平成 25 年度「活断層の補完調査」

成果報告書

奈良盆地東縁断層帯

平成 26 年 5 月

独立行政法人 産業技術総合研究所

本報告書は、文部科学省の科学技術基礎調査 等委託事業による委託業務として、独立行政法 人産業技術総合研究所が実施した平成25年 度「活断層の補完調査」の成果を取りまとめた ものです。 目 次

1.	業務の内容		1
2.	業務の成果		2
2	1 断層	帯の概要とこれまでの主な調査研究	2
2	2. 2 調査	内容および結果	3
	2. 2-1	地形調査	3
	2. 2-2	反射法弾性波探查	15
	2. 2-3	地中レーダー探査	16
	2. 2-4	ボーリング調査	18
	2. 2-5	トレンチ調査	20
2	2.3 今市	地区での調査結果から推定される地質層序と構造	21
2. 4 まとめ			22
	2.4-1	断層帯の位置および形態	22
	2. 4-2	断層帯の過去の活動	26
3.	活動報告		30
4.	むすび		30
文	献		31
X	表		33

1.業務の内容

(1)業務題目

活断層の補完調査

(2) 担当者

吉岡敏和 活断層・火山研究部門 活断層評価研究グループ 上級主任研究員 粟田泰夫 活断層・火山研究部門 活断層評価研究グループ 上級主任研究員

(3)業務の目的

地震調査研究推進本部地震調査委員会による活断層の長期評価の高精度化に資するため, 基盤的調査観測対象断層帯の中で補完調査が必要とされた断層帯のうち,奈良盆地東縁断層 帯(京都盆地-奈良盆地断層帯南部)について現地調査を行い,断層の位置形状,断層の活 動性および活動履歴を明らかにすることを目的とする.

(4) 当該年度における成果の目標

基盤的調査観測対象断層帯に追加された断層帯および補完調査が必要とされた断層帯のう ち,奈良盆地東縁断層帯(京都盆地-奈良盆地断層帯南部)について現地調査を実施し,断層 の位置形状,断層の活動性および活動履歴を明らかにすることを目標とする.

(5)業務の期間

平成25年7月1日~平成26年3月31日

2. 業務の成果

2.1 断層帯の概要とこれまでの主な調査研究

本報告でとりまとめた奈良盆地東縁断層帯(京都盆地-奈良盆地断層帯南部)は,京都府精 華町から奈良県奈良市付近を経て桜井市に至る活断層帯である(図1および表1).

地震調査研究推進本部(1997)によれば,京都盆地-奈良盆地断層帯は京都市山科区から奈 良県桜井市に至るほぼ南北に延びる活断層帯とされた.その後,地震調査研究推進本部地震 調査委員会(2001)は、同断層帯のうち京都府城陽市より南の、京都盆地南東縁から奈良盆 地東縁にかけて延びる断層帯を「京都盆地-奈良盆地断層帯南部」に区分して、奈良盆地東縁 断層帯と呼んだ(図2).

本断層帯付近の活断層の存在や位置は,活断層研究会編(1980, 1991), 1:25,000 都市圏 活断層図(岡田ほか, 1996;相馬ほか, 1997 および八木ほか, 1997),岡田・東郷編(2000), 尾崎ほか(2000),西岡ほか(2001),池田ほか編(2002),

中田・今泉編(2002), 脇田ほか(2013)などに示されている(図3).

活断層研究会編(1980, 1991)は、本断層帯付近のうち、山科盆地東縁から奈良盆地東縁 にかけてほぼ南北方向に連続する活断層の存在を示しているが、北部の宇治から多賀に至る 約7kmの区間については不明瞭であるとしている.また、岡田ほか(1996)は、この宇治– 多賀間には活断層が存在しないとし、岡田・東郷編(2000)もこの区間には活断層を表示し ていない.一方で、岡田ほか(1996)、岡田・東郷編(2000)、池田ほか編(2002)は、こ の区間において高位段丘面の撓曲や傾動を示している.このように、本断層帯の北部につい ては、既存の調査・研究による見解が必ずしも一致していない.

本断層帯のうち、南部の奈良盆地に分布する断層帯については、寒川ほか(1985)は段丘 区分と撓曲変形構造を記載して、断層の平均変位速度を算出するとともに、第四紀中期更新 世以後において、断層活動が山麓(東側)から盆地側(西側)へ移動してきたことを指摘し た.また、奥村ほか(1997)は奈良盆地に分布する断層帯の中央部において、反射法地震探 査およびボーリング調査等で地下の断層構造を明らかにするとともに、トレンチ調査等によ り天理撓曲の更新世後期以降の活動履歴を推定した.さらに東郷(2000)は、断層上に位置 する古墳がその活動により変位している可能性を指摘した.

これらの調査結果を受けて、平成13年7月に公表された地震調査研究推進本部による長期 評価(地震調査研究推進本部地震調査委員会,2001)では、奈良盆地東縁断層帯では、マグ ニチュード7.4程度の地震がし、その際に断層帯の東側が西側に対して相対的に概ね3m程 度高まると推定された(図2).また、今後30年以内にそのような地震が発生する長期確率 はほぼ0-5%と求められたが、本断層帯の過去の活動が十分に明らかではないとから信頼度 が低いとされている(地震調査研究推進本部地震調査委員会,2001).さらに、最新活動時期 が十分に絞り込まれておらず、また、平均活動間隔についても信頼度の高いデータが得られ

ていないことから、断層帯の過去の活動履歴をより一層明らかにすることが必要であるとさ れた(地震調査研究推進本部地震調査委員会,2001).

その後、本断層帯については、中田・今泉編(2002)および池田ほか編(2002)が変動地 形判読に基づいた詳細な活断層分布を明らかにし、尾崎ほか(2000),西岡ほか(2001)お よび脇田ほか(2013)は、京都盆地南部から奈良盆地に至る地域の地質および地質構造の詳 細を明らかにしている.このうち脇田ほか(2013)は、花折断層帯と奈良盆地東縁断層の境 界に当たる、従来は顕著な活構造が知られていなかった京都府宇治市および城陽市付近にお いて、段丘面群の傾動を見出した.なお、吉岡ほか(2005)は、本断層帯を、京都盆地南部 東縁に分布する長さ19kmの井手活動セグメント、京都盆地南部の南西縁から奈良丘陵にかけ て分布する長さ11kmの佐保田セグメント、および奈良盆地東縁に分布する長さ21kmの天理 セグメントに区分している.

2.2 調査内容および結果

奈良盆地東縁断層帯(京都盆地-奈良盆地断層帯南部)については,最新活動時期が十分に 絞り込まれておらず,また,平均活動間隔についても信頼度の高いデータが得られていない (地震調査研究推進本部地震調査委員会,2001).また,地震調査研究推進本部地震調査委 員会(2001)は,断層線の位置について岡田・東郷編(2000)の図によったが,その後に公 表された詳細な活断層の位置に関する研究結果では異なる見解も示されている.

このため本調査では、最初に、主に空中写真判読と国土地理院の基盤地図情報数値標高モ デルを利用した地形調査に基づいて、断層帯全域の地形面区分と変動地形の抽出を試み、断 層の位置および形態について再検討した.次いで、断層帯のうち最近の活動を記録している 可能性が高い西縁の帯解断層において、反射法弾性波探査と地中レーダー探査、および群列 ボーリング調査によって地下数mに伏在している低位段丘相当層および完新統の分布と構造 の概要を明らかにし、後期更新世末期以降の活動時期を解明する目的でトレンチ調査を実施 した(図1).

2. 2-1 地形調査

(1) 地形調査の手法

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2001)が評価した奈良盆地東縁断層帯の活断層の 分布と確実度については,異なる見解(活断層研究会編,1991;中田・今泉編,2002および 池田ほか編,2010)も少なくない(図3).このため,断層帯の全域および北方の花折断層 帯南部との境界にあたる京都府宇治市および城陽市付近について,空中写真および地形図な どの判読に基づいて地形面区分と変動地形の抽出をした.

使用した空中写真は、米軍が1948年に撮影した縮尺約1万6千分の1モノクロ写真、国土

地理院が1961年に撮影した縮尺1万分の1のモノクロ写真および国土交通省が国土画像情報 (カラー空中写真)として提供していた1975年に撮影された縮尺1万分の1のカラー写真で ある.また,基盤地図情報数値標高モデル(5メッシュおよび10mメッシュ)を使用して, デジタル標高データの可視化ソフトウェアであるSimpleDEMViewerにより,等高線とともに 標高段彩および地形陰影を合わせて示した複数種類の地形図のステレオ画と地形断面図を作 成し,地形判読に使用した.

(2) 地形調査の結果

判読した段丘面および変動地形は,国土地理院の縮尺 2.5 万分の1地形図上に地形分類図 として編集した.作成した地形分類読図の範囲を図4,地形分類図を図5~11に示す.また, 数値標高モデルから作成した主な地形断面図を図12~16に示す.

1)段丘面区分

調査地域に分布する段丘面は,高位から順に,最高位(H0),高位1(H1),高位2(H 2),中位(M),低位1(L1),低位2(L2)および低位3(L3)段丘面に区分できる.こ れらの段丘面と,既存の調査・研究による段丘面区分との比較を表2に示す.

最高位段丘面(H0): 寒川ほか(1985) および尾崎ほか(2000) によれば, 奈良盆地の東 縁に分布する虚空蔵山礫層は, 最高位の段丘堆積物に相当するが, その堆積原面は残ってい ないとされる.本報告では, 尾崎ほか(2000) に基づいて, 虚空蔵山礫層の分布地域を最高 位段丘面として図に示した.また, 奈良盆地北方の奈良市歌姫町付近には, 後述の高位1段 丘面よりも高い平坦面が認められ, これを最高位段丘面に含めた.

寒川ほか(1985)本段丘面の年代を30-50万年前と推定している.

高位1段丘面(H1):奈良市奈良阪町付近に模式的に発達する段丘面で,樹枝状の谷によって著しく開析されている.奈良盆地の東縁では山麓扇状地性の段丘面群の最も山地側にわずかに残存する.また,木津川流域では,東岸の宇治市から城陽市付近にかけてやや広く分布する.寒川ほか(1985)および尾崎ほか(2000)によれば,本段丘面構成層の表層付近は赤褐色の色調を示し,礫の風化が進んでいるとされる.

寒川ほか(1985)本段丘面の年代を20-25万年前と推定している.

高位2段丘面(H2): 奈良市鹿野園町付近に模式的に発達する段丘面で,直線状の谷によって開析されている. 奈良盆地の東西両縁および木津川の東岸などに比較的広く分布する. 寒川ほか(1985)および尾崎ほか(2000)によれば,本段丘構成層の表層付近は明るい赤褐 色の色調を示し,礫の一部,とくに花崗岩礫では風化が進んでいるとされる.

寒川ほか(1985)本段丘面の年代を10-15万年前と推定している.

中位段丘面(M): 天理市和爾町の北部に模式的に発達する段丘面で,直線状の谷によって やや開析されている.奈良盆地の東縁および木津川の東岸に比較的広く分布する.寒川ほか (1985)および尾崎ほか(2000)によれば、本段丘構成層の表層付近は明褐色--黄褐色の色調 を示し、礫は若干風化しているとされる.

寒川ほか(1985)本段丘面の年代を 5-8 万年前と推定している.

低位1段丘面(L1): 天理市和爾町付近に模式的に発達する段丘面で,中位段丘面を開析 して分布することが多い.比較的に面の保存が良い.奈良盆地の東縁および木津川の東岸に 比較的広く分布する.寒川ほか(1985)および尾崎ほか(2000)によれば,本段丘面構成層 の表層付近は黄褐色-暗褐色の色調を示し,礫はわずかに風化しているとされる.

寒川ほか(1985)によれば,天理市櫟本町付近の本段丘構成層から18410±920 yBPの放射 性炭素同位体年代が得られており,段丘面の年代は1.5-2万年前と推定されている.

低位2段丘面(L2): 天理市市街地付近に模式的に発達する段丘面で,面はほとんど開析 されていない.奈良盆地の東縁および木津川の東岸に扇状地性の段丘面として広く分布する. 脇田ほか(2013)によれば,本段丘構成層の表層付近は暗褐色の色調を示し,礫はほとんど 風化していないとされる.

低位3段丘面(L3): 奈良盆地東縁の扇状地性段丘面群のうち最低位の段丘面であり,現 在の氾濫平野との間には不明瞭な段丘崖や傾斜の変換点しか認められない.木津川流域では, 宇治市市街地付近や巨椋池干拓地の南東方に比較的よく発達する.

2) 変動地形から認定される活断層

調査地域では、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2001)が活断層とした奈良盆地東 縁断層帯のうち、中・南部に当たる奈良盆地の東縁に分布する断層および撓曲にのみ明瞭な 変動地形が認められた.一方、断層帯北部の木津川流域に分布するとされた断層・撓曲につ いては変動地形が認められなかった(図1).しかし、さらに北側の花折断層帯南部との境界 付近では、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2001)によって活断層が分布しないと評 価された地域において、池田ほか編(2002)および脇田ほか(2013)によって指摘されてき た変動地形の存在を再確認した.

宇治傾動帯(命名:脇田ほか,2013)

花折断層帯南部の黄檗断層帯の南南西方に,宇治川沿いの氾濫平野で隔てられて分布する 傾動帯である(図6).宇治市小倉町から城陽市大久保町まで,長さ約4kmにわたって高位-低位の段丘面群に累積的な傾動が確認できる.本傾動帯の中・南部については,活断層研究 会編(1991)がその基部に沿って推定活断層を図示し,池田ほか編(2002)が高位段丘の傾 動を図示している.また,脇田ほか(2013)が段丘面群の累積的な傾動を詳しく記載してい る.

傾動帯北部の宇治市小倉付近では,低位1および低位2段丘面が累積的に西に傾動している(図12のLine 01,02および03).その西側に分布する低位3段丘面も西に緩く傾斜していおり,傾動による変形を受けていると推定できる.さらに西の沈降側は,旧巨椋池の沖

積面に覆われている.また傾動帯の背後(東側)は宇治川に浸食され,その後背平野となっている.

