根尾村水鳥および中付近における根尾谷断層の 第四紀後期の活動性

岡 田 篤 正* 松 田 時 彦**

Late Quaternary Activity of the Neodani (Neo-Valley) Fault at
Midori and Naka, Neo Village, Central Japan

Atsumasa OKADA* and Tokihiko MATSUDA**

Abstract

The Neodani fault to the north of Nagoya, central Japan, is a principal strand of the Nobi fault system. The fault moved primarily in a left-lateral sense during the great Nobi earthquake of 1891 (Magnitude 8.0). The maximum vertical and horizontal offsets are 6 m at Midori and 7-8 m at Naka, respectively. After reviewing previous works, we discuss new geomorphological and geological data bearing on the 1891 and earlier paleoearthquakes in the latest Quaternary: specifically we find that

1) The 1891 vertical offset was about 5 m at the western slope of Terayama which is located on the northwestern extension of the well-known Midori fault scarp.

2) The subsurface data show that the vertical offset of the base of the alluvial deposits beneath the Midori scarp is about same as that of the ground surface at the scarp, implying that the 1891 event was the first faulting event since the beginning of the deposition of the alluvium. The radiocarbon date suggests that the alluvium is not older than 1,000 years in age.

3) The lower river terrace, *ca.* 14,000 years old, is displaced as 14 m vertically at Terayama in Midori where about 5 m vertical displacement occurred in 1891, and a stream incising the lower terrace on the fault line at Naka offsets *ca.* 28 m laterally where 7~8 m lateral displacement occurred in 1891. If the fault is characterized by the repeated occurrence of earthquakes of the same size, both the 14 m vertical offset at Terayama and 28 m lateral offset at Naka may be interpreted to be the result of 3 to 4 events occurring at average intervals of about 3,000~4,000 years since the formation of the lower terrace. The observation also indicates that the Neodani fault, at least in the central segment including Midori and Naka, has averaged 2 m per one thousand years in the left-lateral slip rate in that period.

I. はじめに

濃尾地震は、1891 (明治24) 年10月28日に岐阜

県根尾谷断層を震源として発生した日本最大の歴史地震 (M=8.0: 村松, 1962; 宇佐美, 1987) であった。この時生じた濃尾地震断層系は左横ず

* 愛知県立大学

** 東京大学地震研究所

* Aichi Prefectural University

** Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

図 1 根尾谷断層系と濃尾地震の地震断層
(松田, 1974による小出ほか, 1979)

Fig. 1 Neodani fault system and surface break (solid circles) of the 1891 Nobi earthquake (Matsuda, 1974, cited in Koide *et al.*, 1979)

れて、概して南西側隆起の変位を示し、その長さは約80km に達した(図1)。これに、濃尾平野の地下に推定された断層(井関, 1966ほか)を含めると全長約90km にも及ぶ。

この時の根尾谷断層の変位量は左横ずれで最大約8m に達した。根尾村水鳥付近には比高約6m の見事な地震断層崖(“水鳥の断層崖”)が現われた。この水鳥の断層崖は地震直後に写された写真とともに Koto (1893) によって報告され、内外の多くの教科書に紹介されている。

水鳥地震断層崖の周辺ではその後もいくつかの研究が行なわれてきたが、ボーリング等の地下資料や第四紀層の記載に乏しく、段丘面や谷底平野面の詳しい地形分類や、それらの形成年代・累積変位量に関する資料もほとんどなかった。

筆者らは1970年代に行なわれた樺見線の敷設や、その後の道路の工事などが行なわれている際に、根尾村中部域の地質を直接に観察し、沖積層や段丘堆積物の中から年代測定試料を採取してきた。また、近年可能となった地形図類や空中写真を使用して、詳しい地形分類や第四紀層の調査を行ってきた。

本稿では、こうして明らかになった水鳥断層崖やその北西延長部の性質と、さらに北方の根尾村中付近で得られた根尾谷断層の性質とに基づいて、根尾谷断層の完新世における変位の累積性や濃尾地震の再来間隔などについて述べる。

なお、本稿では水鳥の断層崖をもたらした断層を水鳥断層とよぶ。この水鳥断層は、水鳥集落北辺に現われた水鳥大將軍断層とともに、濃尾地震時の主要な変位線であるが、地質断層としての根尾谷断層の主断層線は、これらのさらに東方にある可能性がある。本稿では水鳥断層も水鳥大將軍断層も根尾谷断層(帯)を構成する断層として扱う。

II. 根尾谷断層の研究史

1) 根尾谷断層の研究概略史

小藤(小藤, 1892; Koto, 1893)は地震直後の状況を詳細に調べて、当時刊行されていた唯一の40万分の1地形図上に断層の位置を示した。この図では断層線を連続した1本の線で示しており、場所によって大きく弯曲させている。

これに前後して、巨智部(1891, a, b)・比企(1891)・片山(1893)・脇水(1893)・大森(1893-94, 1894)等は地震発生地域に赴いて、丹念な現地調査を実施し、発生後間もない時期に観察された断層変位に関して貴重な詳しい報告を出している。

その後、大森(1899, 1900, 1910)は断層の位置や状況をさらに詳しく記載し、1本とされていた地震断層が、根尾谷断層と黒津・温見断層という2本の雁行状に配列する断層からなることを明らかにした。また、大森は上下変位の向きが場所によって異なることも指摘した。

別所(1967)は当時までに調査された主な研究者の成果を紹介・批評して、長年に及ぶ地質調査の結果を地質図としてまとめ、その解説を行なうとともに地震断層の地質学的な意義について詳しく述べている。

1967年日本地理学会秋季大会の巡検の資料を基にして、井関・守屋(1968)が根尾谷断層に関するそれまでの研究を概説し紹介している。

写真 1a 水鳥の断層崖

Koto (1893) の写真よりやや東南側の段丘面上より北東方を見たもの。
岐阜測候所 (1892) 撮影の写真を貼り合わせた。

Photo 1a Midori fault scarp pictured from the site slightly SE of Koto (1893)'s photo
Taken by the Gifu Meteorological Observatory (1892).

写真 1b 水鳥地震断層崖の南東部

写真 1a の南東延長部の断層崖。地震直後の根尾川の侵食により消滅したので、現存しない。岐阜測候所 (1892) 撮影。

Photo 1b Midori fault scarp (SE-ward extension of photo 1a)
This scarp disappeared by erosion of the Neo River immediately after the 1891 event. Photograph pictured by the Gifu Meteorological Observatory (1892).

