

(2) 三瓶山北麓の立石岩屑なだれ堆積物について

福岡 孝 (三瓶自然館)・松井 整司 (島根大学汽水域研究センター)・
中村 唯史 (三瓶自然館)

1. はじめに

Ui et al. (1986b) によると日本の第四紀の成層火山と溶岩円頂丘のうち、52の火山の71の堆積物に岩屑なだれが認められている。しかし、過去に三瓶火山の岩屑なだれに言及した報告はない。この数年、三瓶山北麓では圃場整備、道路工事等により多くの露頭が作られ、岩屑なだれ堆積物が広く分布していることが明らかになった (福岡・松井 2002)。また、1998年に発見された三瓶小豆原埋没林 (松井 1999) の形成に、この岩屑なだれ堆積物が重要な役割を果たしていると推定される。本稿では三瓶山北麓で認められる岩屑なだれ堆積物の分布や堆積物の特徴について報告する。

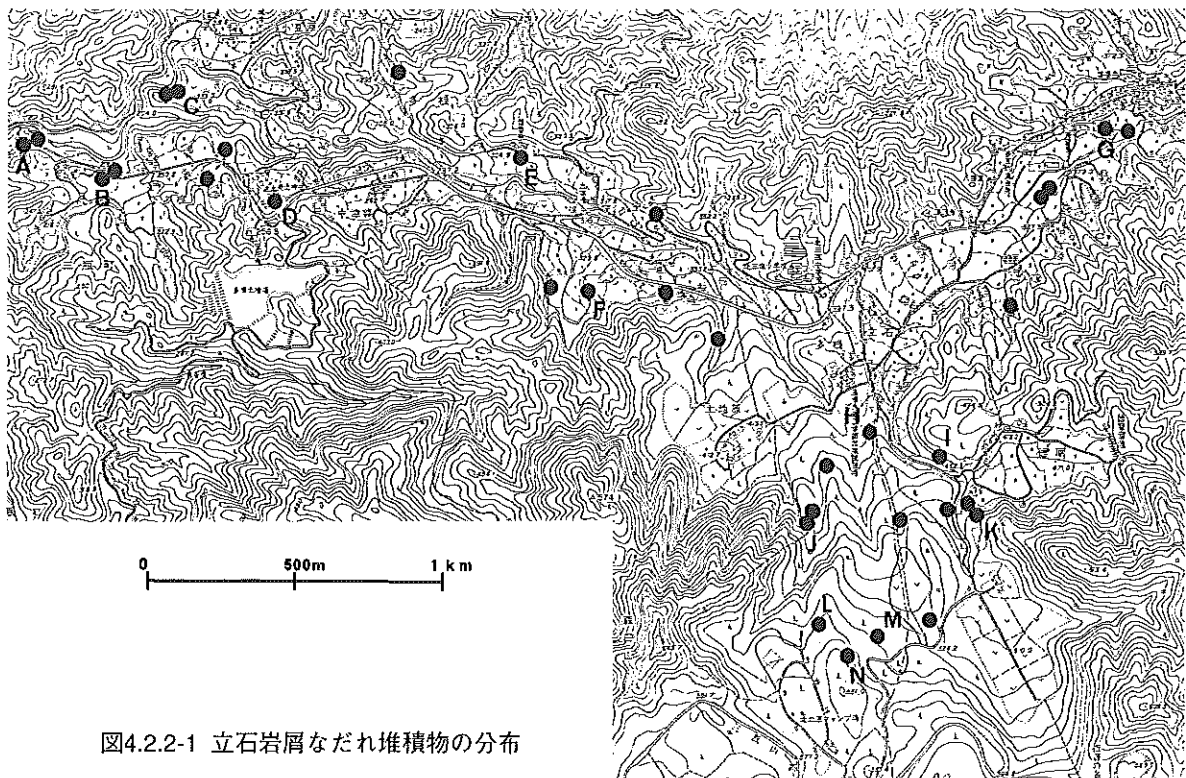


図4.2.2-1 立石岩屑なだれ堆積物の分布

2. 三瓶山北麓の地形と堆積物の概略

三瓶山北麓には、松井・井上 (1971) の大田軽石流、池田降下軽石、浮布降下軽石およびそれらを起源とする二次堆積物が基盤山地の緩傾斜地を被覆している。立石岩屑なだれ堆積物 (福岡・松井 2002) は、これらの基盤山地の相対的低所を埋積して、現在の山口、多根付近の耕作面の原地形を形成した (図4.2.2-1)。北麓に分布するとして松井・井上 (1971) の長者原火砕流、服部ほか (1983) の多根火砕流堆積物、林・三浦 (1987) の三瓶多根火砕流は立石岩屑なだれ堆積物に対比され (福岡・松井2002)、立石岩屑なだれ堆積物の岩塊の卓越部分あるいは同堆積物に取り込まれた岩塊ブロックであると推定される。また、松井 (1999) は三瓶小豆原埋没林の形成の過程で、三

