



国際火山噴火史情報研究-II
-噴火史とその関連研究-

火砕流の流動堆積機構 の研究動向

宝田 晋治

Research review of flow and depositional
mechanisms of pyroclastic density currents

Shinji Takarada

たからだ しんじ : 産業技術総合研究所
活断層火山研究部門

火砕流の流動堆積機構に関する1960年代からの研究動向について、堆積物調査、室内及び野外実験に基づいた研究内容を取りまとめた。大きく分けると、1960年代からの乱流モデル、1970年代後半からの層流モデル、1980年代後半からの運搬システムと堆積システムを統合化したモデルがある。著者によりその内容は大きく異なり、今後より定量的なアプローチが必要である。

1. はじめに

火砕流は、噴煙柱崩壊や溶岩ドームの崩壊等で発生し、高温高速で山体斜面を流れ下り、火山体周辺に多大な被害をもたらすことが多い。規模は、 $VEI=0\sim 2$ ($10^4\sim 10^7\text{m}^3$) クラスの小規模火砕流から、 $VEI6\sim 8$ ($10\sim$ 数 $1,000\text{km}^3$) クラスの大規模火砕流まで多様である。例えば、1815年のインドネシアタンボラ火山の噴火では、火砕流によって、約11,000人の被害が出ている^[1]。火砕流被害の軽減のためには、素過程としての火砕流の流動堆積機構の解明が欠かせない。火砕流の流動堆積機構の研究は、1960年代から続いており、多様なモデルが提案されている。火砕流の研究は、(1) 火砕流の直接観測、(2) 堆積物の調査、(3) 室内及び室外実験、(4) タービダイト・土石流・粒子流等の類似現象との比較、(5) 数値シミュレーションと多種の研究手法によって進められている。ここでは、紙面の関係から、堆積物調査、室内及び室外実験に基づいた火砕流の流動堆積機構の研究動向の概要を紹介する。類似現象との比較、数値シミュレーションについては、稿を改めて紹介したい。

火砕流の直接観測は、雲仙1991-95年火砕流^{[2][3]}、インドネシアメラピ火山の火砕流^[4]等いくつかの火山で行われている。しかし、流走中の火砕流内部の状態は、多くの場合、灰雲 (co-ignimbrite ash) で覆われており、直接観測で流動堆積機構の詳細を解明することは、比較的困難を伴う。

2. 堆積物調査

火砕流堆積物の堆積構造、岩相変化等の野外調査解析に基づいた、流動堆積機構の議論は、1960

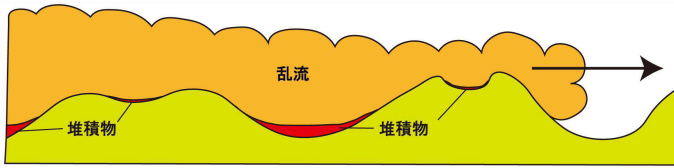


図1 1960年代~1970年代前半の火砕流の乱流運搬堆積モデル (Fisher, 1966 を参照)^[7]。火砕流は層厚数 100m以上の乱流状態で運搬されている。山体斜面にも堆積物が分布する (例えば, Aramaki and Ui, 1966; Yokoyama, 1974)^{[6][9]}。

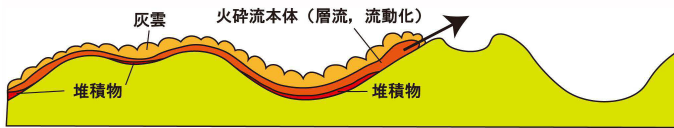


図2 1970年代後半~1980年代の層流モデル (Walker, 1983 を参照)^[13]。火砕流本体は、比較的高密度で流動化した層流状態の流れであり、地形障壁は、火砕流のモーメントが十分に高いため乗り越えることができる (例えば, Sparks, 1976)^[12]。

