

第3節 三瓶埋没林共同調査

(1) 古地磁気学的手法によって見積もられた定置温度から見た三瓶火山 立石岩屑なだれ

沢田順弘(鳥根大学総合理工学部地球資源環境学教室)・檜根知夏子(同)・
兵頭政幸(神戸大学内海域機能教育研究センター)

1. はじめに

三瓶火山の男三瓶山溶岩ドームの北麓に広がる完新世の立石岩屑なだれ堆積物(福岡・松井, 2002)は, 従来, 男三瓶山に隣接する北側では北の原溶岩流(服部ほか, 1983), それより遠方では長者原火砕流(松井・井上, 1971)とされていたものである。この立石岩屑なだれ堆積物の給源と発生原因について推定するために, 男三瓶山(標高1126m)の北側, 標高730m地点での50m掘削試料から北側標高250mの下多根まで, 9地点において, 岩塊を採取し, 段階熱消磁実験を行い, 岩塊中に含まれる磁性鉱物の特性を明らかにし, 定置温度を見積もったので報告する。それらの結果と岩石学的な諸特徴と定置温度分布から, 給源の推定と発生原因についても議論する。

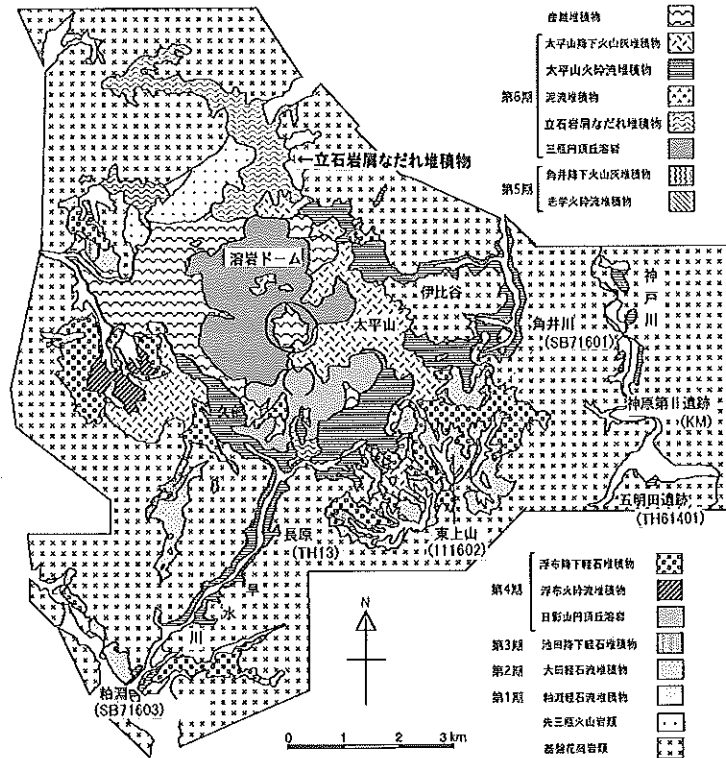


図4.3.1-1 三瓶山周辺の地質図と試料採取地点
地質図は松井・井上(1971)及び服部ほか(1983)による

2. 火山活動史

三瓶山は山陰中央部(東経132° 30′ ~132° 30′, 北緯35°)に位置する第四紀後期の火山である。三瓶山中央部には, 室ノ内と呼ばれる直径約1 kmの火口があり, それを囲んで男三瓶(1126.2m), 女三瓶(957m), 太平山(860m), 孫三瓶(907m), 子三瓶(961m)が環状に配列し, これから南東にやや離れて日影山がある。三瓶火山の活動期を松井・井上(1971)は6期(図4.3.1-1)に, また服部ほか(1983)は4期に区分した。ここで報告する立石岩屑なだれは松井・井上(1971)の第5または6期に相当するものである。

第5期は志学降下火山灰・志学火砕流角井降下火山灰・長者原火砕流・三瓶山頂丘溶岩からなる。志学火砕流および長者原火砕流中の炭化木片の¹⁴C年代はそれぞれ4780±100y.B.P.(松井, 1998), 4310±80y.B.P.(松井, 1994)である。ただし, 長者原火砕流中の炭化木片は外来の可能

性が指摘されている（松井整司，私信）。

第6期は三瓶円頂丘溶岩，太平山降下火山灰・太平山火砕流・最新降下火山灰からなる。太平山火砕流堆積物にはサージ堆積物が伴われる。太平山火砕流・サージ堆積物は給源である太平山火砕丘周辺の他，主に東-東南と南方に流下した。炭化木片の¹⁴C年代は $3530 \pm 100 \sim 3700 \pm 130$ y.B.P.である（松井，1998）。三瓶円頂丘のうち，男三瓶山と女三瓶山は，地磁気の永年変化から $3700 \sim 3800$ y.B.P.と推定されている（沢田ほか，1999）。

3. 立石岩屑なだれ堆積物の記載

三瓶円頂丘の北麓から北西方向の谷沿いに分布する堆積物（SMU，SB71602，SB80401，102003，SB11，SB80402，SB8，SB7，SB9）

は，松井・井上（1971）では長者原火砕流堆積物，服部ほか（1983）では多根火砕流堆積物と北の原溶岩流の一部，林・三浦（1987）では三瓶多根火砕流堆積物と三瓶円頂丘溶岩の一部とされた地域である（2図）。松井・井上（1971）は，上面が平坦であること，粘性の高い溶岩が円頂丘末端から約1.5kmも流動し得ないと考え，火砕流であるとしているのに対し，服部ほか（1983）は上面に比高の大きなしわ模様と末端に最大比高60mに達する急崖が存在することから，表層部に厚い流動角礫を伴った高粘性の塊状溶岩であるとした。福岡・松井（2002）は，これらの堆積物を再調査した結果，岩屑なだれの特徴が認められたことから，立石岩屑なだれ堆積物と呼称した。

各試料の採取地点を図4.3.1-2に示す。

(1) SMU

SMUは，男三瓶山の頂上（1126m）から北に800m下った台地状のくびれ地形（730m）で採取された深さ50mのボーリングコアである（図4.3.1-2）。5mごとのコアの写真4.3.1-1，写真4.3.1-2に示した。地表から-12.4mまでは泥，灰色や赤褐色の砂や角礫からなり，-12.4mから-14mまでは灰色や赤褐色の破碎した岩片と砂，-14mから-26mまでは赤褐色を呈した砂や約5cm前後の破碎した岩塊からなる。-26mから下は赤褐色を呈した岩塊で所々に3cm前後の角礫に破碎しているのが確認できる。-35m付近では灰色の岩塊も含まれる。

(2) SB71602とSB80401

SB71602とSB80401は男三瓶溶岩ドームの山頂から1.5kmの地点にあり，淘汰が悪く，灰色～青灰色を呈した数10cm（最大粒径1m）のデイサイト岩片からなる岩片支持の堆積物である。露頭

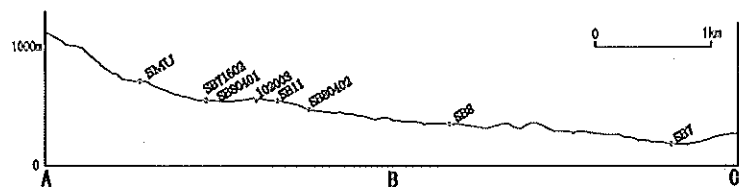
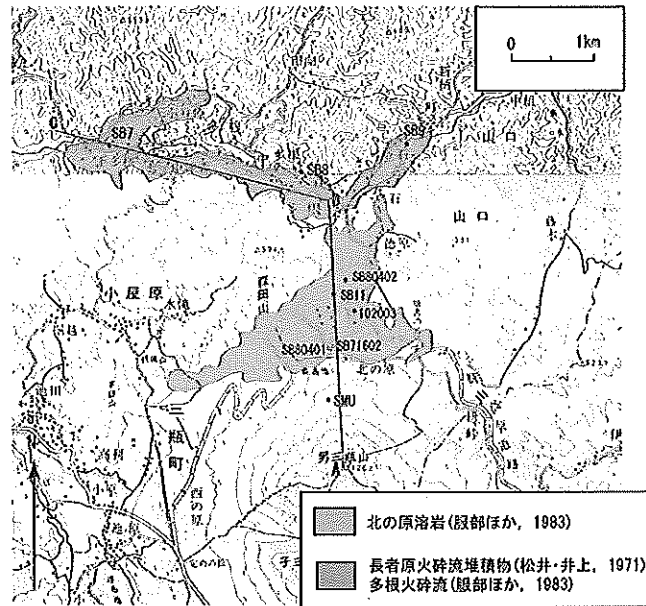


