岡山県細池湿原にみられる過去3万年間の堆積環境

成	瀬	敏	郎1)	鈴	木	信	之 2)	井	上	伸	夫 ³)
豊	田		新4)	蓑	輪	貴	治5)	安	場	裕	史的
				矢	田月	夏夏	7)				

Depositional Environmental Changes over the Past 30,000 Years at Hosoike Moor, Okayama Prefecture, Western Japan

> Toshiro NARUSE¹), Nobuyuki SUZUKI²), Nobuo INOUE³), Shin TOYODA⁴), Takaharu MINOWA⁵), Hiroshi YASUBA⁶) and Shin'ichi YATAGAI⁷)

Abstract

This study aims to reconstruct paleo-environments since 30 ka from the viewpoint of the characteristics of eolian dust and fluvial materials at Hosoike moor in the Chugoku Mountains, western Japan. We collected 2 boring cores 3 meters deep from the moor, which is located at 960 meters asl., on the Chugoku mountain ridge. The moor deposits, which have accumulated for 30 ka, consist of peat, silt, silt with organic matter, sand and gravel, and 4 tephras: K-Ah, SUk, DHg, and AT. These deposits can be classified as fluvial material and eolian dust on the basis of the characteristics of ESR oxygen vacancy and grain size distribution. The fluvial material consists of coarse grain of more than 30 μ m, while eolian dust consists of a finer material of less than 20 μ m. Peaks of lithogenic matter density, which consists of fluvial material, may be correlated with Interstadials 1 to 4, as indicated by the GRIP climate record. Fluvial materials were deposited during the drier colder periods of MIS 2 and 3. As Hosoike moor was located north of the polar front during MIS 2 and 3, eolian dust was transported from the pre-Cambrian rock areas of north Asia by northwesterly winds.

- 2) 山梨県立上野原高校
- 3) 名古屋大学大学院環境科学研究科
- 4) 岡山理科大学
- 5) 大阪市立大学大学院理学研究科
- 6) 神戸市立六甲アイランド高校
- 7) 大垣女子短期大学
- ¹⁾ Hyogo University of Teacher Education.
- ²⁾ Uenohara High School, Yamanashi Pref.
- ³⁾ Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University.
- ⁴) Okayama University of Science.
- ⁵) Graduate School of Science, Osaka City University.
- ⁶) Kobe Rokko Island High School, Hyogo Pref.
- ⁷) Ogaki Women's College.

¹⁾ 兵庫教育大学

Key words : eolian dust, Hosoike moor, last glacial age, lithogenenic matter density, tephra, oxygen vacancy

キーワード:風成塵、細池湿原、最終氷期、無機物量、テフラ、酸素空孔量

I.はじめに

岡山県苫田郡加茂町にある細池湿原は中国山地 脊梁部の北緯3515,東経13404に位置し,南 北210m,東西120mの小規模な湿原である。 細池湿原の背後には標高1070mの玄武岩山地が あり,ここから流れ出る小河川が標高960mの 細池湿原に流入して五輪原川となり,さらに下流 域において倉見川,加茂川となって流下し,津山 盆地で吉井川に合流して瀬戸内海に注ぐ(図1)

この細池湿原には最終氷期の 30 ka から完新 世にかけて層厚約3mのシルト, 有機質シルト, 砂礫、泥炭が堆積している。Mivoshi(1989) は、この湿原において泥炭・有機質泥土からな る深度5.0mのボーリングコアを掘削し、過去 3.3 万年間にわたって連続的に堆積が行われたこ と、コアの最下部から表層にかけて5花粉帯が 識別されることを明らかにした。その後、安田・ 三好(1998)は中国山地全域の植生変遷史にお ける細池湿原の位置づけを行っている。野村ほか (1995)は細池湿原において3本のボーリングコ アを掘削し、コア中に12枚のテフラを検出した。 このうち広域テフラの K-Ah と AT, 大山起源の MsPとDHg, 三瓶山起源のSUkを同定したほ か、湿原の侵食期および拡大期について言及して いる。

細池湿原一帯には花崗岩が広く分布している が、細池湿原の周囲およびその集水域には第四紀 玄武岩が分布しており、玄武岩斜面上には玄武岩 風化物、テフラ、褐色ローム、黒ボク土が約2m 近く堆積している。湿原堆積物のうち、礫は玄武 岩の風化物であり、砂はテフラと玄武岩風化物物 質からなり、シルトの大部分は風成塵とテフラに 由来する。

