

平成13年度 地震関係基礎調査交付金

宇治川断層に関する調査

成果報告書

概要編

平成14年 3月

京 都 市

はじめに	1
1. 概要	2
1.1.調査概要	2
2. 調査結果の概要	3
2.1.調査対象断層名	3
2.2.調査項目選択の経緯とその概要	3
3. 調査成果	5
3.1.文献調査	5
3.2.P波探査の結果	5
3.3.S波探査の結果	8
3.4.ボーリング調査	8
3.5.コア試料の分析	10
4. 宇治川断層について	13
4.1.宇治川断層の分布（長さ）と連続性	13
4.2.宇治川断層の活動性や活動履歴の検討	15
5. まとめ	16

巻末資料

図2.1 平成10年度京都盆地の地下構造調査で発見された宇治川断層
図2.2 平成12年度までの宇治川断層の概要
図2.3 平成12年度桂川測線反射解釈断面
図2.4 平成12年度三栖測線反射解釈断面
図2.5 平成12年度淀測線反射解釈断面
図2.6 平成12年度観月橋測線反射解釈断面
図2.7 平成13年度P波探査測線とそれ以前の測線位置
図2.8 平成13年度S波測線位置，ボーリング調査地点
表3.1 花粉帯の構成と特徴
図3.1 平成13年度八幡測線反射解釈断面
図3.2 平成13年度桃山南測線反射解釈断面
図3.3 平成13年度小栗栖一石田測線反射解釈断面
図3.4 平成13年度S波探査深度断面

- 図3.5 宇治川断層周辺地質断面
- 図3.6 コア中のラミナの傾斜方向
- 図3.7 標高-10m以浅の火山灰対比と炭素年代測定値
- 図3.8 火山灰分析から検出した火山灰と対比
- 図3.9 花粉分析試料採取位置と花粉帯区分および対比
- 図3.10 珪藻分析試料採取位置と古環境推定
- 表4.1 P波探査各測線でのB1面を基準とした宇治川断層の変位量一覧
- 表4.2 宇治川断層の鉛直変位速度と上下盤での平均堆積（沈降）速度一覧
- 図4.1 反射測線位置と宇治川断層の分布
- 図4.2 各測線での宇治川断層とB1反射面分布
- 図4.3 宇治川断層の分布とB1面の分布標高
- 図4.4 重力探査から推定された基盤岩深度分布と宇治川断層位置
- 図4.5 宇治川断層の鉛直平均変位速度分布と断層上下地盤の平均堆積（沈降）速度分布

はじめに

京都市は、旧科学技術庁（現文部科学省）の地震調査研究交付金を受けて、平成8年度に「京都西山断層群に関する調査」(1,2)をおこなった。翌年度には「京都盆地 奈良盆地断層帯に関する調査」(3,4)、平成10年度には「三方・花折断層帯（桃山断層）に関する調査」(5,6)をおこない、京都盆地の東西両側を画する主要活断層の諸性質や活動履歴を明らかにした。

また、平成10年度から同交付金で、主としてP波反射法探査と長尺ボーリングを用いた「京都盆地の地下構造に関する調査」(7)が始まり、平成14年度も継続して、進められている(8,9,10)。平成10年度の調査で、京都盆地の南部に大規模な伏在活断層の存在が推定された。

同断層の分布や活動度と活動履歴、近接する有馬 高槻構造（断層）帯との関係、慶長伏見地震（1596年）との関係などを明らかにするために、京都市は平成12年度から「宇治川断層（仮称）に関する調査」(11)をおこなった。本調査はその2カ年目の最終報告書である。

初年度には反射法地震探査で、宇治川に沿って延びる断層の分布を明らかにし、宇治川断層と命名した。本年度は、追加のP波反射法探査と宇治川大橋付近の中州でのS波反射法探査とボーリング調査、試料分析で、宇治川断層の分布と活動性の解明を目指した。成果を得たので、ここに2年間の成果報告をする。

なお、平成12年度までの京都盆地を中心とした地震と活断層については、「京都の活断層」(12)に詳細に記述され、概要は「京都の地震と活断層」(13)（パンフ）に、まとめられている。また、京都盆地の地下構造の概要については「京都の地下」(14)（パンフ）に、まとめられている。

文献

- (1) 京都市(1997a)：京都西山断層群に関する調査，成果報告書(概要編)．京都市，22．
- (2) 京都市(1997b)：京都西山断層群に関する調査．平成7年度・平成8年度地震調査研究交付金成果報告会予稿集，科学技術庁，84-89．
- (3) 京都市(1998a)：京都盆地 奈良盆地断層帯に関する調査（概要編）．京都市，31．
- (4) 京都市(1998b)：京都盆地 奈良盆地断層帯に関する調査．第2回活断層調査成果報告会予稿集，科学技術庁，143-152．
- (5) 京都市(1999b)：三方 花折断層帯（桃山断層帯）に関する調査（概要編）．京都市，20．
- (6) 京都市(1999b)：三方 花折断層帯（桃山断層帯）に関する調査．第3回活断層調査成果報告会予稿集，科学技術庁，199-208．
- (7) 京都市(1999)：京都盆地の地下構造調査に関する調査 成果報告書（概要版）．京都市，29．
- (8) 京都市(2000)：京都盆地の地下構造調査に関する調査 成果報告書（概要版）．京都市，46．
- (9) 京都市(2001)：京都盆地の地下構造調査に関する調査 成果報告書（概要版）．京都市，64．
- (10) 京都市(2001)：京都盆地に関する地下構造調査．活断層調査成果および堆積平野地下構造調

査成果報告会予稿集，文部科学省，81-90．

- (1 1) 京都市 (2001) : 宇治川断層 (仮称) に関する調査 成果報告書 (概要編) . 京都市 , 24 .
- (1 2) 京都市 (2001) : 京都の活断層 . 京都市 , 243 .
- (1 3) 京都市消防局防災対策室 (2001) : 京都の地震と活断層 . 京都市 , 18 .
- (1 4) 京都市消防局防災対策室 (2001) : 京都の地下 . 京都市 , 14 .