図4.3.1-2 立石岩屑なだれ堆積物のサンプル採取地点と地形断面図

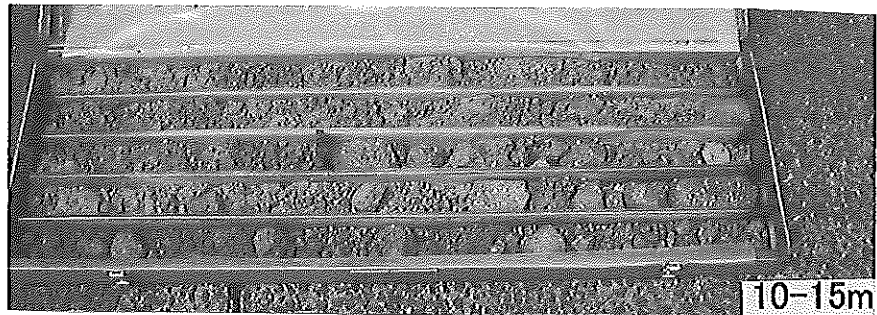
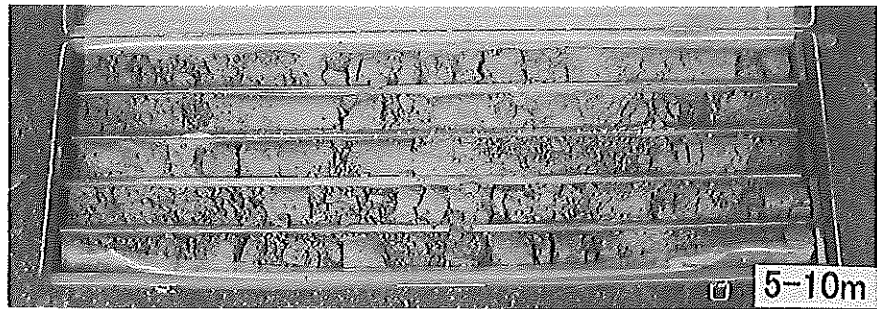
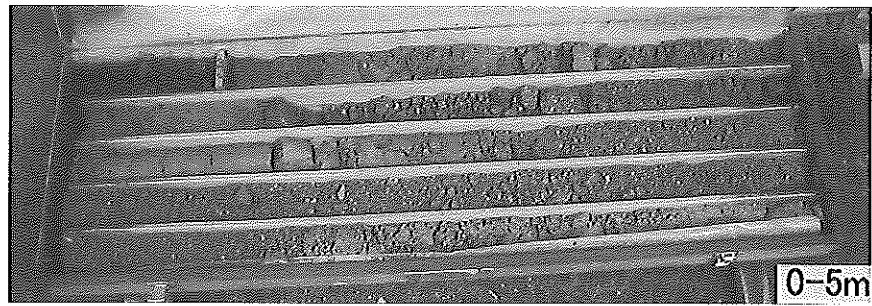


図4.3.1-1 写真：ボーリングコア (0～25m)

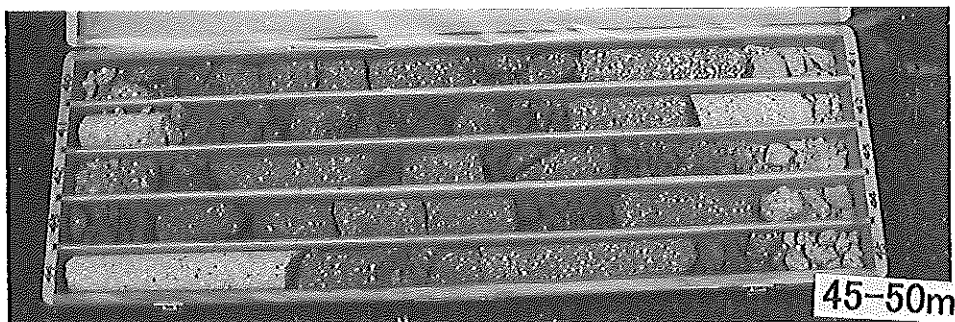
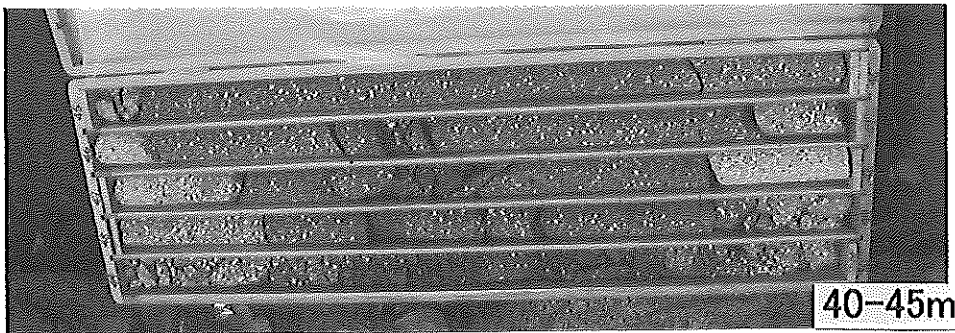
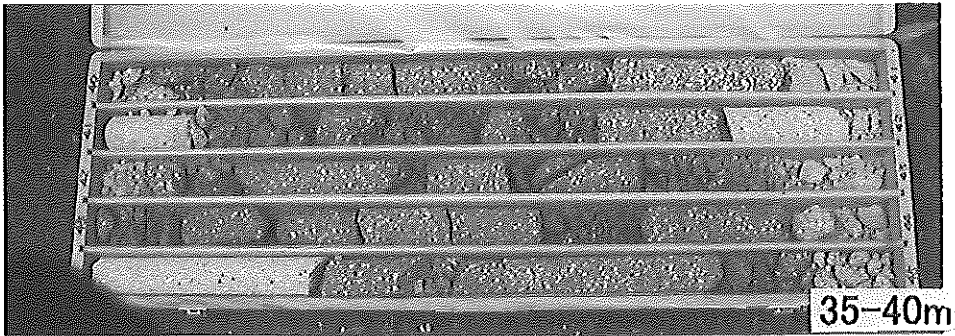
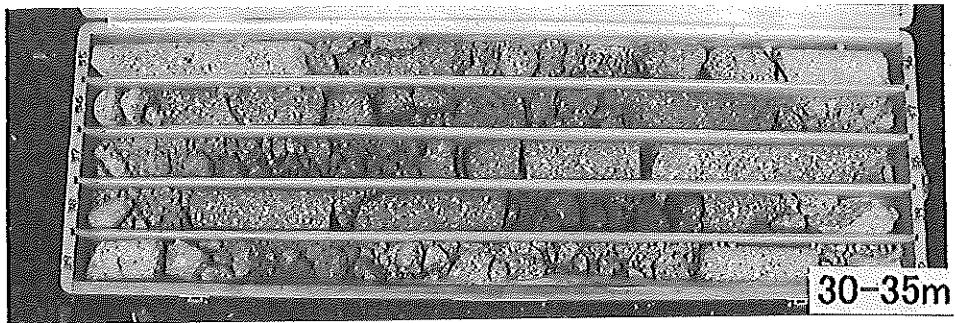
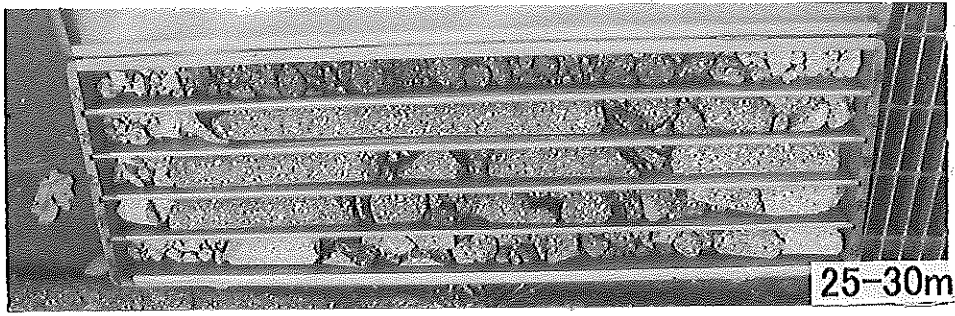


写真4.3.1-2 写真：ボーリングコア (-25～-50m)

