の崩壊では崩れなかった東斜面の古富士火山山体の一部が崩壊したと考えられる。

御殿場岩屑なだれ堆積物は直下の地層を削剥していることが多いこともあり、山体崩壊に伴うマグマ噴火の堆積物やブラスト堆積物(吉本・宇井,1998)は確認できない。ただし、岩屑なだれ堆積物の到達していない尾根部でもS-13~15'の間にブラスト堆積物や御殿場岩屑なだれに伴うと思われる降下テフラ層が確認できなかったことから、崩壊への本質物質の関与はない、ないしほとんどないと思われる。

本岩屑なだれ堆積物中やそれ以前のOsやS10,S11には変質した岩片が多数含まれていることから3kaころの噴気、熱水活動の活発化に伴い、山体の熱水変質が進んだことが考えられる。このような熱水変質により山体は脆弱化していたと思われ、大規模な地震ないし水蒸気爆発が引き金となり山体崩壊が発生した可能性が高い。富士火山西方の富士川断層は3ka頃に活動しており、この活動が富士火山の山体崩壊を引き起こしたことは十分考えられる(山元・他,2002)。山体崩壊後、崩壊物の一部は直接河川に流入し泥流堆積物(Gomf-m)や河成堆積物(Gomf-f)に移化した。その後も降雨に伴いGodaは侵食され、崩壊発生から200~300年間は二次泥流の発生が続いたと思われる。

(3) 山頂火口からの火砕物噴火(2,900~2,200 cal BP)

山体崩壊後、山頂火口からはS15~22(泉・他,1977; 宮地,1988)といった少なくとも17層の大~中規模の降下テフラが頻りに噴出した。このうち2,200 cal BP(300 cal BC)頃に噴出したS22は湯船第2スコリア(Yu-2)とも呼ばれ、山頂火口で発生した最後のマグマ噴火の噴出物である。火口近傍に落下したテフラは高温で急速に堆積したため強溶結し、富士山頂最上層溶岩(津屋,1968)と呼ばれた。特に堆積量が多かった山頂部の東側斜面では急斜面上での重力的不安定により溶結した火砕物が火砕成溶岩として二次流動し、少なくとも標高3,000 m付近までは流下した(安井・他,2003)。山頂部では溶結したYu-2を覆い直径数10 cm~1 mの表面が白色の岩塊が分布する。これらの岩塊はYu-2噴火期最末期に火口部の溶岩がドレインバックする際に発生した水蒸気爆発により溶岩表面のクラストの破片が放出されたものと考えられている(尾関・他,2002)。

この時期には降下テフラだけでなく火砕流も発生した。西斜面では2.7 ka頃のSYP4とよばれる火砕流堆積物が(Yamamoto *et al*, 2005)、北東斜面でも暦年未補正で2.5 ka

頃のS-15'とよばれる火砕流堆積物が認められている(上杉,1998)。山頂火口の東南東約13 kmにあたる標高700 mの御殿場市滝ヶ原の小山川調整池では掘削時に御殿場岩屑なだれ堆積物(Goda)とその二次泥流である御殿場泥流堆積物(Gomf)が出現した。GodaやGomfはS15,溶岩,S17などに覆われる。S15は所々深さ1 m程度の小規模な谷に削られ、その小谷を直径5 cm~数 mmの炭化した材片や小枝を含む最大層厚20 cm程度の砂質な火砕サージ堆積物が埋め、これを溶岩が覆う。この炭化木片の年代は2,425±30 years BP(cal BC 600-400,PLD-3906)であった。なお、溶岩は内部に多数の溶結スコリアを認めることができることから、降下スコリアが定置後に二次流動した火砕成溶岩と考えられる(Fig.4)。火砕サージと溶岩流基底のクリンカとの間に侵食構造やラハール堆積物など時間間隙を示す証拠はないものの、一連の噴火活動に伴うものであるか否かは明らかではない。この他、上杉(1998)は北東斜面でS18'スコリア層の直上にも火砕流堆積物が存在するとしている。ただし、これらの火砕流または火砕サージ堆積物の分布域は限定されており、いずれも小規模と考えられる。

東側斜面では従来、火砕流や火砕サージ堆積物は発見されていなかったが、上記のように御殿場市滝ヶ原の低標高の地点で2.5 ka頃の小規模な火砕流堆積物が確認された。2.9 kaに御殿場岩屑なだれが発生するまでは火山体の東側に古富士火山の高まりがあり、東側斜面には火砕流や火砕サージは堆積し難かった。ところが山体崩壊により東側斜面に滑落崖を持つ崩壊地形が形成されると、山頂噴火に伴い東側斜面に落下した降下テフラの一部は斜面に定置できずに火砕流となり、崩壊地形の中を流下し山麓まで達したと思われる。また、山頂部に高温状態で堆積し溶結したテフラも二次流動して火砕流と同様、崩壊地形の中を流下し山麓に達したと思われる。

この時期に活動した側火山にはZuを覆いS18に覆われる大平山、棧敷山、浅黄塚、高山などがあるものの、その数は少ない。

6) ステージ5(2,200 cal BP~現在):側火山,側火口からの小・中規模噴火期

(1) 9世紀以前(2,200 cal BP~AD 800)

2.2 ka頃にYu-2を噴出したのを最後に富士火山の山頂火口では本格的なマグマ噴火は発生しておらず、それ以降は北西~南東斜面および北東斜面での側火山群の活動が続いている。富士山の噴火の様子が具体的に記述されるようになった8世紀後半から現在に至るまでの間に、西暦781年噴火や9世紀以降の9回の噴火など、少なくとも10回の噴火活動が存在したと考えられる(小山,1998 a)。ただし、これらの歴史時代の噴火の噴出物については、放射性炭素年代のみでは正確な年代を決定することが困難であったため、1707年(宝永)噴火や864年(貞観)噴火の噴出物など噴出物の分布と史料の記述との対応関係が明らかなものしかその噴出年代は特定されていない。



図4 富士山東麓小山川調整池の工事現場に露出する 2.5 ka の火砕成溶岩と火砕サージ堆積物。

Fig.4. Clastogenic lava flow and pyroclastic surge deposit at 2.5 ka exposed at a construction site of the Oyamagawa sabo-pond in the eastern foot of Fuji Volcano.

一方，近年，富士山麓の各地で神津島 838 年噴火の神津島天上山テフラ (Kt: 吉田, 1996) が発見され，このテフラとの層位関係から富士火山の歴史時代の噴火実態に関する研究が進んだ (小林・他, 2005; 高田・他, 2005)。このため，放射性炭素年代値と Kt との層位関係から歴史時代の噴出物の噴火年代を 9 世紀を境に大別することができる。そこで，便宜的にここでは 2,200 cal BP から現在までを 9 世紀以前と 9 世紀以降に区分して論じる。

2,200 cal BP 頃以降，9 世紀 (1,200 cal BP) までは小規模な溶岩や降下テフラの噴出が間歇的に続き，特にこれまで顕著な噴火活動がみられなかった北東斜面での噴火活動が活発化した。1,700~1,300 cal BP (300~700 cal AD) 頃には北東斜面に複数の火口が形成され，ここから S-24-1~5 (上杉・他, 1980) が噴出するとともに，高標高の北東斜面上に一旦堆積した火砕物が重力的に不安定になり崩壊し，これに伴い滝沢火砕流 B, A1~3, A' など 8 回の火砕流が発生した (Tajima *et al.*, 2003)。

北西~北斜面でも側火山や側火口の活動も活発であった。1,200 cal BP (710~770 cal AD) 頃に形成された御庭・奥庭火口列と呼ばれる標高 3,400~2,100 m までと標高 3,000 m~1,570 m までの 2 列の火口列からは御庭・奥庭第 1,2 溶岩が噴出した (津屋, 1971; 宮地, 1988; 山元・

