

富士火山南西山麓の地表及び地下地質：噴出物の新層序と化学組成変化

山元孝広*・石塚吉浩**・高田 亮**

Surface and Subsurface Geology at the Southwestern Foot of Fuji volcano, Japan: New Stratigraphy and Chemical Variations of the Products

Takahiro YAMAMOTO*, Yoshihiro ISHIZUKA** and Akira TAKADA**

New stratigraphy of the products of Fuji volcano has been established based on the surface and subsurface geology at the southwestern foot; the products are divided as the Hoshiyama (older than Cal BC 15,000), Fujinomiya (Cal BC 15,000~Cal BC 6,000) and Subashiri (younger than Cal BC 6,000) stages, in ascending order. The Hoshiyama stage products are composed of volcanic fan deposits, exposing at the Hoshiyama and Habuna hills, and the Tanukiko debris avalanche deposit. The abandonment of the Hoshiyama-a and-b volcanic fans occurred at 50 ka and Cal BC 18,000, respectively. Immediately after the abandonment of the Hoshiyama-b fan, the Hoshiyama stage edifice collapsed toward southwest and shed the Tanukiko debris avalanche deposit. The most part of this deposit is buried beneath the Fujinomiya stage products; its top is 144.4 m deep in the GSJ-FJM-1 core and 95.7 m deep in the GSJ-FJM-2 core. The Fujinomiya stage products consist of many basalt aa and pahoehoe lava flows exposing at the southwestern foot of the volcano. The thickness of the Fujinomiya stage products is 118 m in the GSJ-FJM-1 core and 41 m in the GSJ-FJM-2 core. The lower and upper lava flows in the Fujinomiya stage are 1.7~2.3 and 2.2~2.8 in FeO*/MgO ratio, respectively. This change of the chemical property occurred at about 10~9 ka. On the other hand, there was no significant change in magma chemistry at the transition from the Hoshiyama to Fujinomiya stages, although the eruption style was transformed to the extrusion of voluminous lava flows from the explosive eruption of pyroclastics.

Key words: Fuji volcano, Hoshiyama stage, Fujinomiya stage, Subashiri stage, basalt, Tanukiko debris avalanche, GSJ-FJM-1, GSJ-FJM-2

1. はじめに

富士火山形成史については津屋弘達による一連の地質学的・岩石学的研究 (Tsuya, 1935, 1937; 津屋, 1938 a, 1938 b, 1940, 1944; Tsuya, 1955, 1962; 津屋, 1968, 1971 など) によりその全体像が示され, その成果は「1/5万富士火山地質図」として昭和43年に出版されている (津屋, 1968). その後, 降下火砕物層序学による噴火履歴の詳細化 (町田, 1964, 1977; 泉・他, 1977; 上杉・他, 1979, 1987; 宮地, 1988 など) があったが, 溶岩流の層序を基に層序を組み立てた津屋の富士火山形成史の大枠は最近まで受け継がれてきた. 津屋 (1940, 1968, 1971 など) の層序で最も重要な点は, それ以前の研究 (平林, 1899; 石原, 1925) とは異なり, 富士山を古富士火山と新富士火山に区分したことである. 津屋の区分の根拠は, 1) 古富士火山噴出物は富士川河口断層系により明瞭な変位を受けるが, 新富士火山噴出物はそうではないことによる構造地質学的な違い, 2) 新富士火山噴出物は浸食された古富士火山噴出物を谷埋めする

層序関係の違い, 3) 山麓の古富士火山噴出物は火山砕屑物が卓越するのに対し, 新富士火山噴出物は山麓でも溶岩流が卓越する活動様式の違いであり, 両者の間には活動沈静期があったものと考えていた. しかし, これら3つの違いは独立であり, 同時に発生した必然性はない. また, 津屋の古富士火山/新富士火山の概念はその後の研究でも受け継がれてきたが, 研究者ごとに区分の基準が異なることに注意しなければならない. 町田 (1964) は山麓の降下火砕物の編年から古期富士テフラ群/新期富士テフラ群を分けているがその境界は降下火砕物が少ない富士黒土層においており, 津屋の区分とは基準が異なる.

山元・他 (2005) の系統的な放射性炭素年代測定による新編年では, 津屋の古富士/新富士移行時の不整合の形成 (田貫湖岩層なだれの発生) は BC 18,000 年頃, 新富士旧期の大規模な溶岩流流出は BC 15,000 年から BC 6,000 年頃, 新富士中期の噴火活動は BC 3,600 年から BC 1,700 年頃, 新富士新期前半の爆発的噴火活動は BC 1,500 年か

* 〒305-8567 茨城県つくば市東 1-1-1 中央 7
産業技術総合研究所深部地質環境研究センター
Research Center for Deep Geological Environments
Geological Survey of Japan, AIST
Higashi 1-1-1 Central 7, Tsukuba 305-8567, Japan

** 〒305-8567 茨城県つくば市東 1-1-1 中央 7
産業技術総合研究所地質情報研究部門
Institute of Geosciences
Geological Survey of Japan, AIST
Higashi 1-1-1 Central 7, Tsukuba 305-8567, Japan

ら BC 300 年頃、新富士新期後半の山腹割れ目噴火活動は BC 300 年頃以降となった。津屋の設定した層序の個々のステージ境界は、山体の構造や活動様式の変化時期と良く対応しており、ある時間継続した火山活動を特徴付ける上で意味のあるものである。しかし、個々の境界の性格はそれぞれ異なっており、10 万年に達する富士火山の活動を津屋に従い新旧 2 つに分けることはそれほど重要ではなくなっている。

2. 新たな層序

富士火山を含む地質図幅の作成に当たっては、これまでの津屋や町田の新旧二分法による層序ではなく、新たな層序を設定する。新提案の層序は下位から星山期／富士宮期／須走期に大分され、各期はさらに星山-a 期、星山-b 期のように細分される。本報告で扱う富士火山南西山麓の富士宮周辺には (Fig. 1)、このうち星山・富士宮期の堆積物が模式的に分布しており、地表及び地下地質からその層序を記載する。

2-1 星山期

津屋の古富士火山のうち、Yamazaki (1992) の Mf- I 面に相当する南西山麓の火山麓扇状地堆積物の離水時までを星山-a 期、Yamazaki (1992) の Mf- III 面に相当する南西山麓の火山麓扇状地堆積物の離水時までを星山-b 期とする。この区分では、星山-a 期が 100 ka～50 ka 頃、星山-b 期が 50 ka～Cal BC 18,000 頃となる。両期の噴出物は、液相濃集元素に乏しい玄武岩で特徴付けられる (富樫・他, 1991; 高橋・他, 1991)。町田 (1964) の古期富士テフラ群の大部分が両期に噴出しており、箱根東京軽石の層準が両期の境界付近に対応する。津屋は北東山腹や南東山腹に彼らの古富士火山噴出物の分布を示しているが、これらの噴出時期は確定していない。星山-b 期末には、星山期山体が南西に向かって斜面崩壊し、田貫湖岩屑なだれ発生が発生している。富士宮期までの期間 (Cal BC 18,000～Cal BC 15,000 頃) にも東山麓には古期富士テフラ群がほぼ連続して堆積しており、津屋 (1940) が考えた古富士／新富士間の活動沈静期は存在しなかったとみられる (町田, 1964)。星山-c 期とするべきテフラ以外の噴出物は山体内部に伏在しており、地表での露出を調査域で確認していない。

2-2 富士宮期

津屋の新富士旧期 (町田の古期富士火山第 II 期) を、富士宮期とする。その年代は、Cal BC 15,000～Cal BC 6,000 頃である (山元・他, 2005)。この期に山麓部の大規模な溶岩流が噴出した。その層序の詳細は、4～6 章で記載する。また、町田 (1964) の古期富士テフラ群の噴出は Cal BC 7,800 頃まで続いていた (山元・他, 2005)。津屋の新富士旧期噴出物は液相濃集元素に富む玄武岩で特徴付けられるとされていたが (富樫・他, 1991; 高橋・他, 1991)、吉原・広見コアでは津屋の古富士から新富士噴出物へのマグマ組成は連続的で (富樫・他, 1997; 宮地・他, 2001)、化学組成のみから両者を分けることは難しい。高橋・他 (2003) は、町田の古期富士テフラ群の最上部 (Y-130 テフラ層準

以降) で、 FeO^*/MgO 比や K_2O 含有量の急増を示すマグマ組成の大きな変化があったことを検出している。富士宮期噴出物の化学組成の時間変化については 7 章で記述する。

2-3 須走期

町田の新期富士火山を、須走期とする。この時期に須走の頭文字 S で始まる名称の東山麓で見られるテフラ群 (泉・他, 1977; 上杉・他, 1979, 1987; 宮地, 1988) が噴出した。この期は、以下のように、須走-a 期から須走-d 期の 4 つに細分される。須走-a 期は、Cal BC 6,000～Cal BC 3,600 頃の活動低下期で、S-0 から S-4 の小規模なテフラ群が噴出した。また、この期に町田の富士黒土層の大部分が形成されている。須走-b 期は、Cal BC 3,600～Cal BC 1,700 頃で、S-5 から S-9 のテフラ群が噴出した。また、この期には山頂及び山腹からの溶岩流の流出が相次ぎ、現火山錐が形成された。津屋の新富士中期溶岩の大部分は、この期に噴出している。須走-c 期は、Cal BC 1,500～Cal BC 300 頃で、S-10 から S-22 のテフラ群が噴出した。この期には、山頂及び山腹での爆発的噴火が卓越していた。須走-d 期は、Cal BC 300 頃以降で、S-23 以降のテフラ群が噴出した。この期には山腹割れ目噴火が卓越し、山頂噴火は起きていない。津屋の新富士新期溶岩は、須走-c 期と須走-d 期に噴出している。須走期噴出物の詳細は、本報告ではふれない。

3. 星山期火山噴出物

潤井川と芝川及び富士川下流部の間に挟まれた星山・羽鮒の両丘陵には津屋 (1940, 1968, 1971) が古富士泥流と呼んだ堆積物が分布している。津屋自身が述べたように、この堆積物の成因は多様で火砕噴火によって発生した泥流や山体の崩壊物で構成される泥流などがこれには含まれている。本報告では両丘陵に分布するこの堆積物を、前述したように星山期火山噴出物として層序を組み立てている。町田 (1964, 1977) は、南西山麓に分布する津屋の古富士泥流をテフラ層序から新旧 2 つに分けており本報告もこの区分に従い、古いものを星山-a 火山麓扇状地堆積物、新しいものを星山-b 火山麓扇状地堆積物とした。また、田貫湖周辺や富士宮市元村山に分布する古富士泥流は山体崩壊起源の岩屑なだれ堆積物であり (宮地・他, 2001)、これを田貫湖岩屑なだれ堆積物と呼ぶ。

星山期の火山麓扇状地堆積物には、薄い溶岩流も挟まれているが、その量はごく僅かである。富士宮市青木の Aoki D-1 コアでは、深度 250～550 m 間すべてが星山期火山麓扇状地堆積物からなり、溶岩流は 1 枚も挟まれていない (下川・他, 1996)。また富士宮市が掘削した山宮観測井でも深度 75～190 m の星山期火山麓扇状地堆積物中には、2 枚の溶岩流が挟まれるだけである (Fig. 2)。このうち下位の溶岩流 (深度 161.3～165.5 m) は、 SiO_2 含有量 53.9 wt % のかんらん石含有斜方輝石単斜輝石安山岩からなり、富士火山噴出物の中では SiO_2 含有量が特に多いものである。

3-1 星山-a 火山麓扇状地堆積物 (Ho-a)

Yamazaki (1992) は古富士泥流を5つの地形面に区分しているが、そのうち彼の最高位のMf-I'面と次のMf-I面を構成するものが本堆積物に相当する。ただし、羽鮒丘陵のMf-I'面とMf-I面は地形的に滑らかに連続しており、標高の違いは断層運動による変形量の違いであると見られる。また、星山丘陵のMf-I'面は基盤の別所礫層に刻まれた浸食面である。すなわち、本堆積物は、星山丘陵頂部の南東に傾動した標高200~150mの平坦面、羽鮒丘陵頂部の南西に傾動した標高350~200mの平坦面を構成している。丘陵部に分布する本堆積物は、丘陵側隆起の断層運動によって地表に現れたもので、堆積物の大部分は丘陵の北東にある富士火山噴出物下に伏在している。本堆積物の羽鮒・星山丘陵での層厚は、50~80mである。一方、富士宮市青木のAokiD-1コアでは、星山-aと星山-bの両火山麓扇状地堆積物を合わせたものが深度550mまで連続している (Fig. 2)。

本堆積物は、粗粒~中粒砂の基質を持つ基質支持の塊状礫岩、粗粒~中粒砂の基質を持つ岩片支持の塊状礫岩、連続性の悪い平行層理を持つ中礫混じりの極粗粒~中粒砂岩、平行葉理を持つ粗粒~細粒砂岩の互層からなる。碎屑物は良く固結している。塊状礫岩の単層厚は最大3m前後で、礫の最大粒径は2m前後である。構成礫種は、長径が1~2mmの斜長石斑晶に富むかんらん石玄武岩が卓越している。本堆積物の岩相は星山-b火山麓扇状地堆積物とほとんど共通しており、岩相だけから両者を区別することは難しい。

Yamazaki (1992) は、本堆積物の直上の風成層中から箱根東京軽石を検出している。今回の調査では、このテフラを露頭で追認できなかったが、風成層の層序と層厚から判断して、Yamazaki (1992) の対比に問題があるとは考えていない。箱根東京軽石中の炭化木片のAMS放射性炭素年代は52kaであるので (中村・他, 1992)、本堆積物の離水年代も約5万年前となる。

3-2 星山-b火山麓扇状地堆積物 (Ho-b)

