

富山平野西縁の河成段丘とその変形

中村 洋介* 岡田 篤正* 竹村 恵二**

Deformation of Fluvial Terraces along the Western Margin of the Toyama Plain, Central Japan

Yosuke NAKAMURA * , Atumasa OKADA * and Keiji TAKEMURA **

Abstract

The Toyama Plain, central Japan, is a depression along the northward-flowing Zintsu River and Jogannji River. The western margin of the Toyama Plain is bounded by NNE- to NNW- trending Kurehayama fault. We estimated the formation age of fluvial terraces and the fault topography of the Kurehayama fault along the western part of Toyama Plain based on geomorphological and tephrochronological studies.

Late Quaternary fluvial terraces in the western part of Toyama Plain are divided into ten levels: terrace I to X in descending order. Terrace III is overlain by the Kikai-Tozurahara tephra (75-95 ka) and the Tateyama D tephra (95-130 ka). Terrace V is overlain by the Daisen-Kurayoshi tephra (43-55 ka), and Terrace VI is overlain by the Aira-Tanzawa tephra (22-25 ka), respectively.

The Kurehayama fault is a reverse fault extending for 20 km along the western margin of the Toyama Plain. The Kurehayama fault is characterized by fault scarps several meters high on late Quaternary fluvial terraces. Average vertical slip rates for the southern part of Kurehayama fault, Yatsuo area, are estimated at 0.08-0.41 mm/yr and vertical displacement at Terrace VI is more large northward. From the central to northern parts of Kurehayama fault, fault scarps 2 to 4 meters high on late Terrace IX and X, both terraces are Holocene terrace. Such a young offset implies that the last faulting events occurred since Terrace IX and X formed.

Key words: Toyama Plain, fluvial terrace, distal tephra, active fault, vertical average slip rate
キーワード: 富山平野, 河成段丘, 広域火山灰, 活断層, 上下平均変位速度

* 京都大学大学院理学研究科地球物理学教室

** 京都大学大学院理学研究科附属地球熱学研究施設

* Department of Geophysics, Graduate School of Science, Kyoto University

** Institute for Geothermal Sciences, Kyoto University

I. はじめに

北陸地方の平野は、それらを囲む山地・丘陵とは北東-南西走向の活断層によって境されている場合が多い。本研究地域である富山平野もその両縁を活断層によって限られており、第四紀後期以降の活発な地殻変動が平野の形成に大きく関与していると考えられる（藤井・竹村, 1979; 竹村, 1983; 活断層研究会, 1991）。

富山平野¹⁾と呉羽山丘陵との地形境界は、北東-南西走向の直線的な比高 50 m 以上の急崖によって画される（図 1, 図 2）。盆地西縁では西上がりの活断層である呉羽山断層の存在が推定され（藤井・竹村, 1979; 竹村, 1983; 活断層研究会, 1991; 藤井ほか, 1992）, 直線上に延びる急崖地形は断層の活動によるものであると考えられていた。しかしその後、富山県（1997）が行った反射法地震探査の結果、断層は従来の研究で推定されていた富山平野と呉羽山丘陵の地形境界付近には存在せず、

これよりも約 1 km 東側に存在することが判明した。富山県（1997）はこの結果を踏まえて、呉羽山断層の長さを婦中町長沢から富山市鶴島^{ひよどりじま}に至る約 12 km であると結論付けた（図 2）。また、金谷ほか（2001）は、富山県（1997）による反射法探査データ再解析および現地地質調査に基づき、呉羽山丘陵付近における地質構造および中期中新世以降の構造発達史について論じている。一方、池田ほか（2002）および堤ほか（2002）は、大縮尺の空中写真判読に基づき、呉羽山付近における富山平野内の沖積面にも西上がりの撓曲等の断層運動による変位地形が認められること、およびこれらの変位地形は南方では婦中町長沢約 10 km 南方の八尾^{やつお}付近に、北方では富山市街地を経て富山港方面に連続すると報告している。

しかしながら、従来の研究（池田ほか, 2002 など）ではその分布位置は示されたものの、呉羽山断層の変位速度や変位様式などに関する記載は行われてはいない。活断層の記述には、編年の基準

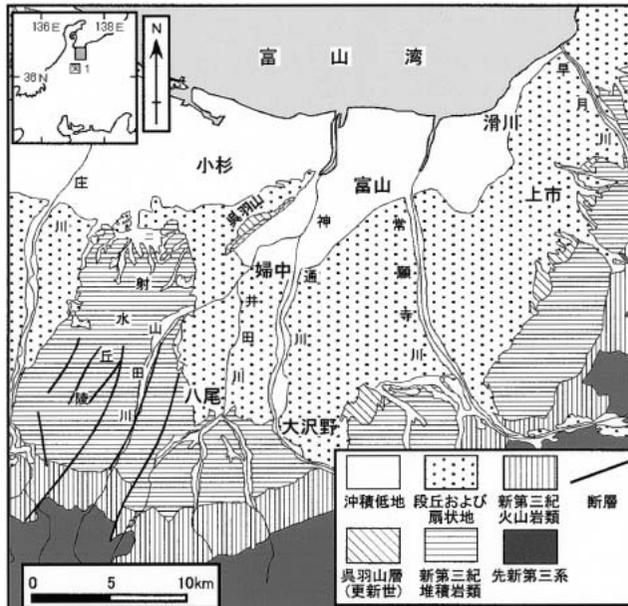


図 1 富山平野の地質図。
富山県 10 万分の 1 地質図（藤井ほか, 1992）をもとに作成。

Fig. 1 Geological map of the Toyama Plain.

