

# 中国山地東部の大沼湿原堆積物に挟まれるテフラの対比と推定噴出年代

加藤茂弘<sup>\*1</sup>・半田久美子<sup>\*1</sup>・兵頭政幸<sup>\*2</sup>・佐藤裕司<sup>\*3</sup>・中村俊夫<sup>\*4</sup>・山下 透<sup>\*5</sup>・檀原 徹<sup>\*5</sup>

1 兵庫県立人と自然の博物館 〒669-1546 三田市弥生が丘6丁目

Tel. & Fax: 079-559-2017, E-mail: katochan@hitohaku.jp

2 神戸大学内海域環境教育研究センター 〒657-8501 神戸市灘区六甲台 1-1

3 兵庫県立大学 自然・環境科学研究所 〒669-1546 三田市弥生が丘 6 丁目

4 名古屋大学年代測定総合研究センター 〒464-8602 名古屋市千種区不老町

5 株式会社京都フィッション・トラック 〒603-8832 京都市北区大宮南田尻町 44-4

## I. はじめに

中国山地東部を占める兵庫県北西部には、鮮新世から中期更新世にかけて噴出した(Furuyama *et al.*, 1993; 先山ほか, 1995)鉢伏山, 瀨川山, 氷ノ山などの火山が分布し, これらの火山とその周辺地域には, 大沼湿原, 小沼湿原, 古生沼, 杉ヶ沢湿原, 加保坂湿原などの高地湿原や池沼が発達している. このうち兵庫県香美町に位置する大沼湿原(図 1)は, 面積が約 2ha あって, 兵庫県内で最大面積の高層湿原とされる(竹中・児島, 1987).

大沼湿原周辺地域は大山火山の東方約 80km に位置しており, 始良 Tn 火山灰(AT:町田・新井, 1976)やアカホヤ火山灰(K-Ah:町田・新井, 1978)の広域テフラに加えて, 大山火山起源のテフラが分布する(加藤ほか, 2001). 大山火山東麓においては, AT 直上に堆積する大山上部火山灰層中のテフラとして, 下位より順に下のホーキ(Sh), オドリ火砕流(Od), 上のホーキ(Uh), 弥山軽石(MsP)がある(町田・新井, 1979; 津久井, 1984; 岡田・石賀, 2000 など). これらの大山上部火山灰層に属するテフラの中で Sh および MsP が, K-Ah や AT とともに, 大沼湿原の堆積物中に挟まれることが確認されている(加藤ほか, 2006).

2002 年末から 2003 年にかけて大沼湿原において掘削された合計 5 本のボーリングコアから, K-Ah, AT, 大山上部火山灰層中の Sh, MsP に加えて, 新たに 2 層のテフラが見出された. 本研究では, 新たに見出された 2 層のテフラの層位と層相, 岩石記載的特徴を記載し, 中国山地の大山火山や三瓶火山を給源とするテフラ, あ

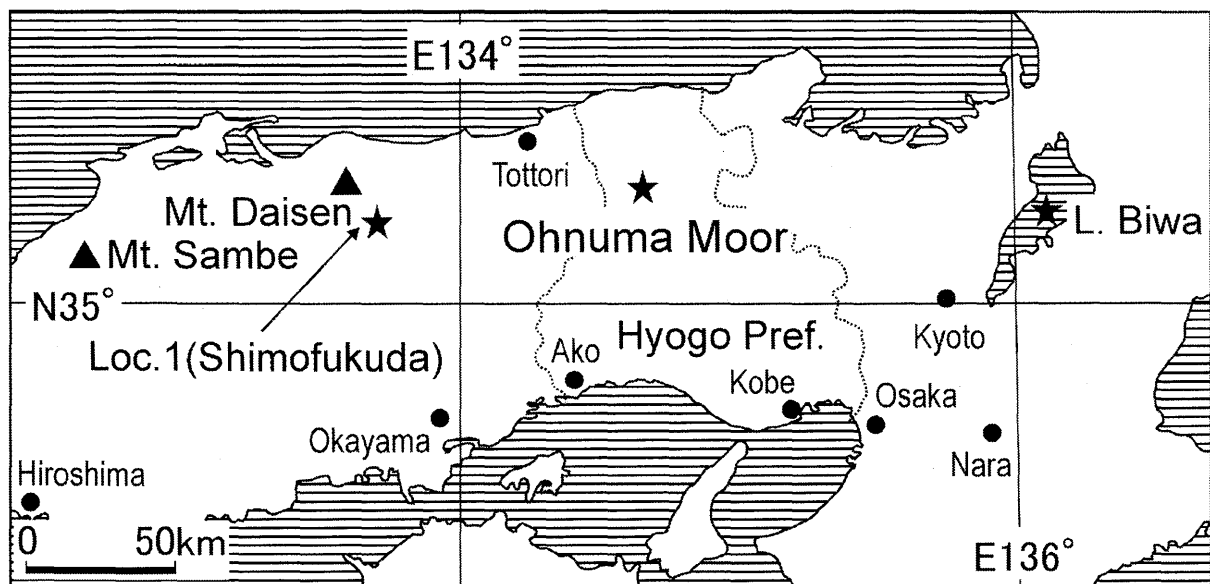


図 1 中国山地東部の大沼湿原と大山火山および三瓶火山の位置.

Loc.1(下福田)は大山中・上部火山灰層の模式地の1つ. ★印は琵琶湖高島沖ボーリングコア採取地点(吉川・井内, 1991)を示す.

Fig.1 Localities of the Ohnuma Moor in the eastern part of the Chugoku Mountains, and of Daisen and Sambe Volcanoes.

Loc.1 (Shimofukuda) is one of the type stratigraphic sections of the Daisen Upper Volcanic Ash Formation. An asterisk indicates a locality of the Takashima-Oki boring site in Lake Biwa (Yosikawa and Inouchi, 1991).

るいは近畿地方において既知のテフラとの対比を試みる。さらに湿原堆積物について得られた多数の加速器質量分析法による放射性炭素(AMS-<sup>14</sup>C)年代に基づき、湿原堆積物中に挟まれる Sh, MsP, AT の 3 層のテフラと、新たに発見、対比された 2 層のテフラの噴出年代を推定する。

## II. 湿原堆積物およびテフラの層相・層序

大沼湿原は、西方を滑落崖により、北・南・東の 3 方を地すべりブロックにより、それぞれ境されたひょうたん状の外形を持ち、湿原面の最低標高は約 810m である。本湿原は、約 3 万年前以前に鉢伏山北東斜面で生じた大規模地滑り・崩壊により形成された凹地が次第に埋積されて発達したものであり、現在の湿原は K-Ah 降下前の約 1.15 万年前から形成されはじめたとされる(加藤ほか, 2006)。大沼湿原の地下には厚さ 30m をこえる堆積物があり、堆積物の厚さは湿原の幅が最も広がる中央部付近で、60m 以上と最も厚い。

2002 年 11 月～12 月と 2003 年 5 月～6 月に、湿原堆積物の厚さが最も厚い中央部付近において、OB1～OB5 とよぶ合計 5 本のボーリングコアを採取した。OB1 コアは、湿原西方の滑落崖により近い箇所掘削されたオールコアボーリングで、掘削深度は 25m である。OB2 コア掘削地点は、OB1 コア掘削地点から北東に 10m 離れた湿原中央部付近に位置する。ここでは深度 65m までオールコアボーリングを行ったが、基盤の安山岩には達しなかった。OB3～OB5 の 3 本のコアは、詳細古地磁気変動を明らかにするために新たに開発した定方位サンプリング手法(Katoh, 2005)により採取した。OB3 コアと OB4 コアは OB2 コア採取地点の 0.5～1m 東で、OB5 コアは約 1m 西で、それぞれ採取した。OB3 コアでは深度約 4.5～16.7m の定方位堆積物を、OB4 コアでは深度約 3.9～5.3m, 約 6.0～7.1m, および約 10.0～10.8m の定方位堆積物を、OB5 コアでは深度約 3.9～4.9m の定方位堆積物を、それぞれ採取した。

これらのボーリング試料から、大沼湿原の堆積物は以下の地層から構成されることが明らかになった。深度約 3m までは未分解および弱分解の泥炭層から構成され、深度 2.8～2.6m に褐色火山灰(K-Ah)が挟まれる。K-Ah 前後と深度 1.5～2m 層準には、樹幹と思われる木片が多く含まれる。深度約 3～17m は暗灰色～暗灰褐色の粘土～シルト質粘土層から構成され、深度 12m 以深には安山岩の細礫が混入する層準が、2, 3 層準認められる。深度 8.2～9.0m 間に厚さ 40～50cm の強分解泥炭層が挟まれる。深度約 7.1～7.4m には明灰色火山灰(AT)が挟まれ、その直上の深度 6.9～6.5m 間には灰褐色火山灰と白灰色細粒軽石が挟まれており、それぞれ大山上部火山灰層中の Sh および MsP に対比されている(加藤ほか, 2006)。深度約 17m 以深の堆積物は砂質粘土をマトリクスとする風化砂礫を主体とした粗粒堆積物から構成され、最上部の深度 17～20m と最下部の深度 60～65m に、安山岩角礫混じりの褐色砂質粘土～粘土層と風化砂礫層との互層が発達する。図 2 に、深度 25m 以浅の大沼湿原堆積物の層相と層序を示す。