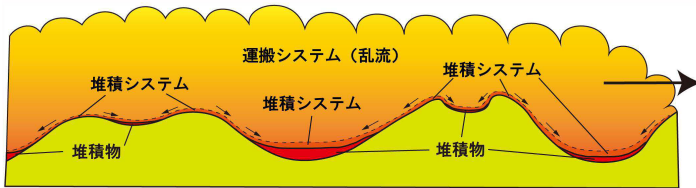


図3 1980年代後半以降の運搬システムと堆積システムの統合モデル (Fisher, 1990, 1995 を参照)^{[15][16]}。乱流状態の運搬システムの下部に火砕物が集積し、斜面に沿って流れ下るなど、運搬システムとは別の堆積システムが形成される。

年代から続いている。大きく分けると、(1) 1960-70年代前半の乱流モデル、(2) 1970年代後半から80年代の層流モデル、(3) 1980年代後半以降の運搬システムと堆積システムを組み合わせたモデルとなる。

2-1. 乱流モデル

荒牧・宇井 (1965)^[5]、Aramaki and Ui (1966)^[6]は、南九州の阿多火砕流堆積物の分布から、流走時の大規模火砕流は、層厚数 100m以上の流動化した乱流状態の流れであったとしている (図1)。Fisher (1966)は、米国オレゴン州の John Day 層中の Picture Gorge 火砕流堆積物の堆積構造、流走距離による岩片のサイズや鉱物組成の変化等を明らかにし、流体力学の境界層理論に基づき、乱流状態の火砕流の基底部分から次第に堆積するモデルを提唱した^[7]。荒牧 (1969)^[8]、Yokoyama (1974)^[9]は、始良カルデラ起源の入戸火砕流堆積物について、上面高度の分布等に基づき、流走中の大規模火砕流は、流動化した乱流状態であり、その高さは基盤山地高度 (>1,000m) よりも遙かに高い状態で流れていたと主張した。

2-2. 層流モデル

Miller and Smith (1976)^[10]は、アラスカの Aniakchak 及び Fisher カルデラ起源の中規模火砕流について、その分布や上面高度に加え、類似した岩屑

なだれの流動性などから、これらの火砕流は、高速の層流状態で流れ、数 10km 遠方でも十分なモーメントがあり地形障壁を乗り越えたと主張した (図2)。Sparks *et al.* (1973)^[11] や Sparks (1976)^[12]は、火砕流堆積物の基本層序 (layer1, layer2a, layer2b, layer3) の堆積構造に基づき、火砕流は比較的高密度で一部流動化した層流状態で流走していると主張した。Walker (1983)^[13]は、谷埋めタイプの高アスペクト比 (high-aspect ratio) 火砕流と、尾根を広く覆う低アスペクト比 (low-aspect ratio) 火砕流の2つの火砕流が存在することを示した。彼も、火砕流本体部分は比較的高密度な層流状態で流れているとし、地形障壁風下側の粗粒軽石レンズやグランドレイヤー、細粒物に乏しい火砕流堆積物の成因について議論した。

2-3. 運搬システムと堆積システムの統合モデル

Valentine (1987)^[14]は、セントヘレンズ 1980年プラスト (火砕流・火砕サージ) について、流走中の内部に密度成層構造があることを示し、堆積物の成因過程について議論した。また、Fisher (1990)^[15]は、火砕流・火砕サージの運搬システムと堆積システムを区別した上で、流動堆積機構を議論した (図3)。さらに、Fisher (1995)^[16]は、火砕流からの火砕サージの分離過程 (decoupling)