1 . 概要

1.1.調査概要

1.1.1.調査件名

平成13年度 地震関係基礎調査交付金
宇治川断層に関する調査

1.1.2.調査の目的

本調査は、平成10年度京都盆地の地下構造調査において新たに発見された伏在断層(宇治川断層)について、有馬 高槻構造(断層)帯や桃山丘陵東縁との関係や詳細な位置および性状等を把握し、断層活動時期の判定を行うことにより、活動履歴を解明し、地震被害想定システム再構築のための基礎資料を得るために行う。

1.1.3.調査の実施期間

平成13年8月～平成14年3月

1.1.4.京都市地域活断層調査委員会の構成

文部科学省地震関係基礎調査交付金により、本調査を実施した。調査の実施に当たっては、京都市地域活断層調査委員会と下部組織の調査ワーキンググループを設置し、各4回の会議で、調査計画の策定から、調査結果の学術的評価までを専門的に、かつ技術的観点から検討しながら、調査を進めた。

京都市地域活断層調査委員会の構成は、次のとおりである。

委員長	尾池 和夫	京都大学副学長
副委員長	岡田 篤正	京都大学大学院理学研究科教授
委員	植村 善博	仏教大学文学部教授
委員	竹村 恵二	京都大学大学院理学研究科教授
委員	吉岡 敏和	独立行政法人産業技術総合研究所 活断層研究センター，活断層情報研究チーム，チームリーダー
事務局	京都市消防局消防防災対策室	防災課

調査ワーキンググループの委員は、次のとおりである。

岡田 篤正 京都大学大学院理学研究科教授
植村 善博 仏教大学文学部教授
竹村 恵二 京都大学大学院理学研究科教授

1.1.5.調査担当

京都市消防局（担当部署 消防防災対策室防災課）
株式会社 ダイヤコンサルタント関西支社

2．調査結果の概要

2.1.調査対象断層名

宇治川断層および周辺活断層

2.2.調査項目選択の経緯とその概要

2.2.1.宇治川断層発見の経過

平成10年度京都市は京都盆地を南北方向に延びる堀川 巨椋（カウ）池測線でP波探査をおこなった。同反射断面の宇治川付近に基盤岩(丹波帯中・古生層)や基盤を覆う地層に変位・変形を与えている伏在活断層が、検出された。断層両側の基盤岩上面を基準にすると南側が約150m沈降し、上部の地層(大阪層群)を幅約200mに亘り、撓曲* (変形)させていると解釈された(8)。さらに、下位の地層で変位量が大きく、上位ほど変位量が小さくなる変位の累積性が示唆された(図2.1,2.2)。

[注 撓曲*：厚く重なった地層の一部が曲がる現象。普通隣接する地殻2つの部分が相対的に変位する場合、境界に沿って断層を生ぜず、連続性が持続されてS字状の横断面の1種の褶曲を形成することがある。これを撓曲と呼ぶことがある(新版地学事典:1996)。ここでは、岩盤や地層が面を境に切れているものを断層、明瞭な面は認められないが、下位に断層があり、その上位の厚い地層が断層の影響で、地層が連続して、曲がっている変形状況を撓曲としている。従って、ここでは断層と撓曲を同一の成因による同じものとしている。]

2.2.2.平成12年度調査結果

この伏在断層を対象に、平成12年度の調査(11,12)は、主として断層の分布・性状把握を目的にP波探査をおこなって、次の結果を得た(図2.2 2.6)。

A.断層の性質

桂川測線を除く、淀、三栖、観月橋の3測線の反射断面で基盤岩や大阪層群相当層中に、南側沈降の同じセンスを示す伏在断層が検出された。変位量は下位の地層ほど大きく、累積性が明らかとなった。

B.断層の分布

測線での伏在断層を結びと、断層は西側の淀付近では桂川と宇治川に挟まれる中央付近から東北東方向の宇治川大橋付近南側をほぼ直線状に延び、観月橋までの長さ約5.5km連続することが確認され、宇治川断層と命名された(12,13,14)。そして、桃山丘陵と京都盆地との境界を南北に走る桃山断層の南の延長は、宇治川断層で断たれ、それ以南に延びないと判断された。

C.活動度

京都盆地の地下構造調査(9)で明らかにされた大阪層群の層序、年代値とP波探査結果から得られた大阪層群中の断層の変位量から、約80万年以降の宇治川断層の活動度はB級下位(0.2m/千年)と推定された。

2.2.3.平成13年度調査の課題と項目

平成12年度調査結果から、以下の次年度調査・課題や項目が提起された。

A.断層の東西の延長や長さについての課題

断層の西方延長付近に有馬 高槻構造(断層)帯がある。この断層との関係や連続性を、調査・検討する。また、東方延長についても、桃山付近で北に曲がって山科盆地西端に向かうのかあるいは、そのまま六地藏、木幡付近に向かうのか不明であり、東方延長を調査し、断層長を検討する。

B.最新活動時期や活動度、活動履歴についての課題

宇治川断層の最新活動時期や活動間隔および活動度を調査し、検討する。

C.平成13年度調査項目の概要

上記課題を解明するため、平成13年度に次の項目の調査をおこなった。

(a)文献調査

宇治川断層周辺の地質文献やボーリングデータ解析で、宇治川断層の分布や活動性を検討した。

(b)P波探査

断層の東西両端の延長や連続性を明らかにするため、桂川、宇治川、木津川合流付近の八幡測線、東方の桃山付近の桃山南測線、さらに北東方の小栗栖 石田測線でP波反射探査をおこなった(図2.7)。