大沼湿原における深度約 17m 以浅の細粒堆積物中には、K-Ah, MsP, Sh, AT の 4 層のテフラに加えて、新たに 2 層準で肉眼によりテフラが確認された(図 2)。OB4 コアの深度 4.700～4.685m には、厚さ 1.5cm の白灰色細粒火山灰(テフラ①)が挟まれる。テフラ①は、斜長石や緑色普通角閃石に加えて金色を呈する黒雲母の結晶が散在し、ややゴマシオ状を呈する。OB3 コアと OB5 コアの深度 4.7m 前後では重鉍物含有量の急増や重鉍物組成に占める緑色普通角閃石の割合の急増が確認され、肉眼では認定できないものの、堆積物の粒子組成の特徴から、テフラ①降灰層準を両コアにおいて認定できる。OB2 コアと OB3 コアでは、深度 12.6～12.7m 間に厚さ 2cm ほどで、緑色普通角閃石が濃集し、白色細粒軽石が散在するテフラ降灰層準が、肉眼で認定できる。OB3 コアでは、緑色普通角閃石の濃集層準の境界は明瞭であり、テフラ純層に近い。本研究では、OB2 コアのテフラ降灰層準をテフラ②、OB3 コアのテフラ降灰層準をテフラ③とよぶ。堆積物の粒子組成においても、これらのテフラ降灰層準で斜方輝石と不透明鉍物を主とする直上、直下の重鉍物組成が緑色普通角閃石を主とする重鉍物組成に急変しており、含まれる火山ガラスの特徴もテフラ降灰層準で変化する。このように堆積物の粒子組成の変化からも、両コアにおいてテフラ②・テフラ③の降灰層準が認定できる。

## III. 湿原堆積物の AMS-<sup>14</sup>C 年代

大沼湿原において採取した OB2～OB5 の 4 本のコア堆積物について、全 27 層準で堆積物に含まれる樹幹や木片、堅果、および泥炭の、合わせて 27 試料を対象とした AMS-<sup>14</sup>C 年代測定を実施した(表 1)。

OB2 コアでは 10 層準の 10 試料について AMS-<sup>14</sup>C 年代測定を実施した(表 1, 図 2)。AT 直下の泥炭層最上部までは、得られた AMS-<sup>14</sup>C 年代に層位的な矛盾はなかったが、この泥炭層の最下部(試料 No.8)と深度 9.73m の試料 No.9 では、得られた AMS-<sup>14</sup>C 年代に上下が逆転する問題が生じた。このうち試料 No.9 は、コア採取時に AT 上位の堆積物から混入した木片を測定したことが、その原因であると考えられる。試料 No.8 につい

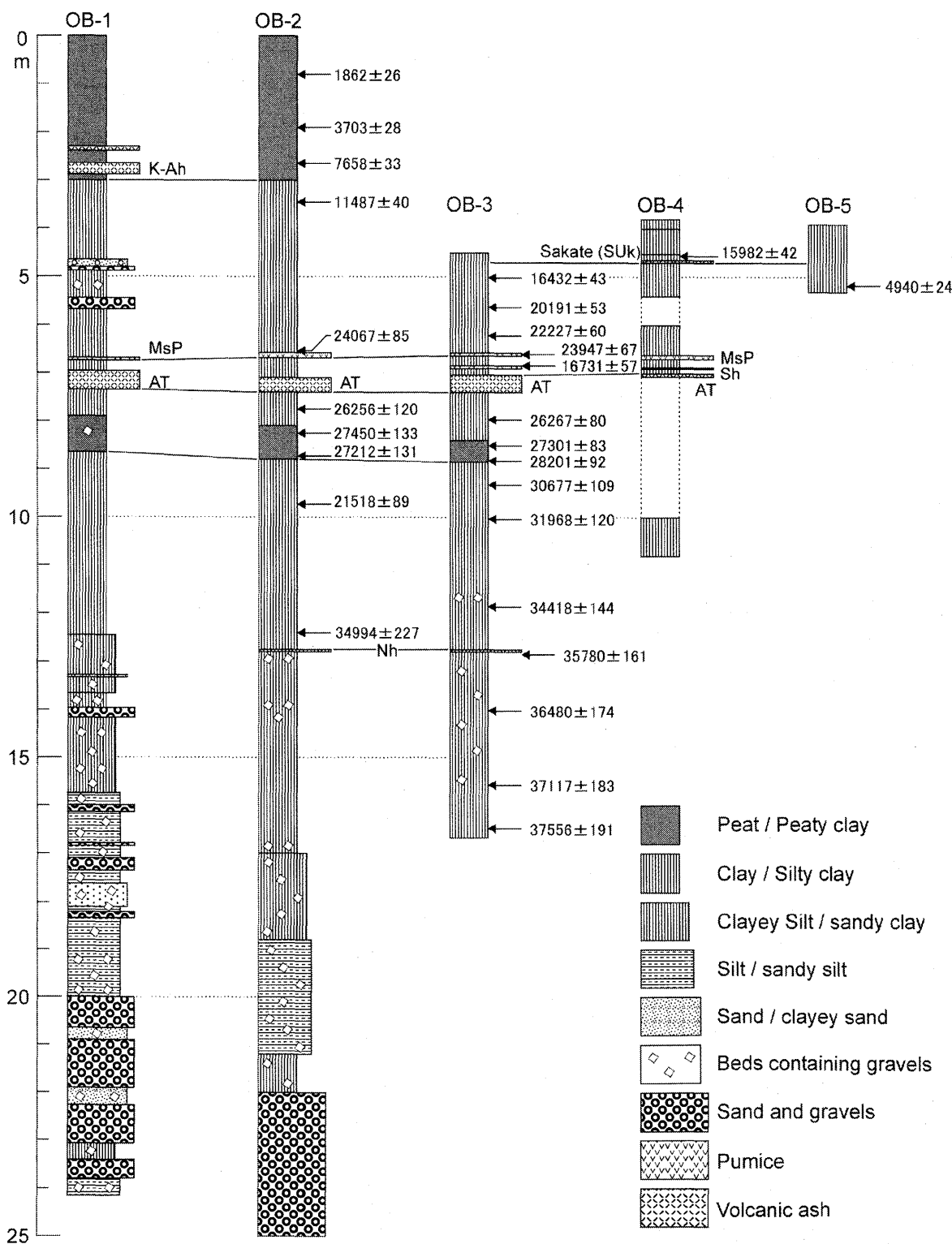


図2 深度25m以浅の大沼湿原堆積物の層相、層序とAMS-<sup>14</sup>C年代。

テフラの名称と略号は、アカホヤテフラ(K-Ah)、三瓶浮布テフラ(SUK)、始良 Tn テフラ(AT)は町田・新井(1992)に、それ以外は岡田・石賀(2000)に従った。

Fig.2 Geologic columnar sections of the core sediments taken at the Ohnuma Moor with AMS-<sup>14</sup>C dates and correlated tephra layers.

K-Ah: Kikai-Akahoya Volcanic Ash Beds, SUK: Sambe-Ukinuno Volcanic Ash Beds, MsP: Daisen-Misen Pumice Beds, Sh: Daisen Shitano-hoki Volcanic Ash Beds, AT: Aira-Tanzawa Volcanic Ash Beds, Nh: Daisen Nise-hoki Volcanic Ash Beds. Tephra names are after Machida and Arai (1992) for K-Ah, SUK and AT, and after Okada and Ishiga (2000) for MsP, Sh and Nh.

表1 大沼湿原の堆積物の加速器質量分析法による<sup>14</sup>C年代  
Table 1 AMS-<sup>14</sup>C dates obtained for the Ohnuma Moor sediments.

Sample No.	Core No.	Depth (m)	Material	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Age ( <sup>14</sup> CyBP)	Lab. Code
1	OB2	0.800	Peat	-26.6	1,862 ± 26	NUTA2-7102
2	OB2	1.900	wood trunk	-24.9	3,703 ± 28	NUTA2-7103
3	OB2	2.650	wood trunk	-25.4	7,658 ± 33	NUTA2-7104
4	OB2	3.250	plant fragments	-28.9	11,487 ± 40	NUTA2-7101
5	OB2	6.550	Wood	-24.5	24,067 ± 85	NUTA2-7105
6	OB2	7.750	Wood	-25.5	26,256 ± 120	NUTA2-7108
7	OB2	8.250	Wood	-26.5	27,450 ± 133	NUTA2-7109
8	OB2	8.730	Peat	-28.5	27,212 ± 131	NUTA2-7110
9	OB2	9.730	Wood	-26.3	21,518 ± 89	NUTA2-7111
10	OB2	12.400	Wood	-25.3	34,994 ± 227	NUTA2-7112
11	OB3	4.620	Woods	-24.5	16,432 ± 43	NUTA2-9682
12	OB3	5.588	Nuts	-25.5	20,191 ± 53	NUTA2-9678
13	OB3	6.221	Nuts	-25.2	22,227 ± 60	NUTA2-9679
14	OB3	6.575	Woods	-24.9	23,947 ± 67	NUTA2-9687
15	OB3	6.800	Woods	-35.9	16,731 ± 57	NUTA2-9688
16	OB3	7.973	Nuts	-25.3	26,267 ± 80	NUTA2-9680
17	OB3	8.211	Peat	-28.3	27,301 ± 83	NUTA2-9689
18	OB3	8.657	Peat	-28.5	28,201 ± 92	NUTA2-9681
19	OB3	9.022	Nuts	-25.4	30,677 ± 109	NUTA2-9690
20	OB3	9.864	Nuts	-24.4	31,968 ± 120	NUTA2-9691
21	OB3	11.775	Woods	-25.2	34,418 ± 144	NUTA2-9692
22	OB3	12.750	roots?	-25.9	35,780 ± 161	NUTA2-9694
23	OB3	14.033	Woods	-28.5	36,480 ± 174	NUTA2-9683
24	OB3	15.530	roots?	-28.1	37,117 ± 183	NUTA2-9684
25	OB3	16.490	Woods	-25.5	37,556 ± 191	NUTA2-9695
26	OB4	4.542	Wood	-25.6	15,982 ± 42	NUTA2-9674
27	OB5	4.746	Wood	-22.7	4,940 ± 24	NUTA2-9675

