

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

宮地直道^{*1}・遠藤邦彦^{*2}・富樫茂子^{*3}・田島靖久^{*4}
小森次郎^{*5}・橘川貴史^{*6}・千葉達朗^{*7}・鶴川元雄^{*8}

Stratigraphy and Petrological Features of the Borehole Core from the Hiromi Observation Well, Fuji Volcano

By

Naomichi MIYAJI^{*1}, Kunihiko ENDO^{*2}, Shigeko TOGASHI^{*3}, Yasuhisa TAJIMA^{*4},
Jiro KOMORI^{*5}, Takashi KITSUKAWA^{*6}, Tatsuro CHIBA^{*7}, and Motoo UKAWA^{*8}

^{*1}*Shizuoka Prefectural Agricultural Experiment Station*

^{*2}*College of Humanities and Sciences, Nihon University*

^{*3}*Geological Survey of Japan*

^{*4}*Nippon Koei Co., Ltd.*

^{*5}*College of Humanities and Sciences, Nihon University*

(Present : Graduate School of Sciences, Tokyo Metropolitan University)

^{*6}*College of Humanities and Sciences, Nihon University*

(Present : Central Research Service Co., Ltd.)

^{*7}*Asia Air Survey Co., Ltd.*

^{*8}*Volcanic Activity Laboratory, Earthquake Research Center,*

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan

Abstract

Stratigraphy and petrographical characteristics of the borehole core from the Hiromi observation well located at the western foot of the Fuji volcano were described. The total depth of the boring reached 210m from the surface. Borehole core samples consist of 9 basaltic lava flows (layers A, B1, B2, C, D, F, G, H, M) and 11 clastic sediments (layer A0, E, H to J, L, N to R).

On the basis of geological, petrographical and petrochemical characteristics, layers E to R (58~210m in depth) are regarded as the deposits formed at the stage of the Older Fuji volcano. Layers C and D (46~58m in depth) are identified as the oldest lava layers of the Older stage lava flow of the Younger Fuji volcano and layers A and B (11~46m in depth) are middle to younger lava layers of the Older stage lava flow. Layer A0 (0~11m in depth) is consist with the Osawa and Kamiide alluvial-fan deposits.

^{*1}静岡県農業試験場 海岸砂地分場 (平成12年度防災科学技術研究所客員研究官)

^{*2}日本大学文理学部 地球システム科学科

^{*3}地質調査所 地殻化学部

^{*4}日本工営(株)総合技術センター

^{*5}日本大学文理学部 地球システム科学科 (現在:東京都立大学大学院 理学研究科)

^{*6}日本大学文理学部 地球システム科学科 (現在:(株)シー・アール・エス 我孫子事業所)

^{*7}アジア航測(株) 防災部

^{*8}防災科学技術研究所 地震調査研究センター 火山噴火調査研究室

According to the sedimentological and petrochemical characteristics, it is possible that layers L, N, and O originated from debris avalanche deposits. We found a concentrated zone of volcanic glass in the thin weathered tephra layer in the upper sections of layer N (114 m in depth), which it is possible to correlate with the AT ash at 23 ka. Therefore, layer L is considered to correlate with the ejecta of the later stage of the Older Fuji volcano. The sedimentological characteristics indicate that other clastic deposits originated from debris flow or slush flow deposits.

Key words : Fuji volcano, Borehole core, Lava flows, Debris avalanche deposit, Whole-rock chemistry

1. はじめに

防災科学技術研究所は富士山の火山活動の観測の一環として、平成9年度に富士山西麓の静岡県富士宮市広見の標高750mの緩斜面上に富士広見火山活動観測施設（広見観測井）を設置した。本施設は平成3年度に富士山北西麓に設置された鳴沢観測施設（鳴沢観測井）、平成6年度に南麓に設置された吉原観測施設（吉原観測井）、平成8年度に東麓に設置された須走観測施設（須走観測井）に次ぐ4番目の観測施設で、これにより富士山の東西南北方向の地下約200mの位置に火山観測機器が配備された。広見観測井の設置に際して地表から深度210mの深度までボーリングが行われ、溶岩や未固結の火山砕屑物などのボーリングコア試料がほぼ連続して採取された。

ボーリングコア試料は上下関係が明らかであるため、噴出物の種類やマグマ組成の経時変化を把握することができる。筆者らはこれまで、鳴沢観測井や吉原観測井から得られたボーリングコア試料の調査から、これまで地表調査では不明確であった古富士火山最末期から新富士火山初期にかけてのマグマ組成の変化を連続して把握した（宮地ほか、1995；富樫ほか、1997；宮地ほか、1998）。そこで、今回も採取された試料について岩相および記載

岩石学的特徴を調べるとともに全岩主成分および微量元素の分析を行い、噴出物の岩石学的特徴を明らかにした。また、この結果と既往の成果に基づき、噴出物の層位を決定した。特に、今回の試料では多数の火山砕屑物およびそれに由来する堆積物が連続して採取されたため、従来の岩石化学的検討に加えて帯磁率、粒度分析、火山ガラスの屈折率分析などを行った。

2. 調査地区の地質

広見観測井は、富士山の西斜面で現在も浸食・崩落が続く大沢崩れからの土砂により形成された大沢扇状地（町田、1964）の北縁部にあたり、また、大沢扇状地よりも時代が古く分布域が広い上井出扇状地（町田、1964）のほぼ中央部に当たる場所に位置する（図1）。また、観測井の北側と西側には新富士火山の旧期溶岩が、南側の大沢沿いには中期溶岩が分布する（津屋、1968）。

観測井の設置に際し、観測施設のために地表下2.5mまでの掘削が行われ土層の断面を観測できた。ここでは表層の黒ボク土壌の下位に土石流堆積物やスラッシュフロー堆積物が認められた（図2）。

本地点の北側に隣接する栗の木沢（Site A, B）では大沢扇状地の堆積物の下位に上井出扇状地の堆積物が認め

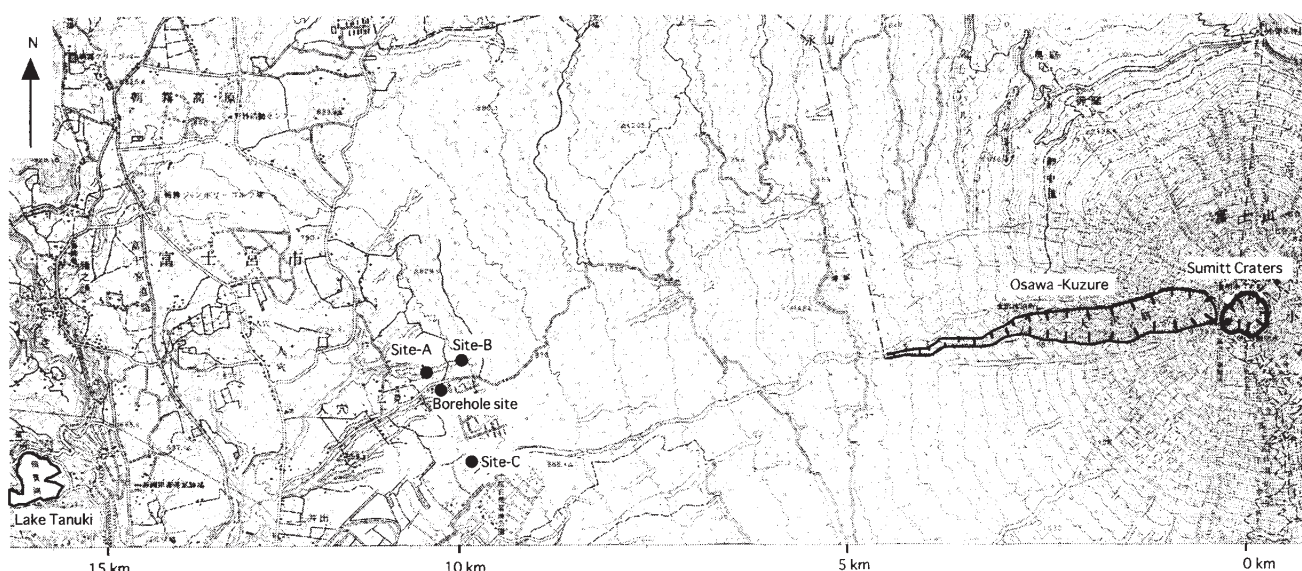


図1 ボーリング地点および調査地点位置図

Fig. 1 Locality map of the borehole and surveyed sites. Topographic map : “Fujisan” scale 1 : 50,000 by the Geographical Survey Institute.

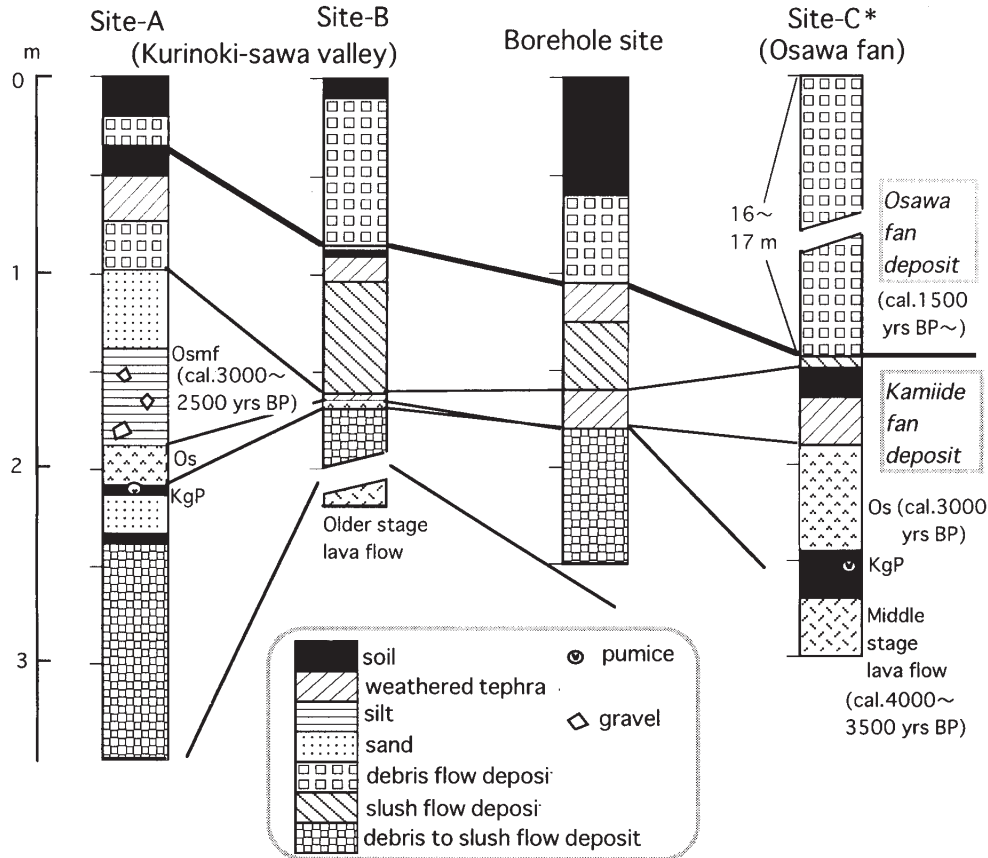


図2 ボーリング地点および調査地点の柱状図地点C*：井上・田島（2000）に加筆
Fig. 2 Columnar sections at the borehole and surveyed sites
Site C* : Modified after Inoue and Tajima (2000).