他, 2005)。このうち奥庭第 2 溶岩は Kt に覆われる (高田・他, 2005)。また，標高約 1,500 m の氷池・白大竜王火口と呼ばれる 2 つの連続した火口から噴出した白大竜王・氷池溶岩は奥庭第 2 溶岩の下位にあたり，その年代は 1,300~1,000 cal BP (610~960 cal AD) 頃とされる (高田・他, 2005)。ただし，津屋 (1971) は奥庭第 2 溶岩が白大竜王・氷池溶岩を覆うとしており，両者の層位関係についてはさらに検討が必要である。この他，標高 1,000 m 付近に分布する雁穴溶岩の年代が 1,400 cal BP (550 cal AD) 頃とされ (高田・他, 2004)，北東山麓に流下した檜丸尾第 2 溶岩は Kt に覆われる (高田・他, 2005)。

一方，この時期，南~南東斜面の側火山や側火口の活動も活発であった。これらの火口からの噴出物うち比較的古いものとしては 2,100 cal BP (160 cal BC) 頃の小天狗溶岩, 2,000 cal BP (50 cal BC) 頃の二ツ塚スコリア, 1,550~1,400 cal BP (390~550 cal AD) 頃の印野溶岩, 1,500 cal BP (460 cal AD) 頃の青沢溶岩が挙げられる (高田・他, 2005; 山元・他, 2005)。このうち，印野溶岩は分布から二ツ塚から噴出したとも考えられるが，二ツ塚スコリアと噴出年代が大きく異なることから，両者が同一の噴火により形成されたか否かについてはさらに検討を要する。南麓最大の側火山である標高 1,300 m のカンス山は 1,250~1150 cal BP

(680-790 cal AD) 頃に噴火し(山元・他,2005), 中規模のカンス山溶岩を南方に流出するとともに(津屋,1971), カンス山スコリアを東北東方向に拡散させた(宮地,1988). 同テフラは火口から15 km 東方の現在の御殿場市街地一帯に分布する泥炭層(大沼藍沢湖成層)中でも確認できる(宮地・鈴木,1986). 南斜面の北東高鉢山付近から噴出し真南に飛散した大淵スコリアも Kt に覆われ,7世紀の古墳より古く(増島,1978;小林・他,2005), カンス山とほぼ同時期の噴出物と推定されている(高田・他,2004).

(2) 9世紀以降(AD 800~現代)

9世紀以降発生した噴火としては, 少なくとも西暦800~802年,864~866年,937年,999年,1033年,1083年,1435~1436年初頭,1511年,1707年の9回がある(小山,1998a). これらの噴火とその噴出物の特徴は以下の通りである.

800~802年(延暦十九~二十一年)の噴火では北西斜面および北東斜面より多数のテフラが噴出した. これにより古代の東海道は一時的に閉鎖された(小山,1998b). 北東斜面では西小富士噴火割れ目より須走口スコリア a (Sb-a) が噴出し(小山,1998b), この火口付近から噴出した鷹丸尾溶岩はそれまで道志川から忍野に流れていた桂川の支流を完全に閉塞し, 現在の山中湖が誕生した(遠藤・他,1992). なお, 鷹丸尾溶岩はA~Dの4層に細分されており(上杉・他,1995), 上杉(2003)は溶岩と考古遺物の関係よりこのうちの鷹丸尾溶岩Aは11~12世紀以降のものである可能性を指摘している.

北西斜面上で隣接する天神山と伊賀殿山も800~802年噴火の際に誕生したと考えられてきた(小山,1998b). ところが, これら両火山の噴出物は Kt を覆い, かつ2 cm 程度の風化火山灰層などが挟み864年噴火で噴出した氷穴溶岩に覆われる(鈴木・他,2004;小林・他,2005). このことから, Kt が降灰した838年から864年の間に天神山と伊賀殿山が活動した可能性が高い. 従来,802年~864年噴火の間に834~848年(承和年間),853年(仁寿三年),858年(天安二年),859年(貞観元年)噴火などが存在した可能性があるものの, 記述内容が疑わしく噴火の存在は否定されている(小山,1998b). ただし, これらの噴火についてはさらに史料の再検討が必要である.

864~866年初頭(貞観六~七年)の噴火は2,200 cal BP 以降最大規模の噴火であった. 貞観噴火は864年6月から866年2月までの約2年間続き, この噴火で青木ヶ原溶岩および氷穴溶岩(津屋,1938), または下り山・石塚・氷穴・長尾山溶岩グループと呼ばれる総計1.2 km³の溶岩が, 山体の北西山麓の氷穴-長尾山-石塚-下り山と呼ばれる総延長6 km に及ぶ火口列から流出し, 山麓のせの湖と呼ばれる湖の大半を埋め尽くした(荒井・他,2003;高橋・他,2005). 本栖湖に流入した青木ヶ原溶岩には表面に特有の縞状構造が認められる. この構造は溶岩が湖水と接した際に作られた亀裂が水中で段階的に開口した結果作られたと考えられている(小幡・海野,1999). また, 溶岩の湖への流入に伴い水蒸気爆発が発生して, 精進湖では爆発によ

り飛散した枕状溶岩片や湖底堆積物が二次火口周辺に堤防状の微地形を作った(宮地・他,2006).

937年(承平七年)の噴火では溶岩が北麓の御舟湖を埋めた, とあり, この溶岩は北麓に流下した剣丸尾第1溶岩に対比されると考えられている(小山,1998a). 剣丸尾第1溶岩は北側斜面の剣丸尾火口から噴出したと考えられてきた(津屋,1968). 937年噴火では富士火山の北側斜面の標高1,800~2,900 m にかけては総延長3.5 km の雁行する3列の割れ目火口列で発生した. このうち最も標高の高い部分は剣丸尾火口, 中央部が石楠花橋火口(鈴木・他,2001)とよばれ, 最も北側の低標高の火口から噴出した剣丸尾第1溶岩は火口から17 km 北東の現在の富士吉田市街地まで達した(藤田・他,2002). 石楠花火口からは東方に向けて石楠花橋スコリアが噴出した(藤田・他,2002). 一方, 年代, 層位的に剣丸尾第1溶岩と同時期で, 岩石学的特徴が酷似する南斜面の不動沢溶岩もこの噴火で噴出したと考えられ, 山頂を挟む南北同時噴火が発生したと思われる(山元・他,2005). ただし, 剣丸尾第1溶岩の噴出量は0.06 km³であるのに対し, 不動沢溶岩の噴出量は0.01 km³程度と推定され, マグマの主体は山体の北側から噴出したと思われる.

999年(長保元年)の噴火は噴火の規模や様子に関する具体的な記述が無く, 噴出物との対応関係は明らかではない.

1033年(長末五年)の噴火では溶岩が山麓に到達したとする記述から, 北側山麓に分布し剣丸尾第1溶岩を覆う剣丸尾第2溶岩がこの時の溶岩と考えられる(小山,1998a). この噴火でも937年噴火と同様, 南北同時噴火が発生したと考えられている(山元・他,2005). このうち北側斜面では標高2,150~3,450 m にかけて総延長3 km の牛ヶ窪火口とよばれる割れ目火口列で発生した. これと雁行し標高2,050 m に位置する小御岳風穴火口からは剣丸尾第2溶岩が噴出し, 火口から北東方向に約7 km 流下した(藤田・他,2002). 南側斜面では不動沢溶岩を噴出した火口とほぼ並行した割れ目火口から日沢溶岩が噴出した(山元・他,2005).

