三方湖東岸のボーリングコアに記録された三方断層帯の 活動に伴う後期更新世の沈降イベント

石 村 大 輔* 加 藤 茂 弘**
岡 田 篤 正*** 竹 村 恵 二****

Late Pleistocene Episodic Subsidence Events Recorded in Drilled Cores from the Eastern Coast of Lake Mikata, Western Japan, Suggesting Mikata Fault Zone Activity

Daisuke ISHIMURA*, Shigehiro KATOH**,
Atsumasa OKADA*** and Keiji TAKEMURA****

Abstract

Episodic subsidence events at the east coast of Lake Mikata, Fukui Prefecture, suggesting fault activity in the Mikata fault zone, are recognized from two drilling cores, MK09 core (60-m long) and NEXCO core (100-m long).

Detailed lithology including widespread tephra horizons is described for the MK09 core, with 18 AMS- ^{14}C dates. The radiocarbon ages and tephrochronology of the core sediments indicate the continuous sedimentary history of Lake Mikata back to about 130 ka. We recognize eight depositional units ranging in thickness from 5 to 10 m in the MK09 core, each of which shows a clear coarsening-upward sequence from clay to gravel beds. These units are also recognized in the NEXCO core drilled 50 m from the MK09 core site by the correlation of tephtras and lithofacies.

Analysis of sedimentary features suggests that each unit and its boundary reflect a rapid rise of lake level and subsequent progradation of alluvial fans. The mean sedimentary interval of individual units is equivalent to about 10.6 kyr, which is meaningfully shorter than astronomical cycles of climate change (~ 20 , 41 and ~ 100 kyrs). Thus, we interpret these cyclic units to be the results of recurrent co-seismic subsidence due to Mikata fault zone activity. According to this interpretation, we could identify at least seven subsidence events besides the 1662 Kanbun Earthquake. The mean recurrence interval of these events is estimated to be about 7.7 kyr.

Key words : drilled core, subsidence event, Mikata fault zone, tephrochronology, ^{14}C age, depositional environment, Lake Mikata

キーワード : ボーリングコア, 沈降イベント, 三方断層帯, テフロクロノロジー, ^{14}C 年代, 堆積環境, 三方湖

* 京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻

** 兵庫県立人と自然の博物館

*** 立命館大学グローバル・イノベーション研究機構 (歴史都市防災研究センター)

**** 京都大学大学院理学研究科附属地球熱学研究施設

* Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Kyoto University

** Museum of Nature and Human Activities, Hyogo

*** Global Innovation Research Organization (Research Center for Disaster Mitigation of Urban Cultural Heritage), Ritsumeikan University

**** Institute for Geothermal Sciences, Kyoto University

I. はじめに

三方五湖を含む三遠^{さんえん}三角地（吉川, 1951）は若狭湾南岸中央部に位置する沈降域であり，東を三方断層帯に，南を熊川断層に限られた低地である（図 1）。三方断層帯は，南から倉見峠断層，三方断層，日向断層^{ひるが}，海域の A 断層から構成される長さ約 26 km，南北走向の西側低下の逆断層帯である（図 1, 図 2: 岡田・東郷, 2000; 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2003）。熊川断層は，長さ約 12 km 以上，西北西走向の左横ずれ変位が卓越する北東側低下の活断層である（岡田・東郷, 2000）。三方湖を含む三方五湖は，三方断層帯の西側に位置し，この活動による沈降を続けている（岡田, 2004）。

三方断層帯の最新活動については，地殻変動に関する歴史記録や周辺の地形調査から，北方へ派生する日向断層と三方断層の一部が，1662 年寛文地震時に活動したとされている（岡田, 1984, 2004; 金田ほか, 2000; 小松原・水野, 2009）。小松原ほか（1999）は，久々子湖南部や若狭町気山でトレンチ調査を実施し，最新活動期の変位を確認したが，これ以前の活動については明らかになっていない。

このように活断層のトレンチ調査では，土地の制約・地質状況や断層トレースの不明瞭さなどから掘削場所の選定が困難な場合があり，断層を掘り出すことそのものが難しいこともある。また，断層を掘り出すことができて，侵食等による地層の欠落があり，地層が少なくとも断層低下側に連続的に堆積していない場合には，トレンチ断面から複数回のイベントを認定し，それらの発生年代を高精度で推定できる可能性は低い。そのため，最近では活断層上（on-fault）の情報からだけでなく，活断層から離れた場所（off-fault）の情報からも地震イベントの解釈が試みられている。

一方，ボーリングコアは on-fault, off-fault を問わず用いられ，コア堆積物の層相解析に基づいて，地震活動イベントの解釈が試みられている（Nakanishi *et al.*, 2004; Naruhashi *et al.*, 2008;

図 1 近畿地方北部の地形と活断層の分布。活断層位置は，中田・今泉（2002）に従った。日向断層と海域の A 断層は地震調査研究推進本部地震調査委員会（2003）に従い書き加えた。陰影図は，The Genetic Mapping Tools (GMT: Wessel and Smith, 1991) を用いて作成した。

Fig. 1 Shadow map showing topographic features and distribution of active faults in the northern part of the Kinki District, western Japan.

Surface traces of active faults are from Nakata and Imai-zumi (2002). The Hiruga fault and off-shore fault A are from the Earthquake Research Committee of the Headquarters for Earthquake Research Promotion (2003). Shadow map is depicted using Genetic Mapping Tools (GMT: Wessel and Smith, 1991).

図 2 三方五湖周辺の地質および地形面区分.

地質図は中江ほか (2002), 旧湖岸線の分布は岡田 (1984) を一部修正. 日向断層は水野ほか (1999) および岡田・東郷 (2000) に従った. MK09, NEXCO コア, および MK コア (竹村ほか, 1994) の位置を示す. a-a' は図 6 の地形断面測線を示す.

Fig. 2 Geologic and geomorphologic map around Mikata Five Lakes, showing three drilling sites of MK09 and NEXCO cores in this study and MK core of Takemura *et al.* (1994).

Geology and paleo-shoreline are modified after Nakae *et al.* (2002) and Okada (1984), respectively. The Hiruga fault is from Mizuno *et al.* (1999) and Okada and Togo (2000). a-a' is the topographic profile line (Fig. 6).

丹羽ほか, 2009 など)。これらの研究では、地層が連続して堆積する環境下（海域や湖域）の堆積物中には、地震活動の履歴が欠けることなく記録されている可能性が高いと考えられており、Nakanishi *et al.* (2004) と Naruhashi *et al.* (2008) は on-fault で断層を挟んだ堆積物の層厚の変化を、丹羽ほか (2009) は off-fault で相対的な沈降を示す層相の変化を、それぞれ指標として複数回の地震イベント認定を行っている。しかし、汎地球規模で生じる気候変動や海水準変動に起因する変動とテクトニックな要因による局地的な変動との区別は難しく、こうした手法が適用できるのは、完新世中後期のような海水準や気候環境が相対的に安定した時期の堆積物に限られている。さらに、対象とする堆積物の堆積期間に比べて活動間隔が長い活断層では、堆積物中に複数回のイベントを認定することはきわめて難しくなる。

本研究で対象とした三方湖周辺では、これまでに多くの学術ボーリングが行われ、年縞やタービダイトを含む過去約 12 万年間の連続した堆積物が確認されている（安田, 1982; 竹村ほか, 1994; 福沢ほか, 1994; 水野ほか, 1999）。これらの掘削地点は主に湖心部であり、細粒な堆積物に記録された古環境や堆積環境の変化が明らかにされてきた。これらの研究から、三方湖では海水準変動の影響の少ない過去 10 万年間程度の連続した堆積物が分布しており、その層相解析から、三方断層帯のような活動間隔が長いと推察される活断層のイベントを、複数回認定できる可能性がある。そこで、三方湖東岸において掘削したコア堆積物について層相解析と堆積年代の推定を行い、上記の off-fault での層相解析手法を応用してイベント層準の認定を試みた。その結果、最終氷期以降の堆積物中に沈降イベントとみなされる 7 つの層準を確認し、その発生間隔を推定できたのでここに報告する。