られる。この付近での大沢扇状地の堆積物は黒ボク土壌と風化火山灰に富む土石流堆積物よりなる。上井出扇状地の堆積物は主として土石流堆積物や融雪雪崩により形成されたスラッシュフロー堆積物からなる。また、年代を示す指標層として3,000~2,500年前の黄色の変質岩片に富む大沢泥流堆積物（Osmf；田島ほか，2000）や3,000年前の大沢スコリア（Os），カワゴ平軽石（KgP）などが認められる。上井出扇状地の堆積物の下位には11,000~8,000年前の新富士火山の旧期溶岩が認められる。本層は分布から旧期溶岩の中でも側噴火の溶岩とされる犬スズミ山溶岩（津屋，1968）に対比される可能性が高い（図2）。

本地点の南側の大沢川右岸では、平成11年度に建設省の富士砂防工事事務所により深さ18mのテストピット（Site C）が掘削され、大沢扇状地の堆積物やその下位の大沢スコリアを含む上井出扇状地の堆積物が確認された（井上・田島，2000）。本地点の大沢扇状地の堆積物は約40層のスラッシュフローや土石流堆積物からなり、その下限の年代は約1,500年前である。大沢スコリア層の下位には黒ボク土壌層を挟み溶岩が認められる（図2）。この溶岩は大沢の岩樋付近で認められる岩樋溶岩に対比される（富士砂防，未公表）。岩樋溶岩を含む中期溶岩の多くは4,500~3,000年前に山頂および側火口から噴出

したと考えられる（宮地，1988）。

栗の木沢および大沢川右岸のテストピットの層序より、広見観測井設置の際に地表から2.5mまでで認められた堆積物のうち、表層から1mまでは大沢扇状地の堆積物に、それよりも下位は上井出扇状地の堆積物にそれぞれ相当すると考えられる。本地点では上井出扇状地の堆積物中に大沢スコリア層は削剝されて認められない。また、1.8m以下の土石流～スラッシュフロー堆積物は、栗の木沢の層序から犬スズミ山溶岩と考えられる旧期溶岩より新しい。

3. ボーリングコアの産状と柱状図

観測井設置の際に行われた全長210mのオールコアボーリングで、全体の96%にあたる202m分のボーリングコアが採取された。コアの種類は溶岩、クリンカ、主として火山碎屑物よりなりレキを含む流れの堆積物（碎屑性堆積物）、風化火山灰、土壌である。風化火山灰層中の火山ガラスを除き、これらの堆積物は総て玄武岩質である。コアは主として9層の溶岩、11層の碎屑性堆積物からなる。碎屑性堆積物はしばしばその上端部に土壌層ないしは風化火山灰層を伴う。これらの20層の堆積物のうち、2層の溶岩は岩相や岩質が類似しており、一連の溶岩と考えられる。そこで、これら2層を併せて1層とす

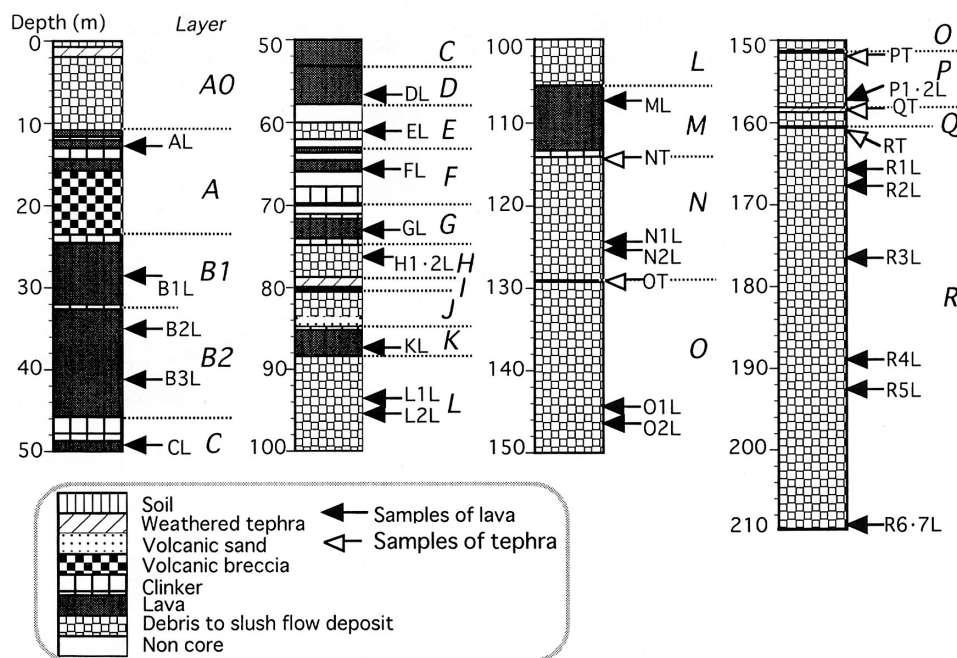


図3 ボーリングコアの柱状図

Fig. 3 Columnar sections of the borehole core.

ると、コアは19層に大別される。ここではこれらの19層を上位からA0層、A～R層と呼ぶ(図3)。以下に各層の岩相上の特徴を述べる。

(1) 深度：0～10.8 m (A0層)

前述の通り、本地点では2.5 mまでの断面観察より、0～1 mまでの大沢扇状地の堆積物と1～2.5 m以下までの上井出扇状地の堆積物よりなる。コアでは0～10.8 mまでは泥混じりで砂質な岩石の破片(スライム)からなるが、ボーリング業者によれば2.5～10.8 mまでは同質の堆積物である。従って、地表下1 mまでは大沢扇状地の堆積物で、1～10.8 mまでは上井出扇状地の土石流～スラッシュフロー堆積物と考えられる。

(2) 深度：10.8～23.5 m (A層：写真1(a)参照)

灰色で斑晶を含むやや緻密な1層の溶岩からなる。スライム化した部分が目立つが、溶岩流の薄層および溶岩レキからなり、一連の溶岩と考えられる。直径1～15 mmのつぶれた気泡を含む。斑晶鉱物として斜長石(平均粒径1～3 mm)を含み、カンラン石や輝石が少量含まれる。

(3) 深度：23.5～45.8 m (B層：写真1(b)参照)

灰色～褐灰色で比較的斑晶に富むやや緻密な2層の溶岩からなる。上位の溶岩(B1)の直上と上位と下位の溶岩(B2)の境界部にはクリンカがあり、これと接するB1基底部の0.2 m(深度31.8～32.0 m)は高温酸化して赤褐色を呈する。B1は変形した気泡をわずかに含み、B2は直径5～10 mmの球形の気泡に富む。斑晶鉱物として斜長石(平均粒径4～10 mm)を含み、輝石が少量含まれる。

(4) 深度：45.8～53.2 m (C層：写真1(c)参照)

灰色で斑晶をわずかに含む緻密な1層の溶岩からなる。

溶岩の最上部の3 m(深度45.8～48.7 m)には厚いクリンカを伴う。直径2～8 mmの横長に変形した気泡を含む。斑晶鉱物として斜長石(平均粒径2～6 mm)をわずかに含む。

(5) 深度：53.2～57.8 m (D層：写真1(c)参照)

灰色で無斑晶の緻密な1層の溶岩からなる。上下にクリンカは認められず、上位のC層に直接覆われる。直径2～8 mmの球形の気泡を含む。

(6) 深度：57.8～63.0 m (E層)

褐灰色の碎屑性堆積物からなる。本層の上部2 m(深度57.8～60.0 m)と下部1 m(深度62.0～63.0 m)分のコアは欠落しているが、本層が連続して存在した可能性が高い。本層は基質が中粒～細粒砂で、気泡や斑晶の量が異なる直径10～50 mmの玄武岩の亜円レキを含む。

(7) 深度：63.0～70.0 m (F層)

暗灰色で多孔質な斑晶に比較的富む1～2層の溶岩からなる。上下2層の溶岩が認められるが両者の間にはコアが欠落しており、1層の溶岩である可能性もある。下位の溶岩の下部はコアが欠落しているが、最下部には同質の溶岩レキが認められ、上位の2層の溶岩と併せて一連の溶岩と考えられる。直径2～6 mmの変形した気泡を含み、斑晶鉱物として斜長石(平均粒径2～6 mm)を含む。

(8) 深度：70.0～74.8 m (G層)

暗灰色のやや緻密で斑晶を含む1層の溶岩からなる。溶岩の上下にはクリンカを伴う。直径2～8 mmの変形した気泡を含む。また、斑晶鉱物として斜長石(平均粒径1～3 mm)を含み、カンラン石が少量含まれる。

(9) 深度：74.8～78.7 m (H層)

褐灰色～暗灰色の一連の碎屑性堆積物からなる。本層

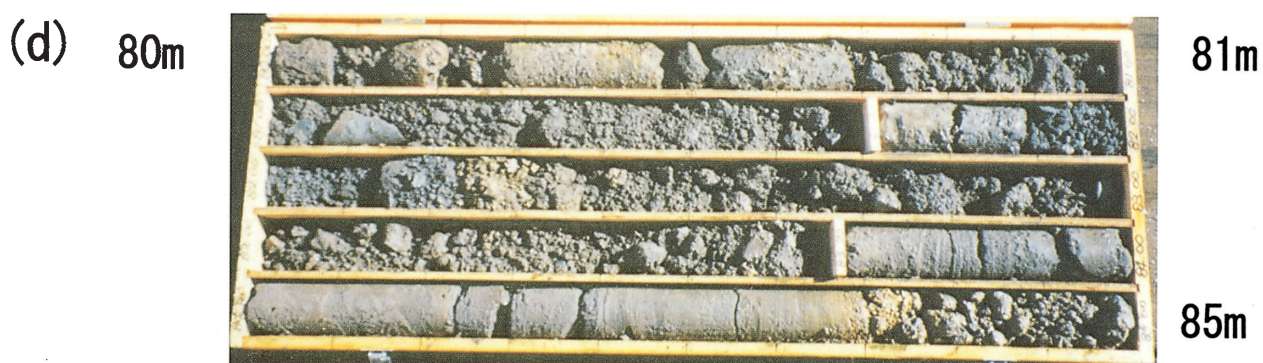
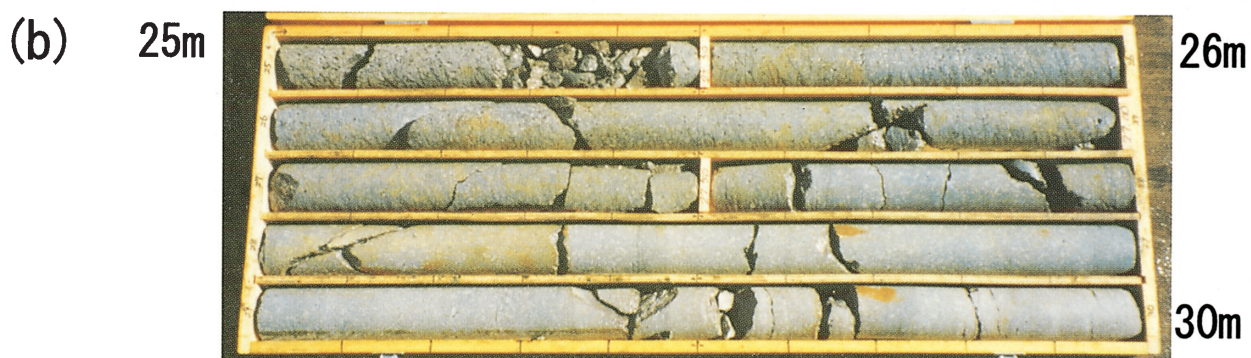
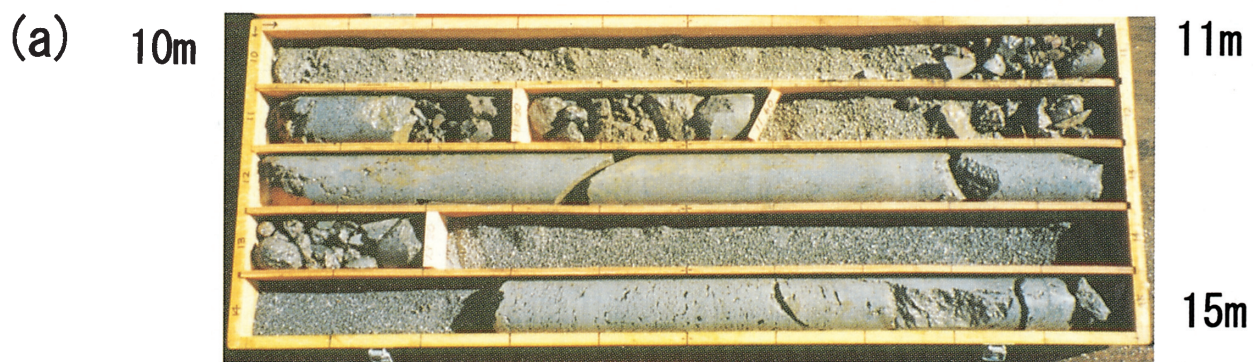