傾動帯中・南部の宇治市伊勢田東方では,高位1段丘面(脇田ほか,2013の高位 I 面) が幅約1kmにわたって西に傾斜しており,その間の高度差は約80mにも及んでいる(図12の Line 04).宇治川南西岸に分布する中位および高位2段丘面(脇田ほか,2013の高位 II 面) 西に傾斜しており,このうち中位段丘面では傾動による高度差は約40mとなっている(図12 のLine 03). 撓曲帯の中部には,NNW-SSE 走向で長さ1.5kmの西側上がりの逆向き断層崖が 認められ,高位1段丘面が上下に約6m変位している.傾動帯の沈降側は木津川東岸の氾濫原 に覆われているが,伊勢田付近には南北に延びる自然堤防もしくは砂礫碓が分布し,氾濫原 とは最大3m程度の比高を示す.ただし,この比高が変位によるものかどうかは判断できな い.

城陽市久津川付近から南では、上記の傾動帯の南延長部に高位2および中位段丘面がやや 広く分布するが、これらの段丘面群には傾動は認められない.

井手断層(命名:藤田,1974)

活断層研究会編(1980, 1991)では,井手断層は,木津川東岸の宇治市付近から山城町上狛 付近に延びる.N-S 走向で長さ15kmの推定活断層とされた.このうち,北部の5km程度の区 間は上述の宇治傾動帯の東側に図示されており,中・南部は木津川東岸の氾濫原と丘陵との 境界に推定された.

本断層に沿っては、大局的には高度差 200-300m 程度の崖地形が連続するものの、岡田ほか (1996),八木ほか(1997),岡田・東郷編(2000)および中田・今泉編(2002)が指摘す る断続的に分布する段丘面の変位・変形は、いずれの地点においても地形的な根拠に乏しい. また、尾崎ほか(2000)および脇田ほか(2013)の地質図によれば、指摘されたような N-S 走向で東上がりを示す地質断層は知られていない.以下では、確実な活断層(位置が不確実 なものも含む)が存在されると指摘された地点について、本調査による検討結果を述べる.

城陽市観音堂付近:八木ほか(1997)は、本報告による扇状地性の低位2段丘面の段丘崖 基部に沿って、東上がりで長さ0.4km以上の活撓曲を図示している(図7).しかし、撓曲 とされた斜面は、沖積扇状地-沖積錐群の一部であり、それらの斜面上半部の東側に沿って分 布する低位2段丘面には変形が認められないことから、本報告では、その付近に活断層を認 めない.なお、岡田ほか(1996)および岡田・東郷編(2000)も、この付近に活構造を認め ていない.

井手町多賀付近:八木ほか(1997)および岡田・東郷編(2000)は,概ね中位段丘面の西 縁に沿って断層崖および撓曲崖を認め,また,多賀の南方では高位2段丘面上に撓曲崖を図 示している(図7).これらの活断層とされる地形の長さは2.5kmにわたる.活断層研究会 編(1991)も,多賀付近において上下変位量40m以下の低断層崖を推定している.しかし,

指摘される断層・撓曲崖を横切る低位2段丘面には変位はなく,東側に分布する中位段丘面 にも傾斜の変化などの変形は認められない(図12のLine 05). さらに,多賀南部付近に分 布する高位2段丘面には,八木ほか(1997)が図示する撓曲崖の位置を挟んで,変位や傾斜 の変化は認められない(図12のLine 06).

山城町平尾付近:八木ほか(1997)は、本報告による低位2段丘面上に、北部ではN-S走向で、さらに南西方に延びる長さ約1kmの活断層を図示している(図7).また、岡田・東郷編(2000)も、段丘面上に撓曲崖を認定している.しかし、指摘された活断層・断層崖は、低位2段丘面と中位段丘面との境界をなす段丘崖と推定でき、東側の中位段丘面に傾斜の変化などの変形は認められない.

山城町椿井付近:八木ほか(1997)は、本報告による中位段丘面上および中位段丘と低位 2 段丘面の境界に長さ 1km 程度の活断層を認定しており、岡田・東郷編(2000)もその付近 の中位面および高位面に撓曲崖を認定している(図 8).しかし、指摘された付近の段丘面 群には変位や変形は認められず、その南延長上に発達する木津川北岸の低位 2 段丘面には変 位や変形はない.

片山付近の断層

本断層は、八木ほか(1997)および岡田・東郷編(2000)によって、木津川市木津の南東 に分布する、NE-SW 走向で長さ約2-3kmの、南東上がりの活断層とされた(図8).しかし、 指摘された断層線付近には木津川南岸の氾濫原と丘陵との境界に直線的な崖地形が発達する ものの、それを開析して発達する扇状地-沖積錐性の低位2段丘面に変位は認められない.ま た、市坂付近では、八木ほか(1997)が指摘する活断層の南西延長にあって、岡田・東郷編

(2000)が指摘する活断を横切って分布する市坂付近の中位段丘面に変位は認められない. さらに,尾崎ほか(2000)の地質図によれば,指摘されたような NE-SW 走向で南東上がりを 示す地質断層や撓曲は知られていない.

僧坊撓曲(命名:佐野,1980)

本撓曲は、木津川西岸の精華町祝園の西方に分布する、NNW-SSW 走向で長さ 2.5km 程度の 活撓曲と推定されている(図 8;活断層研究会編, 1991;八木ほか, 1997;岡田・東郷編, 200;中田・今泉編, 2002;池田ほか編, 2002).ここでは、前期更新世の大阪層群下部層の 撓曲(尾崎ほか, 2000)に沿って、木津川の氾濫原と丘陵との間に、開析された直線的な比 高 50m 程度の崖地形が延びている.しかし、撓曲した大阪層群下部が、水平に載る高位段丘 堆積物と解釈される同層群最上部層に不整合に覆われている(三田村, 1992;尾崎ほか, 2000) ことから、中期更新世以後の活動はないとされる(中田・今泉編, 2002).

植田断層(命名:岡田・東郷編, 2000)

精華町植田付近に分布する段丘面群には NNE-SSW 走向で比高 5-10m 程度の西上がりの崖地 形が認められ、その南南西延長上の丘陵地にも、尾根の高度に西上がりの不連続が認められ

る.八木ほか(1997),岡田・東郷編(2000)および中田・今泉編(2002)は、これらの崖 を活断層と認定し、段丘面は変位していると示している(図 8).この崖は高位 2 段丘面の 西側(丘陵側)境界に当たり浸食崖の可能性が高いものの、南延長上の丘陵地では尾根に 20-30m 程度の高度不連続が系統的に認められる.

秋篠撓曲(命名:佐野, 1980)

本撓曲は,奈良盆地北東部の秋篠川西岸から,京都盆地南西部の丘陵にかけて延びる NNW-SSE 走向の,長さ約 7km,東上がりの活撓曲と推定されている(図 8 および 9 活断層研究会編, 1991;八木ほか,1997;岡田・東郷編,200;池田ほか編,2002).基盤の大阪層群にも,一 部に断層を伴う撓曲構造が発達している(尾崎ほか,2000).奈良市側の南部では,秋篠川 沿いの谷底平野と奈良丘陵の間には,比高 30m 程度以下の開析された崖地形が認められる(図 13 の Line 07 など).しかし,同川上流部の奈良県と京都府の境界付近に分布する中位段丘 面は,この崖地形および大阪層群の撓曲帯を横切って分布するが,段丘面の分布高度には変 形や変位による変化が認められない.また,京都府側の撓曲北部の丘陵地内には変動地形が 認められない.なお,岡田・東郷編(2000)および中田・今泉編(2002)では,本撓曲は中 期更新世で活動を停止したと考えている.

中山町付近の断層

秋篠撓曲南部の西側,奈良市秋篠町付近では,NNW-SSE 走向で長さ約1.5km,西上がりの活 断層が推定されており,その西側には東上がりの活断層も推定されている(八木ほか,1997; 岡田・東郷,2000;中田・今泉編,2002).ただし,池田ほか編(2002)はこの活断層を認 めていない.この推定活断層にはさまれた丘陵には,高位2~中位段丘面群が分布するが, それらの面に傾斜の変化などの明瞭な変形は認められない.また,推定活層を横切って分布 する低位2段丘面には変位や変形は認められない.

日葉酢媛命陵付近の断層

秋篠撓曲南端部の隆起側(東側)にあたる奈良市歌姫町西部では,段丘面群を開析する直 線状の谷の東西両側にそれぞれ撓曲崖が推定され,幅の狭い地溝帯を構成するとされている (八木ほか,1997;岡田・東郷編,2000,中田・今泉編,2002).この谷の東西両側にはい ずれも高位1段丘面が分布するが,段丘面の分布高度には不連続は認められない(図13の Line 07).

曽根山撓曲(命名:島倉ほか、1971)および佐紀町撓曲(命名:岡田・東郷編、2000)

これらの撓曲は,秋篠撓曲の東側約 1.5-2km に平行して,奈良丘陵内を NNW-SSE 走向に延 びる,長さ約 5km の東上がりの活撓曲群と推定されている(図 8 および 9;活断層研究会編, 1991;八木ほか,1997;岡田・東郷編,2000;中田・今泉編,2002;池田ほか編,2002). 撓曲群南部の奈良市歌姫町付近では最高位段丘面に,法華寺町付近では中-低位面に撓曲崖が 認められるとされ,池田ほか編(2002)はそれらの上下変位量を 10m および 2-3m としている. また,東郷(2000)は,両撓曲の境界付近に立地する古墳(磐之媛命陵)とその周濠が,撓 曲の活動により変位したと考えている.現地での確認によれば,周濠の南西縁が0.5m程度低 下していることが確認できた.

しかし,変位が指摘される段丘面は、いずれも沈降側とされる西側には新しい段丘面が分 布しており、また、本撓曲を挟んだ歌姫町付近と法華寺町付近に分布する段丘面群には東上 がりの高度変化は認められない(図13のLine 07,08).さらに、本撓曲の南部は平城宮北 方の古墳地帯(佐紀古墳群)にあたり古代からの人工改変が著しい.このため、本調査では、 これらの撓曲に沿った確実な変動地形を見出すことはできなかった.

佐保田撓曲(命名:粉川,1954)

本撓曲は,曽根山撓曲の東側約 0.5km の奈良丘陵内から奈良市街地を NNW-SSE ないし NW-SE 走向に横切って延びる,長さ約 6km の東上がりの活撓曲である(図 8 および 9,活断層研究 会編,1991;八木ほか,1997;岡田・東郷編,200;中田・今泉編,2002;池田ほか編,2002).

丘陵地内に分布する北部の長さ約 1km 区間を除いて,高位 1~低位 3 段丘面に累積的な変 位を与えている(図 13 の Line 07-11 および図 14 の Line 12).奈良市法華寺町の北方では, 本撓曲を挟んで高位 1 段丘面に約 15m の上下変位が生じている.また,奈良市街地では段丘 面群に幅 100-250m の撓曲変形が顕著に認められる.撓曲の沈降側は低位 2 および低位 3 段丘 面に覆われていることから上下変位量の正確には計測できないが,中位段丘面で 14m 以上と 推定できる.奈良市街地北部を流れる佐保川沿いの低位 3 段丘面にも,本撓曲を横切る地点 で東西幅約 300m にわたってやや傾斜が急になり,3m 程度変位していると推定される.

なお、本撓曲の中部付近では、その隆起側(東側)の興福寺西側から県庁西方にかけて、 高位2段丘面に N-S 走向での撓曲変形が認められる(図 13 の Line 10).

帯解断層(命名:奥村ほか,1997)および丹波市町付近の断層

帯解断層は、佐保田撓曲の南西ないし南方にあって、奈良市大安寺町から天理市丹波市町 付近まで延びる、N-S 走向で長さ9km、東上がりの断層ないし撓曲である(図9および10).

断層中央部の大和郡山市井戸野町では,浅層反射法探査によって盆地中部に伏在する大阪 層群の断層(地下浅部では撓曲)が確認されており,同層群中に挟まれる約100万年前のピ ンク火山灰層が上下に約80m変位している(奥村ほか,1997).本撓曲による段丘面等の変 位・変形は,奥村ほか(1997),八木ほか(1997),岡田・東郷編(2000),中田・今泉編

(2002),池田ほか編(2002)によって指摘されているが,変動地形の詳細な分布については,必ずしも見解は一致していない.

本撓曲付近には、比較的新しい段丘面などが分布しており、一部を除いて変動地形は不明 瞭である.本撓曲の沈降側(西側は)完新世の後背平野堆積物に覆われているが、隆起側(東 側)には中・低位段丘面群が発達しており、本撓曲が段丘形成期を通じて活動してきたこと を示唆している.

奈良市京終町から北之庄町の約2km区間では,幅200-300m程度の撓曲によって低位3段丘面が上下に2m程度変位していると推定される(図14のLine12および13).この区間では, 撓曲崖の東側に沿って,岩井川から地蔵院川をつなぐN-S方向の旧河道の地形が認められ, 八木ほか(1997),中田・今泉編(2002)および池田ほか編(2002)が認定した活断層は, この旧河道東岸の崖地形に沿っている.実際の撓曲崖の位置は,平城京の東を限る東5坊大路(新創社,2007など)と概ね一致すると推定できるが,近年になって市街化が進んだこと もあり,地形的には不明瞭である.

奈良市今市町付近では,東側の山麓から盆地内に張り出して分布する中位段丘面の顕著な 撓曲変形が認められており(図14のLine 17; (奥村ほか,1997;八木ほか,1997;岡田・ 東郷編,2000,中田・今泉編,2002;池田ほか,2002)),より新しい低位1段丘面にも変 形が認められ,さらに低位2および低位3段丘面にも変形が推定される.今市町南部の広大 寺池の北西側および南側には,低位3段丘面と推定される微高地が残存しており,その西側 に撓曲が伏在していることを示唆している.

大和郡山市井戸野町から天理市石川町にかけては、本断層は完新世の氾濫平野に覆われて おり、その位置は明瞭でない.相馬ほか(1997)、岡田・東郷編(2000)、中田・今泉編(2002) および池田ほか編(2002)が示した幅の狭い撓曲帯付近では地形面の分布高度に変化は見出 せなかったが、その東方には低位3段丘面が広く分布することから断層が伏在していること が示唆される(図15のLine 18)..