II. 三方断層帯の活動性と三方五湖周辺の地形・地質

三方断層帯の上下変位速度は、主に断層帯北部での断層を横切る東西両側の地形・地層対比、

ボーリング調査や音波探査などをもとに求められ（岡田, 1984; 竹村ほか, 1994; 水野ほか, 1999; 小松原ほか, 2000）、三方断層と日向断層の上下変位速度をあわせて 0.8 mm/yr と推定されている（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2003）。三方断層帯の最新活動とされた 1662 年寛文地震時の日向断層の上下変位量は、岡田 (1984) では旧湖岸線、金田ほか (2000) では海食洞を指標として、3 ~ 4 m と推定されている。小松原ほか (1999) は、トレンチ調査を三方断層北部で行い、平安時代以降に三方断層が 40 cm 程度変位したとしている。しかし、この変位量は日向断層の上下変位量に比べて著しく小さいため、寛文地震の際には日向断層が主に活動したと考えられている（岡田, 2004）。

三方五湖周辺の地形は、山地・段丘・沖積低地に大別される（図 2）。山地は基盤岩類から構成され、三方断層帯の東側には主に花崗岩類が分布し、それ以外の地域には中・古生界の堆積岩類が分布する。段丘は、中山以北の地域に分布し、高位段丘、中位段丘、低位段丘に区分される。高位段丘は気山南部に分布し、さらに高位段丘Ⅰと高位段丘Ⅱに細分される。高位段丘Ⅰは標高 45 ~ 75 m に分布し、それを開析するように高位段丘Ⅱが、標高 25 ~ 55 m に分布する。これら高位段丘の構成層は三方礫層と呼ばれ（三浦・若狭団体研究グループ, 1969）、くさり礫を多く含み、赤色土壌に覆われる。中位段丘は、久々子~気山間の標高 10 ~ 20 m に分布する平坦な段丘である。中位段丘の構成層は気山層と呼ばれ（三浦・若狭団体研究グループ, 1969）、鯨骨を産出する海成層からなる（岡田, 1984）。気山層を覆う赤色土壌中からは阿蘇 4 テフラ（Aso-4: 町田ほか, 1985）が報告されている（松井, 1989）。これらに基づいて中江ほか (2002) は、中位段丘を最終間氷期に形成された海成段丘に対比している。低位段丘は、久々子南部や気山南部に分布する。町田・新井 (1976) は、低位段丘の構成層中から始良 Tn テフラ（AT）を報告している。そのため、低位段丘は最終氷期に形成されたものと考えられている（岡田, 1984）。

表 1 AMS-¹⁴C 年代測定結果.Table 1 Results of AMS-¹⁴C dating.

Sample No.	Labo. No. IAAA-*	Unit and Subunit (Depth(m))	Material	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Conventional ¹⁴ C age (yrs BP)	Calendaric Age (2 σ Cal BP)
MK09-2-2	90586	8d (2.26)	Charcoal	-25.87	210 $\pm$ 30	221 $\pm$ 138
MK09-1	90585	8c (4.78)	Wood	-27.15	170 $\pm$ 30	147 $\pm$ 238
MK09-2	90018	8b (6.87)	Wood	-29.91	4,420 $\pm$ 40	5,060 $\pm$ 270
MK09-5	90019	8b (7.67)	Wood	-31.28	5,850 $\pm$ 50	6,661 $\pm$ 134
MK09-2-5	91021	8b (9.15)	Wood	-27.35	11,810 $\pm$ 60	13,721 $\pm$ 258
MK09-8	90020	8b (9.43)	Wood	-26.02	14,270 $\pm$ 90	17,470 $\pm$ 514
MK09-9	90021	8b (10.13)	Wood	-21.66	15,330 $\pm$ 100	18,414 $\pm$ 606
MK09-14	90022	7c (13.18)	Wood	-24.93	16,980 $\pm$ 120	20,267 $\pm$ 672
MK09-17	90023	7b (14.12)	Wood	-28.80	18,970 $\pm$ 150	22,848 $\pm$ 628
MK09-18	90024	7a (14.99)	Wood	-27.98	21,500 $\pm$ 190	25,646 $\pm$ 844
MK09-25	90025	6c (17.52)	Wood	-26.28	22,700 $\pm$ 210	27,383 $\pm$ 848
MK09-36	90026	6a (21.23)	Wood	-24.51	26,200 $\pm$ 310	31,071 $\pm$ 786
MK09-38	90027	5c (24.95)	Wood	-23.96	27,220 $\pm$ 340	31,918 $\pm$ 508
MK09-2-4	90587	5a (28.55-28.60)	Organic sediments	-27.96	33,800 $\pm$ 210	39,469 $\pm$ 2,080
MK09-49	90033	4c (34.44)	Wood	-25.73	45,150 $\pm$ 650	48,424 $\pm$ 3,350
MK09-50	90034	4c (34.635)	Wood	-29.25	50,840 $\pm$ 1,300	—
MK09-56	90035	4c (36.265)	Wood	-28.62	49,860 $\pm$ 1,080	56,640 $\pm$ 5,592
MK09-60	90036	4a (38.79)	Wood	-27.18	> 53,340	—

III. コア試料と分析方法

1) コア試料

本研究で用いたボーリングコアは、MK09 コア、NEXCO コアの 2 本であり、その掘削地点を図 2 に示す。MK09 コアの深度は 60 m、MK09 コア掘削地点の約 50 m 南東で中日本高速道路株式会社により掘削された NEXCO コアの深度は 100.2 m である。これらの掘削地点は寛文地震以前には三方湖湖底であり、寛文地震後の浦見川(図 2)の開削後に陸化した場所である(岡田, 1984)。また、竹村ほか(1994)により深度 100.3 m まで掘削され、層相の記載およびテフラ分析が行われている MK コア(図 2)から、三方湖湖心部の層相とテフラについての参照情報を得た。

2) 堆積物の記載および分析方法

MK09 コアでは、層相の記載、測色、テフラ分析、¹⁴C 年代測定を行った。層相に関しては、粒度、淘汰度、礫種、堆積構造や生物擾乱の有

無、植物片の有無などを記載した。測色は、デジタル土色計(DGK SCR-1)を用いて 5 cm おきに L* (明度)を測定した。¹⁴C 年代測定は株式会社加速器分析研究所に委託し、加速器質量分析(AMS)法により計 18 試料について行った(表 1)。得られた ¹⁴C 年代は、暦年代較正プログラム Cal-Pal-2007^{online}(Danzeglocke *et al.*, 2010)を用いて暦年代に較正した。

NEXCO コアは、試料の半分がすでに土質試験に用いられており、全層について観察や分析を行うことができなかったため、残されていた試料の層相記載とテフラ分析用試料の採取を行った。欠落箇所の地質柱状図は中日本高速道路株式会社敦賀工事事務所(2001)の調査報告書に基づいて作成した。MK コアの地質柱状図は、竹村ほか(1994)による原記載から作成した。MK コアに挟在するテフラについては、分析用試料を入手できなかったため、その諸特徴は、竹村ほか(1994)に示された既存の分析結果を参照した。

IV. MK09 コア堆積物の層相と層序区分

(図 3, 表 2)

MK09 コアは、深度 1.90 m までは高速道路建設工事に伴う盛土であり、深度 1.90 m 以深の堆積物は、細礫、砂、泥の互層から構成される。コア全体では直径 20 mm を超える礫はほとんど含まれていない。層相や粒度の観点からみると、この一連の堆積物は泥層～砂層～細礫層といった上方粗粒化を示す厚さ 5～10 m の 8 つのユニット (Unit 1～8) に区分される。このユニットを粒度に基づきさらに細かく 4 つのサブユニット (Subunit a～d) に区分した。ユニット 1 ではサブユニット b 以下が不明であり、ユニット 8 ではサブユニット a を欠く。各ユニット・サブユニットの深度、層厚、層相の記載を表 2 に示し、以下では各サブユニットの概要を下位から順に述べる。

1) サブユニット a (砂層・シルト層)

級化・逆級化構造や葉理などの堆積構造が顕著な砂層と無層理で木片が散在する砂層～シルト層が特徴的である。上位のユニットほどサブユニット a の厚さが薄い。サブユニット b との層相境界は、ユニット 5 を除いて遷移的である。

2) サブユニット b (粘土・シルト層)

塊状あるいは有機質で平行葉理が発達する青灰色・褐色粘土層で特徴づけられ、葦の根痕とみられる生痕が認められる。ユニット 1, 7, 8 では木質泥炭層が含まれる。とくにユニット 7 は他のユニットと異なり、サブユニット b のほとんどが泥炭層から構成される。ユニット 2, 7 を除いてサブユニット c との層相境界は遷移的である。