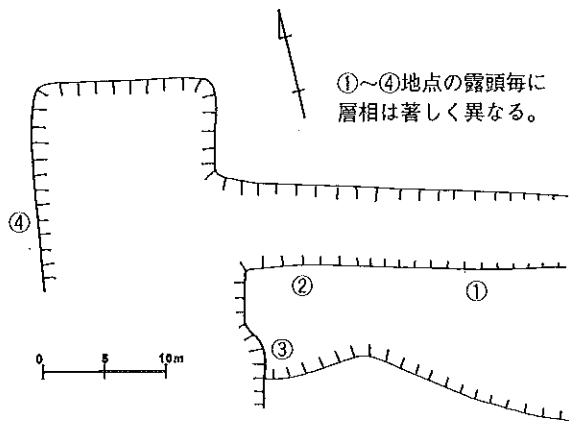


図4.2.2-2 地点Aの露頭位置図

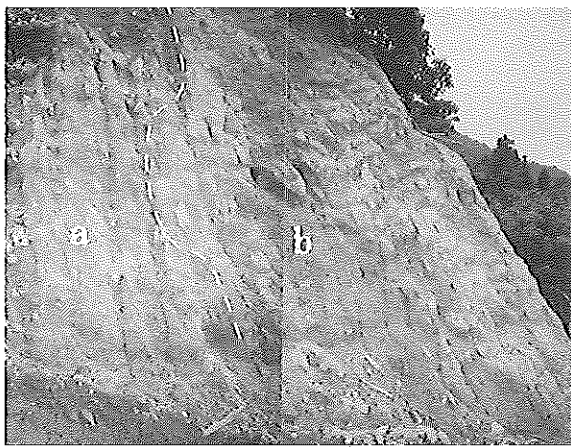


写真4.2.2-2 地点A-②の露頭 a：岩屑なだれ堆積物の基質部が卓越している。地点A-①のbと類似の層相を示す。基質部の構成物は不均質で、基盤岩の粉碎物が多い部分と少ない部分がある。 b：砂礫や細粒砂の互層状を呈した碎屑岩脈が垂直に不連続的に伸び、碎屑岩脈に沿って、褐鉄鉱の層状のパターンが認められる。灰色～黄褐色の細粒砂サイズの基質には径5mm以下の白色軽石を含む。物差しの長さは1m。



写真4.2.2-4 地点A-④の露頭 a：岩屑なだれ堆積物の「基質」部が卓越している。中礫サイズ以下のデイサイトと基盤礫の隙間を灰色～黄褐色の細粒砂～泥質の火山灰の基質が充填している。 b：基盤岩。物差しの長さは1m。

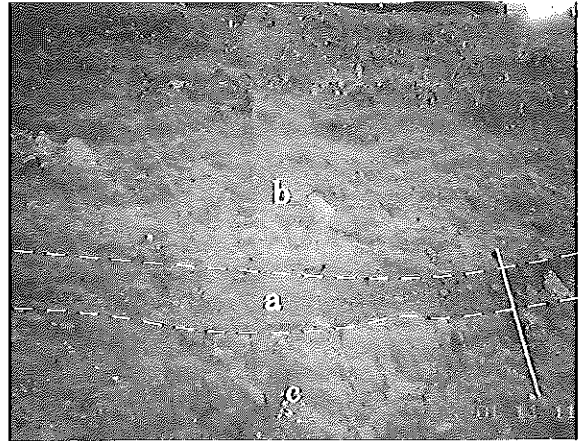


写真4.2.2-1 地点A-①の露頭 a：層厚20-30cmの、微かにラミナの発達した砂礫層が認められる。上下の岩屑なだれ堆積物との境界は褐鉄鉱化している。 b：岩屑なだれの「基質」部が卓越している。大礫サイズ以下の淘汰の悪い赤褐色デイサイト、青灰色デイサイトの角～亜角礫と、角礫～亜円礫の基盤岩、それらを埋める泥質火山灰の基質からなる。中央と左上の白色のPATCH状のものは砂状化した基盤岩（写真4.2.2-15参照）。 c：層相はaと類似している。フィンガー状に着色したデイサイト岩片のブロックや非炭化木片、古土壌を取り込んでいる。物差しの長さは1m。

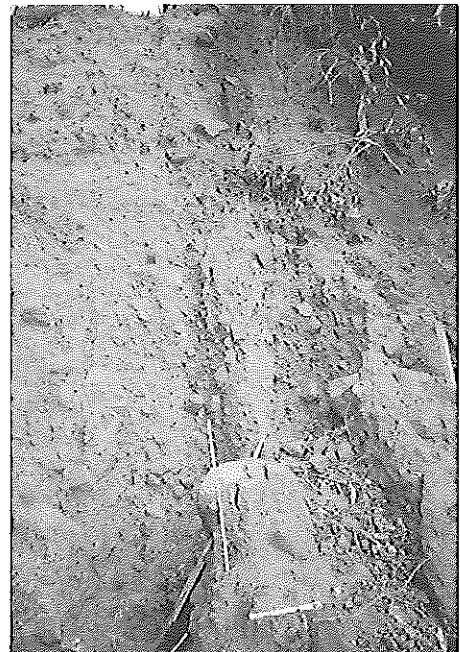


写真4.2.2-3 地点A-③の露頭 岩屑なだれ堆積物の「岩塊」部が卓越している。巨礫サイズ以下の淘汰の悪い赤褐色デイサイトの角～亜角礫を主構成物とし、青灰色デイサイトも含むが、基盤岩類はほとんど含まない。赤褐色の細粒砂～泥質の火山灰を基質とする。ジグソーパズルが認められる（写真4.2.2-11参照）。物差しの長さは1m。