天理市石川町付近では、完新世の低位3段丘面に幅500m程度にわたって東上がり1-2mの 緩やかな撓曲が推定できる(図15のLine20).また、櫟本町付近では、帯解断層の延長線 付近を境として、その東側に分布する低位2~低位3段丘面は新期の谷に開析された比高1-2m 程度の微高地を形成し、西側は後背平野に覆われている(図15のLine20および21).こ のことから、断層崖や撓曲崖などの明瞭な変動崖は認められないものの(相馬ほか、1997; 中田・今泉編、2002;池田ほか編、2002)、帯解断層の活動により段丘面群が変位している と推定される.

天理市小田中町付近では,低位1段丘面に東上がりの撓曲崖が認められ,段丘面は上下に2m程度以上変位している(図15のLine 22).これより南南西に向かって,天理市指柳町から天理駅付近,丹波市町を経て勾田町に至る約4km区間では,低位2および3段丘面に2m程度の撓曲変形が連続して推定される(図15のLine 23および24).

なお,帯解断層の南端に近い天理市丹波市町付近では,同断層の東側約600m付近(天理撓曲の西側約1km)に,低位1段丘面を変形させる顕著な撓曲崖(丹波市町付近の断層)が分布する(寒川ほか,1985;相馬ほか,1997;岡田・東郷編,2000;池田ほか編,2002;中田・ 今泉編,2002). 撓曲の沈下側は低位3段丘面に覆われており,低位1段丘面には上下約5m 以上の撓曲変位が推定される(図15のLine 24). しかし,この撓曲北方の川原城町付近に

分布する低位2および低位3段丘面には変位や変形は見られない.

奈良坂撓曲(命名:粉川, 1954)

奈良市街地東側付近にあって,奈良阪町から奈良公園を経て白毫寺町に至る,NNE-SSW 走 向で長さ約5km,東上がりの断層である(寒川ほか,1985;八木ほか,1997,岡田・東郷編, 2000;池田ほか編,2002;中田・今泉編,2002).大阪層群中の断層としては,奈良阪町北 方の丘陵にも延びており,全体の長さは8kmとされる(尾崎ほか,2000).

奈良阪町付近では約1kmにわたって,高位1段丘面を東上がりに25m程度変位させる顕著 な断層崖が分布する(図13のLine 07).この撓曲崖の西方では,奈良丘陵の尾根線付近に 高位1段丘面が分布し,その高度が西に向かって高くなることから西上がりの傾動が推定さ れる.しかし,段丘面の分布が狭いことから傾動の広がりは不明である.

奈良坂町の南側,東大寺から奈良公園に至る地域ではでは,高位1段丘面と高位2段丘面 の境界に沿って断層崖が推定される.しかし,この地域は地形の人工改変が著しい(図13の Line 10)ことから, 撓曲を横切って分布する中位および低位1段丘面に変位や変形が及んで いるかどうか不明である.

奈良市高畑町付近では,新薬師寺の西側に高位1段丘面を東上がりに9m以上に変位させる 断層崖が認められる(図13のLine 11).その南東方数100mの白毫寺付近でも高位 I 段丘 面が東上がりの撓曲変形を受けていると推定できる.

なお、八木ほか(1997)、岡田・東郷編(2000)、池田ほか編(2002)、中田・今泉編(2002) では、これらの断層より西側の、東大寺西側から奈良公園西側にかけて中位段丘面を変位さ せる東上がりの活断層が認定されている.しかし、奈良公園西側の崖は、高位2段丘面を侵 食した谷(中位段丘面)との境界と一致し、その南北両側に分布する高位1~低位1段丘面 に変位は認められない.また、東大寺西側の崖は、中位段丘面と低位1段丘面との境界の崖 に一致する.本報告では、それらの崖を活断層とは認めなかった(図9).

天理撓曲(命名:寒川ほか,1985), 鹿野園町付近の断層および櫟本町付近の断層

奈良市高畑町の奈良教育大学付近を境として,奈良坂断層の南延長部はやや西にステップ し、これより南部において段丘面群に変位を与える断層は天理撓曲と呼ばれている(寒川ほ か、1985;八木ほか、1997、岡田・東郷編、2000;池田ほか編、2002;中田・今泉編、2002). 天理撓曲は N-S 走向で長さ約 10km,東上がりの活断層であり、高位 2~低位 3 段丘面に累積 的な変位を与えている.

奈良教育大学付近では、中位段丘面が大きく人工改変されていることから詳細は不明であ るが、奈良坂断層と天理撓曲の境界付近を境として、中位段丘面に上流側が急になる傾斜の 変化が認められる(図 14 の Line 12).

天理撓曲による段丘面の変位・変形は,奈良市南紀寺町付近の低位1段丘面から明瞭となり,これより古市町,藤原町を経て窪之庄町に至る約4.5km区間では,高位2段丘面に約10-12m,

低位1段丘面に約9m,低位3段丘面に2-3mの累積的な上下変位が生じている(図14のLine 13,14および15).

このうち,奈良市鹿野園町付近に分布する高位2段丘面は,西ないし西南西にやや勾配で 急傾斜し,東側を2条の雁行する逆向きの低断層崖(鹿野園町付近の断層)によって断たれ ている.このことから,鹿野園町付近では,天理断層の上盤側(東側)に,幅600-700m程度 の東上がりの変形帯が生じている可能性がある.鹿野園町付近の断層は,逆向き低断層崖の 南方では,奈良市藤原町の北東方および東方にも高位2段丘面に西上がりの低断層崖および 撓曲が認められることから,活断層として少なくとも長さ約1.5km連続することになる(図 9および10).さらに南方でも,山地斜面と丘陵の間に鞍部が連続しているが,変動地形と しては明瞭でない.

奈良市古市町の南方では低位2段丘面に2m以上,山町付近では低位3段丘面に2-3mの上 下変位が認められる.

奈良市窪之庄町付近で天理撓曲の撓曲帯は右に2重屈曲し,そこでは高位2段丘面にNE-SW 走向で幅約200mの撓曲と,その背後(東側)に緩やかな逆傾動が生じている.高位2段丘面 の上下変位量は12-13mである(図14のLine 17).

菩提山川の北岸には低位2および同3段丘面が発達する広い谷底低地がある.ここでは, 低位2および低位3段丘面に幅300m程度の分布高度の高度変化が認められ,低位2段丘面は 2-3m程度,低位3段丘面は1-2m程度上下に変位していると推定できる(図15のLine 18お よび19).

天理市和爾町から石上町に至る約 2.6km 区間では高位 2~低位 2 段丘面を変位させる断層 や撓曲が顕著に認められる(図 15 の Line18, 20-22). とくに和爾町付近では,中位段丘面 および低位 1 段丘面に幅 100m 程度の撓曲変形が認められる. 撓曲崖の比高は中位段丘面では 17m 程度(図 15 の Line 20),低位 1 段丘面では約 8m であるが,沈降側(西側)にはいずれ も低位 2 段丘面が分布しており,正確な変位量は不明である.また,石上町東北東の名阪国 道天理インターチェンジ付近では,低位 1 段丘面に幅約 100m で上下変位 6m の撓曲が認めら れる.寒川ほか(1985)は,この段丘堆積物中の試料から 18,410±920 yBP の 14C年代を得 ている.石上町の東では,幅 100m 程度の撓曲崖を挟んで両側に高位 2 段丘面が分布しており, その上下変位量は約 19m である.

和邇町から石上町にかけての付近では,天理撓曲の西側 300-600mに並行して,長さ約1.5km で東上がりの櫟本町付近の断層が推定される.この断層では,段丘面の変位や変形は明瞭で ないが,西側には低位1および低位2段丘面,東側には中位段丘面が分布することから,東 上がりの断層が存在することが推定される.

上記の明瞭な変動地形を伴う天理撓曲の南側延長には、布留川の北岸には低位2段丘面が 広がっている.この段丘面上では、撓曲の延長上に位置する三島町および川原城町付近には

変動地形は存在しない.一方,その東側の豊田町および布留町付近は,地形の人工改変が著 しいが,低位2段丘面が東上がりの変位を受けている可能性が大きい(図 15 の Line 23). したがって,天理市街地付近では,天理撓曲は大きく東側(山地側)に湾入することになる. 布留川より南でも地形の人工改変が著しいが,石上(いしのうえ)神宮西側の中位段丘面が 上下に10m程度(図 15 の Line 24),杣之内町付近の低位1段丘面が上下に多少の変位を受 けていると推定される.

萱生町−三輪付近の断層

天理市乙木町付近から桜井市三輪付近に至る地域では,扇状地性の段丘面群を変位させる, 一部で不明瞭ながらも長さ約 6.5km にわたって, 撓曲崖や傾斜の変化がみとめられる(相馬 ほか, 1997;岡田・東郷編, 2000,池田ほか編, 2002;中田・今泉編, 2002). この活構造 は,岡田・東郷編, 2000による萓生町-穴師付近の断層の北部と長柄-巻野内付近の断層の南 部に概ね相当する活構造に相当するもので,本報告では「萱生町-三輪付近の断層」と呼ぶこ とにする.

断層北部の,天理市乙木町から柳本町に至る約4kmの区間では,笠置山地と奈良盆地の境 界に扇状地性高の高位~低位段丘面がよく発達する.これらの段丘面群は,盆地東縁の他の 地域と比べて,扇頂部の分布高度が150m程度と高く,また,山地側はより高位の段丘面が分 布し,それを開析して盆地側にはより低位の段丘面が発達する特徴をもつ.さらに,段丘面 には,上記の天理撓曲の南延長において,不明瞭で幅広い撓曲や傾斜の変換線が南北に連な っている(図11および図16のLine 25-28).この傾斜の変換線は,後述の断層南部の明瞭 な活断層に連続する.

これらのことから、傾斜の変換線より山側(東側)の段丘面群が東上がりの変形を被って いる可能性が考えられる.なお、相馬ほか(1997)および中田・今泉編(2002)は、概ねこ の傾斜の変換線の東側約 500m 以内に沿って段丘面を変位させる活断層を認定している.しか し、指摘された活断層付近に明瞭な段丘面の変位は見出せなかった.

断層南部の,桜井市巻之内から三輪に至る 2.5km 区間では,高位 1~中位段丘面に NNW-SSE 走向の連続した断層崖が認められる(図 11,岡田・東郷編,2000;相馬ほか,1997 および中 田・今泉編,2002).

巻之内の南部では,低位1段丘面に幅100m程度の撓曲崖が認められ,同段丘面の上下変位は3m程度である(図16のLine 29).

桜井市茅原の北部では高位1および同2段丘面が撓曲変形している.このうち高位2段丘 面は, 撓曲崖の沈降側(西側)に分布する低位1段丘面に対して約20mの比高を持つ(図16 のLine 30).その南方では,低位1段丘面に東上がり約2mの変位が認められる(図16の Line 31).

三輪の大神(おおみわ)神社付近では中位段丘面に東上がりの変位が推定さるが、その沈

降側(西側)は低位1段丘面に覆われており,信頼できる変位量は求められなかった(図16のLine 32).

市ノ井断層(命名:嶋倉ほか,1971),高樋断層(命名:槇山,1931),園原町-三輪付近の断層,三百断層(命名:槇山,1931),菩提仙川-天理付近の断層,穴師付近の断層

奈良盆地の東縁の山麓線に沿って奈良市市街地の西方から天理市市街地西方を経て桜井市 三輪付近まで,N-S 走向で長さ約 19km,東上がりの活断層帯が推定されている(図9,10 お よび11;活断層研究会編,1991;八木ほか,1997;相馬ほか,1997;岡田・東郷編,2000 お よび中田・今泉編,2002).この断層帯は最大幅約 1km で1-3 列の断層群から構成されている.

断層帯の東側には、奈良市街地西方の若草山付近に分布する市ノ井断層、奈良市高畠町西 方から天理市市街地西方にかけて分布する高樋断層、天理市園原町付近から桜井市三輪西方 にかけて分布する園原町-三輪付近の断層が活断層して連なっていると推定されている(図 9-11). 尾崎ほか(2000)および西岡ほか(2001)の地質図に基づくと、これらの活断層群の うち、市ノ井断層の一部と高樋断層および園原町付近の断層の一部は、中生界の領家変成岩 類および花崗岩類と新第三系中新統の藤原層群の境界あるいは藤原層群中の断層に概ね沿っ ていると判断できる.しかし、これらの断層群を覆って分布する段丘面がわずかに分布する が、それらの段丘面には変位・変形が認められない.また、西岡ほか(2001)の地質図に基 づくと、天理市街地西方より南の約 9km 区間では、推定活断層付近に分布する中世界の領家 花崗岩中に断層は知られていない.

高樋断層の西側約 300-600m 付近を並走して,奈良市鹿野園町付近から天理市櫟本町の西方 にかけて,長さ約 5.5km の三百断層が活断層として推定されている(図 9 および 10).西岡 ほか(2001)の地質図に基づけば,この推定活断層は,藤原層群と第四系の大阪層群を限る 長さ 9km の断層(三百断層)の中・北部と概ね一致する.活断層としての三百断層は,最高 位段丘面の構成層である中期更新統の虚空蔵山礫層に覆われており,それらに変位・変形を 与えていないとされる(坂本,1955;寒川ほか,1985;西岡ほか,2001).また,高位 2 段 丘面を変位させる鹿野園町付近の断層は,推定活断層とされる三百断層を斜めに横切って延 びており,このことからも,三百断層が中-後期更新世に活動していないと考えられる.

菩提仙川-天理付近の断層は,天理市和邇町西方の虚空蔵山付近から同市豊田町付近にかけ て分布する,長さ約 2km の推定活断層である(図 10). 三百断層および高樋断層の 300m 1km 西方を並走し,下部更統の大阪層群中に発達する和邇断層(西岡ほか,2001)にほぼ一致す る.しかし,この推定活断層を覆って分布する中位および低位 1 段丘面には変位・変形が認 められない.