1083年(永保三年)の噴火も噴火の詳細は明らかではない. ただし, 小山(1998a)はこの噴火に伴う鳴響(爆発音)が京都にまで到達した可能性を指摘し, これにともなう爆発的噴火により南麓のI-31(宮地,1988), 東麓のS-24-9またはS-24-10(上杉・他,1987)が噴出した可能性を指摘した. また, 放射性炭素年代値のみから判断すると南斜面の須山胎内溶岩(AD 1030~1230:山元・他,2005)もこの時に噴出した可能性がある.

1435~1436年初頭(永享七年)や1511年(永正八年)噴火についても噴火の詳細や噴出物との対応関係は明らかではない. ただし, 永享七年の噴火では富士山に火炎が見えて煙の記述が無いことから, 溶岩流が流出した可能性が高く, その候補として北側斜面の大流溶岩が考えられる(小山,1998a)との指摘がある. また, 永正八年の噴火では富士吉田口登山道六合目付近に存在したと思われる鎌岩付

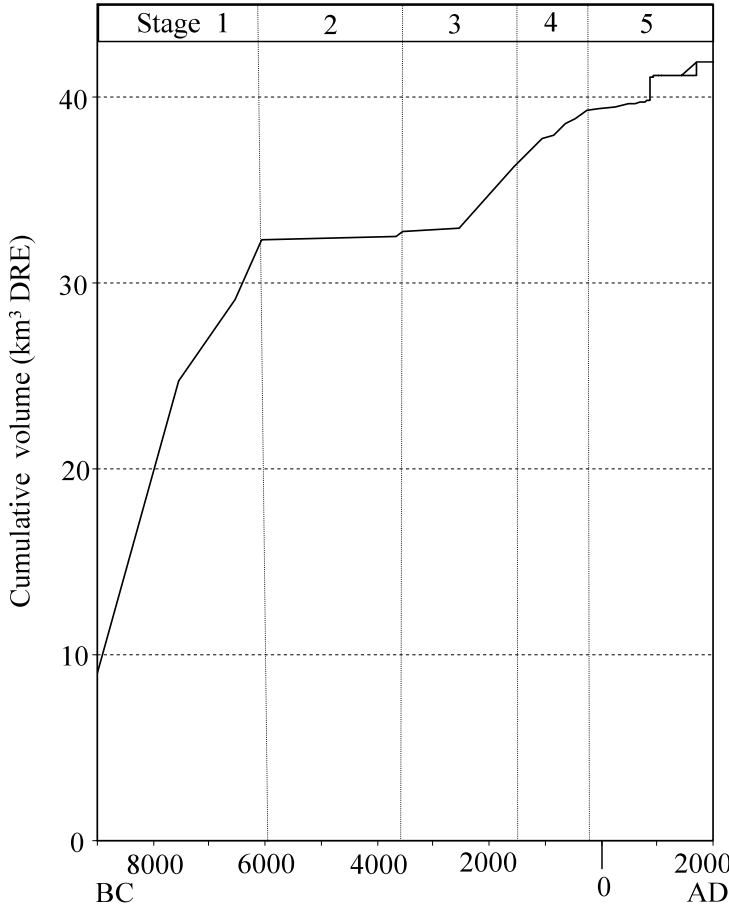


図5 新富士火山の過去 1.1 万年間における全噴出物の積算噴出量。

Fig. 5. Cumulative volume for total products erupted by Younger Fuji Volcano during the last 11,000 years.

近で噴火したらしい (小山, 1998 a).

一方, 1435~1436 年または 1511 年噴火で噴出した可能性のあるテフラが富士山東方の神奈川県内で発見されている。神奈川県綾瀬市の宮久保遺跡では 1707 年噴火の宝永スコリア層の下位で鎌倉期 (1180~1333 年) の文化層を覆う土層中より宝永スコリアに類似した極めて発泡の悪い黒色スコリア層が確認されている (神奈川県立歴史博物館, 國平建三氏私信)。また, 宮久保遺跡の南方に位置する逗子市の住吉城址でも, 筆者らは現地調査の際に宝永スコリア層より下位で鎌倉期と考えられる文化層を覆う土層中にやはり宝永スコリアに類似した極めて発泡の悪い黒色スコリア層を確認した*。これらのテフラは同一のものである可能性が高く, その場合, 1435 年または 1511 年噴火に由来するテフラかもしれない。

1707 年 (宝永四年) の噴火は富士火山の最新の噴火であり, 噴出した降下テフラ (宝永スコリア) は南関東一円を覆う新富士火山の中でも最大規模の爆発的噴火であった。宝永噴火は 1707 年 12 月 16 日午前から 1708 年 1 月 1 日の未明までの 16 日間断続的に続き, この噴火で新たに山体の南東斜面に開いた 3 つの宝永火口からはプリニー式噴火により降下軽石と降下スコリアが総計 0.7 km^3 噴出した (Tsuya, 1955; 宮地, 1984 など)。宝永噴火はデイサイト質と安山岩質に分化した低温のマグマに, 下方から高温の玄武岩質マグマが加わることにより発生したと考えられ

ている (Yoshimoto *et al.*, 2004 など)。これにより, 最初にデイサイト質の軽石が, 次いで安山岩質と玄武岩質のスコリアが相次いで噴出した。宝永噴火による直接の犠牲者は記録に残されていないが, 東麓では宝永スコリアが農地を厚く覆ったり河川の氾濫が続いたりしたため, 住民は飢餓に苦しみ復旧に 40 年以上を要した (小山町, 1998 など)。

9 世紀以降の火山活動により噴出したことが明らかであるものの, その正確な噴出年代が明らかでないものが複数存在する。Kt を覆う溶岩としては水ヶ塚丸尾溶岩, 東白塚南溶岩, 大淵丸尾溶岩などが挙げられる (小林・他, 2005)。高田・他 (2005) によれば, 南斜面に分布する水ヶ塚丸尾溶岩は南ガラン塚の割れ目火口列 (小林・高田, 2003) から 1,300~1,050 cal BP (680~890 cal AD) 頃噴出した。また, 同じく南斜面の東白塚南溶岩は約 2 km の割れ目火口から 1,200~1,000 cal BP (720~960 cal AD) 頃噴出した。さらにこの割れ目火口の南西方向の標高 2,850~1,370 m に約 4 km の割れ目火口が開き, 大淵丸尾溶岩が 1,200~1,000 cal BP (770~980 cal AD) に噴出し東白塚南溶岩を覆った。このうち大淵丸尾溶岩は噴火口の

* 住吉城址の報告書は未刊だが本内容の掲載については住吉城址発掘調査団 (団長田代郁夫氏) の許可をいただいた。考古学的年代観については最終的には正式の報告書に拠る。

位置が低標高で火口列末端の火口は集落の近傍に位置する(富士山ハザードマップ検討委員会, 2004)。また, 上記にも挙げた I-31, S-24-9・10 などのテフラも 9 世紀以降の噴出物である可能性が高いもののその年代は明らかではない。今後, 年代データや考古遺物との層位関係から, これらの噴出物の年代を決定する必要がある。

