

近江盆地湖東平野の地下地質層序と堆積環境

— 日野川～愛知川下流域におけるボーリング試料の解析から —

大久保茂子**

**Sedimentary Sequence and Landform Development in the Kotoh Plain
in the Ohmi Basin, Central Japan:
Based on Analyses of Borehole Samples from the Lower Reaches
of the Hino and the Echi Rivers**

Shigeko OHKUBO*

Abstract

The author studied the alluvial lowland in the lower reaches of the Hino and the Echi Rivers, to clarify landform development of the Kotoh plain to the east shore of Lake Biwa, central Japan, during the middle and late Pleistocene.

Four major litho-stratigraphic units (A-D) and five tephra layers (Sakate, AT, DNP, hpm2, Ng-1) were detected from standard penetration test samples of Kominami borehole site cores from the lower reaches of the Hino River. Judging from the facies of the borehole samples and a geological cross-section through the Kominami site in the lower reaches of the Hino and the Echi Rivers, coarse sediments were deposited at least 4 or 5 times during the last 300 ka and the distribution of gravel deposits was much larger especially during the period from *ca.* 80 to 27 ka than at present. The appearance and shrinkage of the area where gravels were deposited seem to be related to interglacial-glacial or the interstadial-stadial cycles.

Key words : Kotoh Plain, borehole samples, sedimentary sequence, tephra, gravel deposits

キーワード : 湖東平野, ボーリング試料, 堆積層層序, テフラ, 砂礫堆積域

I. はじめに

臨海平野における沖積低地の地形形成過程に関する研究は、地球規模の気候変動による氷河性海水準変動と地形形成作用との密接な関係が明らかになる中で、急速に進展してきた(海津, 1994)。一方、海水準変動の影響を受けにくい内陸盆地における沖積低地の地形形成過程に関しては、堆積

場の条件による違いなどもあり、貝塚(1969)の描く氷期・間氷期スケールの河床縦断面形変化のような統一的モデルをもとにした理解が図られているとは言い難い面がある。例えば、本邦最大の湖である琵琶湖を有し、広い沖積低地をもつ近江盆地に関しても、その地形形成過程や形成要因に関しては未解明な点が少なくない。

近江盆地の低地域における上部更新統～完新統

* 奈良女子大学

* Nara Woman's University

の地下地質層序は、始良 Tn テフラ（町田・新井、1976；以下 AT と略称）を鍵層として、区分されてきた。例えば、植村・横山（1983）は、琵琶湖東～南岸に位置する湖東平野で、AT を挟む泥炭・粘土卓越層を中部泥層、その上位および下位の砂礫層を上部砂礫層と下部砂礫層、上部砂礫層を覆う最上部の泥層を上部泥層として区分した。また宮田ほか（1990）は、ボーリングコアの解析から、湖東平野愛知川河口付近の堆積物を上位から A F 層に区分し、C 層から AT を、A 層から鬼界アカホヤテフラ（町田・新井、1978；以下 K-Ah）と Sn テフラ（石田ほか、1984；以下 Sn）を検出している。以上のように湖東平野の地下層序区分では、AT が一つの重要な鍵層として認識されてきた。しかしながら、琵琶湖底や湖岸付近における一部のボーリング調査（例えば、烏丸地区深層ボーリング調査団、1995；工業技術院地質調査所、1997 など）を除き、内陸側低地における AT 以深の中～上部更新統に関しては、堆積層の堆積年代を推定するための手がかりに乏しく、まとまった検討がなされてこなかった。そこで本研究では、まず、湖東平野中央部に位置する日野川下流域の近江八幡市小南で採取された標準貫入試験試料の分析を行った。そして、周辺地域のボーリング柱状図・試料の分析も併せて、湖東平野中部における中～上部更新統の地下地質層序と堆積環境の変遷について検討した。その結果、いくつかの新知見が得られたので報告する。

II．研究対象地域の概要と研究方法

琵琶湖を内包する近江盆地は、南北性の地壘山地に囲まれた構造盆地である（岡田・東郷、2000）。琵琶湖の周囲には、流入する河川沿いに沖積低地が分布するが、その中でも湖の南東に位置する湖東平野は最大の低地で、主に愛知川、日野川、野洲川の三角州や扇状地が形成されている。このうち本研究で取り上げるのは、日野川～愛知川下流の湖東平野中央部である（図 1）。

愛知川は、流路長 48.5 km で流域面積は 203.5 km²、流域内の最高点高度は 1,247 m に達する。現在の愛知川流域では、谷口から標高 100 m 付

近にまで扇状地が、その下流側には蛇行原地帯が広がり、湖岸近くでは三角州が形成されている。河床物質としての砂礫は、上流から湖岸近くの標高 90 m 付近にまで堆積している。流域の地質は、主に、中・古生代の堆積岩類と白亜紀の溶結凝灰岩類（湖東流紋岩類）および花崗岩類からなるが、左岸には丘陵を構成する下部更新統の古琵琶湖層群が分布している（原山ほか、1989）。

一方、日野川は流路長 47.0 km で流域面積は 207.0 km²、流域内の最高点高度は 1,070 m である。現河床堆積物としての砂礫は、標高 130 m 付近の丘陵地帯まで見られるが、その下流側には谷底平野を蛇行原地帯が細長く続き、琵琶湖岸に近い最下流部には三角州が形成されている。日野川流域の地質は、主に上・中流域に広く分布する丘陵を構成する下部更新統の古琵琶湖層群からなり、これに加えて、中流域に分布する花崗岩類と点在する白亜紀の溶結凝灰岩類（湖東流紋岩類）および最上流域に分布する中・古生層とからなる（原山ほか、1989）。

愛知川流域における河成段丘面は、八日市丘陵の名で呼ばれる地域の一部に尾根状に残存した高位段丘面、山麓部や八日市丘陵縁辺部の中位段丘面、谷口の溪口部から下流の現流路沿いの低位段丘面がそれぞれ発達し、下流域近くまで広範囲に分布する。これらの段丘堆積物の層厚は 5 10 m 程度である。一方、日野川流域の河成段丘面の分布は、谷口部付近から日野丘陵周辺までを中心としており、それらの分布範囲は狭い。谷口部付近の支流沿いには最高位段丘堆積物である西明寺礫層（植村・横山、1983；原山ほか、1989）が層厚 20 m 以上堆積しているが、それより下位の高位～低位段丘堆積物は、2 m 内外の薄層である。

日野川左岸に位置する小南（近江八幡市；図 1）地域については、滋賀県東近江地域振興局建設管理部河川砂防課から、小南 1 5（Ko1 5）地点（図 2）で得られた掘削長 50 61 m の 5 本のボーリング柱状図資料と標準貫入試験試料（小南 1 5 試料と命名）の提供を受けた。図 2 には、それらのボーリング柱状図を一部簡略化した上で、テフ