となる地形面の記載や編年・対比が不可欠である。そこで本論では、富山平野西縁に広く分布し、良好な変位基準になっている河成段丘面群全体の詳細な編年・対比を行い、呉羽山断層の地表変位特性や活動性評価を検討した。

II. 地形地質概要

富山平野は、南北約 20 km、東西 20 ~ 25 km の三方を丘陵・山地によって囲まれた扇状地性の堆積平野である。中～南部は主に常願寺川および神通川によって形成された開析扇状地が占め、北部は標高が概ね 10 m 以下の沖積低地である(図 1)。

富山平野の北西縁に位置する呉羽山丘陵は主に呉羽山礫層、西富山砂泥互層等の鮮新～更新統の堆積岩によって構成されている(図 1; 藤井ほか, 1992)。呉羽山丘陵の東南縁には直線状の急崖地形が発達するとともに、試錐調査によって呉羽山を境に鮮新統の上限深度が西側より東側で深くなることから、呉羽山断層の存在が地形・地質学的に推定されてきた(Fujii and Yamamoto, 1979; 竹村, 1983; 活断層研究会, 1991; 藤井ほか, 1992)。呉羽山丘陵の西側に位置する境の新扇状地は、その分布形態や構成層の礫の種類からかつての神通川の流路跡であり、呉羽山断層の活動によって旧流路が現在のように変更したと考えられている(深井, 1958; 藤井ほか, 1992; 富山県, 1997 など)。神通川が流路変遷以前に形成したと考えられる地形面の構成層に DKP が流路変遷以後に形成したと考えられる地形面の構成層に AT が含まれることから、富山県(1997)は神通川の流路変遷の時期を DKP 堆積以降 AT 堆積以前であるとしている。

呉羽山丘陵の南西方に位置し、富山平野西縁に面する射水丘陵は、主として新第三系の音川層の一部である青井谷泥岩層および平林砂岩層によって構成されており(坂本・野沢, 1960; 藤井ほか, 1992)、富山平野と砺波平野を隔てている。

富山平野の南縁から東縁に位置する山地は、飛騨山地の一部をなし、先新第三系の上位に新第三系の火山岩(岩稲層)および新第三系以降の堆積岩(黒瀬谷層、東別所層、音川層)が厚く堆積し

ている(図 1; 藤井ほか, 1992)。

神通川や常願寺川、および神通川の支流である井田川、山田川等の主要河川沿いには新旧の河成段丘面が分布する(図 1, 図 2)。特に、富山平野西縁を流れる井田川に沿っては、高位面～低位面に相当する 7～8 段の段丘面が分布し、坂本・野沢(1960)、藤井ほか(1992)、富山県(1997)などによって、それらの分類・対比が試みられている。富山県(1997)は境の新扇状地を中心として 4 地点でハンドオーガーによる段丘構成層の掘削調査を行い、広域火山灰である AT や DKP の存在を確認し、河成段丘面の形成時期について論じている。

III. 調査方法

河成段丘面の分類・対比は、空中写真(縮尺約 1/40,000、および約 1/20,000)の判読と段丘礫層および段丘被覆土壌の現地調査に基づく。編年の基準となる火山灰の対比は、野外露頭試料および掘削試料の層相や層序、特に、段丘被覆土壌の試料を洗浄後に顕微鏡で鉱物組成や火山ガラスの有無およびその形状を詳しく調べた。その後、火山ガラスおよび重鉱物を産業技術総合研究所の温度変化型屈折率測定装置(RIMS)を用いて屈折率を測定し、広域火山灰の同定を行った。

断層変位地形はまず空中写真(縮尺約 1/20,000 および約 1/10,000)の判読により、呉羽山断層に関する詳細分布図(基図は国土地理院発行の 1/25,000 および各市町村発行の 1/10,000 の地形図)を作成した。これをもとに段丘面の変位の位置や向きを計測する地表踏査を行い、主要な変位地形については光波測距儀(EDM)を用いて断面測量を行った。