1707 年噴火を最後に富士山では明確な噴火は確認されていないものの, 地熱・噴気活動は最近まで続いていた。山頂火口では小内院南東側と銀明水東側にはそれぞれ泥に覆われた変質したスコリアを主体とし成層構造をなす砂礫質の堆積物が分布する。これらの堆積物中には本質物質が認められないことから水蒸気爆発の噴出物と考えられる(尾関・他, 2002)。このような山頂部での水蒸気爆発がいつ発生したかは明らかではないものの, Yu-2 を覆うことから 2,200 cal BP より新しいことは明らかである。9 世紀の都良香は「本朝文粹」の中で山頂の火口底には池があり, そこから水蒸気が立ち上っているとする記述を残している。また, 鎌倉時代の「海道記」より, つじ(1992)はこの文章が書かれた 1223 年 4 月には山頂に沸騰する火口湖が存在したと推測した。これらのことから歴史時代に山頂火口底に溜まった湖水がマグマの上昇などに伴い水蒸気爆発を発生させた可能性が考えられる。

一方, 宝永火口付近では地表の宝永スコリアの一部に昇華物と思われる白色物質が付着しており, 宝永噴火後しばらくの間は宝永火口付近で噴気活動は継続した可能性が高い。富士火山では宝永噴火直後の 1708~1709 年に鳴動や降灰を伴う火山活動があった可能性も指摘されている(小山, 1998 a)。

地熱異常や噴気活動は約 100 年前の 1900 年頃は顕著で, その後, 次第に低下したと思われる。例えば山頂部南東縁の荒巻と呼ばれる地点や山頂部東縁の地温は少なくとも 1897 年には約 80℃であったが, 1957 年には約 50℃まで低下し, 1982 年には外気温と差異がなかった(気象庁観測部, 1983)。1897 年より以前の地熱がどの程度であったかは不明だが, 1854 年の安政東海地震をきっかけに荒巻の地熱活動が開始された, との指摘もある(つじ, 1992)。この他, 1957 年の気象庁の調査では宝永火口内や東斜面の須走口登山道の 3 合目や 7 合目でも噴気ないし地熱活動が確認されている(諏訪, 1992)。

4. 噴出率と噴火頻度の推移

1) 噴出率の推移

富士火山における過去 11,000 年間の噴出量の経時変化を調べ, その結果をもとに噴出率の変化を求めた。噴出量の経時変化は積算噴出量の経時変化図(階段ダイアグラム)として示した。新富士火山の噴出量の階段ダイアグラムは宮地(1988)や富士山ハザードマップ検討委員会(2004)により公表されているものの, 噴出物の噴火年代に関するデータが不足していたこともあり, 必ずしも詳細な経時変化を示すものではなかった。そこで, 地質図や噴出物の分布図や等層厚線図をもとに作成された岩石密度換算の噴出

Stage	(ka)	Eruption rate (km ³ DRE/ky)
5	2.2 - 0.3	1.3
4	3.5 - 2.2	2.4
3	4.5 - 3.5	3.3
	5.6 - 4.5	0.4
2	7.5 - 5.6	0.1
	9.5 - 7.5	3.1
1	11.0 - 9.5	17.1

表1 新富士火山, 過去 1.1 万年間における 5 つの活動期ごとの噴出率。

Table 1. Eruption rates of total products for five stages erupted by Younger Fuji Volcano during the last 11,000 years.

量のカタログ(国土庁, 1991)やその後, 関係機関により得られた噴出量に関するデータをもとに, 11 ka 以降噴出した 101 層の降下テフラ, 10 層の火砕流堆積物, 132 層の溶岩について最新の噴火年代値と層位関係から各噴出物の噴出年代を推定し, これらのデータをもとに概ね 1,000 年間隔ないし歴史時代では噴火年代ごとに噴出量の総計をまとめ, 階段ダイアグラムを作成した(Fig.5)。なお, 歴史時代の 10 回の噴火については噴火年代が明らかであるため, 噴火年代の位置に棒状の線分として噴出量を示し, 噴火年代が特定できず年代幅でしか表現できない場合は年代幅のうち最も新しい年代にその年代幅の期間に噴出した全ての噴出物の積算噴出量を示して, 年代幅の最も古い年代に示された噴出量と線分で結び噴出量の推移を示した。

このうち旧期溶岩の噴出量の算定に際して, 旧期溶岩には地表下に埋没しているものが多く, 地表で観察できる溶岩の噴出量だけで旧期溶岩の噴出量とみなすのは不十分であるため補正を行った。旧期溶岩が噴出した時期は年代測定結果や地質層序より, 17.0~11.0 ka, 11.0~9.5 ka, 9.5~8.5 ka, 8.5~8.0 ka の 4 時期に区分できる。地表部で確認できた, 旧期溶岩の全噴出量は 17.5 km³ で, 各時期の溶岩の噴出量が旧期溶岩全体に占める割合(時期別噴出量割合)は 17.0~11.0 ka が 18%, 11.0~9.5 ka が 63%, 9.5~8.5 ka が 11%, 8.5~8.0 ka が 8% と推定される。宮地(1988)はボーリング資料などをもとに旧期溶岩の噴出量を 39.5 km³ と見積もった。このためボーリング資料から推定される総量の 44% を地表部で確認できたことになる。ただし, 17.0~11.0 ka の溶岩は年代値や分布に関する情報が限られており, 11.0 ka 以降に溶岩と同列で噴出量の議論を行うことは困難である。また, 地下部の旧期溶岩は地表部に分布する旧期溶岩よりも古い時代のもが多いと推定されるものの, ここでは地下部も地表部と同一の時期別噴出量割合を有すると仮定して地下部の時期別噴出量を算定

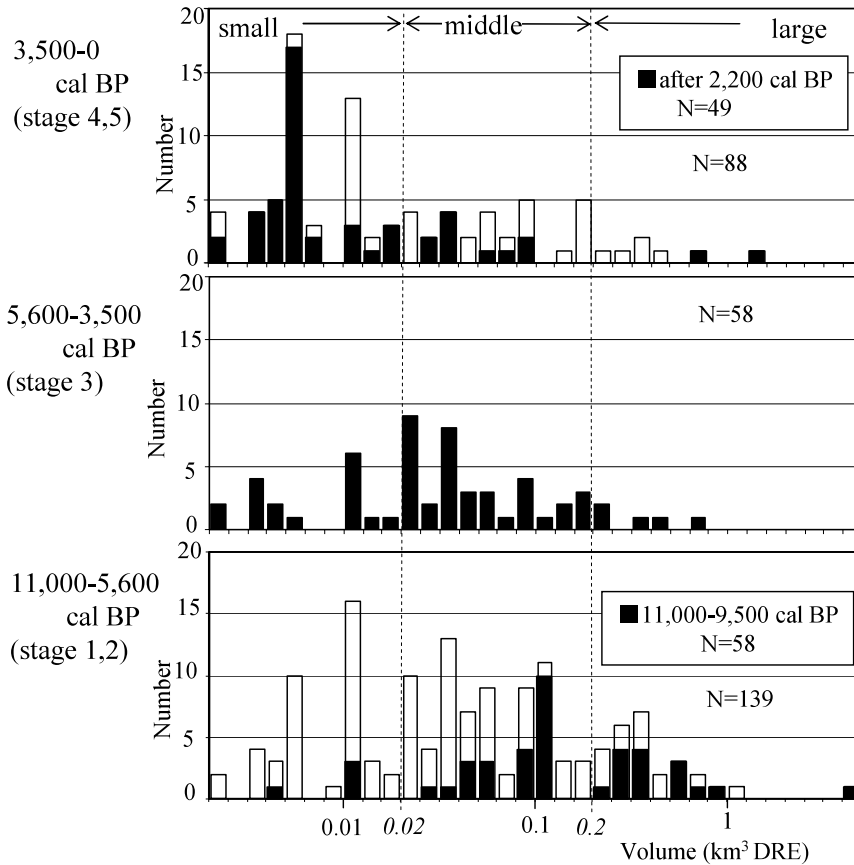


図6 新富士火山のステージ1・2,3,4・5における噴出量のヒストグラム。
ただし、ステージ1の噴出物のうち17～11kaのものを除く。

Fig. 6. Histogram showing volume of the eruptive products of Younger Fuji Volcano for the stages 1 and 2, stage 3, and stages 4 and 5. Volcanic product at stage 1, does not include that at 17 to 11 ka.

