

論文

遠隔地における完新世の三瓶山起源の降下堆積物

松井 整司*・福岡 孝**

Holocene pyroclastic fall deposits from Mt. Sanbe found at distal locations

Seiji Matsui* and Takashi Fukuoka**

Abstract

Volcanic ash layers originating from Mt. Sanbe has been identified at new outcrops (Locations D, E and F, east of Mt. Sanbe), based on (1) biotite content analysis (number of biotite particles by numbers of biotite + amphibole-group particles multiplied by 100), (2) analysis of volcanic glasses (size, refractive index and other parameters) and (3) ¹⁴C age measurements of black soil layers above and below the ash beds. These analyses show that two ash layers at Locs. D and E are correlative with the Taiheizan and Tsunoi Ash layers, respectively. A single ash bed with high biotite content at Loc. F seems to be the Taiheizan ash layer.

Key words: biotite content, Mt. Sanbe, Tsunoi ash layer, Taiheizan ash layer, ¹⁴C age

はじめに

三瓶火山の完新世の活動については、三瓶山周辺に分布する火山灰層と黒色土層の層序に基づいて復元が試みられてきた(例えば、松井・井上, 1971; 服部ほか, 1983)。しかし、これまでに第3黒色土とされた黒色土よりも上位の火山灰層の火山活動復元については松井・井上(1971)、服部ほか(1983)、林・三浦(1987)の間に、見解の違いがあった。その理由は鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah)を含む第3黒色土より上位の火砕堆積物の層相が類似すること、適切な鍵層が見つからないことなどにより、第3黒色土より上位の地層の対比が不十分であったためである。

1992年に、島根大学山内靖喜教授らにより男三瓶の南南西約2.3 kmにある小丘を、ほぼ東西に新しく掘削した切割状の露頭(第1図地点A)でこれら黒色土と火山灰を含むことが発見された。福岡・松井(2002)はこの露頭において、第2黒色土とそれを覆う志津見降下火山灰のセットを鍵層に設定し、層序学的手法によって鍵層の下位の降下火山灰(角井降下火山灰)を第VI活動期、鍵層を覆う火砕堆積物(太平山降下火砕堆積物)を第VII活動期とした。

松井・福岡(1996)は福岡・松井(2002)が第VI期、第VII期としている降下火山灰が、三瓶東方の遠隔地(本稿では三瓶山起源の完新世の火砕流堆積物が分布していない地域を「遠隔地」と呼ぶことにする。第1図では三刀屋川流域以東が該当する)の頓原町恩谷(地点E)で確認されたことを報告したが、ここでは対比の基準として重要な「鍵層のセット」

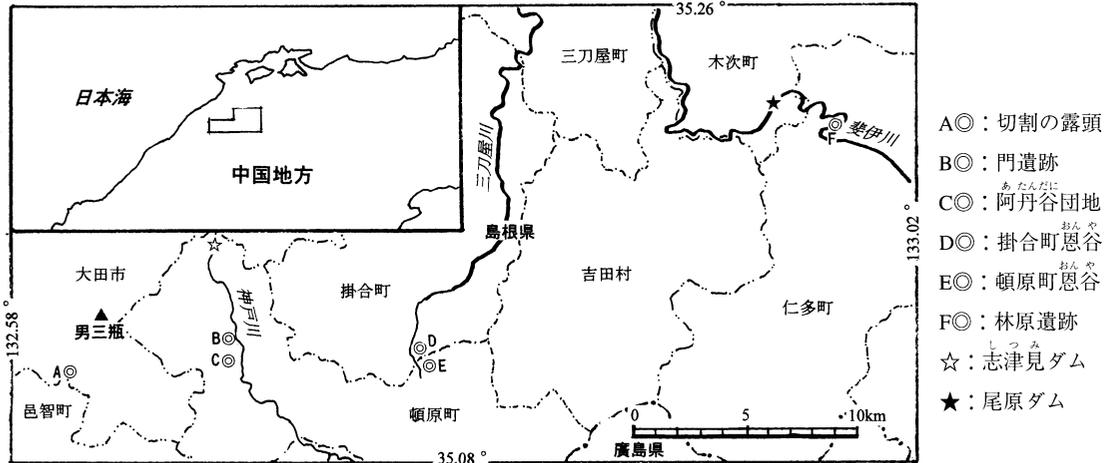
の1つである志津見降下火山灰層が見出されていない。一方、地点Dの掛合町恩谷や地点F(林原遺跡)にも三瓶起源と思われる火山灰が見出された。志津見降下火山灰はなかった。したがって、これまでに地点D, E, Fで見られた火山灰層がどの活動時期のものかは明らかにされていない。そこで、遠隔地の地点D, E, Fでの火山灰層の特徴の調査を、すでに火山灰層序の明らかな地点A, B, Cとの対比を目的として行ったので、以下に報告する。