(c)S波探査

P波探査堀川 巨椋池測線に近い、宇治川大橋東側の中州でS波探査を行って、断層浅部での撓曲構造を把握し、ボーリング位置を決定した(図2.7,2.8)。

(d)ボーリング調査

撓曲の上盤側、撓曲帯中、下盤側でボーリング掘削をおこない、撓曲を構成する地質をコアの肉眼観察から調べた(図2.8)。

(e)コア試料分析

コア試料を用い、炭素年代測定、火山灰、花粉、珪藻分析をおこない、地層の堆積（形成）年代や古環境の資料を得て、地層対比をおこなった。

(f)総合解析

P波探査の解析で断層の分布を検討した。S波探査結果と地質解析により得られた断層による地層の変位量と地層の堆積年代値から、宇治川断層の最新活動時期、地震1回当たりのずれ量（単位変位量）、地震の平均活動間隔、平均的なずれ速度（平均変位速度）や活動履歴を検討した。

3. 調査成果

3.1.文献調査

3.1.1.宇治川断層の変位に関する文献

宇治川断層上盤側の伏見下水処理場で、標高4.2m砂層中の材化石は $4,910 \pm 90$ y.B.P.を示す(石田, 1976)(15)。一方、同断層下盤の巨椋池南部で標高2.2-2.5m砂層から産出した材化石は $4,250 \pm 120$ y.B.P. (岡田, 1997) (16)である。両者は大きな起伏もなく、ほぼ同時代の連続する砂層中のものと仮定すると、約2mの高低差は宇治川断層による変位量と解釈される。

3.1.2.宇治川断層に関する資料整理

宇治川大橋の約500m東側を南北方向に走る第2京阪道路周辺には精度のよいボーリングが多数あり、解析した。ここでは標高0m付近の沖積層基底には、N値30以上のよく締まったほぼ水平な砂礫層が分布する。砂礫層上端面は、宇治川断層付近で、北側と南側で約3m+程度の南側沈降が認められる。層相の変化やボーリング精度を考慮しても、この南側沈降の不連続は断層に因るものと解釈できる。

文献

(15)石田志朗(1976)：京都・基礎工，No.12，95-103.

(16)岡田優子(1997)：京都府南部巨椋池堆積物の花粉化石組成に見られる人為的影響 アカガシヤ属の減少とイネ属の増加 . 第四紀研究，36，207-213.

3.2. P波探査の結果

八幡測線、桃山南測線、小栗栖・石田測線の探査結果を解釈断面図で示す(図3.1-3.3)。各測線の反射パターンは3区分でき、それぞれ上位より次のような特徴を示す。

反射パターン ；明瞭に連続した反射面が繰り返し認められる領域。

区間速度は概ね2000m/s以下

反射パターン ；反射面は認められるものの、反射パターン に比べ反射面が

不明瞭な領域．区間速度は概ね2000m/s以上

反射パターン ；反射パターン と境する振幅の強い反射面がありそれより深い部分では連続した反射面が認められない領域．

下位に優位な反射面が認められないため，区間速度不明

上記反射パターンの特徴から，次のように地質解釈を行った．

反射パターン ；大阪層群上部層

反射パターン ；大阪層群下部層

反射パターン ；丹波帯中・古生層

解釈断面図では，上記反射パターンごとに色づけして区分している．

A.八幡測線

(a)基盤岩（丹波帯中・古生層）上面の標高分布

測線の始点（CDP1）では，基盤岩上面相当の反射面は標高-400m程度に潜在し，南東方向へ起伏を伴いながら深くなり，桂川付近（CDP600～700）では，標高-700m程度に分布すると推定される．桂川より南西側では，不明瞭となるが，標高-800～-900mに分布すると推定される．

(b)大阪層群の構造

大阪層群上部は測線の始点（CDP1）では標高-100m程度まで分布するが，そこから南東に向かって急激に深くなりCDP100付近で標高-200m程度まで分布する．名神高速道路が交差するCDP150付近からは，南東に向かってやや深くなり，CDP650で標高-250m程度まで分布する．それより南東側では，大阪層群上部と下部を境する反射面が不明瞭になる．CDP850から測線終端までは反射面は，ほぼ水平かやや緩やかに南東傾斜している．

大阪層群下部は，CDP1～650までは，250～300m程度の層厚で分布する．CDP650より南東側は，大阪層群上部・下部の境界の反射面，基盤岩上面の反射面とも不明瞭であることから，層厚は不明である．上部に比べて反射面の連続性は良くないが，ほぼ上部と調和的な堆積構造が認められる．

(c)断層・撓曲

CDP1～100区間およびCDP750～850の2区間で大阪層群中に撓曲が認められた．前者の基盤岩上面は，南東に向かって急傾斜している．淀測線で認められた撓曲に似ている．後者の撓曲は，堀川 巨椋池測線と淀測線の撓曲を結ぶ線上に位置することから，宇治川断層と判断した．

B.桃山南測線

(a)基盤岩（丹波帯・古生層）上面の標高分布

基盤岩上面相当の反射面はCDP1 150の標高-50 -200m付近に不明瞭ながら認められたが，他では判らない．

(b)大阪層群の構造

CDP1からCDP150付近まで，大阪層群上部は不明瞭ながら，標高0 -100m以浅で，南に傾いて分布する．JR奈良線から京阪宇治線までの区間で，急斜帯に変わる．さらに，南側の測線終端まで標高-260m以浅に明瞭な反射面として，ほぼ水平に分布する．大阪層群下部は，不鮮明な反射面である．

(c)断層・撓曲

CDP150～250の大阪層群上部中に撓曲帯が認められた．宇治川断層の西方からの延長上に当たり，宇治川断層に該当すると考えた．

C.小栗栖 - 石田測線

(a)基盤岩（丹波帯・古生層）上面の標高分布

基盤岩上面相当の反射面は，山科川付近より南東側のCDP370から測線南東端まで標高-450～-550mに認められた．反射面は南東側に向かって10°程度で傾く．一方，山科川より北西側で，基盤岩上面相当の反射面は不明である．

