東濃地方内陸小盆地埋積物の分析による 過去 30 万年間の古気候変動

佐々木俊法^{*1, a}・須貝俊彦^{*1}・柳田 誠^{*2}・守田益宗^{*3}・古澤 明^{*4}・
藤原 治^{*5}・守屋俊文^{*6}・中川 毅^{*7}・宮城豊彦^{*8}

土岐面頂部付近の閉塞された小盆地で掘削されたボーリングコア (OK1 コア: 深度 25.3 m) は、おもに泥炭層と無機質粘土〜シルト層のリズミカルな互層からなり、コア下部から約 30 万年前に堆積した高山 Ng1 テフラが検出された。この約 30 万年前以降の連続試料について、テフラ分析、帯磁率測定、粒度分析、色相計測、花粉分析を実施した。花粉分析のデータを基に、モダンアナログ法を適用し、古気温の変動を復元した結果、海洋酸素同位体の変動と同調していることが明らかになった。さらに、暗色の泥炭層と明色の無機質粘土〜シルト層の堆積環境がリズミカルに振幅し、それを数値化した L* 値の変動が日射量変動に対応している可能性が示された。これらのことから、OK1 コアは盆地内のローカルな環境変動のみならず、過去 30 万年間以上にわたって汎地球的な変動をも連続的に記録していると推察される。

キーワード: 内陸小盆地, 古気候変動, モダンアナログ法, 色相計測, 日射量

I. はじめに

第四紀の気候変動は、約 10 万年を周期の一つとする氷期一週氷期変動の繰返しによって特徴づけられる。このような変動は汎地球規模であることが知られており、深海底コア中の底生あるいは浮遊性有孔虫の $\delta^{18}O$ 値を用いた海洋酸素同位体ステージに区分されている (例えば, Martinson *et al.*, 1987; Bassinot *et al.*, 1994)。

日本列島周辺においては、日本海海底堆積物を対象とした古気候・古海洋変動の復元が進んでいる (例えば, 大場ほか, 1984; 多田, 1997)。特に, 多田 (1995) は日本海堆積物にリズミカルな明暗の縞が認められることに着目し、黄鉄鉱に富む厚い暗色縞が約 10 万年ごとに、氷期

の海面低下期に対応して形成されたことを示した。

他方、陸域においては、後期更新世以降に限れば、泥炭層や湖沼堆積物を対象とした古気候変動に関する研究が多数存在する (例えば, 安田, 1982; 阪口・加藤, 1993; 宮城ほか, 1995; 大嶋ほか, 1997 など)。しかし、中期更新世以降の連続的な古環境変動を復元した例は、琵琶湖の一連の研究 (例えば, Inouchi *et al.*, 1996) などわずかである。そのおもな理由として、変動を読み解く上で鍵となる細粒物質が長期間連続的に堆積し続けてきた安定した閉鎖系の存在が知られていないことがあげられる。

岐阜県瑞浪市大湫^{おおくて}の閉塞した小盆地 (以下、大湫盆地と呼ぶ、図 1-A, 1-B) において、オールコアボーリングが計 8 本掘削された。そのうち、盆地の中央付近で掘削

2005 年 11 月 12 日受付。2006 年 3 月 18 日受理。

*1 東京大学大学院新領域創成科学研究科自然環境学専攻 〒277-8563 柏市柏の葉 5-1-5。

*2 (株) 阪神コンサルタンツ東京支店 〒170-0005 豊島区南大塚 3-24-4。

*3 岡山理科大学自然植物園 〒700-0005 岡山市理大町 1-1。

*4 古澤地質調査事務所 〒444-0840 岡崎市戸崎町屋敷 93-7。

*5 産業技術総合研究所活断層研究センター 〒305-8567 つくば市東 1-1-1 中央第 7。

*6 日本原子力研究開発機構 〒509-5102 土岐市泉町定林寺 959-31。

*7 Department of Geography, University of Newcastle Newcastle upon Tyne, NE1 7RU, England (UK)

*8 東北学院大学教養学部地域構想学科 〒980-8511 仙台市青葉区土樋 1-3-1。

*a Corresponding author : t-sasaki@nenv.k.u-tokyo.ac.jp

図1 コア採取位置

A: 50mDEMより作成, B: 国土基本図(1/2,500)瑞浪市発行を基に作成, C: 簡略化した地形地質断面(a-a'断面).

Fig. 1 Locality of boring site

A: Made by 50mDEM, B: Part of 1:2,500 scale topographic map published by Mizunami city,
C: Schematic section of topography and geology (a-a' line).