し、地表部と合わせて時期別噴出量を推定した。

一方、歴史時代で確認された10回の噴火については、1033年や937年噴火のように山頂を挟む南北両斜面上の複数地点で同時期に噴火したことが明らかとなってきたものの、その大部分の噴火では噴出物との対応関係が未確定ではある。そこで噴火時期が不明であった以下の括弧内の噴出物についても噴出率を推定するために、層位関係などをもとに噴火年代を次のように仮定し、噴出年代ごとの総噴出量を計算した。すなわち、1707年：宝永スコリア，1511年：(S 24-10)，(I-31)，1435年：(大流丸山溶岩)，1083年：(S 24-9)，(須山胎内溶岩)，(ガラン溶岩)，1033年：剣丸尾第2溶岩，日沢溶岩，S 24-8，937年：剣丸尾第1溶岩，不動沢溶岩，石楠花橋スコリア，864年：青木が原溶岩，氷穴溶岩，(S 24-7)，(大淵丸尾溶岩)，838～864年：伊賀殿山・天神山溶岩，天神山・伊賀殿山スコリア，800～802年：鷹丸尾檜丸尾2溶岩，Sb-a，(須走口溶岩I)，(水が塚檜丸尾溶岩)，(東白塚南溶岩)，(S 24-6)である。

以上のような仮定のもとに過去11,000年間のステージ別、年代別噴出率を見積もった (Table 1)。その結果、旧期溶岩を噴出したステージ1の中でも前半の11～9.5ka

では噴出率が17.1 km³/kyと新富士火山の中では最も大きく、後半の9.5～8.0kaにかけて5.1 km³/kyと減少し、ステージ3の中でも中期溶岩の多くが噴出したと思われる4.5～3.5kaの噴出率は3.3 km³/kyでステージ1後半の噴出率に近い。これに対し、山頂火口での爆発的噴火が続いたステージ4 (3.5～2.2ka)では2.4 km³/ky、比較的小規模な山腹噴火が続いたステージ5 (2.2～0.3ka)では1.3 km³/kyと噴出率は減少している (Table 1)。17.0～11.0kaの噴出率が明らかではないものの、11ka以降、ステージ1,2期に認められる高い噴出率の時期とそれに続く噴出率が漸減する時期への推移、ステージ3の後半から現在までの間に認められる比較的高い噴出率の時期からやや低い噴出率の時期への推移の2つの変動期が存在する。このような2回の変動期は11ka以降、富士火山では2回の異なるマグマ供給期が存在したことを示唆する。このうち後半のマグマ供給期が現在まで続く富士山の活動期に相当する。

この後半の変動期は現在の年代資料ではステージ3半ばの4.5ka頃から開始することになるものの、その開始時期は5.4ka頃までさかのぼる可能性がある。これはステージ3に噴出した中期溶岩に関する年代値が少なく、現時

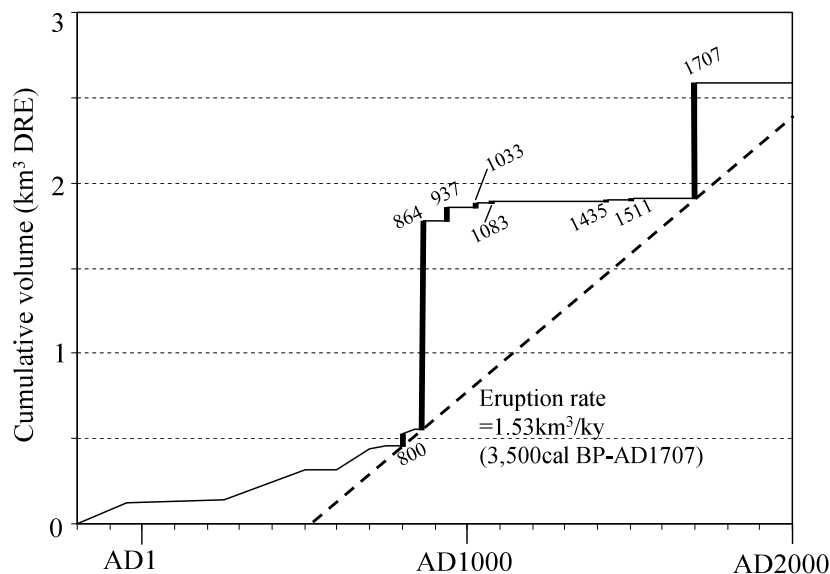


図7 新富士火山の過去2,200年間における全噴出物の積算噴出量。

Fig. 7. Cumulative volume for the total products erupted by Younger Fuji Volcano during the last 2,200 years.

点では4.5~3.5 kaの年代値が多く得られているため、中期溶岩の大半はこの時期に噴出したと仮定したためである。ただし5.4 ka頃の天母山溶岩のようにステージ前半に噴出した溶岩も確認されており、仮に今後この時期の溶岩が多数発見されるようになれば、5.4 ka頃から噴出率が増大し始めることになる。

2) 噴火規模別発生頻度の推移

噴火の規模別発生頻度は噴出量を見積もるために作成したデータをもとに1回の噴火で1つの地層が形成されると仮定し、その噴出量の規模別発生回数とした。なお、各噴出物の噴出量是对数値で表わし、この値をもとに規模別に区分した。また、歴史時代の噴火のように、1回の噴火で複数の噴出物が形成された場合は、これらをまとめて1回分の噴出量とした。このため例えば2.2 ka以降の噴火回数は宮地(1993)では75回だったが、今回の試算では49回と減少した。旧期溶岩は地表で確認できた溶岩についてのみ試算に用いた。

以上のような仮定のもとに過去11,000年間の噴火の規模別発生頻度を見積もった(Fig. 6)。その結果、ステージ1,2では全般を通じると中~小規模噴火の回数が多いものの、多量の旧期溶岩を噴出したステージ1のうち11~9.5 kaでは大~中規模噴火が多かった。また、中規模溶岩を噴出したステージ3(5.6~3.5 ka)では中規模噴火が多く、新期溶岩を噴出したステージ5(2.2 ka以降)では小規模噴火が多かった。また、山頂火口からの爆発的噴火期であるステージ4では中~小規模噴火が多かった。このように11 ka以降の富士火山の噴火の中では最近2.2 kaの噴火は比較的小規模なものが多い傾向があるものの、3.5 ka以降についてみると中規模噴火の発生頻度の割合が多く、大規模噴火も2.2 ka以降の2回から7回に増加する。これは3.5~2.2 kaの山頂噴火期の降下テフラの多くが中規模で、しばしば大規模なテフラも噴出したためである。

2.2 ka以降の噴火の発生間隔や規模は864年噴火を境に大きく変化した。2.2 ka以降、864年噴火までの約1,100年間に42回の噴火があり0.55 km³が噴出したことから、この期間の平均噴火間隔は26年、一回の噴火の平均噴出量は0.005 km³(小規模噴火)になる。今回得られた2.2 ka以降の噴火規模の最頻値は0.005 km³クラスで、この平均噴出量と一致する。42回の噴火の中には同一の噴火であっても噴出地点が異なるため異なる噴火としたものも含まれる可能性があるものの、少なくとも層位の異なる6層の噴出物は存在することから、0.2 km³以上の大規模噴火が発生した可能性は低く、小規模噴火が頻繁に発生した可能性が高い。