写真1 ボーリングコアの写真

(a) 10～15m, (b) 25～30m, (c) 50～55m, (d) 80～85m.

Photo 1 Photos of the borehole core.

(a) 10～15m, (b) 25～30m, (c) 50～55m, (d) 80～85m.

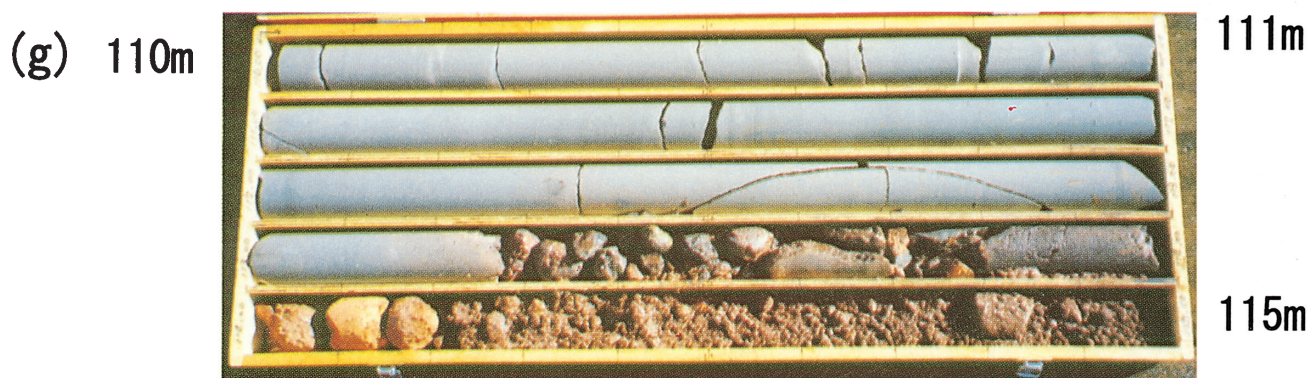
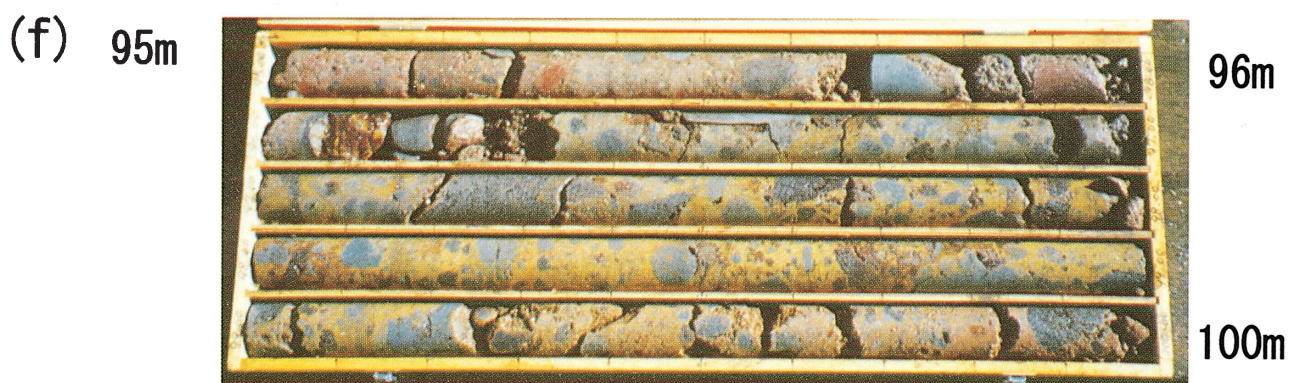
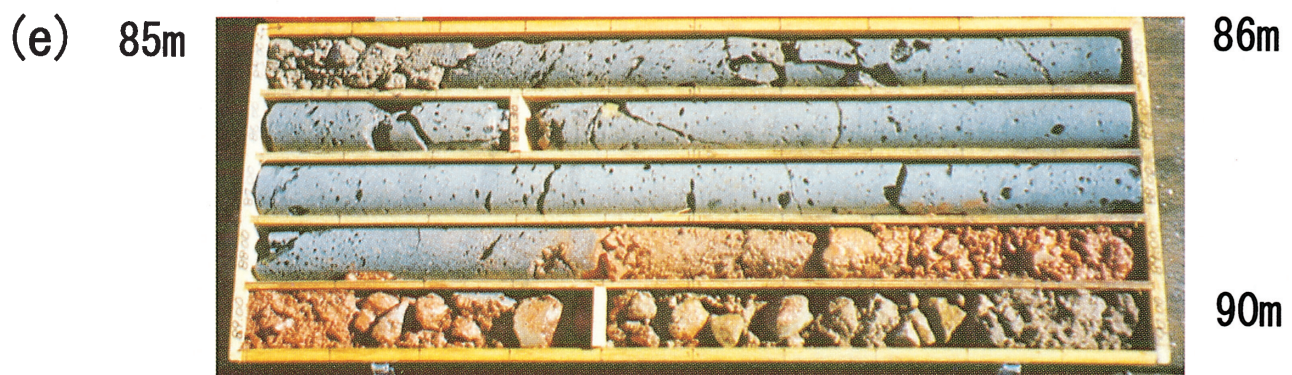


写真 1 ボーリングコアの写真
(e) 85～90m, (f) 95～100m, (g) 110～115m, (h) 115～120m.

Photo 1 Photos of the borehole core.
(e) 85～90m, (f) 95～100m, (g) 110～115m, (h) 115～120m.

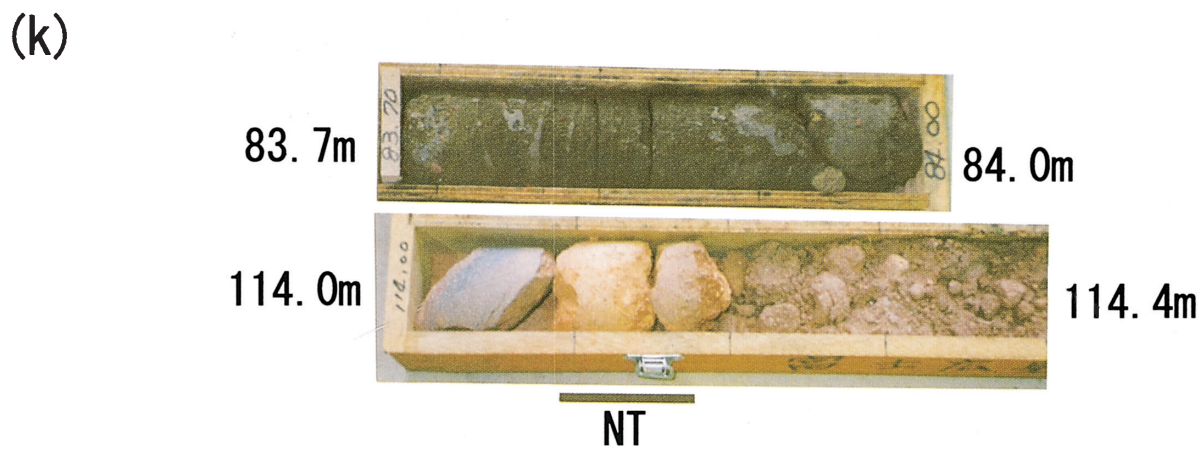
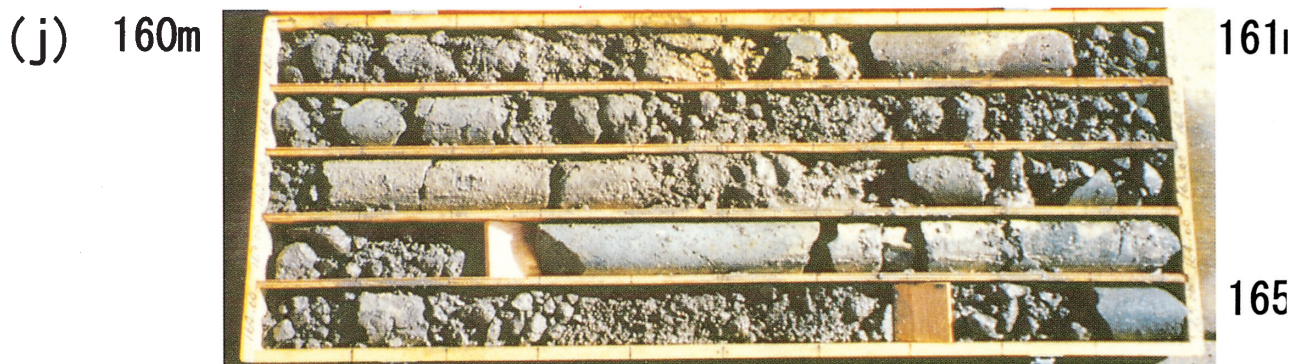


写真1 ボーリングコアの写真

(i) 150～155m, (j) 160～165m, (k) 83.7～84.0m, 114.0～114.4m.

Photo 1 Photos of the borehole core.

(i) 150～155m, (j) 160～165m, (k) 83.7～84.0m, 114.0～114.4m.