IV. 河成段丘面の分類・対比

富山平野西部を流れる神通川、井田川、および山田川流域では、分布形態および発達過程を異にする河成段丘面がよく発達している。

本論では神通川、井田川、および山田川流域に分布する河成段丘面を地形面の開析形態、分布、現河床からの比高、標高および堆積物の層相に基

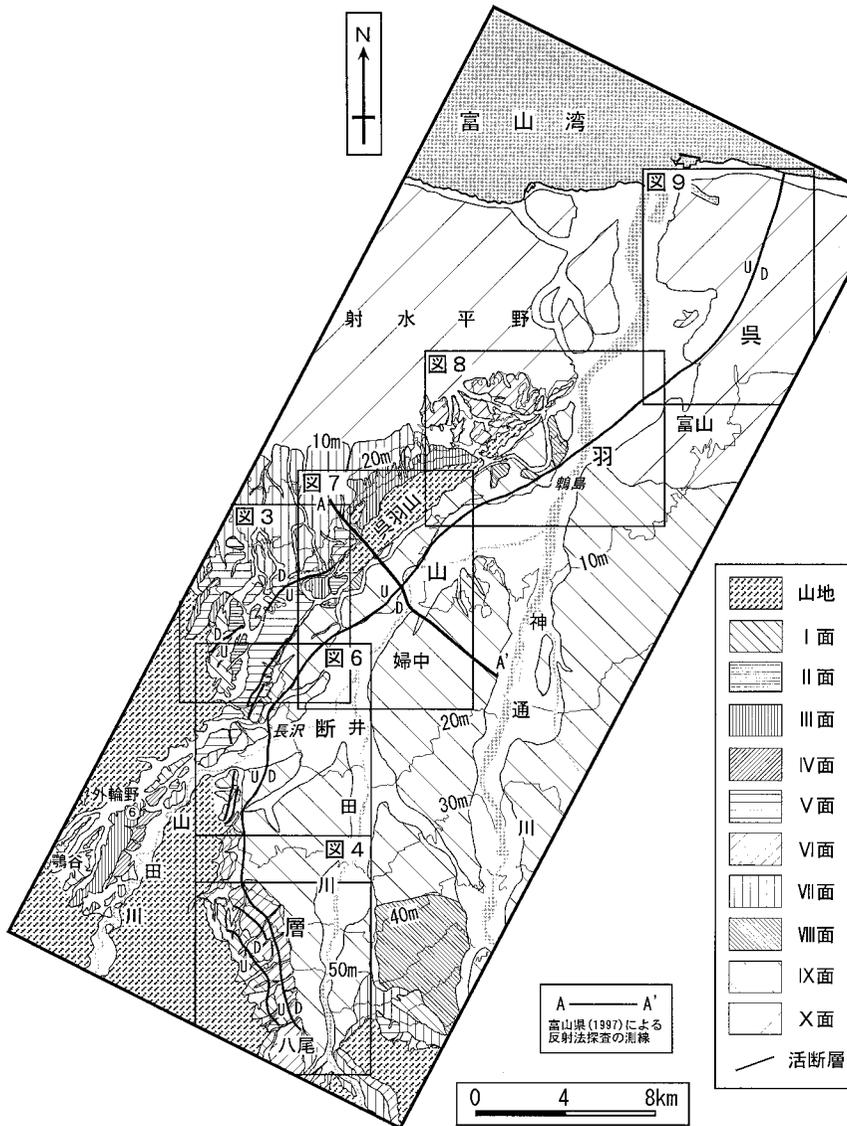


図 2 富山平野西縁における地形分類図。

Fig. 2 Geomorphological map of the western margin of the Toyama Plain.

づき 高位より 面～ 面の10面に分類したほか、面をさらに2つの面に細分化した。これらのうち山田川との合流点以北における井田川西岸の河成段丘面では、面構成層直上のローム層からDKPが、同じく面直上のローム層からATが報告されている(表1)。

なお、RIMSによる測定の結果、AT(町田・新井, 1976, 1992)と推定した火山灰の火山ガラスの屈折率 $n=1.4982 \sim 1.4990$, DKP(町田・新井, 1979; 大村ほか, 1988)と推定した火山灰の斜方輝石の屈折率 $n=1.7045 \sim 1.7057$, 鬼界葛原火山灰(以下 K-Tz と略す: Takamiya and Nishi-

表 1 富山平野西縁における河成段丘面の対比 .

Table 1 Correlation with previous works.

時代	本研究		富山県(1997)	藤井ほか(1992)
	広域火山灰	地形面	地形面	地形面
完新世	AT DKP 立山 D, KTZ	面		低位段丘
		面		
面		面	中位段丘	
面		面		
面		面 , 面	高位段丘	
面				
面		面		
面		面		
面		面		

表 2 火山起源鉱物の屈折率一覧 .

Table 2 Refractive index list.