松田 (1974) は、それまでの文献を整理し、それらの記載事項や現地聞き取り調査結果と現在の様子とを照合して、地震断層の正確な位置や変位量を求めた。その結果、濃尾地震断層系には不連続や屈曲があるものの、7本の地震断層線が認め

られること、それは既存の活断層系（濃尾活断層系）の主部が再活動したものであることなどが明らかになった。

村松 (1976) は濃尾地震と根尾谷（＝濃尾）断層（系）の解説を行ない、主な断層変位と地震の

特徴や地殻変動などについて解説している。

岡田 (1979) や活断層研究会 (1991) は、広範囲に及ぶ空中写真の判読や既往文献の検討などから、活断層やリニアメントを抽出する中で、濃尾断層系と周辺の活断層の概要をまとめ、これらを20万分の1地勢図の上に表現した。

2) 水鳥付近の地震断層の研究史

本稿の主な調査対象地である水鳥付近には、濃尾地震時に、その南西側に北東隆起の水鳥の断層崖、北側に南側隆起の断層崖 (水鳥大將軍断層)、そして東側の根尾川河床付近に西側隆起の断層が生じた。このため、これら3つの断層に囲まれた水鳥集落を含む三角形の谷底平野は、5~6m隆起した (図2, 3)。この特異な水鳥断層崖や三角状地帯 (水鳥三角台地) の成因や変位量については、古くから多くの研究がある (大森, 1900; 中村, 1927; 津屋, 1937; 村松ほか, 1964; 松田, 1974; 林, 1983)。

大森 (1900) はこれを、周囲を断層にとり囲まれた水鳥地区の外側が陥没して島が生じたような外観を呈したと記している。中村 (1927) や津屋 (1937) は、水鳥断層崖が水鳥低地を走り、この付近の根尾谷断層の一般的走行にたいしてやや北西に振れていて、上下変位の向きが全く異なる等の事実から、水鳥断層崖を副断層または表層的な断層と考えた。村松ほか (1964) は水鳥三角台地の電気探査から、水鳥断層は基盤も同様に食い違っていることを明らかにし、上記の津屋 (1937) の考えを否定した。松田 (1974) は水鳥の隆起を屈曲した断層に沿う左ずれによって生じた圧縮によるふくらみと考えた。

水鳥の断層崖での上下変位量は当時の測定では北東側が約6m隆起していた。これには左横ずれも伴ったが、その左ずれ変位量については、報告者によって2.4mから6mまでさまざまである。さらに地震後に逆戻りした可能性も考えられている (津屋, 1937)。そこで筆者らは、現在水鳥断層の左ずれ量について当時の地籍図と比較しつつ検討中であるので、水鳥での横ずれ変位量についての考察は本稿では省略する。

水鳥の断層崖の北西端に続く水鳥西端の段丘崖

斜面と寺山西斜面での上下変位量については、新たに測定値が得られたので、Ⅲ章の2) で記載する。

Ⅲ. 水鳥付近の根尾谷断層

1) 水鳥の三角台地

根尾川の上流から南東へ川沿いに連続してつづいてきた根尾谷地震断層 (口絵2: 写真1) は、水鳥集落付近ではその東方の根尾川西岸の河原に東低下の変位をもって現われた (大森, 1894, 1900)。そしてそのさらに南方は、金原方面へつづくが、一部は水鳥付近から東南へ分岐して更に東方の山中へ延びる地形的リニアメントがあるので、その部分も変位した可能性もある。

この根尾谷断層 (狭義) とは別に、水鳥集落の北側に東西方向で約400mと比較的短く延びる南側隆起の地震断層 (水鳥大將軍断層) が現われた。この断層線の東端は上述の河床の根尾谷断層に、西端是水鳥の断層崖で知られる水鳥断層の北端に合している。これら3つの断層によって水鳥地区の沖積面は三角形の地塊 (水鳥三角台地) として隆起した (図3)。

図4は、水鳥の沖積面の地下推定断面である。同図上は、村松ほか (1964) によるものである。同図下 (D-D断面) はその後の水鳥西方のドウ谷沿いや寺山頂部への新道沿いの露頭観察や、水鳥の沖積面での樽見線の工事に伴う表層地質とボーリングの資料に基づいて作った水鳥地域の東西断面図である。

2) 水鳥の沖積面と西側の寺山

根尾村水鳥付近の詳しい地形分類図を図3に示す。図3左は、玉野測量 K. K. が1975年に特別に撮影した縮尺1/6,000の空中写真を判読し、樽見線的美濃神海-樽見間の路線平面図 (原図の縮尺1/2,500) に記入したものである。水鳥三角台地と周辺沖積低地の微地形がよく表現されている。図3右は同範囲の主な地形要素に地形・地質断面やボーリング地点の位置を示したものである。

水鳥付近の沖積平野面を観察すると、籠瀬 (1975) の指摘のように微高地や凹地が根尾川の流れの方向にほぼ並行して発達している (図3左)。

図 2 根尾谷断層中部，中付近から水鳥付近までの1891年地震断層線と地形面区分
左図は右図の上部につづく．両図の位置は挿入図参照．等高線は2万5千分の1地形図〔樽見〕・〔谷合〕による．×の C-1~C-5 は ^{14}C 年代試料採取地点．

1. 最低位段丘面，2. 低位段丘面，3. 中位段丘面，4. 中-高位段丘面，5. 高位段丘面，6. 扇状地-崖錐，7. 斜面崩壊地，8. 根尾谷断層（矢印は横ずれ方向，点線部は横ずれ谷，●印は断層破碎帯の露出地点と地点番号），9. 地質断層，10. リニアメント~埋没断層

Fig. 2 Geomorphological classification and the seismic faults in the Naka—Midori area of Neo Village in the central part of the Neodani Fault

The left figure continues to the top of the right figure. The contours are re-drawn mainly from the 1:25,000 maps of “Tarumi” and “Taniiai”. Crosses (C-1~C-5) indicate localities where C-14 dates were obtained.