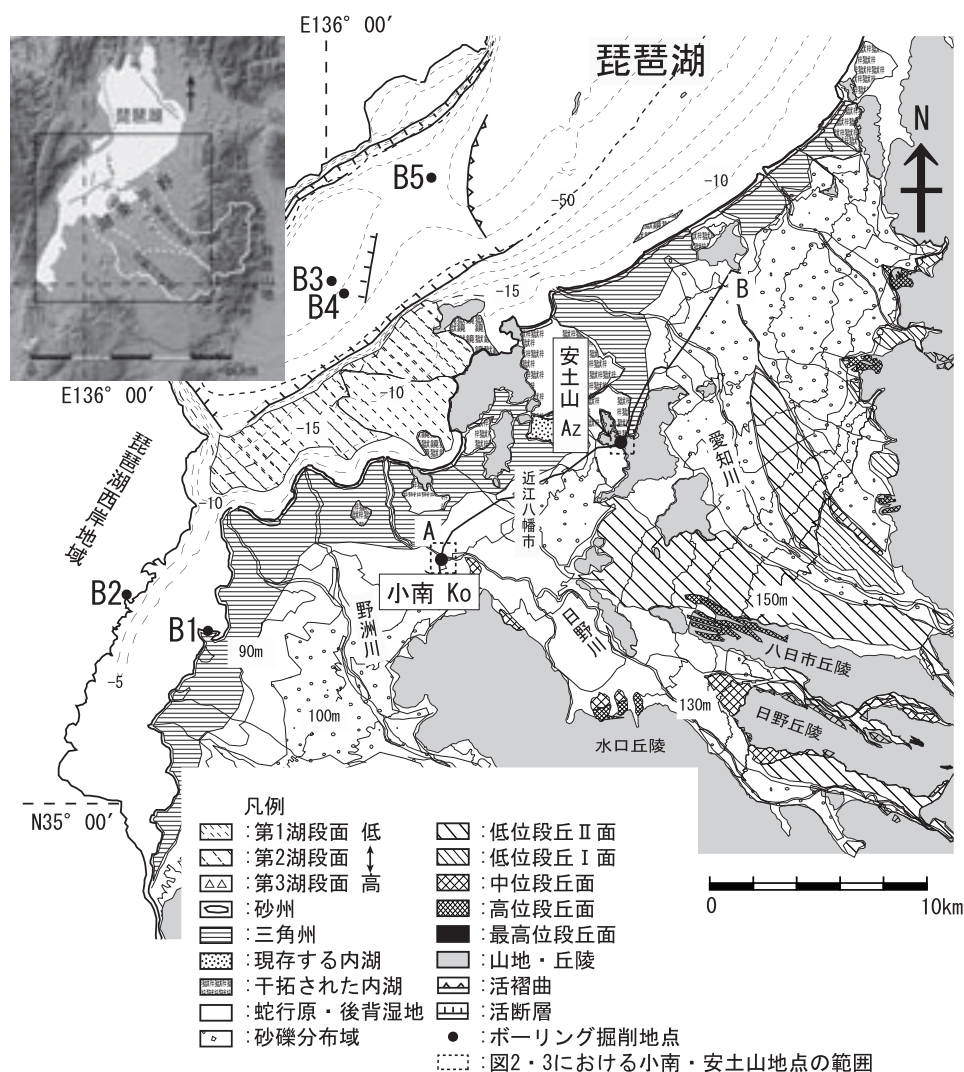


図 1 調査地域の地形分類図。

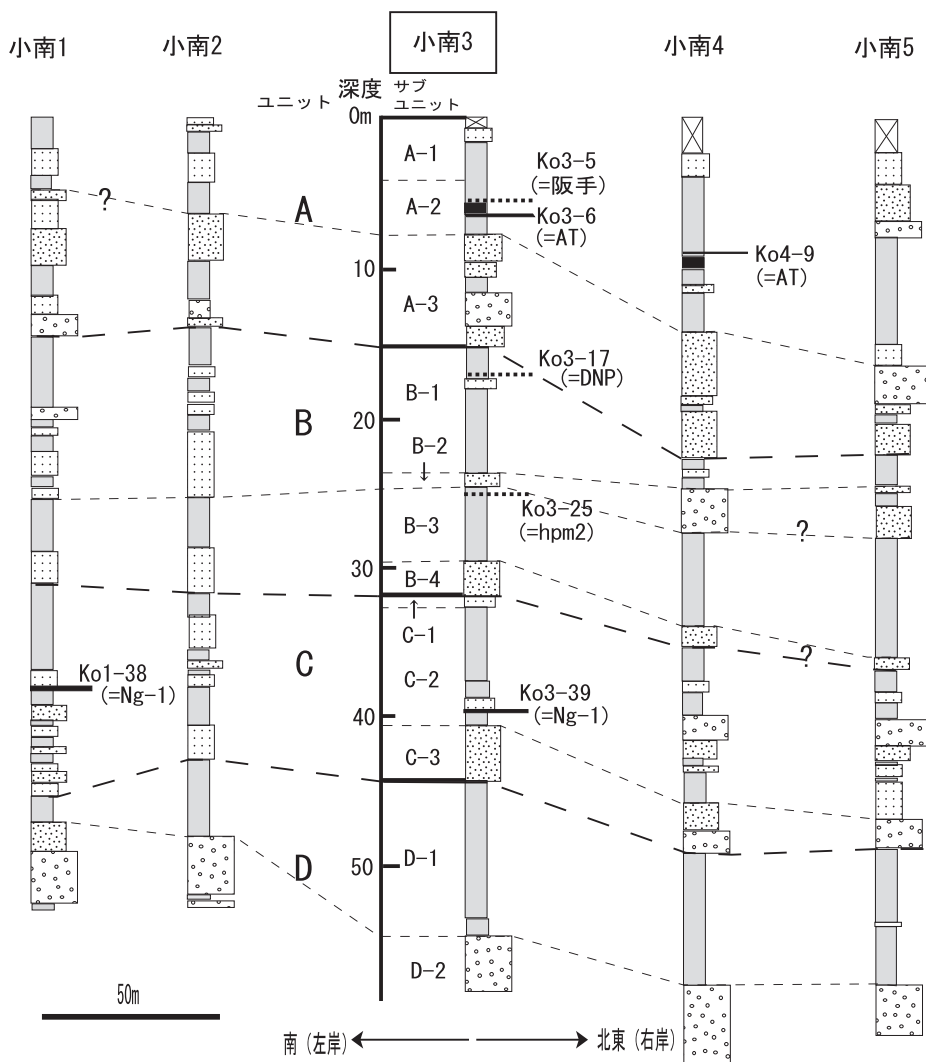
A B: 図 3 に示された地質断面図の位置, 小南: 小南ボーリング掘削地域, 安土山: 安土山ボーリング掘削地域, B1: 烏丸地区深層ボーリング掘削地点, B2: 雄琴ボーリング掘削地点, B3: 200 m ボーリング掘削地点, B4: 1400 m 深層ボーリング掘削地点, B5: 高島沖ボーリング掘削地点。

地形分類図は, 空中写真判読と現地調査より筆者作成。地図画像は, 国土地理院(2000)の数値地図 50 m メッシュ(標高)より作成。活断層は, 岡田・東郷(2000)による。B1 B5 の掘削地点は, 烏丸地区深層ボーリング調査団(1995), 工業技術院地質調査所(1997), 吉川・井内(1991)を参考にした。

Fig. 1 Geomorphological map of the study area.

A B: Location of the geological cross-section in Fig. 3, Ko: Kominami borehole area, Az: Azuchiyama borehole area, B1: Karasuma deep borehole site, B2: Ogoto borehole site, B3: 200 m borehole site, B4: 1400 m deep borehole site, B5: Takashima-oki borehole site.

The index map inlaid is made from "Digital Map 50 m Grid" data of Geographical Survey Institute (2000). Active faults: Taken from Okada and Togo (2000). B1 B5: Localities are taken from Karasuma Deep Core Investigation Group (1995), Geological Survey of Japan (1997) and Yoshikawa and Inouchi (1991).



小南1～5の概略図

図 2 小南地域におけるボーリング柱状図と堆積層序区分

柱状図は滋賀県東近江地域振興局建設管理部河川砂防課提供による。ボーリング地点は図1に示した。

Fig. 2 Columnar geological sections of borehole cores from the Kominami area.

Simplified from the records of East Ohmi Area Development and Promotion Bureau of Shiga Prefecture. Locations are shown in Fig. 1.

ラ堆積層準やその他の情報を加えて示した。ボーリング試料は、標準貫入試験（掘削口径 66 mm、サンプラー内径 35 mm）試料である。したがって深度 0.15 0.45 m, 1.15 1.45 m, ...のように、1 m 毎に 30 cm 分の層相を代表する試料として試料瓶に保管されていた。小南 3（図 2）の標準貫入試験試料（掘削長 58.40 m）では、総数 59 点の試料を入手することができた。その全ての試料を洗浄し、1/4 1/16 mm の粒子を中心に顕微鏡下で観察した。その結果、5 層準で火山ガラスや重鉱物含有率の高い層準を見出した。また、小南 1 や小南 4（図 2）、安土山近隣（図 1）の 4 地点で得られたボーリング試料についても、同様の工程で火山ガラスや重鉱物含有率の高い層準を見出した。そして、これらの火山ガラスや重鉱物について、必要に応じて屈折率を測定した。屈折率の測定は、産業技術総合研究所の温度変化型屈折率測定装置（RIMS2000）、あるいは温度可変試料プレート付顕微鏡（奈良女子大学³⁾を用いて行った。また一部の屈折率測定については、古澤地質調査事務所に依頼した。

本研究では上記に加え、小南を通り、琵琶湖岸線におおよそ平行する線上（図 1 の A B）において得られたボーリング柱状図（100 m につき約 1 本程度の間隔で、計 200 本以上）をもとに、地質横断面図を作成した。そして、標準貫入試験試料から得られた情報とボーリング柱状図をもとに作成された地質横断面図の層序を総合して、日野川～愛知川下流域における地下地質層序と堆積環境の変遷について検討した。