試料番号	深度(cm)	gl(n)	ho(n ₂)	opx()	同定結果	その他
	40	1.4984 ~ 1.4990	1.6783 ~ 1.6796	1.7041 ~ 1.0750	K-Tz	石英
	10				DKP	
	40	1.4988 ~ 1.4995			K-Tz	石英
	15	1.4985 ~ 1.4992			AT	
	30			1.7037 ~ 1.7048	DKP	
	10	1.4981 ~ 1.4986			AT	考古遺跡
	35			1.7027 ~ 1.7041	DKP	考古遺跡
	25	1.4982 ~ 1.4988			AT	
	70			1.7033 ~ 1.7047	DKP	
	35	1.4986 ~ 1.4989			AT	
	70			1.7046 ~ 1.7057	DKP	
	120	1.4990 ~ 1.4996			K-Tz	石英
	40	1.4984 ~ 1.4991			AT	考古遺跡
	75			1.7050 ~ 1.7062	DKP	考古遺跡
	95			1.7112 ~ 1.7133	立山 D	考古遺跡
	20	1.4979 ~ 1.4986			AT	
	55		1.6777 ~ 1.6786	1.7054 ~ 1.7066	DKP	
	105		1.6822 ~ 1.6830	1.7143 ~ 1.7151	立山 D	肉眼で識別可
	30	1.4983 ~ 1.4985			AT	ボーリング掘削
	85			1.7039 ~ 1.7052	DKP	ボーリング掘削
	55	1.4980 ~ 1.4990			AT	ボーリング掘削
	105			1.7042 ~ 1.7057	DKP	ボーリング掘削
	25	1.4982 ~ 1.4990			AT	考古遺跡
	60			1.7030 ~ 1.7047	DKP	考古遺跡
	60	1.4985 ~ 1.4990			AT	

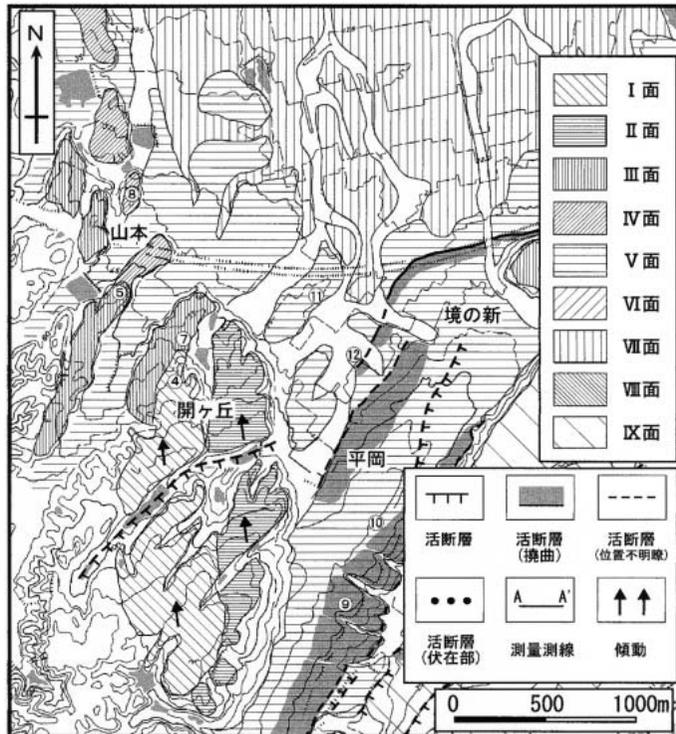


図 3 境の新扇状地付近における地形分類図 .

Fig. 3 Geomorphological map of the area around the Sakainoshin fan.

mura, 1986; 町田・新井, 1992) と推定した火山灰の火山ガラスの屈折率 $n=1.4987 \sim 1.4996$, 立山 Dpm 火山灰 (以下立山 D と略す: 町田・新井, 1992) と推定した火山灰の斜方輝石の屈折率 $= 1.7143 \sim 1.7151$, の値がそれぞれ得られた (表 2)。

以下に各段丘面とその構成層の特徴を述べる。

面

本地域で最も高位に位置する地形面で、本面は、井田川流域では八尾町八尾中核工業団地から婦中町富崎にかけての地域と富山市開ヶ丘付近に、山田川流域では婦中町鶯谷付近にそれぞれ分布する (図 2, 3, 4)。分布高度は各地域によって大きく異なり (60 ~ 200 m), 現河床からの比高は 40 ~ 80 m である。また、八尾町松原における本面構成層は少なくとも層厚 20 m 以上であり、礫種は主に砂岩, 泥岩, 安山岩, 花崗岩および凝灰岩からな

る。礫径は数 cm ~ 20 cm 程度のもが多く、礫は一部クサリ礫化している。

本面では段丘構成礫層の上を厚さ 3 m 以上のシルト層が覆い、さらにその上に 2 m 前後の褐色のローム層がのる。このローム層中には DKP および K-Tz が認められる (八尾町上新田: 図 5)。なお、本面よりも低位の面において立山 D が認められるので本面の離水時期は立山 D 降下以前である。

面

面を開析して形成された地形面であり、本地域においては富山市開ヶ丘付近にのみ分布する。分布高度は標高 50 ~ 100 m であり、現河床との比高は 20 ~ 50 m である。また、面および本面は、開析が進んでおり、面以下と大別できる。本面の構成層および被覆ローム層は確認することができなかった。