本論文は、細池湿原で掘削した2本のコアに ついて、テフラ、¹⁴C年代、無機物量、粒度組成、 微細石英(20 μm 以下)の酸素空孔量を分析して, 過去3万年間の堆積環境変化を明らかにするも のである。

II. 試料採取および分析方法

細池湿原のほぼ中央部において,孔径 86 mm のエクステンションロッド式サンプラーによって 撹乱を受けない連続コア3本を掘削した。この うち,本研究で分析の対象としたのは C1 と C2 の2本のコアについてである。C1 と C2 地点は 50 m 離れている。

掘削コアを研究室に持ち帰り, 粒度組成 は20%過酸化水素水で有機物を除去した後, 45μm以上の粗粒物質については標準篩で篩分 けし,それより細粒な物質については島津粒度分 析器 SALD 2000Jを使用して測定した。無機物 重量については、コアから一定体積の試料を抽出 し、乾燥重量(DBD)を求めた後,電気炉を使 用して700 で有機物を燃焼し,残渣物を無機物 量 LMD lithogenic matter density (g cm⁻³)と した。

酸素空孔量は、自然放射能により石英の Si-O-Si 結合から抜けた酸素空孔の数量を電子スピン 共鳴(ESR)装置によって測定することができ る。酸素空孔量はおおよその石英年代を示すの で、量の違いによって風成塵石英の給源が推定で きる。例えば、先カンプリア紀の石英は10以上、 中・古生代の石英は3.3~4.7、第三紀石英では 2.0~2.8、第四紀石英は0.7以下の酸素空孔量を 示す(単位:1.3×10¹⁵ spin/g,以下,単位を略す) (成瀬ほか,1997; Toyoda and Naruse, 2002)。酸 素空孔量の測定にあたって、まず20%過酸化水 素水で有機物を取り除いた試料について、沈降法 によって20 µm 以下の微細粒子を分離・抽出し た。微細粒子を6N塩酸によって約60分間煮沸 後、⁶⁰Coによって石英をy線照射(2.5 kGy)し、



図 1 研究地域とボーリング地点. 1/25,000 地形図「加瀬木」を使用.

Fig. 1 Study area and boring point. Using a 1/25,000 topographical map of Kasegi sheet.

300 で15分間加熱して酸素空孔を E'中心に変換し,酸素空孔量を測定した。補正のための石英 含量は X線回折による外挿法で求め,補正式は 酸素空孔量補正値=酸素空孔量×100÷石英含有 率%である。

コアに挟在するテフラの同定については京都 フィッショントラック株式会社に依頼した。

III.結果

1) コアの記載

C1 と C2 の両ボーリングコアには 5 枚のテフ ラが挟在しており、上から K-Ah(鬼界アカホ ヤ)、SUk(三瓶浮布,阪手),DHg(大山東大山) AT(姶良 Tn),DNP(大山生竹)あるいは DAP2(荒田2)である。このうち純層は K-Ah, SUk, AT である。DHgには AT 由来のガラスが, DNP あるいは DAP2には SK(三瓶木次)由来 のガラスが少量混じっている(図2,表1)。これ らのテフラのうち K-Ah,SUk,DHg,AT につ いては、野村ほか(1995)も確認している。

2本のコアには表層から泥炭,褐色シルト,黒 色シルト,砂礫,黒褐色シルト,シルト質砂が観 察され,最下部にはオリーブ褐色のシルトが堆 積している。このうち泥炭と黒色シルトは有機物 を多く含む湿原性のものであり,褐色シルト・砂 礫・シルト質砂は流水物質,黒褐色シルトは黒色 シルトと褐色シルトの中間的な性質を有する。

C1 は深度 0~80 cm に泥炭が堆積し,64~ 71 cm に K-Ah を挟む。同 80~94 cm に褐色 シルトが堆積し,94~180 cm に黒色シルト, 120~123 cm に SUk, 127~131 cm に褐色シ ルトを挟んでいる。同 180~209 cm の褐色シル ト中に 188~189 cm に DHg を挟む。同 209~ 218 cm に黒褐色シルト,218~226 cm と241~ 249 cm に砂礫,226~241 cm と249~252 cm には褐色シルトが堆積し,252~254 cm に AT を 挟む。同 254~264 cm は黒褐色シルト,その下 は褐色シルト,270~274 cm は黒色シルト,そ の下はオリープ褐色シルトである。

C2 は深度 0~64 cm が泥炭で,60 cm に K-Ah を 挟 む。 同 64~98 cm は 褐 色 シ ル ト,98~ 144 cm は 黒 色 シ ル ト,140~141 cm は SUk である。同 99 cm に含まれる木材の¹⁴C 年代 は 12860 ± 80 yr BP (conventional ¹⁴C age)



Fig. 2 Lithology and age-depth relation of the Hosoike cores. 1: peat, 2: tephra, 3: black silt, 4: brownish black silt 5: silt sand, 6: brown silt, 7: sand and gravel.