火山灰層の特徴

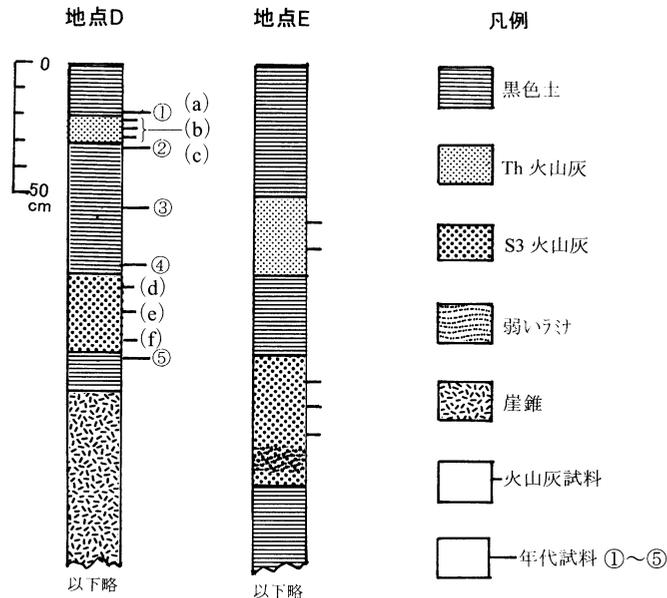
新たに発見された地点D、並びに地点Eで作成した露頭柱状図を第2図に示す。両地点に見られた地層の層序は類似しており、ここでは黒色土のうち上位から2層目(第2黒色土)の上下に火山灰層が認められた。従って、これまでの研究(例えば松井・福岡, 2002)と比較すると、これらの地点で見られた黒色土と火山灰の層序は、下位から順に第VI活動期の火山灰である角井降下火山灰(以下「S3」とする)、第2黒色土、第VII活動期の太平山降下火砕堆積物(以下「Th」とする)、第1黒色土(トップが地表)と考えられる。S3, Thはともに灰色ないし黄灰色の火山灰層で、とくに2層の識別に役立つ含有鉱物の違いなどもない。林・三浦(1987)によれば、太平山降下火砕堆積物は2-3層のユニットをなしているが、その鉱物組成は層によらずほとんど同じで、その含有量は、pl>gl>hb>bi, mt, gtの順に多いことが示された。このように露頭観察のみからではこれらの火山灰が本当にS3, Thのものなのかを識別することはできなかった。また厚は、B地点ではThは約1.2 m(ただし、その上部は削剥されているため、真の厚さは不明)、地点CではS3が約2 mである。それに比べると地点D, Eでのそれぞれの地層の

* 島根大学文理学部第三期卒業生
Graduate of Shimane University

** 島根県立三瓶自然館
Shimane Prefectural Sanbe Shizenkan Nature Museum



第1図 三瓶山(男三瓶)と試料の採取地点等の位置。



第2図 恩谷地域の地点D, Eの柱状図。

第1表 地点Fにおける試料採取地点

地点	トレンチ	地表下	土層色	採取標高
F	T 1	1.8 m	灰色土	199.5m
	T 2	1.4m	淡灰色土	200.6m
	T 3	2.0m	灰白色土	200.0m
	T 4	1.3m	灰色土	201.2m