一方、864年噴火以降、1707年噴火直前までの834年間には少なくとも大規模噴火が1回、中規模噴火が2回、小規模噴火が3回の6回の噴火があり1.36 km³が噴出したことから、この期間の平均噴火間隔は167年、一回の噴火の平均噴出量は0.27 km³(大規模噴火)になる。このように、2.2 ka以降864年噴火までは小規模噴火が頻発していたものの、864年噴火以降、噴火の発生間隔が長くなり発生する噴火の規模はより大きくなったと思われる。864年噴火以降、噴火の発生間隔が長くなった理由は明らかではない。

864年噴火や1707年噴火のような大規模噴火の発生は火山の自己制御機構(高田,2000)を反映したものであると考えることもできる。2度の大規模噴火により山体に蓄積されつつあったストレスがある程度開放された可能性が高い。そうであるならば、山体のストレスを開放するための山体崩壊や火山体内や火山近傍での地震活動(高田,2000)が近々発生する危険性は低い。

5. 今後の噴火予測に向けて

階段ダイアグラムからも分かるように富士火山の場合、最近の噴出率はほぼ一定であることから、今後の噴火規模

や時期をある程度推定することができる。例えば 3.5 ka のステージ 4 の開始時から 800 年噴火発生直前までの噴出率や、800 年噴火発生直前から 1707 年噴火発生直前までのマグマの噴出率はいずれも $1.53 \text{ km}^3/\text{ky}$ と一定である (Fig. 7)。このように小規模噴火を含む休止期間の長さがそれに先立つ噴出量に比例する傾向があるような場合、次に起きる噴火の時期を予測できるといわれ、このような階段ダイアグラムは時間予測型 (小山・吉田, 1994) と呼ばれる。時間予測型の階段ダイアグラムが形成される原因のひとつとして、マグマ溜まりに一定の割合でマグマが供給され、そのマグマ溜りに蓄えられるマグマの限界量が一定であることが考えられる (山科, 1995)。仮に 1707 年噴火により 0.68 km^3 分が空となったマグマ溜りに $1.53 \text{ km}^3/\text{ky}$ の割合でマグマが供給されつつあると仮定すると、2150 年頃にはマグマ溜まりは満たされる計算になる。ただし、大規模噴火であった 864 年噴火と 1707 年噴火の間に少なくとも 5 回の小、中規模噴火があったように、マグマ溜まりが完全に満たされる前に噴火が発生する可能性も否定できない。

一方、噴火の発生地帯として最近 2,200 年間の噴火は山体の北西～南東方向および北東方向の側火山で発生しているもの、933 年噴火以降、高標高での噴火が続いており、すでに山頂噴火期に入ったのかもしれない (高田, 2000)。

また、2,200 年前以降に発生した中規模～大規模噴火では 1707 年噴火のような爆発的噴火を除き長さ 3 km 以上の割れ目火口列が形成され、特にその低標高側から溶岩が噴出する機会が多い (剣丸尾第 1・第 2 溶岩, 御庭奥庭溶岩 2, 青木ヶ原溶岩)。また、937 年や 1033 年噴火のような南北同時噴火も複数回発生していた可能性が考えられる。このため、個々の噴出地点からの噴出量は小規模であっても、複数個所で一連の噴火が発生した場合、その噴出量は中規模クラスになる可能性も考えられる。

以上のような噴火予測をより高精度化し、減災を図るためには噴火履歴や火山体の構造に関わる諸問題を解明する必要がある。例えば直径数 10 cm ないし数 m の岩塊を吹き飛ばす小規模な水蒸気爆発は様々な場所で発生する可能性があり観光客や住民の安全を確保する上からもその実態解明は不可欠である。このような噴火は歴史時代に山頂の火口湖で発生したり、青木ヶ原溶岩がせの湖に流入したりした際に発生した可能性が高いものの、その実態はほとんど解明されていない。また、発生頻度は低いと思われるものの、大規模な災害を引き起こす山体崩壊は山体内部の変質帯に沿って発生する可能性が高い。このため山体崩壊の発生場所を予測するためには、この変質帯が山体の地下のどの場所に存在するかを事前に明らかにする必要があり、まずはこれを発見するための手法の開発が不可欠である。

6. まとめ

富士火山に関する最新の研究成果に基づき新富士火山の噴火履歴を取りまとめるとともに、最近 11,000 年間の噴出率や噴火頻度の経時変化を推定し、以下の結果を得た。

- 1) 新富士火山の活動期は 11 ka 以降についてみると噴火様式の相違により、ステージ 1 (17～8 ka)：山頂・山腹火口からの大量の溶岩噴出期、ステージ 2 (8～5.6 ka)：山頂火口からの小規模な間歇的噴火と土壌層の形成期、ステージ 3 (5.6～3.5 ka)：山頂火口、側火口からの爆発的噴火と溶岩噴出期、ステージ 4 (3.5～2.2 ka)：山頂火口からの爆発的噴火期、ステージ 5 (2.2 ka～現在)：側火山、側火口からの小・中規模噴火期の 5 つのステージに区分できる。
- 2) 新富士火山ではステージ 1, 2 期に認められる高い噴出率の時期とそれに続く噴出率が漸減する時期への推移、ステージ 3 の後半から現在までの間に認められる比較的高い噴出率の時期からやや低い噴出率の時期への推移の 2 つの変動期が存在する。このような 2 回の変動期は 11 ka 以降、富士火山では 2 回の異なるマグマ供給期が存在したことを示唆する。
- 3) ステージ 1, 2 では全般を通じると小～中規模噴火の回数が多いものの、多量の旧期溶岩を噴出したステージ 1 の 11～9.5 ka では大～中規模噴火が多かった。また、中期溶岩を噴出したステージ 3 では中規模噴火が、山頂火口からの爆発的噴火期であるステージ 4 では中～小規模噴火が、新期溶岩を噴出したステージ 5 (2.2 ka 以降) では小規模噴火が多かった。また、2.2 ka 以降 864 年噴火までは小規模噴火が頻発していたものの、864 年噴火以降、噴火の発生間隔が長くなり小規模噴火の他、2 度の大規模噴火が発生した。これらの大規模噴火により山体へ蓄積されていたストレスがある程度開放されたと思われる。
- 4) 富士火山では 3.5 ka 以降、時間予測型の階段ダイアグラムを示し、その噴出率は $1.53 \text{ km}^3/\text{ky}$ とほぼ一定である。仮に 1707 年噴火により 0.68 km^3 分が空となったマグマ溜りに $1.53 \text{ km}^3/\text{ky}$ の割合でマグマが供給されつつあると仮定すると、2150 年頃にはマグマ溜まりは満たされる。

謝辞

山梨県環境科学研究所の荒牧重雄所長には本書に発表する機会を与えていただいた。静岡大学教育学部の小山真人氏、産業技術総合研究所の山元孝広氏、高田 亮氏との議論は本論作成上大変有意義であった。陸上自衛隊富士学校、静岡県東部農林事務所、小山川調整池工事現場の皆様には現地調査に際し便宜を図っていただいた。神奈川県立歴史博物館専門学芸員の國平建三氏および神奈川県逗子市教育委員会の佐藤仁彦氏には中世のテフラと文化層についての貴重な情報をご教授いただいた。これらの方々には厚く御礼申し上げる。なお、本研究の経費の一部として平成 15 年度文部科学省科学研究費補助金基盤研究 B (2)「活動的火山のリアルタイム予測を目指す次世代ハザードマップの研究」(代表者：遠藤邦彦、課題番号 15300308)を使用した。