表 1 細池 C1 コアのテフラ屈折率.

Table 1 Refractive index of tephras from the Hosoike C1 core.

depth	refrac	tive index	tephra	age (ka)	
(cm)	glass (n)	hornblende(n2)			
$64 \ 71$	$1.510 \ 1.516$		K Ah	7.3	
$120 \ 123$	$1.498 \ 1.502$		SUk	$20 \ 21$	
188 189	$1.502 \ 1.505$		DHg	$24\ 25$	
$252\ 254$	$1.497 \ 1.501$		AT	$26\ 29$	
$272\ 274$	$1.494 \ 1.501$	$1.681 \ 1.687$	DNP or DAP2	> 80	

K Ah:鬼界アカホヤ Kikai Akahoya, SUk:三瓶浮布 Sanbe Ukinuno, DHg:大山東大山 Daisen Higashi Daisen, AT:姶良 Tn Aira Tn, DNP:大山生竹 Daisen Namatake, DAP2:荒田2 Arata 2

(Beta-181007): 15619±526 cal yr BP であった。

同 144~180 cm は褐色シルト, 黒色シル

ト,砂礫,褐色シルト,黒褐色シルトの互層で, 177~180 cm に砂礫を挟む。同 200~255 cm に は褐色シルト,砂礫,黒褐色シルト,砂礫の互層 である。同 255~260 cm は黒色シルト,260~ 304 cm は黒褐色シルト質砂,最下部は褐色シル ト層である。同 256 cm に含まれる木材の¹⁴C 年 代は 20720±120 yr BP (conventional ¹⁴C age) (Beta-181008): 24788±336 cal yr BP であっ た。この暦年代補正値については Stuiver *et al*.(1998)による約 19000 年前までの換算限界 をわずかに超えているので,参考値とした。

C2 の深度 273 cm にはテフラ濃集部がみられ, 大山下部テフラの約 8 万年前に対比される DNP あるいは DAP2 の可能性がある。同じ C2 の深度 255 cm で得られた ¹⁴C 年代測定値 24788 cal yr BP から,深度 270 cm あたりに約 5 ~ 6 万年の時 間的な間隙があると判断した。したがって本報告 では C1 については AT 層準以浅のコアについて, C2 については ¹⁴C 年代の得られた 256 cm 以浅 のコアを分析対象とした。

2) 堆積速度

2 つの¹⁴C 年代測定値と4 枚のテフラを手がか りに、細池湿原コアの堆積速度を求めた(図2)。 テフラの年代値は、町田・新井(2003)による K-Ah: 7.3 ka, SUk: 20 21 ka, AT: 26 29 ka を採用した。DHgは、大山上部テフラに属する Uhであり、その年代値について Uh の直下にあ るオドリ火山砂が 23 ka, さらにその下に堆積す る下のホーキ火山砂が 23 ka の年代を示す(岡田, 1998)ので、DHg を暦年代で 24-25 ka とした。

これらの年代値によって、地表~K-Ah は 0.08~ 0.09 mm/年, K-Ah~SUk は C1 が 0.04 mm/年, C2 は 0.05~0.08 mm/年である。C1 は SUk~ DHg で 0.16 mm/年, DHg~AT は 0.21 mm で ある。C2 は SUk~24 ka が 0.27 mm で ある。 したがって SUk 以前は堆積速度が速く, SUk~ K-Ah には鈍化するが, K-Ah 以降になるとやや 増加する。

3) 無機物量, 粒度組成, および ESR 酸素空 孔量

図3に示すように, 無機物量LMD(g cm⁻³)は, C1, C2 ともによく似た変化を示す。

C1 の無機物量は 30 ka ~ DHg 間で多く,AT 層準を除いて 0.75 gcm⁻³を超える 3 ピークが認 められる。DHg~SUk 間では,DHg 直後から 0.5 gcm⁻³ 以下に減少するが,SUk の直前におい て 0.70 gcm⁻³ を超えるピークが出現する。これ とほぼ同じ変化が C2 にも認められ,同層準に 3 ピークが認められる。その後,両コアとも再び減 少するようになり,15 ka 層準まで 0.25 gcm⁻³ 以下である。