岡田・東郷編(2000)による菅生町-穴師付近の断層のうち,南部の,天理市柳本町の西方 から桜井市穴師に至る約2km区間を,相馬ほか(1997)および中田・今泉編(2002)は活断 層と推定している(図11).しかし,この断層を覆って分布する高位2,中位および低位1

段丘面には変位や変形が認められない.本報告では、これを穴師付近の断層と呼ぶことにする).

2. 2-2 反射法弹性波探查

(1) 反射法弾性波探の手法

奈良盆地東縁断層帯のほぼ中央付近に位置する今市町地区(図1,10)付近では,帯解断層 による中位および低位1段丘面が幅約50-100mにわたって西側に撓曲し,その沈降側は後背平 野に覆われている.また,同地点の南方1km付近では,奥村ほか(1997)によりP波およびS 波浅層反射法探査による地下構造探査が実施され,帯解断層が基盤の大阪層群中では幅 200-300m程度の撓曲変形を伴うことが明らかにされている.このため,後背平野下の地下数 10mまでに伏在する大阪層群および中・上部更新統の変形構造を明らかにする目的で,変形し た段丘面の基部から西側にかけての測線に沿ってS波浅層反射法弾性波探査を実施した(図 17).

探査測線の長さは受振点区間が約250mであり,発振点および受振点間隔はともに1mで,油 圧式S波震源を用いて垂直重合数は15-20回とした.その他の詳細な探査仕様を合わせて表3 に示す.

(2) 反射法弾性波探の結果

a)探查結果

図18に探査による重合速度分布図,図19にマイグレーション後の深度断面図,図20に深度 断面図のうち東部の拡大図を示す.深度断面図(図19および20)では,深度70m程度以浅の反 射イベントは,その特徴的なパターンから,上位より,S1層,S2層,S3層およびS4層に区分 できる.

S1層は、測線の西端から距離約180m付近の区間では、地表直下から深度10m付近までの間に 認められ、細かい位相変化を示すほぼ水平の連続性が良い反射イベント群からなるパターン で特徴付けられる.この層は、距離180m付近から200ないし230m付近にかけて次第に浅くなる とともに内部の反射イベント群もわずかに東上がりに傾斜するように見える.

S2層は, 測線の西端から距離150ないし180m付近までの間で, 深度10-20mの間で認められる. このうち距離100-130mより西側では概ね水平の, やや連続性が悪い反射イベント群からなり, それより東側では内部の反射イベントが不明瞭となりながら次第に下限深度が浅くなり, 距 離180m付近で消滅する.

S3層は、測線の西端から距離170m付近までの間で、深度20-40mの間で認められる.やや連続性が悪く、数m-10m程度の間隔の反射イベント群からなる.この反射イベント群は、全体として緩やかに東上がりに傾斜し、とくに距離100程度より東側では傾斜10°程度となる.

S3層は、測線の西端から距離170m付近までの間で、深度20-40mの間で認められる.やや連続性が悪く、数m-10m程度の間隔の反射イベント群からなる.このイベント群は、全体として 緩やかに東上がりに傾斜し、とくに距離100m程度より東側では傾斜10-15°程度となる.

S4層は、測線の全域にわたって分布し、その上限の深度は測線西部では約40mであるが、東 に向かって次第に浅くなる、測線東部では深度20m程度もしくはそれ以浅となる.本層は、連 続性が悪く、不明瞭な反射イベント群からなる.距離200m程度より西側ではS3層の下位に認 められ、とくに距離50-150m付近では、S3層とよく似た特徴の反射イベントも認められる.距 離170m付近から東側では本層中の反射イベントは不明瞭となる.

b)層序および構造の解釈

以上の探査結果と、地形調査および既存の地下構造調査結果(奥村ほか、1997)から、S1 層は後氷期の後背平野堆積物であり、S3およびS4層は大阪層群に相当すると考えられた.ま た、両者に挟まれるS2層は段丘堆積物に相当する可能性が考えられた.また、本地区での撓 曲崖下では、帯解断層による地層の変形構造は、少なくとも距離170m付近より西側では、大 阪層群に相当するS3およびS4層でも10-15[°]程度で緩やかに傾斜するだけであり、段丘堆積物 に相当するS2層および後氷期の氾濫原堆積物に相当するS1層の変形の程度はさらに小さいこ とが明らかになった.

なお、断層による変位が地表付近に存在する場合には、距離200m(CMP番号 400番)付近よ り東側に限られると考えられた.

2. 2-3 地中レーダー探査

(1)地中レーダー探査の手法

本探査は、地形調査およびS波浅層反射法探査で帯解断層による沖積層および段丘堆積物相 当層の変形が推定された今市町地区の北部の水田(図17のLine 1, 2および3)および鋪装道 路(図17のLine 4)と、南部の舗装道路(図17のLine 5)、奥村ほか(1997)によりP波・S 波反射法探査とトレンチ調査が実施された井戸野町地区の舗装道路および水田(図21のLine 6-1, 6-2)で実施した.探査の仕様を表4,各測線の長さを表5に示す.

(2) 地中レーダー探査の結果

地中レーダー探査の結果を図22および23に示す.これらの反射断面図には、いずれもレー ダーの伝播速度を乾燥した土壌程度と仮定して、深度に換算したスケールを付した.

Line 1, 2 および 3: トレンチ調査地として確保した今市町北部の水田において, 東西方向の Line 1 および Line 2 と, 両者を横切る南北方向の Line 2 で探査を実施した. このうち, Line 1 および 3 は旧河道に位置し, Line 2 は後背平野から旧河道にまたがって位置する. 探査結果は, Line 1 と Line 3 の交点では, 50 nsec (深度約 4m) 以浅の反射波がよく対応する

ことから、この付近における可探深度は 50nsec 程度まであったと考えられる.一方、Line 2 と Line 3 の交点における反射波の対応状況は悪く、この付近では稲刈り直後の切り株等の凹 凸が探査に影響した可能性がある.また、測定時の水田の状況はぬかるんだ状態で水分量が 多かったこともあり、必ずしも良好な結果が得られなかった可能性が高い.

Line 1 では,距離 35-65m 付近に最大深さ約 4m の船底状の窪みが認められ,これは旧河道 地形のなかでもとくに新期の旧河道を反映した可能性がある.また,距離 50m 付近から東側で は,深度約 2-3m 付近にやや東上がりの反射面が確認できる.

Line 2 および 3 では、ほぼ水平な反射面のみが認められ、距離 20m 付近に位置する後背平 野と旧河道地形の境界を挟んで反射パターンに顕著な差はなかった.

Line 4: この測線は,後背平野およびそれを開折した浅い旧河道地形上に,比高 1m 程度以下の盛り土した舗装道路に位置する.測線の距離 140-160m 付近で旧河道地形と交差するが, この探査結果には旧河道に相当する構造は認められない.このことから,良好な探査結果は 得られなかったものと判断される.なお,Line 4の東端の距離 220m 付近に深度約 4m 付近に 凸状の起伏のある反射面が認められる.仮定速度に対応する深さには埋設物が知られていな いことから,この起伏は何らかの地質構造を反映している可能性がある.

Line 5: この測線は,後背平野から,帯解断層により隆起した中位段丘面の撓曲崖を開折 した谷(低位2段丘面)にかけて位置する.距離150m付近より東側は,撓曲変形を受けてい ると推定される低位2段丘面上に位置するが,撓曲運動に伴うような東上がりの反射面は判 別できない.

Line 6: この測線のうち,西側の長さ約380m 区間(Line 6-1)は,水田地帯の舗装された 農道上に,また東側の約150m 区間(Line 6-2)は水田および未舗装の農道上に位置する.こ のうち,Line 6-1の距離165-180m付近は,奥村ほか(1997)が掘削調査した井戸野トレン チの北側にあたる.また,Line 6-1の距離約60-380m 区間では,同じ測線上で奥村ほか(1997) によりS波反射法探査が実施されている.

図 24 には、line 6-1 の反射断面に奥村ほか(1997)によるトレンチ壁面のスケッチを投 影して示す.地中レーダー探査の断面では、距離 190m・深度 4m 付近から距離 200-210m・深 度 3m 付近にかけて、緩やかな西下がりの反射面が認められる.また、距離 230-270m 付近に は背斜状の高まりが認められる.

奥村(1997)によるトレンチ壁面のスケッチ(図25)との比較からは、この反射面のうち、 前者の西に傾斜する反射面は、12310±180-21020±200yBPの年代を示す2-3層に対応する可 能性がある.ただし、奥村ほか(1997)は、図25に示すトレンチの調査結果について、7層 の変形が断層運動を示唆し、約3万年前のAT火山灰層より上位の4層は緩やかに西に傾斜す るが断層の活動による変形である否かを判断できなかった、と述べている.

2. 2-4 ボーリング調査

(1) ボーリング調査の手法

今市地区におけるS波反射法探査で推定された沖積層(S1層)・段丘堆積物相当層S2層)お よび大阪層群相当層(S3およびS4層)の層序と構造を解明し,後期更新世末-完新世の活動履 歴を解明するためのトレンチ調査地点を絞り込む目的で,深度7-30mのオールコアボーリング 10孔を群列ボーリングとして掘削した(図17および26).掘削は,まず,トレンチ掘削予定地 として確保した水田において,深度30mまでのNo.9孔を基準ボーリングとして掘削し,その後 No.1, 5, 4, 2, 3, 6, 7および8孔の順で掘削した.また,帯解断層による撓曲変形が及んで いない地区西部において沖積層および段丘堆積物相当層の分布を確認する目的でNo.10孔を 掘削した(図17).地形調査の結果によれば,このうちNo.1-9孔の掘削地点は,旧河道地形に, またNo.10孔の掘削地点は氾濫原に当たる.

ボーリングの掘削口径は86mmであり,深度10m程度よりも浅いボーリングでは未固結の沖積 層のコア採取率の向上のために低速回転とバイブロを組み合わせたボーリング機を,深度10m 程度よりも深いボーリング掘削には通常のロータリー式ボーリング機を使用した.

(2) ボーリング調査の結果

a)群列ボーリング調査における地質層序

群列ボーリング調査で得られた深度30m程度までの地下浅部の地質層序と構造を,図27および28に示す.また,コアから採取した試料の放射性炭素同位体年代測定の結果を表6,花粉分析のための試料の採取位置と分析結果をそれぞれ表7および8に示す.

本地区の地下浅部の地質層序は、上位から順に、耕作土、沖積層、段丘堆積物相当層およ び大阪層群に区分される.

耕作土層:本層は,調査範囲の全域にわたって地表から深度 0.6-0.7m までの間に分布する. 上部の約 0.1-0.25m は現在の水田耕作土層であり,その下位に厚さ 0.6-0.7-6m の旧耕作土層 が分布する.旧耕作土層は,ほぼ水平の境界面によって 3-4 層程度の土壌層に細分できる.

沖積層:本層は,調査範囲のほぼ全域にわたって,耕作土層に覆われて,深度4.5m程度まで分布する.ただし,東端のNo.2孔では深度1m程度までとその下限が浅くなり,No.1孔では本層は分布しない.沖積層は,層相および分布から以下のal-a4層に細分される.

a1 層は、No. 6-8 孔の上部に分布し、厚さ 1-2m の砂礫層、礫混じり砂層からなる.

a2 層は, No. 2-5 孔および No. 6 および 7 孔の下部に分布し,砂混じり粘土・シルト層に富み,腐植質砂層を欠いている. No. 4 孔の本層基底からは,1870±30yBP の放射性炭素同位体 年代が得られた.

a3 層は, No.3 孔の深度 3-4.5m に分布し, 締まりの悪い, 基質を欠いた礫層からなる. a4 層 No.8 孔の下部および No.9-10 孔では, 主として粘土・シルト層および砂混じり粘土・ シルト層からなり,砂層および礫混じり砂層,腐植質砂層を挟む.このうち,No.9孔の本層 中部からは,4830±30および5860±40vBPの放射性炭素同位体年代が得られた.

地形調査の結果と合わせて, a1, a2 および a3 層は旧河道地形を充填する堆積物, a4 層は 後背平野堆積物と推定できる.

段丘堆積物相当層:本層は,調査範囲の中・西部のNo.8,9および10孔において,沖積層 に覆われて深度約4-4.5m以深に分布する.分布の下限は,西端のNo.10孔では約9.5mである が,東に向かって浅くなり,No.7孔より東側には分布しない.主として,砂礫層,砂層,腐 植土層,シルト層からなり,礫層の基質およびシルト層はやや固結が進んでいる.腐植土層 からは28,060±160および24,360±130y BPの放射性炭素同位体年代が得られた.本層は, 層相および放射性炭素同位体年代から,奥村ほか(1997)の井戸野町トレンチで確認された 姶良Tn 火山灰層を含む2~6層(図25)に対比できる.

大阪層群相当層:本層は、沖積層および段丘堆積物相当層に覆われて、調査範囲の地下に 広く分布し、その上限は、No.1 孔から No.9 孔にかけて深度 0.66-6.4m と西に向かって深く なり、西端で掘削した No.10 孔では深度 9.5mとなる.

本層は、砂礫層および粘土・シルト層からなり、砂礫層の基質および挟まれる粘土・シルト層が硬質であることで特徴付けられる.上位から 0G1~0G6 層に細分できる.

0G1 層は, 東部の No. 9-7 孔では深度約 5.5-7m 付近に分布する厚さ約 1m の粘土・シルト層 であり, 西端の No. 10 孔において深度 9.5 以深に分布する厚さ 2.5m 粘土・シルト層はその西 方延長と推定される.また, No.6 孔より東部には分布しない.

0G2 層は、厚さ約 5-8m の砂礫層および礫混じり砂層からなり、その最下部には薄い砂・シルト層を挟むことがある.本層の上部は、上位の 0G1 層と指交すると推定される.

0G3 層は, No. 2-9 孔に分布する, 最大厚さ約 1m 余りの砂・粘土および砂層であり, り, 東端の No. 1 孔では同層準に 0G-3 層の最上部を占める礫混じり砂層が発達している.

064 層は、No. 1-9 孔に分布する、厚さ約 4-5m の砂礫層および礫混じり砂層であり、薄い粘 土・シルト層を挟む.