層厚は大きく減少している。地点Fではトレンチの壁面の4箇所(T1~T4)で、灰色土に火山灰層が挟まれる様子が見られた。この地点についても火山灰層試料の採取、分析を行った。採取地点は第1表に示す。

分析とその結果

一般に火山灰は給源から離れるにつれて識別が難しくなる。ことに、層相が似通ったS3とThのどちらかが一枚しか観察できない場合、その特定は肉眼的に困難である。このため、両者の細かいスケールでの違いを明らかにする必要がある。そこで、ここでは地点D, E, Fに見られたそれぞれの火山灰層の(1)重鋳物ならびに黒雲母の出現率の比較、(2)火山ガラスの形と大きさ、その含有率ならびにその屈折率の分析を行った。さらに火山灰層の上下の黒色土の¹⁴C年代測定結果を行った。これらの結果の一部をすでに火山灰層序が確立している地点と比較することで、どのような観点でこれらの火山灰層を観察すればその違いを明らかにできるかを検討した。

1. 重鋳物ならびに黒雲母に関する分析

(1) 重鋳物の組成

第2表 黒雲母出現率.

地点	地層記号	処理点数	最高値	最低値	平均値	層厚
B	Th	8	20	7	13	1.2 m
C	S3	7	7	1	3	2.0
D	Th	3	22	10	17	0.1
	S3	3	6	1	4	0.3
E	Th	2	15	7	11	0.3
	S3	3	3	1	2	0.5
F	T1 (S3?)	1	—	—	4	0.2
	T2 (Th?)	1	—	—	16	0.03
	T3 (S3?)	1	—	—	2	0.1
	T4 Th	1	—	—	17	0.03

T1~3の(?)は、黒雲母出現率からはそれぞれの堆積物を含む可能性があるが、第3表に見るように、これらは、他起源の火山ガラスを混入しているので、確定的な判定はできないと判断した。

どちらの火山灰層、降下火砕堆積物も中～細粒砂サイズの火山灰が主体であるが、その中から250~125 μm の粒子について重鉍物を調べたところ、角閃石がもっとも多く、着磁する鉍物や黒雲母がこれに次ぎ多く、場合によって斜方輝石、ジルコン、燐灰石などが見られた。これを鏡下で計測しても、その含有率などによってS3とThを区別することは多くの場合不可能であった。

(2) 黒雲母の出現率

松井・福岡(1996)、福岡・松井(2002)では地点Aにおいて同じ層準の火山灰層の黒雲母出現率の変動の程度を検証し、S3とThは黒雲母出現率で区別できる部分があることを示した。ちなみに、黒雲母出現率とは、鏡下で十字線にかかる「角閃石と黒雲母の数の和に対する黒雲母数の百分率」のことをさす。測定方法は福岡・松井(2002)に従った。

男三瓶山頂およびその山麓の地点などでは、Thの下部に黒雲母出現率が20%以上となる単層が複数存在する(但しTh中部と上部では黒雲母出現率が10%前後の単層が多い)のに対し、S3では多くの単層で出現率が10%以下で、10%を越えるものはきわめて稀で、20%を越えることはなかった。

遠隔地のThとおぼしき火山灰層中に、その下部層準が含まれれば黒雲母出現率が大きくなり、S3との区別が可能となるが、Thの黒雲母出現率の低い部分のみが堆積していれば、この方法による区別は難しい。第2表は各地点の黒雲母出現率の測定結果であるが、地点D・Eともに黒雲母出現率にS3とThと見られる層の間で大きな差が認められたことから、この出現率によるS3とThの識別が可能であると言えよう。また、地点Fのトレンチ地点T2とT4では黒雲母出現率が高かった。すなわち、T2とT4に見られた火山灰層はThである可能性が高いと推測される。