15 ka 層準よりも上層になると無機物量が急増 し、両コアともに幅広いピークが現れる。C1 で は 14 ka に 1.13 gcm⁻³ のピークと、12.5 ka に 第 2 のピークが出現した後は、11 ka から減少す るようになり、K-Ah 層準まで 0.20~0.25 gcm⁻³ を前後する。C2 にも同様に幅広いピークが出現 し、10 ka 層準あたりから減少するようになり、 K-Ah 層準直下で 0.25 gcm⁻³ に低下する。

K-Ah 層準では同テフラ構成粒子からなる無機 物量のわずかな増加がみられるものの, K-Ah よ りも上の層準になると無機物量が減少し, とくに 5 ka 層準よりも上層は 0.07~0.23 gcm⁻³ に激減 する。

つぎに、C2の中央粒径 Md (50%値)変化を みると(図3の最下段)、SUk と K-Ah 両層準は テフラ構成物が粗粒であるために Md が大きくな り、さらに両テフラよりも上部層準においてもい くつかの Md ピークが現れる。例えば SUk より も上の層準において、38 µm と 20 µm の 2 ピー クが認められ、K-Ah においても 26 µm、20 µm などのいくつかのピークが認められる。これらの ピークは同テフラが再堆積したものである。

さて、SUk 層準よりも下位の層準では無機物 量が多い層準において Md が粗く、40 μm を超 える。逆に無機物量が少ない層準は細粒(7~ 11 μm)である。つまり無機物量が多い層準は 粗い物質からなり、少ない層準は細粒物質からな る。

細池湿原の集水域は玄武岩山地であるので、湿 原の堆積物は玄武岩風化物、テフラ、風成塵に限 定される。玄武岩には石英は含まれず、テフラ に含まれる第四紀石英の酸素空孔量は0に近い。 例えばC1コアの深度79 cm, 158 cm, 249 cm, 313 cm に含まれる45 μm 以上の風成塵起源と



Fig. 3 Lithogenic matter density, oxygen vacancy of fine quartz and mean diameter of grain size distribution from the Hosoike cores. correspond to those in Fig.4 (Dansgard *et al.*, 1993).

は考えにくい粗粒石英について酸素空孔量を求め たところ,信号が得られないか,ほぼ0に近い 値であった。

これに対して両コアに含まれる微細石英の酸素 空孔量は7.3~13.5 であるので、これらの微細石 英が現地物質やテフラ起源ではなく、明らかに外 来の風成塵物質であることを示している。酸素 空孔量は最終氷期において 9.8~13.5 であり、北 方アジア大陸の先カンプリア紀岩地域から北西 季節風によって運ばれた風成塵の数値に一致し ている。また K-Ah 以後における層準の酸素空孔 量は 7.3 と 7.5 であり、中国内陸の沙漠から偏西



sum of component:粗粒・細粒画分の合成値

風によって運ばれるとした成瀬(1998), Ono *et al*.(1998), Toyoda and Naruse(2002) によ る風成塵の給源と卓越風についての考察結果と一 致している。

IV.考 察

前述のように、30 ka から DHg 層準の 24 ka にかけては無機物量が多く、C2 では粗粒な玄武 岩礫や火山砂を多く混じえ、45 µm よりも粗い 物質が43%(重量%)も含まれる流水堆積物か らなる。この層準に10%ほど含まれる微細石英 は、その酸素空孔量13.5 からみて先カンブリア 紀岩地域を給源とする風成塵とみられる。すなわ ち、この層準の堆積物はInterstadial(Is)4と Is-3 に対比される相対的に温暖で降水量の多い時 期に、それまでに玄武岩山地斜面に堆積した風化 礫、テフラ物質、風成塵がともに流水によって湿 原に運搬されたものであろう。

DHg 堆積後の 24 ka から 22 ka にかけて無機

物量が減少し、細粒化する。Weibull 分布(Sun et al., 2002)によって求めた図4の に示すよう に10.8 µm にモードのある正規分布集団は、微 細石英の酸素空孔量11.8 から判断して大部分が 風成塵からなるとみられる。 には、わずかでは あるが2.8 µm にモードのある正規分布集団が認 められる。この集団は風成塵の粒径よりもかなり 細粒であり、流水浮遊物質の可能性がある。すな わちこの時期は流水物質が減少し、風成塵が増加 したことを示す。

Is-2 に対比される 21 ka になると無機物量が 0.8 g cm⁻³前後に急増し(図3のLMD-C1))図 4の に示すように7 µm と 20 µm にモードの ある 2 つの正規分布集団からなる。前者は風成 塵,後者は流水堆積物と考えられ、両者の比率は ほぼ同じである。したがって、この時期までに山 地斜面に堆積した粗粒物質と風成塵が流水によっ て湿原に運び込まれるような湿潤環境に変わった とみられる。

Fig. 4 Histograms and oxygen vacancies of fine quartz from the Hosoike C2 core. Grain size component was determined by Weibull method (Sun *et al*, 2002).