Yamazaki (1992) のMf-II・Mf-III面を構成するものが本堆積物に相当する。本堆積物は星山丘陵の星山-a火山麓扇状地堆積物がつくる平坦面を刻んだ谷を埋めて分布し、標高160~70mの2段の地形面をつくる。面の高度は北西部で高く、南東部で低い。第2東名工事現場の大露頭で観察した限りでは、Yamazaki (1992) のMf-II・Mf-III面は、一続きの本堆積物の上に刻まれている。本堆積物は星川丘陵東縁の富士川河口断層帯大宮断層による南西隆起の変位を受けており、落下側の本堆積物は主に富士宮市街地の潤井川沿いに分布する。Mf-III面を基準にとると、丘陵側の隆起量は約80mである (Yamazaki, 1992)。また、本堆積物は、富士宮市の白糸の滝から狩宿間の芝川沿いで、田貫湖岩屑なだれ堆積物の下位に露出する。丘陵部での本堆積物の層厚は約50mである。

本堆積物は、粗粒~中粒砂の基質を持つ基質支持の塊状礫岩、粗粒~中粒砂の基質を持つ岩片支持の塊状礫岩、連続性の悪い平行層理を持つ中礫混じりの極粗粒~中粒砂

岩、平行葉理を持つ粗粒~細粒砂岩の互層からなる。碎屑物は良く固結している。塊状礫岩の単層厚は最大3m前後で、礫の最大粒径は2m前後である。構成礫種は、長径が1~2mmの斜長石斑晶に富むかんらん石玄武岩が卓越している。本堆積物の岩相は星山-a火山麓扇状地堆積物とほとんど共通しており、岩相だけから両者を区別することは難しい。

富士宮市街地の潤井川沿いに露出する本堆積物にはしばしば未炭化樹幹化石が含まれることから多くの放射性炭素年代値が報告されている。例えば津屋 (1971) には24,100±100yBPから17,700±300yBPの4個の年代値が掲載されている。また、福原・和田 (1997) は27,900±600yBPから18,690±300yBPの15個の年代値を報告している。

3-3 田貫湖岩屑なだれ堆積物 (Tnd)

田貫湖周辺に分布する津屋の古富士泥流は、宮地・他 (2001) が言及しているように岩屑なだれ堆積物からなる。しかし、これまで地層名が正式に付けられたことはなかった。富士宮市の田貫湖周辺の標高650~400mの丘陵に分布するほか富士宮市元村山から小泉にかけての標高550~100mの範囲にも分布がある。堆積物自体は地下で連続しており、後述するGSJ-FJM-1では地下150m付近、GSJ-FJM-2コアでは地下100m付近で本堆積物を確認している (Fig. 2)。田貫湖付近で厚く、最大層厚は50m前後である。

本岩屑なだれ堆積物は、無層理で、無淘汰の玄武岩角礫からなる。構成する玄武岩岩片は、長径が1~2mmの斜長石斑晶に富む新鮮なかんらん石玄武岩が比較的多いものの、場所によっては黄色や赤褐色の変質により粘土化した玄武岩が卓越する。岩屑なだれ堆積物の岩塊相に相当する部分では、特定岩種のみからなる単源で岩片支持の角礫岩として現れることが多い。岩塊相を構成する岩片の面角は鋭角で、溶岩に普通に見られる冷却節理とは、割れ方が異なっている。また、岩片は3次元のジグソーパズルのように、互いに緩く接しており、破碎岩片相互の変位量ごく小さい。そのため、岩塊相中では初生的な山体の内部構造が破碎後も保存されていることがある。異なる岩塊相の間には、多種の岩片が混在する淘汰の悪い基質支持の角礫岩からなる基質相が現れる。基質相では種々の岩片が粉碎されてできた砂~泥サイズの粒子が卓越するが、堆積物の内部では混合作用は必ずしも完全ではなく、特定の岩種が局部的に濃集したり、母材の異なる細粒物がつくる縞状構造の発達した不均質なマトリックス相もしばしば認められる。これらの産状は岩屑なだれ流走中にその内部で発生した強い剪断作用の反映で、大規模な斜面崩壊堆積物に普通に認められるものである。本堆積物の底面は平らで、下位の星山-b火山麓扇状地堆積物の層理面と平行である。級化構造等は特に認められない。

後述するGSJ-FJM-2のコアにおける、田貫湖岩屑なだれ堆積物基底 (深度104.4m) 直下の星山-b火山麓扇状地堆積物中の木片の年代値 (FJM 331) から、本岩屑なだれの発生時期は、ほぼ17ka (Cal BC 18,000頃) とされて

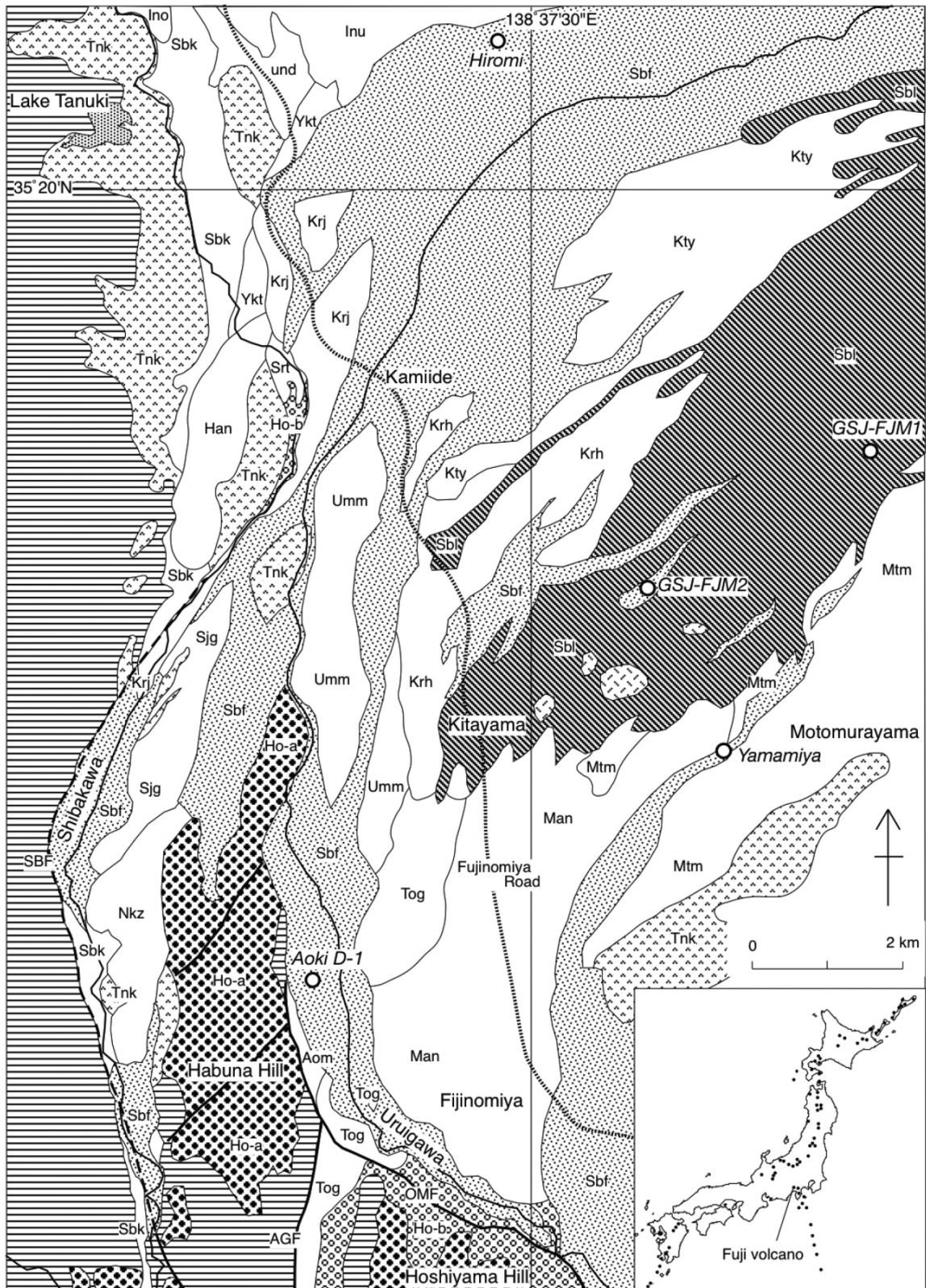














図1 富士火山南西山麓部の地質図。太線は断層。AGF =安居山断層；OMF =大宮断層；SBF =芝川断層；und =富士宮期の未区分溶岩流。太丸はボーリング掘削地点。水神溶岩流（Sij）は本地質図域内では被覆されているため、分布を示していない。Ol =かんらん石；Cpx =単斜輝石；Opx =斜方輝石

Fig.1. Geologic map of the southwestern foot of Fuji volcano. Solid lines are faults. AGF =Agoyama fault; OMF =Omiya fault; SBF =Shibakawa fault; und =undivided lava flows in the Fujinomiya stage. A solid circle is a borehole site. The Suijin lava flow (Sij) is concealed and not shown in this map area. Ol =Olivine; Cpx =clinopyroxene; Opx =orthopyroxene

	本報告 This study	Tsuya (1968)	
須走期 Subashiri Stage			
	 火山麓扇状地堆積物 Volcanic fan deposits		礫及び砂 Gravel and sand
	 溶岩流 Lava flows		玄武岩 Basalt
富士宮期 Fujinomiya Stage			
	 火砕丘堆積物 Pyroclastic cone deposits		
	 犬スズミ山溶岩流 Inusuzumiyama Lava Flow	犬スズミ山溶岩流 Inusuzumiyama Lava	斜方輝石単斜輝石かんらん石玄武岩 Opx Cpx Ol basalt
	 元村山溶岩流 Motomurayama Lava Flow	元村山溶岩 SSW12,13,15 Motomurayama Lava	かんらん石玄武岩 Ol basalt
	 北山溶岩流 Kitayama Lava Flow	北山溶岩 SW8,10,11 Kitayama Lava	かんらん石玄武岩 Ol basalt
	 鞍骨沢溶岩流 Kurahonesawa Lava Flow	北山溶岩 SW4,7 Kitayama Lava	かんらん石玄武岩 Ol basalt
	 馬見塚溶岩流 Umamizuka Lava Flow	北山溶岩 SW6, 9 Kitayama Lava	かんらん石玄武岩 Ol basalt
	 外神溶岩流 Togami Lava Flow	北山溶岩 SW5 Kitayama Lava	かんらん石玄武岩 Ol basalt
	 青見溶岩流 Aomi Lava Flow	富士宮溶岩 SSW2 Fujinomiya Lava	かんらん石玄武岩 Ol basalt
	 猪ノ頭溶岩流 Inokashira Lava Flow	猪ノ頭溶岩 NW8 Inokashira Lava	かんらん石玄武岩 Ol basalt
	 猫沢溶岩流 Nekozawa Lava Flow	芝川溶岩 SW3 Shibakawa Lava	かんらん石玄武岩 Ol basalt
	 精進川溶岩流 Shojingawa Lava Flow	芝川溶岩 SW2 Shibakawa Lava	かんらん石玄武岩 Ol basalt
	 狩宿溶岩流 Kariyuku Lava Flow	白糸溶岩 SW13,14 Shiraito Lava	かんらん石玄武岩 Ol basalt
	 万野溶岩流 Manno Lava Flow	富士宮・万野溶岩 SSW2, 3 Fujinomiya & Manno Lava	かんらん石玄武岩 Ol basalt
	 白糸溶岩流 Shiraito Lava Flow	白糸溶岩 SW12 Shiraito Lava	かんらん石玄武岩 Ol basalt
	 半野溶岩流 Han-no Lava Flow	横手沢溶岩 SW16 Yokotesawa Lava	かんらん石玄武岩 Ol basalt
	 横手沢溶岩流 Yokotesawa Lava Flow	横手沢溶岩 SW16 Yokotesawa Lava	かんらん石斜方輝石単斜輝石玄武岩 Ol Opx Cpx basalt
	 芝川溶岩流 Shibakawa Lava Flow	芝川・横手沢溶岩 SW1,15 Shibakawa & Yokotesawa Lava	斜方輝石単斜輝石かんらん石玄武岩 Opx Cpx Ol basalt
	 水神溶岩流 Suijin Lava Flow		斜方輝石単斜輝石かんらん石玄武岩 Opx Cpx Ol basalt
星山期 Hoshiyama Stage			
	 田貫湖岩屑なだれ堆積物 (Tnk) Tanukiko Debris Avalanche Deposit		岩屑 Debris
	 Ho-b火山麓扇状地堆積物 Ho-b volcanic fan deposits	古富士泥流堆積物 Ko-Fuji fan deposits	礫及び砂 Gravel and sand
	 Ho-a火山麓扇状地堆積物 Ho-a volcanic fan deposits	古富士泥流堆積物 Ko-Fuji fan deposits	礫及び砂 Gravel and sand
	 基盤岩類 Basements		