3) サブユニット c (砂層)

厚さ数 cm ～数 10 cm 程度で堆積構造 (級化・逆級化構造, 平行・斜交葉理) が顕著な単層群により特徴づけられる。ユニット 1 では、ボールピロー構造やロート状をした砂粒の流動構造などが認められた。サブユニット c の層厚はユニット 3, 8 では薄く、ユニット 4 では厚い。サブユニット d との層相境界は明瞭であり、侵食面である可能性が高い。

4) サブユニット d (細礫層)

堆積構造が不明瞭であり、花崗岩起源の淘汰のよい石英・長石からなる礫支持の細礫層により特徴づけられる。ユニット 6 のみが例外的に、細礫から中粒～粗粒砂層へ級化する単層群からなる。上位のサブユニット a または b との層相境界は明瞭である。

V. コア試料中のテフラの記載と対比

1) テフラの分析方法

テフラ分析は、粒子組成、鉱物組成、火山ガラスの形態分類、火山ガラスおよび重鉱物の屈折率を測定し、それらの岩石記載的特徴に基づいて既知の広域テフラとの対比を行った。粒子組成、鉱物組成、火山ガラスの形態分類では粒径 1/8～1/16 mm の 200 粒子を対象にし、加藤ほか (2001) に基づいて分析した。火山ガラスの形態は吉川 (1976) に従い、扁平 (H) 型、中間 (C) 型、多孔質 (T) 型、その他 (Ot) に区分した。火山ガラスと重鉱物の屈折率の測定は、30 片以上のガラス片、結晶片を対象として、檀原 (1993) および鎌田ほか (1994) の測定方法に従い、株式会社京都フィッシュン・トラック社製の温度変化型屈折率測定装置 (RIMS86 および RIMS87) を用いて行った。

2) テフラの記載

表 3 に、MK09 コアおよび NEXCO コアのテフラと、MK コアや近畿地方に分布する約 40 万年前以降のテフラの標準的資料である琵琶湖高島沖ボーリングコア (吉川・井内, 1991; Satoguchi *et al.*, 2008) のテフラのなかで対比可能なテフラについて、岩石記載的特徴を示す。テフラの名称は吉川ほか (2000) などに従い、コア名 (MK09, NEXCO) と挟在深度 (m 単位) を用いて、例えば MK09 コアの深度 7.81～7.74 m に挟在するテフラであれば MK09-8 のようにしてハイフン (-) 以降の数字に切り上げた深度 (m) の数字を付して表す。

2-1) MK09 コア

・MK09-8 テフラ (深度 7.81～7.74 m)

厚さ 7 cm の細粒砂サイズの褐色火山灰層であ

図 3 MK09 コアの柱状図および分析結果。

¹⁴C 年代値は 2σ の誤差範囲で示した。

Fig. 3 Columnar section of MK09 core showing lithology, lithological units, sub-units, events, and tephra layers. Each radiocarbon age covers an age range of 2σ.

表 2 各ユニット・サブユニットの深度、層厚、層相記載。

Table 2 Depth, thickness, and lithofacies of each unit and subunit.

Unit	Subunit				
	a	b	c	d	Lithofacies
Depth (m) & Thickness (m)	Depth (m) & Thickness (m)	Depth (m) & Thickness (m)	Depth (m) & Thickness (m)	Depth (m) & Thickness (m)	Lithofacies
8	10.39-1.90 (8.49)	10.39-4.59 (5.80)	4.59-4.45 (0.14)	4.45-1.90 (2.55)	深度 4.45～2.42 m の細礫層は、海法の良い石英・長石からなる礫支持の細礫層であり、堆積構造がほとんど認められない。深度 2.42～1.90 m の細礫層は、粘土基質を多く含む有機質である。
7	15.04-10.39 (4.65)	14.91-13.47 (1.44)	13.47-12.68 (0.79)	12.68-10.39 (2.29)	海法の良い石英・長石からなる礫支持の細礫層である。堆積構造はほとんどみられない。
6	21.28-15.04 (6.24)	20.85-17.86 (2.99)	17.86-16.88 (0.98)	16.88-15.04 (1.84)	細礫から中粒・粗粒砂層へ礫化する堆積層（厚さ数 10 cm）の礫り返しから構成される。
5	28.75-21.28 (7.47)	28.29-25.36 (2.93)	25.36-24.41 (0.95)	24.41-21.28 (3.13)	深度 24.41～21.62 m は、海法の良い石英・長石からなる礫支持の細礫層である。深度 21.62～21.28 m は、中粒砂から細粒砂への逆礫化を示す。
4	39.77-28.75 (11.02)	39.77-38.46 (1.31)	38.46-36.80 (1.66)	36.80-33.30-28.75 (4.55)	海法の良い石英・長石からなる礫支持の細礫層である。
3	46.11-39.77 (6.34)	44.81-42.68 (2.13)	42.68-42.32 (0.36)	42.32-39.77 (2.55)	深度 42.32～40.00 m は、海法の良い石英・長石からなる礫支持の細礫層であり、深度 41.00～40.81 m に粘土基質の多い細礫層を挟む。深度 40.00～39.77 m は、粘土基質を含む細礫層とそれを欠く細礫層の互層（厚さ 5 cm 程度）である。
2	51.94-46.11 (5.83)	49.46-48.33 (1.13)	48.33-47.00 (1.33)	47.00-46.11 (0.89)	海法の良い石英・長石からなる礫支持の細礫層であり、砂質粘土層や粘土層を含む。他のユニットの細礫層よりも薄い。
1	60.00-51.94 (> 8.06)	60.00-56.20 (> 3.80)	56.20-54.12 (2.08)	54.12-51.94 (2.18)	海法の良い石英・長石からなる礫支持の細礫層である。逆礫化構造を示す部分がわずかにあるが、堆積構造はほとんど認められない。

サブユニット境界が遷移的であり、一連とみなされる堆積サブユニット。

表 3 コア中に認められたテフラとそれらと対比可能な近畿地方に分布する既知のテフラの岩石記載的特徴.

Table 3 Petrographic properties of tephra layers recognized in the MK09 and NEXCO cores, and those of the correlative tephra layers previously known in the Kinki Districts.