2. 火山ガラスの分析

(1) 火山ガラスの大きさや形状

地点D・Eでは火山灰の粒度はS3と思われる層の方がや

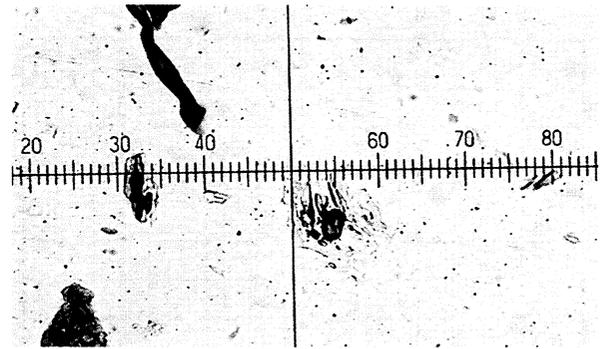


写真1 三瓶火山起源の火山ガラス(1目盛りは10 μm)。目盛り30, 40, 交点, および80付近にあるのがそれぞれである。

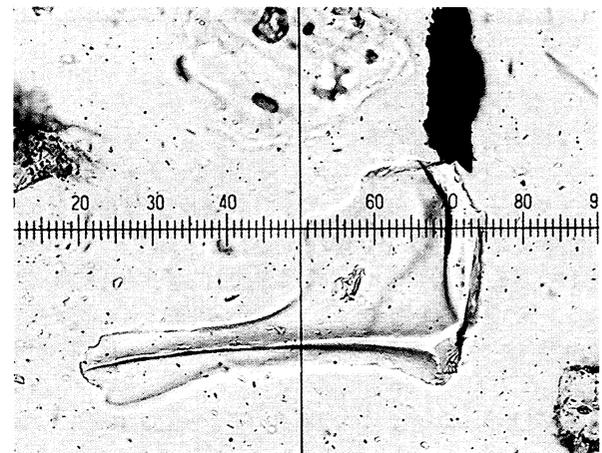


写真2 他起源の火山ガラス(1目盛りは10 μm)。交点にかけ、逆L字形の形をしたガラスがそれぞれである。

や粗粒であった。火山ガラスはS3, Thと思われる火山灰層のどちらも結晶粒に比べ、非常に細粒であった。これらの火山ガラスの長辺は一般に200 μm 以下であり、地点D・Eでは125~63 μm のものが最も多く、地点Fでは63 μm よりも小さいものの方が多かった。各地点の最大サイズ(長辺×長辺にほぼ直交する方向での最大幅)は、地点CのS3は300×120 μm 、地点EのS3は280×100 μm 、地点FではT2で確認された210×40 μm であった。

三瓶火山からの火山灰のガラスの形状は、吉川(1976)のHb型およびCa型がほとんどを占める(写真1)。こうした特徴をもつ火山ガラスは、地点B, C, D, E, FからのS3, Th,あるいはそれらと推定される層のすべてに含まれていた。しかし、地点FのT4を除く3箇所のトレンチ(T1~T3)では、三瓶起源と見なせる火山ガラスに混じって起源が異なると思われる火山ガラス(パブル型:写真2)が混入しており、淡褐色を帯びるものも含まれている。これらは三瓶火山からの火山ガラスよりはるかに大きく、長辺の最大は約500 μm 、最小は300 μm であった。

地点Fは比高10m程度の低い段丘であるが、トレンチの壁面での試料採集地点のうち、T4は標高が最も高く(第1表)、その次に高いT2よりも60cm高かった。この標高差により他起源の火山ガラスなど、二次的堆積物の混入が起き

第3表 火山ガラス(125~63 μm)の含有率(%).