された掘進長約25mのコア(大湫コア1(OK1), 図1-B, 1-C)は, シルト~粘土の細粒物質を主体とすることから, 静穏で安定した環境下で形成された堆積物と考えられる。

そこで, 本研究ではOK1コアを対象に, 大湫盆地とその周辺地域における第四紀の環境変動を明らかにし, 汎地球規模での変動と比較することを目的に各種分析を行った。その結果, 大湫盆地中央部では, 少なくとも約30万年前以降, 暗色の泥炭層と明灰色の粘土~シルト層とがリズミカルな互層をなしてきたことが判明した。さらに互層は, 約30万年前以降の氷期~間氷期サイクルおよび日射量の変動と対応しており, 温暖な間氷期あるいは亜間氷期に泥炭が発達したことが明らかとなった。

II. 調査地概要

土岐川流域およびその周辺の山地には, 土岐面と呼ば

れる山頂部の小起伏面が広く分布して, 更新世前期の土岐砂礫層の堆積面と, それにスムーズに連続する侵食面によって構成される(森山・丹羽, 1985; 須貝, 1995)。

大湫盆地は, 土岐川と木曽川に挟まれた標高約500mの小起伏面の山頂付近に位置し, 東西約250m, 南北約1kmの南北に長い小盆地である(図1-A, 1-B)。盆地の中央を境に基盤岩石が異なり, 盆地の西には土岐花崗岩, 東には濃飛流紋岩が分布する(山田ほか, 1990)。盆地主部の小河川は南流して土岐川に注ぎ, 北側の小河川は北流して木曽川に注ぐことから, 盆地内に谷中分水界が存在する。さらに, 東西方向にも谷中分水界があり, この盆地は現在狭い集水域しかもたない(図1-B)。このような地形的特徴から, 土岐面形成後に大湫盆地を埋めた堆積物は, 土岐川および木曽川の堆積作用をまったく受けていないと判断される。つまり, 大湫盆地内に分布する堆積物の構成物質は, 狭い集水域内からの碎屑物,

生物起源物質および風成物質に限られる。

III. 方 法

ボーリングは径 66 mm のオールコアボーリングとし、100 m 級ロータリー式オイルフィード試錐機により、ダブルチューブを用いて掘削した。コアは採取後、速やかに半割して観察と記載を行い、以下の分析を実施した。

テフラ分析

コアの深度方向に 5 cm 間隔でサンプリングした試料に、テトロン製メッシュを用いて 1/8~1/16 mm の極細粒砂サイズに粒度調整した粒子を対象に、粒子組成を明らかにした。さらに、テフラ起源の自形鉱物が多く認められる層準において、火山ガラス、斜方輝石および角閃石について、温度変化型屈折率測定装置 (MAIOT : 古澤, 1995) により屈折率を測定した。

帯磁率測定

ZH instruments 社製 SM20 携帯型帯磁率計を用いて、帯磁率 (初磁化率) を 5 cm 間隔で測定した。帯磁率は、一般に堆積物中に存在するすべての物質の磁化率の総和を示すことが知られている (鳥居, 2005)。

粒度分析

コアの深度方向に 10 cm 間隔で試料を採取し、島津製作所製 SALD-3000S レーザ回折式粒度測定器によって測定した。溶媒は蒸留水を用いて、超音波洗浄を約 1 分間行い、試料を分散させた後に分析した。

色相計測

ミノルタ社製 SPAD503 を用いて、コアの深度方向に 2 cm 間隔で測定した。色相計測値は国際照明委員会 (CIE) が 1976 年に規格化し、現在多くの分野で最も使用されている $L^*a^*b^*$ 表色系で表現し、解析した。例えば本稿で議論する L^* 値は明度を数値化したもので、0 (黒色)~100 (白色) で表現される。

花粉分析

コア深度 0.70~23.70 m にかけて深度 30 cm ごとに花粉分析を行った。分析法は、定法により検鏡用プレパラートを作成し、高木花粉が 200 個以上に達するまですべての花粉・孢子化石をカウントした。こうして得られた花粉化石データに、Guiot (1990) によって基本的な手法が提案され、Nakagawa *et al.* (2002) によって改良されたモダンアナログ法 (Modern Analogues Technique) を適用し、過去の気温の定量化を試みた。表層花粉のデータは Gotanda *et al.* (2002) を、現代の気候のデータセットは気象庁発行の CD-ROM (Japan Meteorological Agency, 1998 a, b) を基に、1961 年から 1990

年の 30 年平均を算出したデータを使用した。

IV. 結 果

1. コア観察結果

コア観察により作成した柱状図を図 2-B に示す。深度 25.0 m 以深は基盤である流紋岩の風化部で、その風化

図 2 OK1 コアの写真、柱状図およびテフラ検出層準
A : コア写真 (グレースケール化), B : 柱状図,
C : テフラ層準, ただし、括弧内はコア観察では認識されなかったテフラ。

Fig. 2 Log of OK1 core and tephra layers
A : Photograph of OK1 core, B : Log of OK1 core, C : Tephra layers ; the name of tephra in parentheses is invisible to the naked eye.