引用文献

- 荒井健一・小山真人 (1996) 富士火山砂沢スコリア噴火の堆積物の特徴. 日本火山学会 1996 年秋季大会予稿集, 25.
- 荒井健一・鈴木雄介・松田昌之・千葉達朗・二木重博・小山真人・宮地直道・吉本充宏・富田陽子・小泉市朗・中島幸信 (2003) 古代湖「せのうみ」ボーリング調査による富士山貞観噴火の推移と噴出量の再検討. 地球惑星科学関連合同学会 2003 年度合同学会予稿集, V 055-P 012.
- 遠藤邦彦・田場 穰・宮地直道・中井信之・篠原智子・宮原智哉・小杉正人 (1992) 山中湖の地形とその成因. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, **27**, 33-36
- 藤井敏嗣・吉本充宏・安田 敦 (2002) 富士火山の次の噴火を考えるー宝永噴火の位置づけー. 月刊地球, **24**, 617-621.
- 富士山ハザードマップ検討委員会 (2004) 富士山ハザードマップ検討委員会報告書, 240 p.
- 藤田浩司・鈴木雄介・吉野徳康・北川淳一・小山真人・宮地直道・下山利浩・安養寺信夫 (2002) 富士山北斜面において剣丸尾第 1, 第 2 溶岩を流出した噴火とその堆積物. 地球惑星科学関連合同学会 2002 年度合同学会予稿集, V 032-P 021.
- 石塚吉浩・山元孝広・高田 亮 (2002) 新富士火山の山頂噴火堆積物の層序と特徴. 地球惑星科学関連学会 2002 年合同大会予稿集, V 032-P 015.
- 泉 浩二・木越邦彦・上杉 陽・遠藤邦彦・原田昌一・小島泰江・菊原和子 (1977) 富士山東麓の沖積セローム層. 第四紀研究, **16**, 84-87.
- 加藤芳朗 (1979) 第 12 次発掘区の堆積層の観察と火山灰について. 国鉄東海道線路敷地内埋蔵文化財発掘調査報告書, 29-34.
- 気象庁観測部 (1983) 富士山・八丈島・草津白根山火山機動観測実施報告, **19**, 1-21.
- 小林 淳・高田 亮 (2003) 富士火山南斜面に分布するスコリア丘及び溶岩流の噴出時期. 地球惑星科学関連合同学会 2003 年度合同学会予稿集, V 055-P 010.
- 小林 淳・高田 亮・鈴木雄介・中野 俊・石塚吉浩 (2005) 神津島天上山テフラの同定と富士火山起源噴出物との層位. 地球惑星科学関連学会 2005 年合同大会予稿集, V 055-P 017.
- 国土庁 (1991) 新富士火山の側噴火口, テフラ, 火砕流堆積物, 溶岩カタログ. 火山噴火災害危険区域予測図試作に係わる作業報告書, 国土庁, 110-119.
- 小山真人 (1998 a) 歴史時代の富士山噴火史の再検討. 火山, **43**, 323-347.
- 小山真人 (1998 b) 噴火堆積物と古記録からみた延暦十九~二十一年 (800~802) 富士山噴火ー古代東海道は富士山の北麓を通過していたか?ー. 火山, **43**, 349-371.
- 小山真人・吉田 浩 (1994) 噴出量の累積変化からみた火山の噴火史と地殻応力場. 火山, **39**, 177-190.
- 町田 洋 (1964) Tephrochronology による富士火山とその周辺地域の発達史 (その 1, 2). 地学雑, **73**, 293-308, 337-350.
- 町田 洋 (1977) 火山灰は語るー火山と平野の自然史ー. 蒼樹書房, 324 p.
- 町田 洋・新井房夫・小田静夫・遠藤邦彦・杉原重夫 (1984) テフラと日本考古学ー考古学研究と関係するテフラのカタログー. 渡辺直経編「古文化財に関する保存科学と人文・自然科学」, 865-928.
- 増島 淳 (1978) 富士・愛鷹山麓の火山灰層と先史時代遺跡の関係. 静岡地学, no. **38**, 1-10.
- 松原彰子 (1984) 駿河湾奥部沖積平野の地形発達史. 地理評, **57 A**, 37-56.
- 宮地直道 (1984) 富士火山 1707 年火砕物の降下に及ぼした風の影響. 火山, **29**, 17-30.
- 宮地直道 (1988) 新富士火山の活動史. 地質雑, **94**, 433-452.
- 宮地直道 (1993) 新富士火山の噴火史. 文部省科学研究費自然災害特別研究「火山災害の規模と特性」報告書, 59-68.
- 宮地直道・鈴木 茂 (1986) 富士山東麓, 大沼藍沢湖成層のテフラ層序と花粉分析. 第四紀研究, **25**, 225-233.
- 宮地直道・安井真也・富樫茂子・朝倉伸行・遠藤邦彦・鶴川元雄 (1995) 富士山鳴沢観測井のボーリングコアの層序と岩石学的特徴. 防災科学研究報告, **54**, 39-73.
- 宮地直道・安井真也・角田明郷・富樫茂子・遠藤邦彦・鶴川元雄 (1998) 富士山吉原観測井のボーリングコアの層序と岩石学的特徴. 防災科学研究報告, **58**, 105-120.
- 宮地直道・遠藤邦彦・富樫茂子・田島靖久・小森次郎・橘川貴史・千葉達朗・鶴川元雄 (2001) 富士山広見観測井のボーリングコアの層序と岩石学的特徴. 防災科学研究報告, **61**, 31-47.
- 宮地直道・富樫茂子・千葉達朗 (2004) 富士火山東斜面で 2900 年前に発生した山体崩壊. 火山, **49**, 237-248.
- 宮地直道・上地雅子・鈴木 茂・千葉達朗・遠藤邦彦・高橋正樹・村田泰輔・渡邊康司 (2006) 富士山精進湖に流入した青木ヶ原溶岩に由来する水蒸気爆発堆積物. 地球惑星科学連合 2006 年大会予稿集, V 101-010.
- 小幡涼江・海野 進 (1999) 富士火山北西山麓本栖湖畔の 864 年青木ヶ原溶岩の形態について. 火山, **44**, 201-216.
- 小山町 (1998) 宝永の富士山噴火. 小山町史第 7 巻近世通史編, 233-326.
- 尾関信幸・吉田真理夫・小林 淳・吉本充宏・宮地直道・花岡正明・安養寺信夫 (2002) 2200 年前以降の富士山山頂域の火山活動. 地球惑星科学関連合同学会 2002 年度合同学会予稿集, V 032-P 016.
- 嶋田 繁 (2000) 伊豆半島, 天城カワゴ平火山の噴火と縄文時代後~晩期の古環境. 第四紀研究, **39**, 151-164.
- 諏訪 彰 (1992) 富士山を診断する. 富士山ーその自然のすべてー, 同文書院, 13-33.
- 鈴木隆介 (1963) 箱根火山北東部における軽石流の堆積とそれに伴った地形変化について. 地理評, **36**, 24-41.
- 鈴木雄介・小山真人・宮地直道 (2001) 富士火山北西斜面における最新期の地質層序と噴火史. 地球惑星科学関連合同学会 2001 年度合同学会予稿集, Jn-019.
- 鈴木雄介・千葉達朗・荒井健一・藤井紀綱・清宮大輔・小山真人・宮地直道・吉本充宏・富田陽子・小泉市朗・中島幸信 (2003) 航空レーザ計測結果にもとづく富士山貞観噴火の溶岩流出過程. 地球惑星科学関連合同学会 2003 年度合同学会予稿集, V 055-P 015.
- 鈴木雄介・高田 亮・石塚吉浩・小山真人 (2004) トレンチ調査による新期富士火山北西山腹の噴火史. 月刊地球号外, **48**, 118-123.