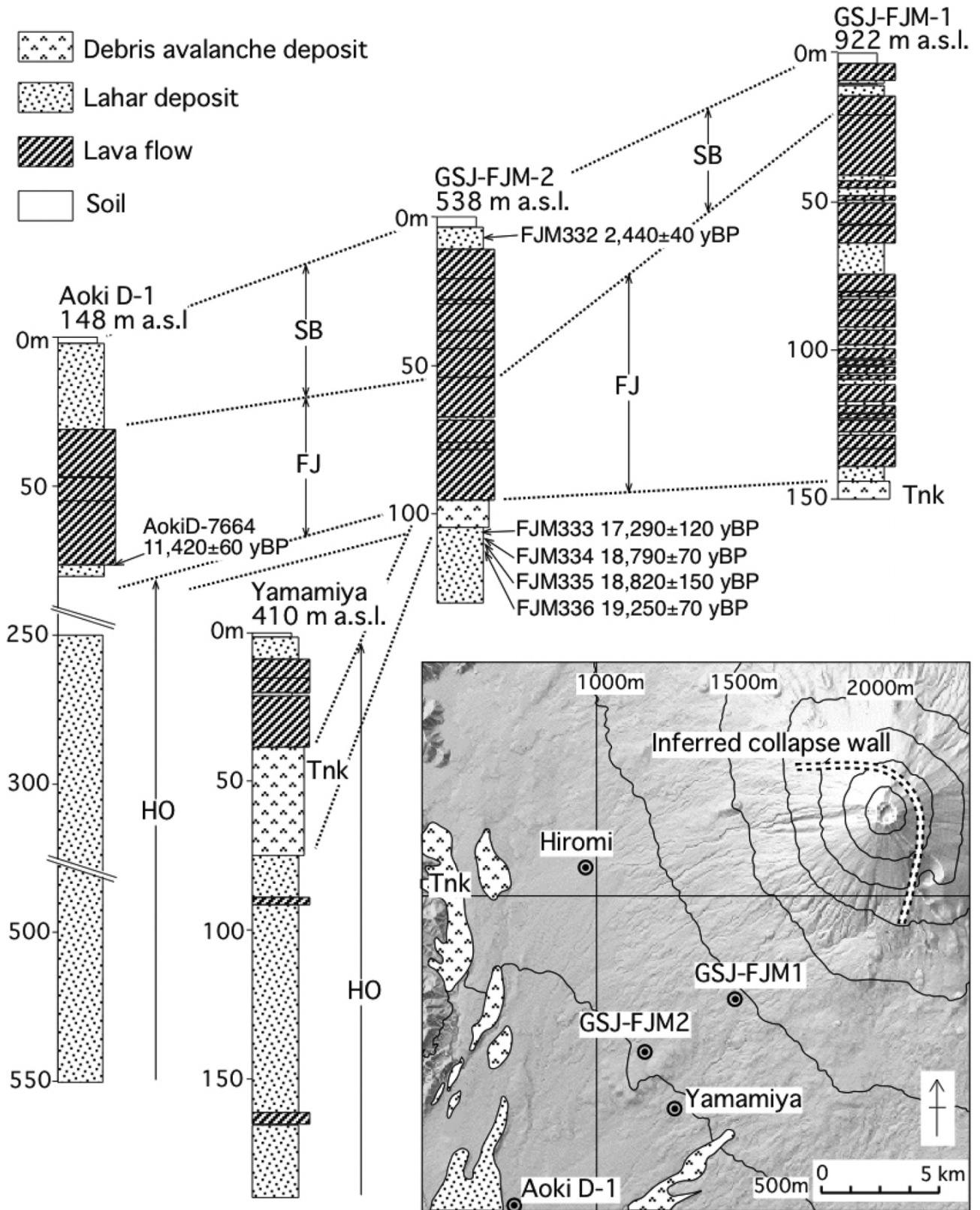


図2 掘削コアの柱状図と地点図。FJ=富士宮期；HO=星山期；SB=須走期；TnK=田貫湖岩屑なだれ堆積物。地形イメージは国土地理院の数値地図50mメッシュ（標高）から作成。山元・他（2005）による。

Fig.2. Columnar sections and an index map of the borehole cores. FJ=Fujinomiya stage; HO=Hoshiyama stage; SB=Subashiri stage; TnK=Tanukiko debris avalanche deposit. The topographic image has been made using the digital map 50 m grid (elevation), by the Geographical Survey Institute, Japan. After Yamamoto *et al.* (2005).

いる (山元・他, 2005)。

4. 富士宮期火山噴出物

津屋 (1968, 1971) の層序では、彼の新富士火山噴出物のうち層序的に下位にあり、主に山麓に露出する溶岩流を旧期噴出物としている。本報告ではこの旧期溶岩を、前述したように富士宮期火山噴出物として層序を組み立てている (Fig. 3)。溶岩流は玄武岩質のアア及びパホイホイ溶岩で、東山麓を除くほぼ全域に流下した。山麓に分布する津屋の旧期溶岩流のほとんどが鬼界アカホヤテフラを挟む黒色土壌層 (富士黒土層) に覆われている (町田, 1964, 1977; 宮地, 1988)。山元・他 (2005) の放射性炭素年代編年では、富士宮期は BC 15,000 年から BC 6,000 年頃である。個々の溶岩流の名称については津屋 (1968) の地質図凡例を踏襲しながら、適宜再定義している。

4-1 水神溶岩流 (Sij)

本溶岩流は、津屋 (1968, 1971) では大淵溶岩流 (SSW 1) とされ、富士山南麓の富士市厚原に向かって扇状に流れ下ったもの (Fig. 1 の範囲外) が潤井川西方の沖積層下に没したのち、更に西方の富士川沿いの富士市水神付近で地表に現れると図示されていた。しかし、今回の我々の調査では、水神に露出するものと同じパホイホイ溶岩が富士川沿いの芝川溶岩流の下位に点々と露出するのを確認している。単純に考えればこの溶岩も芝川溶岩流と同じく富士川沿いに流れたとするのが自然であるので、南麓の大淵溶岩流とは区別して水神溶岩流と新称する。本溶岩流の層厚は、2 m から 6 m 以上である。

本溶岩流は、シート状のパホイホイ溶岩が卓越するが、部分的にアア・クリンカーを下にひく場合がある。様々な大きさの気泡を持ち、発泡の程度は良い。本溶岩流の岩質は、大型の斜長石斑晶に富む斜方輝石単斜輝石かんらん石玄武岩である。斜長石斑晶の最大長径は 8 mm で、清澄なものが多く、その一部が集斑晶をつくる。かんらん石斑晶も量がやや多く、最大長径は 1.4 mm で、反応縁は持たない。単斜輝石と斜方輝石は量がやや少ないものの、共に最大長径 2.5 mm の集斑晶をつくり、単独の斑晶としては現れない。石基は、中～粗粒のインターグラニューラー組織を持つ。SiO₂ 含有量は 49.6 wt%, K₂O 含有量は 0.64 wt%, FeO*/MgO 比は 1.8 である。

富士市水神の富士川右岸の、本溶岩流直下の砂層に含まれる炭化木 (FJM 304) から、14,180±70 yBP の補正年代値が得られた (山元・他, 2005)。その暦年は Cal BC 15 千年頃である。

4-2 芝川溶岩流 (Sbk)

本溶岩流は津屋 (1968, 1971) の芝川溶岩流 I (SW 1) と横手沢溶岩流 II (SW 15) に相当する。名称を統一するため、これらを芝川溶岩流として再定義する。富士宮市内野よりも下流の芝川沿いと、芝川町瀬戸島から富士川町中野までの富士川沿いに分布する。特に、芝川合流点から富士宮市沼久保にかけての富士川沿いでは、現河床から、比高約 70 m の段丘状の地形をつくる。本溶岩流上面の地形は、

芝川上流へと単調に比高が小さくなり、富士宮市精進川では比高がほとんどなくなる。しかし、精進川付近を通る芝川断層の西側では、本溶岩流の上面は再び河床に対して約 70 m の比高を持っており、この断層による累積変位があるものと見られる。ただし、本溶岩流と芝川断層の直接の関係は、露頭で確認できていない。最も厚い富士川・芝川合流点では、70 m 程度以上の層厚を持つ。

本溶岩流は一枚の厚いアア溶岩からなり、下面には常にアア・クリンカーをひいている。塊状部は柱状節理の発達が良い、その断面が富士川・芝川沿いで好露頭をつくっている。溶岩流の上面については、アア・クリンカーで覆われる場合もあれば、芝川町大鹿窪で観察されるように、パホイホイ溶岩に特徴的な縄状のしわやプレッシャー・リッジが発達する場合もある。本溶岩流の岩質は、大型の斜長石斑晶に富む斜方輝石単斜輝石かんらん石玄武岩である。斜長石斑晶の最大長径は 6 mm で、清澄なものに混じって、汚濁帯を持つものが含まれる。また、斜長石斑晶の一部は、集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は普通に含まれ、最大長径は 1.5 mm で、反応縁は持たない。単斜輝石と斜方輝石は量がやや少ないものの、共に最大長径 3.0 mm の集斑晶をつくり、単独の斑晶としては現れない。石基は、粗粒のインターグラニューラー組織から中粒のインターサータル組織を持つ。SiO₂ 含有量は 49.8~50.6 wt%, K₂O 含有量は 0.60~0.69 wt%, FeO*/MgO 比は 2.0~2.1 である。

富士宮市猪之頭の芝川左岸の、本溶岩流直下の黒色土壌 (Beta-205039) から、14,000±50 yBP の補正年代値が得られた (Table 1)。その暦年は Cal BC 15 千年頃である。

4-3 横手沢溶岩流 (Ykt)

本溶岩流は、津屋 (1968, 1971) の横手沢溶岩流 II (SW 16) に相当する。地形から、芝川溶岩流を覆い、半野・狩宿溶岩流に覆われると判断される。ただし、層序関係を露頭では確認していない。下限は不明であるが、その層厚は地形からは 5 m 以上はあるものと見られる。

富士宮市上井出から猪之頭にかけては、よく発泡したシート状のパホイホイ溶岩として露出している。表面には縄状のしわが認められる。本溶岩流の岩質は、かんらん石斜方輝石単斜輝石玄武岩である。斜長石斑晶の最大長径は、2.8 mm で量が多い。清澄なものがほとんどで、一部のもので集斑晶をつくる。単斜輝石斑晶は、最大長径 4.6 mm で、やや量が多い。斜方輝石斑晶は、最大長径 2.2 mm で、量は並である。かんらん石斑晶の最大長径は 0.4 mm で、量は少ない。石基は、細粒のインターサータル組織を持つ。SiO₂ 含有量は 50.4 wt%, K₂O 含有量は 0.53 wt%, FeO*/MgO 比は 1.7 である。

4-4 半野溶岩流 (Han)

本溶岩流は津屋 (1968, 1971) の横手沢溶岩流 III (SW 17) に相当し、富士宮市横手沢から半野にかけての舌状の地形をつくる。横手沢の名称の重複を避けるため、半野溶岩流として再定義する。地形から、芝川・横手沢溶岩流を覆い、狩宿溶岩流に覆われると判断される。ただし、層序関係を露頭では確認していない。溶岩流の層厚は、地形か

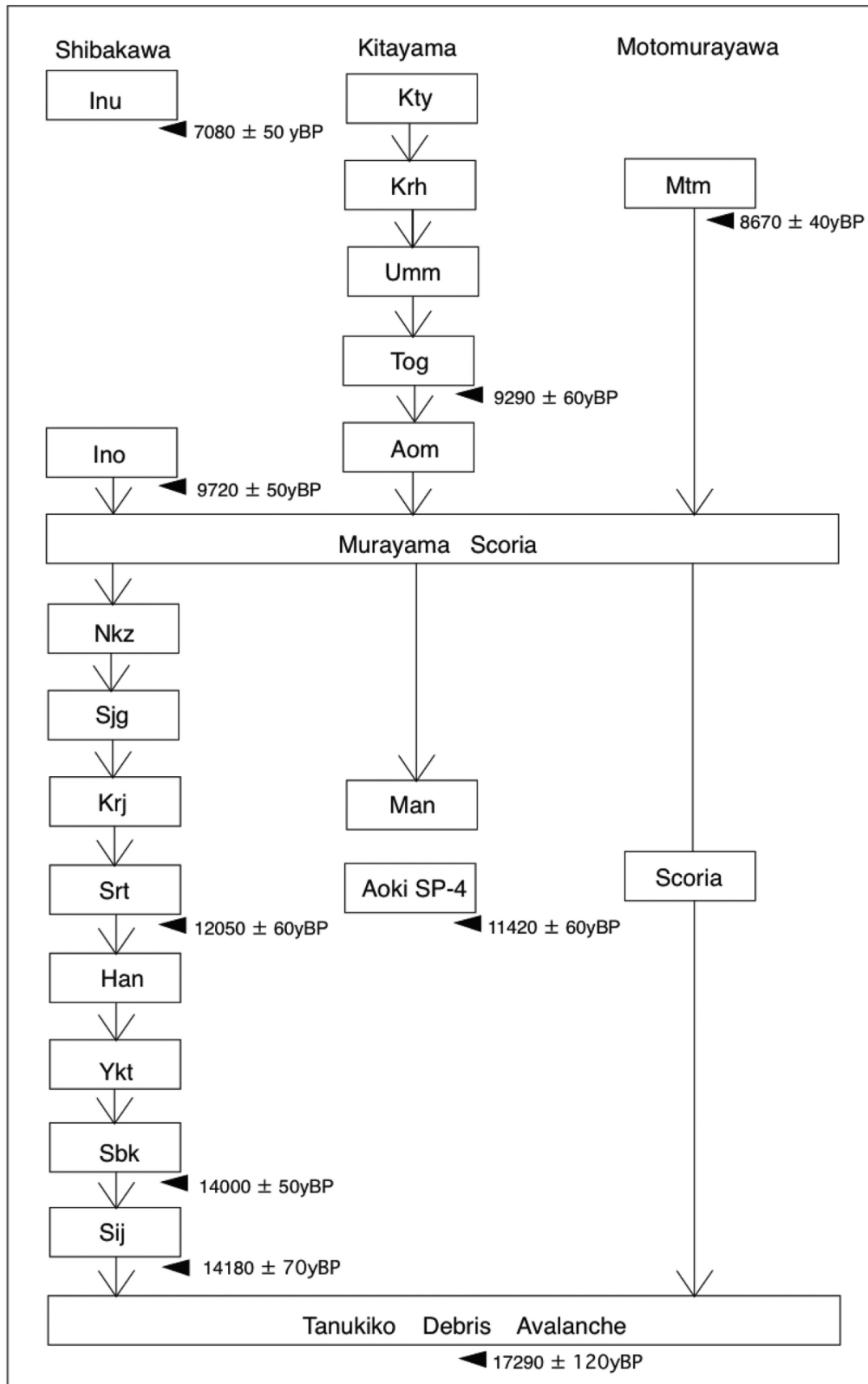


図3 富士宮期溶岩流の層序関係。

Fig. 3. Stratigraphic relationship of the Fujinomiya stage lava flows.