瓶火山の火砕流が小豆原川の下流部を堰き止めたと考えたが、これも立石岩屑なだれ堆積物に取って代わるべきである。立石岩屑なだれ堆積物上面の現河床からの比高は、中多根付近で30m以上である。立石岩屑なだれ堆積物の上位に、山口、多根では少なくとも2枚のアッシュフローの層相を呈する火砕流（いずれも最大層厚約2m）が観察され、炭化木片やガス抜けパイプ状構造が認められる。これらの火砕流は、後述¹⁴C代値より、太平山火砕堆積物（福岡・松井 2002）に対比されるものである。

3. 立石岩屑なだれ堆積物の特徴

Ui (1983), Siebert (1984), 宝田 (1991) などは、岩屑なだれ堆積物のいくつかの特徴を上げており、これらと比較して立石岩屑なだれ堆積物の主な露頭の写真とスケッチや堆積物の特徴について記す。

(1) 宝田 (1991) などによると、岩屑なだれ堆積物は元の地質構造を残し、給源を構成していたり、流路でとり込んだ「岩塊」と、岩塊間を埋めるこれらの岩片や河床礫、土壌、木片などが混合した「基質」からなる。

三瓶火山では淘汰の悪いデイサイトの巨礫、基盤岩片、シルトブロックなどの「岩塊」、これらの粉砕物や砂～シルトなどが混在した泥質の「基質」からなる。北の原に近づくにつれてデイサイト礫からなる「岩塊」が卓越し（写真4.2.2-6）、反対に、山麓から下流域になるほど「基質」部分が卓越する（写真4.2.2-1～4）。「岩塊」には冷却節理面を持ったデイサイト（写真4.2.2-7）や成層した火山灰層が取り込まれている（写真4.2.2-8）ことがあり、「基質」には土壌（写真4.2.2-9）や非炭化木片が含まれる（写真4.2.2-10）こともある。

(2) 堆積物の移動中の剪断応力により、岩塊にジグソークラックを生じ（Ui 1983; Ui et al. 1986a）、やわらかな岩塊は引き延ばされる（宇井 1988）。

三瓶火山でも岩塊にジグソークラックが認められる（写真4.2.2-11～13）ほか、引き延ばされたシルト（写真4.2.2-14）やデイサイト岩片から構成されるブロック（写真4.2.2-2）が観察される。特に地点Aではジグソークラックが分解して、輪郭は留めてはいるものの砂状化した岩塊（写真4.2.2-15）が認められる。

(3) 岩屑なだれ堆積物の表面の凹地には、新しく作られた水系の作用で積もり直した岩相があり、ラミナが認められることがある（宇井 1988）。

三瓶火山では小豆原川沿いの岩屑なだれ堆積物表面の低所に、新しく作られた水系による河川堆積物が厚く堆積している（写真4.2.2-16）。

(4) 混合が不完全なために、異なる組成の岩塊および基質がシャープに接したり（Siebert 1984）、温泉変質が認められる（三村・遠藤 1997など）。

三瓶火山の場合、高温酸化で赤褐色に着色されたデイサイトブロックがフィンガー状に変形した模様として各所で認められる（写真4.2.2-17）。また、茶褐色に温泉変質した部分も各所で観察される（写真4.2.2-18）。

(5) 碎屑岩脈が観察されることがある（Crandell et al. 1984）。

三瓶火山では堆積物の荷重に起因したと推定されるシルトや砂の大規模な碎屑岩脈が各所で認められる（図4.2.2-3, 4）。碎屑岩脈には中礫サイズ以下の基盤岩の円～亜円礫やデイサイトの角～亜角礫、細礫サイズ以下の白色軽石などを含む。碎屑岩脈と周囲との境界はしばしば褐鉄鉱化してい



写真4.2.2-5 地点Fの露頭

a : 基盤岩の碎屑物からなる水成堆積物。ほぼ水平なシルトと細粒砂の互層からなる。

b : 風化堆積物や浮布降下軽石の二次堆積物。aの層理と斜交して、旧地形と調和的に堆積していることから、この谷は岩屑なだれ堆積物が埋積する前に存在していた。

c : 淘汰の悪い岩屑なだれ堆積物。巨礫サイズ以下のシルト、基盤岩、赤褐色および青灰色デイサイトの角礫～亜角礫が泥質の基質中に混在している。デイサイトや基盤岩にはジグソークラックが認められる(写真4.2.2-12)。