III．地下地質層序と指標テフラ

1) 小南 (Ko) (図 2)

層序区分は小南 3 試料（孔口標高 88.98 m、掘削長 58.40 m）を中心にを行い、掘削時に作成された柱状図に従い記載した。なお以下では、標準貫入試験試料番号に基づき、分析した試料を上位から Ko3-1 Ko3-59 として記載する。

ボーリング柱状図には、深度 0 0.70 m に盛土層が、深度 0.70 m 以深にはシルト～中礫サイズの碎屑物と火山灰が記載されている。堆積層は主

にシルト・砂の互層であるが、深度 11.60 13.90 m と 54.70 m (58.40 m 以深；下限不明) に、2 枚の厚い砂礫層が記載されている。なお試料観察によると、図 2 の柱状図で粗砂と表示されている層準には、細礫が混入する場合が多い。

本研究では、ボーリング柱状図に記載された盛土を除く堆積物について、主に粒径の変化に着目して、上位から A D の 4 つのユニットに区分した。各々の境界は、層厚 2 m 以上の細砂～シルト・粘土層と、その直上に位置する中・粗砂以上の粒径を有する層厚 2 m 以上の堆積物との間に設定した。この場合の 2 m という層厚は、恣意的ではあるが、中流域に分布する侵食段丘面堆積物の層厚が 1.5 2.0 m 程度であることを考慮して設定した。また、堆積物の粒径と色調、有機物の含有状況、*N* 値などが大きく異なる境界を意識しながら、これらのユニットをさらにいくつかのサブユニットに分けた（図 2）。

小南 3 試料の柱状図には、後述する Ko3-6 および Ko3-39 層準の堆積物が「火山灰」として記載されている。しかしながらそれら以外の Ko3-5, 17, 25 の細粒堆積層中にも、テフラ起源と思われる火山ガラス・重鉱物が観察された。以下では、各サブユニットと火山ガラス・重鉱物の濃集する層準の特徴を、各々分けて記す。なお、サブユニットの特徴については、ボーリング柱状図に併記された記載をもとに述べる。

1-1) 小南 3 試料の各サブユニットに見られる特徴

1-1.1) A ユニット (深度 0.70 15.00 m)

A-1 (深度 0.70 5.15 m): 上部は中～細粒砂層で、シルトを不均質に混入する。*N* 値は 1 である。Ko3-1 (深度 1.15 1.45 m) からは、極微量の軽石型の火山ガラスが検出された。下部はシルト層で、淡青灰色をなし、*N* 値は 1 2 と小さい。

A-2 (深度 5.15 7.80 m): 多量の腐植物を混入するシルト層で、暗灰色を呈し、*N* 値は 5 7 と A-1 サブユニットよりもやや大きくなる。このシルト層には、テフラ起源と思われる火山ガラスや重鉱物の濃集する Ko3-5 (5.15 5.45 m) と、「火山灰」として記載された層準を含む Ko3-6

(6.15 6.45 m) が挟まれる。

A-3 (深度 7.80 15.00 m): 粗砂層や砂礫層が、層厚 1.20 m のシルト層を挟んで堆積する粗粒堆積層である。上位の粗砂層には 2 30 mm の亜円礫が混入し、 N 値は 10 25 である。下位の砂礫層は、主に粒径 5 10 mm の亜円礫から成り、最大礫径は 30 mm で、チャート・花崗閃緑岩・湖東流紋岩類・頁岩礫を含む。マトリックスは粗砂から成り、 N 値は 43 46 である。シルト層は淡青灰色を呈し、腐植物が混入している。 N 値は 6 である。

1-1. 2) B ユニット (深度 15.00 31.90 m)

B-1 (深度 15.00 23.80 m): 細砂を挟んだシルト層である。上部のシルト層中の特に下部は、茶褐色を呈し、腐植物を多量に含有する。下部のシルト層は、層厚 5.80 m で、色調は上位から下位に向って淡青灰色～暗灰色～青灰色と変化する。シルト層の N 値は、6 9 である。B-1 サブユニットには、テフラ起源と思われる重鉱物を多量に含む Ko3-17 (深度 17.15 17.45 m) が挟まれ、Ko3-15, 16 にも、同様の重鉱物が散在している。Ko3-17 下位の細砂層は層厚 60 cm で、茶暗灰色を呈し、 N 値は 9 である。

B-2 (深度 23.80 24.60 m): 若干の細礫・シルトを混入した粗砂層であり、層厚は 80 cm と薄い、 N 値は 26 とやや大きい。

B-3 (深度 24.60 29.50 m): 層厚 4.9 m のシルト層で N 値は 7 8 を示す。上部は青灰色で、テフラ起源と思われる重鉱物の濃集する Ko3-25 (深度 25.15 25.45 m) が挟まれる。下部の Ko3-28 (深度 28.15 28.45 m) は腐植物を混入し暗灰色を呈する。

B-4 (深度 29.50 31.90 m): 粗砂層から成る。2 20 mm の亜円礫を混入しており、 N 値は 37 43 を示す。礫種は主に花崗岩類と湖東流紋岩類からなり、砂岩・頁岩やチャート礫も混じる。

1-1. 3) C ユニット (深度 31.90 44.40 m)

C-1 (深度 31.90 33.20 m): 炭化物や木片を多く含んだ暗灰色の細砂層で、 N 値は 10 14 である。

C-2 (深度 33.20 40.70 m): 細砂層を挟むシ

ルト層である。最上位は腐植物を多く含有し暗灰色を呈するが、下方は青灰色～灰色を呈し、粘土を多く含有するようになる。Ko3-39 (深度 39.15 39.45 m) は、柱状図に層厚 70 cm の火山灰と記載されている部分を含み、 N 値は 86 とかなり大きい。砂層の N 値は 34、シルト層の N 値は 10 を超える。

C-3 (深度 40.70 44.40 m): シルトを混入する灰色の粗砂で、 N 値は 25 53 とばらつきが大きい。

1-1. 4) D ユニット (深度 44.40 58.40 m)

D-1 (深度 44.40 54.70 m): 主に、淘汰の良いシルト層から成るが、深度 49.00 49.20 m に層厚 20 cm の砂礫層を挟み、下部は粘土分が多い。また、最下部には腐植物が散在する。シルト層の上半部は、上位より下位に向って淡灰色～淡青灰色～濃灰色～淡青灰色と色調の変化が著しいが、シルト層の下半部は淡青灰色である。 N 値は 10 15 である。

D-2 (深度 54.70 58.40 m): 風化の著しく進んだ黄緑灰～濃褐色砂礫層で所々にシルトを挟む。礫径は 2 10 mm のものが多く、最大 30 mm に達する。亜角礫を主体とし、礫種は砂岩・頁岩・チャートなどの堆積岩類が大半を占めるため、当該コアの他層準に含まれる砂礫層とは、かなり様相が異なる。マトリックスは粗砂で、 N 値は 100 を超える。

1-2) 小南 3, 1, 4 試料の標準貫入試験試料に含まれる火山ガラスと重鉱物の岩石記載的特徴

前述した小南地域では、小南 3 試料の Ko3-6 や Ko3-39 に「火山灰」と記載された層準が含まれている。また、Ko3-5, Ko3-17, Ko3-25 の有機質シルト中には、テフラ由来の火山ガラスや重鉱物の濃集が認められた。また、小南地域の小南 1 試料および小南 4 試料では、各々、Ko1-38, Ko4-9 に「火山灰」と記載された層準が含まれている。ここでは、各地点で検出されたテフラ起源の粒子の特徴について表 1 および表 2 に示し、以下に詳述する。

Ko3-5 (深度 5.15 5.45 m; T.P. 83.9 83.6 m):

表 1 テフラ試料の岩石記載的特徴.

Table 1 Petrographic properties of tephric materials in the study area.