らは5 m程度はあるものと見られる。

富士宮市半野では、アア溶岩の表面部分が露出している。本溶岩流の岩質は、斑晶量の乏しいかんらん石玄武岩である。斜長石斑晶の最大長径は0.8 mmで、量が少ない。かんらん石斑晶も、最大長径1.0 mmで、量は少ない。斑晶には、反応縁が認められない。石基は中粒のインターサータル組織を持つ。SiO₂含有量は49.4 wt%，K₂O含有量は0.68 wt%，FeO*/MgO比は1.9である。

4-5 白糸溶岩流 (Srt)

本溶岩流は、津屋 (1968, 1971) の白糸溶岩流 I (SW 12) に相当する。白糸の滝では、2層に重なったアア溶岩からなり、浸食された星山-b火山麓扇状地堆積物を谷埋めして覆う。

本溶岩流の岩質は、大型の斜長石斑晶に富むかんらん石玄武岩である。斜長石斑晶の最大長径は7 mmで、多くのものが汚濁帯を持つ。かんらん石斑晶は、最大長径2.0 mmで、量はやや多い。斑晶に、反応縁は認められない。石基は細粒のインターグラニュラー組織を持つものが多い。SiO₂含有量は50.8 wt%，K₂O含有量は0.87 wt%，FeO*/MgO比は2.3である。

富士宮市上井出の芝川右岸の、本溶岩流基底部の炭化木片 (Beta-205038) から、12,050±60 yBPの補正年代値が得られた (Table 1)。その暦年は Cal BC 12 千年頃である。

4-6 万野溶岩流 (Mnn)

本溶岩流は、津屋 (1968, 1971) の富士宮溶岩流 (SSW 2) と万野溶岩流 (SSW 3) に相当する。名称を統一するため、万野溶岩流として再定義する。浅間神社湧玉池脇の露頭では、間に8 cmの褐色土壌層を挟んで、厚さ7 cmの村山降下スコリア堆積物に覆われる。溶岩流の下限は不明で、層厚は5 m以上。

本溶岩流は、良く発泡したパホイホイ溶岩の多数のシートの重なりからなる。表面には縄状のしわやプレッシャー・リッジが普遍的に認められる。万野風穴は、本溶岩流中の溶岩トンネルである。本溶岩流の岩質は、大型の斜長石斑晶に富むかんらん石玄武岩である。斜長石斑晶の最大長径は11 mmで、多くのものが汚濁帯を持ち、集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は、最大長径1.2 mmで、量は多い。斑晶に、反応縁は認められない。石基は粗～中粒のインターグラニュラー組織を持つ。SiO₂含有量は49.7 wt%，K₂O含有量は0.64 wt%，FeO*/MgO比は1.8である。

4-7 狩宿溶岩流 (Krij)

本溶岩流は、津屋 (1968, 1971) の白糸溶岩流 II (SW 13) と白糸 (上井出) 溶岩流 III (SW 14) に相当する。白糸の名称の重複を避けるため、狩宿溶岩流として再定義する。富士宮市上井出から精進川にかけての芝川沿いに分布し、その層厚は12 m程度である。白糸溶岩流と同じく、浸食された星山-b火山麓扇状地堆積物・田貫湖岩屑なだれ堆積物を谷埋めして覆う。

富士宮市狩宿の芝川沿いでは、厚さ3 m以下の薄いアア溶岩が複数枚重なり、溶岩デルタをなしている。また、溶岩は良く発泡している。岩質は、大型の斜長石斑晶に富

むかんらん石玄武岩である。斜長石斑晶の最大長径は7 mmで、多くのものが汚濁帯を持ち、一部が集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は、最大長径1.5 mmで、量は普通である。斑晶に、反応縁は認められない。稀に、微量の単斜輝石・斜方輝石の集斑晶を含有するものがある。石基は粗～中粒のインターグラニュラー組織を持つものが多い。SiO₂含有量は50.2 wt%，K₂O含有量は0.62 wt%，FeO*/MgO比は2.0である。

4-8 精進川溶岩流 (Sjg)

本溶岩流は、津屋 (1968, 1971) の芝川 (精進川) 溶岩流 II (SW 2) に相当する。精進川周辺の丘陵では、間に土壌を挟むことなく、最大層厚12 cmの村山降下スコリア堆積物に覆われる。下位層との関係は、露頭で確認できなかった。ただし、地形から芝川・狩宿溶岩流を覆うものと判断される。次の猫沢溶岩流と、ほぼ同じ層準にあると考えられるが、両者の上下関係は露頭で確認できなかった。溶岩流の下限は不明で、層厚は4 m以上。

羽鮒丘陵上の本溶岩流は、発泡したシート状のパホイホイ溶岩からなるが、斜面を下った丘陵西縁の県道沿いではアア溶岩からなる。本溶岩流の岩質は、大型の斜長石斑晶に富むかんらん石玄武岩である。斜長石斑晶の最大長径は6 mmで、多くのものが汚濁帯を持ち、一部が集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は、最大長径1.6 mmで、量は多い。斑晶に、反応縁は認められない。石基は粗粒のインターグラニュラーからインターサータル組織を持つ。SiO₂含有量は50.1 wt%，K₂O含有量は0.61 wt%，FeO*/MgO比は2.0である。

4-9 猫沢溶岩流 (Nkz)

本溶岩流は、津屋 (1968, 1971) の芝川 (猫沢) 溶岩流 III (SW 3) に相当する。大鹿窪では、間に土壌を挟むことなく、最大層厚8 cmの村山降下スコリア堆積物に覆われる。下位層との関係は、露頭で確認できなかった。ただし、地形から芝川溶岩流を覆うものと判断される。前の精進川溶岩流と、ほぼ同じ層準にあると考えられるが、両者の上下関係は露頭で確認できなかった。溶岩流の層厚は、地形から10 m程度と判断される。

本溶岩流は全体にアア溶岩からなる。内部の塊状溶岩が露出する場合は、柱状節理の発達が良い。岩質は、大型の斜長石斑晶に富むかんらん石玄武岩である。斜長石斑晶の最大長径は6 mmで、多くのものが汚濁帯を持ち、一部が集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は、最大長径1.4 mmで、量はやや少ない。一部の斑晶に、反応縁が認められる。石基は中粒のインターグラニュラーからインターサータル組織を持つ。SiO₂含有量は50.4 wt%，K₂O含有量は0.63 wt%，FeO*/MgO比は2.0である。

4-10 猪之頭溶岩流 (Ino)

本溶岩流は、津屋 (1968, 1971) の猪ノ頭溶岩 II (NW 8) の一部に相当する。富士宮市猪之頭の芝川左岸標高660 mで芝川溶岩流を、その上流の標高780 mで横手沢溶岩流を直接覆う。層厚は15 m程度である。

本溶岩流はアア溶岩からなる。内部の塊状部分では柱状

Unit	Sample	Loc.	Material	¹⁴ C age (y BP)	δ ¹³ C (permil)	Calibrated ¹⁴ C age (y BP)	Calendar age		Intercept age
Inokashira lava Flow 猪之頭溶岩流	Beta-205040	2	a	9720±50	-24.8	9720±50	2σ(95%)	BC 9260-9140 BC 8970-8940	BC 9220
							1σ(68%)	BC 9240-9190	
Shiraito Lava Flow 白糸溶岩流	Beta-205038	8	a	12070±60	-26.1	12050±60	2σ(95%)	BC 13220-12800 BC 12360-11870	BC 12130
							1σ(68%)	BC 13150-12850 BC 12330-12240 BC 12190-12080 BC 12010-11880	
Shibakawa Lava Flow 芝川溶岩流	Beta-205039	3	b	14010±50	-25.7	14000±50	2σ(95%)	BC 15190-14480	BC 14840
							1σ(68%)	BC 15130-14540	

表1 AMS放射性炭素年代測定の結果.

a = ユニットの炭化物; *b* = ユニットの下の有機質堆積物.

Table 1. Result of AMS radiocarbon dating.

a = charred materials within the deposit; *b* = organic sediments below the deposit.

節理がよく発達する。岩質は斑晶を含まない無斑晶玄武岩である。石基は中粒のインターグラニューラー組織を持つことが多い。SiO₂含有量は49.9~50.0 wt%, K₂O含有量は0.90~0.99 wt%, FeO*/MgO比は2.4である。

新たに富士宮市猪之頭の芝川左岸標高665 mで、本溶岩流のアアクリンカーに含まれる炭化木 (Beta-205040) から、9,720±50 yBPの補正年代値が得られた (Table 1)。その暦年はCal BC 9.2千年頃である。

4-11 青見溶岩流 (Aom)

本溶岩流は富士宮市青見周辺の安居山断層東側の狭い東傾斜斜面に分布し、断層変位により富士山に向かって傾いている。津屋 (1968, 1971) では、富士宮溶岩流 (SSW 2) の一部とされていた。しかし、これ(本報告の万野溶岩流)とは岩質がやや異なるので、区別して新称する。溶岩流の下限は不明で、層厚は3 m以上。本溶岩流は、村山スコリアに覆われない。

本溶岩は、良く発泡したパホイホイ溶岩の多数のシートが重なっている。表面には縄状のしわやプレッシャー・リッジが普遍的に認められる。本溶岩流の岩質は、大型の斜長石斑晶に富むかんらん石玄武岩である。斜長石斑晶の最大長径は6 mmで、多くのものが汚濁帯を持つ。かんらん石斑晶は、最大長径1.0 mmで、量は普通である。斑晶に、反応縁は認められない。石基は中粒のインターサータル組

織を持つ。SiO₂含有量は50.5 wt%, K₂O含有量は1.0 wt%, FeO*/MgO比は2.8である。

4-12 外神溶岩流 (Tog)

本溶岩流は、津屋 (1968, 1971) の北山 (外神) 溶岩流 II (SW 5) に相当する。本溶岩流の先端部は、潤井川を挟んで、安居山断層東側の低地帯を通じて羽鮒・星山丘陵を横切り、富士川にまで流れ下っている。富士宮市外神周辺では、間に30 cmの褐色土壌層を挟んで、層厚28 cmの大沢降下スコリア堆積物に覆われる。地形から、万野・青見溶岩流を覆い、馬見塚・鞍骨沢溶岩流に覆われると判断される。ただし、これらの溶岩流との上下関係は、露頭で確認していない。富士宮市安居山では、30 m前後の層厚を持つ。

本溶岩流は、アア溶岩からなる。表層部は、厚さ数mのアア・クリンカーで覆われている。沼久保の富士川沿いでは、塊状溶岩が露出し、柱状節理の発達がよい。岩質は、大型の斜長石斑晶に富むかんらん石玄武岩である。斜長石斑晶の最大長径は9 mmで、多くのものが汚濁帯を持ち、一部が集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は、最大長径1.0 mmで、量は少ない。かんらん石斑晶に、反応縁は認められない。稀に、微量の単斜輝石斑晶を含有するものがある。石基は粗粒~中粒のインターサータルまたはインターグラニューラー組織を持ち、多様である。SiO₂含有量は50.0 wt

%, K_2O 含有量は 0.64 wt%, FeO^*/MgO 比は 1.8 である。

富士宮市沼久保の、本溶岩流基底部のアア・クリンカーに含まれる炭化木 (FJM 406) から、 $9,260 \pm 60$ yBP の補正年代値が得られた (山元, 2005)。その暦年は Cal BC 8.5 千年頃である。

4-13 馬見塚溶岩流 (Umm)

本溶岩流は、津屋 (1968, 1971) の北山 (馬見塚) 溶岩流 III (SW 6) と北山 (御園) 溶岩流 VI (SW 9) に相当する。名称を統一するため、馬見塚溶岩流として再定義する。富士宮市上井出から外神では、層厚 30~40 cm の褐色 (一部は黒色) 土壌層を挟んで大沢降下スコリア堆積物に覆われる。地形から、鞍骨沢溶岩流に覆われると判断される。ただし、この溶岩流との上下関係は、露頭で確認していない。本溶岩流の層厚は、地形からは最大で 20 m 以上はあるものと見られる。

本溶岩流は、厚いアア溶岩からなる。表層部のアア・クリンカーも厚く、層厚 5 m 以上の場合もある。岩質は、大型の斜長石斑晶に富むかんらん石玄武岩である。斜長石斑晶の最大長径は 6 mm で、多くのものが汚濁帯を持ち、一部が集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は、最大長径 2.1 mm で、量はやや多い。斑晶に、反応縁は認められない。石基は中粒のインターサータル組織を持つ。 SiO_2 含有量は 50.5 wt%, K_2O 含有量は 0.84 wt%, FeO^*/MgO 比は 2.7 である。

4-14 鞍骨沢溶岩流 (Krh)

本溶岩流は、津屋 (1968, 1971) の北山 (鞍骨沢) 溶岩流 I (SW 4)、北山溶岩流 IV (SW 7) に相当する。名称を統一するため、鞍骨沢溶岩流として再定義する。富士宮市東鞍骨では、間に 30 cm の褐色土壌層を挟んで、大沢降下スコリア堆積物に覆われる。地形から、馬見塚・外神溶岩流を覆い、北山溶岩流に覆われると判断される。ただし、これらの溶岩流との上下関係は、露頭で確認していない。本溶岩流の層厚は、地形から最大で 30 m 前後と見られる。

露頭では、アア溶岩の表面部分のみが観察される。本溶岩流の岩質は、大型の斜長石斑晶に富むかんらん石玄武岩である。斜長石斑晶の最大長径は 7.5 mm で、多くのものが汚濁帯を持ち、一部が集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は、最大長径 0.8 mm で、量は少ない。一部かんらん石斑晶に、反応縁が認められる。稀に、微量の単斜輝石斑晶を含有するものがある。石基は中粒~細粒のインターサータルまたはインターグラニューラー組織を持つ。 SiO_2 含有量は 50.6~51.3 wt%, K_2O 含有量は 0.84~0.94 wt%, FeO^*/MgO 比は 2.5~2.8 である。