(b)大阪層群の構造

大阪層群上部はCDP100～350区間で標高-400m程度まで，ほぼ水平に分布しているが，CDP350より南東側では地層が南東側に向かって浅くなる．この区間，非常に明瞭な反射面が認められる．一方，CDP1～100では，反射面が不明瞭であり，標高-100m程度以浅までの反射面しか得られていない．その反射面は，10°程度で南東に傾く．

大阪層群下部は山科川より南東側では，大阪層群上部～基盤岩上面まで100～200mの層厚で分布するが，山科川から新小栗栖街道までは，基盤岩上面の反射面が得られてないことから，層厚は不明である．

(c)断層・撓曲

桃山丘陵の南東縁部CDP1 100までの区間，大阪層群，基盤岩上面の反射面共に不明瞭である．最上部の反射面は僅かに南東に傾くようにも見えるが，良く分からない．この区間を含め，山科川までの区間に宇治川断層の延長が想定される．CDP1 100区間の記録が悪く，ここでの宇治川断層の存在は不明である，そこから山科川までの区間に宇治川断層を示唆する構造は認められない．CDP1 100付近の不明瞭な表層の南東傾斜は，宇治川断層か，大阪層群の構造を反映したものか，あるいは丘陵中に分布するとされている小栗栖断層（岡田他，2000）(17)に関連するものか判らない．

CDP350より南東側に，大阪層群中の撓曲（地層の急斜）が認められた．木幡断層(17)の北側延長部に相当し，相対的に西落ちのセンスから判断し，木幡断層に対応する可能性がある．

文献

(17) 岡田篤正・東郷正美(2000)：近畿の活断層．東京大学出版会，395.

3.3. S波探査の結果

反射記録（図3.4）の右側(南側)で，反射面はほぼ水平で，堆積構造を反映している．図中央（CDP215）付近から左側で，反射面は水平から南へ急斜する構造に変わり，図左のCDP40まで続く．さらに左側では，探査の制約もあり，急斜は不鮮明となる．確認されたその幅は約175mである．この反射面の急斜（撓曲）に近接するP波探査を参考に，宇治川断層による地層の撓曲と判断した．また，S波深度断面の作成にあたっては，No.3孔のS波検層結果を用いた．

3.4. ボーリング調査

3.4.1. 地点の選定

S波探査結果から撓曲（断層）の下端（CDP215）を判定した．そこから10m南側を変位の及んでいない下盤側とし，No.3ボーリング(CDP225)の位置とした．撓曲上盤側の位置はS波探査で決まらないので，P波探査堀川 巨椋池測線で示された撓曲幅約200mを参考に，No.3からほぼ北に約300m離れた宇治川北岸を上盤側とし，No.1ボーリングの位置とした．No.2(CDP75)はNo.1とNo.3の間で，撓曲帯中に位置する．掘削長はNo.1～3の順に153m，100m，200mで，南の沈下側を長くした．

コア採取率はほぼ100%である．地層の特徴や各種分析結果から，地層を対比して地質断面図(図3.5)を作成した．図3.5で示されるように，地層は南に傾き，S波探査で推定された撓曲が確認された．

3.4.2. 地質構成

表土を除いて，肉眼観察で，上部から下部の順に 層に分けた．層は表層のシルトを主体とする地層である．その下位に分布する礫層は色調から上位の灰色礫層と下位の褐色礫層に分けられる．上位の灰色礫層を 層とした．褐色礫層とその下位の砂・シルト互層を一括し， 層とした．層と 層とは，漸移的に変わる．

A. 層（暗灰色シルト層）

層は腐植質シルトを主とし，薄い砂層を挟む．暗灰～暗緑灰で，軟弱である．淡水成堆積物を示す藍鉄鉱が点在している．巨椋池周辺の低湿地～湖沼堆積物である．No.1で層厚は約7m，南側のNo.3では約11mと南側で厚くなる．No.1標高2.7m付近に微量な鬼界アカホヤ火山灰起源の火山ガラスを観察した．下位の 層とは不整合関係で接する．

B. 層（灰色礫層）

層は， 層直下の暗灰～オリーブ黒色の礫を主とする地層で，No.3では 層最上部にやや厚い砂層や腐植質シルトを伴う．この部分の一部は花崗岩起源の砂を交えるが，他の部分の礫や基質の砂は中・古生層起源である．礫層中に粗粒砂を挟むこともあるが薄い．礫径は5～10mmの中礫が多い，一部で40～50mm径の礫や砂分の多い部分もある．垂円～

円礫が多い。礫種はチャートが多く、次いで砂岩、頁岩である。基質は粗砂である。No.1で層厚は約7m、基底面標高は-5.4m付近である。No.2で層厚は約12m、基底面標高は-10.8mである。No.3で層厚は13m、基底面標高-12.4mである。南側のNo.3で層厚は大きく、基底面標高は低くなる。下位の層とは不整合関係と思われるが、境界付近で色調以外に構成物に顕著な差異は認められず、両地層の関係は明瞭でない。

C. 層（褐色礫層～砂シルト互層）

本層の上部は黄褐色～褐色礫層が卓越し、下部は砂シルトの互層が卓越する。No.3ではこの区分は明瞭で、その境界は標高-71.4m付近である。No.1,2でこの境界は漸移し、明瞭でない。幅広く見ると層相の変化は明瞭である。No.1標高-28.9m付近、No.2標高-53.8m付近を境界とした。

褐色礫層は、5 20mm径の円～亜円礫を主体として、チャート、砂岩、頁岩礫からなる。一部に腐植物を含む層厚1 2mの砂あるいはシルトを挟む。No.3標高-42.6m付近のシルト中に角閃石を含む火山灰(BT74)がある。