試料名	深度 (m)	glass (n)	opx (γ)	ho (n_2)	cum (n_2)	測定者	引用文献
Ko3-5	5.15 5.45	pm 1.501 1.505 bw 1.499 1.501	1.704 1.708	1.671 1.676 1.677 1.683	1.661 1.665	古澤	
三瓶浮布		pm 1.505 1.507(1.506)		1.671 1.675(1.673)	1.660 1.665	町田・新井 (2003)	
大山笹ヶ平		pm 1.501 1.504	1.703 1.707(1.705)	1.671 1.676		町田・新井 (2003)	
Ko3-6	6.15 6.45	bw 1.499 1.501				大久保	
Ko4-9	9.15 9.45	bw 1.498 1.501				高田	
Az1-4	4.15 4.45	bw 1.498 1.501				高田	
Az2-9	9.15 9.45	bw 1.497 1.501				古澤	
Az4-10	10.15 10.45	bw 1.499 1.501				高田	
AT		bw 1.498 1.501				町田・新井 (1976)	
Ko3-15	15.15 15.45		1.698 1.707(1.702)	1.678 1.684		古澤	
Ko3-16	16.15 16.45		1.698 1.707(1.701)	1.668 1.686		古澤	
Ko3-17	17.15 17.45		1.696 1.704(1.702)	1.675 1.686		古澤	
Az3-26	26.15 26.45		1.695 1.704(1.702)	1.679 1.686		古澤	
DNP			1.700 1.705(1.702)	1.678 1.685		町田・新井 (1979, 2003)	
Ko3-25	25.15 25.45		1.700 1.707	1.673 1.683	1.659 1.664	古澤	
hpm2			1.700 1.707	1.677 1.683 上部 1.672 1.685 下部	1.655 1.661	古澤・梅田 (2002)	
Ko3-39	39.15 39.45	pm 1.499				高田	
Ko1-38	38.15 38.45	pm 1.497 1.499(1.498)				高田	
Ng-1		pm 1.498 1.499				町田・新井 (2003)	

pm: 軽石型火山ガラス, bw: パブルヴォール型火山ガラス, n : 火山ガラスの屈折率, opx: 斜方輝石, ho: 緑色普通角閃石, cum: カミングトン閃石, γ : 斜方輝石の最大屈折率, n_2 : 緑色普通角閃石およびカミングトン閃石の最大屈折率.

表 2 ICP 発光分析によるサンプル Ko1-38
と和田テフラに含まれる火山ガラス
の化学組成測定結果 .

Table 2 Chemical compositions of volcanic
glass shards from sample Ko1-38
and Wada tephra by ICP emission
spectrometry.

化学組成 測定結果	Ko1-38	Wada ^{a)}
TiO ₂ (%)	0.14	0.13
Al ₂ O ₃	11.71	12.12
Fe ₂ O ₃	1.02	1.10
MnO	0.03	0.04
MgO	0.18	0.05
CaO	1.16	1.17
Na ₂ O	2.83	2.89
K ₂ O	4.58	4.44
P ₂ O ₅	0.02	0.03
Ba (ppm)	616	532
La	25	28
Sc	2	1
Sr	129	107
V	3	2
Y	10	11

^{a)} 和田テフラの測定値は吉川ほか (2000)
による .

本試料には岩片、バブルウォール型および軽石型の火山ガラス、自形の緑色普通角閃石、カミングトン閃石および斜方輝石が含まれる。火山ガラスおよび重鉱物の含有率は、1/8 1/16 mm が最も多く、次いで 1/4 1/8 mm にも相当程度含まれている。バブルウォール型火山ガラスの屈折率 n は、1.499 1.501、軽石型のそれは 1.501 1.505 を示す。斜方輝石の屈折率 γ は 1.704 1.708 にレンジがある。緑色普通角閃石の屈折率 n_2 は 1.671 1.683 にレンジがあるが、1.671 1.676 にやや集中する傾向が見られる。また、カミングトン閃石の屈折率 n_2 は 1.661 1.665 を示す。

Ko3-6 (深度 6.15 6.45 m; T.P. 82.9 82.6 m): 本試料は、柱状図に「層厚 10 cm (深度 6.30 6.40 m; T.P. 82.7 82.6 m) の火山灰」と記載された部分を含み、軽鉱物および炭化物と微量の岩片を含有する。1/2 1/16 mm にはバブルウォール

型火山ガラスが多量に含まれるが、1/2 1/4 mm には炭化物が混じる。火山ガラスの屈折率 n は 1.499 1.501 を示す。

Ko3-17 (深度 17.15 17.45 m; T.P. 71.9 71.6 m): 本試料は岩片や軽鉱物に混ざり、自形の斜方輝石および緑色普通角閃石が含まれる。本層準は全体的に岩片を多く含むが、1/4 1/16 mm には斜方輝石および緑色普通角閃石が多く見られる。斜方輝石の屈折率 γ はレンジ 1.696 1.704、モード 1.702 を示し、緑色普通角閃石の屈折率 n_2 は 1.675 1.686 を示す。なお、深度 15.15 15.45 m (T.P. 73.9 73.6 m) の Ko3-15 と深度 16.15 16.45 m (T.P. 72.9 72.6 m) の Ko3-16 から、Ko3-17 と同様、テフラ起源と思われる重鉱物を検出した。それらの屈折率は、Ko3-15 では、斜方輝石 γ のレンジが 1.698 1.707、モードが 1.702、緑色普通角閃石の n_2 が 1.678 1.684、Ko3-16 では、斜方輝石 γ のレンジが 1.698 1.707、モードが 1.701、緑色普通角閃石の n_2 が 1.668 1.686 を示し、いずれも Ko3-17 と類似した値を示した。従って、これら重鉱物の起源は同一のテフラと考えられる。本研究では、斜方輝石の含有率の最も多い Ko3-17 をこのテフラが一次堆積した降下堆積物に最も近い層準と判断した。

Ko3-25 (深度 25.15 25.45 m; T.P. 63.9 63.6 m): 本試料は岩片や軽鉱物に混じって、自形の斜方輝石、緑色普通角閃石、カミングトン閃石および黒雲母が含まれる。重鉱物は 1/4 1/8 mm に最も多く含まれる。また、1/2 1/4 mm では岩片、軽鉱物のほか緑色普通角閃石を主とする重鉱物が少量含まれるが、それ以下では重鉱物がやや多くなる。斜方輝石 γ 、緑色普通角閃石 n_2 、カミングトン閃石 n_2 の屈折率は、各々、1.700 1.707、1.673 1.683、1.659 1.664 を示す。

Ko3-39 (深度 39.15 39.45 m; T.P. 49.9 49.6 m): 本試料はボーリング柱状図においては、層厚 70 cm (深度 38.9 39.6 m; T.P. 50.1 49.4 m) の「火山灰」として記載された層準を含む。軽石型の火山ガラスと黒雲母を多量に含み、自形の斜方輝石、緑色普通角閃石および極微量のジルコンを含む。1/2 1/4 mm では黒雲母が多いが、1/8

1/16 mm および 1/4 1/8 mm では軽石型の火山ガラスが多い。火山ガラスの屈折率 n は 1.499 を示す。

Ko1-38(深度 38.15 38.45 m; T.P. 50.6 50.3 m): 小南 1 の深度 38.40 39.00 m には「火山灰」の記載がある。この試料は、軽石型の火山ガラス、黒雲母、緑色普通角閃石、斜方輝石および極微量のジルコンを含む。Ko1-38 は Ko3-39 と類似した鉱物組成を示し、火山ガラスの屈折率 n は 1.497 1.499 を示す。ICP 発光分析による化学組成測定結果を表 2 に示す。

Ko4-9(深度 9.15 9.45 m; T.P. 83.1 82.8 m): 小南 3 に近接する小南 4 では、掘削長 63.35 m に及ぶボーリングが実施されている。この柱状図には、深度 9.20 9.25 m に「火山灰」の記載があり、この層準を含む Ko4-9 は、無色透明のバブルウォール型火山ガラスを多量に含む。火山ガラスの屈折率 n は、1.498 1.501 を示す。

2) 安土山 (Az) (図 3)

前述した小南地点の北東約 10 km の地点に位置する安土山の近隣においても、いくつかのボーリング試料からテフラ起源と思われる火山ガラス・重鉱物が観察された。安土山の近隣では、掘削長 25.00 28.50 m の 4 本のボーリング柱状図資料と標準貫入試験試料(安土山 1 4 試料と命名) の提供を受けた。図 3 には、それらのボーリング柱状図を一部簡略化した上で、テフラ堆積層準やその他の情報を加えて示した(図 1 に位置を示す)。安土山 1 試料(掘削長 25.50 m) には深度 4.40 4.60 m に「火山灰」の記載があり、Az1-4 (深度 4.15 4.45 m) は、この層準を含む。Az1-4 はバブルウォール型火山ガラスを多量に含有し、その屈折率 n は 1.498 1.501 を示した(表 1)。また安土山 2 試料(掘削長 25.00 m) では、Az2-9 (深度 9.15 9.45 m) の有機物混り粘土中に挟まる細砂からバブルウォール型の火山ガラスが検出された。この試料の火山ガラス含有量は Az1-4 に比べやや少ないが、その屈折率 n は 1.497 1.501 を示した(表 1)。また、安土山 4 試料(総掘削長 25.50 m) には深度 10.30 10.60 m のシルト中に「火山灰を挟む」の記載があり、