0G5 層は, N0.7 および9 孔に分布する, 厚さ約 7m の砂・シルト層であり, 薄い砂・砂礫層 を挟む.

0G6 層は, N0.7 および9 孔に分布する, 厚さ約 4-5m 以上の砂礫層, 礫混じり砂層および粘 土・シルト層からなる.

本層は,層相および分布地域の特徴から,奥村ほか(1997)によって井戸野町地区付近で 反射法探査およびボーリング調査によって確認された,ピンク火山灰層(約100万年前)よ り上位の大阪層群上部層に相当すると推定される.

b) 花粉化石の分析結果

基準ボーリングとして掘削した No.9 孔のコアのうち,段丘堆積物層相当および大阪層群相

当層から採取した試料の花粉化石分析を行ったが(表7および8),いずれの試料からも検出 された花粉は少なく,年代等を推定するデータは得られなかった.

c)群列ボーリングによる地下浅部の地質構造

群列ボーリング調査では、調査範囲の東部に当たる No. 1-9 孔にかけて、大阪層群相当層が 10-30°程度で西に傾斜して分布しており、これは帯解断層に伴う撓曲変形と推定できる.段 丘堆積物相当層の基底も No.8 孔から西に向かってやや深度を増しており、下位の大阪層群相 当層と累積的に西に傾く変形を受けている可能性がある.一方、これらを覆う沖積層の基底 は、No5-10 孔の間では概ね深度 4-4.5m 付近に分布しており、明瞭な変形を認めることがで きない.しかし、沖積層の基底高度は No.3 孔と比べて、東側約 2.5m に掘削した No.2 孔では 約 3m 高くなることから、その間に断層による変位が存在する可能性も残された.

2. 2-5 トレンチ調査

(1)トレンチ調査地点の概要

以上に述べた反射法弾性波探査,地中レーダー探査およびボーリング調査の結果,確保で きたトレンチ調査用地の直下には,帯解断層に伴うと推定される大阪層群層相当層の撓曲が 伏在し,また,ボーリング調査のNo.2および3孔の間で沖積層基底の分布高度が食い違うこ とが認められた.このため,沖積層の分布範囲の東側から西に向かって,長さ約 21m・幅約 4m・深さ約 4m のトレンチを掘削した(図 26). 掘削したトレンチ南側壁面の写真を図 29, 壁面のスケッチを図 30 に示す.また,トレンチから採取した試料の放射性炭素同位体年代測 定の結果を表 6,花粉分析の結果を表 7 および 8 に示す.

(2) トレンチ調査の結果

1) トレンチで認められた層序

トレンチで認められた地層は、ボーリング調査で確認された層序に準じて、上位から順に、 耕作土層、旧河道堆積物である a2 および a3 層、および大阪層群相当層である 0G2 層に区分 できる(図 30).

耕作土層:本層は、トレンチの全周にわたって分布する、厚さ 0.3-0.7mの耕作土層であ る.トレンチ掘削のために地表から深さ約 0.15m までの表土はぎ取ったため、現耕作土は南 側壁面の最上部にわずかに分布するだけである.本層の大部分は旧耕作土であるが、その基 底は、南側壁面では距離 7m 付近で下位の風化した大阪層群相当層を緩やかな傾斜で覆うとと もに、さらに東側では、同相当層の上面を水平に削って覆っている.

地権者らの話に基づけば、この不整合は、20世紀の前半に実施された河川改修のための地 山の掘削工事および水田造成に伴うものと考えられる.なお、本層の基底付近から2850±30 yBP の年代が得られたが、これは、より古い腐植質土あるいは古土壌に由来する腐植質土の 年代を示すと考えられる.

a2 層:本層は、トレンチの中・西部に分布する厚さ 1.5-2.0m の粘土層である.上部の約 1m は塊状の砂混じり粘土層からなる.また、下部の約 1-1.5m は、平行層理の発達した腐植 質粘土層および砂質粘土層の互層からなり、一部には幅 1.5m・厚さ 0.5m 以下の小規模な舟 状の凹地を充填する砂に富んだ粘土層も発達する.これらの特徴から、本層は、旧河道が放 棄された後の氾濫原堆積物と推定される.本層の上部の基底から 960±30yBP、下部の上半か ら 2160±160 yBP、下部の基底から 2280±30yBP の年代が得られた.また、本層の下部の中 部からは、奈良時代の須恵器(土器片)が出土した.本層は、下位の傾斜した大阪層群相当 層を緩やかな傾斜不整合で水平に覆う.

a3 層:本層は、トレンチ北側壁面では距離約 8-12m、南側壁面では距離約 11-15m に分布 し、最大厚さ約 1.5m の締まりの悪い砂礫層からなり粗粒な砂層を挟む.挟まれる砂層は、西 側に向かってやや層厚を増すとともに、緩やかに西下がりに傾斜する.本層の基底からは、 古墳時代の土師器(甕の破片)が出土した.本層は、大阪層群相当層を浸食して、幅約 4-5m で最大深さ約 1.5m の溝状のチャネルを埋めて分布し、そのチャネル壁面の一部はオーバーハ ングしている.

0G2 層:本層はトレンチの東半部に広く分布し,また,a3 層に分断されてトレンチ西半部の下部にも分布する.小規模な舟状斜交層理が発達した砂礫層を主とし,砂層およびシルト層のレンズ状の薄層を多く交える.本層は大きく,上部から 0G2-a,0G2-b および 0G2-c 層に区分できる.

0G2-a 層は、上方に細粒化する砂礫層および礫混じり砂質シルト層からなる.0G2-b 層は、 小規模な舟状斜交層理の発達する砂礫層および礫まじり砂層からなる.0G2-c 層は斜交層理 が発達した砂礫層からなり、トレンチ北東隅では厚さ0.6m 以上のシルト-シルト質砂層を挟 む.なお、本層のシルト層から採取した2試料の花粉化石分析を行ったが、花粉はほとんど 検出できなかった(表7および8).

2) トレンチで認められた地質構造

本トレンチにおいては、大阪層群相当層である 0G2 層は一様に 10-15° 程度で西に傾斜し ている.一方、これを不整合に覆う旧河道堆積物のうち上部の氾濫原堆積物である a2 層およ び耕作土層はほぼ水平の堆積構造あるいは層理面を示す.

旧河道のチャネルを充填する砂礫層である a3 層は,見かけ上 5-10°程度の西傾斜の層理 面を示す.しかし,この層は,幅 4-5m で深さ 1.5m の旧河道を埋める礫層であり,この傾斜 が堆積後の変形を示すかどうかは明らかでない.

2.3 今市地区での調査結果から推定される地質層序と構造

図31に、反射法弾性波探査、地中レーダー探査、ボーリング調査およびトレンチ調査結果

に基づいた、今市地区の地質断面図を示す.

本地域の地下には,最大15°程度で西に傾斜し,西方に向かって傾斜を減じる下部 -中部 更新統の大阪層群相当層が広く分布する.これを覆う3万年前頃の段丘堆積物相当層の基底も 西に向かって深くなる.本地区の東隣には帯解断層による撓曲変位を受けたと推定される中 位および低位1段丘面が分布するが,これらの段丘面と本地区に伏在する段丘堆積物相当層と の関係は明らかでない.

これらの地層を覆う完新統は、本地区の中・西部ではその基底深度が概ね4-4.5mであり変 形を受けていない可能性がある.また、トレンチ調査で確認できた奈良時代もしくはそれ以 後の旧河道を充填する氾濫原堆積物(a2層)は、西に10-15°程度傾斜する大阪層群相当層を 不整合に覆ってほぼ水平に分布する.またその下位を占める旧河道を充填する古墳時代以後 の礫層(a3層)は、やや西に傾斜するものの、変形を受けているかどうか明らかでない.

以上のように、今市地区では、帯解断層に伴う大阪層群相当層の変形が認められ、3万年前 頃の段丘堆積物相当層も変形を被っている可能性があるが、それらを覆う沖積層は概ね水平 の堆積構造を示す.しかし、帯解断層による段丘面の変形は本地区の東側100m程度にまで広 がっており、本地区での調査結果が旧河道を充填する完新統の堆積時以後に同断層の活動が なかったことを示すかどうかは不明である.

2.4 まとめ

2. 4-1 断層帯の位置および形態

京都盆地-奈良盆地断層帯は,京都市山科区付近から奈良県桜井市付近まで,ほぼ南北に 延びるとされる活断層帯とされた(地震調査研究推進本部,1997). 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2001)は,断層帯の中部からやや北側に当たる京都府宇治市内から城陽市 南部付近までの南北約7kmの区間には活断層は認められず,褶曲などの変位地形も認められ なかったとし,同区間によって,京都盆地-奈良盆地断層帯は北部と南部に二分されると評 価した(図2).

その後の調査・研究(池田ほか編,2002;中田・今泉編,2002;脇田ほか,2013)および 本調査では,活断層が認められないとされた上記の約7km区間のうち,少なくとも南半部の 約4km区間では段丘面群に累積的な傾動などが存在することが明らかにされてきた(図1お よび3).一方,城陽市付近から京都府精華町付近までの南北約8km区間では,本調査では 段丘面等を変位・変形させる活断層は認められず,また,地質断層などの変形構造も存在し ない(尾崎ほか,2000;脇田ほか,2013など).したがって,以下の本報告では宇治市から 城陽市付近に分布する段丘面群の傾動を,花折断層帯南部(地震調査研究推進本部地震調査 委員会,2003)に含めるとともに,精華町付近より南に分布する活断層群を京都盆地-奈良盆 地断層帯南部と再定義する.ここでは,再定義された京都盆地-奈良盆地断層帯南部を,地 震調査研究推進本部地震調査委員会(2001)にならって奈良盆地東縁断層帯と呼ぶ.

(1) 断層帯を構成する断層

奈良盆地東縁断層帯は、京都府精華町から木津川市、奈良県奈良市、大和郡山市、天理市 を経て桜井市まで分布する、長さ約 29km、最大幅約 4km の断層帯である.本断層帯を構成 する断層・撓曲は以下のとおりである(図 1 および表 1).なお、断層の位置は、主として 相馬ほか(1997)、八木ほか(1997)、中田・今泉編(2002)および本調査結果に基づき、 断層の名称は概ね岡田・東郷編(2000)に従った.

僧坊撓曲,植田断層,秋篠撓曲,中山町付近の断層,葉酢媛命稜付近の断層,曽根山撓曲, 佐紀町撓曲,佐保田撓曲,帯解断層,丹波市町付近の断層,奈良坂撓曲,天理撓曲,鹿野 園付近の断層,櫟本町付近の断層,萱生町−三輪付近の断層,菩提山川-天理付近の断層, 市ノ井付近の断層,三百断層,高樋断層,園原町-三輪付近の断層,穴師付近の断層.

これらの活断層等は、その位置形状と活動性に基づいて以下の4つの活断層群に分類できる. 概して、奈良盆地北西方から丘陵地域に延びる断層帯の北部では活断層としての特徴が不明瞭であり、また、盆地東縁部に沿って延びる断層帯中・南部では、より盆地側(西側) に分布する断層ほど新期の活動を示す傾向がある(たとえば、寒川ほか、1985).このため、 明瞭な変動地形を伴う活断層は、下記の2)および3)から構成される、長さ約21km、最大 幅約3kmの断層帯のみである(図1).

1) 断層帯の北西部に分布する不明瞭な活断層群: 僧坊撓曲, 植田断層, 秋篠撓曲, 中山 町付近の断層, 日葉酢媛命稜付近の断層, 曽根山撓曲および佐紀町撓曲.

僧坊撓曲および植田断層は、断層帯の北端部付近にあって木津川西岸の京都盆地と西側丘 陵の境界に位置し、他の活断層とは異なり、西上がりのセンスをもつ構造である.このうち 最北部に分布する僧坊断層では、撓曲変形した大阪層群下部(約 100 万年前)が高位段丘堆 積物相当層に水平に覆われていることから(活断層研究会編,1980;尾崎ほか,2000)、中 期更新世に活動を停止した可能性が高い.植田断層では、その北端部で高位の段丘面が変位 しているとされ(八木ほか,1997;岡田・東郷編,2000、中田・今泉編,2002)、断層南部 の丘陵においても、尾根線にわずかな高度不連続が系統的に認められる.

秋篠撓曲および曽根山撓曲は,奈良盆地北西部の丘陵に分布する雁行配置する2列の東上 がりの構造であり,大阪層群下部層の撓曲の幅は300m以上で,みかけの上下変位は200mで ある(尾崎ほか,2000).秋篠撓曲の南部では比高30m程度以下の開析された断層崖が認め られる.また,曽根山撓曲の南部およびその延長に位置する佐紀町撓曲では,高位-低位の段 丘面が東上がりに撓曲変形しているとされるが(八木ほか,1997;岡田・東郷編,2000,中 田・今泉編,2002),撓曲を挟んだ段丘面の分布高度には大きな差は見出せない.また,両 撓曲の間に分布する高位段丘面に2条の断層(日葉酢媛命稜付近の断層)が分布するが(八

木ほか,1997;岡田・東郷編,2000,中田・今泉編,2002),断層に挟まれた溝条の谷を隔 てた両側の段丘面に高度さは認められない.さらに,秋篠撓曲の南西側には,中山町付近の 断層が分布する.

2) 断層帯主部の西側に連なる明瞭な活断層群: 佐保田撓曲, 帯解断層および丹波市町付近の断層.

これらの撓曲および断層は,全体として NNW-SSE 走向で長さ約 13km の活断層を構成し, 奈良盆地の東縁に分布する明瞭な活断層帯のうち,その中・北部の盆地側(西側)に分布す る.

奈良丘陵から奈良市街地に延びる長さ約4kmの佐保田撓曲では,高位~低位の段丘群に累積的な変位が認められる.帯解断層は,奈良市街地から天理市街地にかけて,NNW-SSE 走向に延びる,長さ約10kmの断層である.本断層は,反射法弾性波探査によって盆地に伏在する大阪層群の構造として明らかにされており,一部では中位および低位1段丘面にも明瞭な 撓曲が認められる.しかし,この断層の大部分では,盆地東縁に発達する扇状地性段丘面群のうち,新期の低位2および低位3段丘面の末端部に分布することから,幅300-500m程度のやや不明瞭な撓曲地形が推定される.帯解断層の南端部付近には,その東側に平行して,長さ1km程度の丹波市町付近の断層が分布する.