1. lowest terrace, 2. lower terrace, 3. middle terrace, 4. middle-higher terrace, 5. higher terrace, 6. alluvial fan~talus cone, 7. slope failure, 8. Neodani (Neo Valley) and related active faults (arrow indicates the direction of lateral slip. Dotted portions are offset stream. Solid circles (●) and numerals show the location of outcrop of fault shattered zone and its locality number, 9. geological fault, 10. lineament~concealed fault

図 4 水鳥付近における東西方向の地形・地質断面

A-A, B-B, C-C 断面は村松ほか (1964) による。D-D は筆者らの調査 (一部推定) による。各断面の位置は図 3 右に示す。地質の記号は図内に示した。

Fig. 4 Topographical and geological sections around Midori

For the location, see Fig. 3 (right). Sections A-A, B-B, C-C, after Muramatsu *et al.* (1964).

当域で異常な地形は西光寺西側の寺山とよばれる小丘である (口絵 2 : 写真 2)。それは北-西-南側を取り巻く低位段丘面から突出する孤立丘である (図 3 左)。この寺山は西-北側を地震断層によって取り囲まれ、破碎した基盤岩とそれを不整合に覆う未固結で軟弱な砂礫層から構成されている。周囲の段丘面が河床であった当時の状態を考えると、この小丘は急流で侵食力強い根尾川の中にあったことになるが、前述のように軟弱な砂礫層からなるので、侵食だけで生じたものとは考えられない。このような理由から、これは断層変位による隆起地形とみなされてきた (井関・守屋,

1968 ; 松田, 1974 ; 林, 1983)。今回の調査でも、図 4 下のように寺山が水鳥断層の東側隆起運動による隆起地形であることがたしかめられた。

3) 水鳥断層の北方延長および南方延長

水鳥の断層はその北方延長にあたるドウ谷以北では、付近の段丘面を変位させていない。したがって水鳥の断層崖をつくった地震断層は、ドウ谷の所で鋭角的に東へ曲がって水鳥大將軍断層へつながっていたと考えられる。しかし、水鳥断層は地質的にはドウ谷以北でもその延長部にあたる北西方の尾根に 2 つの鞍部 (図 3 左) があり、北側の鞍部と根尾川河床に破碎帯をみせている (図 2

写真 2 水鳥断層崖の北西端

図2の水鳥の段丘崖の基部に近い集落の中の断層崖。人物との比較から崖の高さがほぼ計算できる。瀬古安太郎撮影の写真（岐阜県市町村史研究連絡協議会，1978）。

Photo 2 Midori fault scarp near the northwestern end at Midori, Neo Village

および3の●⑤地点) ので地質断層としての水鳥断層はさらに北西へ連続している（井関・守屋，1968；松田，1974；林，1983；脇田，1991：図2）。

一方，水鳥地震断層崖の南東延長部は岐阜測候所（1892）の写真（写真1a, b）に撮影されているように，当時は現存の崖よりさらに南東方向へ根尾川の河床付近まで延びていた（名古屋市防災会議，1978；岐阜県市町村史研究連絡協議会，1978；飯田，1979）。現在は後述のように根尾川の洪水によってその大部分は失われている。

本巣郡教育会（1937）の本巣郡志下巻（pp. 719-720）によれば，地震以後の明治26・29・34年に根尾川に沿って大洪水があったと記されている。

これらの大洪水時の侵食（および堆積）によって根尾川河床寄りの部分が失われ，水鳥三角台地東側の低い侵食崖（図3右のI-I）がこの時つくられたらしい。これらの洪水時にはまだ根尾川に沿って堤防は造られていなかった。

樽見線の橋脚工事の時に観察されたタバコの銀紙や炭片を含む堆積物（後述）は，地震後のこれらの洪水による堆積物であると判断される。

なお，水鳥の断層崖の北西端は水鳥集落の南西

端に達するが，そこでの崖高は現在では4m前後であり，当時の写真（写真2，3）から推定される崖高（写真2の人物から判断すると当時の崖高は6mに近い）よりも低い。これはその後の人工改変や，背後の段丘崖や寺山からの土砂による堆積作用によって低められたためであろう。

4) 水鳥断層の水鳥西端部での上下変位量

水鳥の断層崖は，その北西端で水鳥集落西端の段丘崖にぶつかり，その斜面を変位させ，さらにその北方につづく西光寺山の西縁に延びる。その両地点での上下変位量が得られたので下に記す。

図5の断面AとBは西光寺背後の寺山西斜面での変位量を示す。この斜面は，前述のように水鳥断層の北西端に位置していることや，地質観察から低断層崖である。この斜面にはいずれの断面でも途中で2つの傾斜変換点が認められたので，その高さから，濃尾地震時の上下変位量を図のように推定した。

図5の下半の2断面CとDは，寺山の南側の低位段丘崖の斜面での変位量を示す。水鳥の断層崖は水鳥集落の西端でその段丘の斜面にぶつかるが，断層はその斜面を斜めに横切り，段丘崖斜面を北東側隆起に変位させたため，斜面の中腹に斜めに

写真 3 水鳥断層崖の北西部（安立神社の西南西）
大垣市立図書館所蔵の写真（岐阜県市町村史研究連絡協議会，1978）.
Photo 3 Midori fault scarp at the northwestern part (SW of Adachi Shrine in Fig. 3)

延びる凹地形をつくっている。地形断面図で、元の段丘崖をその上方の斜面から延長して、上下変位量を求めた。

上記の A～D いずれの断面でも上下変位量は $5\text{m} \pm 1\text{m}$ である。

5) 水鳥付近の断層破砕帯

a) 水鳥断層の露頭

水鳥地震断層の破砕帯は次の4カ所でよく確認できる（図2，3の●印と番号）。1) 地震断層崖の南東延長方向にある根尾川の堤防（金網で囲まれた石積堰堤）下で幅広い断層破砕帯が露出している。その破砕帯における剪断面は概してほぼ垂直で、その走向は断層の方向に一致している。2) 後述する樽見線のボーリング資料によれば、断層破砕帯が断層崖の南東延長部の地下でよく認められた。3) 断層崖北西端の段丘崖付根には湧水地点があり、その北西側（前述の段丘崖の凹地基部）に黒褐色の断層破砕帯がかなり広く現われている。4) さらに北西方では、前に述べた寺山の北西下でドウ谷の河床壁にあたる位置に基盤岩の断層破砕帯と段丘礫層が接している露頭がある。