Az4-10 (深度 10.15 10.45 m) は、この層準を含む。本試料も、Az1-4 に比べてバブルウォール型の火山ガラスの含有量はやや少なく、屈折率 n は 1.499 1.501 を示す。更に、安土山 3 試料(総掘削長 28.50 m) では、Az3-26 (深度 26.15 26.45 m) の有機質シルトに、自形の斜方輝石、緑色普通角閃石が多量に含まれ、それらの屈折率は 1.695 1.704 (γ) 1.679 1.686 (n_2) を示した。

3) 日野川下流 ~ 愛知川下流の地質横断面に見られる地下地質層序

前述 章 1) 節の小南 3 を起点として、北東方向に日野川 ~ 愛知川下流地質横断面図を作成した(図 4; 図 1 に測線位置を示す)。地質横断面図の作成にあたっては、章 1) 2) 節で示したボーリング柱状図に加え、滋賀県湖南中部流域下水道事務所と滋賀県東北部流域下水道事務所から提供を受けたボーリング柱状図を使用した。

当該横断測線付近では、砂礫が卓越する層準・地点と、砂やシルト・粘土が卓越する層準・地点が混在している。また、腐植質の物質を多量に混入する層準・地点も少なくない。また、標高 70 85 m 付近の有機質シルトを含む細粒堆積物中に、しばしば、「層厚 5 10 cm の火山灰を挟む」や「層厚 5 cm の黄灰色の微細砂を挟む」などの記載が見られる。前述した小南や安土山の各地点でみたように、今回実際に入手できたこのような記載のある標準貫入試験試料からは、多量のバブルウォール型火山ガラスが検出され、その屈折率 n は 1.498 1.501 を示す。

IV . 考 察

1) テフラの同定と対比

Ko3-5: 本試料は後述する AT 堆積層準に対比される Ko3-6 の上位に位置する。近畿地方で AT より上位に堆積するカミングトン閃石含有テフラとしては、阪手火山灰(東ほか, 1983; 吉川ほか, 1986; 竹村ほか, 1994; 東郷ほか, 1997; 以下、阪手と略称; 表 1) が知られている。阪手は町田・新井(2003) により三瓶火山起源の三瓶^{うきぬ}浮布テフラ(松井・井上, 1971; 三浦・林, 1991; 加藤ほか, 1996; 以下、三瓶浮布と略称) に対比されている。

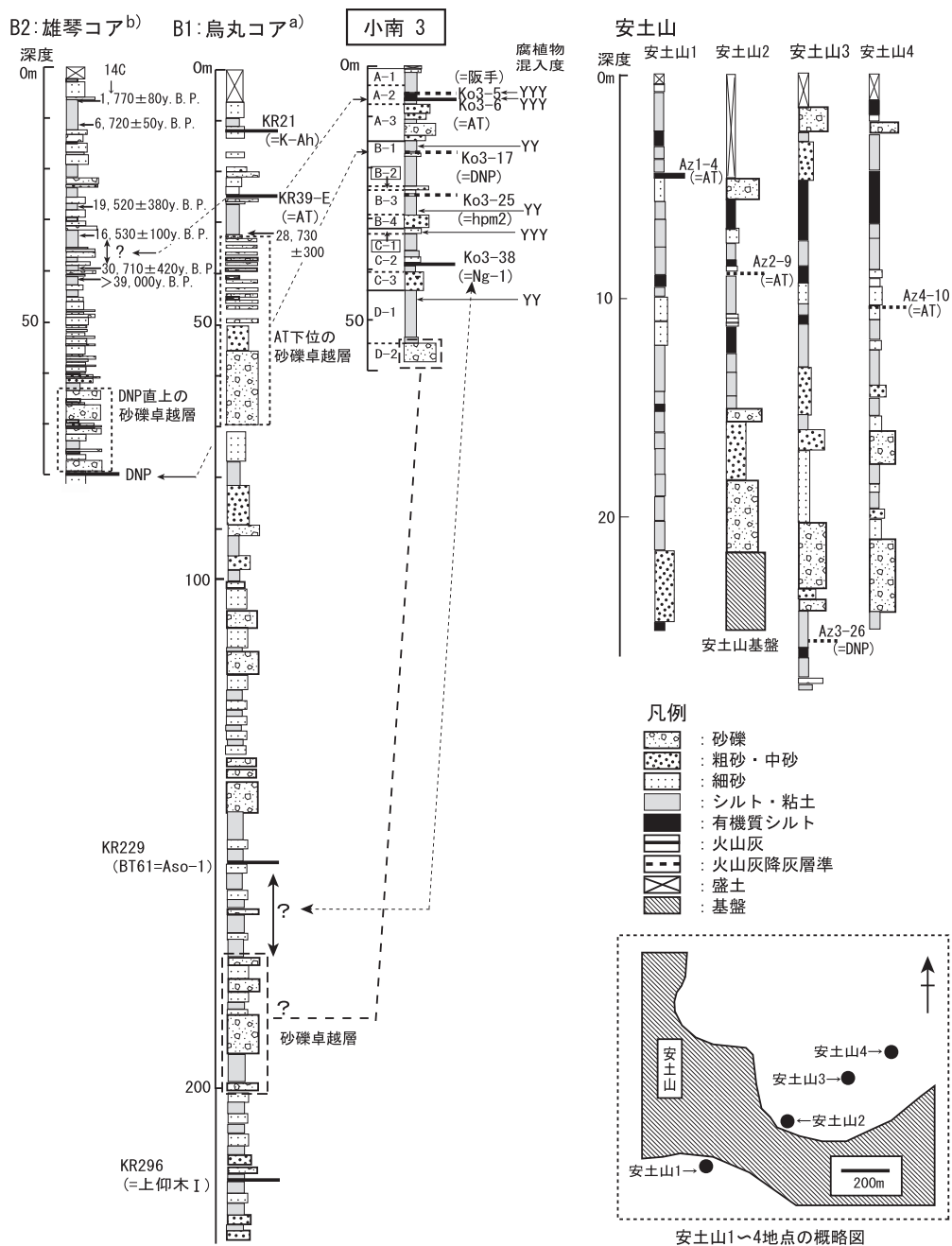


図 3 研究対象地域における主なボーリング柱状図と周辺地域の既存ボーリング柱状図。
 a) 公文・今井 (1999) および 林ほか (1999) を一部改変。b) 工業技術院地質調査所 (1997) を一部改変。各ボーリング地点は図 1 に示した。

Fig. 3 Columnar geological sections of borehole cores from the Kominami and Azuchiyama areas and at Karasuma and Ogoto sites.

a) Modified from Kumon and Imai (1999) and Hayashi *et al.* (1999). b) Modified from Geological Survey of Japan (1997). Locations are shown in Fig. 1.