物質を多量に含む斜面堆積物が、深度 19.8~25.0 m まで認められる。19.8 m 以浅は泥炭~有機質シルト層と無機質粘土~シルト層との互層となり、そこに淘汰の悪いシルト質細礫~粗粒砂からなる薄層が数枚挟在している。この粗粒物質は、風化した基盤岩が移動、堆積したもので、指圧で壊れる程度に風化した長石粒がしばしば含まれる。有機質シルト層と無機質粘土~シルト層では、肉眼で風化物質を認識することは困難で、まれに風化した長石の白色粒子が礫状に下位層準において確認できる。テフラは深度 2.7 m 付近、8.10~8.22 m、18.41~18.62 m の 3 層準で認識された。詳細はテフラ分析結果で後述する。

比較的細粒な物質で構成される深度 19.8 m 以浅の互層部について、以下に記載する。地表面から深度 0.60 m までは現在の水田耕作土と盛土である。0.60~1.97 m は未分解の植物遺体に富む泥炭層で、そのうち深度 1.00 m 付近では火山ガラスが多く認められた。1.97~2.57 m はわずかに有機質な粘土~シルト層である。2.57~3.40 m では未分解の植物遺体を含む泥炭層~有機質シルト層で、下方ほど泥炭質になり、2.70 m 付近に層厚約 1 cm の火山ガラスに富むテフラが認められる。3.40~5.65 m は無層理の無機質粘土~シルト層である。5.65~8.10 m は泥炭の分解が進んだ有機質シルト層からなり、6.23~6.34 m には淘汰の悪いシルト混じり粗粒砂を多く含む細礫層が挟在する。8.10~8.22 m には粗粒火山灰からなるテフラ層が認められ、8.22~9.26 m は無機質粘土~シルト層であるが、下部ほど有機質となる。9.26~9.85 m は有機質シルト層で、9.85~10.20 m はやや有機質であるが、無機質粘土~シルト層が優勢である。10.20~10.60 m は泥炭に近い有機質シルト層である。10.60~11.05 m はやや有機質な無機質粘土~シルト層で、上部(10.60~10.70 m)と下部(10.92~10.98 m)に細粒砂~中粒砂層が挟在する。11.05~11.20 m は均質な泥炭層である。11.20~12.12 m は全体的に有機質シルトが卓越するが、下部ほど粗粒になり、11.70~12.09 m では砂質シルト層が挟在し、さらに 12.09~12.12 m にはシルト混じりの細礫層が挟在する。12.12~13.00 m は無機質な粘土~シルト層が卓越するが、そのうち 12.24~12.31 m ではシルト層と中粒砂層とが不明瞭な互層をなし、12.47~12.51 m では淘汰の悪いシルト混じりの細礫層が挟在する。13.00~13.93 m は有機質シルトで、最下部の 13.65~13.82 m では上方細粒化するシルト混じりの中粒砂~細礫層である。13.93~14.46 m は無機質粘土が優勢で、14.15~14.16 m には有

機質シルトが混じる。14.46~15.05 m は細粒砂~細礫層からなり、上方細粒化しているが、マトリクスはシルトが主体で、有機質シルトが多く混じる。15.05~16.28 m は有機質シルト層からなり、15.19~15.35 m には泥炭層が挟在する。16.28~17.42 m は無機質粘土~シルト層で、17.42~17.87 m は有機質シルト層である。17.81~17.83 m にはシルト混じりの粗粒砂層が挟在し、17.87~18.41 m では無機質粘土~シルト層に淘汰の悪いシルト混じり細礫の薄層(1~5 cm 程度)が数枚挟在する。18.41~18.60 m は雲母類が目立つテフラ層である。18.60~19.80 m は有機質シルト層、泥炭層および中粒砂~細礫層が繰り返す細互層となっている。

2. テフラ分析結果

テフラ起源と考えられる斜方輝石、角閃石、火山ガラスの粒子数をカウントした結果を図 3-C に示す。図 3-C の実線は、極細粒砂サイズ 1,000 粒子中における斜方輝石と角閃石の粒子数を合計したものの変動を示す。一方、点線は 1,000 粒子中における火山ガラスの粒子数の変動を示す。この図には、広域テフラ以外にもいくつかテフラ降下層準がみられるが、本稿では堆積年代を考察する上で有効な広域テフラについてのみ、分析結果を表 1 にまとめた。

深度 0.75~1.10 m にかけて、水和の不良な火山ガラスの濃集がみられ、発泡のよいバブル型が主体で、褐色を帯びたものを多く含む。屈折率(nd)は 1.508-1.512 で 1.510 にモードがみられる。これら火山ガラスの特徴から、同火山ガラスは鬼界アカホヤテフラ(K-Ah)起源であると考えられ、特に 1.05~1.10 m で火山ガラスが最も多く検出されることから(1,000 粒子中 300 粒子程度)、同層準が K-Ah の降下層準と考えられる。K-Ah の降下年代は 7.3 ka である(町田・新井, 2003)。

深度 2.72~2.73 m には、火山ガラスを主体とするテフラ層が肉眼で観察でき、バブル型の火山ガラスのほか、斜方輝石および角閃石が含まれる。火山ガラスの屈折率は 1.498-1.500, 1.499 にモードがみられ、比較的集中のよい分布を示す。これら火山ガラスの特徴から、本テフラ層は始良丹沢テフラ(AT)に対比される。AT の降下年代は放射性炭素年代や層位関係から、26~29 ka とされている(町田・新井, 2003)。

深度 6.35~6.85 m には高温型石英を付随するバブル型火山ガラスが認められる(1,000 粒子中 200 粒子程度)。火山ガラスの屈折率は 1.495-1.504 で、1.499 付近にモードがみられる。これら火山ガラスの特徴および高温型石英の多産から、同火山ガラスは鬼界葛原テフラ

(K-Tz) 起源であり, K-Tz の降下年代は南関東における層位関係から約 95 ka である (町田・新井, 2003). この火山ガラスが最も密集する 6.55~6.70 m に, K-Tz

が降下したと考えられる.