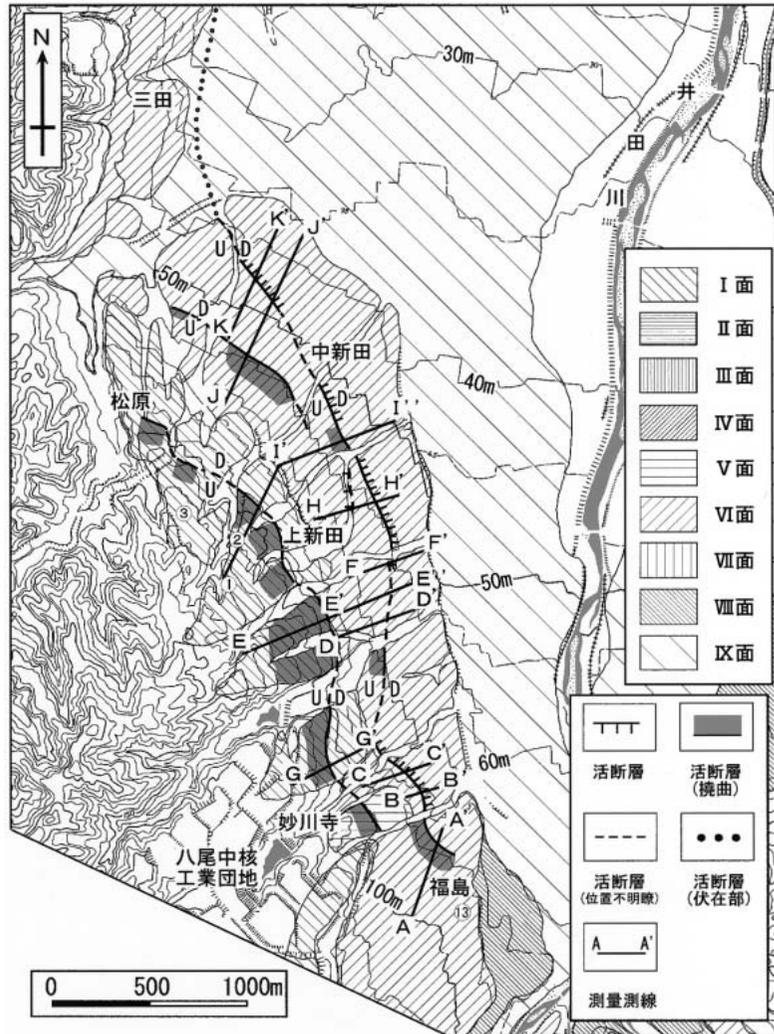


図 4 呉羽山断層南部における地形分類図および断面図の標高は海拔高度ではなく、

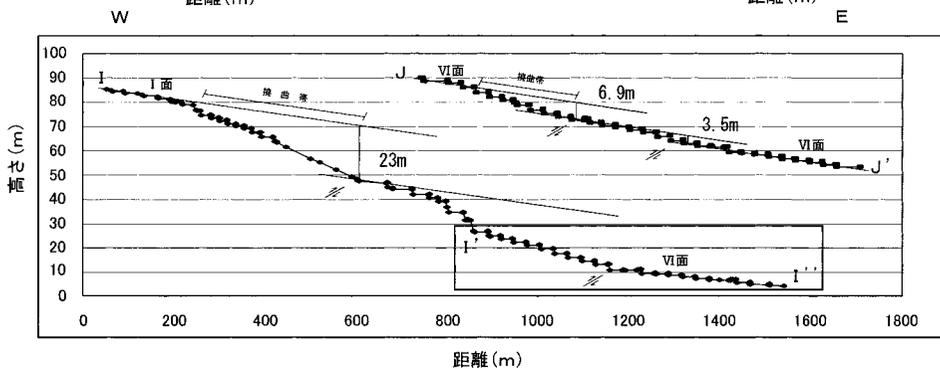
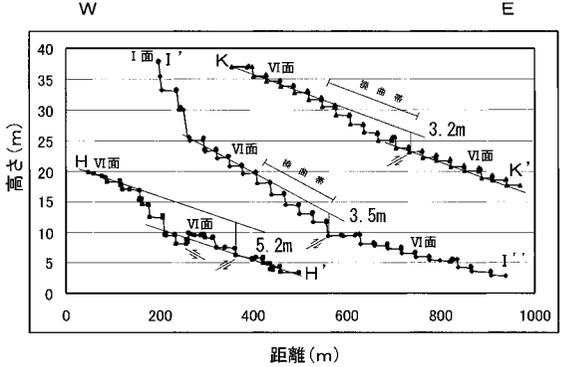
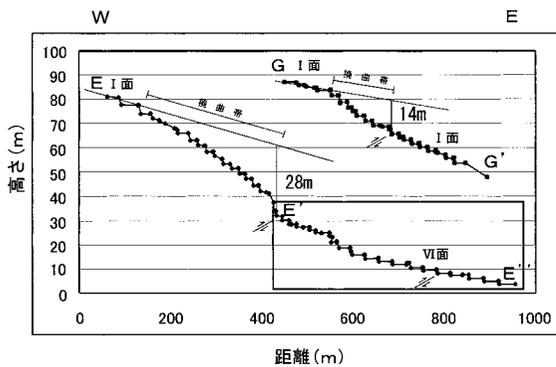
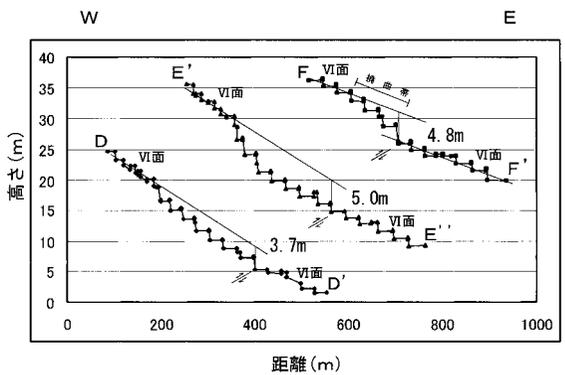
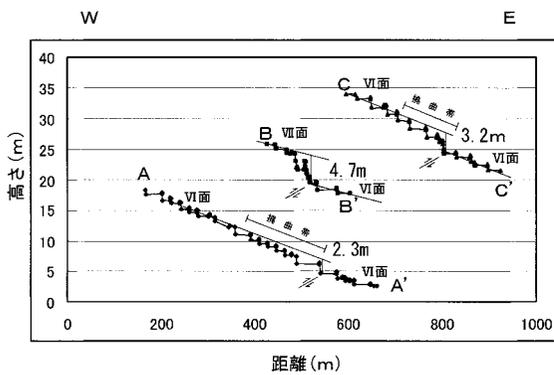
Fig. 4 Geomorphological map and profiles of deformed

