

鮮新・更新統東海層群中の恵比須峠-福田テフラ（嘉例川火山灰）における土石流-ハイパーコンセントレイティッド流堆積物の堆積過程

Depositional processes of the debris-flow and hyperconcentrated flow deposits, the Ebisutoge-Fukuda tephra (Karegawa volcanic ash) in the Tokai Group, Plio-Pleistocene boundary, central Japan

片岡香子* 中条武司**

Kyoko Kataoka* and Takeshi Nakajo**

2000年1月17日受付

2000年7月18日受理

* 大阪市立大学大学院理学研究科地球学教室
Department of Geosciences, Graduate School of Science, Osaka City University, Sugimoto 3-3-138, Sumiyoshi-ku, Osaka 558-8585, Japan

** 大阪市立自然史博物館
Osaka Museum of Natural History, Nagai Park 1-23, Higashisumiyoshi-ku, Osaka 546-0034, Japan

Abstract: Hyperconcentrated flow deposit, in the Ebisutoge-Fukuda tephra from Mie Prefecture, is thought to be deposited from dilution of the debris flow. Debris-flow deposit (facies A) is overlain by hyperconcentrated flow deposit (facies B). Typical hyperconcentrated flow deposit (facies B1; horizontal bedding part) changes upward into diluted hyperconcentrated flow deposit (facies B2; scour and fill structure part). These facies characteristics indicate that the debris flow changed through hyperconcentrated flow into normal streamflow by dilution during flow traveling.

Key words: hyperconcentrated flow deposit, debris-flow deposit, reworked volcanoclastics, Ebisutoge-Fukuda tephra

はじめに

ハイパーコンセントレイティッド流 (hyperconcentrated flow; Beverage and Culbertson, 1964) は、陸域の環境下において、マスとして粒子が運搬される土石流などの堆積物重力流と、各個運搬をするような通常の河川の流れとの中間的な流れを示すものとされている (Smith, 1986; Smith and Lowe, 1991 など)。この堆積物は、火山山麓や扇状地の地層中において多く見られ、特に再堆積性の火山砕屑物中に多くの報告がある (Pierson and Scott, 1985; Smith, 1987; Best, 1992; Nakayama and Yoshikawa, 1997 など)。

ハイパーコンセントレイティッド流は、流体中の粒子濃度 (Beverage and Culbertson, 1964) や、流体のレオロジー (Pierson and Costa, 1987) から定義されている。しかしこれらは、地層中では直接検出できないため、Smith (1986) や Smith and Lowe (1991) は地層中からハイパーコンセント

レイティッド流堆積物を認定し、それらを再定義した。

しかしながら、その流れそのものの解釈や堆積・運搬プロセス、特に地層におけるハイパーコンセントレイティッド流堆積物の判断については多くの議論がある (例えば、Smith and Lowe, 1991; 中前・中山, 1998; Sohn et al., 1999)。基本的にハイパーコンセントレイティッド流堆積物と土石流堆積物とは、それらが対になって産することが多く、その堆積過程においても両者は密接に関係していると考えられている (Pierson and Scott, 1985; Smith and Lowe, 1991; Sohn et al., 1999)。累重様式については、ハイパーコンセントレイティッド流堆積物の上位に土石流堆積物が累重するもの (Pierson and Scott, 1985; Smith and Lowe, 1991)、土石流堆積物の上位にハイパーコンセントレイティッド流堆積物が累重し、さらに上位に連続的に各個運搬によってもたらされた堆積物が累重するもの (Sohn et al., 1999)、土石流堆積物と自己流動化流 (autofluidization; Lowe, 1976) 堆積物との間にハイパーコンセントレイティッド流堆積物が挟まれるというもの (中前・中山, 1998) などさまざまである。このような堆積物の累重関係は、土石流・ハイパーコンセントレイティッド流・各個運搬間の堆積過程やその関係を示すものと考えられるが、各流体間の分化過程・それぞれの流体からの堆積過程などもあわせて不明な点が多く残されている。