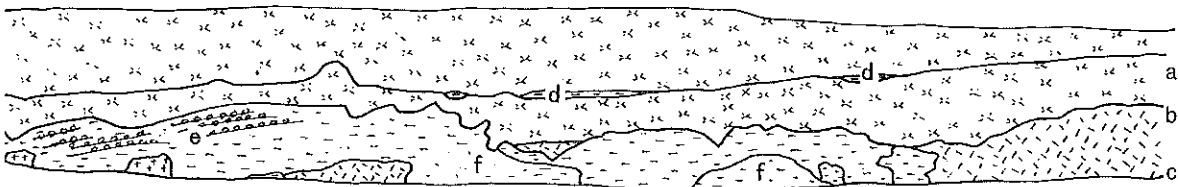


図4.2.2-2 地点Gの露頭

下位の岩屑なだれ堆積物を被覆して2層の火砕流堆積物が認められる。両火砕流の最大層厚は共に約2m。

a : 紫灰色のアッシュフローの層相を呈する火砕流堆積物。中礫サイズ以下のデイサイト岩片を含む。基質は細粒～中粒砂サイズの火山灰である。 b : 灰色のアッシュフローの層相を呈する淘汰の良い火砕流堆積物。径2cm以下の灰色および軽石質のデイサイトを多く含む。基質は細粒砂サイズの火山灰である。炭化木片を含む(表4.2.2-1参照)。 c : 岩屑なだれ堆積物。デイサイト岩片のブロックやシルト、基盤岩のブロック、碎屑岩脈などを含み多様な層相を呈する。 d : 平行葉理の発達したシルト。 e : 軽石の再堆積物。黄色軽石を含み層理が発達している。基質はシルトである。

f : 碎屑岩脈と推定される塊状シルト～粘土。中礫サイズ以下の赤褐色および青灰色デイサイトの角～亜角礫、基盤礫のほか非炭化の木片を含む(写真4.2.2-10参照)。凡例は図4.2.2-4参照。

る(写真4.2.2-19)。

(6) 崩壊した給源に馬蹄型地形が取り残される(Siebert 1984など)。

三瓶火山では東麓に分布する伊比谷岩屑なだれの給源は、馬蹄型地形が残されている女三瓶の北東方である(草野・中山 1999; 福岡・松井 2002)。北麓の立石岩屑なだれの給源は不明であるが、福岡・松井(2002)は崩壊が円頂丘の形成前あるいは形成中に発生し、給源が新しい溶岩に覆われた可能性を示唆した。また、福岡ほか(2002)はいくつかの給源の候補地とその検討すべき問題点を示した。

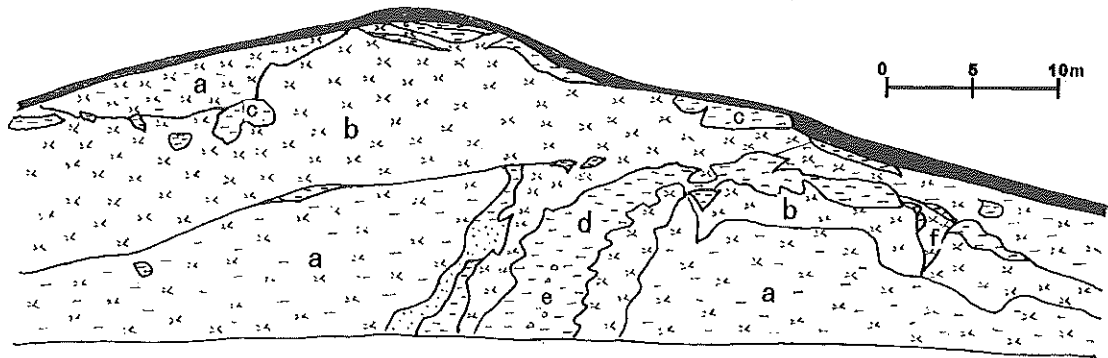
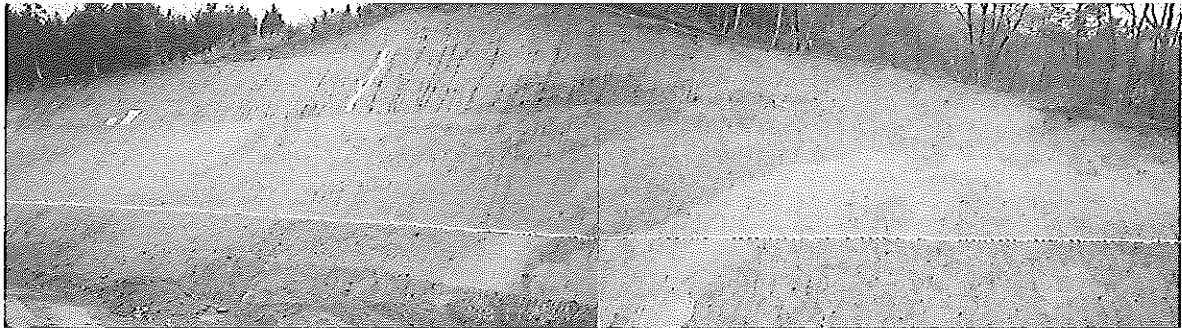
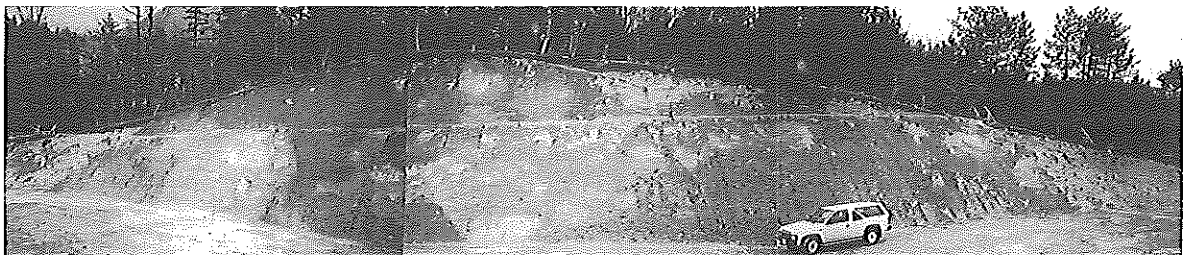