の基質は中粒～細粒砂で上半部の1.5 m (深度74.8～76.3 m) は直径6～50 mm のスコリアやレキを含み、下半部の2.0 m (深度76.3～78.4 m) には直径10～100 mm の灰色の亜円レキを含む。特に最下部の0.3 m (深度78.4～78.7 m) の基質は赤紫色砂(中粒～細粒)である。本層に含まれるレキは多孔質で斜長石を含み、輝石が少量含まれる。

(10) 深度：78.7～80.2 m (I 層)

上半部の1.2 m (深度78.7～78.9 m) は黄褐色の風化火山灰層からなり、下半部の0.3 m (深度78.9～80.2 m) は黒灰色の碎屑性堆積物からなる。風化火山灰層はスコリアないし岩片の含有量により、上部、中部、下部に分かれる。上部の0.3 m は直径4～6 mm のスコリアないし岩片をわずかに含み、中部の0.5 m は直径6～12 mm のものを多く含み、下部の0.4 m はほとんど含まない。碎屑性堆積物は主として中粒～細粒砂よりなり、直径8～12 mm の亜円レキを含む。

(11) 深度：80.2～84.7 m (J 層：写真1(d)参照)

最上部の0.3 m (深度80.2～80.5 m) の黄褐色～暗褐色風化火山灰層、その下位の3.2 m (深度80.5～83.7 m) の暗褐色の碎屑性堆積物、最下部の1.0 m (深度83.7～84.7 m) の暗灰色砂層からなる。風化火山灰層は上部の5 cm が黄褐色で、下半部の25 cm が暗褐色で直径10～20 mm のレキを含みシルト質である。碎屑性堆積物は基質が中粒砂で直径10～30 mm の亜円レキを含み、スラッシュフロー堆積物を特徴づける泥質砂の葉理が認められる(写真1(f))。また、本堆積物のほぼ中央部にあたる深度81.7～81.8 m の位置には暗灰色の有機質シルト層の薄層が狭在する。暗灰色砂層は中粒～細粒で比較的淘汰は良く、一部に平行層理が認められる。

(12) 深度：84.7～88.4 m (K 層：写真1(e)参照)

最上部の0.1 m (深度84.7～84.8 m) の褐色風化火山灰層とその下位の灰色でやや多孔質な斑晶に比較的富む1層の溶岩からなる。溶岩は上部の0.4 m (深度84.8～85.2 m) にはクリンカを伴い、全体に直径2～10 mm のやや球形の気泡を含む。また、斑晶鉱物として斜長石(平均粒径0.5～1 mm)を含み、カンラン石、輝石を少量含む。

(13) 深度：88.4～105.5 m (L 層：写真1(f)参照)

褐色の碎屑性堆積物よりなる。最上部の1 m (深度88.4～89.4 m) は朱色で直径10～50 mm のレキに富むシルト質砂礫である。この部分は上位の溶岩の熱により高温酸化した可能性が高い。その下位は基質が褐色のシルト質砂で直径30～100 mm の亜円～亜角レキに富む。この中には一つの溶岩ブロックが破断して複数の亜角レキになったものも見られる。溶岩のレキは赤紫色～灰色で種類は雑多だが、やや緻密で斜長石斑晶に富み輝石を少量含むレキが目立つ。

(14) 深度：105.5～114.1 m (M 層：写真1(g)参照)

灰色で緻密な斑晶を含む1層の溶岩からなる。最下部に0.8 m (深度113.3～114.1 m) のクリンカを伴う。気泡をほとんど含まず、斑晶鉱物として斜長石(平均粒径

0.5～1 mm)を含み、輝石を少量含む。

(15) 深度：114.1～129.0 m (N 層：写真1(h)参照)

最上部の0.1 m (深度114.1～114.2 m) の赤灰色の風化火山灰層と、その下位の紫灰～暗褐色の碎屑性堆積物からなる。碎屑性堆積物の基質はシルト質砂で直径10～100 mm の亜円～亜角レキを含み、下部には1.8 m (深度126.2～128.0 m) の溶岩のブロックおよびレキが認められる。本堆積物の色は上部7.5 m は紫灰～赤波色でその下位の3.3 m は暗灰～暗褐色、さらにその下位の4.0 m は紫灰色を呈する。下部の溶岩のブロックは緻密で斑晶に比較的富み、斑晶鉱物として斜長石(平均粒径0.5～1 mm)を含み、カンラン石、輝石を少量含む。

(16) 深度：129.0～151.4 m (O 層：写真1(i)参照)

最上部の0.1 m (深度129.0～129.1 m) の褐色の風化火山灰層と、その下位の暗灰色の碎屑性堆積物からなる。基質は中粒砂で、直径10～50 mm の亜円レキを含む。下半部の深度144.0～147.7 m には層厚0.3～1.3 m の溶岩のブロックや溶岩レキが認められるが、これらは一連の堆積物と考えられる。溶岩のブロックには斜めにクラックが発達するものもある。この溶岩はやや緻密で斜長石の斑晶を含み、カンラン石、輝石を少量含む。

(17) 深度：151.4～158.1 m (P 層：写真1(i)参照)

最上部の0.2 m (深度151.4～151.6 m) の褐色風化火山灰層と、その下位の黒灰色の碎屑性堆積物からなる。基質は中粒～細粒砂で、直径10～50 mm の亜円レキを含む。所により泥質砂の葉理が認められる。中央部の深度154.0～155.0 m には層厚20 cm 程度の灰色溶岩のブロックと溶岩レキの互層が見られるが、これらは一連の堆積物と考えられる。この溶岩はやや多孔質で斜長石の斑晶に富み、輝石を少量含む。

(18) 深度：158.1～160.5 m (Q 層)

上半部の0.6 m (深度158.1～158.7 m) の褐色風化火山灰層と、その下位の黒灰色の碎屑性堆積物からなる。基質は中粒～細粒砂で、直径10～50 mm の亜円レキや直径20 cm の溶岩ブロックを含む。所により泥質砂の葉理が認められる。

(19) 深度：160.5～210.0 m (R 層：写真1(j)参照)

最上部の0.1 m (深度160.5～160.6 m) の黄褐色風化火山灰層と、その下位の黒灰色の碎屑性堆積物からなる。基質は中粒～細粒砂で、直径10～100 mm の亜円レキや層厚20～30 cm の溶岩ブロックや溶岩レキを含む。亜円レキには黒色および赤色スコリアが多く、最下部の10 m (深度200.0～210.0 m) はやや固結している。所により泥質砂の葉理が認められる。本層中の溶岩にはやや緻密なものから多孔質まであり斜長の斑晶を含み、輝石を少量含む。

4. コアの色調および帯磁率の変化

堆積物の色はその物理化学的性質や生成環境を反映している場合が多く、色の定量的評価はこれらの性質を比較する上で有用である(中嶋, 1994; 小森ほか, 2000)。そこで、照明受光光学系による土色計(MINOLTA

APAD-503) を用い、コアの色を定量的に計測した。色の数値化は明度を示す L^* と色度 (色相と彩度) を示す a^* , b^* による $L^*a^*b^*$ 表色系により示す。計測はコアを 0.2~1 m 間隔に行った。

その結果、色を示す指標のうち、全層準ともに L^* の値は概ね +30 以上であることから明るく、溶岩部分の a^* と b^* の値は概ね 0 であることから灰色を呈する (図 4)。ただし、A~B 層や K 層などの溶岩は a^* , b^* とやや高い正值を示し、赤黄色を帯びている。これはクリンカなどに見られる高温酸化の色と考えられる。また、E, H, I, J, N, R 層などの碎屑性堆積物も a^* と b^* の値はやや高い正值を示し、赤黄色を帯びている。ただし、碎屑性堆積物でも L, O, P, Q 層は溶岩と同様に灰色を呈する。これは溶岩塊の占める割合が多いためと思われる。一方、R 層の最下部は a^* , b^* と負値を示し、青緑色を帯びている。

帯磁率は岩石や堆積物の特徴を示す物理的指標の一つで、主に物質中の磁性鉱物の量と種類により決まる (金谷, 1987)。一般に火成岩で比較的高い値を示し、堆積岩や風化・変質した岩石では低い (小坂, 1998)。そこで、携帯用帯磁率計 (Geofyzika Brno 社製マイクロカップモデル KT-5) を用い、コアを 0.2~0.5 m 間隔で帯磁率を測定した。その結果、コアで溶岩と識別された部分はいずれも 2×10^{-4} SIU 以上の値を示した (図 4)。特に D,

F 層付近では 3×10^{-4} SIU 以上の値を示した。モード組成で判断する限り、鉄チタン鉱物は少ないが、本層は無斑晶溶岩であることから、磁性鉱物の微斑晶が多い可能性がある。また、泥流~土石流堆積物の中でも L, N, O 層は $1 \sim 2 \times 10^{-4}$ SIU と比較的高い値を示した。これは、これらの堆積物中に比較的溶岩ブロックが多数含まれているためと考えられる。

5. 斑晶・ブロックの最大平均粒径の変化

コア中の溶岩ないし溶岩ブロックについて斑晶を 1 m の長さのコアごとに大きい方から 3 個選びその長径の平均値を斑晶の最大平均粒径として計測した。斑晶の選別は肉眼で行い、計測はノギスで行った。

その結果、A 層では 3~4 mm であったが、B, C 層では 5~10 mm と粗粒になり、D 層では斑晶はほとんど確認できなかったが、極微量含まれている斑晶も最大粒径が 1~2 mm と極めて細粒になった。一方、F, G 層では 5~6 mm、それ以下の深度の溶岩では 3~4 mm であった (図 5)。

コア中の碎屑性堆積物について含有するレキないしブロックの最大平均粒径を計測した。最大平均粒径は 1 m の長さのコアごとにレキないしブロックを大きい方から 3 個選び、その長径の平均値とし、計測はメジャーで行った。

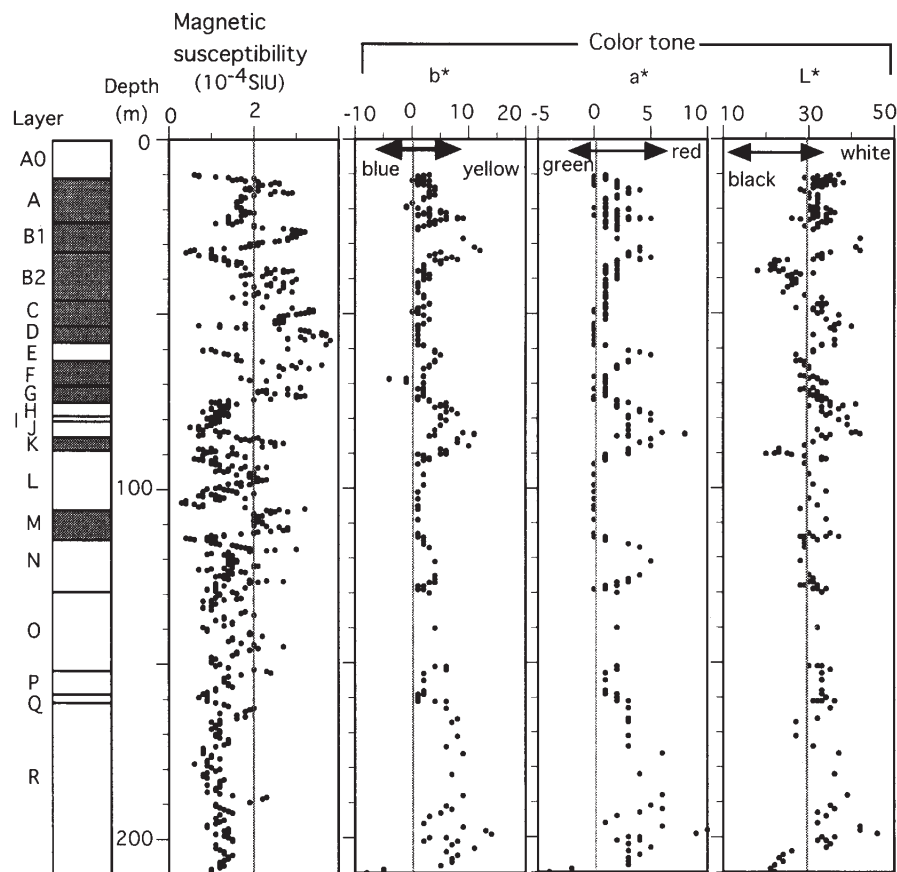


図 4 ボーリングコアの帯磁率と色度の深度別変化

Fig. 4 Vertical variations of magnetic susceptibility and color tone.