4-15 北山溶岩流 (Kty)

本溶岩流は、津屋 (1968, 1971) の北山溶岩流 V (SW 8)、北山 (アカイ沢) 溶岩流 VII (SW 10)、北山 (大久保沢) 溶岩流 VIII (SW 11) に相当する。名称を統一するため、北山溶岩流として再定義する。富士山西南西山腹の標高 1,300 m 付近から 450 m 付近にかけて分布し、間に 30~40 cm の褐色土壌層を挟んで、大沢降下スコリア堆積物に覆われる。地形から、外神溶岩流を覆うと判断される。た

だし、この溶岩流との上下関係は、露頭で確認していない。本溶岩の層厚は、地形から 30 m 前後と見られる。

露頭では、アア溶岩の表面部分のみが観察される。岩質は、大型の斜長石斑晶に富むかんらん石玄武岩である。斜長石斑晶の最大長径は 6 mm で、多くのものが汚濁帯を持ち、一部が集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は、最大長径 1.2 mm で、量は普通である。斑晶に、反応縁は認められない。石基は中粒のインターサータル組織を持つものが多い。 SiO_2 含有量は 50.5~51.3 wt%, K_2O 含有量は 0.83~0.86 wt%, FeO^*/MgO 比は 2.2~2.6 である。

4-16 元村山溶岩流 (Mtm)

本溶岩流は、津屋 (1968, 1971) の元村山溶岩流 I (SSW 12)、元村山溶岩流 II (SSW 13)、元村山溶岩流 IV (SSW 15)、市兵衛沢溶岩流 (SSW 17) に相当する。名称を統一するため、元村山溶岩流として再定義する。富士宮元村山では、間に厚さ 10 cm の褐色土壌層を挟んで、村山降下スコリア堆積物を覆う。さらに、間に厚さ 80 cm の褐色土壌層を挟んで、大沢降下スコリア堆積物に覆われる。溶岩流の層厚は 15 m 以上である。

本溶岩流は、厚いアア溶岩からなる。表層部のアア・クリンカーも厚く、層厚が 6 m を越える場所もある。岩質は、大型の斜長石斑晶に富むかんらん石玄武岩である。斜長石斑晶の最大長径は 9 mm で、多くのものが汚濁帯を持ち、集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は、最大長径 1.6 mm で、量は多い。斑晶に、反応縁は認められない。稀に、微量の単斜輝石斑晶を含有するものがある。石基は中~細粒のインターグラニューラー組織を持つものが多い。 SiO_2 含有量は 50.9~51.1 wt%, K_2O 含有量は 0.72~0.93 wt%, FeO^*/MgO 比は 2.2~2.4 である。

模式地の本溶岩流基底部のアア・クリンカーに含まれる炭化木 (FJM 206) から、 $8,670 \pm 40$ yBP の補正年代値が得られた (山元, 2005)。その暦年は Cal BC 7.6 千年頃である。

4-17 犬スズミ山溶岩流 (Inu)

本溶岩流は、津屋 (1968) の犬スズミ山溶岩 (Inu)、津屋 (1971) の犬涼み山溶岩に相当する。本溶岩流は大沢降下スコリア堆積物との間に 20 cm の褐色土壌層を挟んで覆われる。噴出源は Fig. 1 の範囲外となる西山腹標高 1200 m 付近である。噴出源では東西方向に火口列を形成し、一部は 30 m 程の火砕丘をつくる。

本溶岩流は、大部分がシート状のパホイホイ溶岩の重なりからなり、部分的にアア・クリンカーを下にひくことがある。表面には縄状のしわが普遍的に認められる。岩質は斜方輝石含有単斜輝石かんらん石玄武岩である。斜長石斑晶の最大長径は 3.8 mm、多くのものが内部に黒色ガラスをもち、集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は最大長径 1.6 mm、反応縁を持つことが多い。単斜輝石斑晶は最大長径 2.5 mm で、斜長石とかんらん石と集斑晶をつくり、単独の斑晶としては現れない。石基は、粗粒のインターグラニューラー組織から中粒のインターサータル組織をもつ。 SiO_2 含有量は 50.5~51.4 wt%, K_2O 含有量は 0.77~0.93 wt

%, FeO^*/MgO 比は 1.9 である。

富士宮市人穴の、本溶岩流直下の濃褐色土壌層に含まれる炭化木 (011019-1-2) から、 $7,080 \pm 50$ yBP の補正年代値が得られた (山元・他, 2005)。その暦年は Cal BC 5.9 千年頃である。

5. GSJ-FJM-1 コアの層序

本コアの掘削は、富士宮市の表富士登山道 2 合目付近の標高 922 m 地点で、平成 11 年度に実施した。掘削深度は 150 m で、コア回収率は 90.7% であった。層序は以下の通りである (Fig. 4)。

0 ~ -3.3 m : 盛り土

-3.3 ~ -9.2 m : 99L 01 溶岩流

かんらん石玄武岩の Aa 溶岩。斜長石斑晶の最大長径は 3.2 mm で、量はやや少ない。汚濁帯を持ち、集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は、最大長径 0.6 mm で、量は少ない。石基は細粒のインターサータル組織を持つものが多い。 SiO_2 含有量は 50.1 wt%, K_2O 含有量は 0.76 wt%, FeO^*/MgO 比は 2.2 である。地表に露出する須走期の青沢溶岩流と同じものである。

-9.2 ~ -10.25 m : ラハール堆積物

最大径 13 cm の玄武岩片を含む砂礫。

-10.25 ~ -10.85 m : 褐色火山灰土

淘汰の悪い中粒砂サイズの多源火山灰からなる。-10.3 ~ -10.4 m にはカワゴ平軽石 (普通角閃石斜方輝石単斜輝石デイサイト) が含まれる。

-10.85 ~ -14.7 m : ラハール堆積物

最大径 11 cm の玄武岩片を含む砂礫と粗粒 ~ 中粒砂の互層。

-14.7 ~ -21.2 m : 99L 02 溶岩流

かんらん石玄武岩の Aa 溶岩。斜長石斑晶の最大長径は 3.0 mm で、量が多い。多くのものが汚濁帯を持ち、集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は、最大長径 2.2 mm で、量が多い。一部のものは斜長石と集斑晶をつくる。石基は細粒のインターサータル組織を持つものが多い。 SiO_2 含有量は 50.2 wt%, K_2O 含有量は 0.88 wt%, FeO^*/MgO 比は 2.1 である。地表に露出する須走期の大久保沢溶岩流と同じものである。

-21.2 ~ -41.5 m : 99L 03 溶岩流

大型の斜長石斑晶に富むかんらん石玄武岩の Aa 溶岩。Aa・クリンカーを挟んで塊状溶岩が 4 層挟まれ、上位から L03 (a), L03 (b), L03 (c), L03 (d) に細分できるが、岩質はほとんど変わらない。斜長石斑晶の最大長径は 10 mm で、多くのものが汚濁帯を持ち、集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は、最大長径 1.3 mm で、量はやや多い。反応縁は認められない。石基は粗粒 ~ 中粒のインターサータル組織を持つものが多い。 SiO_2 含有量は 49.8 ~ 50.0 wt%, K_2O 含有量は 1.01 ~ 1.05 wt%, FeO^*/MgO 比は 2.8 である。

-41.5 ~ -43.0 m : ラハール堆積物

最大径 8 cm の玄武岩片を含む砂礫と粗粒 ~ 中粒砂の互

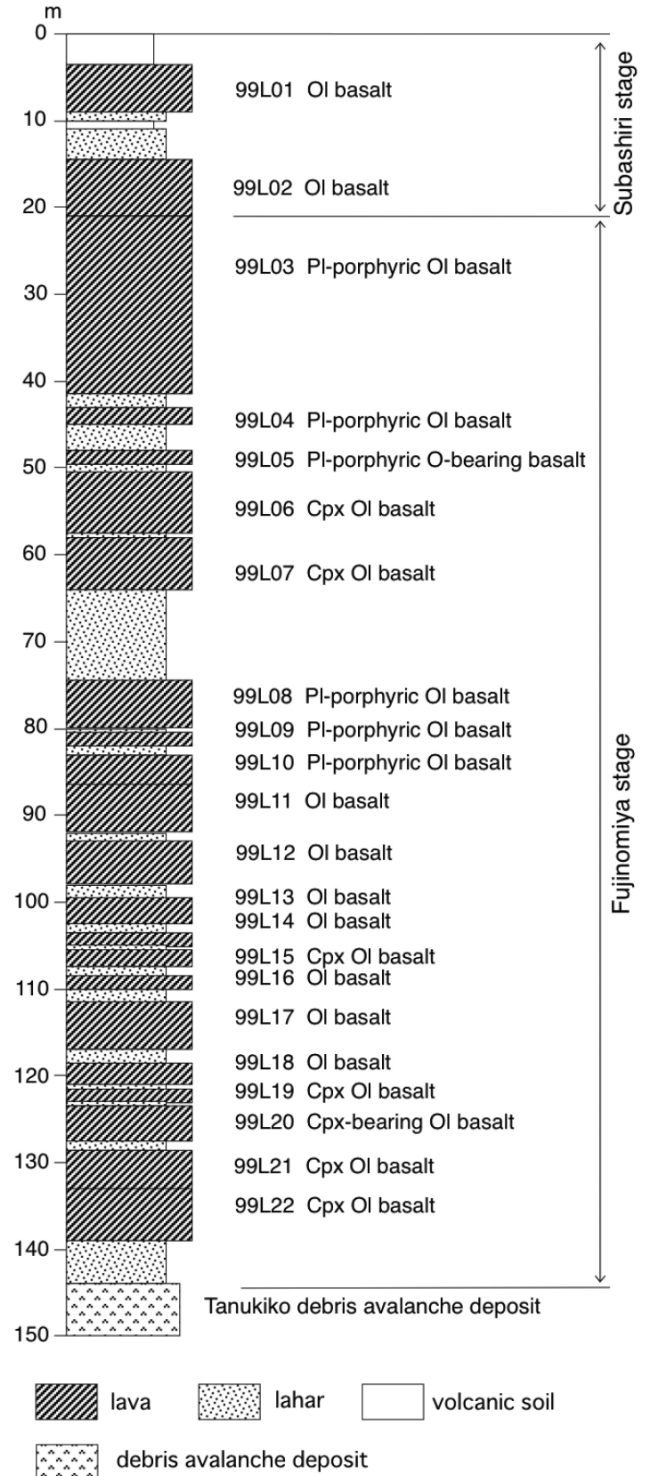


図4 GSJ-FJM-1 コアの層序。
Fig. 4. Stratigraphic column of the GSJ-FJM-1.

層。

-43.0 ~ -45.0 m : 99L 04 溶岩流

大型の斜長石斑晶に富むかんらん石玄武岩のパホイホイ溶岩。斜長石斑晶の最大長径は 8 mm で、多くのものが汚濁帯を持ち、集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は、最大長径 0.6 mm で、量は普通である。また、反応縁が認められる。

石基は中粒のインターサータル組織を持つ。SiO₂含有量は49.9 wt%，K₂O含有量は1.01 wt%，FeO*/MgO比は2.8である。

-45.0～-48.3 m：ラハール堆積物

最大径13 cmの玄武岩片を含む砂礫と粗粒～中粒砂の互層。

-48.3～-49.5 m：99L 05 溶岩流

大型の斜長石斑晶に富むかんらん石玄武のアア溶岩。斜長石斑晶の最大長径は10 mmで、多くのものが汚濁帯を持ち、集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は、最大長径0.3 mmで、量は極く少なく、反応縁を持つ。石基は中粒のインターサータル組織を持つ。SiO₂含有量は50.0 wt%，K₂O含有量は1.00 wt%，FeO*/MgO比は2.9である。

-49.5～-50.6 m：ラハール堆積物

最大径8 cmの玄武岩片を含む砂礫と粗粒～中粒砂の互層。

-50.6～-57.5 m：99L 06 溶岩流

単斜輝石かんらん石玄武のアア溶岩。斜長石斑晶の最大長径は3.5 mmで、量が多い。清澄なものが多く、集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は最大長径1.2 mmで、量は普通、反応縁を持つ。単斜輝石斑晶は最大長径1.3 mmで、量は少ない。石基は細粒のインターサータル組織を持つ。SiO₂含有量は49.8 wt%，K₂O含有量は0.66 wt%，FeO*/MgO比は1.9である。

-57.5～-57.8 m：ラハール堆積物

粗粒～中粒砂。

-57.8～-64.1 m：99L 07 溶岩流

単斜輝石かんらん石玄武のアア溶岩。斜長石斑晶の最大長径は3.0 mmで、量が多い。汚濁帯をもつものよりも清澄なものが多く、集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は最大長径1.5 mmで、量は普通、反応縁を持つ。単斜輝石斑晶は最大長径0.6 mmで、量は少ない。石基は細粒のインターサータル組織を持つ。SiO₂含有量は49.9 wt%，K₂O含有量は0.76 wt%，FeO*/MgO比は1.9である。

-64.1～-74.3 m：ラハール堆積物

最大径24 cmの玄武岩片を含む砂礫と粗粒～中粒砂の互層。

-74.3～-79.6 m：99L 08 溶岩流

大型の斜長石斑晶に富むかんらん石玄武のアア溶岩。斜長石斑晶の最大長径は7 mmで、多くのものが汚濁帯を持ち、集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は、最大長径1.2 mmで、量が多い。また、反応縁が認められる。石基は中粒のインターグラニューラー組織を持つ。SiO₂含有量は49.5 wt%，K₂O含有量は0.71 wt%，FeO*/MgO比は1.7である。

-79.6～-80.4 m：ラハール堆積物

最大径2.5 cmの玄武岩片を含む粗粒砂。

-80.4～-82.15 m：99L 09 溶岩流

大型の斜長石斑晶に富むかんらん石玄武のアア溶岩。斜長石斑晶の最大長径は9 mmで、多くのものが汚濁帯を持ち、集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は、最大長径1.4 mmで、量はやや多い。また、反応縁が認められる。石基は中