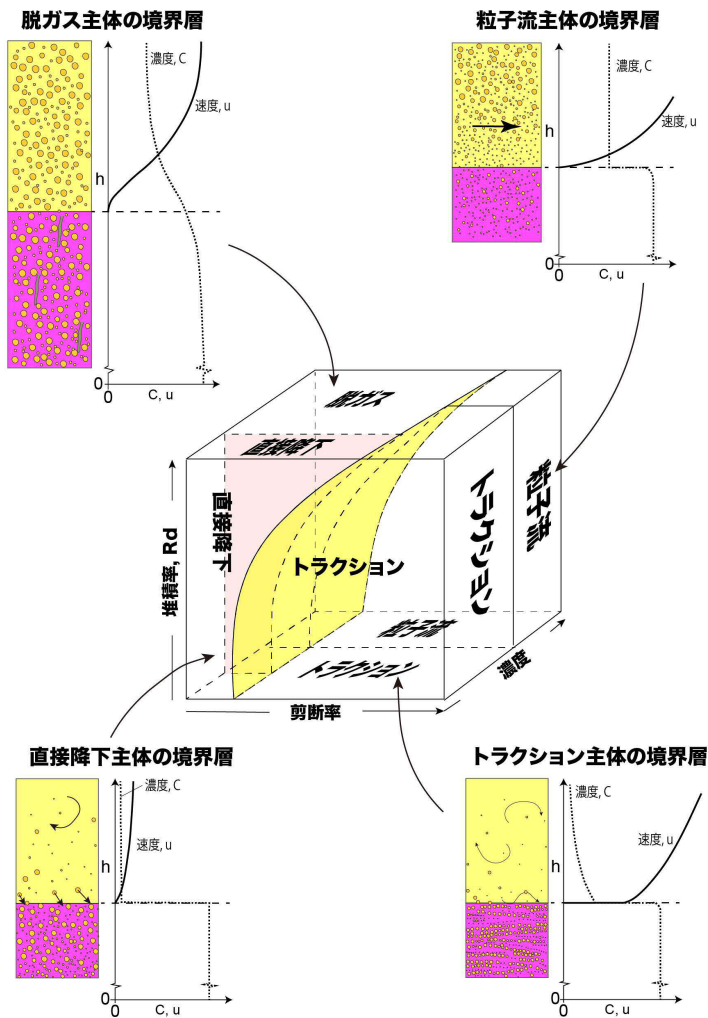


図4 火砕流基底部の境界層付近の堆積様式 (Branney and Kokelaar, 2002を参照)^[19]。火砕流基底部の境界層付近の堆積率 (Rd), 剪断率, 濃度 (C), 速度 (u) によって, 堆積様式は, 脱ガス主体, 粒子流主体, 直接降下主体, トラクション主体と4つに大きく分けることができる。それぞれの堆積構造は大きく異なる。

について論じた。

Branney and Kokelaar (1992, 1997, 2002)^{[17][18][19]}は, いくつかの大規模火砕流堆積物の堆積構造に基づいて, 乱流状態の火砕流基底部からの累進堆積 (progressive aggradation) モデルを提案した。このモデルでは, 火砕流基底部での粒子の堆積率, 剪断率, 濃度, 速度によって, 基底部の境界層での堆積様式が, 直接降下 (direct fallout), トラクション (traction), 粒子流 (granular flow), 脱ガス (fluid escape) の4つのタイプに分かれるとした (図4)。彼らは, 火砕流の多くの堆積構造はこれらの組み合わせで説明できると主張した。

Yamamoto *et al.* (1993)^[2]は, 雲仙の1991年6月のブロックアンドアッシュ火砕流について, 地形の傾斜が大きく変換する2つの滝の部分で, 火砕流本体部分から, 低密度な火砕サージが分離していることを示した。Fuji and Nakada (1999)^[3]は, 雲仙の1991年9月の火砕流に対して, 火砕流本体上部に発達した流動化部が地形変化により分離し先行することで, 堆積物下部の火砕サージ堆積物ができると主張した。

Sparks *et al.* (1997)^[20]は, チリのLascar火山で1993年に発生した軽石質の火砕流について, 流路の基盤に明瞭な削痕やインパクト痕, 摩擦の痕,

岩塊の削り込みがあることを見いだした。これは、火砕流中の岩片や岩塊が残したものであるとし、火砕流全体が乱流状態で流れているのではなく、流れの下部には高密度な粒子流が形成されていた可能性が高いと主張した。

Fisher *et al.* (1993)^[21]は、イタリアカンパニア火砕流堆積物の磁化率異方性(AMS)の測定を行い、AMSの卓越方向が、主に局所的な谷の方向か斜面の方向を示すことから、この大規模火砕流は、高密度なモーメントによって運搬されているような流れではなく、低密度で膨張した乱流状態の流れであり、その流走時の層厚は、最も高い地形よりも厚い状態であったとした。Baer *et al.* (1997)^[22]は、南九州の入戸火砕流堆積物について、AMSの卓越方向を測定し、火口から30kmの範囲までは、卓越方向がランダムであり、それ以降では、斜面方向を示すことから、この大規模火砕流は流走時の層厚が数100m～数1000mの乱流状態の流れであり、その運搬システム基底部の堆積システムにおいて順次下部に粒子が集まり、山体斜面にそって移動し、谷底に集積し堆積したと考えた。