花崗岩起源の石英や長石など花崗岩起源の礫層基質の白色砂が最初に目立って、増える層準がある。No.1 3の順に、その層準の標高は-26.4m、-47.3m、-64.4mである。

下部の砂シルトの互層部分のシルトは殆どが暗緑灰色で、藍鉄鉱が散在し、淡水成と判断される。No.3標高-72.4m付近やNo.1標高-112.9m付近等に海成粘土を示す青灰色に近い色調のシルトが僅かに散在する。シルトには腐植を含むことが多い。砂は細礫を含む粗砂が主体である。後述するように、No.1標高-140m付近の火山灰（八丁池）とNo.3標高-143.4m付近の桃色の火山灰（サクラ）および標高-165.9～-167.3mの白色火山灰（佐川）を観察している。

D. コアに現れた構造

砂層やシルト層中の葉理面（ラミナ）あるいは層理面の傾斜角を図3.6にまとめた。

No.1の中～下部で測定できた。そこでは、ほぼ5 10度程度の傾斜が認められる。15 20度を示す部分は極僅かである。

No.2では標高-70 -80m付近のみ測定できた。ここでは、20-30度とやや高角度を示す部分があった。

No.3では、中～下部の砂質～シルト質部分で測定ができた。殆どが10度程度以下であり、20度を超す部分は測定数の中で低率である。

S波探査からNo.3付近の反射面はほぼ水平で、堆積面も同様と判断される。No.2の標高-30m付近で10度、標高-70mで20度の反射面の傾斜が読み取れる。従って、No.2の30度程度のものは、断層との関係があると考えられる。それ以下の傾斜については、初生的な堆積構造の可能性もあり、識別できない。

シルト中の潜在せん断面は乾燥すると顕在化する。No.1の標高-98～102m付近に70 80度、No.2の標高-57m付近に50 60度、No.3の標高-100m付近に10度で傾くせん断面と標高-170m付近の60 70度のせん断面を観察している。高角度のせん断面は、断層

の変形（塑性変形）限界を越える応力での小規模な破断と見なせる。

3.5. コア試料の分析

3.5.1. 炭素年代測定

表層近くの層（淡水成シルト層）を中心に試料を採取，分析した。測定値を図3.7に示した。一部に古い年代値の下位に新しい年代値が現れる年代値の逆転が認められる。それらを除くと，後述の火山灰分析から推定された年代値と概ね一致する。

3.5.2. 火山灰分析

肉眼観察でいくつかの火山灰を検出したが，ボーリング間に共通するものはなく，それだけで地層対比はできない。肉眼観察での火山灰検出には限界があることから，連続試料の洗い出しによる概略分析を行った。対象試料は層を中心に，層～層の地質層序から産出が予想されたもので，礫層基質を含む細粒土である。10cm間隔で連続的に試料を採取し，前処理を終えた全ての試料を倍率100倍で検鏡した。火山性物質が検出された試料については，詳細分析を実施した。

A. 標高-10m以浅の火山灰

標高-10m以浅の地層中から，3.1ka（ka=千年前）の伊豆半島起源のカワゴ平火山灰（Kg），中国山地三瓶山起源と思われる角閃石を特徴とする火山灰（Ho），南九州から飛来した7.3kaの鬼界アカホヤ火山灰（K-Ah）や25-28kaの始良-丹沢火山灰（AT）の降灰層準を試料の検鏡で，決定した。さらに，No. 3では89kaの阿蘇-4（Aso-4），95kaの鬼界葛原（K-Tz）を検出し，同定した。しかし，No.1,2の同層準と思われる部分からそれら火山灰は，検出できなかった（図3.7）。火山灰の年代値はMachida,1999)(18)を参考した。

B. 標高-10m以深の火山灰

標高-10m以深の地層の肉眼観察で，発見された火山灰を組成や鉱物の屈折率から以下の通り，既知火山と対比・同定した。

八丁池 火山灰（No.1標高-139.8m），BT74火山灰（No.3標高-42.6m），サクラ火山灰（No.3標高-143.4m），佐川 火山灰（No.3標高-165.9-167.3m）である。ボーリング間に共通する火山灰は検出できなかった。連続試料分析で，以下の火山灰を検出し，対比の資料とした（図3.8）。

No.1標高-10m付近とNo.2標高-28.1m付近にBT74火山灰を検出した。その年代は360kaとされている(吉川・井内,1991)(19)。

No.1標高-70.3mにカスリ火山灰（町田・新井，1992；Yoshikawa,1984）(20,21)を検出した。その年代を，西村・笹島(1970)は 380 ± 30 ka， 370 ± 40 ka，鈴木(1988)は 420 ± 80 kaと報告している(22)。

ここでは花粉分析から明らかにされた大阪層群海成粘土Ma9の下位にカスリ火山

灰が産出する。Ma9の基底を京都市(2000)(14)は400ka, 須貝他(1999)(23)は420ka程度としている。また, カスリ火山灰の下位に約520kaサクラ火山灰(小森笠森11)(Machida, 1999)(18)があることから, カスリ火山灰を470kaと推定した。

No.1標高-100mに多量の普通角閃石火山灰を検出したが, 既知火山灰と対比できるものではなかった。

No.1標高-102.2mに緑色普通角閃石, 少量の斜方輝石, 高温型石英が多く含まれる火山灰を検出した。鉱物の屈折率から下門(下門)火砕流に対比した。Machida(1999)(18)は下門火砕流を樋脇火砕流(570-580ka)と呼び, Ma6層準直上としている。佐川もほぼ同層準とされていることから, 両者は近い層準と見なすことができる。ただ, Ma6堆積期間は数万年間で, 細かいに対比基準とはならない。京都市(2001)(14)はMa6を600kaとしており, 佐川を560ka, 下門火砕流を580kaとした。

No.1の標高-78.7m付近で, サクラ火山灰を検出した。サクラ火山灰はMachida, 1999(18)で520kaとされている。

なお, 八丁池火山灰は京都市(2001)(14)を参考に, 700kaとした。

文献

- (18)Machida, H., (1999): Quaternary Widespread Tephra Catalog in and around Japan: Recent Progress. 第四紀研究, 38, 194-201.
- (19)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.
- (20)町田洋・新井房夫(1992): 「火山灰アトラス」東京大学出版会, 276.
- (21)Yoshikawa, S., (1984): Volcanic ash layers in the Osaka and Kobiwako Group, Kinki District, Japan. J. Geosci. Osaka City Univ., 27, 1-40.
- (22)市原 実編(1993): 大阪層群. 創元社, 340.
- (23)須貝俊彦・杉山雄一・水野清秀(1999): 深度 600m ボーリング(GS-NB-1)の分析に基づく過去 90 万年間の濃尾平野の地下層序. 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), 69-76.