- 1) バックグラウンドは名古屋大学で用意した Rod Graphite の結果を用いて差し引いた。
- 2) 試料の <sup>14</sup>C/<sup>12</sup>C 値は年代測定センターで作成した標準体(Hox-II)6個の測定結果を用いて算出した。
- 3) 炭素同位体分別補正は Tande-II で測定した  $\delta^{13}\text{C}$  値を用いて行った。

でも、直上の試料 No.7 と類似した AMS-<sup>14</sup>C 年代を示していることから、泥炭層の直上から混入した木片について年代測定を行なった可能性が考えられる。

OB3 コアは詳細古地磁気変動の解明を目的として採取したコア堆積物であるため、15 層準の 15 試料について、測定試料を吟味したうえで AMS-<sup>14</sup>C 年代測定を実施した。得られた測定結果は、Sh 直上の木片試料 (No.17) で上位よりも新しい年代が得られたほかは、層位や AT の推定噴出年代と整合的な結果が得られた。試料 No.17 は、炭化処理後のグラファイト量が 0.25mg と微量であり(他は全て 0.8mg 以上)、測定試料の  $\delta^{13}\text{C}$  値が -36 ‰ と他の木片に比べて異常な値を示している(表 1)。こうしたことから、試料の前処理時に混入した何らかの新しい炭素の影響が大きく、年代が若返った可能性が高いと考えられる。

OB4 コアではテフラ①の 16cm 上位の層準(深度 4.54m)に含まれる木片を試料(No.28)として、OB5 コアでは最下部の深度 4.99m に含まれる木片を試料(No.29)として、それぞれ AMS-<sup>14</sup>C 年代測定を実施した。試料 No.28 では層位に矛盾のない年代が得られたが、試料 No.29 は明らかに新しい年代を示した。年代からみると、サンプラーの刃先に引っ掛けられた深度 3m 以浅の泥炭層中の木片が、サンプラー押し込み時に目的採取深度の堆積物に取り込まれたことが推定される。古地磁気測定によっても OB5 コアでコア試料の乱れが著しいことが判明しており、この推定は確かであると考えられる。

以上から本研究では、OB2 コアについて得られた 8 層準の AMS-<sup>14</sup>C 年代、OB3 コアについて得られた 14 層準の AMS-<sup>14</sup>C 年代、OB4 コアについて得られた 1 層準の AMS-<sup>14</sup>C 年代の、合わせて 23 層準の AMS-<sup>14</sup>C 年代

を、テフラの噴出年代を推定する際の年代データとして用いる。

#### IV. テフラの岩石記載的特徴

OB4 コアの深度 4.700~4.685m には含まれるテフラ①, OB2 コアと OB3 コアの深度 12.6~12.7m 間に含まれるテフラ②・テフラ③について、岩石記載的特徴を明らかにした(表 2, 図 3)。岩石記載的特徴は加藤ほか(2001)に従い、粒子組成・重鉱物組成・火山ガラスの形状組成を分析した。火山ガラス・斜方輝石・普通角閃石・カミングトン閃石については各 30 片以上の屈折率を、檀原(1993)や鎌田ほか(1994)に従い、温度変化型屈折率測定装置(RIMS86/RIMS2000)を用いて測定した。以下に、各テフラの岩石記載的特徴を記載する。

##### テフラ①(深度 4.700~4.685m, 厚さ 1.5cm)

テフラ①の粒子組成は、軽鉱物・火山ガラス・ガラス質岩片を主体とし、10%未満の重鉱物を伴う。軽鉱物には石英が含まれる。火山ガラスは無色透明の多孔質型が主であり、その他のガラスを伴う。AT 起源と推定される無色透明の扁平型ガラスを少量混入する。その他のガラスでは、淡紫~淡褐色を呈して斜長石・石英や重鉱物のインクルージョンを含むブロック状ガラスが多い。重鉱物組成は、緑色普通角閃石(78.5%)とカミングトン閃石(7.5%)で 85%以上を占め、少量の不透明鉱物(8.5%)と、微量(2%以下)の燐灰石・黒雲母・褐色普通角閃石・斜方輝石を含む。火山ガラスの屈折率は  $n=1.496-1.501$  (モードは 1.499) である。緑色普通角閃石では、屈折率  $n_2=1.672-1.680$  (1.675-1.676) の結晶が大半を占め、 $n_2=1.687-1.691$  の高屈折率を示す緑色~褐色普通角閃石が極微量含まれる。前者の結晶の大半には火山ガラスが付着するが、後者の結晶には火山ガラスは付着していない。カミングトン閃石の結晶の多くには火山ガラスの付着が認められ、その屈折率は  $n_2=1.661-1.667$  (1.663) である。

##### テフラ②(深度 12.66~12.68m, 厚さ 2cm:OB2 コア), テフラ③(深度 12.663~12.635m, 厚さ 2.8cm:OB3 コア)

テフラ②とテフラ③は酷似した岩石記載的特徴を示し、湿原堆積物中に含まれる深度も良く一致することから、同一のテフラであるとみなされる。いずれも 90%以上が軽鉱物(石英を含む)とガラス質岩片からなり、10%未満の重鉱物を伴う。火山ガラスは極微量(1%未満)である。火山ガラスは、テフラ②では無色透明の扁平型および多孔質型のガラスと、淡褐色~褐色に着色したガラスを含むその他のガラスからなる。扁平型ガラスには、上位にある AT 起源のガラスが混入している可能性が高い。テフラ③では火山ガラスの含有量が著しく少なく、着色したガラスを含むその他のガラスが大半を占める。重鉱物組成は、いずれも緑色普通角閃石(70%以上)が主で、少量の斜方輝石(5~20%)と、5%未満の不透明鉱物・燐灰石・黒雲母・カミングトン閃石、極微量(1%以下)の褐色普通角閃石・単斜輝石・ジルコンを含む。緑色普通角閃石では、火山ガラスないしガラス質岩片が付着する結晶が半数以上を占める。斜方輝石にはそうした結晶がほとんど含まれず、溶食されて角が丸くなったり、端部がささくれ立ったりする結晶が大部分を占める。カミングトン閃石と緑色普通角閃石が共存する結晶が認められ、このような結晶を含めると緑色普通角閃石とカミングトン閃石の比率は、テフラ②で 90%:10%、テフラ③で 94%:6% である。火山ガラスの屈折率は、テフラ②で  $n=1.494-1.501$  (1.499)、テフラ③で  $n=1.494-1.502$  (1.500) であり、良く一致する。斜方輝石の屈折率はいずれも広範囲であり、 $\gamma=1.705-1.716$  の屈折率を示す結晶が多く、 $\gamma=1.694-1.703$  のより低屈折率の結晶を少量含む。緑色普通角閃石では、屈折率  $n_2=1.670-1.686$  (モードはテフラ②で 1.679-1.680、テフラ③で 1.677) の結晶が大半であり、 $n_2=1.685-1.695$  の高屈折率を示す緑色普通角閃石が極微量含まれる。カミングトン閃石の屈折率は良く一致し、 $n_2=1.660-1.665$  (1.662) である。

#### V. テフラの対比

大沼湿原の堆積物中に新たに見出された 2 層のテフラ(テフラ①とテフラ②・③)の層準は、テフラ①が K-Ah ~MsP 間に層位し、テフラ②・③は AT よりも下位に層位している。大沼湿原周辺地域では、AT 下位に層位するテフラとして、大山中部火山灰層中の大山関金軽石(DSP:町田・新井, 1979)が記載されている(加藤ほか, 2001)。テフラ②・③の下位に DSP は挟まれておらず、本テフラは DSP 降灰後、AT 降灰以前に噴出したテフラであると推定される。

テフラ②は明瞭な層をなさないため、岩石記載的特徴、とくに重鉱物組成に関しては注意が必要である。重鉱物の主体をなす緑色普通角閃石は自形をなし、火山ガラスないしガラス質岩片の付着する結晶が半数以上を占めることから、テフラ構成粒子の大半を占めるとみなされる。しかし、斜方輝石の大部分は直上・直下の堆積

表2 大沼湿原の堆積物で新たに発見されたテフラとそれらに対比可能なテフラの岩石記載的特徴

Table 2 Petrographic characteristics of the newly found tephra layers intercalated with the Ohnuma Moor sediments and their correlatives.