なお、水鳥の断層崖の県道東南側（図3の⑦）で、断層地下観察館のためのトレンチ工事が1991年夏に行なわれた。ここでは、基盤岩の断層破砕

帯が明瞭な断層粘土（幅数+cm）を伴って、ほぼ垂直の断層面を介して沖積層（礫層）と接している。基盤岩の上にこの礫層が堆積しているが、その不整合面が断層を挟んで約6m 上下に食い違っており、この値は地表に生じた高度差と一致している。

b) 水鳥大將軍断層に関連する断層露頭

水鳥大將軍断層の直接の露頭ではないが、寺山の東側の小道脇（西光寺の北隅、図5のE）の露頭では基盤の中・古生界は著しく破砕しており、その中に東西方向の逆断層が何本も認められた。例えば、顕著な断層の走向傾斜は $N70^{\circ}E, 60^{\circ}S$; $N70^{\circ}E, 50^{\circ}S$; $N75^{\circ}W, 90^{\circ}$ 等であった。これらは水鳥大將軍断層に並走する断層群であると考えられる。

c) 根尾川河床の破砕帯

北西方の根尾川上流から地震断層として延長してきた根尾谷断層は、当域の板所（図3の上端）や水鳥付近では従来、その露頭を直接には観察できなかった。しかし、樽見線の建設に伴う橋脚工事が根尾川河床で行なわれていたとき、基盤をなす中・古生層の露出をみることができた（図3右のK10地点）。そこでは多数の小断層（根尾谷断層の方向に対してほぼ直交するものが多い）が発

図 5 水鳥の寺山西側～南付近の地形断面

断面（A～D）の位置は挿入図参照。A・B では低断層崖の途中に傾斜変換点があり、それら以下が濃尾地震による急崖である。C・D では段丘崖の途中に凹地状の地形があり、これらは北東側の隆起で生じた。E は逆断層の露頭が見られる位置。

Fig. 5 Topographical profiles across the fault scarp and faulted terrace riser at Midori. The locations are shown in inserted map. Knick points on the middle of the slope (fault scarp) on A and B, and fault trenches on the slope of terrace riser on C・D are considered to have been formed by the 1891 event.

達しており、全体として著しく破碎し、角礫化していた。この場所は根尾谷断層の近くに位置していたので、その破碎帯の縁辺部にあたる可能性が強い。

6) 水鳥断層崖付近の地下地質

筆者らは、当初予定されていた樽見鉄道の路線（旧予定線）および現路線（旧予定線の東側約24 m）に沿うボーリング資料を、鉄道建設公団から

表 1 根尾谷断層沿いで採取した試料による¹⁴C年代値
Table 1 C-14 dates of samples from the Neodani fault area

整理 No. C-	場 所	決定年齢* (y.B.P.)	国際標準値**	Code-No.	高度m	緯度	測定試料
					地表面下m	経度	
1	根尾村神所北方	14,470±200	(14,885±206)	I-15173	194 4	35°38'23'' 136°06'30''	木 片
2	根 尾 川 河 床	核実験以前で 150y.B.P. より 新しい	同 左	N-2731	161.4 1.3	35°37'13'' 136°37'23''	木 片
3	水 鳥 駅	185±70 680±90	190±75 (700±93)	N-2727 GaK-6990	153 2.1	35°36'55'' 136°27'26''	木 片
4 a	水鳥断層崖南方	795±80	815±80	N-2728	146.9 0.3	35°36'45'' 136°37'26''	木 片
4 b	〃	110±75	110±80	N-2729	145.3 1.9	〃	木 片
5	根 尾 村 高 尾	1,760±90	(1,811±93)	GaK-6989	152 1.3	35°35'49'' 136°37'43''	木 片

* は Libby の半減期 (GaK=5570年, N=5568年) を使用した年代, ** は国際標準値 (半減期 N=5730) による年代。 () は Libby の値に $5730/5570 \sim 5568 = 1.0287$ を乗じた筆者等の計算値。

* indicate age calculated with Libby's half life, and ** indicate age with the international standard value.

提供していただいた。また、工事中に橋脚や切り土部分の地質断面を観察し、いくつかの年代測定試料を採取することができた (表1の2～4b)。

図6は同公団作成の1/2,500の地形図に基づいて作った地形断面に、それらの地下調査資料を書き入れたものである。図に示されているように、旧予定線 (F-G 断面) と現在の路線 (F-H 断面) のボーリング資料を比較すると、水鳥断層を挟む基盤岩上面 (沖積層基底) の高度差に顕著な差異が認められる。F-G 断面ではその高度 (標高約147m と135m) の差は約12m, F-H 断面では4～7m と見積もられる。両者の差異はボーリングの間隔と基盤岩上面の凹凸を考慮すると、それらがただちに断層変位量をあらわしているとは思われない。この差異については考察の項で述べる。

図6下によれば、断層周辺の基盤岩は破碎を受けており、とくに北側で幅が広い。また、B2 のボーリングの中部では断層粘土帯と記載されている部分があるので、そこを主断層が通るとみなされる。

なお、ボーリング柱状図の上部で、断層と無関係に横切っているようにみえる礫層は、地震後の洪水による堆積物と考えられる。

7) 水鳥付近の沖積層とその年代

水鳥付近では図2に示す C-2, C-3, C-4 の各地点で沖積層が観察され、年代測定試料が得られた (表1)。これらの沖積層から産出した木片の¹⁴C年代値はすべて千年以内の新しいものであった。このことなどから水鳥三角台地の沖積層は、歴史時代に相当する新しい時代に堆積したと考えられる。このことは、後述のように、それが明治の濃尾地震しか変位を受けていない事実とも調和している。水鳥付近の沖積層は図4や図6にみるように層厚約10m 以内と比較的薄い。これは、この流域の土地が隆起傾向にあり、根尾川の下刻が進行していることからみて、当然のことであろう。

C-2地点：水鳥北方、開運橋東方の根尾川現河床 (図2の C-2) で樽見線の橋脚工事が行なわれた。ここでは、基盤岩上に薄い礫層 (層厚 0.5～1.1m) があり、その上の粘土質層 (厚さ約0.5m) の中に木片が含まれ、さらに上部は流木層で覆われていた。現河床礫を含むこれら堆積物の厚さは総計4～5m である。木片の¹⁴C年代は核実験が行なわれる前で、150 y.B.P. より新しい年代 (N-2731) と測定された。水鳥大將軍断層の北約10m の橋脚工事でも地表下1m までは礫層であ

図 6 樽見線に沿う南北の地形・地質断面

断面線およびボーリング地点の位置は図3参照。断面 F-E：水鳥大將軍断層を横切る断面，G-F：樽見線の旧予定線に沿う断面，H-F は路線変更後の現樽見線に沿う断面。K1-10は旧予定線の，B1-10は迂回した現行線沿いのボーリング柱状図。水鳥駅付近での地質観察を書き加えた。

1. 表土，2. 砂層，3. 砂礫層，4. 埋もれ木，5. 礫混じり砂層，6. 礫層，7. 角礫層，8. 基盤岩(砂岩)，9. 基盤岩(粘板岩)，10. 風化した基盤岩，11. 断層角礫帯，12. 断層破碎帯，13. 断層粘土帯

Fig. 6 Topographical and geological sections along the Tarumi railway

For locations of sections and drilling sites (K1-10 and B1-10), see Fig. 3.