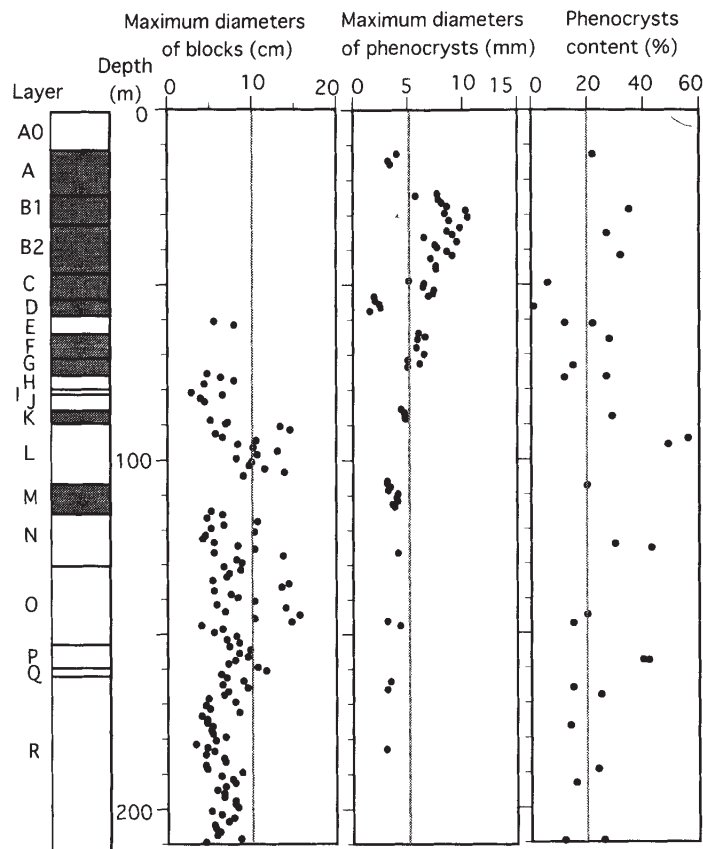


図5 斑晶，ブロックの最大平均粒径および斑晶量の深度別変化

Fig. 5 Vertical variations of phenocryst content and maximum average diameters of phenocrysts and blocks.

その結果，E 層から R 層にかけて碎屑性堆積物のブロックの最大平均粒径は概ね 3～10 cm であった(図 5)。ただし，L，N，O 層ではこれらの粒径の他に 10～15 cm の粗粒なレキやブロックが含まれており，最大平均粒径で見ると L，N，O 層の淘汰は悪い。

6. モード組成

コアの中で各溶岩層および溶岩ブロックについて 29 試料を採取し岩石薄片を作成して検鏡により斑晶のモード組成を求めた。この際に非空隙部分に占める斑晶の割合を斑晶率とした。

その結果，斑晶率は全層位を通じて概ね 20 % 前後であったが，C，D 層では斑晶が 2～7 % とほとんど認められなかった。一方，L 層では 50～60 % と高い割合を示した。また，斑晶は斜長石が大半を占め，これにカンラン石と単斜輝石，斜方輝石，鉄－チタン酸化物が加わる。斑晶鉱物中の割合でみると斜長石に次いで多いのは単斜輝石および斜方輝石で，特に斑晶量が少ない D 層や，R 層では 20 % 以上に達する(表 1)。

7. 粒度組成

碎屑性堆積物の特徴を把握するため，層厚の大きな L，O，R 層より試料を採取し，粒度分析を行った。試料の採

取深度は L 層は 95.29～96.40 m，O 層は 143.0～143.21 m，R 層は 200.21～200.41 m である。L 層は他の粒度が不均一であったため，多量の試料を得るために他の 2 層に比べ広い層位から試料を採取した。

その結果，O，R 層では $-4 \sim -5 \phi$ 付近と $+1 \sim +2 \phi$ 付近の 2 箇所以最頻値が見られたのに対し，L 層には顕著な最頻値は見られなかった。また， $+4 \phi$ 以下のシルト・粘土含量は O，R 層ではそれぞれ 3.8 % と 2.6 % であるのに対し，L 層では 6.4 % で，L 層の方が細粒物質の占める割合が高い(図 6)。O，R 層のような粒度組成を示す堆積物としては富士山ではスラッシュフローや土石流堆積物で認められる(富士砂防，未公表)。一方，L 層のような粒度組成は火砕流や岩屑流の二次泥流堆積物と類似する(Walker, 1971; 遠藤, 1989)。従って，このような粒度組成の差異は碎屑性堆積物の運搬メカニズムの相違を示していると思われる。

8. 火山ガラス

今回採取されたボーリングコア中には I，J，N，O，P，Q，R 層から風化火山灰層が確認された。このうちの N，O，P，Q，R 層から採取した 5 試料(図 3)を湿式篩いで篩別し，中～細粒砂(直径 0.250～0.063 mm)について火山ガラスの有無を実体顕微鏡で調べた。その結果，い

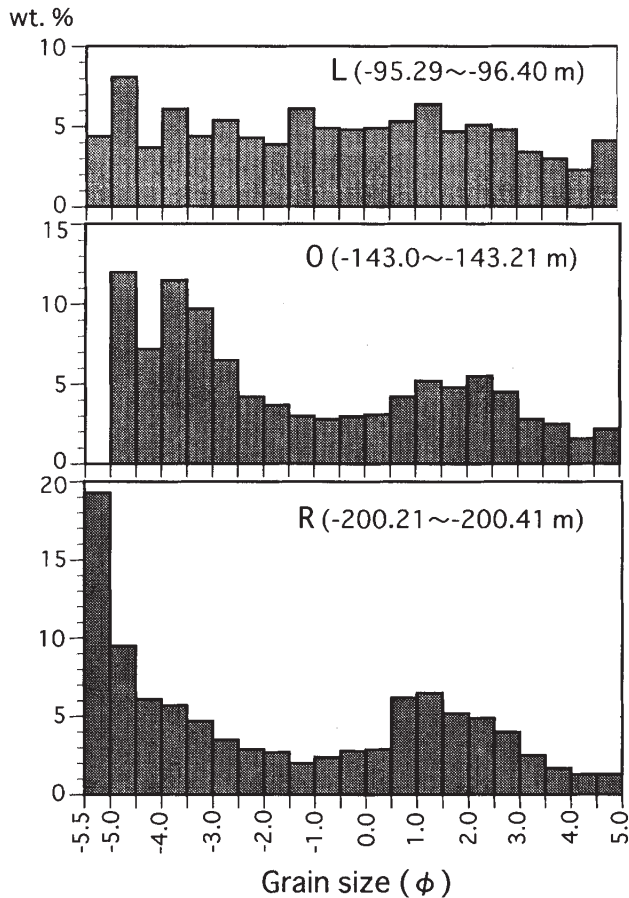


図6 碎屑性堆積物 (L, O, R 層) の粒径分布

Fig. 6 Grain size frequency of the clastic deposits (layers L, O and R).

ずれの層からも火山ガラスないし火山ガラスと思われる透明な粒子が確認された。特に、N 層最上部の風化火山灰層からは多数の火山ガラスが確認されたので、深度 114.10~114.18 m の風化火山灰層(試料 NT, 写真 1(k))より厚さ 2 cm ごとに試料を採取し、粒度分析を行なった。火山ガラスの大半は中粒および細粒砂に含まれることから、これらの粒径について火山ガラスの含有割合を調べた。そして風化火山灰の粒度組成を篩別法で求め、これに火山ガラスの含有割合を乗じて堆積物中のおよその火山ガラスの含有率を求めた。

その結果、N 層の最上部から 4 cm まで(深度 114.10~114.14 m)の火山ガラスの含有率は 35% で、4~8 cm まで(深度 114.14~114.18 m)では 4% 以下であった。また、これらの火山ガラスの大半はバブルウォール型の形態を示した(写真 2)。N 層で確認された火山ガラスの屈折率を温度変化型屈折率測定装置(RIMS-86)で測定した。その結果、火山ガラスの屈折率は最上部から 2 cm までが平均 1.503(range=1.499~1.506)、2~4 cm までが平均 1.503(range=1.498~1.507)、4~6 cm までが平均 1.502(range=1.497~1.508)で顕著な変化はなく、いずれも同一の火山灰に由来すると考えられる。火山ガラスの形態や屈折率から判断すると、このテフラ

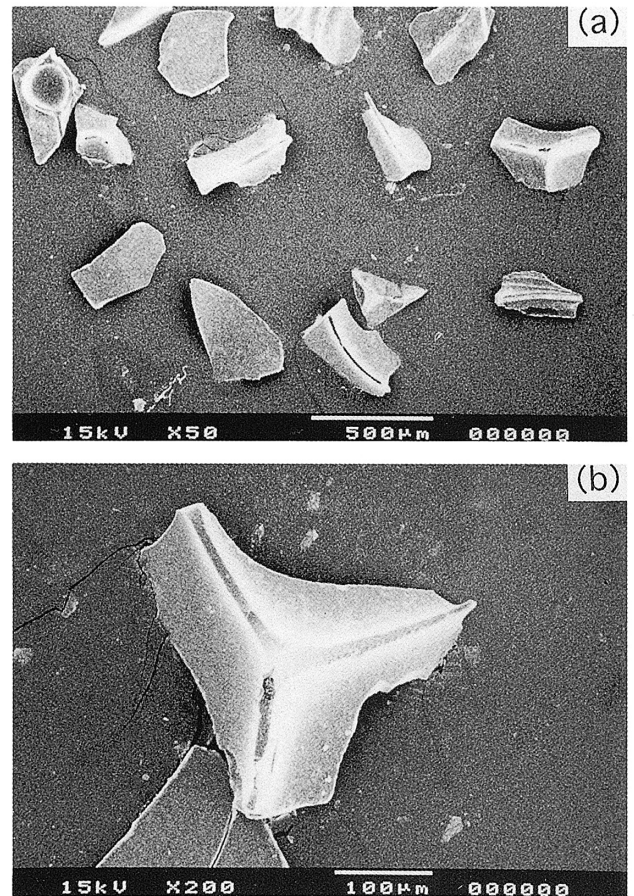


写真 2 火山ガラスの電子顕微鏡写真 (N 層最上部)
(a)バブルウォール型ガラス, (b)Y 字型ガラスの接写

Photo 2 SEM photos of the volcanic glass (in the uppermost section of layer N)
(a)bubble wall type glass, (b)close-up view of Y shape glass.

は 2.3 万年前の始良 Tn 火山灰(町田・新井, 1976)に相当する可能性が高い。ただし、N 層の火山ガラスの屈折率の平均値は既知の始良 Tn 火山灰の値(町田・新井, 1992)に比べてやや高く、N 層には始良 Tn 火山灰の火山ガラスの他に屈折率のやや高い給源を異にする火山ガラスが混入していることが考えられる。このため今後、全岩化学組成の分析などによりこの問題を検討することが必要である。

9. 全岩化学組成

ボーリングコアより採取した 29 試料(図 3)について全岩主成分および微量成分の化学組成を分析した(表 1)。分析は通産省地質調査所の蛍光 X 線分析装置(フィリップス PW 1404)を用い Togashi and Terashima (1997)の方法で行った。主成分の分析値は 10 元素について無水 100% で再計算した。

分析の結果、試料は化学組成の特徴に基づき下位からグループ H 1 (深度: 151.4~210 m)、グループ H 2 (深度: 57.8~151.4 m)、グループ H 3 (深度: 45.8~57.8

表 1 モードおよび全岩化学組成（主成分・微量元素）

Table 1 Mode, major and trace element analysis for the borehole core samples.