深度 18.35~18.60 m では特徴的に雲母類を多く含む火山灰を主体とするテフラが観察された. 同層準には角

図 3 OK1 コアの各分析結果

A: 柱状図, B: テフラ名およびテフラ層準, C: 1,000 粒子中の斜方輝石と角閃石の粒子数 (実線, 上段スケール), 1,000 粒子中の火山ガラスの粒子数 (点線, 下段スケール), D: 帯磁率, E: 粒度分析による, 中粒砂と粗粒砂の合計 (%), e1~e5 は粗粒物混入イベント (図 5), F: 色相計測による L* 値 (明度).

Fig. 3 Results of OK1 core analyses in the depth direction

A: Log of OK1 core, B: Tephra and tephra layers, C: Number of orthorhombic pyroxene and hornblende in 1,000 particles (solid line, upper scale), and number of volcanic glass in 1,000 particles (dotted line, lower scale), D: Magnetic susceptibility, E: Sum of medium and coarse sand content (%) calculated by the result of grain size analysis, e1-e5: event layers (Fig. 5), F: L* value (lightness) measured by colorimeter.

表 1 広域テフラ分析結果
Table 1 Results of major tephra analysis

Tephra	Age (ka) ^{*1}	Refractive index ^{*2}		Catalog data ^{*1}	
		mineral: Min. - Max. (mode)		mineral: Min. - Max.	
K-Ah	7.3	gl: 1.508-1.512 (1.510)		gl: 1.508-1.516	
AT	26-29	gl: 1.498-1.500 (1.499)		gl: 1.498-1.501	
K-Tz	95	gl: 1.495-1.504 (1.499)		gl: 1.496-1.500	
Tky-Ng1	290-300	opx: 1.722-1.729 ho: 1.685-1.690		opx: 1.722-1.728 ho: 1.685-1.695	

*1: Machida and Arai (2003)

*2: gl: volcanic glass (nd), opx: orthopyroxene (γ), ho: hornblende (n_2)

閃石の濃集が検出され、高温型石英と斜方輝石を少量含有する。斜方輝石の屈折率(γ)は1.722-1.729、角閃石の屈折率(n_2)は1.685-1.690で、まれに1.681-1.682とやや低屈折率の角閃石が混じる。火山ガラスは風化作用により残存していないが、鉱物組成、斜方輝石・角閃石の屈折率から、この層準には高山 Ng1 テフラ(Tky-Ng1, 以下 Ng1)が降灰していると考えられる。角閃石が急激に増加する18.55~18.60 m (1,000 粒子中100 粒子程度)を Ng1 の降下層準とする。Ng1 の降下年代は、層位関係から290~300 kaであると考えられている(町田・新井, 2003)。

そのほかに、特徴のあるテフラ層が8.15 m 付近、14.05 m 付近に観察された。前者は比較的小規模な噴火を示す火山ガラスを混入し、斜方輝石を多く含むことから御岳起源と推定され、OkT1 と仮称する。また、後者は角閃石とカミングトン閃石を多産する未詳テフラであり、OkT2 と仮称する。

3. 帯磁率測定結果

帯磁率測定結果を図3-Dに示す。帯磁率はさまざまな鉱物の量比と各鉱物のもつ帯磁率で決まる。日本列島における陸域堆積物の帯磁率は、基盤岩由来の鉱物と降下テフラに含まれる鉱物の影響を強く受けると考えられる。

コアの最下部から19.8 m までは、流紋岩の風化物が多量に含まれるが、帯磁率は比較的低く、複数のピークをもつものの際立って高い値を示さない。19.8 m 以浅では、帯磁率がほぼ0.2 以下で推移し、そこにパルス状に0.4 以上の値を示すピークがいくつか現れる。この帯磁率のピークは、粒度分析の結果では中粒砂以上の割合が多い層準(図3-E)とは一致しない。これはコア観察により、中粒砂以上の粗粒物が基盤岩起源であることと整合的である。

図3-C と3-D を比較すると、スパイク状の高まりを示すピーク同士の対応はきわめて良好である。特に、上位からOkT1 層準、OkT2 層準およびNg1 層準におい

て、明瞭なピークとして現れている。これらのテフラの特徴は、斜方輝石および角閃石が多量に含まれることである(図3-Cの実線、上軸)。つまり、本調査地における帯磁率の変動は、テフラ起源物質の含有量に支配され、そのピークが現れる層準はテフラ層準(およびその二次堆積物)を示している。ただし、斜方輝石および角閃石に比べ、磁性がはるかに弱い火山ガラスの多産層準、例えばAT 層準(2.7~2.8 m 付近)では明瞭なピークは現れない。