地点	地層	処理点数	最高値	最低値	平均値	他起源のガラス
B	Th	8	1.2	4	7	—
C	S3	7	1.1	6	9	—
D	Th	3	6	5	6	—
	S3	3	1.5	4	9	—
E	Th	2	1.0	3	6	—
	S3	3	1.9	1.1	1.6	—
F	T 1	1	—	—	6	3
	T 2	1	—	—	1.3	1
	T 3	1	—	—	8	4
	T 4	1	—	—	6	—

た可能性が考えられる。

(2) 火山ガラスの含有率

第3表に示した火山ガラスの含有率は、重鉍物を除いた125~63 μm の中の無色透明結晶(主に斜長石と石英)と三瓶起源の火山ガラスを100個以上計測し、「結晶+ガラス」に対する三瓶火山からのガラスの数比を百分率で示したものである。第3表の「他起源のガラス」欄も同様に、「結晶+他起源の火山ガラス」に対する他起源の火山ガラスの比を百分率で示した。

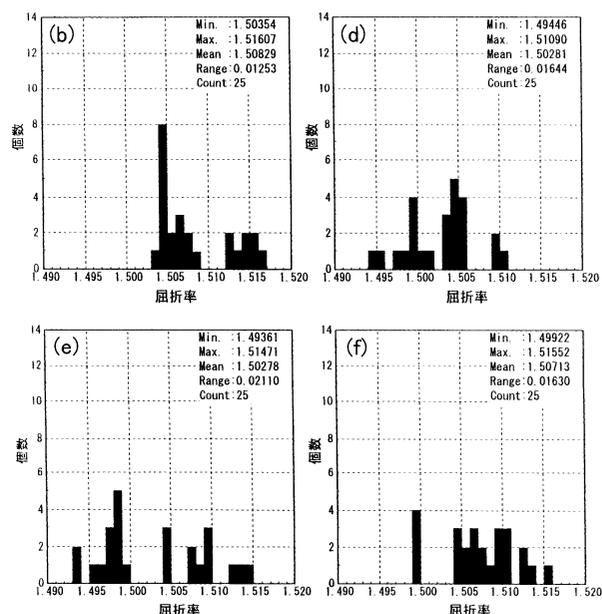
三瓶火山からのガラスの含有率、第3表ではTh<S3の傾向が見られる。しかし、火山ガラスが細粒であるため、堆積した環境によっては風化などの堆積後の変化も考えられるので、含有率による区分には適していないと考えられる。

(3) 火山ガラスの屈折率

地点Dの火山ガラス6点(S3, Thと思われる層のそれぞれについて上部, 中部, 下部からの試料(第2図の柱状図参照))について、屈折率の測定を試みた。その結果によれば、Thと思われる層は上部(a), 中部(b), 下部(c)の3点の試料のうち、(a)と(c)の試料からは屈折率の測定に必要な個数(20個以上)の火山ガラスが得られず、測定できたのは(b)の1点のみであった。これに対して、S3と思われる層の上部(d), 中部(e), 下部(f)3点は測定しうる個数が得られた。従って、測定したものは合計4点からの試料である。測定結果(ヒストグラム)を第3図に示す。

Thと思われる火山灰層の(b)の火山ガラスから得られた屈折率は、 $n=1.5035\sim 1.5161$ と測定4点中でもっとも狭い範囲(0.0125)を示し、かつ最も高い平均値(1.5083)を示した。これに対して、測定を行ったS3と思われる火山灰層の火山ガラス3点のうち、(d)と(e)の火山ガラスの屈折率はそれぞれ、 $n=1.4945\sim 1.5109$ (範囲:0.0164, 平均値1.5028)で、Thの(b)と比較すると幅広い屈折率の範囲を示し、比較的低い屈折率のものを含む。

S3の(f)に含まれる火山ガラスの屈折率は、 $n=1.4992\sim 1.5155$ (範囲:0.0163, 平均値1.5071)である。この範囲の値は地点DのS3と思われる火山灰層(d)の屈折率の範囲の値0.0164とほぼ一致する。一方で、屈折率の平均値だけ