3.5.3. 花粉分析

主としてNo.3の層中の比較的厚いシルトを対象に分析した。花粉構成から下位から帯に区分した(図3.9, 表3.1)。

帯における花粉化石群集は, 現在の植物分布からみると, 寒冷な地域(亜寒帯: 亜高山帯)のトウヒ属, モミ属, マツ属が少なく, 主に温暖な地域(温帯~暖温帯)のアカガシ属, スギ属, コウヤマキ属, ブナ属などが優占する。さらに, 暖かな地域(暖温帯~亜熱帯)のサルスベリ属やフウ属も産出する。温暖な気候であったと推定される。以下に各帯について述べる。

A. 帯 (No.3, 標高-168.9 -187.9m, 4試料)

下部(a帯No.3標高-186.9~-187.9m, 2試料)ではブナ属が優占し, アカガシ属,

コナラ亜属，ニレ属 - ケヤキ属，サルスベリ属からなる暖温帯性の広葉樹林であり，上部（b亜帯No.3標高-168.9～-169.9m,2試料）ではコウヤマキ属やスギ属などの温帯針葉樹が分布を広げたと推定される．スギ属の分布拡大は降水量の増加によるものと推定される．なお，フサモ属の産出により湖沼などの水域の環境が推定される．

B. 帯（No.3 標高-139.9 -140.9m,2試料）

スギ属が優占する温帯針葉樹林であり，ハンノキ湿地林も分布していたと推定される．

C. 帯（No.3標高-127.9 -129.9m,2試料）

花粉化石が充分でなく，古環境について判断し難い．

D. 帯（No.1標高-30.4 -31.4m,2試料,No.3標高-71.9 -98.9m,9試料）

下部（a亜帯No.3標高-97.9 -98.9m,2試料）ではアカガシ亜属からなる暖温帯常緑広葉樹林が分布していた．中部（b亜帯No.3標高-84.9 -86.9m,3試料）では暖温帯常緑広葉樹林がやや衰退してコウヤマキ属，スギ属，フウ属などが分布を広げたと推定される．上部（c亜帯No.3標高-71.9 -74.9m,4試料）ではブナ属が優占しニレ属 - ケヤキ属，サルスベリ属などからなる落葉広葉樹林が分布を広げたと推定される．中・上部ともにフウ属とサルスベリ属の分布により暖温帯～亜熱帯の暖かな気候が推定される．

E. 帯（No.2標高-27.3 -28.3m,2試料,No.3標高-40.1 -42.9m,4試料）

下部（a亜帯No.3標高-42.9m,1試料）ではコナラ亜属が優占し，ニレ属 - ケヤキ属，サルスベリ属，ブナ属，コウヤマキ属からなる暖温帯針・広混交林であった．中部（b亜帯No.3標高-40.85 -41.9m,2試料）では花粉化石の保存・産出が悪いが，サルスベリ属を産出することから温暖な気候であったと推定される．上部（c亜帯No.2標高-27.3 -28.3m,2試料,No.3標高-40.1m,1試料）ではスギ属が優占する温帯針葉樹林であり，ハンノキ湿地林も分布していたと推定される．

分析結果と火山灰層序を参考に，帯 Ma7層，層 Ma9層，層 Ma10層に対比した．

3.5.4.珪藻分析

層のシルトの多くは，灰緑色で，散在する藍鉄鉱から淡水成と思われた．しかし，一部で，青灰色の海成を示唆する部分がある．No.3 層上部を中心に，その部分を分析した（図3.10）．

A.No.1 ボーリング試料

標高-30.4mと-31.4mのシルト中の珪藻化石は共に，淡水生種を主体に海水生種，海水～汽水生種，汽水生種を伴った種群で構成される．淡水生種の占める割合は65～83%で，内湾～沿岸の環境下で堆積したものと考えられる．

B.No.2 ボーリング試料

標高-27.3mと-28.3mのシルト中の珪藻化石は共に少ない．沖積地等での氾濫堆積の可能性が考えられるが，確定ではない．

C.No. 3 ボーリング試料

7層準のシルト試料を分析した。3試料は十分な化石が得られなかった。標高-41.9mのものは、すべて淡水生種であり、堆積時は低地の水の影響が少ない場所であった可能性が考えられる。標高-72.9m、-73.9mのものは共に、海水生種、海水～汽水生種および汽水生種等の海域の種群で構成される。いずれも沿岸海域や内湾に生育する種群である。標高-84.9mのものには珪藻は少ないが、海水生種と淡水生種の混在から沿岸低地 デルタが推定されるが確かではない。

分析結果と層相の特徴などからNo.1標高-30.4 -31.4mとNo.3標高-72.9 -84.9mのシルト層は共に内湾～沿岸海域の環境を示し、Ma9層準の可能性が示唆された。