Giordano (1998)^[23], Sulpizio and Dellino (2008)^[24], Sulpizio *et al.* (2008, 2010, 2014)^{[25][26][27]}らは、傾斜変換点や地形障壁による堆積構造の変化について、詳細に検討を行い、傾斜変換点や地形障壁部で、火砕流堆積物の流動堆積の状態が変化し、大きく堆積構造が変わることを示した。Sulpizio *et al.* (2010)^[26]では、イタリアベスビウス火山のPomici di Avellino噴火(3.9ka)による火砕流堆積物について、堆積物中に見られる粗粒層と細粒層の互層の成因として、安定した火砕流からの連続的な累進堆積とパルス状の火砕流からのステップ状の累進堆積の2通りの解釈を示した。

3. 室内及び野外実験

火砕流についての室内・野外実験は1980年台から数多く行われている。例えば、(1)粉体工学分野で広く行われている、下部からの上昇流により粉体全体を流動化(Fluidization)させる装置を火砕流堆積物に応用した実験や、水槽で流れの流走距

離、速度、堆積過程を調べる実験、(2)高速度カメラで乱流内部の構造を観察する実験、(3)大規模な流走実験などが行われている。

3-1. 流動化・水槽実験

Wilson (1980)^[28], Wilson (1984)^[29]は、火砕流堆積物の下部からガスを流入する“流動化”実験を行い、火砕流堆積物に見られる多様な堆積構造が、流動化で再現できることから、火砕流は流れの先端部から取り込んだ空気によって流動化した層流状態の流れであると主張した。

Choux and Druitt (2002)^[30]は、5mの長さの水槽実験において、大きさ、密度の異なる物質を用いて、乱流状態の流れからの堆積について調べた。より密度の高い粒子が正級化構造示すと共に、近傍で堆積すること、より密度の低い粒子が上部に堆積し、密度が低く大きい粒子が浮力の降下により、より遠方まで運ばれる傾向があることを示した。

Druitt *et al.* (2007)^[31]は、粗粒と細粒の粒子群(4mm以下と、250 μ m以下)を用いて、50-200度の状態で下からガスを送り込み流動化を行い、その上昇流を停止させた後、ガスが抜け、粒子が完全に堆積するまでの時間を測定した。その結果、細粒の粒子群の場合は、Hindered Settlingによってより長時間かかることを示した。このことは、火砕流中の細粒粒子の存在によって、火砕流中の粒子の堆積までの時間が長くなることを示唆している。Roche *et al.* (2004, 2005, 2008)^{[32][33][34]}も、流動化した粒径の異なる粒子流の水槽実験を行い、より細粒物が多い流れの方がより遠くまで流れることを示した。また、定常状態の火砕流の先端の速度が $\sqrt{2gh_0}$ (g は重力加速度、 h_0 は出発時の水槽中の流動化した物質の厚さ)で近似できることを示した。

Girolami^[35] (2010)は、200度に熱した火山灰を下部からの上昇流によって流動化させた上でゲートを開き、高速度カメラで比較的高密度な層流状態の流れの流動堆積様式を観察した。その結果、比較的高密度な流動化した層流状態の火砕流でも、一度に堆積するのではなく、基底部から数mmずつ順次堆積(aggradation)していることが

示された。

3-2. 乱流内部構造の観察実験

Andrews and Manga (2012)^[39] は、6.5m × 1.8m × 0.6m のアクリルケースの中で、22 μ m サイズの滑石粉を 80 度に熱して、落下させる高さを変更しながら、乱流状態の火砕流の再現実験を行った。その結果、流れの流走距離や灰雲としての上昇する位置は、リチャードソン数（浮力と慣性力の比）や熱エネルギー密度が大きいほど、短くなる傾向があることを示した。また、灰雲に含まれる粒子の割合、流れ内部の乱流構造による堆積や侵食の過程の詳細を示した。