Tephra No. (Core/Locality)	Sample ID	Depth (m)	Grain composition (%)					Heavy mineral composition (%)										Glass-type composition (%)				Refractive index (mode)		
			Gl.	Rf.	Lm.	Hm.	Ot.	Opx	Cpx	BHb	GHb	Cum	Opq	Zr	Bi	Ap	H	C	T	Oth	n : Glass		$\gamma$ : Opx	$n_2$ : Gho(upper), Cum (lower)
Tephra ① (OB4)	B4 2-1	4.70	23.5	21	47	8.5	0	1	0	1	78.5	7.5	8.5	0	1.5	2	3	1.5	78	17.5	1.496-1.501 (1.499)		-	1.672-1.680 (1.675-1.676) 1.687-1.691 1.661-1.667 (1.663)
Sakate (Nara basin)	N4U <sup>1)</sup>	-	12	-	49	38	-	0	0	-	98	-	2	0	1	0	2	49	36	4	1.498-1.503 (1.500)		-	-
Sakate (Takashima-Oki)	BT6 <sup>2)</sup>	4.76	58	9	25	8	-	0	0	-	75	-	8	0	16	*	2	38	39	21	1.498-1.501 (1.498-1.500)		-	-
SUK (Pumice) <sup>3)</sup>	-	-	-	-	Fl:23, Qz:2	-	-	0	0	0	86	0	12	*	*	2	C·T		-	1.503-1.505 (1.504)	-	1.672-1.678 (1.675)		
U <sub>1</sub> <sup>3)</sup> (Ukinunoike)	-	-	-	-	-	-	-	0	0	*	80	2	12	*	3.5	2.5	C·T		-	1.501-1.505 (1.504), 1.509	-	1.671-1.680 (1.675) 1.662-1.667 (1.663-1.666)		
U <sub>1</sub> <sup>3)</sup> (Kobe)	A	-	25	-	35	41	-	0	0	*	81	6	6	*	6	*	T		-	1.500-1.506 (1.501-1.504)	-	1.671-1.676 (1.674) 1.661-1.666 (1.664)		
SUK <sup>4)</sup> (Hosoike Moor B2)	Hs-3	2.32	-	-	-	-	-	0	0	2	94	0	5	0	0	0	-		-	1.498-1.506 (1.502)	-	1.671-1.675 (1.672)		
Tephra ② (OB2)	B2 1232	12.68	*	52.5	39	8	0	18.5	*	*	70	1.5	3.5	1	1.5	3.5	34.5	9	34.5	22	1.494-1.501 (1.499)		1.694-1.703 1.707-1.710 (1.707)	1.670-1.683 (1.679-1.680) 1.685-1.691 1.660-1.665 (1.662)
Tephra ③ (OB3)	B3 13-16	12.66	*	37.5	55.5	6	*	6	*	1	82.5	1	3.5	0	2	3.5	*	*	*	+++	1.494-1.502 (1.500)		1.699-1.703 1.706-1.707 1.709-1.715 (1.712)	1.672-1.686 (1.677) 1.691-1.695 1.660-1.664 (1.662)
SI (Takashima-Oki)	BT15 <sup>2)</sup>	14.69	55	2	29	14	-	*	0	-	66	-	9	0	23	2	1	11	88	*	1.499-1.506 (1.499-1.501)		-	-
Nh-U (Shimofukuda)	Nh-U	-	22	31	31.5	14.5	1	9.5	*	2.5	53.5	3	29	*	1	*	1	1	5	93	1.495-1.500 (1.498)		1.700-1.705 (1.703)	-
Nh-M (Shimofukuda)	Nh-M	-	22	12.5	46.5	18.5	0	2	*	*	67.5	4.5	19.5	0	2	3	*	1.5	4.5	94	1.496-1.500 (1.499)		1.699-1.706 (1.702-1.703)	1.672-1.678 (1.675-1.676) 1.681-1.685 1.659-1.666 (1.662)
Nh-L (Shimofukuda)	Nh-L	-	11	38	38.5	11.5	1	6.5	*	2	62	4.5	22	0	1.5	1	0	*	32.5	67	1.495-1.500 (1.499)		1.700-1.707 (1.701-1.702)	-

Grain composition: Gl., volcanic glass, Rf., rock fragments, Lm., light minerals, Hm., heavy minerals, Ot., other grains, Fl, feldspar, Qz, quartz. Heavy mineral composition: Opx, orthopyroxene, Cpx, clinopyroxene, GHo, green hornblende, BHo, brown hornblende, Cum, cummingtonite, Opq, opaque minerals, Zr, zircon, Bt, biotite, Ap, apatite. Glass-type composition following Yoshikawa (1976): H, H-type shard, C, C-type shard, T, T-type shard, Oth, other type shads. — unidentified, \* less than 1%, +++ abundant. References: 1) Yoshikawa *et al.* (1986), 2) Yoshikawa and Inouchi (1991), 3) Katoh *et al.* (1996), and 4) Nomura *et al.* (1996). The BT6 volcanic ash horizon in the Takashima-Oki boring core was correlated with the Sambe Ikeda tephra layer (SI) by Machida and Arai (1992).

物粒子の主体をなす斜方輝石と類似した風化の進んだ形状を示し、テフラ構成粒子の主体をなすとはみなせない。カミングトン閃石は、緑色普通角閃石と共存する結晶が認められることと、堆積物粒子中に全く含まれないことから、テフラ構成粒子とみられる。さらに、ほぼ純層とみなされるテフラ③の重鉱物組成からみて、本テフラの重鉱物組成は、緑色普通角閃石を主体とし、少量の斜方輝石・不透明鉱物・黒雲母・燐灰石、微量のカミングトン閃石・褐色普通角閃石を伴うものであると推定される。斜方輝石の屈折率分布(図3)では、大半を占める $\gamma =$

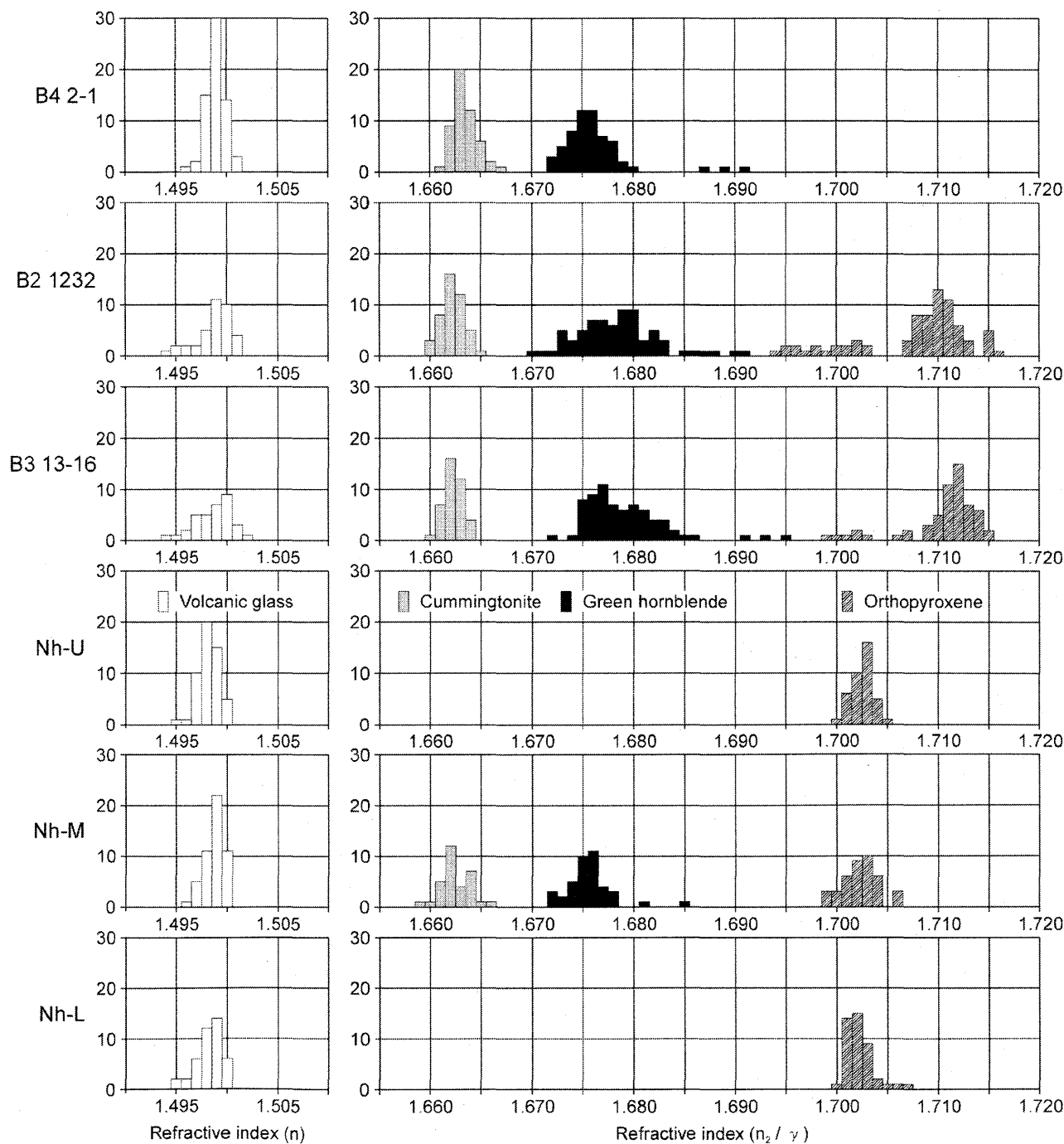


図3 大沼湿原堆積物中の2層のテフラと偽ホーキ火山灰(Nh)の火山ガラス, 斜方輝石, 緑色普通角閃石, カミングトン閃石の屈折率頻度分布。

分析したNhの試料は大山火山南方の下福田露頭(図1, Loc.1)で採取した。

Fig.4 Distributions of refractive index of volcanic glass shards, and of orthopyroxene, green hornblende, and cummingtonite phenocrysts for two tephra layers newly found in the Ohnuma Moor sediments and Nishe-hoki Volcanic Ash Bed (Nh) sampled at Shimofukuda south of Daisen Vocano (Loc.1 in Fig.1).