4. 宇治川断層について

4.1. 宇治川断層の分布（長さ）と連続性

4.1.1. 宇治川断層の性質

断層を横断するP波探査の測線は、西から東の順で、八幡測線、淀測線、堀川 巨椋池測線、桃山南測線、小栗栖 石田測線の7測線である。最も北東の小栗栖 石田測線を除き、各測線での断層は、基盤岩上面やそれを覆う大阪層群が南側沈降の共通の性質を持つ。基盤岩上面の形状が明瞭に現れた堀川 巨椋池測線では、基盤岩上面は断層で切断されているが、他の測線でその関係は明瞭に現れていない。断層付近の大阪層群中の反射面は基盤岩上面の変位・変形と調和的で、幅200m程度の急斜帯（撓曲）として現れる。下位ほどその変位量が大きく、地表近くでは殆ど水平となり、変位の累積性が認められる。

4.1.2. 各測線での特徴

西方の八幡測線では基盤岩上面を基準とすると、その変位量は約120mである。淀測線で基盤岩上面の変位量は明瞭ではないが、基盤岩上面近くの大阪層群中の反射面では、約120mの変位量が認められる。堀川 巨椋池測線では基盤岩上面に約150m、三栖測線では基盤岩上面に約200mの変位が認められる。観月橋測線では、宇治川断層付近は大阪層群が周囲に比べて、急斜帯として現れるが、断層を挟んでの基準となる反射面は不明瞭である。桃山南測線でも、観月橋測線と同様に断層帯は、大阪層群の急斜帯として現れる。両測線共、変位量の見積もりは難しい(図2.6,図3.2)。

このように、南西方の八幡、淀測線から三栖測線まで、ほぼ水平な基盤岩上面や大阪層群が、宇治川断層で変位を受けている状況は明瞭であるが、北東方の観月橋、桃山南測線では、基盤岩上面や大阪層群は見かけ上、南に傾き、そこでの断層や撓曲はやや不明瞭である。小栗栖-石田測線では、断層が想定される桃山丘陵と山科川間（約500m）の内、桃山丘陵側の約100m間の記録が悪く、この区間の断層の存在は不明である。残りの区間(400m)に、断層を示唆する構造はない。

4.1.3.宇治川断層の分布

各測線で認められた宇治川断層を連ねると、西南西方の桂川と宇治川合流付近から東北東方の桃山丘陵南西縁までのN55 60E方向で、ほぼ直線状に延びる。西端は、八幡測線以西に延びるが、有馬 高槻構造(断層)帯高槻 天王山断層(17)には繋がらない。北東延長では桃山丘陵南東縁付近を通り、小栗栖断層の分布方向に延びると思われたが、想定地点に断層の証拠は得られなかった。確認された長さは約9kmである(図4.1)。

4.1.4.B1面の分布

各測線の反射パターン、解析速度、明瞭さから同一と思われる反射面の内、最上の反射面(B1面,図4.2)を用いて、等深線図(図4.3)と宇治川断層の変位量(表4.1)を作成した

八幡測線から観月橋測線までの6測線では、B1面に現れた宇治川断層の撓曲帯は明瞭で、その変位量は堀川 巨椋池測線の約35m、三栖測線の約40mを除くと、他は30m前後で、八幡測線から観月橋測線までの約7.5kmの区間、宇治川断層の変位量ほぼ30m程度の一定であった可能性がある。宇治川断層の上下盤の分布深度について見ると、両盤は西側に向かって、緩く傾くことが、読み取れる。

堀川 巨椋池測線での断層上盤でのB1面標高は-20m、下盤での標高は-55mである。約0.5km西側のボーリング調査から、この標高はBT74火山灰層準と大阪層群海成粘土Ma9層とのほぼ中間に位置するもので、年代値として360 400ka間にあるものと思われる(表4.2)。

4.1.5.重力探査結果との比較

重力探査から京都盆地地下の基盤岩分布が推定されている(図4.3)。男山付近から桃山付近を境に、北側の基盤岩分布標高は、-200 -300m以浅であるが、南側では-500 ~ -600mと深くなり、盆地は二つの部分からなることが明らかにされた。両者の境界に宇治川断層は重複し、盆地分化に関係する断層と見なされる。一方、範囲内での基盤岩分布図で、有馬 高槻構造(断層)帯は明瞭ではない。

男山付近北部で、宇治川断層を示唆する基盤岩上面の急崖は認められないことから、宇治川断層が、南西方に長く延びるとは思えない。北東側の小栗栖付近は2つに分かれる盆地の境界の東端で、基盤岩上面は南西側へ傾くが、その斜面の比高は中央に比して小さい。基盤構造から宇治川断層の有無は解らない。

4.1.6.連続性に関する情報

宇治川断層の西方延長付近に有馬 高槻断層帯(構造線)がある。政府の地震調査委員会は有馬 高槻断層帯に関する調査をまとめ、平均的な断層のずれ速度を1.5m/千年(横ずれ成分)、最新活動時期を1596年慶長伏見地震で、その前の地震を奈良時代以降鎌倉

時代以前とした．平均活動間隔は1～3千年程度，1回のずれ量を3m程度と評価した（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2001）．

後述するように，宇治川断層と有馬高槻構造（断層）帯のそれぞれの活動度や活動履歴は，異なる．

4.2.宇治川断層の活動性や活動履歴の検討

断層の上盤と下盤の地層に，共通する層準が複数確認された．一部は広域指標火山灰で年代値がよく知られている．他の層準の年代値については，大阪層群海成粘土との対比などで，層準の年代値を決め，確かな年代値，不確かな年代値に分けて表4.2に示した．この層準を基準に宇治川断層の鉛直平均変位速度や断層上下盤側の平均堆積（沈降）速度を検討し，表4.2と図4.5に示した．