面

そとわの
 婦中町外輪野付近の山田川左岸，呉羽山丘陵西部，および富山市山本付近に分布する（図 2，3）。分布高度ならびに現河床との比高（括弧内）は，山田川左岸では標高 100 ~ 140 m（50 ~ 60 m），呉羽山丘陵西部では標高 30 ~ 60 m（5 ~ 15 m），富山市山本付近では標高 50 ~ 70 m（15 ~ 30 m）

である。

本面は平均粒径 10 ~ 20 cm の風化の進んだ泥岩，砂岩，花崗岩等から構成される段丘構成層の上に厚さ約 1 ~ 2 m のローム層がのり，この中には立山 D 以上の層準の火山灰が認められる。富山市山本（図 5）では AT および K-Tz を，婦中町外輪野（図 5）では AT，DKP および K-Tz



び断層活動に伴う河成面の変形を表す地形断面図。
 高度の数値は各測線ごとに異なる。

terraces of the southern part of the Kurehayama fault.

を、富山市開ヶ丘(図5)ではAT, DKP, 立山Dを褐色ローム層中よりそれぞれ確認できる。露頭およびではK-Tzが離水基準面(褐色ローム層と、段丘礫層または水成のシルト層)よりも数10cm上位に挟在するのに対し、露頭では立山Dが離水基準面の直上に挟在することから、本面の形成は立山Dの降下直前と考えられる。

面

山田川左岸及び富山市山本付近に面に並行するように分布する(図2, 3)。分布高度ならびに現河床との比高(括弧内)はそれぞれ、標高約100~120m(40~50m), 約35~45m(10~20m)である。面を開析して形成した面である。富山市山本における本面構成層は少なくとも層厚

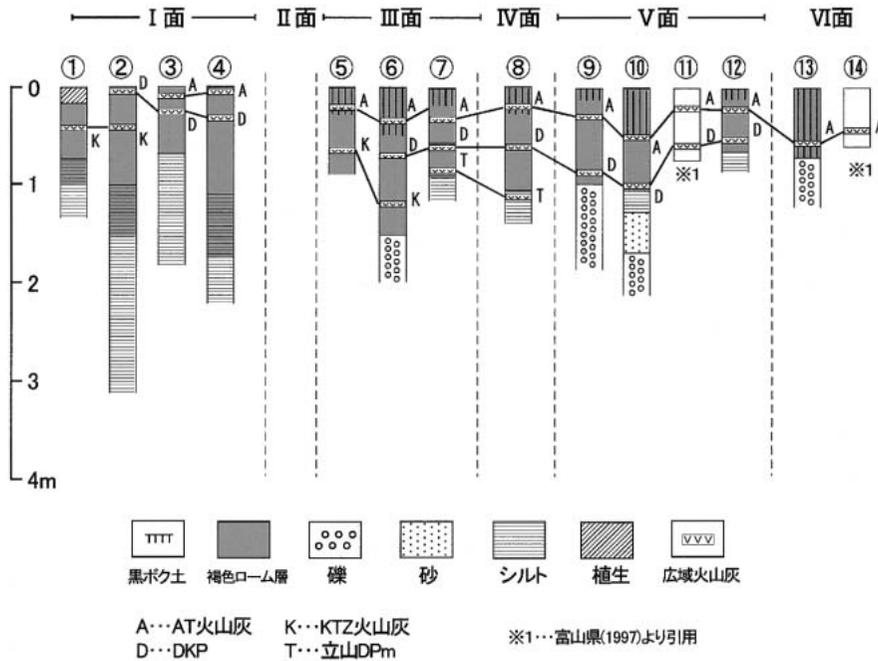


図 5 富山平野西縁の河成段丘堆積物と被覆火山灰の柱状図。
 八尾町上新田(1), 八尾町上新田(2), 八尾町松原, 富山市開ヶ丘(1), 婦中町外輪野, 富山市山本(1), 富山市開ヶ丘(2), 富山市山本(2), 婦中町長沢, 富山市平岡, 富山市境の新, 城端町北野, 八尾町福島, 富山市北代

Fig. 5 Columnar sections of fluvial terrace deposits of the western margin of the Toyama Plain.