3)断層帯主部の東側に連なる明瞭な活断層群(奈良坂撓曲,天理撓曲,鹿野園町付近の 断層,櫟本町付近の断層,萱生町-三輪付近の断層).

これらの撓曲および断層は、奈良盆地の東縁に分布する明瞭な活断層帯の東側に分布する、 N-S 走向で長さ約 20km の活断層群である. そのうち、奈良市街地から天理市街地にかけての 中・北部では、上記の佐保田撓曲および帯解断層の東側を並走し、全体として最大幅 3km の 明瞭な活断層帯をなす.

断層群の北部に位置する長さ約 5km の奈良坂撓曲は,奈良市街地の北東方および南東方で は高位 1 段丘面を明瞭に変位させる.しかし,市街地東方の東大寺から奈良公園に至る地域 の山麓では,地形の人工改変が進んでおり,中位段丘面が変位しているかどうか明確でない.

その南に延びる長さ 10km の天理撓曲は,高位~低位の段丘面群を累積的に変位させてお り,その分については活断層研究会編(1991),寒川ほか(1985),八木ほか(1997),相 馬ほか(1997),岡田・東郷編(2000),池田ほか編(2002)および中田・今泉編(2002) らの見解はほぼ一致している.しかし,南部の天理市街地付近では地形の改変が進んでおり, 段丘面の高度変化はみとめられるものの,断層の位置は不明瞭である.なお,天理撓曲の東 側0.6-0.9kmに並行して,東落ちのセンスを示す鹿野園町付近の断層が分布する.また,西側 に近接して櫟本町付近の断層が分布する.

これより南に連なる萱生町-三輪付近の断層は,長さ約6.5kmで,岡田・東郷編(2000)による萱生町-穴師付近の断層の北部,および長柄-巻野内付近の断層の南部に概ね相当する.

この断層北部の,天理市乙木町から柳本町に至る約4kmの区間では,断層は不明瞭で幅広い 撓曲や傾斜の変換線が南北に連なっている.しかし,断層より東側では,より高位の段丘面 が分布し,それを開析して盆地側にはより低位の段丘面が発達することから,段丘形成期を 通じて断層が活動してきたと推定できる.一方この断層南部の,桜井市巻之内から三輪に至 る2.5km区間では,高位~中位段丘面に連続した断層崖が認められる.

4) 断層帯主部の東縁に連なる不明瞭な活断層群(市ノ井付近の断層,高樋断層,園原町 - 三輪付近の断層,三百断層,菩提山川-天理付近の断層,穴師付近の断層,)

奈良盆地東縁断層帯のうちその東縁にあって大和高原の山地斜面の基部に沿って分布する これらの断層では、変動地形は明瞭でなく、断層を横切って分布する段丘面には変位が認め られない.八木ほか(1997)、岡田・東郷編(2000)、中田・今泉編(2002)では、いずれ も推定活断層とされている.また、活断層研究会編(1991)は、最も東側に位置する高樋断 層、園原町付近の断層および中山町-三輪付近の断層を、活断層の疑いがあるもリニアメン トとしている.さらに、三百断層は、中期更新世の最高位段丘堆積物や同段丘面に覆われて、 それらに変位・変形を与えていないとされる(坂本、1955;寒川ほか、1985;西岡ほか、2001). 後期更新世において活動的な上記の鹿野園付近の断層は、三百断層を斜めに横切って分布し ており、このことも三百断層が後期更新世に活動していないことを示している.

なお、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2001)は、京都盆地の南東縁に分布する井 手断層および片山付近の断層を活断層として本断層帯に含めて評価している(図1および2). しかし、今回の調査の結果、八木ほか(1997)、岡田・東郷編(2000)および中田・今泉編 (2002)が指摘した段丘面等を変位・変形させるそれらの断層および撓曲は、いずれも浸食 崖と推定された.また、活断層とされた両断層付近には、本報告で活断層とした断層や撓曲 と異なり、第四系の大阪層群中に断層や撓曲が存在しない(たとえば、尾崎ほか、2000およ び脇田ほか、2013).これらのことから、井手断層および片山付近の断層は存在根拠そのも の欠くものと考え、奈良盆地東縁断層を構成する活断層に含めないことにする.

また,活断層研究会編(1991)では,奈良盆地の北西方ないし西方に分布する普賢寺撓曲 とあやめ池撓曲を活断層・撓曲としているが,岡田・東郷編(2000)は,これらは確実度 II の活断層との区分は微妙であるものの,変位地形が不明瞭であることから,リニアメント(断 層組織地形)としている.本評価では岡田・東郷編(2000)および地震調査研究推進本部地 震調査委員会(2001)にしたがって,これらの撓曲を奈良盆地東縁断層帯を構成する活断層 には含めないこととする.また,富雄川-高船断層および矢田断層についても新規の変位地 形を伴っていない(岡田・東郷編,2000)ことから,地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001)にしたがって,奈良盆地東縁断層帯を構成する活断層には含めないことにする.

(2) 断層帯の位置・形状

本断層帯の長さは約 29km であり、断層の南北両端を直線で結んだ走向は N10-15°W である. 個々の断層線の走向は概ね NNW-SSE ないし N-S であるが、断層帯の中・北部では断層線が左雁行配列を示し、最大幅約 4km 程度に広がっている.

奈良市・大和郡山市および天理市の境界付近で断層帯の中央付近を横切って行った反射法 探査によれば,深さ 600m 程度よりも浅いところでは,断層帯の中・西部に位置する天理撓 曲および帯解断層は 50-60°で東傾斜している(奥村ほか,1997).また,断層帯東部に位置 する三百断層および高樋断層は,露頭において 90°と垂直の断層面が観察されている(坂本, 1955;尾崎ほか,2000).ただし,本断層帯を構成する断層および撓曲は,いずれも地表付 近では幅 100-500m 程度の撓曲帯もしくは断層・撓曲帯となっていることが多い.

断層面上端の深さは,段丘面の撓曲変形が多く認められること,および一部では断層面が 地表に達していることから 0km とする.

(3) 断層の変位の向き

本断層帯は全体として東側を相対的に隆起させる逆断層である.奈良盆地の北西方に雁行 する断層・撓曲群のうち,植田断層は主断層帯とは逆向きで西側が相対的に隆起している. また,天理撓曲の隆起側近傍に分布する鹿野園町付近の断層も主断層帯とは逆向きで西側が 相対的に隆起している.いずれの断層・撓曲も,横ずれ成分は認められない.

2. 4-2 断層帯の過去の活動

(1) 平均変位速度

断層帯の中央付近では、最近の地質時代も活動を続けている断層・撓曲は、天理撓曲と帯 解断層であると考えられる(地震調査研究推進本部地震調査委員会,2001).このうち天理 撓曲について、天理市北部における低位1段丘面の上下変位量(6m)と放射性炭素同位体年 代などから推定した段丘面の形成年代(1.5-2万年前、寒川ほか、1985)から、天理撓曲の平 均上下変位速度を0.3-0.4m/千年と算出できる.また、高位2段丘面は上下に17m変位してお り、寒川ほか(1985)による段丘面の推定年代(10-15万年前)に基づくと、天理撓曲の活動 に伴う平均上下変位速度は約0.1-0.2m/千年と算出できる.

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2001)は、放射性炭素同位体年代が得られている 低位1段丘面(櫟本面)の変位から算出した0.3m/千年を、天理撓曲の平均上下変位速度とし た.しかし、同段丘面の累積変位量が小さいことから、算出された変位速度は誤差が大きい ものと考えられる.このため、本報告では、年代値の推定根拠がやや信頼性に乏しいものの、 大きな累積変位量をもつ高位2段丘面から算出した値を、天理撓曲の平均変位速度と推定す る. また,奥村ほか(1997)は,帯解断層の両側で実施したボーリング調査により約100万年 前のピンク火山灰が断層をはさんで約80m上下に変位していることを明らかにするとともに, この結果と反射法弾性波探査の結果から,帯解断層は中期更新世以後に活動を開始し,帯解 断層と天理撓曲を合わせた中期更新世以後の累積変位量は上下に150m程度であるとした. このように,両者による変位量はほぼ同じであることから,帯解断層の平均上下変位速度も 天理撓曲と同程度の0.1-0.2m/千年程度と推定される.

これらのことから、本断層帯中央部での平均上下変位速度は、併走する天理撓曲と帯解断 層の平均上下変位速度を合わせた 0.2-0.4m/千年程度であると推定する.

断層帯北部の奈良丘陵付近では,最近の地質時代も活動を続けている断層・撓曲は,並走 する奈良坂撓曲および佐保田撓曲である.高位1段丘面の上下変位量は奈良坂撓曲では25m 程度,佐保田撓曲では約15mであり,両撓曲を合わせた断層帯全体での上下変位量は40m程 度となる.寒川ほか(1985)は,高位1段丘面(奈良坂面)の年代を25-30万年前と推定し ていることから,断層帯北部の上下変位速度は0.1-0.2m/千年程度と推定できる.

以上のように,奈良盆地東縁断層帯の平均上下変位速度は断層帯中央部では 0.2-0.4m/千年 と推定され,断層帯北部の変位速度はその値と同程度かやや小さいと推定される.

(2)活動時期

a)地形・地質学的に認められた過去の活動

天理撓曲の奈良市古市町において実施されたトレンチ調査では、約1万2千年前(10210 ±360 yBP)の年代を示す砂・シルト層が6-8°,下位の地層が10-15°と累積的に傾斜し、こ れを覆う奈良時代(1200±50 yBP)の砂礫層等には傾動が認められなかった(奥村ほか、1997). このことから、約1万年前以後奈良時代以前(暦年補正をすると約1万1千年前以後約1千 2百年前以前)に少なくとも1回の活動があったと考えられている(奥村ほか、1997).ま た、奈良市古市町の別な場所で実施したトレンチ調査で、中期更新世末-後期更新世初めの砂 礫層を切る断層が中世の壕跡に切られていることから、この派生断層は中世以降活動してい ないとされた(奥村ほか、1997).

帯解断層の大和郡山市井戸野町において実施されたトレンチ調査では,約3万年前のAT 火山灰層および上位の4層が緩やかに傾斜していた(奥村ほか,1997). 奥村ほか(1997) は、この傾斜が撓曲変位であるか否か判断できなかったと述べている.しかし、今回の地中 レーダー調査によれば、これらの地層が東西約80m区間にわたって緩やかな変形を被ってい る可能性が見出された.

今市町地区で実施したトレンチ調査では、ゆるやかに撓曲変形した大阪層群を覆って旧河 道を充填する奈良時代以後の氾濫原堆積物には変形が認められなかった.

東郷(2000)は、曽根山撓曲(東郷(2000)では歌姫断層)の活動によって断層上に築か

れた古墳が変位を受けたと考えている.同古墳の周濠の南西縁は0.5m 程度低くなっているものの、これが断層活動による変形かどうかは判断できない.

以上のことから、本断層帯では約1万1千年前以後-1千2百年前以前に最新活動があった ことになる.

b) 先史時代・歴史時代の活動

本断層帯で発生した大きな被害地震は知られていない.

なお、1854年7月9日(嘉永7年6月15日)午前2時頃に発生した伊賀上野の地震(M7.2) では、同日午前7時ないし8時頃に奈良盆地北部に強い地震動をもたらした最大の余震が発 生している(図32および33;萩原ほか、1982;宇佐美ほか、2013).この地震および最大 余震によって、現在の奈良市、天理市および大和郡山市の市街地付近にあたる地域では震度 6に相当する被害があったとされる.ただし、この地震の本震は木津川断層帯の活動、最大 余震は大和高原(笠置山地)に分布する花ノ木断層の活動によると考えられている(萩原ほ か、1982など).

(3) 1回の変位量(ずれの量)

本断層帯の活動による1回の変位量に関する直接的な地形・地質学的資料や歴史資料は得 られていない.

断層帯の長さ(約29km)から,松田(1975)による経験式を用いて1回の活動に伴う上下変位量を求めることができる.経験式(1),(2)より,奈良盆地東縁断層帯における1回の活動に伴う上下変位量は約2.5mと推定される.

用いた経験式は以下のとおりである. Mはマグニチュード, Lは1回の地震の地震断層の 長さ(km), Dは(上下)変位量(m)である.

 $\log L = 0.6M - 2.9$ (1)

$$\log D = 0.6M - 4.0$$
 (2)

なお,帯解断層では,低位2および低位3段丘面に1-2m程度の上下変位が認められること が多く,天理撓曲では低位2段丘面に2m程度の上下変位が生じている可能性がある.しか し,それらの変位が1回の断層活動に伴うものかどうかは不明である.

(4)活動間隔

本断層帯の活動間隔に関する直接的な地形・地質学的資料などは得られていない.

しかし、上述のように1回の活動に伴う上下変位量が約2.5m、断層帯の平均上下変位速度が0.2-0.4m/千年と推定されることから、本断層帯の平均活動間隔は6千-1万3千年程度である可能性がある.

この平均活動間隔に基づくと、天理撓曲の中央付近で認められる約 1.5-2 万年前の低位 1

段丘面は 2-3 回の程度の断層活動を被っていることになる. この場合, 同段丘面の上下変位 量は約 6m であることから 1 回の活動に伴う上下変位量は 2-3m 程度と算出される. しかし, この値は断層帯の構成する 2 条の並走する断層群のうちの 1 条分としては過大であることか ら, 以上で求めてきた本断層帯の 1 回の変位量および平均活動間隔は信頼度が高くないと考 えられる.

(5)活動区間

本断層帯は,最大でも幅 5km の断層帯であることから,松田(1990)の基準に従う一つの 起震断層を構成しているとみなすことができる.

ただし、本断層帯の主部では、その東縁部に位置する活断層群が中期更新世に活動を停止 している可能性があり、最近の地質時代における活動はより西側の断層線に移っていると考 えられる.

3. 活動報告

(1) 第三者有識者によるトレンチの観察

今市地点で実施したトレンチ調査については,以下の各分野の第三者有識者による観察と 助言を受けた.