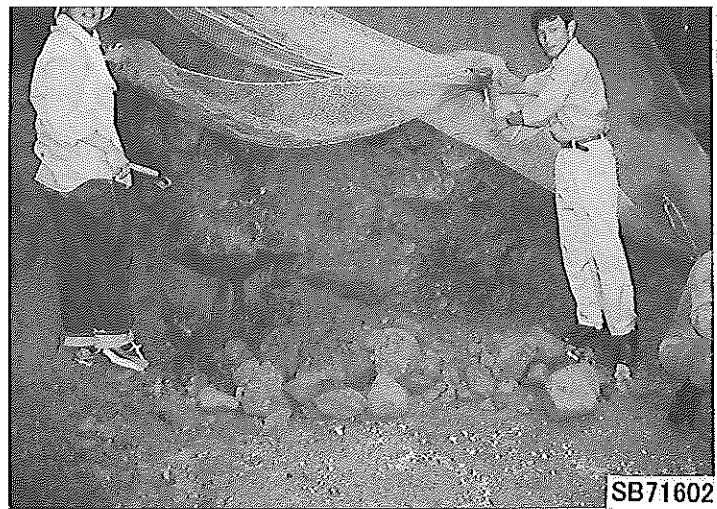
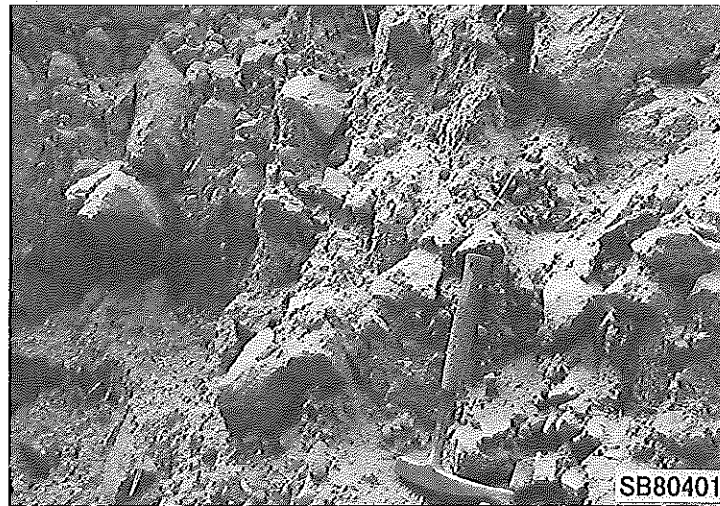
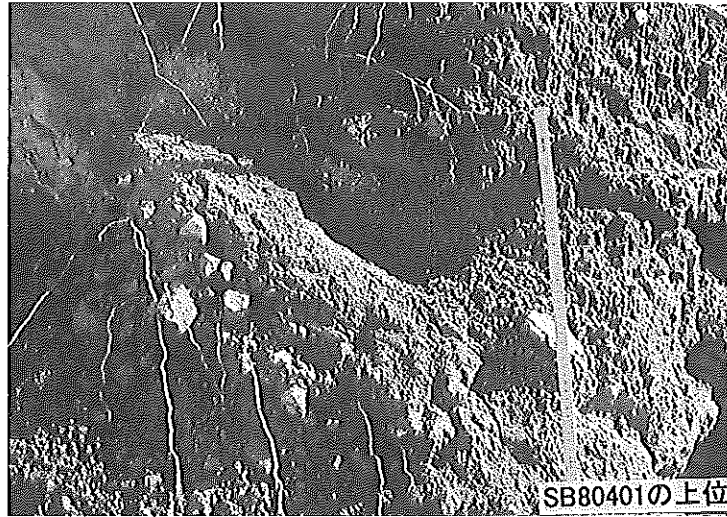


写真4.3.1-3 露頭写真 (SB80401,SB71602)



写真4.3.1-4 露頭写真（上:102003, 下:SB11）



写真4.3.1-5 露頭写真 (SB80402)

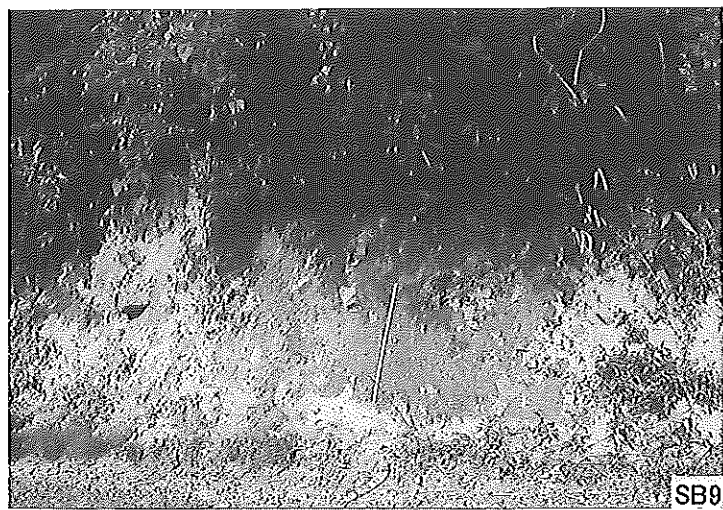
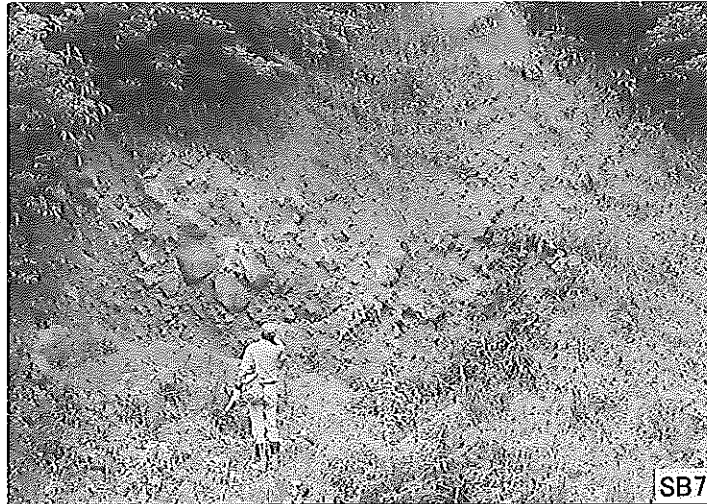


写真4.3.1-6 露頭写真（上:SB 7、中:SB 8、下:SB 9）

写真を写真4.3.1-3に示した。岩片には、冷却節理面やジグソークラックが発達したのも確認できる。岩塊を充填する基質は淘汰が悪く、中粒～細礫の灰色を呈したデイサイトの碎屑物からなる。SB80401の上部には赤色化した層が確認でき、赤褐色の岩片のほかに灰色～青灰色岩片も含まれる。この層は層厚20cmで下部（粒径1mm）から上部（粒径5mm）に向かって逆級化している。基質は赤褐色を呈し、淘汰が悪く、細粒～細礫サイズの岩片からなる。

(3) SB11, 102003

SB11, 102003はSB80402からそれぞれ250m, 350m山体から離れた地点である。赤褐色や灰色のデイサイト岩片と同色の基質のみで構成された部分は、やや岩片に偏りがあるものの赤褐色や灰色の岩片がほぼ均質に含まれている（写真4.3.1-4）。岩片は亜角礫～亜円礫、最大粒径70cm、平均粒径10-15cmで、淘汰は悪い。基質は数mm～粗粒のデイサイト岩塊と同質の碎屑物である。

(4) SB80402

SB80402では、巨礫を含む不淘汰なデイサイト岩塊（平均粒径20cm、最大粒径200cm）からなり、岩塊がSB11や102003に比べより少なくなり、基質支持の堆積物で、上部が赤色化しているのが確認できる（写真4.3.1-5）。上部の赤色層は、赤褐色のデイサイト岩片のほか、灰色～青灰色の岩片も含まれる。下部は灰色～青灰色で、赤褐色の岩片はほとんど含まれない。岩塊は、未発泡で冷却節理面やジグソークラックが発達したのも確認できる。基質は中粒～粗粒のデイサイト岩塊と同質の粉砕物のみで構成される。

(5) SB 7, SB 8, SB 9

SB 7は、不淘汰な基質支持の堆積物で、間には3cm前後の細粒火山灰層が挟まれる（写真4.3.1-6）。岩片は発泡していない灰色や赤褐色を呈する亜角礫～亜円礫のデイサイトで、火山灰層の上部では最大粒径15cm、平均粒径4cm、下部では最大粒径65cm、平均粒径10-15cmである。基質は5-10mmの礫からなり、細粒の火山灰は少ない。

SB 8では、不淘汰な基質支持の堆積物で、青灰色を帯びたところが明瞭に確認できる（写真4.3.1-6）。青灰色の部分では、同色のデイサイトと礫、火山灰からなる。岩片は青灰色や赤褐色を呈した亜角礫～亜円礫のデイサイトで、最大粒径60cm、平均粒径10-20cmで発泡はしていない。

SB 9では、不淘汰な基質支持の堆積物で、大礫が点在する（写真4.3.1-6）。岩片は最大粒径50cm、主に青灰色や赤褐色を呈した亜角礫のデイサイトであるが、約20cm前後の花崗岩や基盤岩類などもみられる。

以上の堆積物の性質をまとめると、これらの堆積物は山体から離れるにつれ、角礫状溶岩様の基質の少ないものから、基質の量が増し、岩塊支持から基質支持になる。また基質には火山灰がほとんどなく、岩片の碎屑物で構成されるといった岩屑なだれの特徴が認められる。SB80402, SB11, 102003では、付近に流れ山を形成し、三瓶溶岩円頂丘の北縁の谷地形に沿って流下した岩屑なだれ堆積物が確認できる（写真4.3.1-2）。

4. 立石岩屑なだれ堆積物中の岩塊の岩石記載

(1) [SMU-8] ボーリングコア 青灰色を呈したデイサイト

(斑晶) 斜長石：半自形～自形。アルバイト式双晶・カールスバット式双晶をもつ。ふるい状組織、集斑状組織や累帯構造を示す。石英・ジルコンを包有するものもある。最大3.5mm、平均0.8mm。石英：他形で融食形を示す。最大1.3mm、平均0.3mm。角閃石：半自形～自形。淡黄色～

緑色。最大0.5mm, 平均0.3mm。黒雲母：半自形～自形。石英・斜長石を包有する。最大1.5mm, 平均0.8mm。不透明鉱物：半自形～他形。最大0.3mm、平均0.2mm。

(石基) ガラス, 斜長石, 石英, 不透明鉱物 (0.07mm)