Core Name	Tephra Name (Correlative tephra)	Depth (m)	Grain composition (%)					Glass shards				Heavy minerals									
			Gl	Rf	Lm	Hm	Ot	Shape of glass shards(%)				Refractive index (mode)		Heavy mineral composition (%)						Refractive index (mode)	
								H	C	T	C	Opx	Cpx	Am	Opq	Bt	Ap	Zr		Opq (γ)	Ho(n_z)
MK09	MK09-8 (= K-Ah)	7.81-7.74	92	2	3	1	2	76 Colored glass shards: 2%	18.5	5	0.5	1.510-1.512	12.5	6	6.5	17	47	11	0		
MK09	MK09-9 (= U-Ok)	8.66-8.61	71	11.5	13.5	2.5	1.5	2.5 5	91.5	1		1.521-1.524 (1.522)	2.5	1.5	9	11	56.5	19.5	0		
MK09	MK09-20 (= AT)	19.87-19.76	92	5.5	1.5	1	0	72 Colored glass shards: 1%	13	11	4	1.498-1.500 (1.500)	37	15	26.5	16	4	1.5	0		
MK09	MK09-35 (= S1)	34.61-34.59	66.5	10	18	5.5	0	4.5 18.5	69	8		1.499-1.501 (1.501)	5.5	0.5	77	11	4.5	1	0.5		1.671-1.677 (1.672-1.674) 1.680-1.685 (1.683)
MK09	MK09-44 (= DSP)	44.10											11	0	40.5	17.5	30	1	0	1.700-1.705	
NEXCO	NEXCO8 (= U-Ok)	7.88-7.85	12.5	53	26.5	4.5	3.5	6.5	8	83.5	2	1.521-1.525 (1.522-1.523)	2	4	9	12.5	60.5	12	0		
NEXCO	NEXCO20 (= AT)	19.50-19.20	83.5	11	3.5	1	1	46	27.5	21	5.5	1.498-1.501 (1.500)	28.5	8.5	26.5	16	19	1.5	0		
NEXCO	NEXCO64 (= K-Tz)	63.96-63.91	95	0	4.5	0.5	0	63.5	26.5	8.5	1.5	1.498-1.500 (1.499-1.500)	54	10	7	7	21	1	0		
NEXCO	NEXCO66	65.81-65.80	73.5	14	9	2.5	1	0.5	3.5	87.5	8.5	1.497-1.498 (1.497)	8.5	10.5	33.5	21	23.5	1	2		
NEXCO	NEXCO73	72.60-72.56	36.5	45.5	14.5	3	0.5	2.5	8	55.5	34	1.498-1.500 1.522-1.530 (1.523-1.525, 1.529-1.530)	26	12	16	27.5	11	7	0.5		
NEXCO	NEXCO80 Upper	79.70-79.50 (79.60)	35	4	43.5	16.5	1	0.5	6.5	92	1	1.500-1.506 (1.504)	17	6	65	10.5	1	0.5	*		1.671-1.684 (1.673, 1.676, 1.684)
NEXCO	NEXCO80 Lower	79.70-79.50 (79.70)	15.5	2	51.5	31	0	0	6	92	2	1.502-1.508 (1.504)	17	5	70	8	*	0	*	1.702-1.708 (1.704-1.705)	
MK	MK7 (= K-Ah)	5.10-5.07	98	0	3	1	0	75 including colored glass shards	5	20	0	1.511-1.517 (1.511-1.512)	25	32.5	0	35	0	7.5	0		
MK	MK33 (= AT)	29.40-29.33	95	0	4	*	1	43 26.5	30.5	0		1.498-1.500 (1.499)	+		+	*	*				
MK	MK48 (= DSP)	44.80	3.5	0	67	13	16.5	2	3	90	5	1.508-1.514 (10 shards)	28	0	61	10.5	0.5	0	0		
BT	BT3 (= K-Ah)	2.23-2.20	99	*	1	*	-	71 including colored glass shards	24	5	0	1.511-1.515 (1.511-1.513)	37	24	*	35	0	4	0	1.7095-1.7124 (1.711)	1.7301-1.7493 (1.734)
BT	BT4 (= U-Ok)	2.65-2.62	82	2	16	*	-	* 20	80	0		1.522-1.525	*	7	18	13	52	10	0		
BT	BT10 (= AT)	8.62-8.52	95	0	2	*	-	63 34	3	0		1.499-1.501	44	11	10	32	0	3	0	1.7082-1.7352 (1.710, 1.732)	1.6652-1.6795 (1.670-1.671) 1.6692-1.6815 (1.675-1.678)
BT	BT15 (= S1)	14.69	55	2	29	14	-	1	11	88	*	1.499-1.504 (1.499-1.502)	*	0	66	9	23	2	0		
BT	BT25 (= K-Tz)	30.88	97	0	3	*	-	57	37	5	1	1.498-1.501	40	34	2	21	*	3	0	1.7037-1.7080 (1.706-1.707)	

粒子組成: 火山ガラス (Gl), 岩片 (Rf), 軽鉱物 (Lm), 重鉱物 (Hm), その他 (Ot). 火山ガラスの形態: 扁平 (H) 型, 中間 (C) 型, 多孔 (T) 型, その他 (O).
 重鉱物組成: 斜方輝石 (Opq), 単斜輝石 (Cpx), 角閃石 (Am), 角閃石 (Am), 不透明 (磁性) 鉱物 (Opq), 黒雲母 (Bt), 燐灰石 (Ap), ジルコン (Zr).
 Grain composition, Gl: volcanic glass, Rf: rock fragments, Lm: light minerals, Hm: heavy minerals, Ot: other grains. Glass shard morphology are classified into H-, C-, T-types and other type (O). Heavy minerals, Opq: clinopyroxene, Cpx: orthopyroxene, Am: amphibole, Opq: opaque minerals, Bt: biotite, Ap: apatite, Zr: zircon.
 Core name, MK09: Mikata 09 60-m core, NEXCO: NEXCO 100-m core, MK: Mikata 100-m core (Takemura *et al.*, 1994), BT: Takashima-Oki core in Lake Biwa (Yoshikawa and Inouchi 1991). Tephra name of the MK09 and NEXCO cores are shown as the core name + intercalating depth (m). Those of the BT core are after Yoshikawa and Inouchi (1991). As for the BT core tephra layers, grain composition, shape of glass shards, and heavy mineral composition are from Yoshikawa and Inouchi (1991), and refractive index of glass shards and orthopyroxene and hornblende crystals are from Satoguchi *et al.* (2008). * < 1%.

る。本テフラは火山ガラス主体で、微量の軽鉱物と重鉱物（黒雲母、不透明鉱物、斜方輝石、燐灰石）を含む。火山ガラスは、扁平型が多く、微量の色付きガラスを含み、屈折率 $n = 1.510\text{--}1.512$ を示す。

・MK09-9 テフラ（深度 8.66 ～ 8.61 m）

厚さ 5 cm でパッチ状に挟在する、細粒砂サイズの白～灰白色火山灰層である。本テフラは火山ガラス主体で、少量の軽鉱物・岩片と微量の重鉱物（黒雲母が多い）を含む。火山ガラスは多孔質型を主体とし、特徴的に高い屈折率 $n = 1.521\text{--}1.524$ （モードは 1.522）を示す。

・MK09-20 テフラ（深度 19.87 ～ 19.76 m）

厚さ 11 cm の灰～黄白色火山灰層であり、中粒砂から細粒砂サイズへと級化する。本テフラは火山ガラス主体で、少量の岩片と、微量の軽鉱物と重鉱物（斜方輝石、角閃石、不透明鉱物、単斜輝石）を含む。火山ガラスは扁平型が多く、中間型を伴う。極微量の色付きガラスを含み、屈折率 $n = 1.498\text{--}1.500$ (1.500) である。

・MK09-35 テフラ（深度 34.61 ～ 34.59 m）

厚さ 2 cm の細粒砂～中粒砂サイズの灰白色火山灰層である。本テフラは火山ガラスと軽鉱物を主体とし、少量の岩片と重鉱物を含む。火山ガラスは多孔質型と中間型（多孔質型＞中間型）で、屈折率 $n = 1.499\text{--}1.501$ (1.501) である。重鉱物は角閃石が主体で、少量の不透明鉱物、斜方輝石、黒雲母を伴う。角閃石は屈折率 $n_2 = 1.671\text{--}1.677$ (1.672-1.674) を示す。

・MK09-45 テフラ（深度 44.10 m）

層厚 20 ～ 30 cm の範囲にパッチ状に散在する粘土化した白色火山灰層である。少量で散在するテフラであったため 10 cm 間隔で 8 層準から試料を採取し、重鉱物の含有量が最も多い深度 44.10 m 層準をテフラ降灰層準と認定した。この層準の試料について重鉱物組成を求め、斜方輝石と角閃石の屈折率を測定した。重鉱物は角閃石と黒雲母が多く、不透明鉱物と斜方輝石を伴う。斜方輝石には微小な結晶の集合した集斑晶が微量含まれており、屈折率 $\gamma = 1.700\text{--}1.705$ を示す。角閃石は屈折率 $n_2 = 1.680\text{--}1.685$ (1.683) を示す。

2-2) NEXCO コア

・NEXCO8 テフラ（深度 7.88 ～ 7.85 m）

厚さ 3 cm の細粒砂サイズの灰白色火山灰層である。本テフラは岩片と軽鉱物が多く、火山ガラス（12.5%）と重鉱物（4.5%）は少量である。このため、テフラの純層ではなく、二次堆積物である可能性が高い。火山ガラスは多孔質型を主体とし、高い屈折率 $n = 1.521\text{--}1.525$ (1.522-1.523) を示す。重鉱物は黒雲母が大半を占め、不透明鉱物、燐灰石、角閃石を伴う。

・NEXCO20 テフラ（深度 19.50 ～ 19.20 m）

厚さ約 30 cm（土質試験に使用された部分の試料であるため正確な層厚は不明）の中粒砂～細粒砂サイズの灰白色火山灰層である。本テフラは火山ガラス主体で少量の岩片と微量の軽鉱物、重鉱物を含む。火山ガラスは扁平型が多いが、中間・多孔質型も含み、屈折率 $n = 1.498\text{--}1.501$ (1.500) を示す。