4.2.1.最新活動時期

7.3ka（ka=千年前）のK-Ah火山灰や4.7kaと推定されるHo火山灰(24)および3.1kaのKg火山灰層準の標高を基準とすると，断層間での高度差はそれぞれ1.9m，1.1m，1.8mである．Ho火山灰の差が他に比べてやや小さいが，他は2m弱でほぼ同じと見なせる．火山灰はほぼ水平な地形面に降灰し，堆積したと考えられる．従って，これら高度差は，同じ地震で，北側隆起の変位を受けた結果と解釈できる．最新の地震活動は，カワゴ平火山灰の降灰時以降である．同断層に関する歴史被害地震の古文書が残されていないことから，古文書が多くなる約千年前より以前に活動があったことは確実であろう（図3.7）．

文献

(24) 福岡孝，松井整司(2002)：AT降灰以降の三瓶山噴出物の層序．地球科学,105-122．

4.2.2.単位変位量と活動間隔および活動度

A.単位変位量

上記の高度差から1回当たりの鉛直変位量は2m弱で，水平変位量は不明である．

B.鉛直平均変位速度と活動間隔および活動度

25～28kaの始良丹沢火山灰層準は4m変位し，2回の変位（地震活動）を受けていると解釈される．1回前の活動時期の特定ができないので，活動間隔は決まらない．仮に始良丹沢火山灰(25-28ka)以降で最新活動時期(1-3ka)までの中間時を活動間隔とすると，1万2.5千年程度が試算される．この値で，鉛直平均変位速度を求めると，0.16m/千年程度で，活動度B級下位と推定される．

これは最近の始良丹沢火山灰以降の活動から推定されたものであるが，本調査で，少なくとも520ka（サクラ火山灰）以降の断層の活動履歴が解明されている．表4.2中の始

良丹沢，BT74，サクラ火山灰の年代値は他のものより，信頼できるので，それを基準に平均変位速度を求め，図4.5に示した．始良丹沢火山灰以前からBT74火山灰以降までの約333ka間の断層の平均変位速度は0.09m/千年である．始良丹沢火山灰以前からサクラ火山灰以降までの493ka間では0.12m/千年となる．二つの数字は近似し，信頼できると思われる．前述の始良丹沢火山灰以降の平均変位速度を考慮すると，宇治川断層の平均鉛直変位速度*は0.09～0.16m/千年となるが，長期間のデータから推定した0.09～0.12m/千年の値が信頼出来る．この値と単位変位量から平均活動間隔を求めると，1万7千～2万2千年となる．

これら検討から，宇治川断層は少なくとも，52万年前以降の活動度はB級最下位～C級最上位程度で，ほぼ一定の鉛直平均変位速度(0.09～0.12m/千年)で活動していたと推定される．平均活動間隔は1万数千年～2万数千年で，52万年前以降の累積変位量を45～60mと見積もることができる．

[注 変位速度や堆積速度の推定で，シルトの圧密効果を考慮していないが，サクラ火山灰層準以浅は圧密を受けにくい礫や砂が卓越する．ここでの平均堆積速度は堆積と浸食の総和を示す．]

C.上下盤の堆積（沈降）速度

上下盤のBT74層準以浅から始良丹沢火山灰層準までの平均堆積速度と，それ以深の平均堆積速度には明瞭な差異が認められる．すなわち，上盤側No.1のBT74以深では，0.43m/千年の平均堆積速度であるのに対し，以浅では0.03m/千年と大変小さくなる．下盤側No.3のBT74以深では，0.63m/千年であるが，以浅では0.11m/千年と，ここでも以浅の速度は小さくなる（図4.5）．

このような平均堆積速度の変化は，層相にも反映していると思わせる．すなわち，各ボーリングのBT74以深の層相は，砂シルトが比較的多いが，以浅で始良丹沢火山灰層準まで礫層が卓越し，堆積速度の大きい沈降域とそうでない場所の差異が層相に現れている．

このように，宇治川断層を境に上盤側の京都盆地北部と下盤側の南部の分化と沈降は，少なくとも約70万年前以降から活発であった．沈降については，36万年前以降その速度は，それ以前の10～20%まで減少することが明らかとなった．沈降速度に現れた変化が地域的なものなのか，広域的なものなのかについては，より多くの資料の蓄積と検討が必要であろう．

5．まとめ

平成12・13年度に亘り，宇治川断層を対象にP波探査，S波探査およびボーリング掘削と試料分析を行って，断層の諸性質を明らかにした．

- (1) 宇治川断層は，桂川，宇治川合流付近から東北東方向に宇治川に沿って延び，桃山丘陵から方向をやや北に変え，桃山丘陵南東縁を走る．小栗栖付近の丘陵と山科

川間に宇治川断層を想定したが、そこに断層存在の証拠は得られなかった。一方、西南西延長の有馬 高槻構造（断層）帯高槻 天王山断層に断層は繋がらないが、さらに西方に延びる。確認された長さは約9kmである。

- (2) 八幡測線から観月橋測線までの長さ8kmの区間、各測線に共通して現れるB1反射面を基準とすると、宇治川断層の変位量は30m程度のほぼ一定であると推定される。B1面は分布標高を基に、ボーリング調査で明らかにされた地層に対比すると、BT74火山灰（36万年前）と大阪層群海成粘土層Ma9（40万年前）との間の層準に、位置する。
- (3) 宇治川断層の最新活動時期は約1 3千年前と推定される。1回当たりの変位量は2 m弱で、平均活動間隔は1万数千～2万数千年である。少なくとも52万年前以降の長期的な鉛直平均変位速度は0.09 0.12m/千年、B級最下位～C級上位である。このような宇治川断層の活動で、少なくとも約70万年以降、上盤側の京都盆地北部と下盤側の南部との分化は促進された。
- (4) 36万年前（BT74火山灰層準）以前の盆地南部（断層下盤側）の堆積（沈降）速度は0.63m/千年で、盆地北部（上盤側）は0.43m/千年であるのに対し、それ以降の盆地南部（下盤側）の堆積速度は0.11m/千年、盆地北部（上盤側）は0.03m/千年となり、36万年前を境に、以降の盆地の沈降速度は、以前の約10 20%に激減することが明らかとなった。