(2) [SMU-2] ポーリングコア 赤褐色を呈したデイサイト

(斑晶) 斜長石：半自形～他形。アルバイト式双晶・カールスバット式双晶をもつ。ふるい状組織, 集斑状組織や累帯構造。石英・不透明鉱物を包有する。最大4.3mm, 平均1.5mm。石英：他形で融食形を示し, クラックをもつ。最大2.5mm, 平均1mm。黒雲母：半自形～他形。オパサイト化している。斜長石・石英・不透明鉱物を包有する。最大2.5mm, 平均0.8mm。角閃石：半自形～自形, オパサイト化している。斜長石・石英を包有する。最大1mm, 平均0.5mm。斜方輝石：半自形, 0.3～0.5mm。不透明鉱物：0.2～0.5mm

(石基) ガラス, 斜長石, 石英, 不透明鉱物 (0.03mm)

(3) [SB80401-6] 青灰色を呈したデイサイト

(斑晶) 斜長石：半自形。アルバイト式双晶・カールスバット式双晶をもつ。ふるい状組織, 集斑状組織や累帯構造。石英・不透明鉱物を包有するものもある。最大5.5mm, 平均0.8mm。石英：他形で融食形を示す。最大1.5mm, 平均0.6mm。角閃石：半自形～自形。オパサイト化している。最大1mm, 平均0.4mm。黒雲母：半自形。石英・斜長石を包有する。最大3mm, 平均1mm。斜方輝石：半自形～自形, 0.3mm。不透明鉱物：融食形を示す。最大0.5mm, 平均0.2mm。

(石基) ガラス, 斜長石, 石英, アパタイト, 不透明鉱物 (0.05mm)

(4) [SB7-2] 青灰色を呈したデイサイト

(斑晶) 斜長石：半自形～自形。アルバイト式双晶・カールスバット式双晶をもつ。ふるい状組織, 集斑状組織や累帯構造。石英を包有する。最大4.7mm, 平均1mm。石英：他形で融食形を示す。最大2.3mm, 平均0.5mm。角閃石：半自形～自形。オパサイト化している。最大1.3mm, 平均0.4mm。黒雲母：半自形～自形。オパサイト化し, 石英・斜長石を包有するものもある。最大2mm, 平均1mm。斜方輝石：半自形～自形, 0.2mm～0.8mm。単斜輝石：他形。0.2mm。不透明鉱物：融食形を示す。最大0.5mm, 平均0.2mm。

(石基) ガラス, 斜長石, 石英, カリ長石, 不透明鉱物 (0.1mm)

(5) [SB7-4] 赤褐色を呈したデイサイト

(斑晶) 斜長石：半自形～他形。アルバイト式双晶・カールスバット式双晶をもつ。ふるい状組織, 集斑状組織や累帯構造。石英・不透明鉱物を包有するものもある。最大4.5mm, 平均1.5mm。石英：他形で融食形を示し, クラックをもつ。最大2.5mm, 平均1mm。黒雲母：半自形～他形。オパサイト化している。斜長石・不透明鉱物を包有する。最大2.5mm, 平均0.8mm。角閃石：半自形～自形, 淡黄色～緑色。斜長石・石英・斜方輝石を包有するものもある。最大1mm, 平均0.6mm。不透明鉱物：0.2～0.4mm

(石基) ガラス, 斜長石, 石英, 不透明鉱物 (0.03mm), 斜方輝石

5. 古地磁気測定による定置温度見積もり

(1) 岩石試料の採取

立石岩層なだれ堆積物 (SB7～9, SB11, SB71602, SB80401-02, 111602) については, 各サイトから灰色～青灰色を呈したデイサイト岩片と赤褐色を呈したデイサイト岩片を4～10個ずつ定

方位で採取した。SMUでは地表から-14～-48mの部分で約5m間隔に計8個のサンプルを使用した。

(2) 測定方法

採取した試料はすべて実験室内で直径1インチ高さ1インチの円筒形の測定用試料に整形し、スピナー磁力計（夏原技研製，SMM-88）により残留磁化を測定した。測定ノイズレベルは258回スタッキングで約 2×10 emuである。パイロットサンプルとして各サイト2個ずつ、試料を680℃まで段階熱消磁実験を行った。段階熱消磁実験は最初スピナー磁力計で室温の試料の自然残留磁化を測定し、100-500℃までは50℃刻みで、500℃以上では30℃刻みで680℃まで熱消磁と測定を繰り返した。680℃までに磁化強度が全体の5%以下になるものはそこで消磁実験を打ち切った。これらのデータから特徴的磁化成分をカーシュヴィンクの主成分分析法（Kirschvink、1980）により取り出した。

(3) 測定結果

各サイトの段階熱消磁の結果は、シュミットネット図を図4.3.1-3、図4.3.1-4に、ザイダーベルト図と磁化強度変化を図4.3.1-5～図4.3.1-13に示した。1成分のものは低温成分として示した。

①SB7, SB8, SB9, SB80402

SB7, SB8, SB9, SB80402では磁化強度変化は各サイトで代表的なものだけを示した。SB8-1, SB8-3, SB80402-4を除くすべての試料で1成分が認められるが、まとまりを示すものはなく、どれもばらついている（図4.3.1-5～図4.3.1-8）。SB8-1, SB8-3, SB80402-4は2成分が認められるが、低温成分や高温成分でもまとまりはみられない。磁化強度変化の特徴には次の2種類が認められる。一つは図4.3.1-5～図4.3.1-8のSB7-1, SB8-2, SB9-2, SB80402-2にみられるように500℃付近までは熱消磁を行う前の磁化強度の40%以内で緩やかな減少をし、530℃以上で急激に減少しはじめ、590℃でほとんどの磁化を失う試料である。他の一つはSB7-3, SB8-1, SB9-1, SB80402-8のように100-200℃まではほとんど強度が変わらず、200-250℃で熱消磁を行う前の磁化強度の約20%以上を失った後、再び400℃まで横ばいになり、450℃からは減少し、650℃でほとんどの磁化を失う試料である。前者は青灰色～灰色を呈したデイサイト岩片で、後者は赤褐色を呈したデイサイト岩片でみられる。これらの特徴は以下に示したSB11, 102003, SB71602, SB80401, SMUでも認められる。

②SB11

SB11-1, SB11-2, SB11-4, SB11-7は1成分、SB11-8, SB11-9, SB11-10は2成分、SB11-5, SB11-6は3成分確認できる（図4.3.1-9）。ザイダーベルト図上で、1成分からなる試料や2成分以上からなる試料は、どの方向もばらつくが、SB11-5, SB11-9, SB11-10の低温成分は類似する。

③102003

全ての試料で2成分確認できる（図4.3.1-10）。102003-3, 102003-6の低温成分（300℃以下）と102003-2, 102003-5の高温成分（250℃以上）は類似している。その他の試料は、低温・高温成分ともに方向はばらつく。

④SB71602, SB80401

ザイダーベルト図上では、SB71602-4, SB71602-5, SB80401-1, SB80401-3, SB80401-4, SB80401-5は2成分、その他は1成分確認できる（図4.3.1-11, 図4.3.1-12）。2成分みられる試料は

高温成分を採用し、シュミットネット図にプロットした(図4.3.1-3, 図4.3.1-4)。SB71602の平均磁化方向は $D=358.0$, $I=50.3$, $k=92.7$, $\alpha 95=6.3$, SB80401の平均磁化方向は $D=15.7$, $I=47.0$, $k=116.4$, $\alpha 95=6.2$, 両方あわせた平均磁化方向は $D=6.4$, $I=49.0$, $k=66.9$, $\alpha 95=5.1$ とそろった方向を示す。これらの試料の磁化強度変化は、すべて青灰色～灰色を呈したデイサイト岩片の特徴をもつ。

⑤SMU

SMUはボーリングコアのため、伏角のみをサイダ-ベルト図に示す(図4.3.1-13)。伏角は 44.5° (SMU-4:深度-34.8m)～ 52° (SMU-8:深度-14.0m)の正磁極を示す。磁化強度変化は、青灰色～灰色を呈したSMU-8を除く試料は全て赤褐色を呈したデイサイト岩片の特徴をもつ。

(4) 掘削コアと立石岩屑なだれ堆積物の定置温度見積もり

SB7, 8, 9, SB80402では当時の地磁気方位を示す成分はみられず、すべてバラバラな方向を向いており、灰色または赤褐色を呈したデイサイトからなることから定置温度は 250°C 以下と推定される(11図～14図)。

SB11ではSB11-5, SB11-9, SB11-10の低温成分が類似し、当時の地磁気方位に近い方向を示すため、定置温度はそれぞれ $300-350^\circ\text{C}$, $400-450^\circ\text{C}$, $450-500^\circ\text{C}$ とした(図4.3.1-9)。他の試料は3成分確認できるものもあるがすべてそろわないため 250°C と見積もられる。

102003では102003-2と102003-5の高温成分(250°C 以上)は当時の地磁気方位を示すため、定置温度はキュリー温度以上と考え、 590°C 以上で定置したと推定される(図4.3.1-10)。102003-3と102003-6は低温成分(300°C 以下)の成分が類似し、当時の地磁気方位を示すため、低温成分の最大の消磁段階である 300°C から次の消磁段階である 350°C の間で定置したと考えられ、定置温度を $300-350^\circ\text{C}$ と推定した。