図4.2.2-3 地点Jの露頭 多様な層相を示す岩屑なだれ堆積物。

a : 淘汰の悪い巨礫サイズ以下の青灰色および赤褐色のデイサイト角礫～亜角礫が混在している。基質は泥質の火山灰でMnで黒色化している部分もある。 b : 青灰色または赤褐色デイサイトの角礫～亜角礫とその粉砕物や火山灰を基質とする。フィンガー状に着色している。 c : デイサイトまれに基盤岩片を含むシルト。 d : 灰色シルトの碎屑岩脈。シルトの外縁部10-30cmは黄褐色に縁取りされている。デイサイト、基盤礫、白色軽石を含む。 e : 基盤礫を多く含む部分。 f : 細粒部の基質を欠き、大礫サイズ以下の青灰色および赤褐色デイサイトの角礫～亜角礫が混在する。V字形のチャネルと推定される。凡例は図4.2.2-4参照。



デイサイト礫(またはブロック)	シルト(またはブロック)	黒色土
デイサイト礫(泥質の基質)	基盤岩ブロック	砂
火砕流	軽石の再堆積物	礫

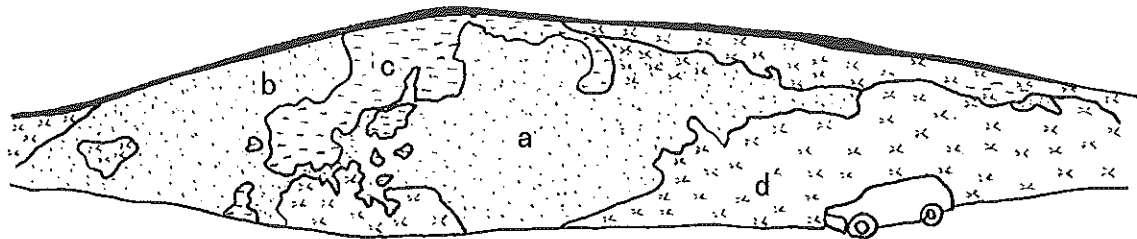


図4.2.2-4 地点Mの露頭 多様な層相を示す岩屑なだれ堆積物

a : 固くしまった黄灰色砂からなる碎屑岩脈。部分的に泥質である。基盤岩の亜円礫やデイサイトの角礫～亜角礫を含むが、表面が変質しているものが多い。 b : 青灰色および赤褐色デイサイトの角礫～亜角礫が混在する。基質は泥質の砂である。 c : 黒灰色の砂～シルト。デイサイト岩片を含む。 d : 淘汰の悪い青灰色デイサイトの角礫～亜角礫と同質の粉砕物からなる。フィンガー状に赤褐色化している部分がある。まれにシルトのブロックを含む。自動車の長さは約4m。



写真4.2.2-6 デイサイト岩片が卓越した「岩塊」部（地点N）
淘汰の悪い巨礫サイズ以下のデイサイトの角礫～亜角礫と、ほぼ同質の基質からなる。ときには直径2mを越えるデイサイト岩片が含まれる。中央部に成層した火山灰層が取り込まれている。その拡大は写真4.2.2-8参照。火山灰層の厚さは約30cm。