4. 粒度分析結果

堆積物の大半は細粒砂サイズ以下であり、粘土分がおよそ20~40%の体積率を示す。図3-Eには、中粒砂以上の粗粒物質(以下、単に粗粒物とする)の体積率を示した。粗粒物が堆積物全体の4割以上を占める層準が、Ng1 以浅において5層準認められる。これらは洪水などによってきわめて短期間に堆積したイベント性のものと判断されることから、下位に向かってe1~e5 層と呼び、コアの大部分を占める他の堆積物と区別する。

5. 色相計測結果

分光測色計により測定したL* 値の深さ方向の変動を図3-Fに示す。L* 値は堆積物中の有機物含有量と負の相関があることが知られている(中嶋ほか, 1998)。本コアでも泥炭層~有機質シルト層において、より暗色を示す低い値(10~30 程度)、無機質粘土~シルト層あるいはガラス質なテフラ層ではより淡色を示す高い値(40~55 程度)となった。OK1 コアにおいて、L* 値が30 以下であることが、それ以外の地層から有機質層を識別する簡便な基準となる。

6. 花粉分析結果

花粉分析結果についての詳細は別稿で報告する予定である。モダンアナログ法による古気温の復元を行う際の基数として、表2に示した木本32分類群の合計を採用した。これらの32分類群とは、Gotanda *et al.* (2002)において、周辺植生をよく反映すると認定された分類群のことである。代表的な花粉化石に関するダイアグラムを図4に示す。各ダイアグラムの横軸は木本32分類群の合計を100としたときの百分率であり、縦軸は以下の考察で述べる堆積速度の補正により得られた年代である。

Pinus, *Abies*, *Picea*, *Tsuga* などのマツ科針葉樹および*Betula*を寒冷要素とし、また*Cryptomeria*, *Fagus*をその生育に十分な降水が必要な樹種として、それらの花粉出現率の多寡を温度や降水の指標としておきかえた。すなわち、約2万年前から約7万年前、約12万年前から約20万年前、約26万年前から約30万年前は、相対的に

寒冷な気候であった可能性がある。また、10 万年前前後、20 万年前から 27 万年前、30 万年前以前は湿潤な気

候であった可能性が高い。

V. 考 察

1. 過去 30 万年間の堆積速度の推定

テフラ分析により検出された広域テフラの降下年代を用いて、堆積速度を推定した(図 5)。前述した e1~e5 の各粗粒層と OkT1, Ng1 テフラ層は、本稿で対象としている時間スケールからみて、瞬時に堆積したと判断される。そこで、これらの層厚を削除することで深度を補正した。すなわち、図 5 では補正前の堆積速度は点線の傾きで、補正後は実線の傾きで表される。AT~K-Tz 間の堆積速度は補正の前後で 0.06 mm/yr と変わらなかったが、K-Tz~Ng1 間の堆積速度は 0.05 mm/yr に補正された。以下では、補正した堆積速度に基づき、コアの深度—年代変換を行い、議論を進める。Ng1 以深の堆積

表 2 気温復元のために使用された、32 の木本花粉分類群
Table 2 Thirty two arboreal pollen taxa for reconstruction of paleo-temperature

Tree:

Pinus, *Abies*, *Picea*, *Tsuga*, *Larix*, *Cryptomeria*, *Sciadopitys*, Taxaceae-Cupressaceae type, *Podocarpus*, *Juglans-Pterocarya*, *Betula*, *Carpinus*, *Fagus*, *Quercus* (evergreen), *Quercus* (deciduous), *Castanea-Castanopsis* type, *Ulmus-Zelkova*, *Acer*, *Aesculus*, *Tilia*

Shrub:

Salix, *Myrica*, *Corylus*, *Alnus*, *Camellia*, *Rhus*, *Ilex*, *Rhododendron*, other Ericaceae, *Symplocos*, *Fraxinus*, *Viburnum*

図 4 主要花粉ダイアグラム

横軸は木本 32 分類群の合計を 100 としたときの百分率(%)。

Fig. 4 Selected pollen diagram

Taxa percentages are calculated based on the sum of thirty two selected arboreal pollen taxa.

図5 OK1 コアの堆積速度変化の補正

白丸、点線、括弧内の数値は補正前、破線は K-Tz~Ng1 セグメント間の外挿線、Ng1 の推定年代には 1 万年の幅があるため、それをエラーバーで表示。

Fig. 5 Variations of the depositional ratio of OK1 core sediment and adjustments of these ratios

Open circle, dotted line and numeric in parenthesis : before adjustment data, broken line : extrapolating from the segment between K-Tz tephra and Ng1 tephra, error bar : estimate depositional age of Ng1 tephra.