粒のインターグラニューラー組織を持つ。SiO₂含有量は49.6 wt%，K₂O含有量は0.71 wt%，FeO*/MgO比は1.8である。

-82.15～-83.0 m：ラハール堆積物

最大径15 cmの玄武岩片を含む礫。

-83.0～-86.4 m：99L 10 溶岩流

大型の斜長石斑晶に富むかんらん石玄武のアア溶岩。斜長石斑晶の最大長径は10 mmで、多くのものが汚濁帯を持ち、集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は、最大長径1.2 mmで、量が多い。また、反応縁が認められる。石基は中粒のインターグラニューラー組織を持つ。SiO₂含有量は49.8 wt%，K₂O含有量は0.66 wt%，FeO*/MgO比は1.8である。

-86.4～-92.25 m：99L 11 溶岩流

かんらん石玄武のアア溶岩。アア・クリンカーを挟んで塊状溶岩が2層挟まれ、上位からL11 (a), L11 (b)に細分できるが、岩質はほとんど変わらない。斜長石斑晶の最大長径は5 mmで、量が多い。清澄なものと汚濁帯を持つものが混じり、集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は、最大長径1.1 mmで、量が多い。反応縁は認められない。石基は中粒のインターグラニューラー組織を持つ。SiO₂含有量は50.1 wt%，K₂O含有量は0.73～0.76 wt%，FeO*/MgO比は2.1である。

-92.25～-93.0 m：ラハール堆積物

極粗粒砂。

-93.0～-98.0 m：99L 12 溶岩流

かんらん石玄武のアア溶岩。斜長石斑晶の最大長径は5 mmで、量が多い。清澄なものと汚濁帯を持つものが混じり、集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は、最大長径0.9 mmで、量が多い。また、反応縁を持つ。石基は中粒のインターグラニューラー組織を持つ。SiO₂含有量は49.9 wt%，K₂O含有量は0.75 wt%，FeO*/MgO比は2.1である。

-98.0～-99.6 m：ラハール堆積物

最大径9 cmの玄武岩片を含む砂礫と粗粒～中粒砂の互層。

-99.6～-102.6 m：99L 13 溶岩流

かんらん石玄武のアア溶岩。斜長石斑晶の最大長径は5 mmで、量が多い。清澄なものと汚濁帯を持つものが混じり、集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は、最大長径0.9 mmで、量が多い。また、反応縁を持つ。石基は中粒のインターグラニューラー組織を持つ。SiO₂含有量は49.9 wt%，K₂O含有量は0.72 wt%，FeO*/MgO比は2.1である。

-102.6～-103.3 m：ラハール堆積物

極粗粒砂。

-103.3～-105.0 m：99L 14 溶岩流

かんらん石玄武のアア溶岩。斜長石斑晶の最大長径は5 mmで、量が多い。清澄なものと汚濁帯を持つものが混じり、集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は、最大長径0.8 mmで、量はやや多い。一部の斑晶は、反応縁を持つ。石基は中粒のインターグラニューラー組織を持つ。SiO₂含有量は49.9 wt%，K₂O含有量は0.70 wt%，FeO*/MgO比は2.0

である。

-105.0～-105.7m：ラハール堆積物

極粗～粗粒砂。

-105.7～-107.6m：99L15 溶岩流

単斜輝石かんらん石玄武のアア溶岩。斜長石斑晶の最大長径は5mmで、量は多い。清澄なもの汚濁帯を持つものが混じり、集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は最大長径0.8mmで、量は普通、反応縁を持つ。単斜輝石斑晶は最大長径1.2mmで、量は少ない。石基は細粒のインターサータル組織を持つ。SiO₂含有量は49.9wt%、K₂O含有量は0.66wt%、FeO*/MgO比は2.1である。

-107.6～-108.6m：ラハール堆積物

最大径6cmの玄武岩片を含む砂礫と粗粒～中粒砂の互層。

-108.6～-110.2m：99L16 溶岩流

かんらん石玄武のアア溶岩。斜長石斑晶の最大長径は5mmで、量は多い。清澄なもの汚濁帯を持つものが混じり、集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は、最大長径0.7mmで、量は普通である。また、反応縁を持つ。石基は中粒のインターグラニューラー組織を持つ。SiO₂含有量は49.9wt%、K₂O含有量は0.70wt%、FeO*/MgO比は2.1である。

-110.2～-112.0m：ラハール堆積物

最大径5cmの玄武岩片を含む砂礫と粗粒～中粒砂の互層。

-112.0～-117.2m：99L17 溶岩流

単斜輝石かんらん石玄武のアア溶岩。斜長石斑晶の最大長径は6mmで、量は多い。清澄なもの汚濁帯を持つものが混じり、集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は最大長径0.8mmで、量は普通、反応縁を持つ。石基は細粒のインターサータル組織を持つ。SiO₂含有量は49.9wt%、K₂O含有量は0.71wt%、FeO*/MgO比は2.1である。

-117.2～-118.4m：ラハール堆積物

極粗～中粒砂互層。

-118.4～-121.2m：99L18 溶岩流

かんらん石玄武のアア溶岩。斜長石斑晶の最大長径は6mmで、量は多い。清澄なもの汚濁帯を持つものが混じり、集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は、最大長径0.5mmで、量は普通である。また、反応縁を持つ。石基は中粒のインターグラニューラー組織を持つ。SiO₂含有量は49.8wt%、K₂O含有量は0.74wt%、FeO*/MgO比は2.1である。

-121.2～-121.4m：ラハール堆積物

粗～中粒砂。

-121.4～-123.0m：99L19 溶岩流

単斜輝石かんらん石玄武のアア溶岩。斜長石斑晶の最大長径は5mmで、量は多い。ほとんどのものが清澄で、集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は最大長径0.9mmで、量は普通、反応縁を持つ。単斜輝石斑晶は最大長径2.0mmで、量は少ない。石基は中粒のインターグラニューラー組織を持つ。ハンレイ岩質包有物多い。SiO₂含有量は49.9wt%、K₂O含有量は0.71wt%、FeO*/MgO比は2.0である。

-123.0～-123.7m：ラハール堆積物

極粗～粗砂の互層。

-123.7～-127.6m：99L20 溶岩流

単斜輝石含有かんらん石玄武のアア溶岩。斜長石斑晶の最大長径は6mmで、量は多い。清澄なもの汚濁帯を持つものが混じり、集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は最大長径1.2mmで、量は普通、反応縁を持つ。単斜輝石斑晶は最大長径0.8mmで、量は極く少ない。石基は細粒のインターグラニューラー組織を持つ。ハンレイ岩質包有物多い。SiO₂含有量は50.0wt%、K₂O含有量は0.72wt%、FeO*/MgO比は2.1である。

-127.6～-128.7m：ラハール堆積物

粗～中粒砂の互層。

-128.7～-133.0m：99L21 溶岩流

単斜輝石かんらん石玄武のアア溶岩。斜長石斑晶の最大長径は5mmで、量は多い。清澄なもの汚濁帯を持つものが混じり、集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は最大長径0.6mmで、量は普通、反応縁を持つ。単斜輝石斑晶は最大長径1.4mmで、量は少ない。石基は中粒のインターグラニューラー組織を持つ。SiO₂含有量は49.8wt%、K₂O含有量は0.70wt%、FeO*/MgO比は2.1である。

-133.0～-139.0m：99L22 溶岩流

単斜輝石かんらん石玄武のアア溶岩。斜長石斑晶の最大長径は5mmで、量は多い。斑晶は清澄なもの汚濁帯を持つものより多く、集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は最大長径1.2mmで、量は普通、反応縁を持つ。単斜輝石斑晶は最大長径2.5mmで、量は少ない。石基は中粒のインターグラニューラー組織を持つ。SiO₂含有量は49.8wt%、K₂O含有量は0.73wt%、FeO*/MgO比は2.1である。

-139.0～-144.4m：ラハール堆積物

最大径16cmの玄武岩岩片を含む砂礫と粗粒～中粒砂の互層。岩片は99L19～99L22に似た単斜輝石かんらん石玄武岩であるので、本ラハール堆積物は富士宮期のもつと判断される。

-144.4～-150.0m：岩屑なだれ堆積物

最大径12cmの玄武岩片を含む基質支持で淘汰の悪い火山岩塊～火山礫。地表に露出する星山期の田貫湖岩屑なだれ堆積物に対比される。

6. GSJ-FJM-2 コアの層序

本コアの掘削は、富士宮市天母台旭学園前の標高538m地点で、平成12年度に実施した。掘削深度は120mで、コア回収率は92.5%であった。層序は以下の通りである(Fig.5)。

0～-3.28m：盛り土

-3.28～-11.36m：ラハール堆積物

最大径4.5cmの玄武岩片を含む砂礫と粗粒～中粒砂の互層。-9.65mの砂礫中の木片(FJM401)からは2440±40yBPの年代が得られた(山元・他,2005)。

-11.39～-21.23m：00L01 溶岩流

単斜輝石かんらん石玄武岩のアア溶岩。斜長石斑晶の最大長径は3.4mmで、量は多い。汚濁帯を持つものよりも

清澄なものが多く、集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は、最大長径 2.0 mm で、量が多い。反応縁は認められず、一部が斜長石と集斑晶をつくる。石基は中粒のインターサータル組織を持つ。SiO₂ 含有量は 50.1~50.3 wt%，K₂O 含有量は 0.89~0.94 wt%，FeO*/MgO 比は 2.0 である。地表に露出する須走期の天母山溶岩流と同じものである。

-21.23~28.22 m : 00L 02 溶岩流

かんらん石玄武岩のアア溶岩。斜長石斑晶の最大長径は 4 mm で、量が多い。汚濁帯を持つものよりも清澄なものが多く、集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は、最大長径 2.6 mm で、量が多い。また、反応縁は認められない。石基は中粒のインターサータル組織を持つ。SiO₂ 含有量は 50.1 wt%，K₂O 含有量は 0.90 wt%，FeO*/MgO 比は 1.9 である。00L 03・00L 04 溶岩流とはアア・クリンカーで境されるが、間に時間間隙を示す産状は確認出来ない。また、岩質にもほとんど差がなく、同じ溶岩流の異なるフローユニットに対応する可能性がある。地表に露出する須走期の大久保沢溶岩流と対比可能である。

-28.22~29.6 m : 00L 03 溶岩流

かんらん石玄武岩のアア溶岩。斜長石斑晶の最大長径は 3 mm で、量が多い。ほとんどのものが汚濁帯を持ち、集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は、最大長径 1.3 mm で、量が多い。一部に反応縁が認められる。石基は中粒のインターサータル組織を持つ。SiO₂ 含有量は 50.3 wt%，K₂O 含有量は 0.88 wt%，FeO*/MgO 比は 2.0 である。地表に露出する須走期の大久保沢溶岩流と対比可能である。00L 02・00L 04 溶岩流とはアア・クリンカーで境されるが、間に時間間隙を示す産状は確認出来ない。また、岩質にもほとんど差がなく、同じ溶岩流の異なるフローユニットに対応する可能性がある。地表に露出する須走期の大久保沢溶岩流と対比可能である。

-29.6~38.34 m : 00L 04 溶岩流

かんらん石玄武岩のアア溶岩。斜長石斑晶の最大長径は 3 mm で、量が多い。ほとんどのものが汚濁帯を持ち、集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は、最大長径 1.3 mm で、量が多い。反応縁は認められない。一部のものには斜長石と集斑晶をつくる。石基は中粒のインターサータル組織を持つ。SiO₂ 含有量は 50.2 wt%，K₂O 含有量は 0.88 wt%，FeO*/MgO 比は 2.0 である。00L 02・00L 03 溶岩流とはアア・クリンカーで境されるが、間に時間間隙を示す産状は確認出来ない。また、岩質にもほとんど差がなく、同じ溶岩流の異なるフローユニットに対応する可能性がある。地表に露出する須走期の大久保沢溶岩流と対比可能である。

-38.34~44.33 m : 00L 05 溶岩流

かんらん石玄武岩のアア溶岩。斜長石斑晶の最大長径は 3 mm で、量が多い。汚濁帯を持つものよりも清澄なものが多く、集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は、最大長径 2.3 mm で、量は普通である。反応縁は認められない。石基は中粒のインターサータル組織を持つ。SiO₂ 含有量は 50.5 wt%，K₂O 含有量は 0.88 wt%，FeO*/MgO 比は 2.2 である。