・NEXCO64 テフラ（深度 63.96 ～ 63.91 m）

厚さ 5 cm の細粒砂～中粒砂サイズの灰白色火山灰層である。本テフラは火山ガラス主体で少量の軽鉱物を含む。火山ガラスは扁平型～中間型からなり、屈折率 $n = 1.498\text{--}1.500$ (1.499-1.500) を示す。少量含まれる軽鉱物には、火山ガラス片が付着したり、微小なガラス粒を内包したりする高温型石英が多いのが特徴である。

・NEXCO66 テフラ（深度 65.81 ～ 65.80 m）

厚さ 1 cm の細粒砂～極細粒砂サイズの灰色火山灰層である。本テフラは火山ガラス主体で少量の軽鉱物、重鉱物を含む。火山ガラスは多孔質型が大半であり、 $n = 1.497\text{--}1.498$ (1.497) の屈折率を示す。重鉱物は主に角閃石、黒雲母と不透明鉱物からなる。

・NEXCO73 テフラ（深度 72.60 ～ 72.56 m）

厚さ 4 cm の細粒砂サイズの灰白色火山灰層である。火山ガラス（36.5%）よりも多くの岩片（43.5%）を含み、テフラ純層ではない可能性がある。重鉱物として角閃石よりも多くの斜方輝石と不透明鉱物を含む。火山ガラスは主に多孔質型とその他のガラスからなり、色付きガラスを 20% 以上含む。火山ガラスの屈折率は $n = 1.522\text{--}$

1.530 (1.523-1.525, 1.529-1.530) を示すものが多いが、 $n = 1.498-1.500$ の低屈折率を示すガラスも含まれる。

・ NEXCO80 テフラ (深度 79.70 ~ 79.50 m)

厚さ約 20 cm の中粒砂~細粒砂サイズの灰白~黄白色火山灰層である。本テフラは 60% 以上を占める軽鉱物および重鉱物と、35% 以下の火山ガラスからなる。火山ガラスは多孔質型で、屈折率は上部で $n = 1.500-1.506$ (1.504)、下部で $n = 1.502-1.508$ (1.504) である。重鉱物は下部に多く、角閃石を主体として、斜方輝石、不透明鉱物、単斜輝石を少量 (20% 未満) 伴う。下部層準では、斜方輝石は屈折率 $\gamma = 1.702-1.708$ (1.704-1.705)、角閃石は屈折率 $n_2 = 1.671-1.684$ (1.673, 1.676, 1.684) を示す。

3) テフラの対比

・ MK09-8, MK7 テフラと K-Ah

MK09-8, MK7 の両テフラは、ともに扁平型を主体とする火山ガラスから構成され、少量の色付きガラスを含む。火山ガラスの屈折率は $n = 1.510-1.515$ の範囲にあり、モードはよく一致している (表 3)。このように岩石記載的特徴とコア中の層位が類似することから、両テフラは対比可能である。MK7 テフラは鬼界アカホヤテフラ (K-Ah: 町田・新井, 1978) に対比されており (竹村ほか, 1994)、琵琶湖高島沖コア中で K-Ah に対比されている BT3 と同諸性質が類似している (表 3)。したがって本研究では、MK09-8 テフラを K-Ah に対比した。

・ MK09-9, NEXCO8 テフラと U-Oki

MK09-9 テフラは、K-Ah に対比された MK09-8 テフラの直下に層位し、多孔質型で高屈折率 ($n = 1.521-1.524$) の火山ガラスからなり、黒雲母に富み、燐灰石を伴うという重鉱物組成を示す点で特徴的である。このような岩石記載的特徴と層位を有するテフラとして、鬱陵隠岐テフラ (U-Oki: 町田ほか, 1981) があげられる。琵琶湖高島沖コア中の BT4 は U-Oki に対比されており (吉川・井内, 1991)、その岩石記載的特徴は MK09-9 テフラのそれとよく一致している (表 3)。したがって、MK09-9 テフラは U-Oki に対比できる。

一方、NEXCO8 テフラの岩石記載的特徴は、岩石と軽鉱物が多い点を除くと、MK09-9 や BT4 のそれと類似する。したがって、NEXCO8 テフラも U-Oki に対比可能である。

・ MK09-20, NEXCO20, MK33 テフラと AT

これらのテフラは 10 cm を超える厚層であり、扁平型の火山ガラスを主体とする粒子組成、ガラスの屈折率 ($n = 1.498-1.501$)、斜方輝石・角閃石主体の重鉱物組成という岩石記載的特徴、および各コアにおける層位が類似していることから、相互に対比可能である。MK33 テフラはすでに AT に対比されている (竹村ほか, 1994)。上記の 3 つのテフラは琵琶湖高島沖コア中で AT に対比されている BT10 と諸性質が類似していること (表 3) から、本研究ではこれらのテフラすべてを AT に対比した。

・ MK09-35, BT15 テフラと SI

これまでに三方湖周辺のコア中からは MK09-35 テフラと対比可能なテフラは報告されていない。しかし、AT より下位でこのような火山ガラスの性質 (多孔質型が多く、屈折率は $n = 1.499-1.501$) と重鉱物組成 (角閃石主体で黒雲母を伴う)、角閃石の屈折率 ($n_2 = 1.671-1.677$; モードは 1.672-1.674) などの諸性質をもつテフラとして、琵琶湖高島沖コア中の BT15 がある (表 3)。BT15 の降下年代は 49 ka (長橋ほか, 2004) と推定されており、MK09-35 テフラの上下の AMS- ^{14}C 年代がそれぞれ $48,424 \pm 3,350$ cal BP, $54,640 \pm 5,594$ cal BP であることと整合的である。したがって、MK09-35 テフラは BT15 に対比可能である。さらに BT15 は三瓶池田テフラ (SI: 町田・新井, 2003) に対比されている (町田ほか, 1991) ことから、MK09-35 テフラを SI に対比した。

・ MK09-45, MK48 テフラと DSP

MK09-45 テフラは、微量であったため重鉱物組成の分析と斜方輝石・角閃石の屈折率測定のみを行った。角閃石が主体で斜方輝石、黒雲母も含むという重鉱物組成と、斜方輝石 ($\gamma = 1.700-1.705$) や角閃石 ($n_2 = 1.680-1.685$) の屈折率、および SI の下位という層位から、大山起源のテフラである大山関金テフラ (DSP: $\gamma = 1.698-1.704$)

(1.700), $n_2 = 1.677\text{--}1.684$) と大山生竹テフラ (DNP: $\gamma = 1.700\text{--}1.705$ (1.702), $n_2 = 1.678\text{--}1.685$) (町田・新井, 1979, 2003) が, 対比可能なテフラとしてあげられる。これらのテフラに含まれる斜方輝石には特徴があり (町田・新井, 1979), MK09-45 は DSP を特徴づける斜方輝石の集班品を含んでいる。さらに, 三方五湖周辺から DNP は報告されておらず, MK コアのほぼ同深度に挟在している MK48 テフラは DSP に対比されている (竹村ほか, 1994)。これらの点から, 本研究では MK09-45 テフラを DSP に対比した。

・ NEXCO64, BT25 テフラと K-Tz

NEXCO64 テフラは, 火山ガラス主体で高温型石英を含む粒子組成や扁平型～中間型を主体とし屈折率 $n = 1.498\text{--}1.500$ を示す火山ガラスの特徴が, 琵琶湖高島沖コア中の BT25 とよく一致している (表 3)。BT25 は鬼界葛原テフラ (K-Tz: 町田・新井, 1992) に対比されている (吉川・井内, 1991)。さらに NEXCO64 テフラは, 水月湖・黒田低地のコア (竹村ほか, 1994) で報告されている K-Tz と同諸性質が類似している。したがって, 本研究では NEXCO64 テフラを K-Tz に対比した。

VI. MK09 コアの堆積曲線と ユニットの堆積年代

1) MK09 コアの堆積曲線

MK09 コアの各ユニットの堆積年代と堆積速度の変化をみるために堆積曲線 (図 4) を作成した。堆積曲線は, AMS- ^{14}C 年代から暦年較正年代が得られた 16 層準 (表 1) とコア中で確認された K-Ah, U-Oki, AT, SI の降下年代に基づいて作成した。これらのテフラの降下年代は, K-Ah: 7.28 ka (福沢, 1995), U-Oki: 10.7 ka (福沢, 1995), AT: 29.24 ka (Tada *et al.*, 1999), SI: 49 ka (長橋ほか, 2004) とした。堆積曲線に示されるように堆積速度は, 粗粒部 (サブユニット d) で大きく, 細粒部 (サブユニット a～c) の 2～10 倍以上である。ユニット 4 の細礫層の堆積速度のみは細粒部と同程度であるのは, 細礫層中に不整合があり, その間の堆積物が失われていることによる可能性を示している。

図 4 MK09 コアの堆積曲線。

Fig. 4 Age-depth curve of MK09 core.