第3図 火山ガラスの屈折率の測定結果。

(b)と(d) (e) (f)は第2図参照

を比べると、S3と思われる層の(f)は1.5071で、Thと思われる層の(b)の1.5083に近い値を示した。しかし、ヒストグラムのモードを比べると、S3の(f)に含まれる火山ガラスの屈折率は多数のピークを持ち、不明瞭なモード値を示すのに対し、Th火山灰(b)に含まれる火山ガラスの屈折率は $n=1.504\sim 1.505$ に高いピークを持ち、明瞭なモード値を示す。このため、地点DでのThと思われる層の(b)と、S3と思われる層の(f)とは屈折率の値の範囲とモードから区別することが可能かもしれない。しかし、これは地点Dのみでの比較であるため、今のところは直接S3, Thと断定するための根拠とすることはできない。今後、地点A~Cで同様の違いがみられるかどうかを検討をする必要がある。

3. ^{14}C 年代測定から推定する火山灰の堆積年代

仮に、地点D~Fの黒色土から、すでに火山灰層序が明らかかな地点での ^{14}C 年代と調和的な値が得られれば、これは火山灰の識別をするかなり強力な指標となりうる。そこで、地点Dの黒色土の ^{14}C 年代測定を行い、他地点の第3黒色土より上位のこれまでの年代測定の結果と比較した(第3表)。今回の測定で用いた試料のサンプリングをした層準は図2の柱状図に示す。年代測定の結果については第4表に示す。

これまでの年代測定結果によると、Thの堆積年代はおよそ3600年前~3700年前、S3の堆積年代は4600~4800年前位と推定される。従って、両者の堆積した年代には1000年程度の時間間隙が見込まれる。

地点Dで行った第1, 第2黒色土の ^{14}C 年代値は山麓(第4表)の黒色土の値ときわめて調和的であった。ただ、地点Dの最も下位の黒色土(第2図の⑤)から得られた値は、山麓の第3黒色土とは異なる値を示した。これはこの地点の黒色土が崖錐起源と思われる堆積物の上位に形成されたものであ

第4表 黒色土と火砕流堆積物の¹⁴C年代.

時代		三瓶山麓周辺 (10) 付き数字は出典)		地点 D(第2図参照)	
新 世 の 堆 積 物	第1期	最上部	1390 ± 60 (山頂) ⁴⁾ Beta-146540	① 2710 ± 60(恩谷) ⁷⁾ IAAA-30394	
		最下部	2340 ± 60 (山頂) ⁴⁾ Beta-146541		
	VII 完 活 動	太平洋山火砕流 (炭化木片)		*3530 ± 100 (西上山) ³⁾ KEEA-114	
				*3600 ± 75 (粕淵) ²⁾ N-3381	
				*3710 ± 100 (伊比谷) ³⁾ KEEA-115	
				*3710 ± 130 (門遺跡) ³⁾ KEEA-113 3790 ± 35 (A-5 坑底) ⁵⁾ PLD-688	
	期	志津見降下火山灰上部の炭質物の薄層	3760 ± 40 (神原III遺跡) ⁷⁾ IAAA-1196		
	第2期	上部		3600 ± 40 (神原III遺跡) ⁷⁾ IAAA-1197	② 4180 ± 50(恩谷) ⁷⁾ IAAA-30393
				*3680 ± 90 (秩木) ¹⁾ GAK-558	
		中部		3720 ± 40 (稚児瀧) ⁷⁾ IAAA-1195	③ 3990 ± 40(恩谷) ⁷⁾ IAAA-30392
			3760 ± 40 (小豆原) ⁵⁾ IAAA-1195		
			3870 ± 40 (切割の露頭) ⁵⁾ Beta-161725		
			3990 ± 30 (神原III遺跡) ⁷⁾ IAAA-1198		
下部		4120 ± 30 (神原III遺跡) ⁷⁾ IAAA-1199	④ 4220 ± 40(恩谷) ⁷⁾ IAAA-30391		
		3910 ± 50 (切割の露頭) ⁵⁾ Beta-161726			
最下部		4850 ± 40 (神原III遺跡) ⁷⁾ IAAA-2000			
VI 活 動	志学火砕流 (東麓のみ)		4670 ± 80 (福岡・松井未公表資料) Beta-181559		
			4750 ± 60 (福岡・松井未公表資料) Beta-181560		
			*4780 ± 100(法師ヶ峠) ³⁾ KEEA-112		
			4850 ± 70 (福岡・松井未公表資料) Beta-181558		
第3期	最上部		5730 ± 70 (板屋III遺跡) ⁶⁾ Beta-138361	⑤ 4870 ± 50(恩谷) ⁷⁾ IAAA-30390	
			6560 ± 60 (板屋III遺跡) ⁶⁾ Beta-138362		
			9050 ± 70 (板屋III遺跡) ⁶⁾ Beta-138363		