最終氷期最盛期 (LGM)に対比される 21 ka~ 15 ka になると無機物量が減少し,SUk および SUk 再堆積物からなる 3 つの Md ピークを除 いて 7~15 μm になる。C2 コアの層準 では, 13 μm と 60 μm にモードをもつ 2 つの正規分布 集団が認められる。前者は酸素空孔量 9.8 からみ て風成塵物質であり,後者は SUk の再堆積物質 である。この層準では 13 μm にモードをもつ細 粒物質の量が多いことから,SUk の再堆積の影 響が薄れ,風成塵の堆積が凌駕する環境に変わ り,流水堆積物が減少した乾燥環境を推測させ る。

Is-1 に対比される 15 ka あたりから LGM とは 対照的に無機物量が増加し、幅広いピークを形成 する。C2 コアの層準 では、14 µm と 45 µm にモードをもつ 2 つの正規分布集団に区分され、 前者は酸素空孔量 10.5 からみて風成塵物質であ り、後者はその粒径からみて流水堆積物と判断さ れる。その量的な比率はヒストグラム よりも粗 粒画分が増加し、細粒画分が減少する。

このことは LGM において山地斜面に堆積した 風成塵が 15ka から増加し始めた流水によって山 地斜面から粗粒物質とともに湿原に運搬されたこ とを示す。すなわち、15 ka に温暖化が始まる時 期あたりから流水環境が卓越するようになり、植 生が乏しい山地斜面で土壌侵食が進むようになっ たのではないだろうか。

11ka あたりから無機物量が減少するのは, ブ ナを主体にした常緑広葉樹林の植生被覆が土壌侵 食を抑制するようになったか, あるいは温暖化に 伴って植生が増加して湿原への有機物供給が相対 的に増加したことによるであろう。

K-Ah 層準およびその後の層準において K-Ah の再堆積の影響が5kaまで継続する。酸素空孔 量7.5を示す層準 では、12 µmと40 µmにモー ドをもつ2つの正規分布集団からなる。前者は その酸素空孔量からみて風成塵であり、後者は流 水堆積物と考えられ、無機物の多くが風成塵から なることを示している。

以上のように、30 ka 以降において、Greenland Ice Core Project(GRIP)の*δ*¹⁸ O 変化によっ て示された気候変動(Dansgaard et al., 1993)と, 細池湿原の無機物量との間の対比が可能である。 そして Interstadial 期にあたる時期に夏季モン スーンが活発化し,降水量が増加して流水堆積物 が増加したこと,および寒冷期に風成塵が多く堆 積したことを示唆する。

一方, MIS 3 と 2 における微細石英の酸素空 孔量は 9.8~13.5 であり, MIS 1 は 7.3~7.5 で ある。両者の違いは, 給源の変化を示すと考えら れる。すなわち, MIS 3 と 2 においてこの地域 がポーラーフロントの北側に位置し, 先カンブリ ア紀岩地域から風成塵が運ばれ, MIS 1 にはこ の地域がポーラーフロントの南側に入り, 中国内 陸部の乾燥地域から風成塵が運ばれるようになっ たと考えられる。

V.まとめ

1)細池湿原では、Is-4~Is-3にあたる 30~ 24 ka に降水量が増加し、湿原に粗粒な流水堆積 物が堆積した。流水堆積物はそれまでに山地斜面 に堆積していた玄武岩風化物、テフラ物質、風成 塵からなる。寒冷で乾燥化した 24~22 ka にな ると細粒な風成塵が多く堆積するようになる。し かし Is-2 になると再び降水量が増加して流水堆 積物が堆積するようになり、粒径も粗くなった。 湿原に運ばれた流水堆積物は Is-4~Is-3 と同様 に玄武岩風化物、テフラ物質、風成塵の混合物 であった。21~15 kaのLGMになると乾燥した 環境に変わり、湿原には細粒な風成塵が多く卓越 し、流水堆積物は激減した。しかし Is-1 にあた る 15 ka からは降水量が増加するようになり、植 生の少ない山地斜面から侵食された流水堆積物が 湿原に多く堆積するようになった。