本研究で扱う恵比須峠-福田テフラは、鮮新・更新世境界付近に挟在する広域テフラで、厚い再堆積性火山砕屑物をもなうことが知られている (吉川ほか, 1996)。再堆積した部分には土石流堆積物・ハイパーコンセントレイティッド流堆積物・河道を充填した堆積物・氾濫原環境を示す堆積物・洪水堆積物などのさまざまな堆積環境や堆積作用を示すものが認められる (片岡ほか, 1998)。このような再堆積部全体の堆積過程については別稿にゆずり、本論では特にハイパーコンセントレイティッド流堆積物とそれに関連していると思われる堆積物について、その特徴を記載する。そして、これらの堆積物の堆積相や累重関係から、土石流・ハイパーコンセントレイティッド流・各個運搬の関係とこれらの堆積物の堆積過程について考察する。

地質概説

恵比須峠-福田テフラ (長橋ほか, 2000) の推定噴出源は、中部山岳地域の穂高岳付近に位置し、テフラは噴出中心から 350 km, 290,000 km² 以上にわたって分布する。その遠方テフラは大阪層群・古琵琶湖層群・東海層群・魚沼層群・上総

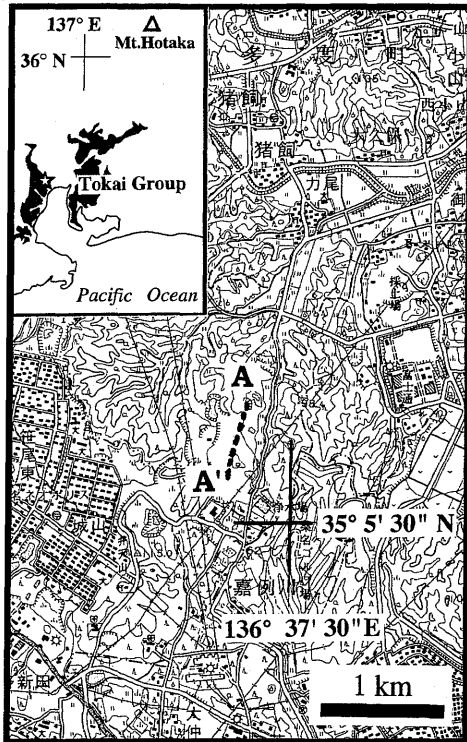


Fig. 1. Index map of the studied area, Mie Prefecture, Japan. Topographic map is from 1:50,000 map "Kuwana" of Geographical Survey Institute of Japan. Dashed line (A to A') shows the location of the outcrop of the Ebisutoge-Fukuda tephra.

層群などに挟在する (吉川ほか, 1996).

恵比須峠-福田テフラの遠方堆積相は、火山灰降下によって運搬・堆積した降下火山灰ユニットと、降下火砕物や火砕流堆積物が一旦定置し、その後水流の影響を受けて堆積した再堆積ユニットによって特徴づけられる (吉川ほか, 1996; 片岡ほか, 1998). 再堆積ユニットのなかでも、東海層群に見られるものは噴出源に近いために特に層厚が他の地域のものと比べ厚く、さまざまな堆積環境下での再堆積性火山砕屑物が認められる (片岡ほか, 1998).

三重県北勢地域の東海層群では大泉累層 (松井, 1943) 中に本テフラが挟まれており、嘉例川火山灰層と呼ばれている (森, 1971). 大泉累層は泥層優勢の泥層と砂層からなり、まれに礫層・砂礫層をともなう (吉田ほか, 1991). ここでの大泉累層の堆積環境はその堆積相解析から、主に蛇行河川系であったと考えられている (多度団体研究グループ, 1998). 今回、土石流堆積物・ハイパーコンセントレイティッド流堆積物について検討を行った地点は桑名郡多度町力尾から約 1.5 km 南に位置し (Fig. 1), 推定噴出源より 150 km 程度離れたところである.