1. surface soil, 2. sand, 3. gravel and sand, 4. wood fragment, 5. sand with gravel, 6. gravel, 7. angular gravel, 8. basement rocks (sandstone), 9. basement rocks (slate), 10. weathered rocks, 11. fault breccia, 12. fault shattered zone, 13. fault clay zone

ったが，その下に厚さ1 m 以上のシルト～粘土層がみられ，これは上記と同一の地層に対比される。

C-3 地点：水鳥駅付近にはプラットフォームの側溝をつくるために，地表面から深さ2.7m までに及ぶ溝が掘られた(図2の C-3)。ここは水鳥三角台地の中にある凹地帯であり，旧流路の部

分に相当する。構成層は上部の約1.3m までは最大径30cm で，拳大の亜円礫が卓越する根尾川本流の粗粒堆積物であった。この下に層厚約1.3m の中～粗砂層があり，その中部に小木片が多く挟まれていた。この木片の ^{14}C 年代は $190 \pm 75 \text{ y.B.P. (N-2727)}$ であり，予想値より相当若い年代で

図 7 根尾川に沿う低位河岸段丘の模式的な地形・地質断面

A: 中付近, B: 神所付近, C: 高尾付近

1. 角礫層 (支流型), 2. シルト~粘土層と埋もれ木, 3. 巨礫層 (本流型), 4. 基盤岩, 5. 断層 (破碎帯) 数字は年代測定値, その試料を採取した位置を示す.

Fig. 7 Typical sections of the lower terrace along the Neo River

A (Upper): Naka, B (Middle): Kodokoro, C (Lower): Takao

1. angular gravel (tributary's), 2. silt~clay layer and wood fragment, 3. boulder (main river's) gravel, 4. basement rocks, 5. fault (shattered zone) Numerals indicate ^{14}C dates and the sample sites.

あったので, 同一試料を再測定したところ, 680 ± 90 (GaK-6990) の値が得られた。

C-4 地点: 水鳥断層 (崖) より南側では, 現路

線が断層を横切る付近の橋脚工事で沖積層上部の地質を観察することができた。断層地下観察館が建てられている地点の東南側である (図2の C-4)。そこでは地表面 (標高147.6m, 図3の下部) 下0.65m 付近の砂礫層の中に, 銀紙や角がとれて礫化した炭・木片が挟まれていた。この木片の ^{14}C 年代値は $815 \pm 80\text{y.B.P.}$ (N-2728) であった。さらに, 地表面下2.3m には淘汰のよい砂層があり, 埋もれ木が挟在していた。その ^{14}C 年代は $110 \pm 80\text{y.B.P.}$ (N-2729) である。これら2つの年代値は地層層序と全く相反していた。

8) 水鳥大將軍断層の性質

水鳥集落北辺にある東西性の水鳥大將軍断層は濃尾地震時に北向きの断層崖をつくった。その断層の露頭は見いだされていないが, 断層線が弯曲していること, 南側に平行する副断層が逆断層の性質をもつこと, 断層崖斜面の勾配が水鳥断層崖にくらべて緩やかであること, などの逆断層としての特徴を備えている。水鳥大將軍断層は, したがって逆断層であると考えられる。

水鳥大將軍断層が濃尾地震時につくった沖積面を切断する断層崖は, 大森 (1894) によると高さ約15尺 (約5m) である。その後の調査では, 崖高は約3m と報告された (松田, 1974) が, 両者の差異は, 地震後に生じた根尾川の大洪水による埋積のためである可能性がある。

この断層を横切るボーリング資料 (図6上図の K5 と中図の K4) を比較すると, 沖積層の基底 (基盤岩の上面) の高度はほとんど同じ (標高146~148m) である。これは, 両地点が約300m はなれた根尾川の上流と下流に位置していることから (その間の河床の勾配による高度差を考えれば), 下流側が相対的に約5m 隆起したと考えて説明できることである。このことは, これらの沖積層が堆積してから現在までに, この断層が1回の断層変位 (1891年濃尾地震) を生じただけであることを示している。この沖積層の年代については, 既述のように1,000年かそれよりも新しい。

9) 水鳥および高尾付近の低位河岸段丘とその構成層

水鳥集落の西側を取り巻いて, 低位河岸段丘面

(根尾川の氾濫原面からの比高：10m+)が発達している(図3)。これを構成する地層は根尾川本流の礫層(下部)と西側山地からの扇状地～崖錐堆積物(＝角礫質層)である。それらの堆積物の厚さは川に向いた所では2～3mから5～6mである。本流の礫層は円礫を多く含み、相対的に粒径の揃った礫が主体であり、一続きの段丘ではほぼ同じ厚さである。角礫層は山地側へ向かって一般に層厚を増している。

根尾村高尾のC-5(図2の同地点、表1の5、図7のC)では、樽見線の建設工事によって地下約3mまでの、段丘堆積物を観察することができた。この露頭の下部には円礫の巨礫が多い。この段丘礫層の上部に、厚さ数10cmの角礫層に覆われて層厚2m以上のシルト～粗砂層があり、その中に大木の埋もれ木が多数含まれていた。この年代測定値は1,760±90y.B.P.(GaK-6989)であった。この試料を含むシルト～粗砂層は、支流ないし一時的な湖沼性堆積物と思われる。すぐ下流の平野付近には、東側山地斜面に崩壊地の地形があり、ここから供給された土石流扇状地ないし崖錐の堆積物もみられる。また、それらの構成物である厚い角礫質層が金原ダム上流の東側で観察できる(図2右)。この付近の谷底は幅200m程度と狭い。これらの崩壊によって下流側がせき止められて、一時期局所的に出現した湖沼性堆積物が上述のシルト層であろう。したがって、上記の年代値は低位段丘面形成の時代を直接に意味するのではなく、その後にはせき止めが起こった年代であると考えられる。