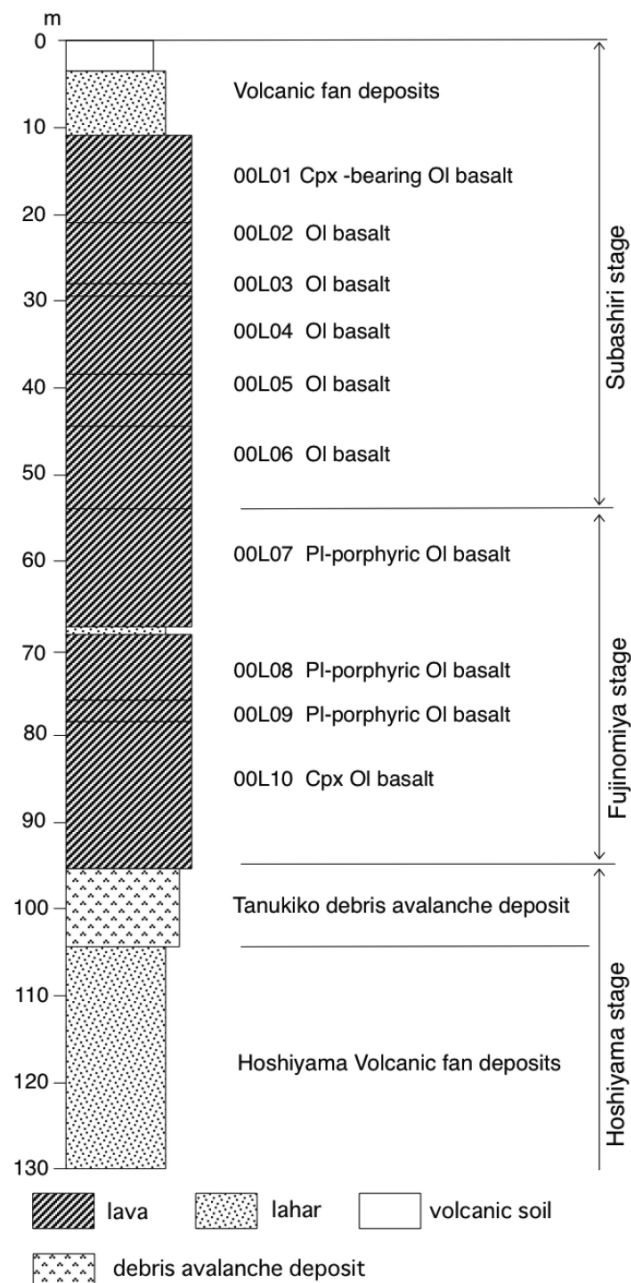


図5 GSJ-FJM-2 コアの層序。
Fig. 5. Stratigraphic column of the GSJ-FJM-2

-44.33~54.3 m : 00L 06 溶岩流

かんらん石玄武岩のアア溶岩。斜長石斑晶の最大長径は 2.8 mm で、量はやや多い。また、汚濁帯を持つ。かんらん石斑晶は、最大長径 1.6 mm で、量は普通である。一部のものには反応縁が認められる。石基は細粒のインターサータル組織を持つ。SiO₂ 含有量は 50.8 wt%，K₂O 含有量は 0.93 wt%，FeO*/MgO 比は 2.4 である。

-54.3~67.55 m : 00L 07 溶岩流

大型の斜長石斑晶に富むかんらん石玄武岩のアア溶岩。全体の 8 割をアア・クリンカーが占め、2 層準に薄い塊状部が挟まれている。斜長石斑晶の最大長径は 7 mm で、汚

濁帯を持つものよりも清澄なものが多く、集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は、最大長径 0.5 mm で、量は少から微量。また、反応縁は認められない。石基は細粒のインターサータル組織を持つ。SiO₂含有量は 50.1 wt%, K₂O含有量は 1.02~1.06 wt%, FeO*/MgO比は 2.8~2.9 である。地表に露出する富士宮期の鞍骨沢溶岩流と対比可能である。

-67.55~67.72 m : ラハール堆積物

粗~中粒砂。

-67.72~76.12 m : 00 L 08 溶岩流

大型の斜長石斑晶に富むかんらん石玄武岩のアア溶岩。アア・クリンカーを挟んで塊状溶岩が3層挟まれ、上位から L 08 (a), L 08 (b), L 08 (c) に細分できるが、岩質はほとんど変わらない。斜長石斑晶の最大長径は 11 mm で、汚濁帯を持つものよりも清澄なものも多く、集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は、最大長径 1.1 mm で、量が多い。また、反応縁は認められない。石基は中粒のインターサータル組織を持つ。SiO₂含有量は 50.0~50.2 wt%, K₂O含有量は 0.70~0.74 wt%, FeO*/MgO比は 1.9 である。地表に露出する富士宮期の外神溶岩流と対比可能である。

-76.12~78.60 m : 00 L 09 溶岩流

大型の斜長石斑晶に富むかんらん石玄武岩のアア溶岩。斜長石斑晶の最大長径は 10 mm で、汚濁帯を持つものよりも清澄なものも多く、集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は、最大長径 1.1 mm で、量はやや多い。また、反応縁は認められない。石基は中粒のインターサータル組織を持つ。SiO₂含有量は 50.4 wt%, K₂O含有量は 0.78 wt%, FeO*/MgO比は 1.9 である。

-78.60~95.70 m : 00 L 10 溶岩流

単斜輝石かんらん石玄武岩のアア溶岩。全体の6割をアア・クリンカーが占め、3層準に塊状部が挟まれ、上位から L 10 (a), L 10 (b), L 10 (c) に細分できるが、岩質はほとんど変わらない。斜長石斑晶の最大長径は 6 mm で、量が多い。ほとんどのものが清澄で、集斑晶をつくる。かんらん石斑晶は最大長径 0.7 mm で、量は普通である。また、反応縁は認められない。単斜輝石斑晶は最大長径 2.7 mm で、量は少ない。石基は細粒のインターサータル組織を持つ。SiO₂含有量は 49.8~49.9 wt%, K₂O含有量は 0.73~0.75 wt%, FeO*/MgO比は 2.1 である。

-95.70~104.37 m : 岩屑なだれ堆積物

最大径 32 cm の玄武岩片を含む基質支持で淘汰の悪い火山岩塊~火山礫。地表に露出する星山期の田貫湖岩屑なだれ堆積物に対比される。

深度-98.5 m の岩片 DAD 01 はかんらん石玄武岩からなる。その斜長石斑晶の最大長径は 2.6 mm で、量は少ない。また、かんらん石斑晶は、最大長径 0.8 mm で、量は少なく、反応縁は認められない。石基は細粒のインターグラニューラー組織を持つ。SiO₂含有量は 49.8 wt%, K₂O含有量は 0.74 wt%, FeO*/MgO比は 2.1 である。

深度-101.5 m の岩片 DAD 02 は単斜輝石かんらん石玄武岩からなる。その斜長石斑晶の最大長径は 2.3 mm で、量が多い。ほとんどのものが汚濁帯を持ち、集斑晶をつ

る。また、かんらん石斑晶は、最大長径 0.7 mm で、量は普通で、反応縁は認められない。単斜輝石斑晶は最大長径 1.7 mm で、量は少ない。石基は中粒のインターサータル組織を持つ。SiO₂含有量は 49.9 wt%, K₂O含有量は 0.73 wt%, FeO*/MgO比は 2.1 である。

-104.37~130.00 m : ラハール堆積物

最大径 27 cm の玄武岩片を含む固結した砂礫と粗粒~中粒砂の互層。深度-106.4 m の木片 (FJM 331) からは 17290 ± 120 yBP, -106.7 m の木片 (FJM 332) からは 18790 ± 70 yBP, -106.8 m の木片 (FJM 333) からは 18820 ± 150 yBP, -107.1 m の木片 (FJM 334) からは 192590 ± 70 yBP, の年代が得られた (山元・他, 2005)。

深度-107.7 m の岩片 DF 01 はかんらん石玄武岩からなる。その斜長石斑晶の最大長径は 2.6 mm で、量が多い。ほとんどのものが汚濁帯を持ち、集斑晶をつくる。また、かんらん石斑晶は、最大長径 1.5 mm で、量が多く、反応縁を持つものがある。石基は粗粒のインターサータル組織を持つ。SiO₂含有量は 49.9 wt%, K₂O含有量は 0.54 wt%, FeO*/MgO比は 1.8 である。

深度-110.7 m の岩片 DF 02 はかんらん石玄武岩からなる。その斜長石斑晶の最大長径は 1.6 mm で、量が多い。ほとんどのものが汚濁帯を持ち、集斑晶をつくる。また、かんらん石斑晶は、最大長径 0.9 mm で、量が多く、反応縁を持つものがある。石基は細粒のインターグラニューラー組織を持つ。SiO₂含有量は 50.0 wt%, K₂O含有量は 0.46 wt%, FeO*/MgO比は 1.4 である。

深度-121.1 m の岩片 DF 03 は斜方輝石単斜輝石含有かんらん石玄武岩からなる。その斜長石斑晶の最大長径は 1.5 mm で、量が多い。汚濁帯を持つものよりも清澄なものも多く、集斑晶をつくる。また、かんらん石斑晶は、最大長径 0.8 mm で、量が多く、反応縁を持つものが多い。単斜輝石・斜方輝石斑晶の最大長径は 0.7 mm で、量は微量である。石基は細粒のインターサータル組織を持つ。SiO₂含有量は 50.3 wt%, K₂O含有量は 0.48 wt%, FeO*/MgO比は 1.9 である。

深度-128.9 m の岩片 DF 04 はかんらん石玄武岩からなる。その斜長石斑晶の最大長径は 2.2 mm で、量が多い。汚濁帯を持つものよりも清澄なものも多く、集斑晶をつくる。また、かんらん石斑晶は、最大長径 1.2 mm で、量が多く、反応縁を持つものがある。石基は細粒のインターグラニューラー組織を持つ。SiO₂含有量は 49.8 wt%, K₂O含有量は 0.48 wt%, FeO*/MgO比は 1.4 である。

7. 全岩化学組成の特徴

本報で定義した地表に露出する富士宮期溶岩流と、GSJ-FJM-1 と GSJ-FJM-2 のボーリングコアから採取した溶岩及び岩片について、全岩化学組成を測定した。測定は富士宮期溶岩流から 23 試料、ボーリングコアから 46 試料を行った。分析は、産業技術総合研究所地質調査総合センターの蛍光 X 線分析装置 (Philips 社製 PW 1404 型) を用い、主成分組成については 950 ° C で 2 時間灼熱した後、1 : 10

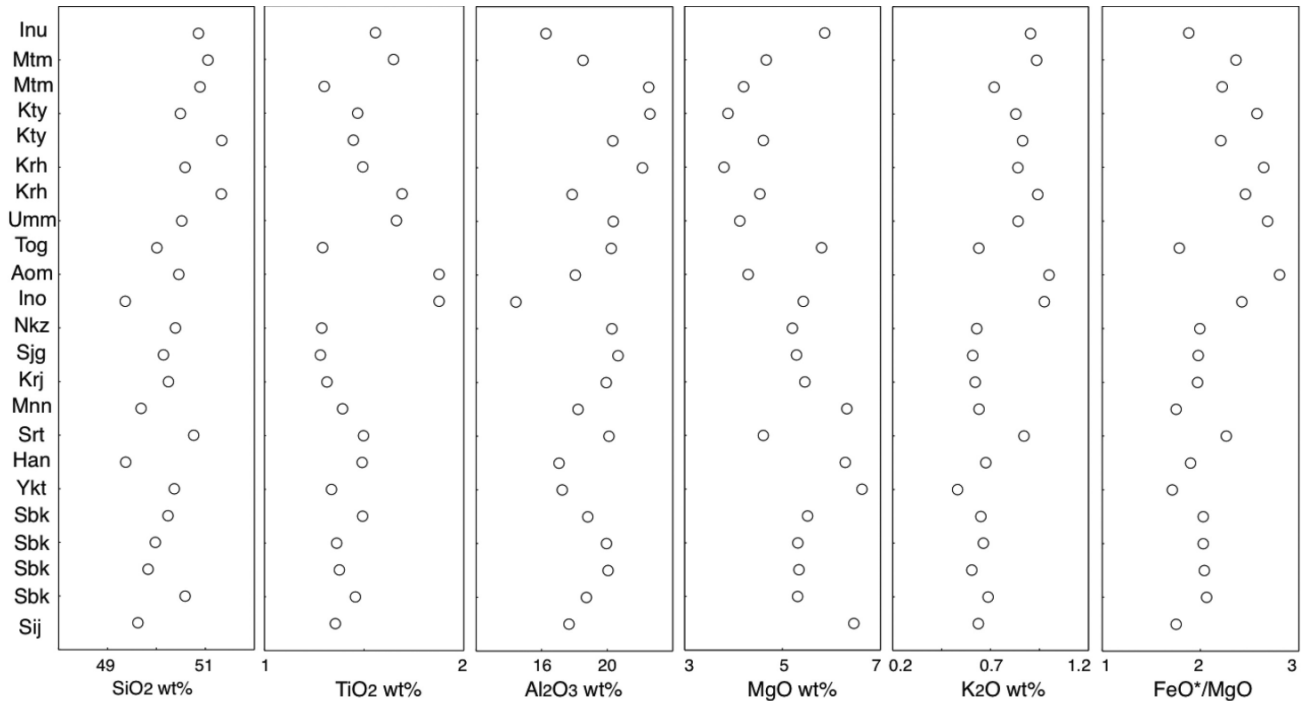


図6 富士宮期溶岩流の全岩化学組成の層序変化。

Fig. 6. Stratigraphic variations of whole-rock chemistry of the lava flows in the Fujinomiya stage.