写真4.2.2-7 冷却節理面が認められるデイサイト岩片(地点L)
物差しはの長さは1m。

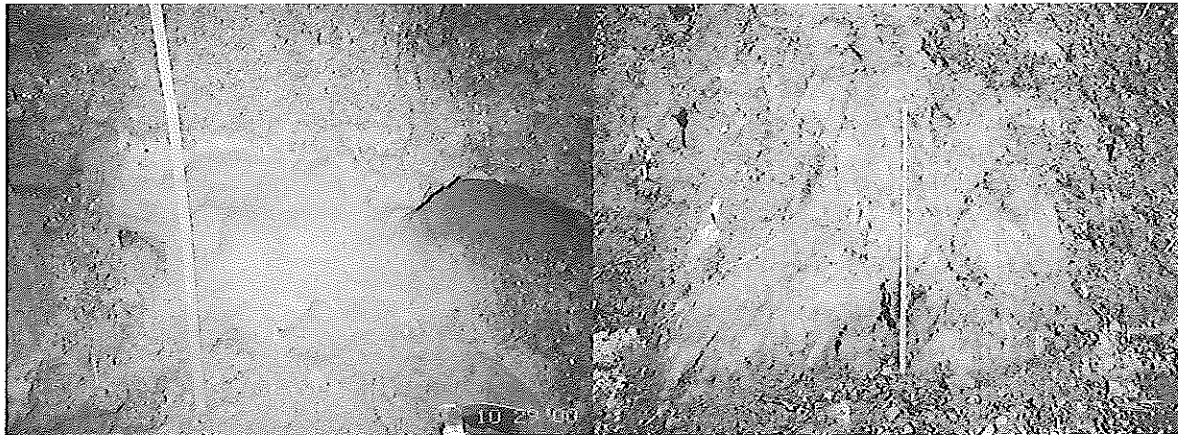


写真4.2.2-8 岩塊に取り込まれた火山灰層（地点N）
層厚20cmの灰褐色の微かに葉理の入った細粒砂サイズの火山灰が、それぞれ層厚約5cmの上下2層の紫灰色の極細粒砂に挟んでいる。6-7mの長さが認められる。火山灰層の厚さは約30cm。

写真4.2.2-9 細粒砂のブロック（または碎屑岩脈）に取り込まれた黒色土壌片（地点H）
物差しはの長さは1m。

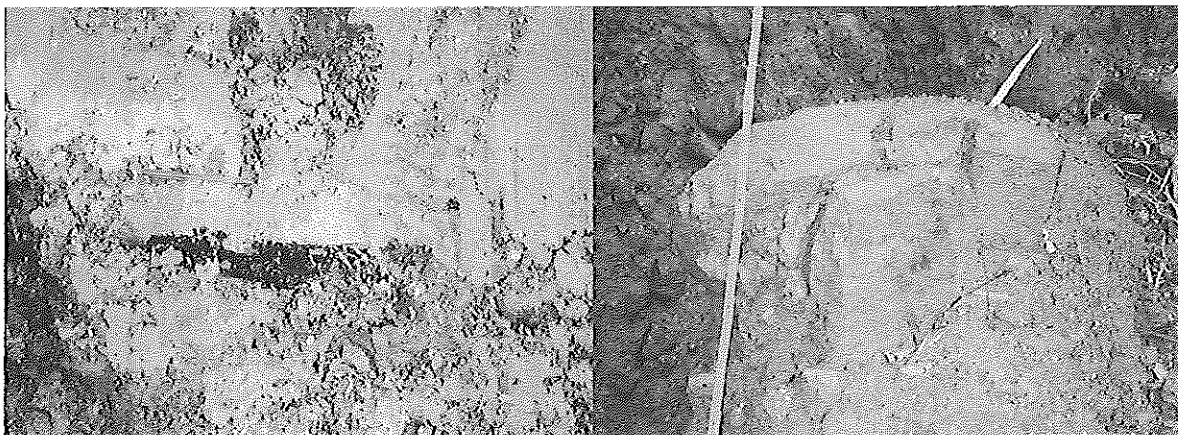


写真4.2.2-10 岩屑なだれ堆積物の泥質の基質中の非炭化木片（地点G：図4.2.2-2のIの粘土層中に挟在）。
黒色であるが炭化はしていない。非炭化木片は下流域の各所で認められる。ペンの長さは約15cm。

写真4.2.2-11 青灰色デイサイトのジグソークラック（地点A）
デイサイトの長径は約60cm。



写真4.2.2-12 基盤岩のジグソークラック（地点F）
大きく三つに分解している。基盤岩全体の長径は約80cm。

写真4.2.2-13 灰色デイサイトのジグソークラック（地点L）
クラックの隙間は下流域のものよりも小さい。物差しの長さは1m。

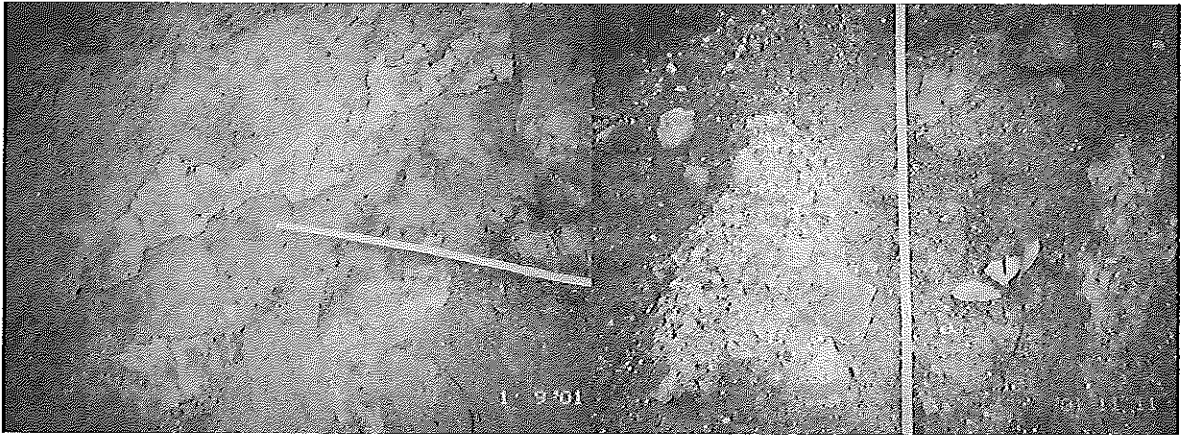


写真4.2.2-14 岩屑なだれ中の引き延ばされたシルト（地点B）
上部のシルトの長さは約1m。

写真4.2.2-15 ジグソークラックが分解して砂状化した基盤岩（地点A）
右側に隣接した紫色の部分も砂状化したデイサイトである。
基盤岩の長径は約40cm。



写真4.2.2-16 河川堆積物に被覆された岩屑なだれ堆積物（地点C）
点線から上部が、層厚約7mのラミナの発達した砂礫層からなる河川堆積物。点線から下部は岩屑なだれ堆積物の「基質」が卓越した層相を示す。淘汰の悪い岩片やデイサイト岩片から構成されるブロック、泥質の基質に非炭化の木片を含む。