土石流堆積物および

ハイパーコンセントレイティッド流堆積物

恵比須峠-福田テフラの遠方相は、調査地域では Fig. 1 A-A' 間に断続的に露出する. テフラは厚さ 8 m 程度で、最下

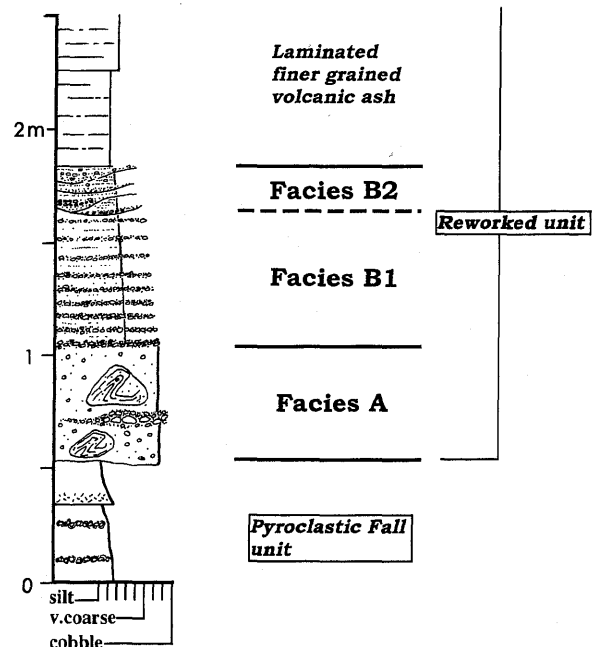


Fig. 2. Measured section of the Ebisutoge-Fukuda tephra, at Chikarao, Tado Town, Mie Prefecture. Debris-flow deposit (facies A) is overlain by hyper-concentrated flow deposit (facies B).

部の 0.5~0.6 m は降下火山灰ユニットからなり、その上位に再堆積ユニットが累重する (Fig. 2). ここでは、再堆積ユニットの下部 0.5~2 m に見られる、2つの堆積相 (堆積相 A, B) についての記載を行い、それぞれの堆積過程について考察する. また、これら堆積相 A, B は、氾濫原環境に堆積したと考えられる細粒な火山灰層に覆われる.

堆積相 A: 塊状無層理の火山砕屑物

記載: 堆積相 A は細礫から中礫サイズの軽石や岩片と細粒砂から極細粒砂サイズの火山灰からなり、径が 10 cm 以上の軽石をまれに含む. 層厚は 50~120 cm である. 再堆積ユニットの最下部に産することが多く、常に堆積相 B の下位に接して位置する. この堆積相の下底面は平坦または凹凸のある起伏をもち、まれに侵食性の基底面を示すこともある. 分級はきわめて悪く、軽石は無秩序に含まれ、塊状無級化で明瞭な成層構造は認められない. さらに変形構造をともなった極細粒砂・細粒砂サイズの火山灰がブロック状にとりこまれていることがある. 基質は細粒砂から極細粒砂サイズの火山灰で基質支持のことが多いが、細礫から中礫サイズの軽石からなる厚さ 3~20 cm の軽石濃集層がレンズ状に見られる部分では礫 (軽石) 支持となることもある. またレンズとその周辺には、未固結時に形成されたと考えられるコンポリュート葉理状の変形構造が認められることがある.

解釈: 分級が悪く、塊状無層理であることや、軽石が無秩序に含まれること、ブロック状の細粒火山灰部が見られることは、粒子ごとの沈降・堆積がおこらず、物質がマスとして運搬・堆積したことを物語る. このような堆積物は陸域における土石流 (泥流) によってもたらされた堆積物と考えられる (Nemec and Steel, 1984; Shultz, 1984). レンズ状の軽石

濃集層は流れ自体が不均質であったか、流れが分化の途中段階において堆積作用が急速に進行したことを示している。変形構造をともなったブロック状の細粒部は、下位の地層や流路側面の地層が取り込まれたものであろう。そして、流れの粘着性が比較的強かったため、ブロックは破壊されることなく運搬・堆積したと考えられる。