SB71602とSB80401では、ほとんどの試料が1成分からなり、当時の地磁気方位を示す(図4.3.1-11, 図4.3.1-12)。また、岩片はすべて青灰色～灰色デイサイトの磁化強度の特徴がみられるため、定置温度はキュリー温度以上と考え、 590°C 以上で定置したと推定される。

SMUではすべての試料で類似した伏角をもつ。SMU-8を除く試料の磁化強度は、赤褐色を呈したデイサイト岩片の特徴をもち、SMU-8は青灰色～灰色デイサイトの特徴がみられたことから、 590 または 650°C 以上で定置したと推定される(図4.3.1-13)。

6. 考察

(1) 岩屑なだれ堆積物中の磁性鉱物

本報告の対象となった立石岩屑なだれ堆積物中のデイサイト岩片と男三瓶溶岩ドームデイサイトは磁性鉱物の特徴と岩相から次のA, Bの2種類に区分される(図4.3.1-14)。

①灰色-青灰色を呈したデイサイトで、段階熱消磁による磁化強度変化の特徴は 450°C 付近まではほとんど変化はなく、 500°C 以上で急激に減少しはじめ、 590°C でほとんどの磁化を失う。おそらくこの岩片の磁性を支配している鉱物は、 450°C から 590°C にキュリー点をもつチタン磁鉄鉱～磁鉄鉱であると考えられる。

②赤褐色を呈したデイサイトである。段階熱消磁による磁化強度変化は、 $200-250^\circ\text{C}$, $400-500^\circ\text{C}$, $590-650^\circ\text{C}$ で磁化強度の減少が認められる。これは、これら3点にキュリー点をもつ磁性鉱物、すなわち鉄硫化物、チタン磁鉄鉱～磁鉄鉱、ヘマタイト-マグヘマイトと考えられる。