- ·堤 浩之 京都大学大学院理学研究科准教授(変動地形学) 1月22日
- ・高田将志 奈良女子大学文学部教授(変動地形学) 1月27日
- ・篠原豊一 奈良市埋蔵文化財調査センター所長補佐(考古学) 1月21日

(2) 一般公開·取材対応等

なし

(3) 成果の公表

なし

(4) 地元自治体への経過説明

調査内容と経過については,奈良県および奈良市の防災担当者に随時説明を行い,説明会については自治体の都合により開催しなかった.

4. むすび

本業務により,調査対象とした断層帯の多くで,断層の位置形状や活動性,過去の活動時 期等に関する貴重な資料が得られた.これらの資料により,将来の地震発生確率などの長期 的な評価がより高精度化されることが期待される.

文 献

Bronk Ramsey, C. (2001) Development of the radiocarbon program OxCal, Radiocarbon, 43, 355-363.

萩原尊禮・藤田和夫・山本武夫・松田時彦・大長昭雄(1982)「古地震-歴史資料と活断層からさぐる」.東京大学出版会、312p.

藤田和男(1974)第四紀地殻変動図「近畿」(50 万分の 1). 構造図 3, 地質調査所.

池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編(2002)「第四紀断層 アトラス」.東京大学出版会,254p.

地震調査研究推進本部(1997)「地震に関する基盤的調査観測計画」. 38p.

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2001)「京都盆地−奈良盆地断層帯南部(奈良盆地東 縁断層帯)」.17p.

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2003)「三方・花折断層帯の評価」. 36p.

活断層研究会(1980)「日本の活断層-分布図と資料-」.東京大学出版会,363p.

活断層研究会(1991)「新編日本の活断層-分布図と資料-」.東京大学出版会,437p.

粉川昭平(1954)奈良三笠山付近の地質-特に火山活動の年代について-.地質学雑誌,60,

487 - 493.

槇山次郎(1931)奈良南方の第三紀層.地球,15,46-56.

松田時彦 (1975b) 活断層から発生する地震の規模と周期について. 地震第2輯, 28, 269-283. 松田時彦 (1990) 最大地震規模による日本列島の地震分帯図. 地震研究所彙報, 65, 289-319. 三田村宗樹 (1992) 京阪奈丘陵の大阪層群の層序と地質構造. 第四紀研究, 31, 159-177. 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, DVD-ROM 2

枚・60p. 付図1葉.

- 西岡芳晴・尾崎正紀・寒川旭・山元孝広・宮地良典(2001) 桜井地域の地質.地域地質研究 報告(5万分の1地質図幅),地質調査所,141p
- 岡田篤正・東郷正美・中田高・植村善博・渡辺満久(1996):1:25,000都市圏活断層図「京都東南部」.国土地理院技術資料D・1-No.333.

岡田篤正・東郷正美編(2000)近畿の活断層.東京大学出版会,395p.+付図4図葉.

奥村晃史・寒川 旭・須貝俊彦・高田将志・相馬秀廣(1997) 奈良盆地東縁断層系の総合調 査. 平成8年度活断層研究調査概要報告書, 51-62, 地質調査所.

尾崎正紀・寒川 旭・宮崎一博・西岡芳晴・宮地良典・竹内圭史・田口雄作(2000) 奈良地 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,162p.

Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. R., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A.
G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R.
W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S.
M., van der Plicht, J. (2013) IntCall3 and Marinel3 radiocarbon age calibration curve 0-50,000 years cal BP, Radiocarbon, 55, 1869-1887.

坂本 亮(1955)奈良南方の新生代層.地質学雑誌, 61, 62-72.

- 佐野正人(1980)奈良盆地北部の地質構造(活構造).日本応用地質学会関西支部昭和55年 度見学会案内書(奈良-京都地域の開発と応用地質学的諸問題),13-25.
- 寒川旭・衣笠善博・奥村晃史・八木浩司(1985)奈良盆地東縁の活断層.第四紀研究, 24, 85-97.

島倉巳三郎・梅田甲子郎・粉川昭平・紺田 功・野口寧世・中島和一(1971)地質. 奈良市 史編集審議会編「奈良市史,自然編」,奈良市役所,1-108.

新創社(2007)「奈良時代 Map-平城京編」,光村推古書院,71p.

相馬秀廣・八木浩司・岡田篤正・中田 高・池田安隆(1997)1:25,000都市圏活断層図「桜 井」.国土地理院技術資料D・1-No.350.

東郷正美(2000)「微地形による活断層判読」.古今書院,206p.

- 宇佐美龍夫・石井 寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子 (2013)「日本被害地震総覧599-2012」.東京大学出版会, 694p.
- 脇田浩二・竹内圭史・水野清秀・小松原 琢・中野聰志・竹村恵二田口雄作(2013)京都東 南部地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1地質図幅),産業技術総合研究所地質 調査総合センター,124p.
- 八木浩司・相馬秀廣・岡田篤正・中田 高・池田安隆(1997)1:25,000都市圏活断層図「奈 良」.国土地理院技術資料D・1-No.350.
- 吉岡敏和・粟田泰夫・下川浩一・杉山雄一・伏島祐一郎(2005)全国主要活断層活動確率地 図及び説明書.構造図14,産業技術総合研究所地質調査総合センター,127p.

図表

- 表1 奈良盆地東縁断層帯のまとめ
- 表2 調査地域の段丘面区分
- 表3 S波浅層反射法探査の仕様
- 表4 地中レーダー探査の仕様
- 表5 地中レーダー探査測線の長さ
- 表6 今市地区のボーリングおよびトレンチ調査で採取した試料の放射性炭素同位体年代の 測定結果 測定方法は AMS 法による.¹⁴C年代値は同位体分別補正後の値を示す.測定は(株)地 球科学研究所による. 暦年較正には Reimer *et al.* (2013) による IntCal13 データベ ースを用い, 暦年較正プログラム: 0xCal (Bronk Ramsey, 2001) を使用した.
- 表7 今市地区のボーリングおよびトレンチ調査での花粉分析試料の採取位置
- 表8 今市地区のボーリングおよびトレンチ調査で採取した試料の花粉分析結果
- 図1 奈良盆地東縁断層帯の位置と主な調査地点

1:今市町地区,2古市町地点,3:井戸野町地点,4:P波浅層反射法探査測線,④: 断層の南端と北端.太線は変動地形が明瞭な活断層帯.細線は変動地形が不明瞭な断 層帯.破線は中期更新世以後に活動を停止している可能性がある活断層.基図は国土 地理院発行の数値地図200000「京都及び大阪」および「和歌山」を使用.

図2地震調査研究推進本部地震調査委員会(2001)による京都盆地-奈良盆地断層帯南部(奈 良盆地東縁断層帯)の活断層位置 1:井手断層,2:奈良阪撓曲,3:菩提仙川-天理(断層),4:天理撓曲,5:櫟本(断

I:开子谢唐,2:宗良顺挠曲,3:告徒仙川一人垤(谢唐),4:人垤挠曲,5:保本(谢
 層),6:丹波市町(断層),7:箸中-三輪(断層),8:帯解断層,9:佐保田撓曲,
10:曽根山撓曲,11:秋篠撓曲. ④:奈良盆地東縁断層帯の北端および南端とした位置.

図3 奈良盆地東縁断層帯および花折断層帯南部周辺の活断層分布に関する既存の調査・研究 基図は国土地理院発行の数値地図200000「京都及び大阪」および「和歌山」を使用.

図4 地形分類図の索引図

図5 地形分類図の凡例

- 明瞭な変動地形を伴わない主な活構造および既存文献のみが指摘する主な活構造は、岡田ほか(1996) 八木ほか(1997) および相馬ほか(1997) による都市圏活構造図「京都東南部」、「奈良」および「桜井」に基づく.
- 図 6 地形分類図-その 1 位置図は図 4, 凡例は図 5 に示す. 基図は国土地理院の電子地形図 25000 を使用.
- 図 7 地形分類図-その 2 位置図は図 4, 凡例は図 5 に示す.基図は国土地理院の電子地形図 25000 を使用.
- 図8 地形分類図-その3
 位置図は図4,凡例は図5に示す.基図は国土地理院の電子地形図25000を使用.
 図9 地形分類図-その4

位置図は図4,凡例は図5に示す.基図は国土地理院の電子地形図25000を使用.

- 図 10 地形分類図-その 5 位置図は図 4, 凡例は図 5 に示す. 基図は国土地理院の電子地形図 25000 を使用.
- 図 11 地形分類図-その6位置図は図 4, 凡例は図 5 に示す. 基図は国土地理院の電子地形図 25000 を使用.
- 図 12 地形断面図-その 1 断面測線の位置は図 6 および 7 に示す.段丘面の記号は図 5 の凡例と同じ.
- 図 13 地形断面図-その 2

断面測線の位置は図9に示す.段丘面の記号は図5の凡例と同じ.

- 図 14 地形断面図-その 3 断面測線の位置は図 9 および 10 に示す.段丘面の記号は図 5 の凡例と同じ.
- 図 15 地形断面図-その 4 断面測線の位置は図 10 に示す.段丘面の記号は図 5 の凡例と同じ.
- 図 16 地形断面図-その 5 断面測線の位置は図 10 および 11 に示す.段丘面の記号は図 5 の凡例と同じ.
- 図 17 今市町地区におけるS波浅層反射法探査測線,地中レーダー探査測線,ボーリング調 査地点およびトレンチ調査範囲の位置 a:後背平野,b:現河道・旧河道、L3:低位3段丘面、L2:低位2段丘面、L1:低位 1段丘面、M:中位段丘面。矢印は撓曲に伴う地形面の傾動を示す。基図は1:2500大 和都市計画図を使用.
- 図18 S波浅層反射法探査による重合速度分布図
- 図 19 S波浅層反射法探査によるマイグレーション後の深度断面図 相対振幅カラースケールおよび零位相を合わせて表示する.数字は代表的なS波の区 間速度(m/sec).縦横比1:1.
- 図 20 S波浅層反射法探査によるマイグレーション後の深度断面図(東部の詳細) 相対振幅カラースケールおよび零位相を合わせて表示する.数字は代表的なS波の区 間速度(m/sec).縦横比2:1.
- 図 21 井戸野町地区における地中レーダー探査測線と既存の反射法弾性波探査測線およびトレンチ調査範囲の位置 基図は奈良市の1:2500 大和郡山市基本図を使用.
- 図 22 今市町地区における地中レーダー探査の結果
- 図 23 井戸野町地区における地中レーダー探査の結果

- 図 24 井戸野町地区における地中レーダー探査の結果と既存のトレンチ調査結果との比較 上:Line 6 測線における地中レーダー探査結果と奥村ほか(1997)による井戸野町ト レンチ北側壁面の概略位置との関係.下:地中レーダー探査結果とトレンチ壁面の層 序・構造との関係.
- 図 25 井戸野町トレンチの北側壁面のスケッチ(奥村ほか,1997) AT:姶良 Tn 火山灰層(約3万年前).数字は放射性炭素同位体年代(yBP).
- 図 26 今市町地区におけるボーリング調査地点およびトレンチ掘削範囲 S 波反射法探査測線(数字は CMP 番号)および地中レーダー測線(Line 1~3,数字は 距離(m))を併せて示す.
- 図 27 今市町地区における群列ボーリング調査による地質断面図 縦横比 2:1.
- 図 28 今市町地区における群列ボーリング調査による地質断面図(東部の詳細) トレンチ壁面の地質概略を併せて示す.縦横比2:1
- 図 29 今市町地区におけるトレンチ調査状況を示す写真 北西側より南側壁面を見る.
- 図 30 今市町地区におけるトレンチ壁面のスケッチ展開図 縦のスケールは鉛直尺.
- 図 31 今市地区におけるS波反射法探査,ボーリング調査およびトレンチ調査の結果に基づく総合地質断面図 縦横比2:1.
- 図 32 1854 年 7 月 9 日(安政元年/嘉永 7 年 6 月 15 日)伊賀上野の地震とその余震による震度分布-その1(萩原ほか,1982) 萩原ほか(1982)によれば、午前 2 時頃に木津川断層系の活動による M7.2の地震と、 桑名・四日市断層の活動による M6.7 の地震が発生し、同日午前 7 時ないし 8 時に笠置 山地および奈良盆地を含む地域で花ノ木断層による余震(M6.8)が誘発されたと考え

られている.