1.705-1.716 の屈折率を示す結晶は二次的粒子であり、 $\gamma=1.694-1.703$  のより低屈折率を示す少量の結晶が、テフラ起源であると考えられる。こうした点から、テフラ②・③を構成する火山ガラスと重鉱物の屈折率特性は、火山ガラスで  $n=1.494-1.502$  (1.499-1.500)、緑色普通角閃石で  $n_2=1.670-1.686$ 、カミングトン閃石で  $n_2=1.660-1.665$  (1.662)、斜方輝石で  $\gamma=1.694-1.703$  であると考えられる。

DSP~AT 間に層位し、緑色普通角閃石を主体とする重鉱物組成を有するテフラで、近畿地方にも分布すると予想されているテフラとして、三瓶火山起源の三瓶池田テフラ(SI:町田・新井, 1992)がある。SI は多孔質型火山ガラスを主体とし、重鉱物組成も黒雲母が多く、斜方輝石やカミングトン閃石を伴わない。緑色普通角閃石の屈折率も  $n_2=1.670-1.676$  (1.673) である(町田・新井, 2003)。このようなSI の岩石記載的特徴はテフラ②・③の岩石記載的特徴とはかなり異なっており、テフラ②・③がSI に対比される可能性は低い。

一方、大山火山近傍ではATと大山倉吉軽石(DKP:町田・新井, 1979)との中間の層準にあたる大山中部火山灰層中に、成層した火山砂・火山灰と軽石の互層から構成される偽ホーキ火山灰(Nh:岡田・谷本, 1986;岡田, 1996)が認められる。Nh は、鴨ヶ丘火山灰(KmA:津久井, 1984)に相当し、大山火山の東方20km程度内の範囲に分布している(岡田・石賀, 2000)。Nh は、大山中・上部火山灰層中のテフラの中でも斜方輝石の含有量が著しく少なく、カミングトン閃石を含有している(岡田, 1996;岡田・石賀, 2000)。こうした重鉱物組成はテフラ②・③の重鉱物組成と類似することから、Nh とテフラ②・③との対比が考えられる。しかしNh の岩石記載的特徴、とくに火山ガラスや重鉱物の屈折率特性が明らかにされていないため、本研究では大山火山近傍の蒜山原下福田(Loc.1, 図1)において採取したNhについて、詳細な岩石記載的特徴を分析した(表2, 図3)。

Nh の粒子組成は、軽鉱物(石英を微量含む)とガラス質岩片を主体とし、火山ガラスと重鉱物を10~20%伴う。火山ガラスは、鉱物粒子に付着するガラスやブロック状のガラスからなるその他のガラスが90%以上を占めるが、下部では多孔質型ガラスが30%以上含まれる。重鉱物組成は、緑色普通角閃石(50~70%)が主体で、20~30%の不透明鉱物、10%未満の斜方輝石、5%未満のカミングトン閃石を伴い、微量の黒雲母・燐灰石・褐色普通角閃石と極微量の単斜輝石・ジルコンを含む。火山ガラスの屈折率は  $n=1.494-1.500$  (1.498-1.499)、斜方輝石の屈折率は  $\gamma=1.699-1.707$  (1.700-1.703) である。緑色普通角閃石とカミングトン閃石の屈折率は、中部の軽石層で  $n_2=1.672-1.685$  (1.675-1.676) および  $n_2=1.659-1.666$  (1.662) を示す。緑色普通角閃石とカミングトン閃石が共存する結晶を含んでおり、緑色普通角閃石とカミングトン閃石の割合は95%:5%~93%:7%である。

このようなNh の岩石記載的特徴は、不透明鉱物やカミングトン閃石の含有量と、緑色普通角閃石や斜方輝石の屈折率のモードに相違が認められるものの、テフラ②・③の岩石記載的特徴に良く似ており、テフラ②・③はNh に対比可能であると考えられる。DKP や DSP に代表されるように、大山火山起源のテフラには分布の主軸が東方へ細長くのびる例が多い(岡田・石賀, 2000;町田・新井, 2003)。Nh が大山火山の東方約80km付近まで分布している可能性が高いことは、Nh が類似した分布形態を取っており、大沼湿原周辺地域がこのような分布の主軸に位置しているためではないかと考えられる。

K-Ah~MsP 間に層位するテフラ①は、斜方輝石をほとんど含まず、緑色普通角閃石と不透明鉱物・カミングトン閃石を主体とする重鉱物組成を示す。近畿地方では、K-Ah~AT 間に層位し、このような重鉱物組成を示すテフラとして、阪手火山灰(吉川ほか, 1986)が知られている。近畿地方に分布する主要なテフラの大半が記載された琵琶湖高島沖ボーリングコア(図1)では、阪手火山灰はBT6火山灰降灰層準に対比されている(吉川・井口, 1991)。吉川ほか(1986)によれば、阪手火山灰はややゴマシオ状の層相を示す火山灰であり、軽・重鉱物を主体として構成され、10%前後の火山ガラスを伴い、軽鉱物として石英を含む。火山ガラスは無色透明~白色の中間・多孔質型で屈折率は  $n=1.498-1.503$  (1.500) である。重鉱物組成は角閃石族を主体とし、微量の黒雲母を含む。BT6火山灰降灰層準では、粒子組成に占める火山ガラスの割合が58%、重鉱物組成に占める黒雲母の割合が16%と多くなり、火山ガラスは中間型・多孔質型・その他のガラスから構成され、火山ガラスの屈折率は  $n=1.498-1.501$  (1.498-1.500) である(吉川・井口, 1991)。このように模式地の阪手火山灰やその対比層においてカミングトン閃石が識別されておらず、緑色普通角閃石やカミングトン閃石の屈折率も測定されていないため対比の確度は落ちるが、テフラ①の層位、重鉱物組成、および火山ガラスの形状組成と屈折率は、阪手火山灰の特徴と酷似しており(表2)、両者は対比可能であると判断できる。

阪手火山灰は、三瓶火山を給源とする三瓶浮布テフラ(SUK:町田・新井, 1992)に対比されている(町田・新井, 2003)。しかし、中国地方から近畿地方にかけて記載されたSUKと阪手火山灰では、火山ガラスの屈折率や重鉱物組成に相違が認められる(吉川ほか, 1986;野村・田中, 1987;吉川・井口, 1991, 1993;野村ほか, 1995;加藤ほか, 1996)。SUKに含まれる火山ガラスの屈折率は  $n=1.505-1.507$  (1.506) であり(町田・新井, 2003)、阪手火山灰に含まれる火山ガラスの屈折率範囲( $n=1.498-1.503$ )に比べて、かなり高い。加藤ほか(1996)は、神戸市で発見されたSUKに類似したテフラがカミングトン閃石を少量含むことから、SUK直下の浮布火砕流堆積物(U<sub>1</sub>:松井・井上, 1971)の遠方堆積相とみなしたが、福岡・松井(2002)はSUKの上部ユニットの



マトリクスにもカミングトン閃石が含まれており、神戸市のテフラも SUkに對比できると述べた。

テフラ①についても、火山ガラスの屈折率は SUkに含まれる火山ガラスの屈折率とは異なる。しかし、SUkの緑色普通角閃石の屈折率は  $n_2=1.672-1.678$  (1.675) (加藤ほか, 1996), あるいは  $n_2=1.671-1.675$  (1.673) (町田・新井, 2003), カミングトン閃石の屈折率は  $n_2=1.660-1.665$  (町田・新井, 2003) であり、SUkとテフラ①とでは、火山ガラスの屈折率以外の岩石記載的特徴が良く一致する。野村ほか(1995)は、SUkの火山ガラスの屈折率は下部で  $n=1.503-1.507$ , 上部で  $n=1.498-1.503$  であると記載しており、上部ユニットで火山ガラスの屈折率が低い可能性を示唆している。したがって、テフラ①や阪手火山灰がSUkの上部ユニットに対比されるとすると、火山ガラスの屈折率も3者で良く一致していることになる。以上の点から、テフラ①と阪手火山灰は、いずれもSUkの上部ユニットに対比可能であるといえる。そして、SUkは上部・下部ユニットでカミングトン閃石の含有量や火山ガラスの屈折率が異なっており、中国地方から近畿地方西部にかけては下部ユニットが厚く分布し、より遠方の近畿地方中・北部には、上部ユニットが薄く、広く分布しているものと考えられる。

## VI. 大沼湿原堆積物に挟まれるテフラの推定噴出年代

大沼湿原の深度約17mまでの細粒堆積物中には合計6層のテフラが挟まれており、上位のテフラより、K-Ah, SUk, MsP, Sh, AT, およびNhに対比できることが明らかになった。一方、深度約17m以浅の堆積物中からは、23層準で層位的に矛盾のないAMS-<sup>14</sup>C年代が得られている(表1, 図2)。本章では、これらのAMS-<sup>14</sup>C年代に基づいて、正確な噴出年代が推定されていない、あるいは加速器質量分析法による<sup>14</sup>C年代測定に基づく噴出年代の推定がなされていないSUk, MsP, Sh, Nhの噴出年代を検討した。さらに従来の研究(松本ほか, 1987; 村山ほか, 1993など)との比較のため、ATの噴出年代についても検討してみた。これら5層のテフラの噴出年代推定にあたり、OB2コアの深度4m以浅の4層準から得られたAMS-<sup>14</sup>C年代、OB3コアから得られた14層準のAMS-<sup>14</sup>C年代、OB4コアから得られた1層準のAMS-<sup>14</sup>C年代を用いて、湿原堆積物の堆積速度曲線を作成した(図4)。この堆積速度曲線に基づき、各年代の得られた層準間の堆積速度を一定と仮定し、5層のテフラの噴出年代を算出する。

### Nh (テフラ③:OB3コアで深度 12.663~12.635m)

Nhは、OB3コアから得られたAMS-<sup>14</sup>C年代に基づいて噴出年代を推定した。OB3コアでは、Nh直下の深度12.750m層準から  $35,780 \pm 161$  <sup>14</sup>CyBP, 上位の深度11.775m層準から  $34,418 \pm 144$  <sup>14</sup>CyBPの、それぞれAMS-<sup>14</sup>C年代が得られている。これら2層準間において厚さ1cmの堆積物の堆積に要する時間は、AMS-<sup>14</sup>C年代における標準誤差(1 $\sigma$ )を考慮すると10.944~17.097年/cm(中央値は13.969年/cm)であり、Nhの降灰した深度12.663mの年代は  $35,523 \sim 35,791$  <sup>14</sup>CyBP(中央値は  $35,658$  <sup>14</sup>CyBP)と算出される。テフラ降灰層準や年代測定層準の認定精度は $\pm 3$ cm程度(サブ・サンプリングの最大間隔)と考えられることから、算出値には30~50年のサブ・サンプリング誤差が含まれる。したがってNhの推定噴出年代を、 $35,660 \pm 200$  <sup>14</sup>CyBPと推定した。OB2コアでは、Nh(テフラ②)降灰層準(深度12.68m)の28cm上位の層準(試料No.10)において  $34,994 \pm 227$  <sup>14</sup>CyBPのAMS-<sup>14</sup>C年代が得られており(表2)、Nhの推定噴出年代と整合的である。