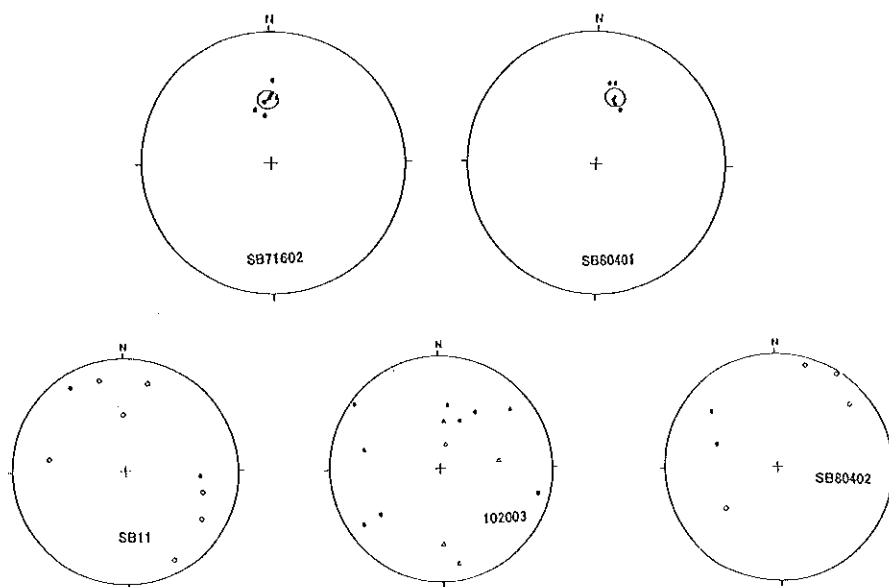


図4.3.1-3 立石岩屑なだれ堆積物(SB71602, SB80401, SB11, 102003, SB80402)のシュミットネット図

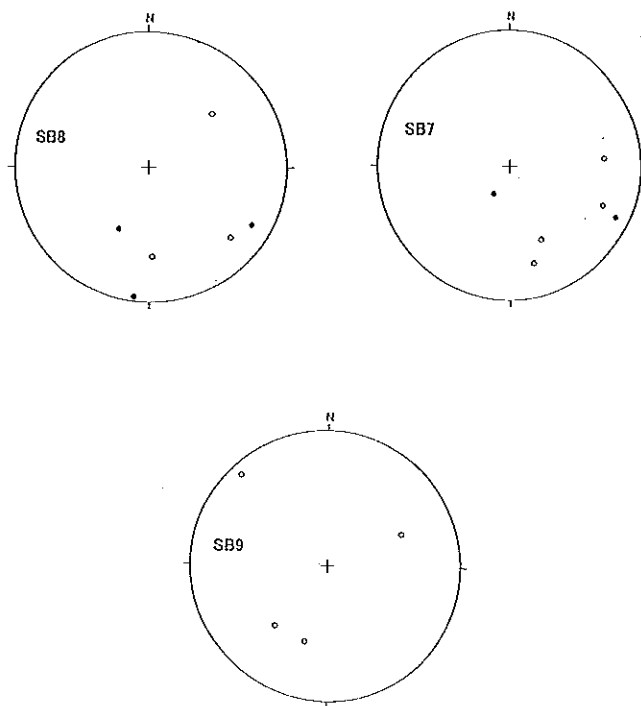


図4.3.1-4 立石岩屑なだれ堆積物(SB7, SB8, SB9)のシュミットネット図

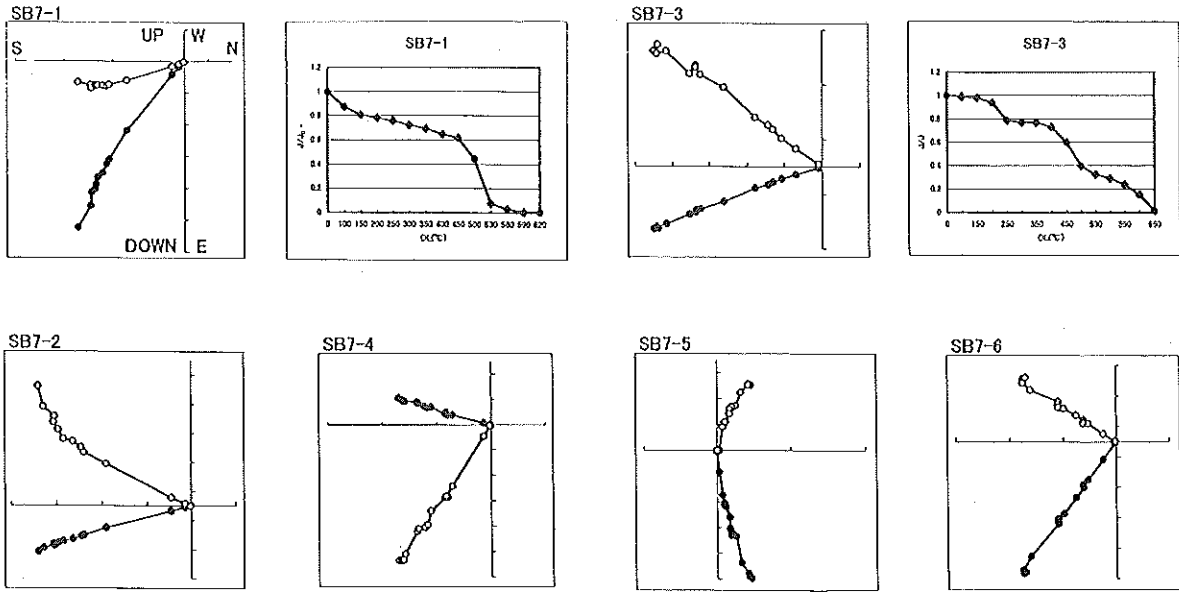


図4.3.1-5 立石岩屑なだれ堆積物(SB7)のサイダーベルト図と磁化強度変化

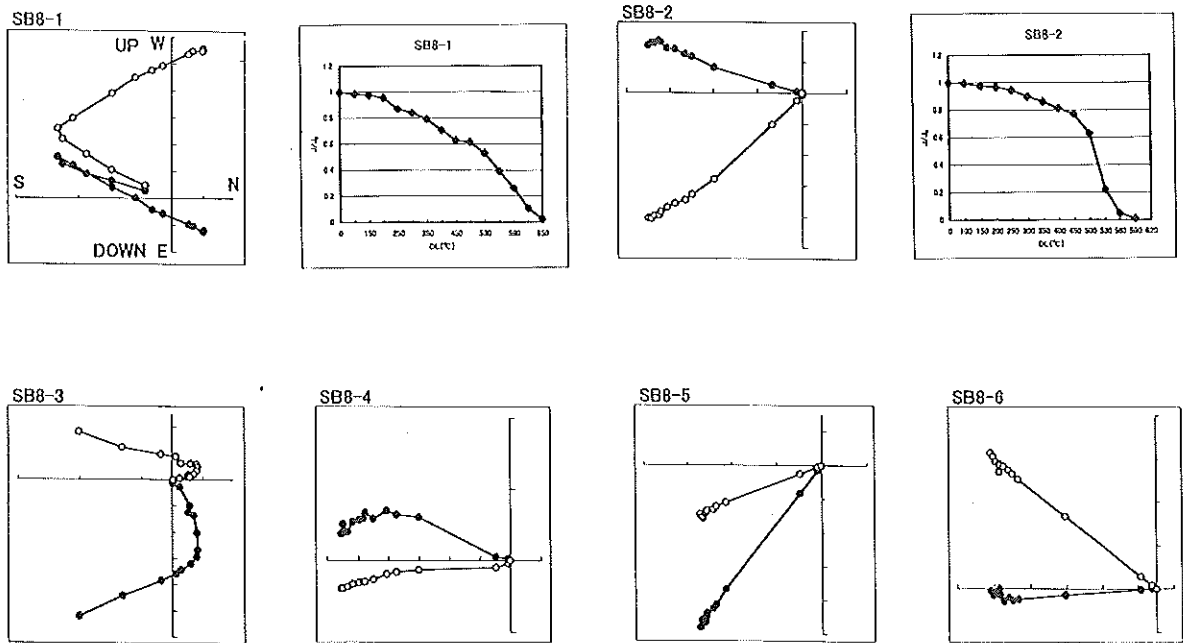


図4.3.1-6 立石岩屑なだれ堆積物(SB8)のサイダーベルト図と磁化強度変化

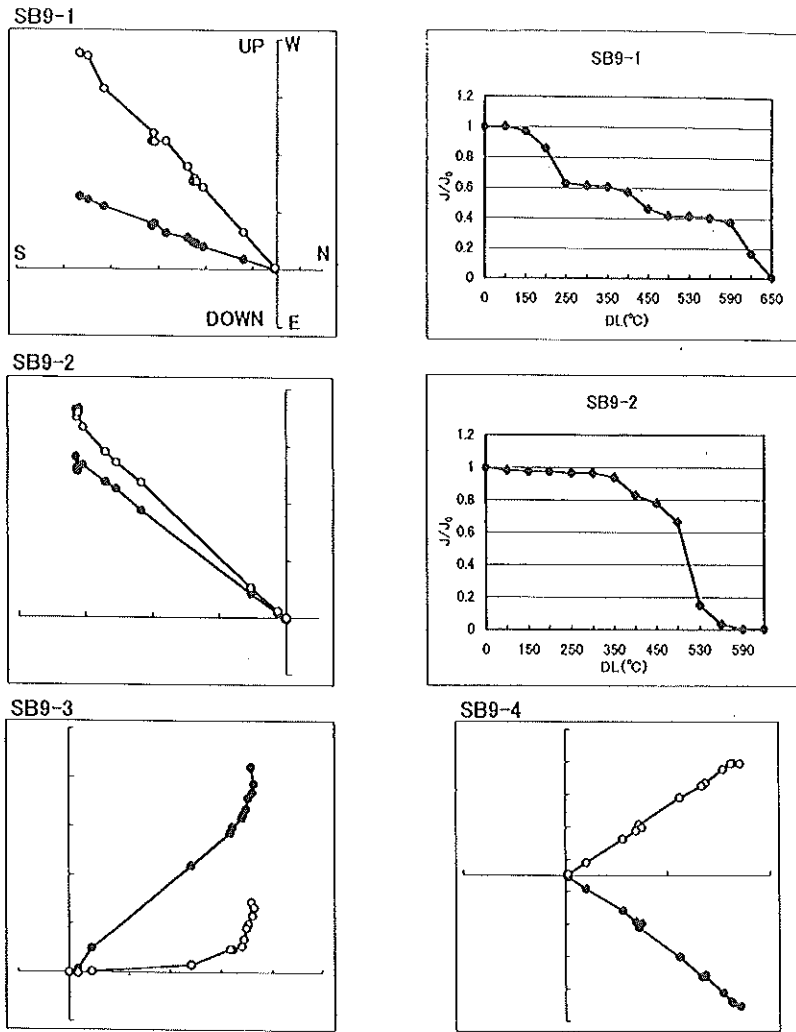


図4.3.1-7 立石岩屑なだれ堆積物(SB9)のザイダーベルト図と磁化強度変化

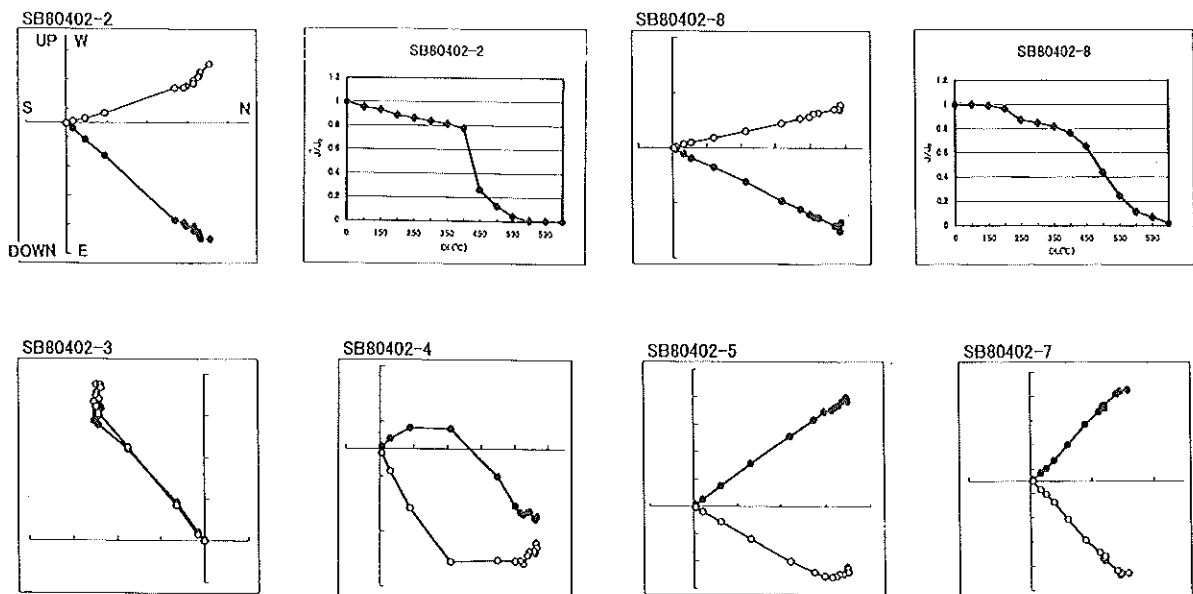