3-3. 大規模流走実験

Dellino *et al.* (2007, 2008, 2010)^{[36][37][38]} は、直径 60cm 高さ 2.2m の容器の下部から、火砕流堆積物に一気に高圧ガスを送り込み、大規模な噴煙柱と火砕流を発生させる野外実験を行った。火砕流発生時の噴煙柱の状態や、火砕流内部の流速データを示した。

Lube *et al.* (2015)^[40] は、500 ~ 6500m³ の火山灰、流走距離 35m の大規模火砕流実験装置 (Pyroclastic flow eruption large-scale experiment; PELE) を製作し、出発時の流動化の程度など条件を変えて、大規模実験を行った。低密度なサージ状の流れでは、基底部に層厚 5cm 以下の、粒子の跳躍や回転が卓越する領域が形成され、その上部に層厚 2.5 ~ 4.5m の乱流状態で粒子が浮遊によって運搬されている領域、更に上部により低密度な灰雲の領域が形成された。堆積物には、成層したデューン構造、斜交・平行ラミナ、上部の薄い降下火山灰層が見られた。また、比較的高濃度な流れができ、その上部に層厚 1.5 ~ 3m、体積分率 10⁰-10⁻⁴ % の灰雲 (ash-cloud) サージが形成された。堆積物には、成層~マッシュ構造、正級化、逆級化構造、ローブ状の先端の形状、側方に薄いベニア堆積物に移行する構造などが観察できた。

4. 今後の課題

火砕流の流動堆積機構の研究は、1960 年代から

50 年以上に渡って様々な手法で行われてきている。1960 年代からの乱流モデル、1970 年代後半からの層流モデル、1980 年代後半からの乱流運搬システムと堆積システムを統合化したモデルと変遷してきている。統合化したモデルの内容についても、著者によりその内容は大きく異なっており、Branney and Kokkeler (1992, 1997, 2002)^{[17][18][19]} のように、乱流状態の火砕流の基底部から直接堆積するモデル、Sulpizio *et al.* (2010)^[26] のように、乱流状態の火砕流の下部に一度比較的密度の高い流れができ、その下部から順次堆積するモデルなど様々である。火砕流の到達距離や、被害範囲の予測のためには、その素過程としての流動堆積機構の定量的なアプローチが欠かせない。火砕流の流速、内部の乱流構造、濃度（密度）分布、流動層の厚さ、地形による影響、基底部からの堆積様式、堆積速度、堆積構造との関係、火砕流の規模による違いなど、今後明らかにすべき課題は多い。

参考文献

- [1] Takarada, S., Ishikawa, Y., Maruyama, T., Yoshimi, M., Matsumoto, D., Furukawa, R., Teraoka, Y., Bandibas, J.C., Kuwahara, Y., Azuma, T., Takada, A., Okumura, K., Koizumi, N., Tsukuda, E., Solidum, R. U., Daag, A. S., Cahulogan, M., Hidayati, S., Andreastuti, S., Li, X., Nguyen, H. P., Lin, C-H. (2016) : Geological Survey of Japan, AIST.
- [2] Yamamoto, T., Takarada, S., Suto, S. (1993) : Bull. Volcanol. 55, 166-175.
- [3] Fujii, T., Nakada, S. (1999) : Jour. Volcanol. Geotherm. Res. 89, 159-172.
- [4] Charbonnier, S., Gertisser, R. (2011) : Sedimentology, 58, 1573-1612.
- [5] 荒牧重雄・宇井忠英 (1965) : 地雑, 72, 337-349.
- [6] Aramaki, S., Ui, T. (1966) : Bull. Volcanol., 29, 29-47.
- [7] Fisher, R.V. (1966) : American Jour. Science, 264, 350-363.
- [8] 荒牧重雄 (1969) : 地雑, 75, 425-442.
- [9] Yokoyama, S. (1974) : Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, Set.C.12, 17-62.
- [10] Miller, T.P., Smith, R.L. (1977) : Geology, 5, 173-176.
- [11] Sparks, R.S.J., Self, S., Walker, G.P.L. (1973) : Geology, 1, 115-118.
- [12] Sparks, R.S.J. (1973) : Sedimentology, 23, 148-188.
- [13] Walker, G.P.L. (1983) : Jour. Volcanol. Geotherm. Res., 17, 65-88.
- [14] Valentine, G.A. (1987) : Bull. Volcanol., 49, 616-630.
- [15] Fisher, R.V. (1990) : Geol. Soc. Amer. Bull., 102, 1038-1054.