この低位段丘に相当する段丘は、水鳥の上流、中-神所地区にもあり、後述のようにその堆積物が観察され、年代測定試料が得られている(IV章参照)。

IV. 中付近の根尾谷断層と低位段丘

1) 濃尾地震時の変位

根尾村樽見の北西2.1kmに中集落がある。ここは旧中村の中心地(字：羽根畑)であり、この南側の畑地に濃尾地震の時にできた左横ずれ変位がよく残されている(林, 1971; 杉村, 1973; 口

絵2:写真3)。この地変は地震直後から注目されたらしく、岐阜地方気象台所蔵の本巢郡中村地内震災移動ノ図(原図：縮尺1/1,000)として、地震前後の地籍図の変化が記録されている(岡田, 1987)。

林(1971)は、地震の2年前(明治22年)に作製された地籍図と、現在の状況を調べた実測図とを比較して、濃尾地震時の断層変位(とくに横ずれ)量を求めた。それによれば、最大9.2m、最小6.0mであり、平均7.4mの横ずれがここで求められるとした。こうして得られた横ずれ量は根尾谷断層に沿う変位量の中で最大であるだけでなく、濃尾地震断層系の中でも最大値を示している(松田, 1974)ので、とくに注目される。

2) 神所川の屈曲

この横ずれ変位の南東側には、神所川が流れており、大字の中と神所との境界線となっている。神所川は低位の河岸段丘面を7～8m開析している。この神所川はちょうど根尾谷断層線の位置で左ずれ屈曲しており、その北岸側の斜面上端を指標とした屈曲量は簡易測量から約28mと求められた(図8)。屈曲は図8に示すようにかなり明瞭である。この屈曲量は低位段丘面の形成以降、その面を下刻する神所川流路の固定後に累積した左ずれ量を示唆している。

3) 中付近の低位段丘

中付近の低位段丘面構成層は、国道157号線拡幅(1987年11月頃)に伴う橋脚工事の時観察された(図7A)。厚さ1m以上の角礫層(径数cm以下)が表層を覆っており、その下にシルト層(一時的な湖沼性堆積物)、さらにその下に整合に径80cmにおよぶ本流型の巨礫層がある。充填物はお礫や砂であり、全体に礫は亜角礫質で、粗粒な巨礫～大礫が卓越している。礫層の基底面が見えないので層厚は不明であるが、少なくとも2～3mはあると思われる。この角礫層の年代は、後述の神所における¹⁴C年代測定値(C-1の14,470y.B.P.)より少し若い程度とみなされるので、神所川の流路の固定は角礫層の堆積以後と考えられる。

中地区の南東隣、神所神社の北側でも国道の拡

図 8 根尾村中(小字羽根畑)における畑の境界の屈曲と河谷の横ずれ地形
網目帯は濃尾地震時の地変線。その延長上に神所川の河谷屈曲がある。
Fig. 8 Offset boundaries of fields and offset stream on the 1891 Nobi earthquake
fault line at Naka

幅工事に伴う道路東側法面(図2のC-1地点、表1の1)で、口絵2:写真4と図Bに示すような地質断面が観察された。ここでは、最上部に角礫(小礫)を主体とし、シルトの薄層を挟む支流型堆積物が3.5~4mある。その下には整合状に青灰~黄土色を呈し、厚さ40cm前後のシルト質粘土層が分布している。

この粘土層には埋もれ木が挟まれており、その ^{14}C 年代は $14,470 \pm 200$ (I-15173)であった。これは一時的な湖沼状態のもとで堆積したと考えられる。この付近の根尾西谷川の河谷は幅600m程度と相対的に広い。先述した中地区の橋脚工事でみられたシルト層もこれと同時代の堆積と思われるので、湖沼はかなり広範囲に及ぶものであったらしい。

IV. 考 察

1) 水鳥付近の沖積層の堆積年代

水鳥付近の沖積層の ^{14}C 年代値(表1)をみると、同じ試料でも測定機関によって大きく異なっている場合(表1の3)や、地層の層序と年代値とが逆転している場合(表1の4aと4b)がある。前者の場合は、試料の年代が ^{14}C の半減期

(約5,600年)にくらべて若いために、大きな誤差を生じたためと思われる(通常の気体計数法ではとくに信頼性に乏しいといわれている)。後者の場合は、その2つの試料(4aと4b)を含むC4地点の沖積層上部が上述のように濃尾地震以後に発生した洪水の堆積物であるので、その時新旧の試料が上下に擾乱されたか、古い木片(4a)が混入した可能性がある。

表1のC-2は根尾川河床のK10(図3右上)から得られたものであるが、前述(Ⅲ章の7)のように、その年代値は核実験以前で、150y.B.P.より新しいとされた。この試料を含む堆積物は、粘土質の堆積物であり、その位置からみても濃尾地震時に水鳥大將軍断層の上下変位と、根尾川の東側斜面から崩落してきた土石によるせき止め(松田, 1974; 林, 1983)とによって出現したせき止め湖の堆積物であるとみられる。この湖は大正の初め頃までつづいた。板所と水鳥の間には橋ができるまで船の渡し場があり、それを使って行き来していた(根尾村, 1980; 林, 1983)。したがって、この堆積物の年代は濃尾地震時以降であると考えられる。上記の年代はこの推定を支持している。

2) 水鳥断層による沖積層基底の変位

水鳥の断層崖の地下での基盤岩上面の断層両側での高度差は、村松ほか(1964)によって濃尾地震時の地表の上下変位量にほぼ等しい(いずれも約6m)ことが指摘されていた。その後のボーリング資料や掘削資料はそれを支持している(Ⅲ章の6)。このことは、基盤岩類の上位にある沖積層の堆積後、はじめて明治の地震変位が生じたことを示している。

水鳥断層をよこぎるボーリング資料によると(図6の下:F-H)、樽見線の現路線沿いでは沖積層基底(基盤岩上面)の高度差は4~7mであった。また、旧予定線のB9付近に建設された根尾村の断層地下観察館でも、断層による沖積層基底の上下変位は約6mであった。

これに対して、樽見線の旧予定線沿いのボーリング資料の比較では、断層を挟む地点B9とK2の間で沖積層基底の高度に12~15mの差がある(図6の中図:F-G)。

これは沖積層基底の変位が地表のそれとほぼ等しい、という上記の推定に不調和な資料であるようにみえる。しかし、現路線沿いの地下断面(図6の下図)にみるように、この付近では沖積面の基底は著しく凹凸にとむので、B9-K2間(両者は約90m離れている)にみられた大きな基盤岩上面の高度差も、沖積層基底の堆積時における川底の凹凸で説明できる。