堆積相 B : 弱い成層構造を持った火山砕屑物

記載: 堆積相 B は主として細礫サイズの軽石と細粒砂サイズの火山灰との弱い成層構造をもつ火山砕屑物からなる。堆積相 B は常に堆積相 A の上位に位置し、両者の境界は比較的明瞭である。さらにその上位は、氾濫原起源の堆積物によって覆われている。堆積相 B は全体としての分級は悪く、上方細粒化する傾向がある。また、上方へ向かって軽石濃集層が挟在する頻度が低くなる。堆積相 B はその特徴から便宜上 B1 と B2 とに分けることができる。堆積相 B2 は常に堆積相 B1 の上位に位置し、両者は漸移的に変化する。また、まれに堆積相 B2 は欠落することがある。

堆積相 B1 は極粗粒砂から細礫サイズの軽石と細粒砂サイズの火山灰が弱く平行成層した層からなる (Fig. 3)。堆積相の層厚は 60~100 cm 程度である。その下底面は侵食性の基底を示す場合もある。成層構造を示す個々のセットの厚さは 1~10 cm 程度であり、おのおの境界はほぼ平行かつ不明瞭で、まれにレンズ状にせん滅することがある。粗粒な軽石層の内部は塊状無層理である。セット内部における級化構造などはほとんど認められない。

堆積相 B2 は B1 に比べ、細粒砂サイズの火山灰が卓越し、軽石濃集層が挟在する頻度が低い。堆積相の層厚は最大 20 cm である。低角度の斜層理が頻繁に見られ、浅い削り込み構造 (scour and fill) がしばしば認められる。個々のセットの厚さは 1~3 cm で、おのおの境界は不明瞭である。

解釈: 堆積相 B で見られるような、堆積相全体の分級が悪く、粒度の異なる層が弱く平行に成層する特徴は、陸成層中に見られる土石流 (泥流) 堆積物や各個運搬によって形成される堆積物とは異なり、Smith (1986) が示すハイパーコンセントレイティッド流堆積物に相当すると考えられる。

成層構造を示す個々のセット内に明瞭な級化構造などがほとんど認められず、セット間の境界が不明瞭であることは、各個運搬のような十分な粒子選別を堆積物が受けていないことや、堆積が急速に進行したことを示している。また、成層している個々のセットの間には時間間隙を示すようなものはなく、このようなことも堆積相 B が短時間に一気に堆積したことを示唆している。

堆積相 B の下部に軽石濃集層が挟まれる頻度が高いことは、流体内部で粒径の大きな粒子 (軽石) が先に沈降・堆積しやすかったことを示している。軽石粒子は、細粒火山灰粒子に比べ密度が小さいが、その径は十分に大きいため、流体内部で先に沈降し得たと考えられる (Nakayama, 1997)。また、堆積相 B1 をもたらした流れは流下していく過程において、先に比較的大きな粒子を沈降・堆積させたり、流体の前面や側面から水を取り込むことによって、流体自身の密度を希釈させたと考えられる。その結果、流体内部における個々の

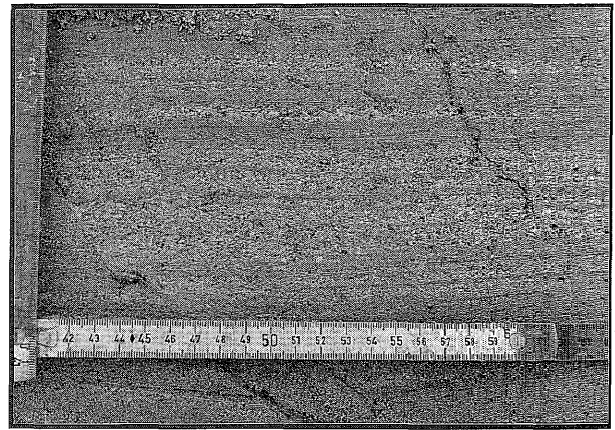


Fig. 3. Crudely stratified volcanic ash and pumice facies B1 show typical characteristic of hyper-concentrated flow deposits.