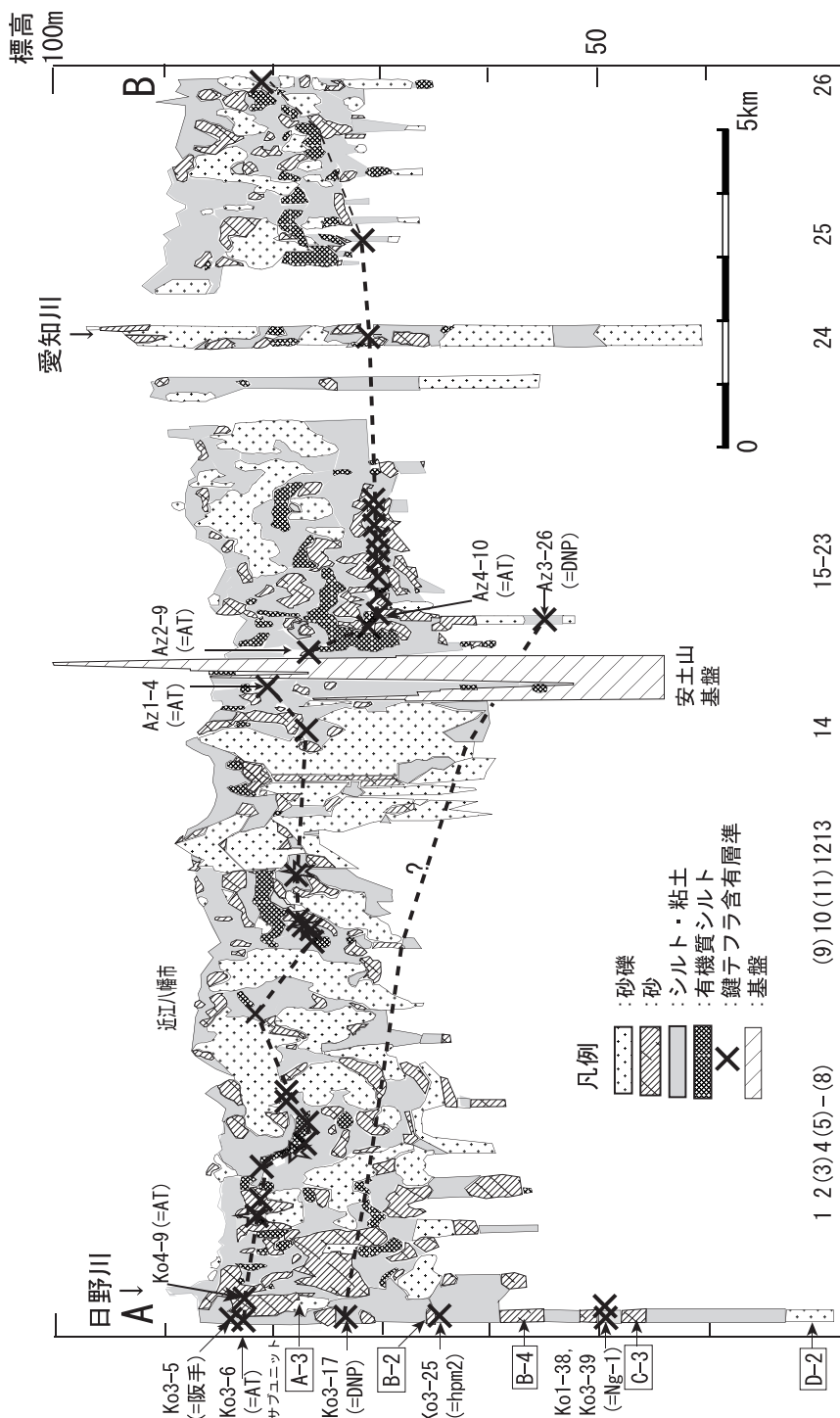


図 4 日野川下流～愛知川下流間の地質横断面図．
断面の位置は図 1 に示した．図中下の 1, 2, 4 etc. の数字は，ボーリング柱状図の標高 75 80 m に「火山灰」の記載がある地点．(3)，(5) etc. の括弧付き数字は，テフラ起源の可能性が高い層厚 5 10 cm の黄灰色微細砂層の記載がある地点を示した．

Fig. 4 Geological cross-section between the lower reaches of the Hino and the Echi Rivers.
Location is shown in Fig. 1. From records of East Ohmi Area Development and Promotion Bureau of Shiga Prefecture. 1, 2, 4, etc.: Columnar geological sections including a volcanic ash layer between 75 80 m a.s.l. (3), (5) etc.: Columnar geological sections including a yellow-gray fine sand of 5 10 cm in thickness, estimated to be a volcanic ash layer, between 75 80 m a.s.l.

両者は斜方輝石を含まず、カミングトン閃石を含有するという岩石記載の特徴や ^{14}C 年代が類似しており、対比する上で層序的にも矛盾しない。

Ko3-5 の緑色普通角閃石の屈折率 n_2 1.671 1.676、カミングトン閃石の屈折率 n_2 1.661 1.665 は、三瓶浮布の緑色普通角閃石の屈折率 n_2 (1.671 1.675 にレンジがあり、1.673 にモードがある)、カミングトン閃石の屈折率 n_2 1.660 1.665 とほぼ一致する(表1)。また、本試料の軽石型火山ガラスの屈折率 n 1.501 1.505 および斜方輝石の屈折率 γ 1.704 1.708 は、それぞれ大山笹ヶ平テフラ(町田・新井, 2003; 以下、大山笹ヶ平と略称)に含まれる軽石型火山ガラスの屈折率 n 1.501 1.504 および斜方輝石の屈折率 γ (1.703 1.707 にレンジがあり、1.705 にモードがある)と類似している。なお、本試料に微量検出されるバブルウォール型火山ガラスは、その屈折率 n 1.499 1.501 が AT のそれ (1.498 1.501) に類似することから、AT 起源と見られる。以上のことから、Ko3-5 は阪手に AT および大山笹ヶ平が混在したものである可能性が高い。したがって Ko3-5 は最も上位の阪手堆積層準に近いものと推定される。阪手の堆積年代は 20 21 ka と推定されている(町田・新井, 2003)。調査地域周辺では、琵琶湖底から採取された BB37 テフラおよび BT6 テフラ(それぞれ地点 B3 と B5; 図1)が阪手に対比されている(吉川・井内, 1991)。

Ko3-6, Ko4-9, Az1-4, Az2-9 および Az4-10 :

Ko3-6 は「層厚 10 cm の火山灰」として記載され、顕微鏡下でもバブルウォール型火山ガラスの含有率が極めて高い。火山ガラスの屈折率は、AT に含有される火山ガラスの屈折率 n (1.498 1.501; 町田・新井, 2003) と類似し、AT に対比される可能性が高い(表1)。同様に、Ko4-9 および Az1-4 も、バブルウォール型火山ガラスを多量に含有し、その屈折率 n が各々 1.498 1.501 を示すことから、AT に対比できる。含有率は低いものの、Az2-9 および Az4-10 からそれぞれ屈折率 n が 1.497 1.501, 1.499 1.501 のバブルウォール型火山ガラスが検出され、下位の試料に同様の火山ガラスが含まれていないことから、両者の堆

積層準は AT 堆積層準に近いものと推定される。調査地域周辺では、吉川・井内(1991)の BB55 テフラおよび BT10 テフラ(それぞれ地点 B3 と B5; 図1)が AT に対比されている。

なお、前述したように、研究対象地域のボーリング柱状図では、標高 70 85 m 付近の有機質シルトを含む細粒堆積物中に、しばしば、「層厚 5 10 cm の火山灰を挟む」や「層厚 5 cm の黄灰色の微細砂を挟む」などの記載が見られる。そして今回実際に入手できたこのような記載のある標準貫入試験試料からは、多量のバブルウォール型火山ガラスが検出され、その屈折率 n は 1.498 1.501 を示した。これらの点から、図4の地質横断面図では、「層厚 5 10 cm 以上の火山灰」および「層厚 5 10 cm の黄灰色の微細砂を挟む」の記載のある層準を AT 層準と認定した。

Ko3-17 および Az3-26 : Ko3-17 とその上位に位置する Ko3-15, Ko3-16 には、自形の斜方輝石と緑色普通角閃石が含まれる。いずれの試料も、斜方輝石の屈折率 γ と緑色普通角閃石の屈折率 n_2 が、大山生竹テフラ(佐治ほか, 1975; 町田・新井, 1979; 以下、DNP)に含有される斜方輝石屈折率 γ のレンジ 1.700 1.705 とモード 1.702、緑色普通角閃石屈折率 n_2 のレンジ 1.678 1.685 に類似する。Ko3-17 の上位約 11 m には、前述した AT に対比される Ko3-6 が、下位には、後述する大山最下部 hpm2 テフラ(佐治ほか, 1975; 古澤・梅田, 2002; 以下、hpm2)に対比される Ko3-25 が堆積している。したがって、この層序関係も考慮に入れると、Ko3-17 は DNP 降下層準に近いものと判断される。なお、Ko3-17 の上位に位置する Ko3-15, Ko3-16 から類似の重鉱物が検出されたが、斜方輝石の含有率が最も多い最下位の Ko3-17 を降灰層準と認定した。なお、これらの屈折率の値は、大山関金テフラ(町田・新井, 1979; 以下、DSP と略称)に含有される斜方輝石屈折率 γ (1.698 1.704 にレンジがあり 1.700 にモードがある)や緑色普通角閃石の屈折率 n_2 レンジ 1.677 1.684 と類似するが、斜方輝石の屈折率 γ のモードが DSP とは異なる点から DNP に対比した。