Hiromi																	
Group	H4				H3		H2										
Sample No.	AL	B1L	B2L	B3L	CL	DL	E1L	E2L	FL	GL	H1L	H2L	KL	L1L	L2L	ML	
Depth(m)	12.7	28.5	35.3	41.6	49.5	56.3	61.0	61.2	65.6	73.2	76.4	76.7	87.7	94.0	95.8	107.5	
Major element (wt.%)																	
SiO ₂	51.1	51.4	50.9	51.0	50.7	49.9	50.0	49.7	51.1	51.2	50.4	50.2	50.5	50.5	50.8	51.2	
TiO ₂	1.20	1.42	1.67	1.67	1.26	1.50	1.28	1.39	1.53	1.48	1.28	1.07	1.41	1.26	0.98	1.31	
Al ₂ O ₃	18.6	18.6	18.3	18.2	17.2	16.5	16.7	17.2	17.9	17.7	18.6	18.6	16.5	17.5	18.7	17.0	
FeOt	9.7	9.8	10.9	10.7	11.0	11.8	11.0	11.5	10.7	10.9	10.5	10.1	11.4	11.0	9.8	10.8	
MnO	0.16	0.16	0.17	0.17	0.18	0.20	0.19	0.19	0.17	0.18	0.18	0.17	0.19	0.18	0.17	0.18	
MgO	5.16	4.45	4.15	4.12	5.64	6.18	7.07	6.78	4.59	4.90	5.10	5.90	6.39	6.28	6.06	6.08	
CaO	10.7	10.2	9.9	9.9	10.5	10.5	10.7	10.3	10.1	9.9	10.7	11.1	10.2	10.2	10.1	9.9	
Na ₂ O	2.63	2.90	2.88	2.92	2.62	2.46	2.21	2.27	2.80	2.74	2.49	2.37	2.52	2.42	2.65	2.64	
K ₂ O	0.62	0.78	0.91	0.93	0.66	0.76	0.57	0.48	0.78	0.78	0.57	0.43	0.68	0.51	0.46	0.62	
P ₂ O ₅	0.23	0.30	0.36	0.36	0.22	0.29	0.23	0.21	0.28	0.27	0.22	0.16	0.26	0.19	0.16	0.23	
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	
FeOt/MgO	1.9	2.2	2.6	2.6	1.9	1.9	1.6	1.7	2.3	2.2	2.1	1.7	1.8	1.8	1.6	1.8	
Trace element (ppm)																	
Zr	68	89	106	105	66	79	69	78	95	89	69	49	77	64	45	71	
Y	21	26	29	30	23	27	23	25	27	28	24	20	23	23	16	24	
Sr	424	430	444	445	402	399	380	349	404	395	365	384	403	371	462	386	
Rb	10	12	15	15	10	13	10	7	12	14	9	5	10	8	6	10	
Ba	184	248	263	257	182	202	190	187	227	229	181	150	199	169	150	199	
Zn	87	91	102	99	100	107	99	108	101	98	90	88	105	96	88	97	
Cu	146	247	243	220	177	213	173	185	186	216	137	132	180	219	39	100	
Ni	30	27	27	27	31	41	55	62	29	30	25	33	42	39	35	42	
Cr	51	44	24	24	56	66	141	141	47	44	52	80	90	75	37	76	
V	365	394	398	385	435	431	390	382	398	398	373	361	407	363	399	352	
Rb/Y	0.48	0.46	0.52	0.50	0.43	0.48	0.43	0.28	0.44	0.50	0.38	0.25	0.43	0.35	0.38	0.42	
Zr/Y	3.2	3.4	3.6	3.6	2.9	2.9	3.0	3.1	3.5	3.2	2.9	2.5	3.4	2.8	2.9	3.0	
Modal volume (%)																	
Gm	78.0	64.7	73.1	68.5	94.4	99.5	87.8	78.1	71.6	85.4	72.8	87.7	70.7	43.9	51.4	80.2	
Pl	20.4	34.7	25.5	29.1	5.1	0.1	10.2	20.2	27.9	14.3	25.5	10.9	28.0	50.8	44.3	17.8	
Ol	0.3	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.1	1.3	0.0	0.2	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	
Cpx	0.4	0.1	0.4	0.4	0.1	0.0	0.7	0.1	0.0	0.0	0.3	0.1	0.0	0.5	0.6	0.6	
Opx	0.8	0.4	0.4	0.2	0.3	0.4	1.2	0.0	0.6	0.0	1.3	1.1	1.2	4.8	3.6	1.0	
Fe-Ti ox.	0.0	0.1	0.6	1.4	0.1	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1	0.4	
Porosity %	4.5	0.3	2.2	9.0	1.4	1.3	8.8	17.5	11.4	4.5	4.1	12.1	6.7	0.3	5.1	0.3	

m), グループ H 4 (深度: 10.8~45.8 m) の 4 つに大別できる (図 7)。以下に各々の特徴を述べる。

1) グループ H 1 (P~R 層)

主成分は全体に TiO₂, FeO, K₂O, P₂O₅ に乏しく Al₂O₃, CaO, MgO に富む。FeOt/MgO は 1.3~1.9 と小さい。微量元素は Zr, Y, Rb, Ba, Zn, Cu, V に乏しく Cr に富み, Rb/Y は 0.23~0.38 と低い。

2) グループ H 2 (E~O 層)

主成分は変動幅が大きく TiO₂, FeO, K₂O, P₂O₅ は大局的には下部では乏しいものの上位に向かい増加し, Al₂O₃ は下部では富むが上位に向かい減少する。FeOt/MgO は下部では 1.5~1.8 と小さいが上位に向かい増加し上部では 1.6~2.3 とやや大きい。微量元素は Zr, Y, Rb, Ba, Zn, Cu, V は下部では乏しいものの上位に向かい増加する。Rb/Y は 0.20~0.50 と変動幅が大きい, 概ね下位から上位に向けて増加する。

3) グループ H 3 (C, D 層)

主成分は FeO, K₂O に富み, Al₂O₃ に乏しい。FeOt/MgO は 1.9 である。微量元素は Y, Rb にやや富み, Rb/Y は 0.43~0.48 とやや大きい。

4) グループ H 4 (A, B 層)

主成分は Al₂O₃ に富み, TiO₂, K₂O は下位で富むが上位に向かいやや減少する。一方, Al₂O₃ は下部では乏しいが上位に向かい増加する。FeOt/MgO は下部では 2.2~2.6 と大きい, 上部では 1.9 とやや小さい。微量元素は Y, Rb, Ba, Zn, Cu, V は下部では富むが上位に向かい減少する。Cr に乏しく, Rb/Y は 0.46~0.52 と大きい。

以上の 4 つのグループの岩石化学的特徴について考察する。FeOt/MgO, Al₂O₃, TiO₂, K₂O についてハーカー図を示す (図 8)。図中には比較のため新富士火山および古富士火山の組成範囲 (富樫ほか, 1997) を示した。新富士火山マグマは古富士火山マグマに比べ, TiO₂, K₂O に富み Al₂O₃ は乏しい。TiO₂, K₂O のハーカー図に示されているように, H 1~4 のグループのうち, グループ H 1 は古富士火山マグマの領域に, H 2 は古富士および新富士火山マグマの領域に, H 3, 4 は新富士火山マグマの領域にプロットされる。

微量元素のうち, Y に対する Rb と Zr の関係を見ると, いずれの場合も, グループ H 1 と H 3, 4 の領域が明らかに異なり, H 2 は両者の中間的領域にプロットされる (図 9)。また, Y と Rb の関係で明瞭に見られるよう

														Reference (Younger Fuji)		
H1														Younger	Middle stage	
N1L	N2L	O1L	O2L	P1L	P2L	R1L	R2L	R3L	R4L	R5L	R6L	R7L		JB-3	OSAWA	IWADOI
124.4	125.5	144.7	147.2	157.7	157.8	165.7	167.8	176.6	189.0	192.9	209.4	209.5		trench*	lava*	
51.8	51.6	50.7	50.3	50.4	50.6	50.7	50.3	51.1	52.0	50.0	50.1	50.6		51.4	50.6	50.4
0.93	0.97	1.13	1.17	0.98	1.12	0.93	0.96	1.00*	1.11	0.82	0.93	0.94		1.46	1.13	1.12
18.1	18.2	18.2	18.3	18.2	17.4	18.4	18.0	18.6	18.0	18.1	18.5	18.7		17.3	17.5	17.4
9.3	9.4	10.4	10.9	9.9	10.3	9.8	10.0	9.7	10.2	9.6	9.8	9.8		10.7	**11.1	**11.3
0.16	0.16	0.18	0.19	0.17	0.18	0.17	0.17	0.17	0.18	0.16	0.16	0.16		0.18	0.16	0.16
6.21	6.15	5.68	5.88	6.43	6.71	6.41	6.76	5.8	5.29	7.37	6.59	6.19		5.29	5.85	5.83
10.3	10.3	10.5	10.1	10.8	10.5	10.6	10.8	10.5	9.8	11.5	11.0	10.7		9.9	10.4	10.5
2.54	2.57	2.52	2.46	2.49	2.48	2.44	2.44	2.58	2.70	2.10	2.35	2.32		2.69	2.46	2.48
0.48	0.48	0.51	0.49	0.42	0.49	0.42	0.43	0.45	0.53	0.31	0.40	0.40		0.79	0.60	0.60
0.14	0.15	0.17	0.20	0.13	0.18	0.14	0.14	0.15	0.17	0.09	0.13	0.13		0.30	0.21	0.21
100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100		100	100	100
1.5	1.5	1.8	1.8	1.5	1.5	1.5	1.5	1.7	1.9	1.3	1.5	1.6		2.0		
51	50	61	59	43	60	42	46	50	64	34	39	45		92		
16	18	22	25	17	19	13	17	18	23	13	13	15		28		
383	390	350	354	393	374	420	402	431	326	330	408	380		414		
7	6	7	5	5	6	5	5	5	7	3	4	5		14		
153	160	166	151	124	149	130	135	137	166	113	133	130		257		
80	82	94	96	86	84	89	87	85	93	80	85	86		93		
52	117	126	127	99	120	107	109	115	109	83	101	89		193		
37	36	29	30	36	38	35	41	25	25	43	33	26		39		
88	86	60	27	82	104	69	103	51	48	131	54	43		52		
326	335	349	352	350	360	325	346	337	333	353	368	354		380		
0.44	0.33	0.32	0.20	0.29	0.32	0.38	0.29	0.28	0.30	0.23	0.31	0.33		0.50		
3.2	2.8	2.7	2.4	2.6	3.2	3.2	2.8	2.8	2.8	2.6	2.9	3.1		3.3		
69.6	56.9	80.1	84.6	60.4	58.1	84.7	74.7	85.7	76.0	83.5	74.2	87.7				
26.0	39.2	18.7	14.0	34.9	33.6	12.9	21.1	14.0	22.1	11.8	18.5	11.8				
0.2	0.4	0.4	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0				
0.8	1.4	0.3	0.2	0.1	0.5	0.3	0.5	0.0	0.4	1.5	2.4	0.1				
3.2	2.0	0.5	0.3	4.4	1.7	1.9	3.8	0.1	1.5	3.2	4.8	0.4				
0.1	0.1	0.0	0.8	0.2	6.1	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0				
11.8	0.2	3.2	7.0	17.6	0.9	11.7	36.2	12.3	3.1	12.0	3.5	8.3				