### AT (OB3コアで深度 7.399~7.100m)

ATの噴出年代は、OB3コアでMsP(深度6.675~6.500m)中に含まれる木片のAMS-<sup>14</sup>C年代( $23,947 \pm 67$  <sup>14</sup>CyBP)と、AT(深度7.399~7.100m)下位の深度7.973mにおける木片のAMS-<sup>14</sup>C年代( $26,267 \pm 80$  <sup>14</sup>CyBP)に基づいて、厚さ29.9cmのATおよび厚さ7.5cmのShが瞬時に堆積し、残りの細粒堆積物が一定速度で堆積したと仮定して算出した。結果として得られたATの推定噴出年代は、 $24,814 \sim 24,837$  <sup>14</sup>CyBP(中央値は  $24,826$  <sup>14</sup>CyBP)である。サブ・サンプリングによる年代誤差(70~80年)を考慮して、本研究ではATの噴出年代を  $24,830 \pm 100$  <sup>14</sup>CyBPであると推定する。このATの推定噴出年代は、松本ほか(1987)の液体シンチレーション法による<sup>14</sup>C年代( $24,720 \pm 290$  <sup>14</sup>CyBP)とは誤差範囲内で一致しているが、村山ほか(1993)によるAMS-<sup>14</sup>C年代( $24,330 \pm 230$  <sup>14</sup>CyBP)よりは若干古い。ATについて得られたAMS-<sup>14</sup>C年代は  $24,000 \sim 25,000$  <sup>14</sup>CyBP間にまとまるとされており(町田・新井, 2003)、本研究の結果も、この報告と整合的である。

### Sh (OB3コアで深度 6.900~6.825m)

Shの噴出年代はATと同様にして求めたところ、 $24,280 \sim 24,367$  <sup>14</sup>CyBP(中央値は  $24,324$  <sup>14</sup>CyBP)と算出される。サブ・サンプリングによる年代誤差(70~80年)を考慮して、Shの噴出年代を  $24,320 \pm 150$  <sup>14</sup>CyBPであると推定する。

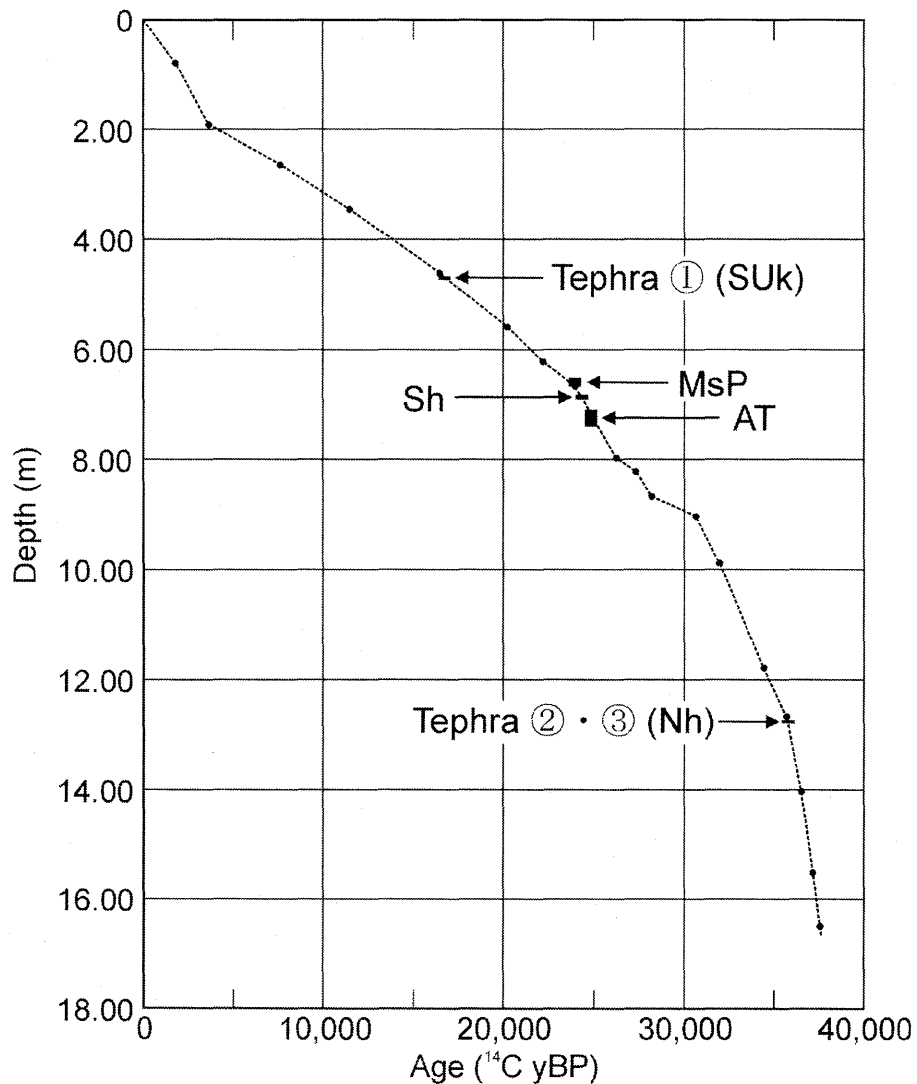


図4 大沼湿原堆積物における深度とAMS-<sup>14</sup>C年代の関係

深度17m以浅の堆積物について得られたAMS-<sup>14</sup>C年代とテフラ(K-Ah, SUk, MsP, Sh, AT および Nh)の層準を示した。

Fig.5 Relationships between depths and AMS-<sup>14</sup>C dates in the Ohnuma Moor sediments shallower than 17 meters with horizons of six tephra layers correlated with the K-Ah, SUk, MsP, Sh, AT and Nh.

**MsP (OB3 コアで深度 6.675~6.500m)**

MsP については、OB3 コアで MsP 中(深度 6.675~6.500m)に含まれる木片から 23,947±67 <sup>14</sup>CyBP, OB2 コアで MsP 直上に含まれる木片から 24,067±85 <sup>14</sup>CyBP の AMS-<sup>14</sup>C 年代が、それぞれ得られている。したがって MsP の推定噴出年代は 23,880~24,152 <sup>14</sup>CyBP の間であると考えられ、両者の平均値と AMS-<sup>14</sup>C 年代における標準誤差(1σ)を考慮して、MsP の噴出年代を 24,000±150 <sup>14</sup>CyBP と推定する。なお MsP については、サブ・サンプリングによる年代誤差を考慮する必要はない。

**SUk (テフラ① : OB4 コアで深度 4.700~4.685m)**

SUkに対比されたテフラ①では、OB4 コアでテフラ層準の約 16cm 上位の深度 4.542m 層準から 15,982±42 <sup>14</sup>CyBP の AMS-<sup>14</sup>C 年代が得られている。OB3 コアでは、堆積物粒子の粒度組成や重鉍物組成の変動から深度 4.700mにテフラ①の降灰層準が認定でき、その 8cm 上位の深度 4.620m層準から 16,432±43 <sup>14</sup>CyBP の AMS-<sup>14</sup>C 年代が、下位の深度 5.588mの層準から 20,191±53 <sup>14</sup>CyBP の AMS-<sup>14</sup>C 年代が、それぞれ得られている。したがって、これら AMS-<sup>14</sup>C 年代が得られた 2つの層準間における厚さ 1cm あたりの堆積年代は 37.841~39.824 年/cm(中央値は 38.833 年/cm)と算出され、深度 4.700m におけるテフラ①、すなわち SUkの噴出

年代は、16,708~16,778  $^{14}\text{C}$ BP(中央値は 16,743  $^{14}\text{C}$ BP)の間であると推定される。他のテフラと同様にサブ・サンプリングの誤差(110~120年)を考慮して、SUk(阪手火山灰)の噴出年代を  $16,740 \pm 150$   $^{14}\text{C}$ BP であると推定する。

以上のように、大沼湿原堆積物に挟まれる5層のテフラの噴出年代は、下位より順に Nh が  $35,660 \pm 200$   $^{14}\text{C}$ BP, AT が  $24,830 \pm 100$   $^{14}\text{C}$ BP, Sh が  $24,320 \pm 150$   $^{14}\text{C}$ BP, MsP が  $24,000 \pm 150$   $^{14}\text{C}$ BP, SUk が  $16,740 \pm 150$   $^{14}\text{C}$ BP であると推定された。AT に関しては、これまでの報告と矛盾のない噴出年代が推定された。Nh は、本研究により初めて噴出年代が推定されたものである。Sh, MsP や SUk の噴出年代に関連しては、これまでにいくつかの報告がある。

野村・田中(1986)は、兵庫県東部で記載したb火山灰を Sh, Od, Uh のいずれかに対比できるとし、その直上に堆積する木片から  $24,300 \pm 410$   $^{14}\text{C}$ BP の、 $\beta$ 線計測法による  $^{14}\text{C}$ 年代を得ている。加藤ほか(2004)によれば、カミングトン閃石を含まないb火山灰は Sh に対比可能である。本研究による Sh の推定噴出年代は  $24,320 \pm 150$   $^{14}\text{C}$ BP であり、上記の  $^{14}\text{C}$ 年代とは整合的である。