3) 根尾谷断層の活動間隔

a) 水鳥断層寺山の断層崖からの推定

水鳥断層是水鳥大將軍断層と同様、基盤岩中に幅広い破碎帯を伴っていることからみて、基盤岩(美濃帯の中・古生界)の形成以後に多数回の断層運動を繰り返してきたといえよう。第四紀後期の運動については今回その量的な資料が得られた。

水鳥の西光寺西側の寺山西斜面(断層崖)は、その西側の段丘面からの比高が約14mある(図5のA-A・B-B)。この値はこの低位段丘面が形成され、支流からの扇状地の被覆を受けて以降に生じた水鳥断層の上下変位量であると考えられる。

この場所での濃尾地震時の上下変位量は今回の調査で約5mであったことがわかった。したが

って、水鳥断層は低位段丘形成以後に濃尾地震時のような変位を3回受けているといえる。

上記の変位を受けている寺山付近の低位段丘は、神所付近の低位段丘に対比され、後者上部の地層中から得られた14,470y.B.P.の ^{14}C 年代値は、その試料の産状(図2:写真4)から判断して、低位段丘の形成年代として妥当と思われるので、以下、寺山および中の低位段丘の年代を約14,000年として議論する。

寺山の断層崖は低位段丘の本流型礫層を覆って堆積した支流型の礫層がつくる段丘面が変位して生じたものであるから、その形成年代は上記の14,000年より多少新しいが、今仮に14,000年間に濃尾地震と同じような変位量が同じような間隔で計3回生じたとすれば、その間隔は4,700~7,000年と見積られる。すなわち、図9のAに示すように、14,000年前と濃尾地震、その間に1回の計3回か、Bに示すように、14,000年から相当時代を経て濃尾地震を含む3回が起こったことが考えられる。

b) 中の谷屈曲からの推定

根尾村中~神所では、根尾谷断層によって低位段丘面を横切る河谷に約28mの左ずれ屈曲がみられる。この段丘面も支流からの被覆を受けているので、28mの屈曲は14,000年より新しい年代の形成である。

ここでは、1回の大地震で明治24年と同様に7~8mの左ずれを考える。その場合には、この地形面形成以後に4回程度の動きが発生したとみなされる。水鳥の場合と同じようにその活動間隔を求めると、図9のC・Dに示すようにそれは3,500年~4,700年となる。

c) 活動間隔

上述のように、根尾谷断層の平均活動間隔是水鳥で求めた値(4,700~7,000年)と中地区で求めた値(3,500~4,700年)で多少相違がある。しかし、基準に用いた地形面の年代の精度や累積変位量の精度を考えると、この相違は必ずしも有意なものであるとはいえない。本稿では濃尾地震の発生間隔として、主として中の横ずれによる資料を重視して、3,000年~4,000年を用いる。

図 9 根尾谷断層の活動間隔，4つの場合

A・B は水鳥の寺山の試料から，C・D は中地区の横ずれ谷から求められる活動間隔。

Fig. 9 Recurrence intervals of the earthquake from the Neodani fault

A・B: Recurrence intervals of three events since the last 14,000 years. Data from the fault scarp at Terayama, Midori. C・D: Those of four events, Data from the offset stream at Naka.

d) 他地点の資料の比較

活動間隔の推定をより現実的にするには，同じ断層帯の中 he 地点での資料を参照することが望ましい。

根尾谷断層帯では，本調査地域の南東方，約 6 km の金原地区およびさらに南東方約 10 km の高田地区において，断層のトレンチ調査が行なわれている。金原地区は根尾谷断層（狭義）の，高田地区は梅原断層（図 1）の直上である。

金原地区では，過去約 2 万年間に少なくとも 4 回（平均 5,000 年以下，最新の 2 回の間隔は 2,000 年以下）の活動が解読された（宮腰ほか，1988）。

高田地区では濃尾地震以前には約 2 万年前と約 2.8 万年前に各 1 回，約 3 万年前より古い時代に 3 回，計 6 回の Events が見いだされた（京都大学防災研究所，1983；岡田，1986；岡田ほか，1992）。

以上のことから，根尾谷断層（狭義）の方が梅原断層よりも頻繁に活動していると考えられる。実際に根尾谷断層は地形的にきわめて明瞭で，2 km に及ぶ左ずれ屈曲があり，破砕帯の幅も広い。これに対して，梅原断層は地形的に不明瞭で破砕帯の幅も狭い。

こうした活断層の性質とトレンチ調査結果から

推量すると，明治 24 年地震時には根尾谷断層と梅原断層はともに変位したが，その他の時期にはこの 2 つの断層は多くの場合異なる時期・間隔をもって別々に活動していると思われる（岡田ほか，1992）。

VI. 結 論

1) 水鳥の断層崖を構成している水鳥付近の沖積層は，1,000¹⁴C 年以降に堆積したものである。付近の微起伏はこの地層の堆積面に対応している。地下資料によると，その沖積層の基底の上下変位量も地表の断層崖の比高（約 6 m）とほぼ同様である。したがって，明治 24 年の水鳥の断層の形成は少なくとも過去 1,000 年間においてはじめてのことであった。

2) 水鳥の三角台地の三辺をかぎる水鳥断層・水鳥大將軍断層・根尾谷断層（狭義）のそれぞれについて，基盤岩中に発達する幅広い断層破砕帯が観察された。水鳥断層の北西端部では，新期堆積物と基盤の破砕帯とが接する断層露頭が確認された。

3) 水鳥断層北西端（寺山の西斜面）には，低位段丘面を切る比高約 14 m の断層崖がある。その下部約 5 m が濃尾地震時に生じた崖である。

したがって、寺山の西斜面では濃尾地震時のような上下変位が3回程度繰り返されたと考えられる。

4) 根尾村中地区では、低位段丘を下刻する根尾川の支流が濃尾地震時の変位線の延長上で約28 m 左屈曲している。同地区では濃尾地震時に左ずれ7~8 m が生じたので、低位段丘形成以後濃尾地震時のような左ずれ変位を4回程度受けていることになる。