2) 近接するコアとの層序対比

MK09 コアにおいて得られた層相の空間的な広がりを確認するとともに, AMS- ^{14}C 年代測定の適用範囲外にあるユニット 1～3 の堆積年代を推定するため, MK09 コアと近接する 2 本のコア (NEXCO コア・MK コア) 間の層序対比 (図 5) を試みた。

はじめに MK09 コアと NEXCO コアを U-Oki, AT と層相に基づいて対比した。上方粗粒化のユニットの繰り返しは 2 本のコアに共通して現れ, ほぼ同じ深度に類似した特徴の堆積物が確認できる。次に, 湖岸部の 2 本のコアと湖心部の MK コアとの層序対比を広域テフラを用いて行った。

図 5 三方湖東岸および湖心部における 3 本のコア試料の層相とテフラによる対比。

Fig. 5 Correlations of MK09, NEXCO, and MK cores on the basis of a comparison of sedimentary facies and marker tephra layers.

MK09 コアと MK コアは、K-Ah, AT, DSP で対比した。NEXCO コアと MK コアは、AT と K-Tz 層準により対比した。MK コアでは K-Tz が確認されていないが、Aso-4 と阿多テフラ (Ata: 町田・新井, 2003) の間に K-Tz が降下しているた

め (町田・新井, 2003), Aso-4 と Ata の間に K-Tz 層準が挟まれるとして対比した。これらのコア対比から、湖岸部では同一の堆積物が分布し、とくに細礫層 (サブユニット d) が湖岸部を特徴づける堆積物であると考えられる。この細礫層は、主

表 4 ユニットの堆積年代と沈降イベントの発生年代.

Table 4 Estimated ages of sedimentary units and subsidence events.

Unit	Sedimentary age (ka)	Event	Event age	Event interval (kyr)
8	0.2-19.3	Kanbun Earthquake	AD1662	_____ 19.0
7	19.3-25.8	1 (Unit 7-8)	19.3 ka	_____ 6.5
6	25.8-31.1	2 (Unit 6-7)	25.8 ka	_____ 5.3
5	31.1-39.8	3 (Unit 5-6)	31.1 ka	_____ 8.7
4	39.8-56.6	4 (Unit 4-5)	39.8 ka	_____ 16.8
3	56.6-66.0	5 (Unit 3-4)	56.6 ka	_____ 9.4
2	66.0-74.6	6 (Unit 2-3)	66.0 ka	_____ 8.6
1	74.6-86.4	7 (Unit 1-2)	74.6 ka	

に石英・長石の粒子からなり、東側の山地を構成する花崗岩起源の堆積物である。一方、一部の砂層や泥炭層は湖岸部と共通の深度にみられるが、湖心部は主に細粒層から構成され、湖岸部とは異なる層相である。これらのことから、湖岸部の堆積物は陸域と湖域の双方からの影響を受けており、MK09 コアには湖心部の堆積物中にはない堆積環境変化が記録されていると考えられる。

次に、このコア対比に基づき、MK09 コアの基底の年代を以下のように 82 ~ 86 ka と推定した。K-Tz (95 ka: 町田・新井, 2003) が、NEXCO コアと MK09 コアにおいてともに深度 63.96 ~ 63.91 m に挟在しており、SI (49 ka) の下限 (深度 34.61 m) から K-Tz 上限 (深度 65.81 m: MK09 コアの盛土分 1.9 m を考慮) の間の堆積速度が一定 (0.68 mm/yr) であると仮定すると、MK09 コア基底の深度 60 m の年代は約 86 ka となる (図 4)。一方、堆積曲線 (図 4) から得られるユニット 4 ~ 8 の細粒部 (サブユニット a ~ c) の平均堆積速度 (0.48 mm/yr) を用い、MK09 コア掘削地点の深度 65.81 (K-Tz 上限) ~ 60.00 m 間の堆積物が NEXCO コア同様に細粒層のみからなるとすると、MK09 コア基底の年代は約 82 ka と推定される。さらに各ユニットの堆積年代を、ユニット 5 ~ 8 では細粒部の堆積速度を一定とし、その部分で得られた AMS-¹⁴C 年代を用いてユニット基底の年代を外挿して算出し、ユニット 1 ~ 4 では SI ~ K-Tz 間の平均堆積速度 (0.68 mm/yr) に基づいて算出した (表 4)。

VII. 議 論

1) MK09 コア掘削地点における堆積サイクル

MK09 コア中では上方粗粒化ユニットのパターンだけでなく、ユニットを構成するサブユニットにも類似性が認められる。層相や堆積構造などの特徴から、各ユニットの堆積環境は以下のように推定される。

サブユニット a: 級化・逆級化構造や葉理が発達する砂層は、掃流が影響する環境下で堆積したものと考えられる。一方、木片を含む無層理の砂・シルト層は、層相から短期間で一気に堆積したと考えられ、木片を多く含むことから土石流もしくは洪水起源の堆積物が湖へ流入した際の細粒物質 (砂・シルト) および浮遊物質 (木片) が堆積したものと考えられる。ただし、このサブユニットでは、サブユニット d でみられるような細礫層はみられず、主にシルト~細粒砂で構成されていることから、河口・湖岸からは離れているが河川の影響がおよぶ湖域環境が推定される。

サブユニット b: この層相からは掃流の影響のない静穏な環境が考えられ、このサブユニットを構成する堆積物は河川の影響のほとんどない湖底環境で堆積したものと推定される。泥炭層の発達するユニット 7, 8 では、湿地環境が推定される。

サブユニット c: サブユニット a とほぼ同様の層相であるが、細礫を含みより粗粒であることや上方粗粒化すること (表 2) から、堆積環境は河川の影響がおよぶ湖域から湖岸近傍の氾濫原が推

定される。

サブユニット d: このサブユニットだけが、花崗岩起源の淘汰のよい石英・長石の細礫から構成される堆積物である。本地域には花崗岩は三方断層を挟んで東側に主に分布する(図 2) ため、この堆積物は東側の山地より供給されたと考えられる。現在、東側の山地の谷口からは扇状地が湖へ向かって張り出している。これらはほとんど段丘化しておらず、沖積低地と連続的であることから断層活動に伴い常に西側は相対的に沈降し、新期の扇状地が古期の扇状地の上に形成されてきたと考えられる。このように東側の山地からの堆積物の供給を考えると、これら扇状地を形成するような土石流が推定され、このサブユニットを構成する堆積物は、土石流末端の堆積物もしくは、その再堆積物だと考えられる。このことから堆積環境は、扇状地の扇端付近が推定される。

このようなサブユニットの堆積環境とコア掘削地点の位置を考慮すると、上方粗粒化するユニットは、河川の影響がおよぶ湖域(サブユニット a) → 河川の影響のほとんどない湖底(サブユニット b) → 河川の影響がおよぶ湖域から湖岸近傍の氾濫原(サブユニット c) → 扇状地の扇端付近(サブユニット d) という堆積環境の変化を示すと考えられる。これらユニットの繰り返しを考えると、同様の堆積サイクルが過去 8 ~ 9 万年間で 8 回繰り返していることになる。また、ユニット境界でもあるサブユニット d とサブユニット a 間での層相変化は明瞭で、サブユニット a はユニット 2 を除き、サブユニット b よりも薄い。このことは、サブユニット a からサブユニット b へは短期間で移行したことを示す。各サブユニットの層相境界が遷移的であることから、サブユニット a からサブユニット c へと、ほぼ連続的に堆積が進んだことがわかる。さらにサブユニット a ~ c の堆積期間は、ユニット 4, 8 を除きサブユニット d の 2 ~ 9 倍に及ぶ。これらのことから、ユニット境界において急激な堆積環境変化(サブユニット d → サブユニット a) が生じ、その後に短期間で河川の影響のほとんどない湖底へと堆積環境が変化した(サブユニット a → サブユニット b)

図 6 沈降イベントによる堆積環境変化の模式図。A: 地形断面図(測線は図 2 に示す)。B: 沈降イベントによる堆積環境の変化。

Fig. 6 Schematic illustration of sedimentary environment change caused by subsidence events in the paleo-lake area.