粒子の自由度は大きくなり、堆積相 B2 に認められるような浅い削り込み構造が形成されていったと考えられる。

土石流-ハイパーコンセントレイティッド流堆積物の堆積過程

三重県多度町力尾にみられる恵比須峠-福田テフラの再堆積物は、土石流 (泥流) 堆積物 (堆積相 A) とハイパーコンセントレイティッド流堆積物 (堆積相 B) が対になって、かつ常にハイパーコンセントレイティッド流堆積物は土石流堆積物の上位に累重して産する。また、両者との間には他の堆積作用を示す堆積物は存在しない。これらのことから、土石流 (泥流) 堆積物とハイパーコンセントレイティッド流堆積物は堆積する過程において密接に関わっており、それらをもたらした流体は、垂直方向もしくは前後方向の関係にあったと考えられる。これは、土石流-ハイパーコンセントレイティッド流の運搬過程において、流体内で垂直方向ないし前後方向の分化が進んだためと考えられる。

この地域の恵比須峠-福田テフラに見られる土石流 (泥流) 堆積物は、粗粒な軽石を多量に含むことから火砕流堆積物の末端や火山山麓の降下火砕物、もしくは山体の一部が崩壊することによって発生したものと考えられる。それが流下する間に、その前面や側面から水などを取り込むことによって、流体の一部は希釈されたであろう。その結果、土石流本体よりも低密度の部分 (ハイパーコンセントレイティッド流) が発生し、その密度差により、流体の上方あるいは後方に分化していったと考えられる。そして、高密度の土石流本体はより早く流下し、土石流の希釈によりできたハイパーコンセントレイティッド流の部分は遅れて流下したであろう。その結果、調査地域で見られるような、下方に土石流堆積物、上方にハイパーコンセントレイティッド流堆積物というような累重関係が形成されたと考えられる。そして、両者の境界が比較的明瞭であることは、堆積するときの粒子支持機構が急速に変化したことを示しており、土石流からハイパーコンセントレイティッド流への分化過程は連続的、かつ急速に変化していったと考えられる。

さらに、ハイパーコンセントレイティッド流を示す堆積相 B はその上部に浅い削り込みを埋積する構造 (堆積相 B2) が見られる。このことは、土石流から分化した流れであるハイパーコンセントレイティッド流の後方 (もしくは上方) は、さらに希釈された流れからなり、より粒子の自由度が大きくなっていったことを示している。これはハイパーコンセントレイティッド流内においても継続的にその流れが希釈されていった過程を示しているであろう。

ここで見られる堆積相の累重関係は、Sohn et al. (1999) が扇状地堆積物中で報告しているものと類似する。しかし、Smith (1986) や Smith and Lowe (1991) などが示すようなハイパーコンセントレイティッド流堆積物の上位に土石流堆積物が重なると述べている点において大きく異なる。また、中前・中山 (1998) では、ハイパーコンセントレイティッド流堆積物が土石流 (泥流) 堆積物と自己流動化流堆積物との中間に位置する、すなわちハイパーコンセントレイティッド流が完全に堆積物重力流の性質を持ち備えたものであるとしている。しかし、本研究の場合、中前・中山 (1998) が示すように、ハイパーコンセントレイティッド流堆積物の上位に自己流動化流堆積物は累重しない。つまり、ハイパーコンセントレイティッド流が希釈される過程において自己流動化を起こした形跡は認められず、ここでは典型的なハイパーコンセントレイティッド流 (堆積相 B1) から各個運搬により近いハイパーコンセントレイティッド流 (堆積相 B2) へと移化していると考えられる。すなわち、ハイパーコンセントレイティッド流は各個運搬へ急速に変化したものと考えられる。

このような累重様式の違いは、流体間 (土石流・ハイパーコンセントレイティッド流・各個運搬) の変化が一樣でないことを示している。これは、堆積物の供給量や供給源からの距離、斜面勾配、構成する堆積物の種類、流体の粘着性などによってその産状や流体間の変化が異なるためであろう。これまで述べてきたように、ハイパーコンセントレイティッド流堆積物の堆積過程を議論する際には、上下の堆積相との累重関係やハイパーコンセントレイティッド流堆積物本体内部の堆積相の変化などに留意しなければならない。さらに流体間の変化や産状については、発生条件等を加味した検討が今後必要であろう。