速度(図5の破線)は K-Tz~Ng1 間の速度を外挿して 0.05 mm/yr とした。なお、K-Ah 以降で堆積速度が倍以上になることは、深度 0.6 m 以浅における水田耕作などによる人為的な擾乱の影響と思われる。

2. モダンアナログ法による古気温の推定

Nakagawa *et al.* (2002) のアルゴリズムを踏襲し、新たに作成したより操作性に優れたプログラム (Polygon ver. 1.0) を用いて、花粉分析を行った層準ごとに年平均気温を復元した。補正した堆積速度(図5)により各層準の年代を推定し、約 30 万年前以降の気温変動を描いた図が図 6-A である。最も寒冷な時期である 20 ka 付近お

よび 135~190 ka の気温は約 3~4℃ と算出された。一方、最も温暖な時期である 120 ka 付近、200 ka 付近および 250 ka 付近では約 12~13℃ と算出された。つまり、寒暖の差は最大で約 10℃ である。

本調査地に近く、かつデータが揃っている気象台は恵那(標高 315 m)であり、過去 29 年間(1976~2004)の平均気温は約 12.9℃ である(気象庁データ)。本調査地の標高は約 500 m であり、一般的な気温の高度に対する通減率である 0.6℃/100 m(町田ほか, 1981)で補正すると、現在の大湫盆地の平均気温は約 11.8℃ となる。それを図 6-A において白抜き四角で示し、データの得られなかった区間を破線で結んだ。

図 6-A に示した気温変動は深海底コアの酸素同位体カーブ (Martinson *et al.*, 1987 ; 図 6-B) とよく同調している。さらに、完新世を除いて、氷期-間氷期サイクルのみならずサブステージの変動も非常によく一致している。特に、MIS6 の寒冷期が約 6 万間継続すること、MIS5 の 3 回の温暖期 (5.1, 5.3, 5.5) が繰り返されたことなど、日本列島の内陸部においても、汎地球的な変動と対応していることが明らかとなった。さらに MIS3 においては、深海底コアからは明瞭には読み取れない、数回の短期的な寒冷期と温暖期の繰り返しがみられる。完新世においては、気温がやや低く復元されているが、誤差の範囲に収まる。

本稿で用いた化石花粉データは、すべて木本花粉である。木本植生は、微地形によらず、ある程度の広がりをもって分布するので、復元された気温は盆地内の微地形などを超えて、ある程度の広がりをもった植生の変遷を反映したものである。つまり、復元された気温の変動は、中部地方内陸部の気温変動パターンを近似しているといえる。

3. 明暗層の互層の形成と気候変動との関係

氷期-間氷期サイクルをもたらす第一義的な外部因子として、日射量の変動があげられる。Petit *et al.* (1999) は南極氷床コアの調査で、地軸の歳差運動に伴う北半球の夏の日射量変動が、氷期末期の急激な温暖化(ターミネーション)をもたらす「駆動」の役割を果たしていることを明らかにしている。そこで、日射量変動(図 6-C)と L* 値の変動(図 6-D)とを比較する。日射量変動は北緯 30 度の夏の値 (Berger and Loutre, 1991) を用いた。日射量のデータは 1,000 年間隔であり、今回 2 cm 間隔で測定された L* 値は、平均すると約 300 年間隔となるため、深度-年代変換後、3 点移動平均により平滑化した。これらの対比から、日射量が 500 W/m² を超えたときに

図 6 OK1 コアの解析から得られた過去約 30 万年間の古気温変動および L* 値変動と海洋酸素同位体変動および日射量変動との比較

A : モダンアナログ法によって復元された古気温変動, B : 標準的な酸素同位体の変動にステージを記入, C : 北半球, 北緯 30 度における夏の日射量変動, D : 時間 (年代) 変換した L* 値のデータを 3 点移動平均で平滑化.

Fig. 6 Correlation of variations of paleo-temperature (A) and L* value (D) reconstructed from OK1 core analysis and variations of oxygen isotope and insolation

A : Paleo-temperature (degree C) reconstructed by modern analogues technique, B : Standard oxygen isotope variations (modified from Martinson *et al.*, 1987) written in MIS (Marine isotope stage) number, C : Insolation variations of June, 30N (modified from Berger and Loutre, 1991), D : L* value (3-points moving average).

(図 6-C の破線矢印基部), 明度が低下し, ほとんどの場合 L* 値が 30 以下 (図 6-D) になることが読み取れる. L* 値は IV 章で述べたように, 有機炭素量と負の相関があり, L* 値が 10~30 を示すのは, コア観察によると泥炭やそれが分解した有機質シルト層である. したがって, 日射量がある閾値 (北緯 30 度で 500 W/m²) を超えたときに泥炭の形成が始まるとみなしうる.

日射量の増大は「蒸発散量を増加させ, 水位低下を促す効果」と, 逆に「気象現象の活発化を引き起こし, 降水量を増大させ, 水位上昇をもたらす」といった泥炭の形成によって, 相反する現象が考えられる. 本調査地においては, 前者が後者を上回り, 日射量の増大とともに泥炭の形成が始まったと推察しうるが, そのメカニズムの解明は今後の課題としたい.