SUk直下の  $U_1$ に含まれる炭化木片からは、 $16,000 \pm 400$   $^{14}\text{C}$ BP(松井・井上, 1970),  $14,780 \pm 400$   $^{14}\text{C}$ BP(服部ほか, 1983),  $16,400 \pm 140$   $^{14}\text{C}$ BP(林・三浦, 1987)の  $^{14}\text{C}$ 年代が得られており、SUkは1.5~1.6万年前に噴出したと推定されている(松井・井上, 1971)。神戸市で発見され、 $U_1$ の遠方堆積相とされたテフラの直上と直下の泥炭質シルトからは、 $15,740 \pm 80$   $^{14}\text{C}$ BP および  $15,490 \pm 120$   $^{14}\text{C}$ BP の  $^{14}\text{C}$ 年代が得られている(加藤ほか, 1996)。さらに野村ほか(1995)は、SUk 噴出年代を  $15,800 \pm 250$   $^{14}\text{C}$ BP の  $^{14}\text{C}$ 年代の直後と推定した。これらの  $\beta$ 線計測法による  $^{14}\text{C}$ 年代に基づけば、SUkの噴出年代は  $15,500 \sim 16,500$   $^{14}\text{C}$ BP であるとみなして良い。本研究で得られたSUkの推定噴出年代は  $16,740 \pm 150$   $^{14}\text{C}$ BP であり、これは AMS- $^{14}\text{C}$ 年代に基づいている。本年代は、 $\beta$ 線計測法による推定年代よりは最大で1000年ほど古く推定されているが、 $U_1$ に含まれる炭化木片から得られた2つの  $^{14}\text{C}$ 年代とは誤差範囲でほぼ一致しており、大きな矛盾はない。

野村ほか(1995)は、MsP直上の有機質シルトについて得られた  $17,400 \pm \begin{smallmatrix} 1,080 \\ 960 \end{smallmatrix}$   $^{14}\text{C}$ BP 頃に、MsP が噴出したとしている。MsP の上位の腐食質粘土、下位の泥炭からは  $16,200 \pm 360$   $^{14}\text{C}$ BP および  $18,600 \pm 205$   $^{14}\text{C}$ BP の  $^{14}\text{C}$ 年代が得られており(野村・田中, 1986)、野村ほか(1995)の MsP の推定噴出年代は、これら2つの中央値と一致している。これらの  $\beta$ 線計測法による  $^{14}\text{C}$ 年代によれば MsP は  $16,500 \sim 18,500$   $^{14}\text{C}$ BP に噴出したとされ、これは本研究において推定した MsP の噴出年代( $24,000 \pm 150$   $^{14}\text{C}$ BP)に比べて、5,500~7,500年も新しい。ATの噴出年代に関しては、 $\beta$ 線計測法により得られた  $^{14}\text{C}$ 年代が液体シンチレーション法や AMS 法により得られた  $^{14}\text{C}$ 年代より、一般に2,000~3,000年新しくなる(町田・新井, 2003)が、MsP の推定噴出年代の違いは、こうした手法の差異では説明しがたいほどに大きい。

野村ほか(1995)は、岡山県北部の細池湿原において、MsP に対比したテフラ Hs-4 直上の  $^{14}\text{C}$ 年代測定に基づいて MsP の噴出年代を推定している。同湿原において Hs-4 と同様に MsP に対比されたテフラ Hs-9 の下位には、Uh に対比されたテフラ Hs-10、さらに AT に対比されたテフラ Hs-10 が直接累重しており、これは大山火山近傍における AT~MsP の層序や大沼湿原における AT, Sh, MsP の層序と良く一致する。しかし、Hs-4 の下位には Uh や AT は認められず、Hs-4 が二次的堆積層であるか、MsP より新しいテフラである可能性を示している。野村・田中(1986)で MsP に対比された c 火山灰では、カミングトン閃石の含有が記載されていない。MsP の上位には、カミングトン閃石の含有量を除くと、岩石記載的特徴が MsP のそれに酷似する大山鏡ヶ平テフラ(DKg:町田・新井, 1979)があり、重鉱物組成や火山ガラスや斜方輝石、緑色普通角閃石の屈折率のみからは、c 火山灰を MsP に対比することは困難である。さらに野村・田中(1986)では、c 火山灰の30cm上位で  $11,700 \pm 95$   $^{14}\text{C}$ BP の  $^{14}\text{C}$ 年代測が得られており、c 火山灰降灰後のみかけ堆積速度が異常に小さい。年代測定に用いられた試料が泥炭と腐食質粘土であることから、若い炭素の混入により  $^{14}\text{C}$ 年代が若返っている可能性が考えられる。さらに MsP の上位に層位する草谷原軽石(KsP:津久井, 1984)の直上を覆う弥山火砕流(MiF:津久井, 1984)中の炭化木片からは、 $18,100 \pm 180$   $^{14}\text{C}$ BP(三浦・林, 1991)や  $17,200 \pm 400$   $^{14}\text{C}$ BP(山陰第四紀研究グループ, 1969)の  $^{14}\text{C}$ 年代が得られており、KsP は  $18,000$   $^{14}\text{C}$ BP 頃に降下したと考えられている(三浦・林, 1991)。17,400  $^{14}\text{C}$ BP 頃という MsP の噴出年代(野村ほか, 1995)は、このように大山火山近傍において上位のテフラから得られた  $^{14}\text{C}$ 年代とも逆転している。

以上のように17,400  $^{14}\text{C}$ BP 頃という MsP の噴出年代(野村ほか, 1995)は明らかに新しく、年代推定の根拠となったテフラの対比や、得られた  $^{14}\text{C}$ 年代の妥当性に問題が残されている。これらが本研究における MsP の推定噴出年代との大きな差をもたらした原因であると考えられる。

## Ⅶ. ま と め

兵庫県北部の中国山地東部に位置する大沼湿原の堆積物中には、アカホヤテフラ(K-Ah)と始良 Tn テフラ(AT), 大山上部火山灰層中の下のホーキ火山灰(Sh)や弥山軽石(MsP)が挟まれている。本研究では、大沼湿原の堆積物中に新たに2層のテフラ薄層を発見し、これらを大山中部火山灰層中の偽ホーキ火山灰(Nh)と三瓶火山起源の三瓶浮布テフラ(SUK)の上部ユニットに対比した。近畿地方北部でのNhとSUKの発見により、Nhが大山火山の東方約80km付近まで分布することや、SUK上部ユニットが近畿地方中・北部の広い範囲を覆っている可能性が高いことが明らかになった。

次に新たに同定・対比したNhとSUK, およびAT, Sh, MsPの5層のテフラについて、大沼湿原の深度17m以浅の堆積物から得られた23層準のAMS-<sup>14</sup>C年代を用いて、噴出年代を推定した。AMS-<sup>14</sup>C年代の得られた層準間の堆積速度を一定と仮定して推定したテフラの噴出年代は、下位より順にNhが35,660±200 <sup>14</sup>CyBP, ATが24,830±100 <sup>14</sup>CyBP, Shが24,320±150 <sup>14</sup>CyBP, MsPが24,000±150 <sup>14</sup>CyBP, SUKが16,740±150 <sup>14</sup>CyBPである。AT, Sh, SUKについては、これまでの推定噴出年代と大きくは矛盾しない年代が推定された。しかし、MsPの噴出年代は5,500~7,500年も古く推定された。この違いは、β線計測法とAMS法により測定された<sup>14</sup>C年代では、後者が系統的に古く測定される例が多いという年代測定手法間の差異で解釈できないほど大きい。この原因は、噴出年代が推定されたテフラとMsPとの対比や、年代測定に用いられた試料の質に問題があったためと考えられる。

**謝 辞** 大雪の中で実施した大沼湿原のボーリングコア掘削では、田中地質コンサルタント株式会社の諸氏、とくに野中寿信氏と上北 孝氏にお世話になった。本研究の一部には、平成14~17年度日本学術振興会科学研究費補助金・基盤研究B(2)(研究代表者:加藤茂弘, 課題番号14380034)を使用した。以上の方々、機関に厚くお礼申し上げます。

## 引 用 文 献

- 檀原 徹(1993)温度変化型屈折率測定法. 日本第四紀学会編「第四紀試料分析法 2, 研究対象別分析法」: 149-157, 東京大学出版会.
- 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.
- Furuyama, K., Nagao, K., Mitsui, S. and Kasatani, K. (1993) K-Ar ages of Late Neogene mono-genetic volcanoes in the east San-in district, Southwest Japan. Earth Science (Chikyu Kagaku), 47, 519-532.
- 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・檀原 徹・林田 明・山下 透(1994)中部九州の今市火砕流堆積物と類似火砕流堆積物の対比および噴出源の推定. 地質学雑誌, 100, 279-291.
- Katoh, S. (2005) A new method of taking undisturbed all-cored sediment samples with a constant direction for the analysis of paleomagnetic secular variation (PSV). Research on Active Faulting and to Mitigate Seismic Hazards: the State of the Art; Abstracts of the HOKUDAN International Symposium on Active Faulting 2005, 63.
- 加藤茂弘・檀原 徹・山下 透・竹村恵二・岡田篤正(1996)兵庫県神戸市で発見された三瓶火山起源のテフラ. 第四紀研究, 35, 383-389.
- 加藤茂弘・森永速男・檀原 徹・山下 透・小林文夫・佐藤裕司・半田久美子・古谷 裕・先山 徹・八木 剛(2006)後期更新世における中国山地東部の大沼湿原の発達過程. (第四紀研究, 投稿準備中)
- 加藤茂弘・大森繁雄・松田高明・山下 透・檀原 徹・先山 徹・半田久美子・佐藤裕司・古谷 裕・小林文夫(2001)兵庫県北部・鉢伏山周辺地域の第四紀後期テフラ層序—大山火山起源のテフラを中心として—. 人と自然, No.12, 1-12.
- 加藤茂弘・山下 透・檀原 徹(2004)大山テフラの岩石記載的特徴と大山最下部テフラ層中のテフラの対比. 第四紀研究, 43, 435-445.
- 町田 洋・新井房夫(1976)広域に分布する火山灰—始良 Tn 火山灰の発見とその意義. 科学, 46, 339-347.