謝辞: 2名の査読者、編集幹事からは有意義なご指摘をいただいた。なお、本研究の一部には大阪市立大学大学院学生特別経費を使用した。

文 献

- Best, J.L., 1992, Sedimentology and event timing of a catastrophic volcanoclastic mass flow, Vulcan Hudson, Southern Chile. *Bull. Volcanol.*, **54**, 299-318.
Beverage, J.P. and Culbertson, J.K., 1964, Hyperconcentrations of

suspended sediment. *Jour. Hydraulics Div., Amer. Soc. Civ. Eng.*, **90**, HY6, 117-128.

- 片岡香子・中条武司・吉川周作, 1998, 鮮新・更新境界付近, 福田火山灰層の再堆積過程. 日本地質学会第105年学術大会演旨, 154.
Lowe, D.R., 1976, Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits. *Sedimentology*, **23**, 285-308.
松井 寛, 1943, 三重県四日市・桑名地方の地質. 京大地質学術報告, **2**, 1-11.
森 忍, 1971, 瀬戸層群, 奄芸層群の火山灰層について—瀬戸層群の研究その3—. 竹原平一教授記念論文集, 99-111.
長橋良隆・里口保文・吉川周作, 2000, 本州中部地域における鮮新-更新世の火砕流堆積物と広域火山灰層との対比および層位噴出年代. 地質雑, **106**, 51-69.
中前秀章・中山勝博, 1998, 鮮新統板東1火山灰層の堆積過程と堆積機構. 地球科学, **52**, 301-317.
Nakayama, K., 1997, Reworked volcanoclastics of Ohta tephra in central Japan: depositional mechanism with reference to hydraulic settling and dispersive pressure equivalence. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **103**, 897-907.
Nakayama, K. and Yoshikawa, S., 1997, Depositional processes of primary to reworked volcanoclastics on an alluvial plain; an example from the Lower Pliocene Ohta tephra bed of the Tokai Group, central Japan. *Sediment. Geol.*, **107**, 211-229.
Nemec, W. and Steel, R.J., 1984, Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. In Koster, E.H. and Steel, R.J., eds., *Sedimentology of gravels and conglomerates*, Can. Soc. Petrol. Geol., **10**, 1-31.
Pierson, T.C. and Costa, J.E., 1987, A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. *Geol. Soc. Amer. Rev. Eng. Geol.*, **VII**, 1-12.
Pierson, T.C. and Scott, K.M., 1985, Downstream dilution of a lahar: transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow. *Water Resources Res.*, **21**, 1511-1524.
Shultz, A.W., 1984, Subaerial debris-flow deposition in the upper Paleozoic Cutler Formation, western Colorado. *Jour. Sediment. Petrol.*, **54**, 759-772.
Smith, G.A., 1986, Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: terminology and depositional process. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **97**, 1-10.
Smith, G.A., 1987, The influence of explosive volcanism in fluvial sedimentation: the Deschutes Formation (Neogene) in central Oregon. *Jour. Sediment. Petrol.*, **57**, 613-629.
Smith, G.A. and Lowe, D.R., 1991, Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow-hyperconcentrated flow continuum. In Fisher, R.V. and Smith, G.A., eds., *Sedimentation in volcanic settings*, Spec. Publ. SEPM, **45**, 59-70.
Sohn, Y.K., Rhee, C.W. and Kim, B.C., 1999, Debris flow and hyperconcentrated flood-flow deposits in an alluvial fan, northwestern part of the Cretaceous Yongdong basin, central Korea. *Jour. Geol.*, **107**, 111-132.
多度団体研究グループ, 1998, 三重県北部の鮮新・更新統東海層群の古環境. 地球科学, **52**, 115-135.
吉田史郎・栗本史雄・宮村 学, 1991, 桑名地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 146 p.
吉川周作・里口保文・長橋良隆, 1996, 第三紀・第四紀境界層準の広域火山灰層—福田・辻又川・Kd38火山灰層—. 地質雑, **102**, 258-270.