同様に Az3-26 から自形の斜方輝石や緑色普通角閃石が検出され、斜方輝石屈折率 γ のレンジが 1.695 1.704, モードが 1.702, 緑色普通角閃石屈折率 n_2 のレンジが 1.679 1.686 にあることから、DNP に対比できる(表 1)。吉川・井内(1991)は、単層毎に対比することは困難であるが、BT16-21 火山灰群と BB151, 152, 153, 163 および BB164 の火山灰群(それぞれ地点 B5 と地点 B3; 図 1)の対比が可能であるとしており、町田ほか(1991)は、BB153 が DNP に対比される可能性を指摘している。

Ko3-25: 本試料は自形の斜方輝石、緑色普通角閃石、カミングトン閃石、黒雲母を含み、重鉱物組成と主要鉱物の屈折率が、古澤・梅田(2002)の hpm2 に含有される斜方輝石 γ 1.700 1.707, 緑色普通角閃石 n_2 1.672 1.685, カミングトン閃石 n_2 1.655 1.661 と類似する。上位には DNP に対比される Ko3-17 を検出している。大山火山降下堆積物の層序では、hpm2 は DNP の下位に位置する(佐治ほか, 1975)。したがって、層序や斑晶鉱物の屈折率などからみると本試料の斑晶鉱物は hpm2 に由来する可能性が考えられる。

Ko1-38, Ko3-39: Ko1-38, Ko3-39 は軽石型火山ガラスおよび黒雲母を多量に含み、緑色普通角閃石、斜方輝石および極微量のジルコンを含む。また火山ガラスの屈折率は、町田・新井(2003)に示された Ng-1 テフラ(近藤, 1985; 水野・吉川, 1991; 吉川ほか, 2000; 以下, Ng-1)に含有される火山ガラスの屈折率 n 1.498 1.499 に類似する。さらに、Ko1-38 の ICP 発光分析による化学組成測定結果は、 TiO_2 含有量が少なく、 K_2O 含有量が多いという特徴を示し、Ng-1(約 300 ka; 町田・新井, 2003)に対比される可能性の高い和田テフラ(水野・吉川, 1991)の化学組成に類似する(表 2)。したがって、これらを総合すると Ko1-38 と Ko3-39 は、和田テフラすなわち Ng-1 に対比される可能性が高い。調査地域周辺では、吉川・井内(1991)が BT66, B207-3 および BB453(それぞれ地点 B5, B4 および B3; 図 1)を和田テフラと対比している。

2) 湖東平野中北部における中期更新世以降の堆積環境の変化

小南 3 試料は、A D ユニットに対応する 4 つ、もしくは B ユニットの B-2 サブユニット基底で 2 分すると 5 つの堆積サイクルが認められる(図 2)。

特に、A-3 サブユニットは粗砂や砂礫層の卓越する層厚 7.2 m の堆積層、D-2 サブユニットは層厚 4 m 以上の砂礫層からなり、日野川左岸の小南 3 ~ 右岸側へ連続していることから、A-3 サブユニットおよび D-2 サブユニットの堆積期とその前後の時期の間に堆積環境の大きな変化があったことが予想される。A-3 サブユニットは、AT(27 ka; 町田・新井, 2003)に対比される Ko3-6 と DNP(80 ka; 木村ほか, 1999)に対比される Ko3-17 に挟まれるので、その堆積時期は 27 80 ka のおおそ海洋酸素同位体ステージ(MIS) 3 4 に対応する。DNP の上位に堆積する砂礫層は、安土山 3 にも見られ(図 3)、地質横断面図の AT 層準深度や DNP 層準深度から推測すると、小南地点 ~ 安土山地点の間でも、同層準に比較的厚い砂礫層が分布している可能性がある(図 4)。一方、同じ湖東平野南部における琵琶湖岸の烏丸深層ボーリング柱状図(掘削長 920 m; 以下烏丸コアと略称; 図 1, B1)でも、AT の下位に厚い砂礫層が記載されている(図 3; 公文・今井, 1999)。さらに、湖西の現世デルタ上で掘削された雄琴ボーリング(総掘長 150 m; 以下雄琴コアと略称; 図 1, B2)においても、DNP(深度約 80 m)直上に厚い砂礫層が見られる(図 3; 工業技術院地質調査所, 1997)。これらを総合すると、近江盆地中南部では、DNP 降下以降、AT 降下前までの間に、砂礫の堆積域がかなりの規模で拡大した可能性がある。

D-2 サブユニットの堆積年代は、Ng-1(300 ka)以前の中期更新世と見られ、小南地域から得られた 5 本の柱状図には、いずれの地点でも D-2 サブユニット相当の砂礫層が層厚 4 m 以上で記載されている。この砂礫層が側方に連続性が良いことは興味深い。D-2 サブユニットより上位の砂礫層は花崗岩類などの火成岩を多く含有するが、

D-2 サブユニット中の砂礫層には、堆積岩類が卓越している。このような礫種の違いから、同砂礫層堆積時の日野川は、堆積岩礫を多く供給する水系であったと考えられ、現在の上流域とはかなり異なる流域界を形成していた可能性がある。これと関連して、植村（1979, 2004）は、水口丘陵東部に位置する最高位段丘が、堆積面として北西方向に断続的に分布することから、当時の野洲川が水口丘陵を横断して現日野川流域方向に流下していたことや、その後流路を現位置に転じたことを指摘している。また、章でもふれたように、日野川流域における日野丘陵周辺の高位～低位段丘堆積物は2 m 内外の薄層であるが、上流域の最高位段丘堆積物である西明寺礫層は層厚20 m 以上の扇状地性堆積物からなり（植村・横山, 1983; 原山ほか, 1989）、他の段丘堆積物とは様相を異にする。烏丸コアの深度175–200 m には砂層や砂礫層が卓越する層準が見られ、その堆積年代は上仰木（390 ka; 吉川, 1999）以降、Aso-1（270 ka; 吉川, 1999）までの間のある期間である（林ほか, 1999; 図3）。これらのことを総合すると、日野川の西明寺礫層、D-2 サブユニットおよび烏丸コアにおける175–200 m の砂礫卓越層の3者は、中期更新世の近接した時期に、現水系とはかなり異なる水系の下で堆積した可能性がある。

B-2 サブユニットは小南3 試料では層厚約1 m の粗砂層であるが、小南4 試料では砂礫層となり、北東側の近江八幡方向にその層厚が厚くなっているように見える（図2, 図4）。このB-2 サブユニットの堆積年代は、同ユニットがDNP とhpm2（203 ka; 長橋ほか, 2004）に挟まれているので、約80–200 ka の1 時期にあたる。小南近隣の試料では、B-4 およびC-3 サブユニットにも粗粒堆積物が見られ（図2）、それらの堆積年代は、前者が約203–300 ka の1 時期、後者が約300 ka 以前と考えられるが、側方連続性を追跡できるだけの深度を有するボーリングデータが得られなかった。このほか、安土山周辺や近江八幡～愛知川下流域では、AT 堆積層準の上位にも厚い砂礫層が堆積している（図3, 図4）。したがって、愛知川下流域まで含めると、約27 ka 以降に

も砂礫堆積域の拡大が起こった可能性がある。以上のように小南地域では、砂礫堆積域が出現もしくは拡大した時代は、中期更新世以降に少なくとも5 回、愛知川下流域まで含めると、6 回存在した可能性がある。指標テフラの堆積年代をもとに考えると、これらの砂礫堆積期は、約300 ka 以降3–4 回出現した可能性がある。