- Tajima Y., Aramaki S., Taki N., Yoshimoto M., Miyaji N., Koyama M., Anyoji N. and Tomida Y. (2003) The pyroclastic flow occurred melting magma mass collapse, 1500 years ago in the Younger Fuji volcano, Japan. *IUGG Abstracts week A*, V 05 b /04 P/D-001 A 505.
- 田島靖久・宮地直道・井上公夫 (2006) 新富士火山の噴火活動に伴う上井出扇状地の発達史. 第四紀研究, **45**, 287-301.
- 高田 亮 (2000) 玄武岩質火山の比較研究からみた富士火山の進化段階. 月刊地球, **22**, 529-534.
- 高田 亮・石塚吉浩・中野 俊・小林 淳・鈴木雄介・荒井健一・千葉達朗 (2004) 富士火山の噴火様式の進化 (予報) - トレンチ調査から - . 月刊地球号外, **48**, 108-117.
- 高田 亮・石塚吉浩・中野 俊・山元孝広・鈴木雄介・小林 淳 (2005) 富士火山西暦 800-1000 年頃に頻発した割れ目噴火群 -¹⁴C 年代と神津島天上山テフラ層位から - . 地球惑星科学関連学会 2005 年合同大会予稿集, V 055-P 015.
- 高木照正 (1981) 沼津沖積平野の発達史. 沼津市歴史民族資料館紀要, **5**, 92-117.
- 高橋正樹・長谷川有希絵・津久井雅志・根本靖彦 (1991) 富士火山におけるマグマ供給系の進化: 全岩化学組成の視点から. 火山, **36**, 281-296.
- 高橋正樹・小見波正修・根本靖彦・長谷川有希絵・永井 匡・田中英正・西 直人・安井真也 (2003) 富士火山噴出物の全岩化学組成 - 分析データ 847 個の総括 - . 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, No. **38**, 117-166
- 高橋正樹・松田文彦・小見波正修・根本靖彦・安井真也・宮地直道・千葉達朗 (2005) 富士火山青木ヶ原玄武岩質溶岩の全岩化学組成 - 分析値 272 個の総括 - . 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, No. **40**, 73-99.
- 高橋 豊 (1980) 黄瀬川扇状地とその形成過程. 静岡地学, **41**, 4-13.
- つじよしのぶ (1992) 富士山の噴火 - 万葉集から現代まで. 築地書館, 259 p.
- 富樫茂子・宮地直道・山崎晴雄 (1991) 新富士火山初期の大きなソレアイトマグマだまりにおける結晶分化. 火山, **36**, 269-280.
- 富樫茂子・宮地直道・安井真也・角田明郷・朝倉伸行・遠藤邦彦 (1997) 古富士火山末期から新富士火山にわたるマグマの組成変化 - 富士吉原火山活動観測施設のボーリングコアの岩石化学的性質 - . 火山, **42**, 409-421.
- 津屋弘達 (1938) 富士火山の地質學的並に岩石學的研究 (II), 青木ヶ原溶岩の分布と噴出中心. 震研報, **16**, 638-657.
- Tsuya, H (1955) Geological and petrological studies of volcano Fuji (V), On the 1707 eruption of volcano Fuji. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **33**, 341-383.
- Tsuya, H. (1962) Geological and petrological studies of volcano Fuji (VI) 6. Geology of the volcano as observed in some borings on its flanks. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **40**, 767-804.
- 津屋弘達 (1968) 富士山地質図 (5 万分の 1), 富士火山の地質 (英文概説). 地質調査所.
- 津屋弘達 (1971) 富士山の地形・地質. 富士山 - 富士山総合学術調査報告書, 富士急行, 1-127.
- 上杉 陽 (1990) 富士火山東方地域のテフラ標準柱状図 - その 1: S-25 ~ Y-114 - . 関東の四紀, **16**, 3-28.
- 上杉 陽 (1998) 富士吉田市史 - 史料編第一巻自然考古. 富士吉田市史編さん委員会, 141-377.
- 上杉 陽 (2003) 地学巡検案内書 富士山. 日本地質学会関東支部, P 117.
- 上杉 陽・米澤 宏・開原志寿恵・中村仁子・重藤伸子・岩井郁乃 (1980) 富士山東縁地域の古期富士テフラ累層. 平塚市博物館研究報告「自然と文化」, **3**, 33-46.
- 上杉 陽・木越 邦彦 (1986) 富士黒土層の¹⁴C 年代. 火山, **31**, 265-268.
- 上杉 陽・堀内 真・宮地直道・古屋隆夫 (1987) 新富士火山最新期のテフラ - その細分と年代 - . 第四紀研究, **26**, 59-68.
- 上杉 陽・米澤 宏・宮地直道・千葉達朗・肥田木 守・細田一仁・米澤まどか・由井将雄 (1992) 富士系火山泥流のテフラ層位. 関東の四紀, **17**, 3-33.
- 上杉 陽・池田京子・須田明子・柳沢唯佳・岡本真砂夫・鈴木 聡 (1995) 富士火山北東麓の鷹丸尾溶岩類. 関東の四紀, **19**, 3-21.
- 山本玄珠・北垣俊明・輿水達司・篠ヶ瀬卓二・松田泰治 (2003) 富士山南麓・西麓の新富士火山の溶岩の分布と記載岩石学的特徴. 地球科学, **57**, 221-242.
- 山本玄珠・北垣俊明・輿水達司・篠ヶ瀬卓二 (2004) 富士山西麓の古富士火山の溶岩について. 地球科学, **58**, 245-253.
- 山元孝広・高田 亮・下川浩一 (2002) 富士火山の岩屑なだれ. 富士火山 - 火山災害と噴火予測 - , 月刊地球, **24**, 640-644.
- 山元孝広・高田 亮・石塚吉浩・中野 俊 (2005) 放射性炭素年代測定による富士火山噴出物の再編年. 火山, **50**, 53-70.
- Yamamoto, T., Takada, A., Ishizuka, Y., Miyaji, N. and Tajima, Y. (2005) Basaltic pyroclastic flows of Fuji volcano, Japan: characteristics of the deposits and their origin. *Bull. Volcanol.*, **67**, 622-633.
- 山科健一郎 (1995) 噴火の時系列. 火山の事典, 朝倉書店, 70-74.
- 山崎晴雄 (1994) 開成町とその周辺の地形と地質. 開成町史 - 自然編, 1-100.
- 安井真也・高橋正樹・永井 匡・耕助 (2003) 富士火山山頂部の最新期溶結火砕岩と東側山腹の巨大岩塊を含む火砕成溶岩. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, **38**, 103-115.
- 米澤まどか (1986) 御殿場泥流と御殿場盆地の地質. 関東の四紀, **12**, 21-31.
- 吉田 浩 (1996) 伊豆諸島で 9 世紀にあいついで起こった噴火 - 神津島天上山テフラ, 新島向山テフラ - . 第四紀露頭集 - 日本のテフラ, 日本第四紀学会, 221.
- 吉本充宏・宇井忠英 (1998) 北海道駒ヶ岳火山 1640 年の山体崩壊. 火山, **43**, 137-148.
- Yoshimoto, M., Fujii, T., Kaneko, T., Yoshida, A. and Nakada, S. (2004) Multiple magma reservoirs for the 1707 eruption of Fuji volcano, Japan. *Proceedings of Japan Academy, Ser. B*, **80**, 103-106.
- 吉本充宏・金子隆之・嶋野岳人・安田 敦・中田節也・藤井敏嗣 (2004) 掘削試料から見た富士山の火山体形成史. 月刊地球, **48**, 89-94.