*Yamamoto (unpublished)

**Fe2O3

に、H1とH3、4では変化のトレンドが明らかに異なる。一般にZr/Y比やRb/Y比はソレアイトマグマでは部分溶融の程度の相違では大きく変化しない (Pearce and Norry, 1979)。富士山の場合、新富士と古富士の溶岩では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 (富樫ほか, 1997)。グループH1とH3、4に見られるトレンドの相違もこれと同様の理由によると思われる。

一方、石基量とZrおよびK₂Oの関係を図10に示す。斑晶量の変化のみでZrやK₂Oの含有量が変化する場合は、原点から直線状に組成が変化するはずである。これまで新富士火山の旧期溶岩の一部ではZrおよびK₂Oの変化が斑晶量の変化によるものであることが明らかにされている (富樫ほか, 1997)。参考までに図中には無斑晶溶岩であるグループH3と原点を結んだ直線を示す。しかし、ZrおよびK₂Oのいずれに場合も、各グループともに分布に規則性は見られない。このことは、ZrおよびK₂Oの変化がマグマの液組成の変化に起因することを示唆する。

10. ボーリングコアの層序と編年

ボーリングコアの岩石化学的性質や堆積学的特徴などから、コア各層の層位や成因を下位から順に推定する。

P～R層 (グループH1) は古富士火山の堆積物と考えられるが、その時期は特定できない。構成物がスコリア質で比較的淘汰が良く、粗粒なブロックを含まないことや堆積構造などからテフラを主要な母材とする土石流ないしスラッシュフロー堆積物と考えられる。また化学組成でも主要成分や微量成分のパターンがこれより上位の噴出物や堆積物とは異なることから古富士火山末期より以前の堆積物と思われる。古富士末期から新富士火山にかけての噴出物中のZr/Yは概ね3.0以上で、始良Tn火山灰付近から下位にかけての古富士火山のテフラのZr/Yは概ね3.0以下と報告されている (富樫ほか, 1997)。仮にO層から発見された火山ガラスの密集層が始良Tn火山灰であったとすると、これよりも時代が古いP～R層のZr/Yは3.0以下であり、富樫ほか (1997)の結果と矛盾しない。

NおよびO層 (グループH2下部) は古富士火山末期の堆積物と考えられる。仮にO層から発見された火山ガラスの密集層が始良Tn火山灰であったとすると、O層

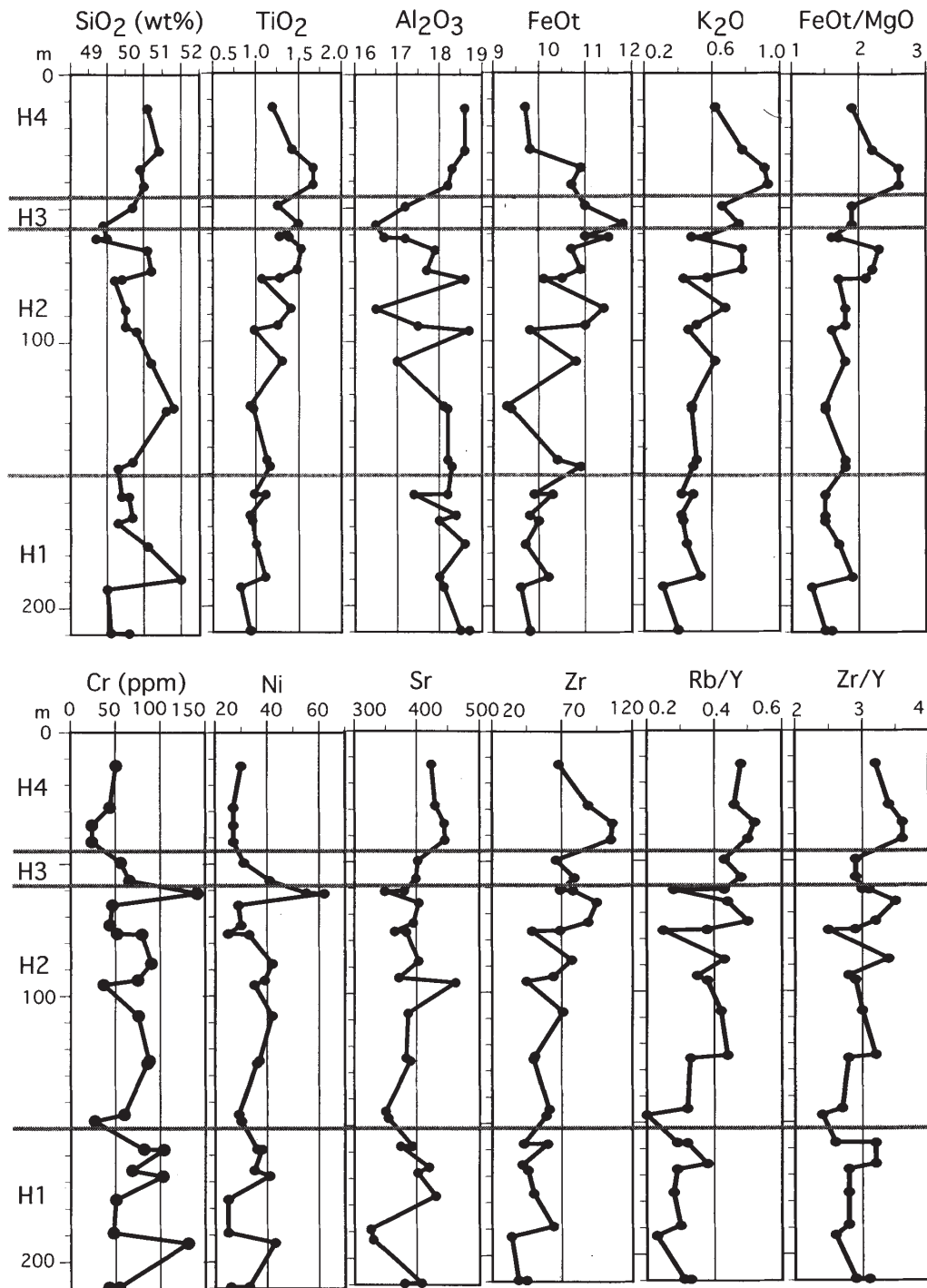


図7 化学組成の深度別変化

Fig. 7 Vertical variations of whole-rock chemistry of borehole core samples.

の年代は約 2.3 万年前となる。また、N、O 層ともに L 層と同様の岩相を示すことから土石流ないし岩屑流堆積物と考えられる。

E～M 層（グループ H2 上部）は古富士火山最末期の溶岩および碎屑性堆積物と考えられる。これはハーカー図で示されるように化学分析結果で主要成分が古富士および新富士火山マグマの領域の両方にプロットされることや微量成分が Rb/Y に見られるようにこれ以降の旧

期溶岩とは異なる点で、古富士および新富士火山マグマが同時に活動した古富士火山最末期の活動の特徴を示している（富樫ほか，1997）ためである。なお、L 層は不淘汰なレキ層からなることから土石流堆積物と考えられるが、破断した溶岩のブロックを多数含むことや、これらのブロックの岩石学的性質が均質ではないことから岩屑流の可能性が高い。

C、D 層（グループ H3）は旧期溶岩の初期の溶岩と考

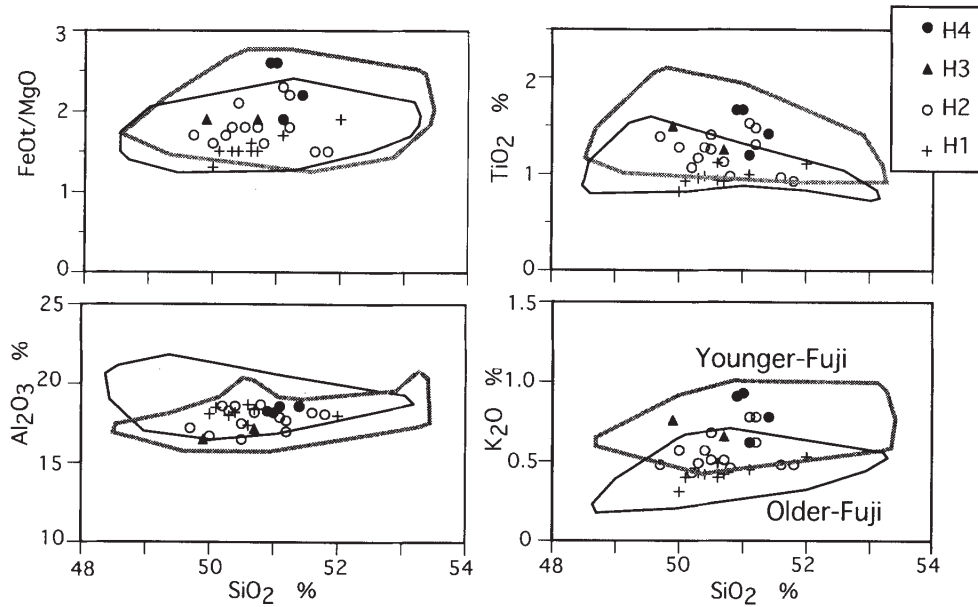


図8 SiO_2 と FeOt/MgO , Al_2O_3 , TiO_2 , K_2O の関係. 新富士・古富士火山の溶岩の化学組成の領域は富樫 (1997) による.

Fig. 8 FeOt/MgO , Al_2O_3 , TiO_2 and K_2O wt. % vs. SiO_2 wt. % diagrams for bulk rocks of borehole core samples.

Data for the Older and Younger Fuji Volcano are shown as fields adapted from Togashi *et al.* (1997).

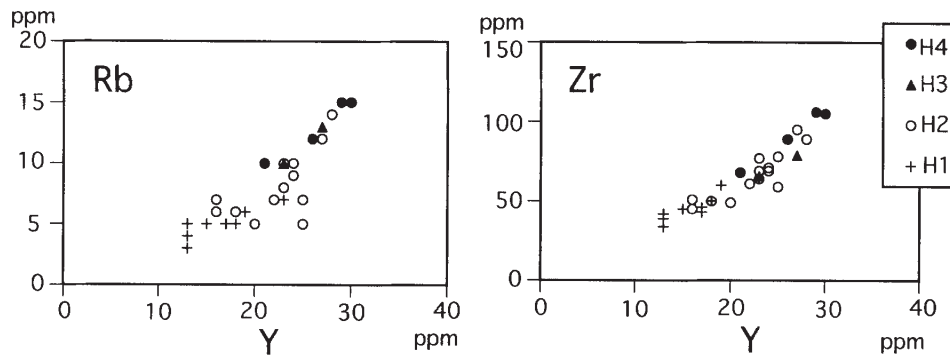


図9 Y と Rb, Zr の関係

Fig. 9 Rb and Zr vs. Y concentration diagrams of borehole core samples.