15 m 以上であり、礫種は主に花崗岩、安山岩、泥岩などからなる。平均粒径は 15 ~ 20 cm であり、花崗岩、泥岩の礫はハンマーで軽く叩くと割れる程度に風化しているが、安山岩の礫は比較的新鮮である。

本面は段丘構成層の上に厚さ約 1 ~ 1.5 m のローム層がのり、その中～上部から AT および DKP が認められた。また、離水基準面直下の水成シルト層最上位から立山 D が確認された(富山市山本: 図 5)。なお、立山 D は富山市山本の露頭において肉眼で識別することが可能であり、色は黄褐色でシルト層中にパッチ状(粒径 2 ~ 3 cm 程度)に含まれる。

面

婦中町蓮花寺^{れんげじ}から富山市平岡付近にかけての地域および境の新扇状地に分布し(図 2, 3, 6, 7), 分布高度ならびに現河床との比高(括弧内)は約

45 ~ 60 m (20 ~ 30 m) である。また本面は、井田川流域と山田川流域にまたがって分布する段丘面である。本面では主に花崗岩(平均粒径 10 ~ 15 cm)からなる段丘構成層の上に厚さ約 1 ~ 1.5 m のローム層がのり、DKP 以上の火山灰が認められる(婦中町長沢: 図 5, 富山市平岡: 図 5, 境の新: 図 5)。

面

八尾付近の井田川左岸、および呉羽山の北部の富山市北代付近に分布する(図 2, 3, 8)。分布高度ならびに現河床との比高(括弧内)は、八尾付近では標高約 30 ~ 80 m (15 ~ 40 m)、北代付近では標高約 15 ~ 30 m (5 ~ 15 m) である。八尾町福島における段丘露頭では礫層の層厚が少なくとも 10 m 以上であり、礫種は主に花崗岩、閃緑岩、安山岩などからなる。平均粒径は 20 ~ 30 cm (最大 80 cm) であり、いずれの礫も新鮮である。

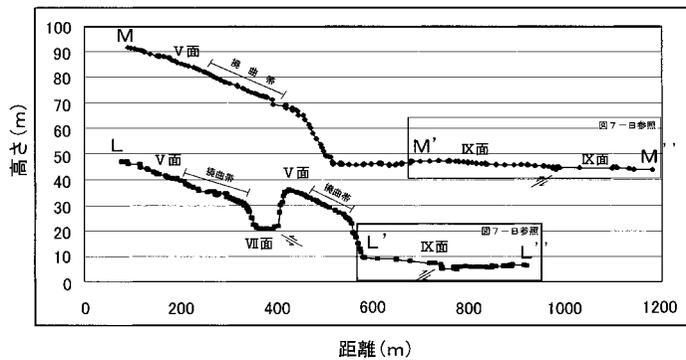
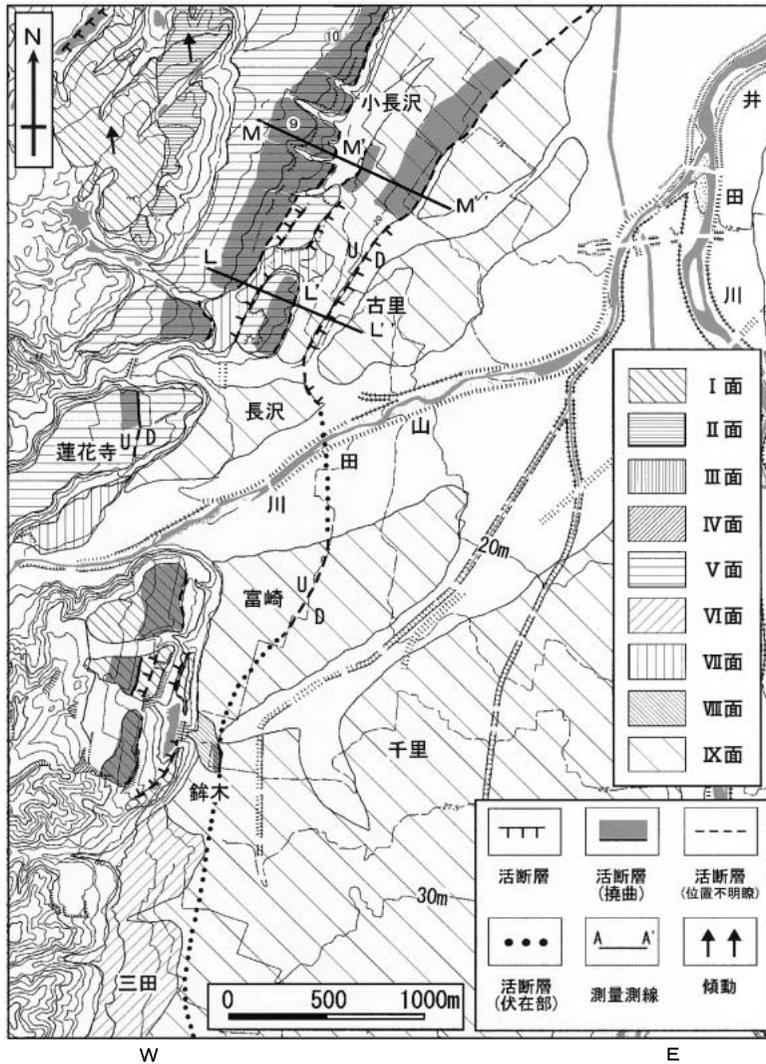