日射量が 500 W/m² を超えるタイミングは周期的 (2

万~2 万 5 千年) であり, これは地軸の歳差運動に従っている. つまり, L* 値の変動 (言い換えると泥炭の形成) は, 地軸の歳差運動に伴う日射量変動と対応している可能性が高い. 北半球中緯度にあたる本調査地では, 日射量がある閾値を超え, 温暖化に向かう際に泥炭が発達する環境が生じる, という関係が, 約 30 万年前以降, 2 万~2 万 5 千年周期で繰り返されてきたことが明らかとなった. ここで注目すべき点は, 日射量がある閾値を超えれば, 氷期 (例えば, MIS 2 や MIS 6 といったいわゆる最寒冷期) であっても, 泥炭は形成されていることである.

しかし, 過去約 40 万年間の気候 (気温) 変動は, 10 万年周期が卓越し, 氷期の最寒冷期中の変動には歳差変動の影響がほとんどみられない. このような傾向は OK1 コアの花粉分析から復元された古気温変動 (図 6-A) に

も表れている。

こうした気温変動と泥炭形成の変動との周期の相違から、本調査地域はきわめて小規模な内陸盆地ゆえに、海洋同位体変動に代表されるグローバルな変動を基調としつつ、集水域内における水文環境が日射量変動に対して、より敏感に応答してきたと推定される。

VI. ま と め

内陸小盆地埋積物を対象として、古気温や堆積環境を中心に気候変動について論じ、以下のことが明らかになった。

1. OK1 コアは約 30 万年間、継続して堆積した細粒物質からなる。その堆積速度を広域テフラの年代から算出した。下位から、K-Tz~Ng1 間：0.05 mm/yr, AT~K-Tz 間：0.06 mm/yr, K-Ah~AT 間：0.08 mm/yr である。

2. 花粉分析結果にモダンアナログ法を適用し、古気温を推定し、その時間変動を復元した。その結果、グローバルな気候変動の指標となる深海底コアの酸素同位体カーブと、サブステージに至る変動までもが同調していることが明らかになった。

3. L^* 値と日射量の変動とを比較すると、日射量が約 500 W/m² を超えると、 L^* 値が 30 以下になり、すなわち泥炭が形成され始めると推察されたが、そのメカニズムについては今後の課題である。ただし、その変化は周期的で、地軸の歳差運動に伴う日射量の変動と密接に関係していることが示された。

謝辞 東北学院大学の林 一成氏、鈴木康浩氏には試料調整および分析にご協力いただいた。東京大学大学院新領域創成科学研究科の大森博雄教授をはじめとする先生方には貴重なご意見を承った。同環境学専攻の山口正秋博士、鳴橋龍太郎氏、吉田英嗣氏、大上隆史氏、松島紘子氏ほか大学院生諸氏には分析にご協力していただき、日頃から貴重なご助言をいただいている。また、土地を使用させていただいた瑞浪市大湫町の地元の方々にはご協力いただいた。以上の方々に深く感謝いたします。

引 用 文 献

Bassinot, F.C., Vincent, E., Quidelleur, X., Shackleton, N.J. and Lancelot, Y. (1994) Astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth and Planetary Science*

Letters, 126, 91-108.

Berger, A. and Loutre, M.F. (1991) Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, 10, 297-317.

古澤 明 (1995) 火山ガラスの屈折率の測定および形態分類とその統計的な解析に基づくテフラの識別. *地質学雑誌*, 101, 123-133.

Gotanda, K., Nakagawa, T., Tarasov, P., Kitagawa, J., Inoue, Y. and Yasuda, Y. (2002) Biome classification from Japanese pollen data : application to modern-day and late Quaternary samples. *Quaternary Science Reviews*, 21, 647-657.

Guiot, J. (1990) Methodology of the last climatic cycle reconstruction in France from pollen data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 80, 49-69.

Inouchi, Y., Yokota, S. and Terashima, S. (1996) Climatic changes around Lake Biwa during the past 300,000 years and 2,000 years. *Proceeding of the 1995 Nagoya IGBP-PAGES/PEP Symposium*, 109-114.

Japan Meteorological Agency (1998a) Daily and every 3-hours meteorological data at the ground surface (1961-1970). Japan Meteorological Agency, CD-ROM.

Japan Meteorological Agency (1998b) Daily and every 3-hours meteorological data at the ground surface (1971-1990). Japan Meteorological Agency, CD-ROM.

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]. 336 p, 東京大学出版会.

町田 貞・井口正男・貝塚爽平・佐藤 正・榎根 勇・小野有五 (1981) 地形学辞典. 767 p, 二宮書店.

Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C., Jr. and Shackleton, N.J. (1987) Age dating and the orbital theory of the ice ages : Development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, 27, 1-29.

宮城豊彦・小岩直人・竹中 純 (1995) 東北地方南部低山帯における最終間氷期以降の環境変遷と斜面物質移動. *東北学院大学東北文化研究所紀要*, 27, 162-190.
森山昭雄・丹羽正則 (1985) 土岐面・藤岡面の対比と土岐面形成に関連する諸問題. *地理学評論*, 58A, 275-294.