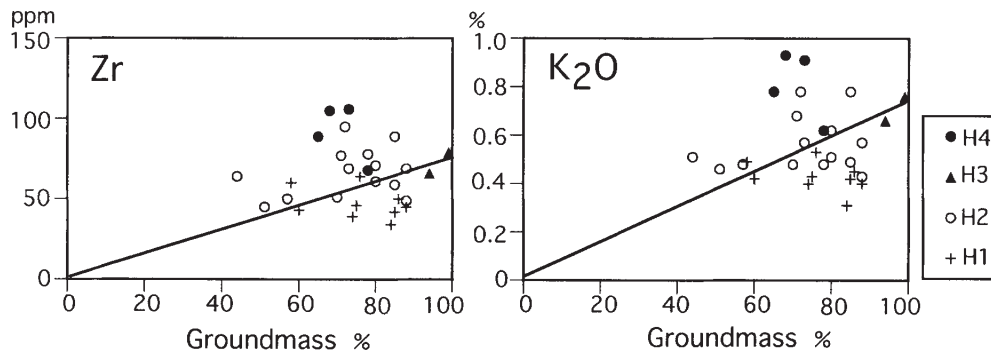


図10 石基量と Zr, 全岩の K_2O 量の関係

Fig. 10 Zr concentration and whole-rock K_2O wt. % vs. groundmass vol. % diagram of borehole core samples.

えられる。これは、ハーカー図で示されるように、主要成分が新富士火山マグマの領域にプロットされること、旧期溶岩の初期には無斑晶溶岩がみられる（富樫ほか、1997）ことと特徴が一致するためである。

B 層（グループ H 4 下部）は旧期溶岩の主噴出期の溶岩と考えられる。これは、ハーカー図で示されるように主要成分が新富士火山マグマの領域にプロットされること、無斑晶溶岩に引き続き噴出した規模の大きな旧期溶岩は斜長石斑晶が粗粒で分化がやや進んでいる（富樫ほか、1997）ことと特徴が一致するためである。

A 層（グループ H 4 上部）は旧期溶岩後期の溶岩である可能性が高い。これは、上井出扇状地の堆積物の下位にあたること、ハーカー図で示されるように主要成分が新富士火山マグマの領域にプロットされること、旧期溶岩後期では斜長石斑晶がやや細粒化しやや未分化になる（富樫ほか、1997）ことと特徴が一致するためである。岩石化学的に様々な性質のものを含む中期溶岩である可能性も否定できないが、少なくとも中期溶岩の一つで大沢沿いに分布する岩榎溶岩（山本未公表、表 1）とは Al_2O_3 量などが異なることから対比できない。

11. 他地域との対比

富士山山麓では北麓の鳴沢観測井（標高 1,250 m）、南麓の吉原観測井（標高 1,060 m）ともに新富士火山と古富士火山の噴出物の境界は地表下約 200 m であった。しかし、今回確認された境界は 58 m と極めて浅い。今回、境界の深度が浅かったのは新富士火山旧期溶岩の層厚が薄かったためである。その理由として、(1)山頂部の西側に地形的高まりがあり、山頂火口から噴出した溶岩は西麓方向に流れ難かった、(2)この時期には山頂火口とともに北西—南東方向の割れ目火口からも噴火していたと考えられ（宮地、1988）、西麓はこれらの火口から離れていて溶岩が到達し難かった、(3)本地点付近には岩屑流による地形的高まりがあり、溶岩が流下しても厚く堆積しにくかった、などの可能性が考えられる。

富士山周辺域には古富士火山の活動期に形成された古富士泥流堆積物（町田、1964）と一括される様々な時期の堆積物が分布する。しかし、これらの堆積物は新富士火山の噴出物に厚く覆われているため、層序の解明や編年は進んでいない。また、その成因も火砕流、岩屑流、降雨に伴う土石流起源など様々であると考えられるが、詳細は明らかではない。

富士山南西麓には少なくとも古富士泥流が 4 層準で確認されている（山崎、1979）。このうち、潤井川岸に露出する古富士泥流は河成堆積物ないし泥流堆積物で、その年代は 1.9～1.8 万年前である（津屋、1971）。また、星山丘陵には 1.5～1.2 万年前の古富士泥流が分布する（山崎、1979）。一方、南西麓以外では東麓で少なくとも 2 層の古富士泥流堆積物が確認されている。このうち上位の堆積物は岩屑流起源でその年代が 1.7～1.6 万年前であり、下位の堆積物は 2.2～2.0 万年前と考えられる（上杉ほか、1992）。

広見観測井の西方約 5 km にあたる田貫湖周辺には古富士泥流堆積物が分布し、この堆積物は多数のメガブロックからなることから岩屑流堆積物と考えられる。この堆積物の上位には約 1 m の厚さのスコリア混じりの風化火山灰層が堆積し、さらにこれを約 1.5 m の厚さの大沢スコリアを含む黒土層が覆う。指標テフラ層が確認できないため明確な層位や年代は明らかではないが、古富士泥流を覆う風化火山灰層の厚さが 1 m 程度であることから本堆積物は古富士火山最末期の堆積物である可能性が高い。今回、ボーリングコア中より見いだされた岩屑流の可能性のある堆積物は L、N、O 層である。ただし、N 層最上部の風化火山灰層中から発見された火山ガラス密集帯が始良 Tn 火山灰であるとする、L 層は 2.3 万年前より新しく、N、O 層は 2.3 万年前より古い堆積物となる。このため、今回のコアの中では L 層が最も田貫湖周辺の岩屑流堆積物に対比される可能性が高い。

今回の調査では、古富士火山最末期の溶岩や泥流堆積物が認められ、その下位には 3 層の岩屑流の可能性の高い堆積物が確認された。さらにその下位にはスコリア質の泥流～スラッシュフロー堆積物が確認された。また、これらの碎屑性堆積物のマグマ組成は各時期ごとに異なることも明らかになった。これらの結果は、古富士泥流の起源や編年および古富士火山の層序やマグマの変遷を明らかにするための基礎的知見となる。しかし、約 8 万年前から 1.1 万年前まで続いた古富士火山の活動の全体像を解明するためには、山体周辺域でのデータが大きく欠落しており、この解明のためにはさらに多くの地点でのボーリング調査が不可欠である。

12. まとめ

富士山西麓の富士宮市広見で防災科学技術研究所により火山観測施設設置のため行われた 210 m ボーリングで得られた試料について堆積学的ならびに岩石化学的特徴を調べ、以下の結論を得た。

- 1) ボーリングコアは主として 8 層の溶岩（A～D 層、F～H 層、M 層）と 11 層の碎屑性堆積物層（A 0 層、E 層、H～J 層、L 層、N～R 層）よりなる。このうち A 0 層は大沢および上井出扇状地の堆積物である。碎屑性堆積物の上部にはしばしば薄い風化火山灰層が伴う。
- 2) N 層の最上部（深度 114 m）の風化火山灰層中には火山ガラスの密集帯が認められる。本火山ガラスは形態や屈折率の特徴に基づけば、約 2.3 万年前の始良 Tn 火山灰に対比される可能性が高い。
- 3) 岩石化学的性質に基づけば、A～R 層はグループ H 1～4 に大別できる。岩石学的特徴や主成分および微量成分の特徴から、グループ H 1, 2（E～R 層、深度 58～210 m）は古富士火山の噴出物、グループ H 3（C, D 層、深度 46～58 m）は新富士火山初期の旧期溶岩、グループ H 4（A, B 層、深度 11～46 m）は旧期溶岩の主噴出期～後期の噴出物と考えられる。

4) 周辺地域の層序, 火山ガラスによる編年, コアの産状および粒度組成などから, L 層は古富士火山末期の, N, O 層はそれ以前の岩屑流堆積物である可能性が高い。これ以外の碎屑性堆積物は土石流〜スラッシュフロー堆積物である可能性が高い。

謝辞

国土交通省富士砂防工事事務所長の花岡正明氏には大沢川右岸のテストピットにおける堆積物の粒度分析や地質調査に関する未公表データの使用を許可していただいた。名古屋大学理学部の山本鋼志氏には岩樋溶岩の化学組成に関する未公表データの使用を許可していただいた。日本大学文理学部地球システム科学科の長井大輔氏, 古川晃子氏, 高田修一氏 (現在, 金沢大学大学院) および石原園子氏 (現在, 東京都立大学大学院) には粒度分析, モード組成および火山ガラスの分析に協力して頂いた。化学分析の試料調整に際しては, 田中修一郎氏および中島恒彦氏に協力して頂いた。これらの方々に感謝いたします。

参考文献

- 1) 遠藤邦彦(1989): 諸環境における堆積物の粒度測定法。地学雑誌, **98**, 711-718.
- 2) 井上公夫・田島靖久(2000): 富士山「大沢扇状地」の堆積構造と地形形成史。月刊地球, No. **22**, 564-568.
- 3) 金谷 弘(1987): 岩石帯磁率についての 2-3 の問題—測定における問題点と表示方法—。地質調査所月報, **38**, 203-215.
- 4) 小森次郎・遠藤邦彦・長谷川史彦・田村 聖(2000): 東京世田谷北部の淀橋台地西端における第四紀後期層序。日本大学文理学部自然科学研究所「研究紀要」, **35**, 115-124.
- 5) 小坂和夫(1998): 応用地質の調査における帯磁率の利用法。応用地質, **39**, 208-216.
- 6) 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)。地学雑誌, **73**, 293-308, 337-350.
- 7) 町田 洋・新井房夫(1976): 広域に分布する火山灰—始良 Tn 火山灰の発見とその意義, 科学, **46**, 339-347.
- 8) 町田 洋・新井房夫(1992): 火山灰アトラス—日本列島とその周辺。東京大学出版会, 276pp.
- 9) 宮地直道(1988): 新富士火山の活動史。地質学雑誌, **94**, 433-452.
- 10) 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。防災科学技術研究所研究報告, No. **54**, 39-73.
- 11) 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。防災科学技術研究所研究報告, No. **58**, 105-120.
- 12) 中嶋 悟 (1994): 地球色変化—鉄とウランの地球科学—。近未来社, 292pp.
- 13) Pearce, J.A. and Norry, M.J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contrib. Mineral. Petrol., **69**, 33-47.
- 14) 田島靖久・宮地直道・花岡正明・井上公夫(2000): 富士山上井出扇状地の発達史, 火山学会春季大会講演要旨, **65**.
- 15) 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。火山, **36**, 269-280.
- 16) 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. Geochim. Cosmochim. Acta, **61**, 543-554.
- 17) 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.
- 18) 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, 24pp.
- 19) 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, 127pp.
- 20) 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, No. **17**, 3-33.
- 21) Walker, G.P.L. (1971): Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. Jour. Geology, **79**, 696-714.
- 22) 山崎晴雄(1979) プレート境界部の活断層—駿河湾内陸地域を例にして—。月刊地球, No. **1**, 570-576.

(原稿受理: 2000 年 12 月 4 日)

要 旨

富士山西麓の富士広見火山活動観測施設設置の際に地表から 210 m までの間で採取されたボーリングコア試料について層序と岩石化学的特徴を明らかにした。ボーリングコア試料は 9 層の溶岩と 11 層の碎屑性堆積物が認められた。岩石化学的特徴から, 地表下約 58 m までは新富士火山の旧期溶岩を主体とする噴出物で, それ以下は古富士火山の碎屑性堆積物層を中心とする堆積物と考えられる。地表下 114 m の薄い風化火山灰層中からは 2.3 万年前の始良 Tn 火山灰の可能性が高い火山ガラスの密集帯が見いだされた。また, この火山ガラスの密集帯の前後の碎屑性堆積物は, 堆積学的および岩石化学的特徴から岩屑流堆積物である可能性が高い。

キーワード: 富士火山, ボーリングコア, 溶岩流, 岩屑流, 全岩化学組成