5) 中地区の低位段丘の年代は、付近で得られた木片の¹⁴C年代からおよそ14,000年と見積もられる。水鳥地区の低位段丘もその現河床との比高等からそれと同年代であると考えられる。

6) 上記の3)~5)から、根尾谷断層は平均変位速度が約2 m/千年(A級の活断層)であり、濃尾地震と同規模の地震を繰り返し発生させる場合には、その地震の時間間隔は平均3,000年~4,000年程度である。

謝 辞

本稿に使用した資料や写真は多くの研究者や調査・研究および行政機関による。岐阜大学名誉教授の村松郁栄先生や地元の故：野村倉一先生には、野外調査を共にしたり、現地で討議を受けた。¹⁴C年代は日本アイソトープ協会・学習院大学(木越邦彦先生)やテレダイン・ジャパンに測定を依頼した。ボーリング資料は鉄道建設公団に提供して戴いた。調査費の一部には科学研究費(62580201と01302063)を使用した。また、本稿の概要は日本地理学会1988年度春季学術大会(日本大学)および地震学会1991年度秋季大会(名古屋国際会議場)において発表した。

文 献

- 別所文吉(1967):山嶽の静動および環根尾谷断層地質構造図。金沢大学教育学部地学教室,地質彙報,初号,364p.
- 比企 忠(1891):美濃国根尾谷陥落の略況。地学雑誌,3,585-589.
- 岐阜縣岐阜測候所(1892):写真帳「震災写真 宮下欽写」。
- 岐阜縣岐阜測候所(1894):明治二十四年十月二十八日大震報告。岐阜測候所刊,193p.
- 岐阜県市町村史研究連絡協議会(1978):濃尾地震写真資料集。岐阜県歴史資料館,58p.
- 林 上(1971):濃尾地震にともなう根尾谷断層の水平変位量——根尾村中地区の場合——。地理学評論,44,875-877.
- 林 唯一(1983):水鳥地区の根尾谷断層および濃尾地震。岐阜女子大学地域文化研究所報告,1(創刊号),73-88.
- 飯田汲事(1979):明治24年(1891年)10月28日濃尾地震の震害と震度分布。愛知県防災会議地震部会,342p.
- 井関弘太郎(1966):濃尾地震(1891年)にみられた濃尾平野の活断層。名古屋大学文学部研究論集,16,231-243.
- 井関弘太郎・守屋以智雄(1968):根尾谷断層に関する資料。地学雑誌,77,155-165.
- 籠瀬良明(1975):自然堤防を縦断した根尾谷断層。地理,20-10,100-101.
- 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.
- 片山逸朗(1893):濃尾震誌。241p.
- 巨智部忠承(1891a):尾濃越三国震災地視察の結果。東京地学協会報告,13-7,3-22.
- 巨智部忠承(1891b):濃尾越以下震災地概察報告。地学雑誌,3,565-576.
- 小出 仁・山崎晴雄・加藤碩一(1979):地震と活断層の本。国際地学協会,123p.
- 小藤文次郎(1892):濃尾大地震ノ震源。東洋学芸雑誌,9,147-158.
- Koto, B. (1893): On the cause of the great earthquake in central Japan, 1891. *J. Coll. Science, Imp. Univ. Japan*, 5, 296-353.
- 京都大学防災研究所(1983):濃尾地震断層系のトレンチ調査。地震予知連絡会会報,29,360-367.
- 松田時彦(1974):1891年濃尾地震の地震断層。地震研究所研究速報,13,85-126.
- 宮腰勝義・緒方正彦・角田隆彦・佐竹義典・田中和広・木方建造・猪原芳樹・金折裕司(1988):根尾谷断層の活動性——岐阜県金原における断層の分布・性状と活動様式の解析——。電力中央研究所報告,研究報告:U88052,38p.
- 本巣郡教育会(1937):本巣郡志下巻。1042p.
- 村松郁栄(1962):濃尾地震のマグニチュード。地震II,15,341-342.
- 村松郁栄(1976):根尾谷断層と濃尾地震。地質学論集,12,117-127.
- 村松郁栄・梶田澄雄・鈴木静枝・杉村 新(1964):水鳥断層の構造。岐阜大学学芸学部研究報告(自然科学),3,308-317.
- 名古屋市防災会議(1978):濃尾地震文献目録。名古屋市民局災害対策課,136p.
- 中村新太郎(1927):根尾断層に就いて。地球,8,249-256.
- 根尾村(1980):根尾村史。根尾村役場,1003p.
- 岡田篤正(1979):愛知県の地質・地盤(その4):活断層——愛知県と周辺地域における活断層と歴史地震——。愛知県防災会議地震部会,122p. および付図。
- 岡田篤正(1986):1981年濃尾活断層系梅原断層(高田地区)トレンチ調査。活断層研究,3,28-32.
- 岡田篤正(1987):濃尾地震断層系根尾谷断層(巡検資

- 料)。活断層研究, 4, 71-90および口絵写真 i-iv.
- 岡田篤正・渡辺満久・安藤雅孝・佃 為成・平野信一
(1992): 濃尾活断層系から発生した古地震の考察——
梅原断層のトレンチ調査——. 地学雑誌, 101, 1-18.
- 大森房吉 (1893-94): 濃尾地震概報. 地質学雑誌, 1,
42-55, 99-102, 311-322, 425-437, 153-161, 215-
219, 235-262.
- 大森房吉 (1894): 濃尾地震概況. 大震報告, 48-88.
- 大森房吉 (1899): 明治二十四年十月二十八日濃尾大地
震に関する調査. 震災予防調査会報告, 28, 79-95.
- 大森房吉 (1900): 明治二十四年十月二十八日濃尾大地
震ノ調査 (第2回報告). 震災予防調査会報告, 32,
67-87.
- 大森房吉 (1910): 地震ノ種類ニ就キテ. 震災予防調査
会報告, 68甲, 3-19.
- 杉村 新 (1973): 大地の動きをさぐる. 岩波科学の本
8, 岩波書店, 236p.
- 津屋弘達 (1937): 水鳥の地震断層と付近の地質. 地震,
9, 398-410.
- 宇佐美龍夫 (1987): 新編 日本被害地震総覧. 東京大
学出版会, 435p.
- 脇水鐵五郎 (1893): 濃尾大地震の震源に就て. 地学雜
誌, 5, 58-71.
- 脇田浩二 (1991): 谷汲地域の地質. 地域地質研究報告
(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 51p.
(1991年9月6日受付, 1991年12月16日受理)