図4.3.1-8 立石岩屑なだれ堆積物(SB80402)のザイダーベルト図と磁化強度変化

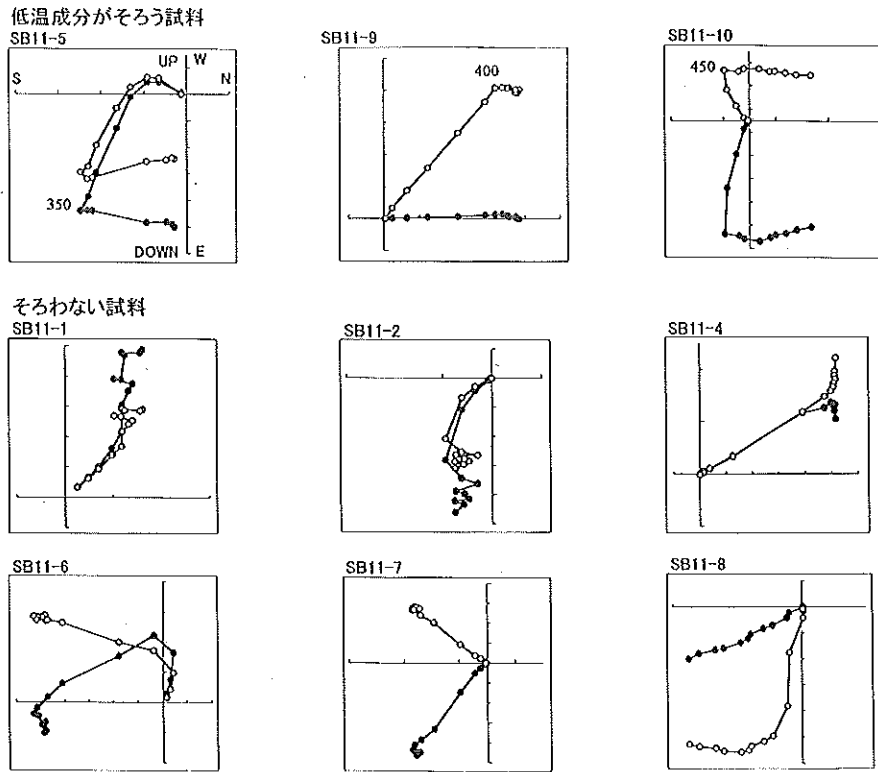


図4.3.1-9 立石岩層なだれ堆積物(SB11)のザイダーベルト図

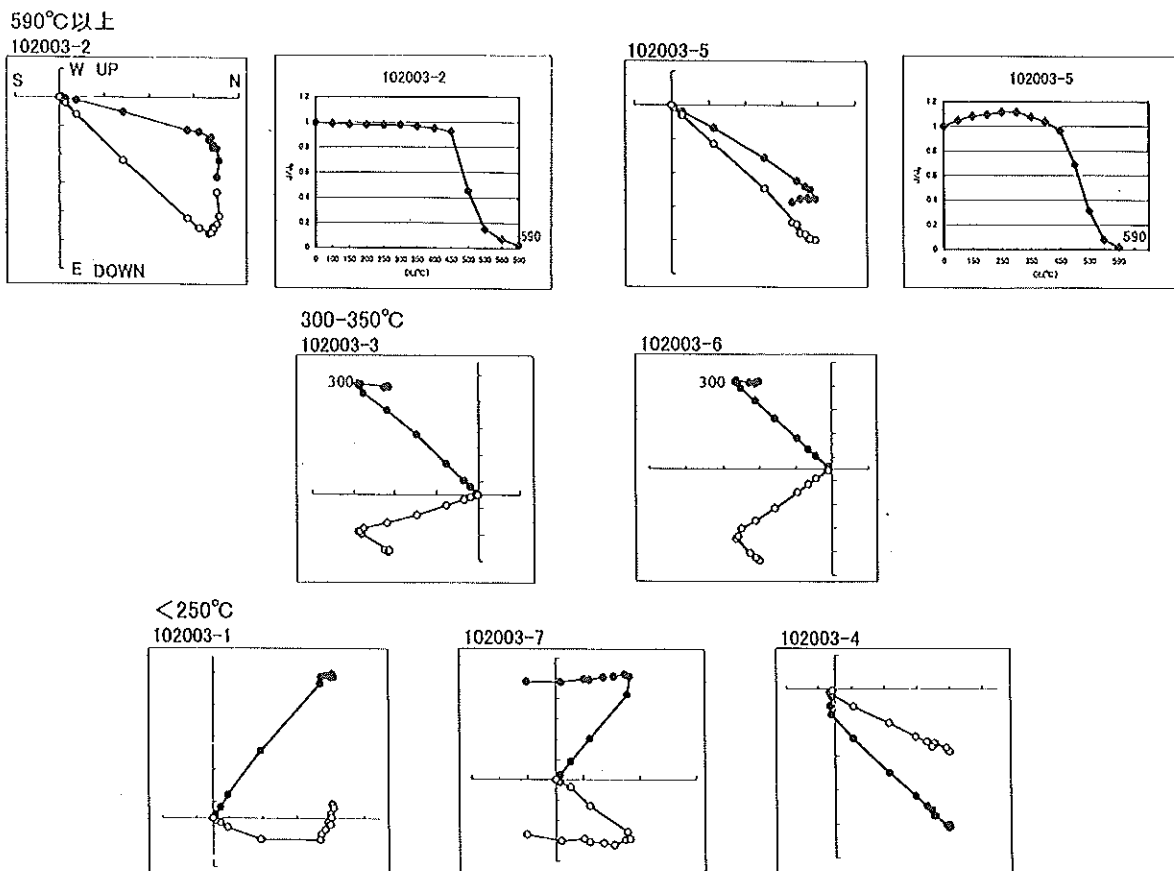


図4.3.1-10 立石岩層なだれ堆積物(102003)のザイダーベルト図と磁化強度変化

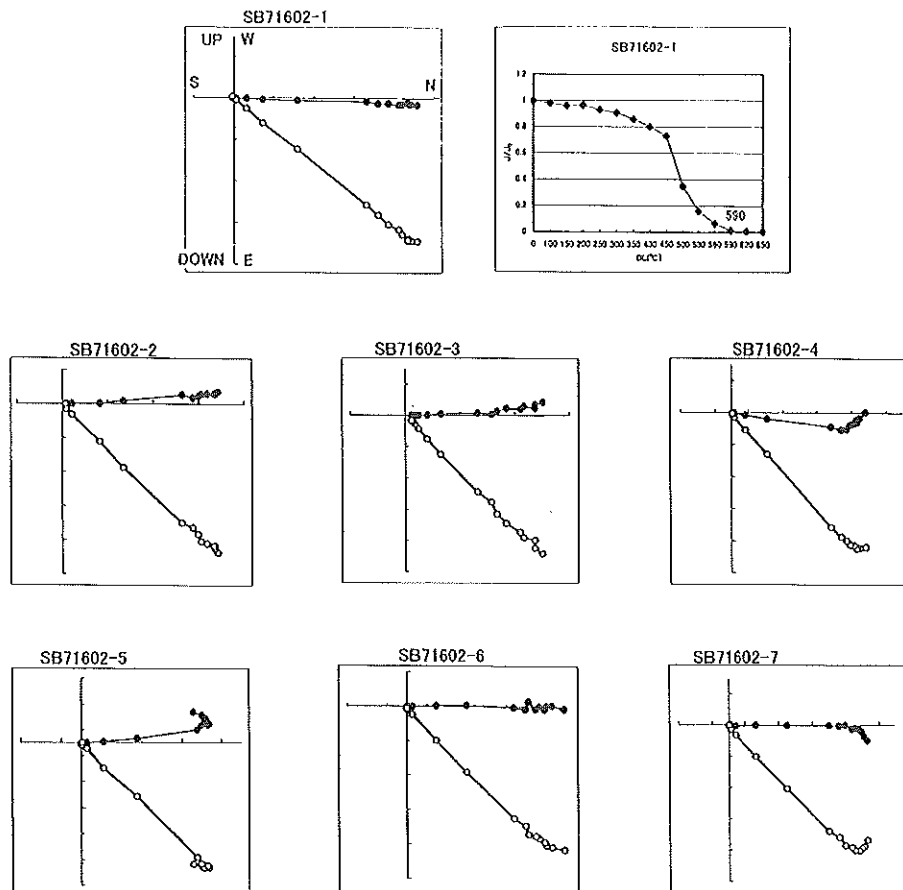


図4.3.1-11 立石岩屑なだれ堆積物(SB71602)のザイダーベルト図と磁化強度変化

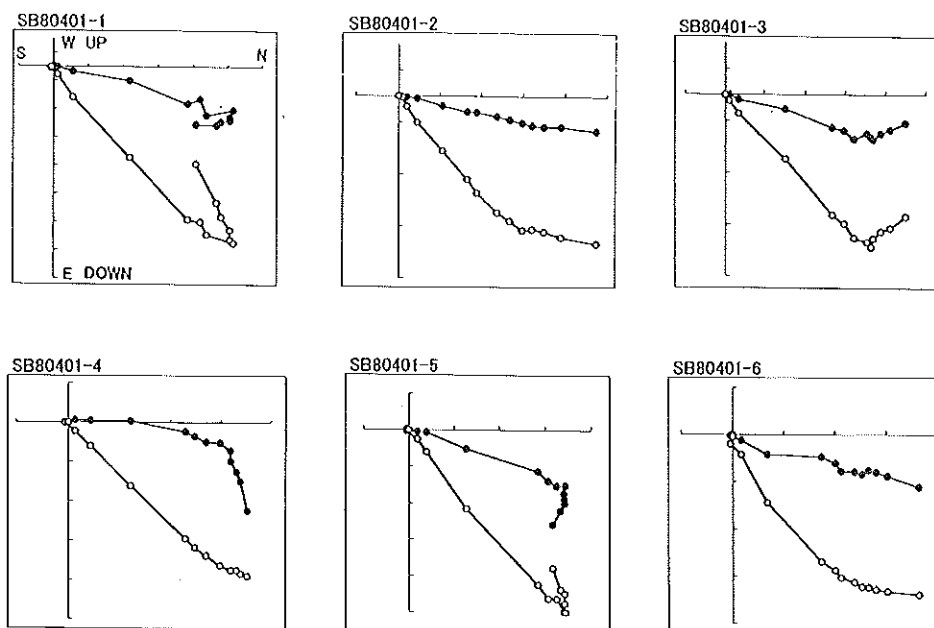


図4.3.1-12 立石岩屑なだれ堆積物(SB80401)のザイダーベルト図と磁化強度変化

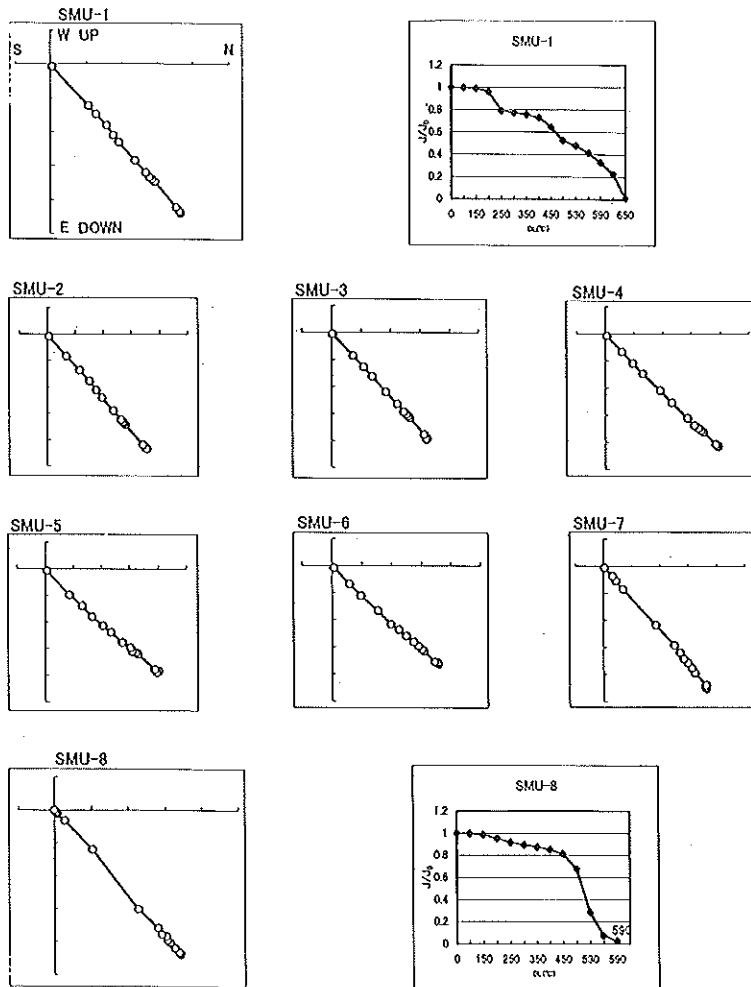
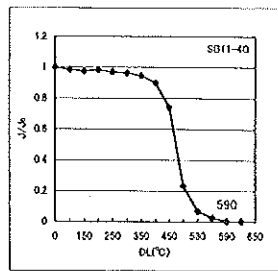