- Nakagawa, T., Tarasov, P.E., Nishida, K., Gotanda, K. and Yasuda, Y. (2002) Quantitative pollen-based climate reconstruction in central Japan : application to surface and Late Quaternary spectra. *Quaternary Science Reviews*, 21, 2099-2113.
- 中嶋 健・川幡穂高・長尾誠也(1998)色相計測による遠洋性石灰質堆積物中の有機炭素含有量の推定. 地質学雑誌, 104, 64-67.
- 大場忠道・木村明雄・加藤道雄・北里 洋・小泉 格・酒井富三郎・高山俊明・溝田智俊(1984)古環境変遷史. 月刊地球, 63, 571-575.
- 大嶋秀明・徳永重元・下川浩一・水野清秀・山崎晴雄(1997)長野県諏訪湖湖底堆積物の花粉化石群集とその対比. 第四紀研究, 136, 165-182.
- Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E. and Stievenard, M. (1999) Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399, 429-436.
- 阪口 豊・加藤茂弘(1993)北日本の最終間氷期一氷期サイクルの古気候一. 地学雑誌, 102, 288-313.
- 須貝俊彦(1995)木曽山脈, 美濃三河高原北部における山頂小起伏面の起源. 東京大学教養学部人文科学紀要, 101, 1-40.
- 多田隆治(1995)日本海堆積物のリズムが語る環境変動. 小泉 格・安田喜憲編「講座 文明と環境 第1巻 地球と文明の周期」: 78-84, 朝倉書店.
- 多田隆治(1997)最終氷期以降の日本海および周辺域の環境変遷. 第四紀研究, 36, 287-300.
- 鳥居雅之(2005)環境磁気学一レビュー一. 地学雑誌, 114, 284-295.
- 山田直利・脇田浩二・広島俊男・駒沢正夫(1990)20万分の1地質図幅「飯田」第2版. 地質調査所.
- 安田喜憲(1982)福井県三方湖の泥土の花粉分析的研究一最終氷期以降の日本海側の乾・湿の変動を中心として一. 第四紀研究, 21, 255-271.

Reconstruction of Depositional Environment and Paleoclimate Changes from a Small Basin Deposit during the Past 300,000 Years, Central Japan

Toshinori Sasaki^{*1, a}, Toshihiko Sugai^{*1}, Makoto Yanagida^{*2}, Yoshimune Morita^{*3}, Akira Furusawa^{*4}, Osamu Fujiwara^{*5}, Toshifumi Moriya^{*6}, Takeshi Nakagawa^{*7} and Toyohiko Miyagi^{*8}

In order to reconstruct the depositional environment and paleoclimate changes since the middle Pleistocene in central Japan, tephra analysis, pollen analysis, magnetic susceptibility measurement, grain size analysis and color index measurement were conducted for a 25.3 m-long sediment core obtained from Okute basin in central Japan.

The sediment consists of mainly fine materials characterized by periodic alternation of peat layers and inorganic clay layers for the past 300 ka. Paleo-temperature were quantitatively reconstructed from the pollen profile using standard modern analog technique. The curve showed a fluctuation pattern remarkably similar to that of the deep sea $\delta^{18}\text{O}$ record. Mean annual temperature was 3 to 4°C in the

full-glacial period and 12 to 13°C in the full-interglacial period. The difference between full-glacial and full-interglacial is 10°C.

Color measurement enables us to discriminate peat layer/humic silt layer and inorganic silt layer using an L^* value that describes lightness. This boundary value is 30. L^* value variations were closely connected to the June insolation variations at 30N that are depended on the precession. The beginning of peat deposition corresponds to the timing of insolation values over 500 W/m².

As observed above, global climatic changes and regional environment changes have been continuously recorded in this core for the past 300 ka.

Keywords : small inland basin, paleoclimate changes, modern analogue technique, color measurement, insolation

*1 Graduate School of Frontier Science, The University of Tokyo. 5-1-5 Kashiwanoha, Kashiwa, 277-8563, Japan.

*2 Hanshin Consultants Co., Ltd. 3-24-4 Minamitsuka, Toshima-ku, Tokyo, 170-0005, Japan.

*3 Botanical Garden, Okayama University of Science. 1-1 Ridai-cho, Okayama, 700-0005, Japan.

*4 FURUSAWA Geological Survey. 3-2 Yashiki, Tosaki-cho, Okazaki, 444-0840, Japan.

*5 Active Fault Research Center, Geological Survey of Japan, AIST. Tsukuba Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, 305-8567, Japan.

*6 Tono Geoscience Center, Japan Atomic Energy Agency. 959-31 Jorinji, Izumi-cho, Toki, 509-5102, Japan.

*7 Department of Geography, University of Newcastle upon Tyne. Newcastle upon Tyne, NE1 7RU, UK.

*8 Department of Regional Planning, Faculty of Liberal Arts, Tohoku Gakuin University. 1-3-1 Tsuchitoi, Aoba-ku, Sendai, 980-8511, Japan

*a Corresponding author : t-sasaki@nenv.k.u-tokyo.ac.jp