琵琶湖に流入する河川の砂礫堆積域の拡大要因は、河川掃流力の増加や碎屑物供給量の増加などが考えられるが、それらは琵琶湖の湖水位変動や河川勾配・河川流量の変化、流入河川上流域における岩屑生産量の変化などに大きな影響を受けるであろう。植村・横山（1983）は、湖東平野の近江八幡市において、DNP 降下後でAT 降下前の時代に堆積した本稿のA-3 サブユニットに対応する砂礫層が、現琵琶湖底の水深約20 m に存在する第1 湖段構成層の上部に連続する可能性を指摘している。これに基づく、当時、湖水位は現在よりも相対的に約20 m 低かったことになる。また宮田ほか（1990）は、愛知川河口デルタの堆積構造の解析から、約25 ka 前以降、3500 年間に1 回ほどの頻度で、約3.5 m 程度の急激な湖水位上昇が継続してきたことを指摘しており、その原因として地震性地殻変動の存在を考えている。このような琵琶湖の相対的湖水位変動が、湖東平野中北部における堆積環境に具体的にどのような影響を及ぼしたかを詳細に特定することは、現状ではかなり難しい。しかし、小南地点試料に見られる細粒堆積物と粗粒堆積物の堆積シーケンスが繰り返し出現するという理由から、氷期・間氷期あるいは亜氷期・亜間氷期スケールの気候変動と類似した時間スケールの現象であるように見える。

V. おわりに

本研究では、湖東平野の日野川下流域小南で採取された小南3 試料から、阪手（約20–21 ka）、AT（約27 ka）、DNP（約80 ka）、hpm2（約203 ka）およびNg-1（約300 ka）の5 テフラの堆積層準を見出した。そして、当該地点の近隣では、砂礫堆積域の出現もしくは拡大した時期が、少なくとも

5 回、愛知川下流域まで含めると、6 回出現した可能性があることを指摘した。指標テフラの堆積年代から、これらの砂礫堆積期は、約 300 ka 以降少なくとも 3 4 回出現したとみなすことができる。以上のような細粒堆積物と粗粒堆積物からなる堆積シーケンスは、氷期・間氷期あるいは亜氷期・亜間氷期スケールの気候変動と類似した時間スケールの現象であるように見える。

今後、これらの砂礫層の面的広がり の把握や、年代の絞り込みを行うとともに、砂礫層の上下層準に位置する細粒堆積層に含まれる植物化石の分析などから、当時の堆積環境を総合的に検討し、砂礫堆積域の拡大要因について、更なる検討を進める必要がある。

謝 辞

本稿は、2004 年日本第四紀学会大会において行った口頭発表の内容をもとに、大幅な加筆修正を加えたものである。

本研究で使用したボーリング柱状図・試料の入手にあたって、滋賀県東近江地域振興局建設管理部河川砂防課・道路計画課、滋賀県湖南中部流域下水道事務所および滋賀県東北部流域下水道事務所の皆様には、大変お世話になった。同様に、(株)滋賀測量設計事務所の中川直樹氏にも多大なるご支援をいただいた。また、岡田篤正京都大学名誉教授、産業技術総合研究所の小松原 琢主任研究員には、多くの資料の提供とともに貴重なご助言をいただいた。テフラ試料の分析では、産業技術総合研究所の水野清秀主任研究員の御好意により、Ko1-38 試料の ICP 発光分析による化学組成の測定を株式会社三菱マテリアルに依頼した。また、古澤地質調査事務所の古澤 明氏および奈良女子大学文学部の高田将志准教授にも大変お世話になった。以上の方々をはじめ、お世話になったすべての皆様に深く感謝いたします。本研究を進める上で 2 名の査読者には貴重な指摘をいただきました。

注

- 1) 奈良女子大学の屈折率測定システムによる屈折率 $n_d = 1.5037$ 標準ガラスの測定値は、 1.5035 ± 0.0003 、屈折率 $n_d = 1.5009$ 標準ガラスの測定値は 1.5012 ± 0.0001 、屈折率 $n_d = 1.4987$ 標準ガラスの測定値は 1.4991 ± 0.0006 であった。

文 献

- 東 潮・奥田 尚・吉川周作・原 秀禎・島倉己三郎 (1983) 磯城郡田原本町阪手遺跡発掘調査報告。1982 年度奈良県遺跡発掘概報 (第一分冊) 奈良県立橿原考古学研究所, 159-183。
- 古澤 明・梅田浩司 (2002) 大山最下部および下部火山灰にはさまれるテフラの岩石記載的特徴。第四紀研究, 41, 413-420。
- 原山 智・宮村 学・吉田史郎・三村弘二・栗本史雄 (1989) 御在所山地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) 地質調査所。
- 林 隆夫・山崎博史・川辺孝幸 (1999) 琵琶湖東岸、烏丸地区深層ボーリングコアの岩相層序。琵琶湖博物館研究調査報告, 12, 31-60。
- 石田史朗・河田清男・宮村 学 (1984) 彦根西部の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) 地質調査所。
- 貝塚爽平 (1969) 変化する地形—地殻変動と海面変化と気候変化の中で—。科学, 39, 11-19。
- 烏丸地区深層ボーリング調査団 (1995) 平成 6 年度烏丸地区深層ボーリング調査 (滋賀県) 調査報告書。琵琶湖博物館。
- 加藤茂弘・壇原 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。
- 木村純一・岡田昭明・中山勝博・梅田浩司・草野高志・麻原慶憲・館野満美子 (1999) 大山および三瓶火山起源テフラのフィッシュトラック年代とその火山活動史における意義。第四紀研究, 38, 145-155。
- 国土地理院 (2000) 数値地図 50 m メッシュ (標高)。
- 近藤康生 (1985) 静岡県有度丘陵の上部更新統の層序。地質学雑誌, 91, 121-140。
- 工業技術院地質調査所 (1997) 近畿三角帯の主要活断層の先行調査報告。琵琶湖西岸断層系ボーリング調査 No.11。工業技術院地質調査所。
- 公文富士夫・今井 肇 (1999) 烏丸半島学術ボーリング試料の堆積相と粒度分析からみた琵琶湖南湖周辺の古環境変遷。琵琶湖博物館研究調査報告, 12, 61-74。
- 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の意義—。地学雑誌, 88, 313-330。
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス。東京大学出版会。
- 町田 洋・新井房夫・横山卓雄 (1991) 琵琶湖 200m コアにおける指標テフラ層の再検討。第四紀研究, 30, 439-442。
- 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。

- 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.
- 宮田雄一郎・山村恒夫・鍋谷 淳・岩田尊夫・小幡雅之・結城智也・徳橋秀一(1990)淡水成デルタの形成過程—琵琶湖愛知川河口部を例として— 2. 地質構成と堆積相, 地質学雑誌, **96**, 839-858.
- 水野清秀・吉川清志(1991)中期更新世テフラ, Ng-1火山灰の広域性の検討, 第四紀研究, **30**, 435-438.
- 長橋良隆・吉川周作・宮川ちひろ・内山 高・井内美郎(2004)近畿地方および八ヶ岳山麓における過去43万年間の広域テフラの層序と編年—EDS分析による火山ガラス片の主要成分化学組成—, **43**, 15-35.
- 岡田篤正・東郷正美編(2000)近畿の活断層, 東京大学出版会.
- 佐治孝弐・田崎和江・赤木三郎・麻田 斉(1975)大山火山降下堆積物の層序とその特徴, 地球科学, **29**, 199-210.
- 竹村恵二・北川浩之・林田 明・安田喜憲(1994)三方湖・水月湖・黒田低地の堆積物の層相と年代—三方低地の最終間氷期以降の堆積環境—, 地学雑誌, **103**, 233-242.
- 東郷正美・佐藤比呂志・松山紀香(1997)1994年堅田断層(比叡辻地区)トレンチ調査・活断層研究, **16**, 53-59.
- 植村善博(1979)湖東丘陵の古地理と地形発達史, 立命館文学, **410/411**, 143-174.
- 植村善博(2004)近江盆地・琵琶湖周辺の台地と丘陵, 太田陽子・成瀬敏郎・田中眞吾・岡田篤正編: 日本地形6 近畿・中国・四国, 東京大学出版会, 60-62.
- 植村善博・横山卓雄(1983)琵琶湖の自然—地形と地層・地質—, 琵琶湖編集委員会編: 琵琶湖その自然と社会, サンプライト出版, 39-46.
- 海津正倫(1994)沖積低地の古環境学, 古今書院.
- 吉川周作(1999)琵琶湖東岸, 烏丸地区深層ボーリングコアの火山灰層序, 琵琶湖博物館研究調査報告, **12**, 75-87.
- 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・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.
- 吉川周作・水野清秀・加藤茂弘・里口保文・宮川ちひろ・衣笠善博・三田村宗樹・中川康一(2000)神戸市東灘1,700 m ボーリングコアの火山灰層序, 第四紀研究, **39**, 505-520.

(2006年10月13日受付, 2007年9月3日受理)