1)松井整司・井上多津男, 1970. 2)林 正久・三浦 清, 1987. 3)松井整司, 1998. 4)福岡 孝・松井整司, 2000. 5)島根県景観自然課, 2002. 6)松井整司, 2002. 7)本報告. *は測定年代(yBP). 他は δ^{13} 補正年代(yBP).

るためと推定される. 年代測定結果とこれまでに述べてた, 黒雲母, 火山ガラスの解析結果をふまえると, 地点D, ならびにこの地点のものと特徴の類似する2層の火山灰層が見られる地点Eの火山灰層は下位からS3, Thと認めることができる.

ま と め

三瓶火山噴出物の分布域のうち, 三刀屋川水系以東の遠隔地における角井降下火山灰(S3)と太平洋降下火砕堆積物(Th)の識別について, 次のような違いが明らかになった.

1. 黒雲母出現率について、Thでその値が大きく、S3で小さくなる傾向が見られた。このため、この出現率の違いがThの判定の資料となりうる。
2. 火山ガラスの形状と大きさは、三瓶起源の火山ガラスか否かの判定の参考になりうる。火山ガラスの屈折率の測定により、ThとS3とを区別できる可能性はあるが、測定数を今後増やす必要がある。
3. ^{14}C 年代測定から、ThとS3の間には約1000年の堆積間隙が見込まれる。
4. 地点D、EではThとS3が共に確認できたが、地点Fの一部のトレンチ(T4)に見られた火山灰層については、それがThである可能性を示した。

謝 辞

本調査にあたって、現地では徳岡環境研究所長の徳岡隆夫氏ならびに文化財調査コンサルタントの渡辺正巳氏に試料の採集・年代の測定などご協力を賜った。また、火山ガラスの屈折率の測定に関しては蒜山地質年代研究所の草野高志氏に測定の労をとって頂くとともに貴重なご意見を頂いた。国土交通省ならびに島根県三瓶自然館には調査に際し、種々の

便宜を図って頂いた。記して感謝いたします。

引用文献

- 福岡 孝・松井整司, 2000, 三瓶火山の山頂火山灰について. 島根大地球資源環境学研報, **19**, 27-29.
- 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1地質図幅), 地質調査所, 168 p.
- 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.
- 松井整司, 1988, 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, 12, 下山遺跡, 国土交通省中国整備局・島根県教育委員会, 227-235.
- 松井整司・福岡 孝, 1996, 三瓶火山の浮布黒色土以後の火砕物の層序. 島根県地学会会誌, **11**, 41-47.
- 松井整司・井上多津男, 1970, 三瓶火山の噴出物の ^{14}C 年代. 地球科学, **24**, 112-114.
- 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.
- 島根県景観自然科, 2002, 三瓶埋没林調査報告書II. 138 p.
- 吉川周作, 1976, 大阪層群の火山灰層について. 地質学雑誌, **22**, 497-515.

受付: 2003年11月17日, 受理: 2003年12月11日