A: Topographic profile along the a-a' line in Fig. 2. B: Schematic illustration of changes in sedimentary environment.

と考えられる。一方、サブユニット b からサブユニット d への変化は、湖域の埋め立てが徐々に進み、扇状地が前進して粗粒堆積物が堆積するようになったことで湖岸線が後退したことを示している。

2) 堆積サイクルの要因としての沈降イベント

前述した堆積サイクルは、(1) 急激な湖水位の相対的上昇、(2) 湖水深の増加に伴う湖岸線の前進と細粒層の堆積、(3) 湖域の埋め立てによる湖岸線の後退と堆積物の上方粗粒化、(4) 扇状地の前進と粗粒堆積物の堆積という過程としてまとめることができる(図 6)。MK09 コア地点周辺では、この堆積サイクルの繰り返しが、過去 82 ~ 86 ka 以降に 8 回認められた。これらの堆積サイクルが 80 ka 以前にさかのぼり地下に記録されていることは、三方湖東岸が後期更新世以降に継続して沈降してきた(竹村ほか, 1994) 結果を強く

示唆する。堆積サイクルの繰り返しの要因としては、気候変動による湖水位上昇と三方断層帯の地震活動に伴う沈降イベントの累積があげられるが、気候変動では、ユニット間での急激で、かつ間欠的な湖水位の相対的上昇を説明することがむずかしい。気候変動が要因であれば、その周期とユニットの堆積サイクルの周期との間に何らかの一致が認められるはずである。しかし、各ユニットの堆積期間は約 5.3 ~ 19.1 kyr とばらつき (表 4)、後期更新世における気候変動の一般的な周期 (例えば、地球軌道要素による約 100 kyr, 41 kyr, 23 kyr, 19 kyr: Imbrie *et al.*, 1984) より明らかに短い。三方湖周辺の花粉分析 (Takahara and Takeoka, 1992; Takahara and Kitagawa, 2000) から得られた局地花粉帯の年代とユニット境界の推定年代も必ずしも一致していない。したがって、気候変動は堆積サイクルの繰り返しの主要因とは考えがたい。

一方、堆積サイクルとその繰り返し、およびユニット境界での急激な堆積環境変化を、三方断層帯の地震活動による三方湖東岸の相対的沈降とその後の埋積過程として解釈することができる。三方断層帯は西側低下の逆断層であり、その活動時には断層帯に沿う西側地域の相対的な沈降が推定される (竹村ほか, 1994)。この沈降により急激な湖水位の相対的上昇と湖岸線の前進が引き起こされる (サブユニット d → サブユニット a)。この場合、湖水位は上昇するが、河川勾配は依然として地震前の状態 (急勾配) のまま湖へ流入する状況が続く (サブユニット a)、やがて河川勾配が安定 (緩勾配) する (サブユニット a → サブユニット b)。その後は、東方と南方から流入する河川により湖域が埋積されて湖岸線が後退し (サブユニット b → サブユニット c)、最終的には東側から扇状地が前進して扇状地末端堆積物のような粗粒堆積物が堆積する (サブユニット d)。そして、次の断層活動により同じ過程が繰り返される。したがって、堆積サイクルの年代や期間は、基本的に三方断層帯の活動間隔を示していることになる。

3) 沈降イベントの年代と三方断層帯の活動間隔

MK09 コアでは、82 ~ 86 ka 以降に 8 つの堆積サイクルが認められ、それらは三方断層帯の活動に伴う沈降イベントに起因して形成されたと考えられた。沈降イベントの発生時期はユニット境界、すなわちサブユニット d ~ サブユニット a 間に推定される。したがって、ユニット 2 ~ 8 の下限年代として 7 回の沈降イベントの発生年代を、各ユニットの堆積期間からこれらの沈降イベントの発生間隔をそれぞれ推定できる (表 4)。さらに、ユニット 8 のサブユニット d の上下からは 1662 年寛文地震を含む AMS-¹⁴C 年代が得られており、サブユニット d の上下いずれかに寛文地震の発生層準を認定できる。この寛文地震を含めると、MK09 コアにおいて過去 82 ~ 86 ka 以降の 8 つの沈降イベントの発生間隔を算出することができる。

寛文地震および堆積サイクルとして認定された 7 つの沈降イベントの平均発生間隔を算出すると 10.6 kyr であり、イベント間隔は 5.3 kyr (イベント 2 ~ 3 間) ~ 19.0 kyr (寛文地震 ~ イベント 1 間) と大きくばらつく (表 4)。しかし、ユニット 4 とユニット 8 は、他のユニットに比べて厚く、堆積期間も 2 ~ 3 倍におよぶ。ユニット 4 のサブユニット d (細礫層) 中に時間間隙があることも考えられている。こうした点から、ユニット 4 とユニット 8 には、明瞭な層相変化として記録されていない沈降イベントが含まれている可能性が高い。そこで、これら 2 つのユニットを除いた 6 つの沈降イベントの間隔は 5.3 ~ 9.4 kyr となり、その平均発生間隔は 7.7 kyr である。他のユニット堆積中にも沈降イベントが発生した可能性が否定できないため、この発生間隔は三方断層帯の活動間隔の上限を示している可能性が高い。7.7 kyr という値は、3.8 ~ 6.3 kyr という三方断層帯の活動間隔の従来の推定 (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2003) に比べて若干長い、オーダーとしては一致している。従来の推定間隔が 1 回変位量と平均変位速度から算出されているのに対して、本研究で得られた活動間隔は、その上限を示すとはいうものの、複数回の沈

降イベント間隔に基づいていることから、確度の高い結果であると考えられる。

寛文地震の際には、主に日向断層が活動して気山古川(図2)の西側が相対的に低下し、地震後にこの川を唯一の排水路としていた菅湖・水月湖・三方湖の湖水位が上昇した記録が残っている(嶺南, 1892; 小牧, 1936)。一方、三方断層帯主部をなす三方断層が活動した場合にも、気山古川を含む三方断層の西側地域が相対的に沈降すると推定される。三方湖は周囲すべてを基盤岩からなる高まりに囲まれており、他の湖とは独立した河川系が中期更新世以降の沈降運動により沈水したものと解釈されている(岡田, 2004)。三方湖に縄文海進の影響が及んでいないこと(岡田, 1984; 竹村ほか, 1994)から、少なくとも完新世中頃まで、三方湖は独立した状態であったと考えられる。したがって、三方断層の活動時に断層の西側に位置する三方湖東岸を含む地域が相対的に沈降し、湖水位の相対的上昇と湖岸線の前進が生じることは、十分予想される。すなわち、日向断層だけでなく三方断層の活動によっても本研究で示した堆積サイクルは形成されることになり、本研究で推定された沈降イベントは、これら2条の活断層からなる三方断層帯の活動の累積を示すと判断される。

VIII. ま と め

本研究では、三方断層の低下側に位置する三方湖東岸において掘削された2本のコア(MK09コア・NEXCOコア)の分析を行い、以下の点を明らかにした。

1. MK09 コアでは、層厚5～10 mの上方粗粒化ユニットが8つ確認され、そのユニット境界は明瞭である。各ユニットは類似するサブユニットから構成され、同様の堆積サイクルが繰り返してきたことを示している。

2. 近接するNEXCO コアとの対比から、この上方粗粒化ユニットは比較的広域で確認できる。

3. 各サブユニットの層相・堆積構造から推定される堆積環境の変化から、各ユニットは、急激な湖水位の相対的上昇と湖岸線の前進、その後の

湖域の埋積と扇状地の前進という過程で堆積したと推定され、その要因として三方断層帯の活動に伴う沈降イベントが考えられた。

4. 沈降イベントは、82～86 ka以降に8回認められ、その発生間隔は10.6 kyrとなる。さらに複数回の沈降イベントがあった可能性の高いユニットを除くと沈降イベントの平均発生間隔は7.7 kyrと推定され、これは三方断層帯の活動間隔の上限を示すと考えられる。