 図 33 1854年7月9日(安政元年/嘉永7年6月15日)伊賀上野の地震とその余震による 震度分布-その2(宇佐美ほか,2013)
 宇佐美ほか(2013)による震度分布図では、丑刻に発生した本震と、同日卯辰刻に伊 賀上野と奈良を中心とした余震による被害が区別されていない。

表1 奈良盆地東縁断層帯のまとめ

	従来評価	今回調査を含めた結果	備考		
1. 断層帯の位置・形態					
(1)断層帯を構成する断層	井手断層 片山(断層) 奈良坂撓曲 高樋断層 園原町(断層) 中山町-三輪(断層) 市ノ井断層 三百断層 菩提仙川-天理(断層) 萱生町-穴師(断層) 養理撓曲 櫟本(断層) 丹長柄-巻野內(断層) 著解-三輪(断層) 骨段柄-巻野內(断層) 著解断層 佐保町撓曲 管坊撓曲 檜田撓曲 僧坊撓曲 檜田時磨 秋篠撓曲 中山(断層) 日葉酢媛命陵(断層)	僧坊撓曲 植田断層 秋篠撓曲 日葉酢媛命陵付近の断層 中山町付近の断層 曽根山撓曲 佐保田撓曲 帯解断層 丹波市町付近の断層 茶見坂撓曲 天理撓町付近の断層 茶里町一三輪付近の断層 菩捏仙川ー天理付近の断層 菩捏仙川ー天理付近の断層 吉万断層 市ノ井断層 高樋断一三輪付近の断層 穴師付近の断層	井手断層および片山付近の断層は、 段丘面等に変動地形が認められず、ま た、付近には地質断層も知られていない。 僧坊断層、高樋断層、三百断層は、中 期更新世以後には活動していない、 萱生町-三輪付近の断層は、従来評価 による萱生町-穴師(断層)のオ部とと長 柄~巻野内(断層)の南部、および箸中 -三輪(断層)を合わせたものに概ね相 当する。 國原町-三輪付近の断層は、従来評価 による園原町(断層)および中山町-三 輪(断層)を合わせたのものに概ね相 当する。		
(2)断層帯の位置・形状					
地表における断層帯の位置・形状					
断層帯の位置(両端の緯度・経度)	(北端)北緯34°50', 東経135°49' (南端)北緯33°31', 東経135°51'	(北端)北緯34°47', 東経135°47' (南端)北緯33°31', 東経135°51'			
長さ	約35 km	約29km			
地下における断層面の位置・形状	地表での長さ・位置と同じ				
上端の深さ	0 km	0 km			
一般走向	N10° W	N10-15° W			
傾斜	50-60°東傾斜(地下600m以浅い)	50-60°東傾斜(地下600m以浅い)	中期更新世以後に活動していない高 樋断層、三百断層では、露頭において 傾斜90°の断層面が間査察される.		
幅	不明				
(3)断層のずれの向きと種類	東側隆起の断層		断層帯の北端部に分布する僧坊撓曲 および植田断層と、天理撓曲の副断層 である鹿野園町付近のは、西側隆起の 構造.		
2. 断層の過去の活動					
(1)平均的なずれの速度	約0.6m/千年(上下成分)	0.2-0.4m/千年程度(上下成分)	高位段丘面の変位量に基づいて推 定.		
(2)過去の活動時期 	最新活動時期 約1万1千年前以後, 約1千2百年前以前	最新活動時期 約1万1千年前以後, 約1千2百年前以前			
(3)1回のずれの量と平均活動間隔					
1回のずれの量	約3m(上下成分)	2.5m程度(上下成分)	断層帯の長さから推定.		
平均活動間隔	約5千年	6千-1万3千年程度			
(4)過去の活動区間	断層帯全体で1区間	断層帯全体で1区間	松田(1990)の基準に基づいて推定。		

表 2	調査地域の段丘面区分

本報告	寒川ほか(1985)	尾崎ほか(2000)	西岡ほか(2001)	脇田ほか(2013)
	(奈良盆地)	(木津川流域, 奈 良盆地北部)	(奈良盆地南東部)	(木津川流域)
最高位段丘面	虚空蔵山面			
高位1段丘面	奈良坂面	高位段丘面	高位段丘面	高位 I 段丘面
高位2段丘面	鹿野園面	中侍郎亡寿	中位段丘面 (tm1)	高位Ⅱ段丘面
中位段丘面	和邇面	中世校工曲	中位段丘面(tm2)	中位段丘面
低位1段丘面	*****	低估职亡毒	低估职后声	低位 I 段丘面
低位2段丘面	■ 傑平田	低位按工面	低位按工面	低位Ⅱ段丘面
低位3段丘面				

表3 S波浅層反射法探査の仕様

項目	内容	備考			
探查手法	S波反射法地震探查				
波動種別	S波(横波)				
探查目標深度	100 m 程度				
測線数	1				
調査測線長	約 254 m (測点番号 1~255)	調査を実施した測線の距離			
解析測線長	231.5 m(CMP 番号 1~463)	CMP 間隔の総延長			
標準発震点間隔	1.0 m				
発震点数	217				
標準受振点間隔	1.0 m				
受振点数	255				
		受振区間の端に発震点が位			
甘木屈問古法	ナンドナン	置するエンドオンを基本と			
苯平底用刀伝		して収録状況に応じて調整			
		した			
	約 100 m	発震点と受振点間の最大距			
	", j 100 m	廃			
標準同時収録チャンネル数	101ch				
垂直重合数	15~20回	取得データを確認し適宜変			
(スタック数/発震点)	13 20 户	更			
収録記録長	2.0秒				
サンプリング間隔	1.0 msec				
収録様式	SEG-Y				
震源	油圧式S波震源:1台	㈱阪神コンサルタンツ開発			
	速度型地震計(固有周波数 30 Hz, 1	SM-11 (I/O Sensor 社製)			
受振器	受振点につき3個グルーピングした				
	もの)				
探鉱機	デジタル・テレメトリ型地震探鉱機 (24 ビット A/D [アナログ/デジタル] 変換)	G·DAPS4A((株) 地球科学総 研究所製)			

表4 地中レーダー探査の仕様

探查方式	プロファイル測定法
測定システム	SIR-3000
	(Geophysical Survey Systems Inc.)
アンテナ	Model-5106
	(Geophysical Survey Systems Inc.)
アンテナ周波数	200 MHz
スキャン間隔	1 cm
記録ファイルフォーマット	DZT 形式
記録データビット長	16 ビット
サンプル数	1024
記録長	256 nsec

表5 地中レーダー探査測線の長さ

Line1	91.57 m
Line2	50.35 m
Line3	93.30 m
Line4	237.69 m
Line5	226.75 m
Line6_1	380.45 m
Line6_2	156.63 m
計	1236.74 m

表6 今市地区のボーリングおよびトレンチ調査で採取した試料の放射性炭素同位体年代の測定結果.

採取地点	層準/深度	試料No.	試料の種類	ID	14-C年代		較正年代		
					yBP		AD/E	3C	%
トレンチ南側壁面	耕作土層下部	IM-T-C1	有機質堆積物	Beta- 372813	$2850~\pm$	30	-1111	-927	95.4
トレンチ南側壁面	a2層最下部	IM-T-C2	有機質堆積物	Beta- 372814	$990~\pm$	30	989	1053	57.4
							1080	1153	38.0
トレンチ南側壁面	a2層上部	IM-T-C3	有機質堆積物	Beta- 372815	2130 \pm	30	-350	-308	10.5
							-210	-52	84.9
トレンチ南側壁面	a3層最下部	IM-T-C4	有機質堆積物	Beta- 372816	$2280 \pm$	30	-403	-352	60.1
							-297	-228	33.5
							-221	-211	1.8
No. 4 孔	2.84-2.86 m	IM-B03-C0285	有機質堆積物	Beta- 368557	1870 \pm	30	73	226	95.4
No. 7 孔	2.24-2.26 m	IM-B08-C0225	有機質堆積物	Beta- 373186	5900 \pm	40	-4882	-4870	1.4
							-4849	-4690	94.0
No. 8 孔	4.19-4.21 m	IM-B09-C0420	有機質堆積物	Beta- 373187	$24360~\pm$	130	-26770	-26105	95.4
No. 9 孔	1.92-1.94 m	IM-B05-C0193	有機質堆積物	Beta- 367152	$4830~\pm$	30	-3694	-3681	1.9
							-3655	-3626	46.6
							-3596	-3527	46.9
No. 9 孔	2.31-2.33 m	IM-B05-C0232	有機質堆積物	Beta- 367153	5860 \pm	40	-4831	-4613	95.4
No. 9 孔	4.54-4.56 m	IM-B05-C0455	有機質堆積物	Beta- 367154	$28060~\pm$	160	-30526	-29447	95.4

測定方法は AMS 法による.¹⁴C年代値は同位体分別補正後の値を示す.測定は(株)地球科学研究所による. 暦年較正には Reimer *et al*. (2013) による IntCal13 データベースを用い, 暦年較正プログラム: 0xCal (Bronk Ramsey, 2001) を使用した.

表7 今市地区のボーリングおよびトレンチ調査での花粉分析試料の採取位置

No.	試料名	採取位置	種類
P1	IM-T-P1	トレンチ東側壁面	シルト
P2	IM-T-P2	トレンチ東側壁面	シルト
P3	IM-B05-P1	No.5 孔 深度 4.80-4.90m	砂混り粘土
P4	IM-B05-P2	No.5 孔 深度 6.10-6.20m	砂混りシルト
P5	IM-B05-P3	No.5 孔 深度 11.85-11.95m	砂質粘土
P6	IM-B05-P4	No.5 孔 深度 13.50-13.60m	砂質粘土
P7	IM-B05-P5	No.5 孔 深度 21.50-21.60m	砂混りシルト
P8	IM-B05-P6	No.5 孔 深度 25.20-25.30m	砂混りシルト

表8 今市地区のボーリングおよびトレンチ調査で採取した試料の花粉分析結果

試料番号	sample no.	P1	P2	Р3	P4	P5	P6	P7	P8
花粉胞子型	types								
[木本花粉]	[arboreal pollen]								
スギ科	Taxodiaceae				1				
ハンノキ属	Alnus								1
フウ属	Liquidambar			1					
[草本花粉]	[nonarboreal pollen]								
イネ科	Gramineae			1					
カヤツリグサ科	Cyperaceae	Cyperaceae 1							
ヨモギ属	Artemisia 8								
[シダ胞子]	[fern spores]								
単条型胞子	monolete spores			21					1
不明花粉	Unknown	0	0	10	7	0	0	0	2
樹木花粉総数	total arboreal pol	0	0	1	1	0	0	0	1
非樹木花粉総数	total nonarboreal]	0	0	10	0	0	0	0	0
シダ胞子総数	total fern spores	0	0	21	0	0	0	0	1
総花粉・胞子数	total pollen and s	0	0	32	1	0	0	0	2



図1 奈良盆地東縁断層帯の位置と主な調査地点

1:今市町地区,2古市町地点,3:井戸野町地点,4:P波浅層反射法 探査測線,④:断層の南端と北端.太線は変動地形が明瞭な活断層帯. 細線は変動地形が不明瞭な断層帯.破線は中期更新世以後に活動を停止 している可能性がある活断層.基図は国土地理院発行の数値地図 200000「京都及び大阪」および「和歌山」を使用.



135.0



図3 奈良盆地東縁断層帯および花折断層帯南部周辺の活断層分布に関する既存の調 査・研究

基図は国土地理院発行の数値地図 200000「京都及び大阪」および「和歌山」を使用.



図4 地形分類図の索引図



図5 地形分類図の凡例

明瞭な変動地形を伴わない主な活構造および既存文献のみが指摘する主な活構造は、岡田ほか(1996)八木ほか(1997)および相馬ほか(1997)による都市圏活構造図「京都東南部」、「奈良」および「桜井」に基づく.



図6 地形分類図 - その1 位置図は図4,凡例は図5 に示す.基図は国土地理院の電子地形図 25000 を使用.



図7 地形分類図 - その2 位置図は図4,凡例は図5に示す.基図は国土地理院の電子地形図25000を使用.



図8 地形分類図 - その3 位置図は図4,凡例は図5に示す.基図は国土地理院の電子地形図25000を使用.



図9 地形分類図 - その4 位置図は図4,凡例は図5に示す.基図は国土地理院の電子地形図25000を使用.



図 10 地形分類図 - その 5 位置図は図 4,凡例は図 5 に示す.基図は国土地理院の電子地形図 25000 を使用.



図11 地形分類図 - その6 位置図は図4,凡例は図5 に示す.基図は国土地理院の電子地形図25000を使用.



断面測線の位置は図6および7に示す.段丘面の記号は図5の凡例と同じ.







断面測線の位置は図9に示す.段丘面の記号は図5の凡例と同じ.



断面測線の位置は図9および10に示す.段丘面の記号は図5の凡例と同じ.



断面測線の位置は図10に示す.段丘面の記号は図5の凡例と同じ.



断面測線の位置は図10および11に示す.段丘面の記号は図5の凡例と同じ.



図 17 今市町地区におけるS波浅層反射法探査測線,地中レーダー探査測線,ボーリング調査地 点およびトレンチ調査範囲の位置

a:後背平野,b:現河道・旧河道,L3:低位3段丘面,L2:低位2段丘面,L1:低位1段丘面, M:中位段丘面. 矢印は撓曲に伴う地形面の傾動を示す. 基図は1:2500大和都市計画図を使用.



図18 S波浅層反射法探査による重合速度分布図





相対振幅カラースケールおよび零位相を合わせて表示する.数字は代表的なS波の区間速度(m/sec).縦横比1:1.





相対振幅カラースケールおよび零位相を合わせて表示する.数字は代表的なS波の区間速度(m/sec).縦横比2:1.



図 21 井戸野町地区における地中レーダー探査測線と既存の反射法弾性波探査測線およびトレンチ調査範囲の位置

基図は奈良市の1:2500大和郡山市市計画図を使用.





図 23 井戸野町地区における地中レーダー探査の結果



図 24 井戸野町地区における地中レーダー探査の結果と既存のトレンチ調査結果との比較

上:Line 6 測線における地中レーダー探査結果と奥村ほか(1997)による井戸野町トレンチ北側壁面の概略位置との関係. 下:地中レーダー探査結果とトレンチ壁面の層序・構造との関係.



図 25 井戸野町トレンチの北側壁面のスケッチ(奥村ほか, 1997)

AT: 姶良 Tn 火山灰層(約3万年前).数字は放射性炭素同位体年代(yBP).





S波反射法探査測線(数字はCMP番号)および地中レーダー測線(Line 1~3,数字は距離(m))を併せて示す.


図27 今市町地区における群列ボーリング調査による地質断面図 縦横比2:1.



図28 今市町地区における群列ボーリング調査による地質断面図(東部の詳細) トレンチ壁面の地質概略を併せて示す.縦横比2:1.



図 29 今市町地区におけるトレンチ調査状況を示す写真 北西側より南側壁面を見る.







図 32 1854 年7月9日(安政元年/嘉永7年6月15日)伊賀上野の地震とその余震による震度分布-その1(萩原ほか, 1982)

萩原ほか(1982)によれば、午前2時頃に木津川断層系の活動によるM7.2の 地震と、桑名・四日市断層の活動によるM6.7の地震が発生し、同日午前7時 ないし8時に笠置山地および奈良盆地を含む地域で花ノ木断層による余震 (M6.8)が誘発されたと考えられている.



図 33 1854 年 7 月 9 日 (安政元年/嘉永 7 年 6 月 15 日)伊賀上野の地震と その余震による震度分布 - その 2 (宇佐美ほか, 2013)

宇佐美ほか(2013)による震度分布図では、丑刻に発生した本震と、同日卯 辰刻に伊賀上野と奈良を中心とした余震による被害が区別されていない.