希釈のガラスビード法で測定した。ボーリングコア試料については主成分に加え、Rb, Ba, Zr, Y, Nbの微量元素を粉末ペレット法で測定した。主成分・微量元素どちらもRh管球を用いた。分析手法はTogashi and Terashima(1997)に準じている。富士宮期溶岩流の組成をTable 2に、ボーリングコアの組成をTable 3に示した。

地表及びコアの富士宮期溶岩流は、 $\text{SiO}_2 = 49.4 \sim 51.4$ wt%, $\text{TiO}_2 = 1.23 \sim 1.98$ wt%, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15.4 \sim 19.3$ wt%, $\text{MgO} = 3.80 \sim 6.62$ wt%, $\text{K}_2\text{O} = 0.53 \sim 1.07$ wt%, $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.20 \sim 0.42$ wt%, FeO^*/MgO 比は1.7~2.9の組成幅をもつ。 SiO_2 量が増加するとMgO量は減少し、 K_2O 量は増加する傾向にあるが、ばらつきが大きい。しかし FeO^*/MgO 比と K_2O 量には比較的良好な正の相関があり、 FeO^*/MgO 比が増加すると K_2O 量は単調に増加する。この結果は富樫・他(1991)や高橋・他(1991)と同じである。

地表に露出する富士宮期玄武岩溶岩流の全岩主成分化学組成を層序順に追うと、猪之頭・青見溶岩流を境にして FeO^*/MgO 比や $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{MgO} \cdot \text{TiO}_2$ 量に変化が認められる(Fig. 6)。すなわち、 FeO^*/MgO 比は下位のものが1.7~2.3, 上位のものが2.2~2.8と明らかな違いがあり、上位のものはより分化が進んでいる。また、 K_2O 量は下位のものが0.60~0.87, 上位のものが0.72~1.00と上位のものが多い傾向がある。化学組成変化は一度に起きた訳ではなく、上位の層準でも外神溶岩流のように下部の組成の特徴をもつものが混在している。年代的には10~9ka頃(Cal BC 9,600~BC 8,600年頃)にかけてこれらの組成変化が起きたことになる。地表溶岩流で見られる組成変化はコアでも明瞭で、GSJ-FJM-1コアでは99L05/99L06溶岩流

間の-49.5mに、GSJ-FJM-2コアでは00L07/00L08溶岩流間の-67.55mに確認できる(Fig. 7)。高 FeO^*/MgO 比・高 K_2O 玄武岩の出現は、広見・吉原コアでも確認できる可能性が大きい。高橋・他(2003)は、東山麓に分布する町田の古期富士テフラ群の最上部(Y-130テフラ層準以降)で、 FeO^*/MgO 比や K_2O 含有量の急増を示す同様の組成変化を検出している。この層準が南西山麓の富士宮期溶岩流の組成変化層準と一致するのかどうかを確認するためには、古期富士テフラ群最上部の噴出年代を放射性炭素年代測定によって直接決定する必要がある。

微量元素のうち、Rb, Zr, Yに注目すると、GSJ-FJM-2コアでは星山期末から富士宮期にかけて含有量がほぼ連続的に変化する傾向が明瞭である(Fig. 7)。富士山の場合、津屋の古富士と新富士の溶岩ではZr/Y比やRb/Y比が異なり、両者がもともと異なるマントルに由来するマグマによりもたらされたと考えられている(富樫・他, 1997; 高橋・他, 2003)。両マグマの組成的境界は、Zr/Y比で概ね3.0であり、吉原コアでは始良Tn火山灰層準(約25ka)以深で3.0以下、以浅で3.0以上であることが既に示されている(富樫・他, 1997)。ただし、その組成変化は連続的なものであり、広見コアでは田貫湖岩層なだれ相当層(原著のL層)の上下で両マグマ組成の中間的領域にプロットされる溶岩が捉えられているが(宮地・他, 2001)、その傾向はFJM-GSJ-2コアの組成変化(Fig. 7)と極めて調和的である。このことは、本報の星山期から富士宮期への移行時にマグマの性質の大きな変化がなかったことを意味している。

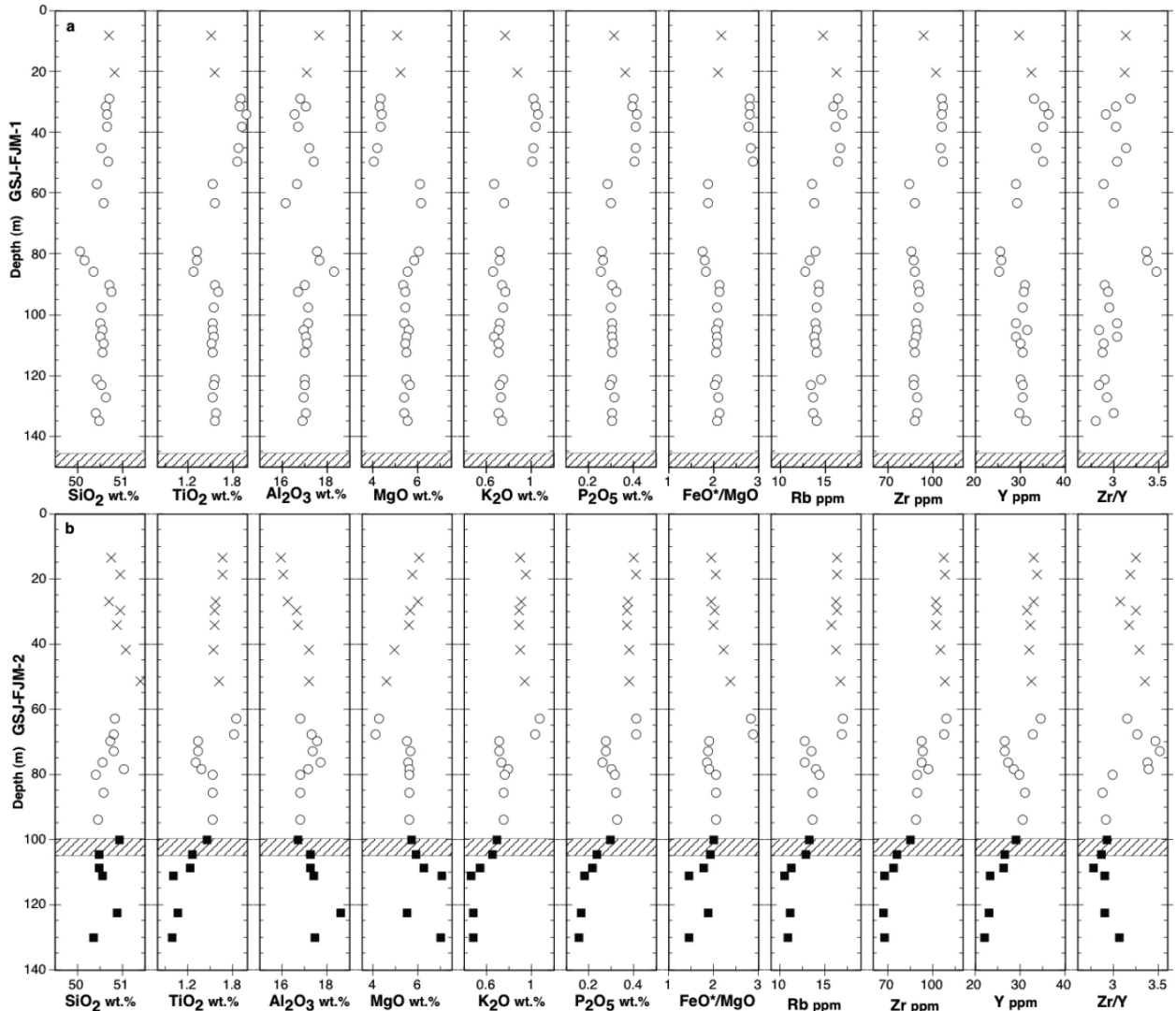


図7 GSJ-FJM-1 (a) と-2 (b) コアの全岩化学組成の垂直変化. ハッチ部は田貫湖岩屑なだれ堆積物. ■, 星山期火山砕屑岩中の礫; ○, 富士宮期の溶岩; ×, 須走期の溶岩
 Fig.7. Vertical variations of whole-rock chemistry of borehole core samples from GSJ-FJM-1 (a) and-2 (b). Hatched zone is the Tanukliko debris avalanche deposit. ■, gravel in volcaniclastic rock in the Hoshiyama stage; ○, lava in the Fujinomiya Stage; ×, lava in the Subashiri Stage

8. まとめ

富士火山噴出物を下位から星山期／富士宮期／須走期に区分する新層序を提案した. 星山期／富士宮期の堆積物は南西山麓の富士宮周辺に模式的に分布しており, 本報告ではその詳細を地表及び地下地質から記載している. 地表に露出する星山期噴出物は, 星山-a・星山-b 火山麓扇状地堆積物と田貫湖岩屑なだれ堆積物から構成される. 星山-a 火山麓扇状地堆積物は約 50 ka に, 星山-b 火山麓扇状地堆積物は Cal BC 18,000 年頃に離水し, 田貫湖岩屑なだれの発生は星山-b 火山麓扇状地の離水直後である. 富士宮期は Cal BC 15,000～Cal BC 6,000 年頃で, 玄武岩溶岩流の大量流出が繰り返し発生した. 南西山麓の地表では 15 枚の溶岩流, GSJ-FJM-1 コアでは -21.4～-139.0 m に 20 枚

の溶岩流, GSJ-FJM-2 コアでは -54.3～-95.70 m に 4 枚の溶岩流を確認している. 富士宮期溶岩流の FeO*/MgO 比は下位のものが 1.7～2.3, 上位のものが 2.2～2.8 と明らかな違いがあり, 上位のものはより分化が進んでいる. この化学組成の変化は富士宮期途中の約 10～9 ka (Cal BC 9,600～BC 8,600 年頃) にかけて起きている. 一方, 星山期から富士宮期への移行時には噴火様式の大きな変化があったものの, マグマ組成には大きな変化が認められない.

謝辞

本研究の実施にあたっては産業技術総合研究所地質図幅(観測強化地域)研究グループ長の遠藤秀典さん, 松浦浩久さんにお世話になった. 同所地質情報部門長の富樫茂子

さんには粗稿に目を通して頂いた。また、GSJ-FJM-1・GSJ-FJM-2 孔の掘削は富士宮市の市有地で実施したものであり、山宮コアの観察も含め、富士宮市役所の担当者の方々には様々な便宜を供用して頂いた。この場を借りて、お礼申し上げます。

引用文献

- 福原達雄・和田秀樹 (1997) 静岡大学¹⁴C年代データ集 1. 静岡大学地球科学研究報告, **24**, 15-26.
- 平林 武 (1899) 富士及愛鷹火山地質調査報文. 震災予防調査会報告, **24**, 3-74.
- 石原初太郎 (1925) 富士山地質図 (5 万分ノ 1). 山梨県山林会.
- 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) 富士山東山麓の沖積世ローム層. 第四紀研究, **16**, 87-90.
- 中村俊夫・岡 重文・坂本 亨 (1992) 東京軽石流堆積物中の炭化木片の加速器質量分析計による放射性炭素年代. 地質学雑誌, **98**, 9, 905-908.
- 町田 洋 (1964) Tephrochronology による富士火山とその周辺地域の発達史. 地学雑, **73**, 293-308, 337-350.
- 町田 洋 (1977) 火山灰は語る. 蒼樹書房, 東京. 324 p.
- 宮地直道 (1988) 新富士火山の活動史. 地質学雑誌, **94**, 433-452.
- 宮地直道・遠藤邦彦・富樫茂子・田島靖久・小森次郎・橋川貴史・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化学的特徴. 防災科学技術研究所研究報告, **61**, 31-47.
- 下川浩一・山崎晴雄・水野清秀・井村隆介 (1996) 平成 7 年度活断層研究調査報告, 27, 富士川断層系のトレンチ掘削等による活動履歴調査. 地質調査所研究資料集, **251**, 1-49.
- 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—. 日大文理学部研究紀要, no. 38, 117-166.
- Togashi, S. and Terashima, S. (1997) The behavior of gold in unaltered island arc tholeiitic rocks from Izu-Oshima, Fuji, and Osoreyama volcanic areas, Japan. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61**, 543-554.
- 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ライトマグマだまりにおける結晶分化作用. 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・鶴川元雄 (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.
- Tsuya, H. (1935) On Some Lavas of Volcano Huzi (Fuji). *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Imp. Univ.*, **13**, 645-659.
- Tsuya, H. (1937) On the Volcanism of the Huzi Volcanic Zone, with Special Reference to the Geology and Petrology of Idu and the Southern Islands. *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Imp. Univ.*, **15**, 215-357.
- 津屋弘達 (1938 a) 富士火山の地質学的並びに岩石学的研究 (I), 1. 小御岳の構造. 地震研究所彙報, **16**, 452-469.
- 津屋弘達 (1938 b) 富士火山の地質学的並びに岩石学的研究 (II), 2. 青木ヶ原熔岩の分布と噴出中心. 地震研究所彙報, **16**, 638-657.
- 津屋弘達 (1940) 富士火山の地質学的並びに岩石学的研究 (III), 3. 富士山の南西麓, 大宮町周域の地質. 地震研究所彙報, **18**, 419-445.
- 津屋弘達 (1944) 富士火山の地質学的並びに岩石学的研究 (IV), 4. 寄生火山の構造及び分布. 地震研究所彙報, **21**, 376-393.
- Tsuya, H. (1955) Geological and Petrological Studies of Volcano Fuji, V. 5. On the 1707 eruption of Volcano Fuji. *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.*, **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. Tokyo Univ.*, **40**, 767-804.
- 津屋弘達 (1968) 富士山地質図 (5 万分の 1), 富士山の地質 (英文概略), 地質調査所, 24 p.
- 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, 127 p.
- 上杉 陽・遠藤邦彦・原田昌一・小島泰江・泉 浩二 (1979) 富士山, 北・東麓の完新世テフラ累層中の斜交関係. 第四紀研究, **17**, 207-214.
- 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.
- 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**, 2, 53-70.
- Yamazaki, H. (1992) Tectonics of a plate collision along the northern margin of Izu Peninsula, central Japan. *Bull., Geo., Sur., Japan*, **43**, 603-657.

Loc		DD. MMSS	DDD. MMSS
1	富士宮市猪之頭	35.2221	138.3404
2	富士宮市猪之頭	35.2129	138.3552
3	富士宮市猪之頭	35.2122	138.3400
4	富士宮市人穴	35.2120	138.3505
5	富士宮市内野	35.1942	138.3429
6	富士宮市内野	35.1935	138.3459
7	富士宮市北山	35.1913	138.3833
8	富士宮白糸	35.1849	138.3508
9	富士宮白糸	35.1846	138.3519
10	富士宮市松塚	35.1833	138.4133
11	富士宮市半野	35.1826	138.3419
12	富士宮市北山	35.1822	138.3805
13	富士宮市北山	35.1813	138.3705
14	富士宮市半野	35.1811	138.3414
15	富士宮市北山	35.1732	138.3728
16	富士宮市上條	35.1721	138.3427
17	富士宮市馬見塚	35.1636	138.3541
18	富士宮市山宮	35.1613	138.3859
19	富士宮市下條	35.1604	138.3357
20	富士宮市元村山	35.1549	138.3932
21	芝川町大鹿窪	35.1522	138.3321
22	芝川町大鹿窪	35.1422	138.3402
23	富士宮市大中里	35.1334	138.3524
24	富士宮市安居山	35.1239	138.3518
25	富士宮市沼久保	35.1144	138.3518
26	富士市水神	35.0919	138.3734

付表1 サンプルの位置.

Appendix A 1 Sample localities.