謝 辞

中日本高速道路株式会社名古屋支所敦賀工事事務所の川井田 実所長をはじめ、山田耕一氏、津野康則氏、市川八郎氏には、NEXCO コア等の観察や試料採取に便宜を図っていただいた。MK09 コアのボーリング掘削および試料採取にあたっては、株式会社ダイヤコンサルタント関西支社技術部の松井和夫氏、山根 博氏に特別なご配慮をいただきました。神戸大学大学院理学系研究科の谷川晃一朗氏、京都大学理学研究科学生の斎藤 真・力野貞治の両氏には、2本のボーリングコアの記載や分析試料の採取を手伝っていただいた。Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources (KIGAM) の中西利典博士には、AMS-¹⁴C年代測定に適切な試料の前処理にご協力いただいた。本稿は、2名の査読者のご指摘・ご意見により大幅に改善された。MK09 コア掘削に文部科学省科学研究費補助金(課題番号18300315, 代表者: 岡田篤正)を使用し、AMS-¹⁴C年代測定など本研究の一部には、文部科学省科学研究費補助金(課題番号20500902, 代表者: 加藤茂弘)や平成21年度東京地学協会研究・調査助成金(代表者: 岡田篤正)を使用した。以上の方々や関係機関に対して、ここに記して厚くお礼申し上げます。

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. 東京大学出版会, 149-158.
- Danzeglocke, U., Jöris, O. and Weninger, B. (2010): CalPal-2007^{online}. <http://www.calpal-online.de/> [Cited 2010/06/13].
- 福沢仁之(1995): 天然の「時計」・「環境変動検出計」としての湖沼の年縞堆積物. 第四紀研究, **34**, 135-149.
- 福沢仁之・小泉 格・岡村 眞・安田喜憲(1994): 福井県水月湖の完新世堆積物に記録された歴史時代の地震・洪水・人間活動イベント. 地学雑誌, **103**,

- 127-139.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntire, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L. and Shackleton, N.J. (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine ^{18}O record. in *Milankovich and Climate, Part I* edited by Berger, A.L., Imbrie, J., Hays, J.D., Kukla, G. and Saltzman, B., Reidel, 269-305.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2003): 三方・花折断層帯の長期評価について. 地震調査研究推進本部.
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/03mar_mikata/index.htm [Cited 2010/03/01]
- 鎌田浩毅・檀原 徹・山下 透・星住英夫・林田 明・竹村恵二 (1994): 大阪層群アズキ火山灰および上総層群 Ku6C 火山灰と中部九州の今市火砕流堆積物との対比—猪牟田カルデラから噴出した co-ignimbrite ash—. 地質学雑誌, **100**, 848-866.
- 金田平太郎・岡田篤正・小松原 琢 (2000): 若狭湾岸・三方五湖周辺における 1662 年寛文地震時の地殻変動. 月刊地球, 号外, **28**, 119-126.
- 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): 兵庫県北西部・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, **12**, 1-12.
- 小牧実繁 (1936): 気山津の変遷. 石橋博士還暦記念論文, 地理論叢, **8**, 155-177.
- 小松原 琢・水野清秀 (2009): 琵琶湖西岸断層帯と三方・花折断層帯. 日本地質学会誌: 日本地方地質誌 5 近畿地方. 朝倉書店, 314-317.
- 小松原 琢・水野清秀・寒川 旭・山崎晴雄 (1999): 三方断層のトレンチ調査と寛文地震時の地殻変動に関する検討. 地質調査所速報, no. EQ/99/3 (平成 10 年度活断層・古地震調査概要報告書), 197-213.
- 小松原 琢・杉山雄一・水野清秀 (2000): 若狭湾中部, 三方断層および野坂断層北方延長部の音波探査. 地質調査所速報, no. EQ/00/2 (平成 11 年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 89-118.
- 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.
- 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.
- 町田 洋・新井房夫・森脇 広 (1981): 日本海を渡ってきたテフラ. 科学, **51**, 562-569.
- 町田 洋・新井房夫・百瀬 貢 (1985): 阿蘇 4 火山灰—分布の広域性と後期更新世示標層としての意義—. 火山, **30**, 49-70.
- 町田 洋・新井房夫・横山卓雄 (1991): 琵琶湖 200 m コアにおける指標テフラ層の再検討. 第四紀研究, **30**, 439-442.
- 松井和夫 (1989): 福井県三方五湖東方の段丘を被覆する土壌中の火山灰について. 名古屋地学, **51**, 2-7.
- 三浦 静・若狭団体研究グループ (1969): 福井県若狭地方の洪積統. 福井大学教育学部紀要, II, **19**, 57-70.
- 水野清秀・小松原 琢・山崎晴雄 (1999): 音波探査及びボーリングによる三方五湖低地帯の地下構造調査. 地質調査所速報, no. EQ/99/3 (平成 10 年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 187-195.
- 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—. 第四紀研究, **43**, 15-35.
- 中江 訓・小松原 琢・内藤一樹 (2002): 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)「西津地域の地質」. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 中日本高速道路株式会社敦賀工事事務所 (2001): 平成 12 年度三方東地区第二次土質調査報告書. 中央開発株式会社.
- Nakanishi, T., Takemura, K., Okada, A., Morino, M., Hayashida, A., Nakamura, M., Tazawa, Y., Ogino, K., Matsumoto, H. and Hirose, M. (2004): Identification of multiple faulting events of the Median Tectonic Line active fault system in the Tokushima Plain, Japan, based on close-interval radiocarbon dating. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, **223-224**, 573-578.
- 中田 高・今泉俊文編 (2002): 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会.
- Naruhashi, R., Sugai, T., Fujiwara, O. and Awata, Y. (2008): Detecting vertical faulting event horizons from Holocene synfaulting in shallow marine sediments on the western margin of the Nobi Plain, central Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **98**, 1447-1457.
- 丹羽雄一・須貝俊彦・大上隆史・田力正好・安江健一・齋藤龍郎・藤原 治 (2009): 濃尾平野西部の上部完新統に残された養老断層系の活動による沈降イベント. 第四紀研究, **48**, 339-349.
- 岡田篤正 (1984): 三方五湖低地の形成過程と地殻変動. 鳥浜貝塚—縄文前期を主とする低湿地遺跡の調査 4—. 若狭歴史民俗資料館, 9-42.
- 岡田篤正 (2004): 若狭湾沿岸と丹後半島. 太田陽子・成瀬敏郎・田中眞吾・岡田篤正編: 日本の地形 6 近畿・中国・四国. 東京大学出版会, 179-189.
- 岡田篤正・東郷正美編 (2000): 近畿の活断層. 東京大学出版会.
- Satoguchi, Y., Nagahashi, Y., Furusawa, A., Yoshikawa, S. and Inouchi, Y. (2008): The middle Pleistocene to Holocene tephrostratigraphy of the Takashima-oki core from Lake Biwa, central Japan. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, **51**, Art. 6, 47-58.

- 嶺南樵夫 (1892): 若狭三方郡湖水疎通に関する地学上の所見. 地学雑誌, **4**, 22-27.
- Tada, R., Irino, T. and Koizumi, I. (1999): Land-ocean linkages over orbital and millennial timescales recorded in late Quaternary sediments of the Japan Sea. *Paleoceanography*, **14**, 236-247.
- Takahara, H. and Kitagawa, H. (2000): Vegetation and climate history since the last interglacial in Kurota Lowland, western Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **155**, 123-134.
- Takahara, H. and Takeoka, M. (1992): Vegetation history since the last glacial period in the Mikata Lowland, the Sea of Japan area, western Japan. *Ecological Research*, **7**, 371-386.
- 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.
- Wessel, P. and Smith, W.H.F. (1991): Free software helps map and display data. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, **72**, 441, 445-446.
- 安田喜憲 (1982): 福井県三方湖の泥土の花粉分析的研究—最終氷期以降の日本海側の乾・湿の変動を中心として—. 第四紀研究, **21**, 255-271.
- 吉川文治 (1951): 福井県の地形区. 地理と社会. 福井県地理学会, 1-4.
- 吉川周作 (1976): 大阪層群の火山灰について. 地質学雑誌, **82**, 497-515.
- 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・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 1700 m ボーリングコアの火山灰層序. 第四紀研究, **39**, 505-520.
- (2010 年 3 月 19 日受付, 2010 年 7 月 26 日受理)