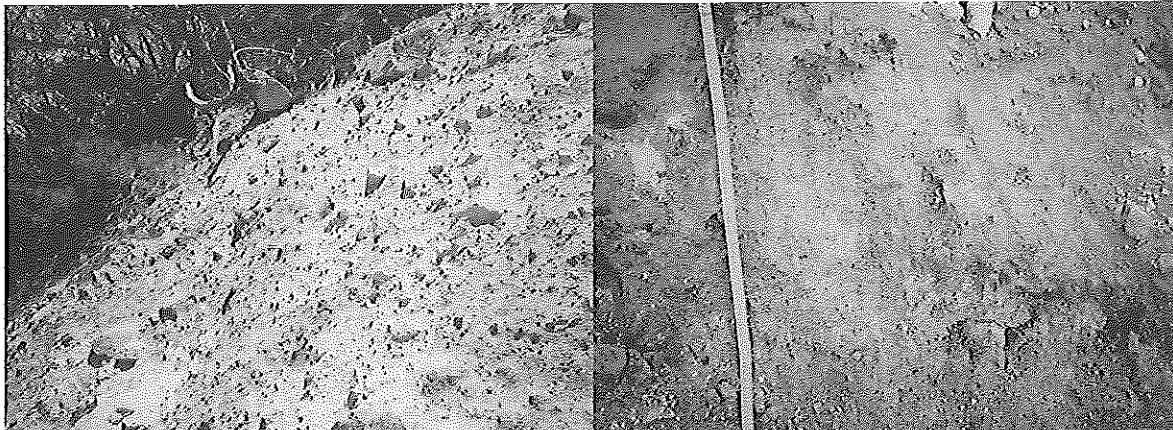


写真4.2.2-17 フィンガー状に着色しているデイサイト(地点I)
境界は明瞭である。このような着色は各所で認められる。
見えている岩片の大きなものは20cm前後である。

写真4.2.2-18 温泉作用で変色した部分(地点L)
このような変色は各所で認められる。物差しの見えている
部分の長さは60cm。



写真4.2.2-19 青灰色シルトの碎屑岩脈(右側)
とデイサイト岩片からなる岩屑なだれ堆積物(左側)(地点K)。
境界は褐鉄鉱化している。碎屑岩脈は各所で認められる。
物差しの長さは1m。



写真4.2.2-20 デイサイト岩片が卓越した「岩塊」相(地点L)
下部は灰色～青灰色、上部約4mは高温酸化により赤褐色化し、
境界は明瞭である。中～下流域では、このような平坦に近い
境界は認められず、すべてフィンガー状をなす。

北の原より下流域で認められる「岩塊」とそれらを充填する基質のフィンガー状の模様（写真4.2.2-17）や成層した火山灰層の取り込み（写真4.2.2-8），地形的な高まりは，全体がブロックとして流動し，流れ山を形成したと推定されるが，北の原周辺のデイサイトの堆積物は無構造で，明瞭な山体の地質構造を示す証拠は断片的である。

鎌田ほか（1996），Kamata and Kobayashi（1997）は九重火山において，自然残留磁化方位が揃い，表面が高温酸化を受けた堆積物を「高温岩屑なだれ堆積物」とした。樫根ほか（2001）は本堆積物の岩塊ブロックに含まれるデイサイトの古地磁気による定置温度や方位を測定し，デイサイト溶岩のせり上がりによる山体崩壊を考えた。北の原付近の本堆積物の上部が高温酸化している（写真4.2.2-20）ことなどからこの考えに矛盾はないが，崩壊の起点に生じるとされる馬蹄型地形の在否については今後検討を要する。

4. 岩屑なだれと火砕流に取り込まれた木片の¹⁴C年代

立石岩屑なだれ堆積物と太平山火砕堆積物に取り込まれた木片の¹⁴C年代は表4.2.2-1のとおりである。地点D以外は3500-3700yBPで，従来測定されている太平山火砕堆積物の年代値（松井 1998など）と調和的である。したがって，立石岩屑なだれに引き続きアッシュフローが流下したことを示す。地点Dの岩屑なだれ中の非炭化木片の年代値が他の値より1000年ほど古くなっていることについては，外来木片を巻き込んだものと考えられる。