- 町田 洋・新井房夫(1978)南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ—アカホヤ火山灰. 第四紀研究, 17, 143-163.
- 町田 洋・新井房夫(1979)大山倉吉軽石層—分布の広域性と第四紀編年上の意義. 地学雑誌, 88, 313-330.
- 町田 洋・新井房夫(1992)火山灰アトラス[日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 276p.
- 町田 洋・新井房夫(2003)新編火山灰アトラス[日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 336p.
- 松井整司・井上多津夫(1970)三瓶火山噴出物の  $^{14}\text{C}$  年代—日本の第四紀層の  $^{14}\text{C}$  年代(56)—. 地球科学, 108, 112-114.
- 松井整司・井上多津夫(1971)三瓶火山の噴出物と層序. 地球科学, 25, 147-163.
- 松本英二・前田保夫・竹村恵二・西田史朗(1987)始良 Tn 火山灰(AT)の  $^{14}\text{C}$  年代. 第四紀研究, 26, 79-83.
- 三浦 清・林 正久(1991)中国・四国地方の第四紀テフラ研究—広域テフラを中心として—. 第四紀研究, 30, 339-351.
- 村山雅史・松本英二・中村俊夫・岡村 真・安田尚登・平 朝彦(1993)四国沖ピストンコア試料を用いたAT火山灰噴出年代の再検討—タンデム加速器質量分析計による浮遊性有孔虫の  $^{14}\text{C}$  年代—. 地質学雑誌, 99, 787-798.
- 野村亮太郎・田中眞吾(1986)兵庫県東部の山間低地に発見された大山起源の火山灰層. 第四紀研究, 24, 301-307.
- 野村亮太郎・田中眞吾(1987)兵庫県南部の  $\text{U}_2$  火山灰層—その対比と地形編年上の意義—. 神戸大学教養部紀要「論集」, 39, 1-20.
- 野村亮太郎・田中眞吾・柏谷健二・相馬秀廣・小倉博之・川崎輝雄(1995)岡山県北部, 細池湿原のテフラについて. 第四紀研究, 34, 1-8.
- 岡田昭明(1996)恩原遺跡の火山灰層. 稲田孝司編「恩原 2 遺跡」. 岡山大学文学部考古学教室, 238-246.
- 岡田昭明・石賀 敏(2000)大山テフラ. 日本地質学会第 107 年学術大会見学旅行案内書, 81-90.
- 岡田昭明・谷本慎一(1986)大山下部火山灰から新たに発見された2枚の降下軽石層について. 鳥取大学教育学部研究報告(自然科学), 35(1-2), 33-42.
- 先山 徹・松田高明・森永速男・後藤 篤・加藤茂弘(1995)兵庫県北部の鮮新世～更新世火山岩類—K-Ar 年代・古地磁気・主化学組成—. 人と自然, No.6, 149-170.
- 山陰第四紀研究グループ(1969)山陰海岸地域の第四系. 地団研専報, no.15, 355-376.
- 竹中則夫・児島睦子(1987)兵庫県における湿原植生の研究IV. 大沼湿原. 中西 哲博士追悼植物生態・分類論文集, 147-163, 神戸群落生態研究会.
- 津久井雅志(1984)大山火山の地質. 地質学雑誌, 90, 643-658.
- 吉川周作(1976)大阪層群の火山灰層について. 地質学雑誌, 82, 479-515.
- 吉川周作・井内美郎(1991)琵琶湖高島沖ボーリングコアの火山灰層序. 地球科学, 45, 81-100.
- 吉川周作・井内美郎(1993)琵琶湖高島沖ボーリング火山灰から見た中期更新世～完新世の噴火活動史. 地球科学, 47, 97-109.
- 吉川周作・那須孝悌・樽野博幸・古谷正和(1986)近畿地方中部に分布する後期更新世～完新世の火山灰層について. 地球科学, 40, 18-38.

# Correlation and AMS-<sup>14</sup>C dating of the Late Pleistocene Tephra Layers in the Ohnuma Moor Deposits in the Eastern Part of the Chugoku Mountains, Western Japan

Shigehiro KATOH<sup>\*1</sup>, Kumiko HANDA<sup>\*1</sup>, Masayuki HYODO<sup>\*2</sup>, Hiroshi SATO<sup>\*3</sup>,  
Toshio NAKAMURA<sup>\*4</sup>, Tohru YAMASHITA<sup>\*5</sup>, Tohru DANHARA<sup>\*5</sup>

1) Museum of Nature and Human Activities, Hyogo; Yayoigaoka 6, Sanda, 669-1546 Japan.

E-mail: katochan@hitohaku.jp

2) Research Center for Inland Seas, Kobe University; Rokkodai 1-1, Nada-ku, Kobe, 657-8501 Japan.

3) Institute of Natural and Environmental Sciences, University of Hyogo; Yayoigaoka 6, Sanda, 669-1546 Japan.

4) Nagoya University Center for Chronological Research; Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya, 464-8602 Japan.

5) Kyoto Fission-Track Co., Ltd.; Ohmiya Minamitajiri-cho 44-4, Kita-ku, Kyoto, 603-8832 Japan.

The Ohnuma Moor in the eastern part of the Chugoku Mountains, western Japan, is located about 80-km west of Daisen Volcano and more than 100-km west of Sambe Volcano. The moor has thick sediments more than 65 meters which are composed of finer peat and organic clay and silt above about 17 meters in depths, and of coarser sand and gravels below. The finer part contains four tephra layers that were correlated with Kikai-Akahoya Volcanic Ash Bed (K-Ah), Daisen-Misen Pumice Bed (MsP), Daisen Shitano-hoki Volcanic Ash Bed (Sh), and Aira-Tanzawa Volcanic Ash Bed (AT) in descending stratigraphic order. We have newly found two volcanic ash layers between the K-Ah and MsP, and below the AT in the finer sediments. Based on the petrologic characteristics of these two tephra layers, the upper tephra layer is correlated with the Sambe Ukinuno Volcanic Ash Bed (SUK), and the lower is correlative to the Daisen Nise-hoki Volcanic Ash Bed (Nh). The eruptive ages of five tephra layers except for the K-Ah are estimated on the basis of 22 AMS-<sup>14</sup>C dates obtained for the moor deposits above 17 meters in depths, with the assumption of a constant sedimentation rate between horizons where the AMS-<sup>14</sup>C dates are measured. As the results, the estimated eruption ages of the SUK, MsP, Sh, AT, and Nh are  $16,740 \pm 150$  <sup>14</sup>CyBP,  $24,000 \pm 150$  <sup>14</sup>CyBP,  $24,320 \pm 150$  <sup>14</sup>CyBP,  $24,830 \pm 100$  <sup>14</sup>CyBP, and  $35,660 \pm 200$  <sup>14</sup>CyBP, respectively. The estimated ages are in good agreement with the results of the previous studies, although the MsP is considered to have erupted at the age by 5,500 to 7,500 years older than the previous estimated age of 16,500 to 18,500 <sup>14</sup>CyBP. This may be resulted from mismatching of tephra correlation and/or pollution of materials used for the <sup>14</sup>C-age determination in the previous studies.

**Key words:** Tephra correlation, AMS-<sup>14</sup>C dating, Eruption ages, Ohnuma Moor, Daisen Volcano, Sambe Volcano.

#### 講演要旨集等:

Shigehiro Katoh, Masayuki Hyodo, Toshio Nakamura, Hiroshi Sato, Kumiko Handa, Tsuyoshi Yagi (2005) Paleoenvironmental changes during the last 50,000 years reconstructed from the moor deposits at Ohnuma in the Chugoku Mountains, Western Japan. Alloway, B.V., Froese, D.G. & Westgate, J.A. (editors), *Proceedings of the International Field Conference and Workshop on Tephrochronology & Volcanism: Dawson City, Yukon Territory, Canada July 31st-August 8th, 2005*. Institute of Geological & Nuclear Sciences Science Report 2005/22, 43.

半田久美子・加藤茂弘・八木 剛・佐藤裕司・兵頭政幸・中村俊夫 (2005) 兵庫県北部、大沼湿原における5万年前以降の植生変遷. 日本花粉学会第46回大会講演要旨集, 31.

#### 学会発表等:

Shigehiro Katoh, Masayuki Hyodo, Toshio Nakamura, Hiroshi Sato, Kumiko Handa, Tsuyoshi Yagi (2005.8) Paleoenvironmental changes during the last 50,000 years reconstructed from the moor deposits at Ohnuma in the Chugoku Mountains, Western Japan. International Field Conference and Workshop on Tephrochronology & Volcanism, Dawson City, Yukon Territory, Canada.

半田久美子・加藤茂弘・八木 剛・佐藤裕司・兵頭政幸・中村俊夫 (2005.9) 兵庫県北部、大沼湿原における5万年前以降の植生変遷. 日本花粉学会第46回大会, 千葉経済大学.

加藤茂弘・半田久美子・兵頭政幸・佐藤裕司・中村俊夫 (2006.1) 大山中・上部火山灰層中のテフラの広域分布と推定噴出年代: 大沼湿原の堆積物からの検討. 第18回(2005年度)名古屋大学年代測定総合研究センターシンポジウム, 名古屋大学.

半田久美子・加藤茂弘・佐藤裕司・兵藤政幸・中村俊夫 (2006.1) 中国山地東部、大沼湿原における3.8万年前以降の植生変遷(予察). 第18回(2005年度)名古屋大学年代測定総合研究センターシンポジウム, 名古屋大学.