- [16] Fisher, R.V. (1995) : *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 66, 257-263.
- [17] Branney, M.J., Kokelaar, P. (1992) : *Bull. Volcanol.*, 54, 504-520.
- [18] Branney, M.J., Kokelaar, P. (1997) : *Geology*, 25, 115-118.
- [19] Branney, M.J., Kokelaar, P. (2002) : *Geol. Soc. Memoir*, 27, 143p.
- [20] Sparks, R.S.J., Gardeweg, M.C., Calder, E.S., Matthews, S.J. (1997) : *Bull. Volcanol.*, 58, 557-565.
- [21] Fisher, R.V., Orsi, G., Ort, M., Heiken, G. (1993) : *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 56, 205-220.
- [22] Baer, E., Fisher, R.V., Fuller, M., Valentine, G. (1997) : *Jour. Geophys. Res.*, 102, B10, 22,565-22,586.
- [23] Giordano, G. (1998) : *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 87, 255-273.
- [24] Sulpizio, R., Dellino, P. (1998) : in *Caldera Volcanism*, (Gotttsman, Marti eds.) *Development in volcanology* 10, Elsevier, 57-96.
- [25] Sulpizio, R., Rosa, R.D., Donato, P. (2008) : *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 175, 367-385.
- [26] Sulpizio, R., Bonasia, R., Dellino, P., Mele, D., Di Vito, M.A., La Volpe, L. (2010) : *Bull. Volcanol.*, 72, 559-577.
- [27] Sulpizio, R., Dellino, P., Doronzo, D.M., Sarocchi, D. (2014) : *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 283, 36-65.
- [28] Wilson, C.J.N. (1980) : *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 8, 231-249.
- [29] Wilson, C.J.N. (1984) : *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 20, 55-84.
- [30] Choux, C.M., Druitt, T.H. (2002) : *Sedimentology*, 49, 907-928.
- [31] Druitt, T.H., Avarod, G., Bruni, G., Lettieri, P., Maez, F. (2007) : *Bull. Volcanol.*, 69, 881-901.
- [32] Roche, O., Gilbertson, M.A., Philipps, J.C., Sparks, R.S.J. (2004) : *Jour. Geophys. Res.*, 109, doi:10.1029/2003JB002916, 2004.
- [33] Roche, O., Gilbertson, M.A., Philipps, J.C., Sparks, R.S.J. (2005) : *Earth and Planetary Science Letters*, 240, 401-414.
- [34] Roche, O., Montserrat, S., Nino, Y., Tamburrino, A. (2008) : *Jour. Geophys. Res.*, 113, doi:10.1029/2008JB005664, 2008.
- [35] Girolami, L., Roche, O., Druitt, T.H., Corpetti, T. (2010) : *Bull. Volcanol.*, 72, 747-759.
- [36] Dellino, P., Zimanowski, B., Buttner, R., La Volpe, L., Mele, D., Sulpizio, R. (2007) : *Jour. Geophys. Res.*, 112, doi:10.1029/2006JB004313, 2007.
- [37] Dellino, P., Mele, D., Sulpizio, R., La Volpe, L., Braia, G. (2008) : *Jour. Geophys. Res.*, 113, doi:10.1029/2007JB005365, 2008.
- [38] Dellino, P., Dioguardi, F., Zimanowski, B., Buttner, R., Mele, D., La Volpe, L., Sulpizio, R., Doronzo, D.M., Sonder, I., Bonasia, R., Calvari, S., Marotta, E. (2010) : *Jour. Geophys. Res.*, 115, doi:10.1029/2009JB006781, 2010.
- [39] Andrews, B., Manga, M. (2012) : *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 225-226, 30-44.
- [40] Lube, G., Bread, E.C.P., Cronin, S.J., Jones, J. (2015) : *Jour. Geophys. Res.*, 120, doi:10.1002/2014JB011666, 2014.