図4.3.1-13 SMU(ボーリングコア)のザイダーベルト図と磁化強度変化

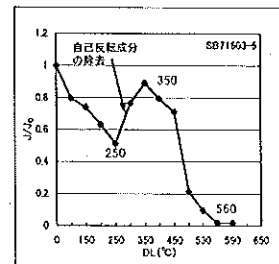
(A) チタン磁鉄鉱～磁鉄鉱

溶岩ドーム
立石岩屑なだれ堆積物中の岩塊
太平山火砕流堆積物中の岩片
(灰色)



(C) ヘモイルメナイト(自己反転鉱物)

太平山火砕流堆積物中の岩片のみ
(白～灰色)



(B) チタン磁鉄鉱、鉄硫化物、ヘマタイト

溶岩ドーム
立石岩屑なだれ堆積物中の岩塊
(赤褐色)

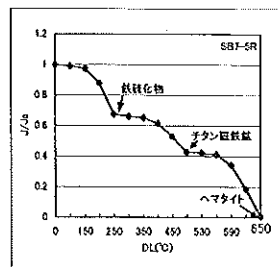


図4.3.1-14 磁気特性からみた強度変化の違い

これらの特徴を示す岩片は立石岩屑なだれ堆積物中で見られるが、三瓶円頂丘溶岩を構成するデイサイト溶岩でも同じ特徴が確認できる。

(2) 立石岩屑なだれ堆積物の定置温度見積もりと発生原因

段階熱消磁実験の結果から、590℃以上の高温区域 (SB71602, SB80401, SMU) と250℃以下の低温区域 (102003, SB11, SB80402, SB7, 8, 9) に分けられる。590℃以上の高温区域は、服部ほか (1983) では北の原溶岩流とされる北麓の三瓶溶岩ドームに最も隣接した地域である。定置温度が高温であったという観点では、服部ほか (1983) とは矛盾しない。SB11では10試料中3試料 (SB11-5, 11-9, 11-10) の低温成分が類似し、偏角はほぼ当時の磁化方向ではあるが、伏角はやや浅くなっている (図4.3.1-9)。これは、これらの岩片が350~500℃で定置した後、例えば山側から押されるようなことがあって、岩塊が伏角の浅い側に回転したものと考えられる。また250℃以下の区域の、より山体に近いサイト (102003, SB11) では2成分以上の磁化方向を持つ岩片が多くみられ、250℃以下の岩塊とともに300-500℃または590℃以上で定置した岩塊も混在していることから、冷却途中の岩塊が高い温度を保持していたと考えられる。

掘削地点ではデイサイトはすべて角礫状を呈する (写真4.3.1-1, 写真4.3.1-2)。また堆積物は溶岩ドームから離れるにつれて、岩片支持から基質支持になり、基質は岩片の破碎物で構成されることから、これらは1連の火砕活動による岩屑なだれ堆積物であると言える。溶岩ドームに最も近い地点では590℃以上の温度であるが、離れるにつれ、冷却途中の300-450℃以上の岩塊と250℃以下の岩塊が混ざり、さらに離れると250℃以下の低温となる。低温部には高温の証拠 (gas segregationなど) が認められない。また含まれる岩塊は未発泡で、岩石磁気特性が溶岩ドームを構成するデイサイトと類似する。

最も男三瓶溶岩ドームに近いサイトにおける試料7個の平均値は $D=8.7^\circ$ (7° 西へ偏角補正後), $I=47.0^\circ$, $\alpha_{95}=6.2^\circ$, $K=116.4$ である。一方、男三瓶溶岩ドームの6サイト、37試料の平均値は $D=10.9^\circ$ (偏角補正後), $I=53.4^\circ$, $\alpha_{95}=5.5^\circ$, $K=162.9$ である (福江、1999MS)。岩屑なだれ中の高温の岩塊と男三瓶溶岩ドームの古地磁気方位は類似していると言える。SMUのボーリングコアは破碎しており所々に細かく破碎した部分がみられ、地形的にみてもSMUのボーリングコアを採取した台地状の山は、高温の溶岩ドームの崩落によってできた地形であると推測される。これらのことから立石岩屑なだれの給源は男三瓶溶岩ドーム (の北側斜面) で、発生原因は高温のデイサイト溶岩ドームのせり上がりによる山体崩壊と推察される (図4.3.1-15)。現溶岩ドームに接近しているところのみ高温であるということは、既存の低温の溶岩ドーム中へ高温のマグマがせり上がったことによる崩壊か、あるいは外部はすでに冷却しつつあったドームの崩壊と考えるのが妥当である。

7. まとめ

(1) 立石岩屑なだれ堆積物中で見られるデイサイト岩片は、含まれる磁性鉱物から次の2つに分類できる。

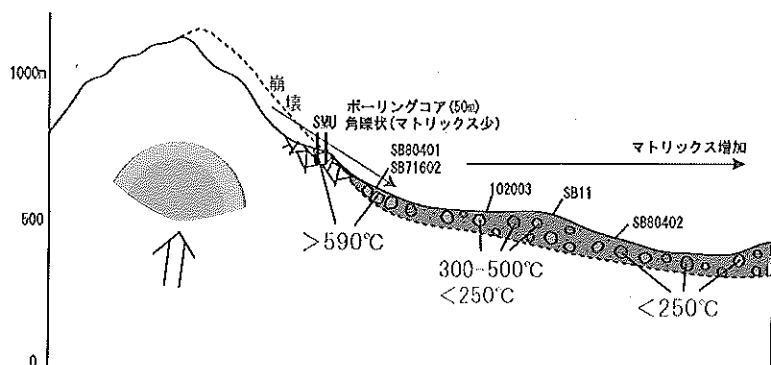


図4.3.1-15 立石岩屑なだれ堆積物の模式図と定置温度

①チタン磁鉄鉱～磁鉄鉱を含む青灰-灰色のデイサイト

②鉄硫化物・チタン磁鉄鉱～磁鉄鉱・ヘマタイトを含む赤褐色のデイサイト

これらは三瓶溶岩ドームを構成するデイサイトで、立石岩屑なだれ堆積物中にも含まれる。

(2) 掘削コア，立石岩屑なだれ堆積物の定置温度見積り，給源推定，及び発生原因

溶岩ドームに最も近い地点では590℃以上の温度を保持しているが，そこから離れるにつれ，デイサイト岩塊の定置温度は350-450℃，さらに250℃以下となる。全てのサイトに含まれる岩片の磁気特性は溶岩ドームのデイサイトと類似することから，給源は溶岩ドームと推定され，発生原因はデイサイト溶岩による山体崩壊と考えられる。

8. 謝辞

鳥根大学汽水域研究センターの松井整司氏，三瓶自然館の福岡 孝氏，中村唯史氏には三瓶山の地質についてご教示いただき，また，試料採取に際してお世話になった。文化財調査コンサルタント株式会社の渡辺正巳氏には三瓶山の調査に際してお世話になった。以上の方々にお礼を申し上げる。

9. 参考文献

- 福江 美智子 (1999MS) 第四紀三瓶火山の古地磁気学的研究－溶岩ドームの年代と構造および火砕流の定置温度見積り－. 鳥根大学理学部地質学科卒業論文, 76p.
- 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.
- 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 (5万分の一図幅), 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区分. 山陰地域研究 (自然環境), 3, 43-66.
- Kirschvink, J. L. (1980) The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic date. Geophys. J. R. Astr. Soc., 62, 699-718.
- 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.
- 松井 整司 (1994) 三瓶多根火砕流の14C年代. 鳥根県地学会会誌, 9, 43-51.
- 松井 整司 (1998) 三瓶火山の噴出物とその年代, 志都見ダム建設予定地内埋蔵文化財発掘調査報告所5, 板屋Ⅱ遺跡.
- 沢田順弘・福江美智子・兵頭政幸 (1999) 後期第四紀三瓶火山の古地磁気学：溶岩ドームの年代，構造，火砕流堆積物の定置温度見積り，及び自己反転磁性鉱物の発見. 地球惑星関連合同学会講演要旨.