表4.2.2-1 木片の¹⁴C年代

地点番号	層 準	¹⁴ C年代 (yBP)	$\delta^{13}\text{C}$ 年代 年代(yBP)	暦 年 代 (cal age, 2 σ)	測定番号	備 考
K	岩屑なだれ	3490±60	3500±60	BC1960-1680	Beta-150837	非炭化木片
G	火 碎 流	3720±60	3690±60	BC2270-2260, BC2220-1910	Beta-150835	炭 化 木 片
D	岩屑なだれ	4690±60	4650±60	BC3630-3570, BC3540-3340	Beta-150836	非炭化木片
C	岩屑なだれ	3710±35	3660±35	BC2140-1940, BC1930-1920	PLD-689	非炭化木片
C	岩屑なだれ	3690±60	3710±60	BC2290-1940	Beta-151900	非炭化木片
E	火 碎 流	3680±60	3690±60	BC2200-1950	Beta-151899	炭 化 木 片

5. 立石岩屑なだれ堆積物と埋没林との関係

溶岩円頂丘の形成中あるいは形成前に発生した立石岩屑なだれ堆積物により，北麓の基盤岩からなる谷は瞬時に埋め尽くされたと考えられる。立石岩屑なだれ堆積物の主部は小豆原川の下流（稚児橋付近から上流）をせき止め，一部は多根方面から尾根を乗り越えて小豆原方面へ流下した。稚児橋では岩屑なだれ堆積物に層理の認められる砂礫層を挟在する（写真4.2.2-1）ことから，岩屑なだれは少なくとも2回発生している可能性がある。岩屑なだれが，埋没林形成に主要な役割を果たしていると考えられるので，今後，この堆積物が埋没林の下部や周辺に残されているかどうかの調査が望まれる。

6. 謝辞

島根大学総理工学部の沢田順弘氏，木村純一氏には野外調査を含めて多大なるご指導，ご助言を頂いたことに厚く御礼申し上げます。

7. 引用文献

- Crandell, D. R., Miller, C. D., Glicken H. X., Christiansen, R. L. and Newhall, C. G. (1984) Catastrophic debris avalanche from ancestral Mount Shasta volcano, California, *Geology*, 12, 143-146.
- 福岡 孝・松井整司(2002) AT降灰以降の三瓶火山噴出物の層序. *地球科学*, 56, 105-122.
- 福岡 孝・中村唯史・松井整司(2002) 三瓶火山の現地形の形成についての考察. *鳥根県地学会会誌*, 17, 5-8.
- 服部 仁・鹿野和彦・鈴木隆介・横山勝三・松浦浩久・佐藤博之(1983) 三瓶山地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 168p.
- 林 正久・三浦 清(1987) 三瓶火山のテフラの層序とその分布. *山陰地域研究(自然環境)*, 3, 43-66.
- 鎌田浩毅・星住英夫・川辺禎久・伊藤順一・渡辺一徳・横山 勝三(1996) 九重火山の小規模火砕流堆積物と高温岩屑なだれ堆積物. *日本火山学会講演予稿集*, 1996(2), 121.
- Kamata, H and Kobayashi, T (1997) The eruptive rate and history of Kujū volcano in Japan during past 15,000 years. *Jour Volcanol Geotherm Res*, 76, 163-171.
- 樫根知夏子・沢田順弘・兵頭政幸・福岡 孝・松井整司(2001) 三瓶火山における火砕流-岩屑なだれ堆積物の定置温度見積もりと給源推定. *日本地質学会第108年学術大会講演要旨*, p. 140.
- 草野高志・中山勝博(1999) ブロックアンドアッシュフローの堆積過程(予察): 鳥根県三瓶火山の太平山火砕流堆積物の例. *火山*, 44, No. 3, 143-156.
- 松井整司(1998) 三瓶火山の噴出物とその年代. *志津見ダム建設予定地内埋蔵文化財発掘調査報告書5, 板屋Ⅲ遺跡・付編*, 建設省中国地方建設局・鳥根県教育委員会, 127-136.
- 松井整司(1999) 縄文の森「三瓶小豆原埋没林」。日本地質学会News, 2(3), 2-3.
- 松井整司・井上多津男(1971) 三瓶火山の噴出物と層序. *地球科学*, 25, 147-163.
- 三村弘二・遠藤秀典(1997) 磐梯山南西麓の岩屑堆積物大断面が示す磐梯火山の崩壊と再生の歴史. *火山*, 42, No. 5, 321-330.
- Siebert, L (1984) Large volcanic debris avalanches: Characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. *Jour Volcanol Geotherm Res*, 22, 163-197.
- 宝田晋治(1991) 岩屑流の流動・堆積機構-田代岳火山起源の岩瀬川岩屑流の研究-. *火山*, 36, No. 1, 11-23.
- Ui, T. (1983) Volcanic dry avalanche deposits-identification and comparison with Nonvolcanic debris stream deposits. *Jour Volcanol Geotherm Res*, 18, 135-150.
- Ui, T., Kawauchi, S. and Neall, V. E. (1986a) Fragmentation of debris avalanche material during flowage-Evidence from the Pungarehu Formation, Mount Egmont, New Zealand. *Jour Volcanol Geotherm Res*, 27, 255-264.
- Ui, T., Yamamoto, H. and Suzuki-Kamata, K. (1986b) Characterization of debris avalanche deposits in Japan. *Jour Volcanol Geotherm Res*, 29, 231-243.
- 宇井忠英(1988) 火山現象としての岩屑流. *サイエンス*, 18, 60-70.