2)細池湿原では相対的に温暖な Interstadial 期に降水量が増加し、山地斜面に堆積した粗粒な 玄武岩風化物、テフラ物質と細粒な風成塵堆積物 がともに流水によって湿原に運ばれたこと、そし て相対的に寒冷な時期に乾燥化し、流水堆積物が 減少し、代わって細粒な風成塵が多く堆積するこ とが確認された。MIS 1 になると流水堆積物が 減少するようになった。それはプナを主体とする 常緑広葉樹林が山地斜面を被覆することによって 土壌侵食が抑制されるようになったこと、あるい は植生が増加したことによって湿原への有機物の 供給が増加して、相対的に無機物量が減少したこ とを示唆するのではないだろうか。

3) MIS 3 と 2 において、当時のポーラーフロ ントが瀬戸内海にあったとすると、細池湿原は ポーラーフロントの北側に位置し、北方アジア 大陸の先カンブリア紀岩地域から北西季節風に よって運ばれた風成塵が堆積したと考えられる。 MIS1 になるとポーラーフロントが北上し、細池 湿原はポーラーフロントの南側に位置するように なり、細池湿原には、中国内陸沙漠から亜熱帯 ジェット気流によって運ばれた風成塵が堆積する ようになったと考えられる。

謝辞

この研究にあたって、科学研究費基盤(C)(2) 「風成塵からみた西日本における最終間氷期以降の モンスーン復元」研究代表者 成瀬 敏郎、番号 15500683、および平成16年度福武学術科学研究費「中 国地方の土壌母材に関する研究」(研究代表者 成瀬敏 郎)を使用した。細池湿原は木原造林株式会社の私有 地であり、このため同会社の許可を得てコアを掘削し た。ボーリンコア掘削にあたってはフジタ地質株式会 社(岡山市)、火山灰同定は京都フィッショントラック にお世話になり、研究の進行にあたってご教示いただ きました岡山理科大学 三好教夫先生、現地調査では 伊丹市立鴻池小学校 小林 学教諭にお世話になりま した。厚く御礼申し上げます。

文 献

Dansgaard, W., Johnson, S.J., Clausen, H.B., Dahll Jensen, D., Gunderstrup, N.S., Hanmmer, C.U., Hividberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjornsdottir, A.E., Jouzel, J. and Bond, G. (1993) Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice core record. *Nature*, **364**, 218 220.

- 町田 洋・新井房夫(2003)新編 火山灰アトラス. 東京大学出版会.
- Miyoshi, N. (1989) Vegetational history of the Hosoike moor in the Chugoku mountains, western Japan during the late pleistocene and Holocene. *Japanese Journal of Palynology*, **28**, 38–54.
- 成瀬敏郎・小野有五・平川一臣・岡下松生・池谷元伺 (1997)電子スピン共鳴(ESR)による東アジアの 風成塵石英の産地同定 アイソトープステージ2の 卓越風復元への試み.地理学評論,70A,15 27.
- 成瀬敏郎(1998)日本における最終氷期の風成塵堆積 とモンスーン変動.第四紀研究,37,189197.
- 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,34,18.
- 岡田昭明(1998)強磁性鉱物の熱磁化特性によるテフ ラの同定.鳥取大学教育学部研究報告,自然科学, 47,6979.
- Ono, Y., Naruse, T., Ikeya, M., Kohno, H. and Toyoda, S. (1998) Origin and derived courses of eolian dust quartz deposited during marine isotope stage 2 in East Asia, suggested by ESR signal intensity. *Global and Planetary Changes*, 18, 129–135.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., Plicht, J.V.D. and Spurk, M. (1998) INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon*, 40, 1041 1083.
- Sun, D., Bloemendal, J., Rea, D.K., Vandenberghe, J., Jiang, F., An, Z. and Su, R. (2002) Grain-size distribution function of polymodal sediments in hydraulic and aeolian environments, and numerical partitioning of the sedimentary components. *Sedimentary Geology*, **152**, 263–277.
- Toyoda, S. and Naruse, T. (2002) Eolian dust from the Asian deserts to the Japanese Islands since the Last Glacial Maximum: the basis for the ESR method. 地形, 23, 811 820.
- 安田喜憲・三好教夫 (1998): 図説 日本列島植生史. 朝倉書店.

(2005年5月9日受付,2005年10月17日受理)