図 6 富山平野西縁中南部における地形分類図および断層活動に伴う河成面の変形を表す地形断面図。
 Fig. 6 Geomorphological map and profiles of deformed terraces of the southern-central part of the Kurehayama fault.

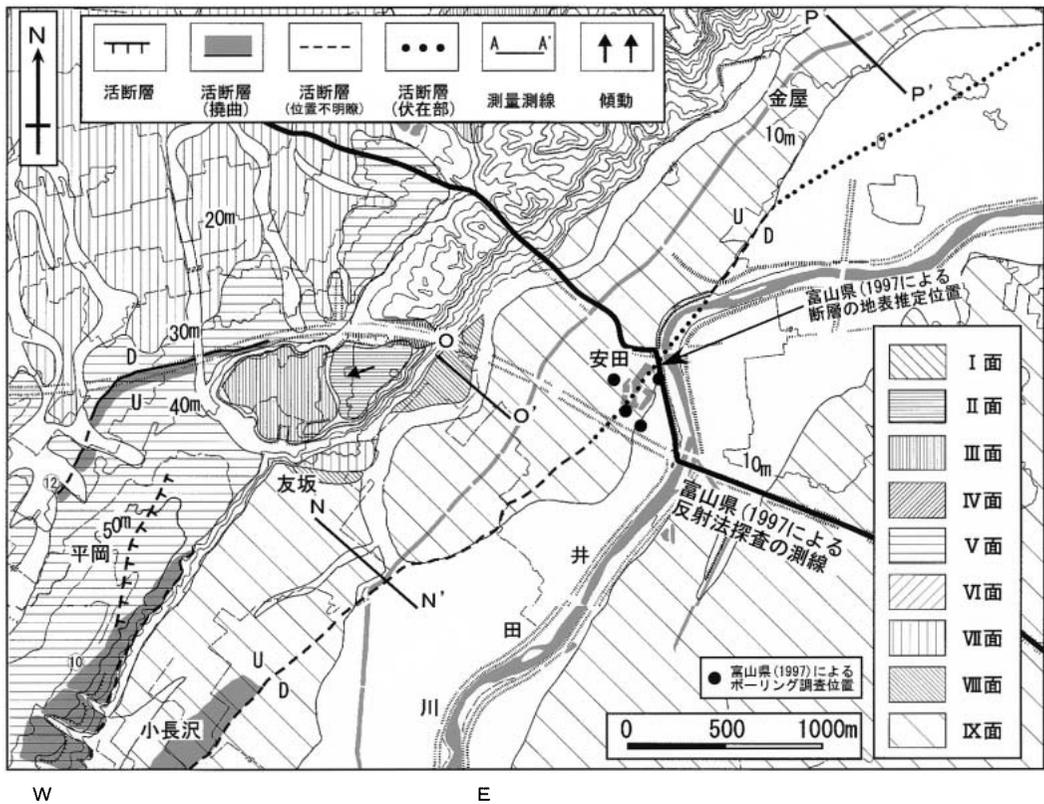


図 7 富山平野西縁中部における地形分類図および断層活動に伴う河成面の変形を表す地形断面図。

Fig. 7 Geomorphological map and profiles of deformed terraces of the central part of the Kurehayama fault.

本面では段丘構成礫層の上に厚さ約 1 m 弱の黒ボク土層がのり、その下部に AT が認められる（八尾町福島：図 5，富山市北代：図 5）（富山県，1997）。

面

境の新扇状地，八尾以南の井田川流域，射水丘陵内における山田川流域に分布する地形面であり（図 2，3，4），分布高度ならびに現河床との比高

（括弧内）は 10 ~ 30 m（5 ~ 15 m）である。本面はその大部分が山地・丘陵地に分布するが，富山平野内には八尾地域を除くとほとんど認められない。本面構成層は建設省北陸建設局（1979）のボーリング調査（富山市北押川）によれば，本面は主に砂礫層からなる。そして，その最上部を層厚約 0.5 m の黒ボク土が覆う。なお，このボーリング調査の報告書には AT の有無は報告されてい

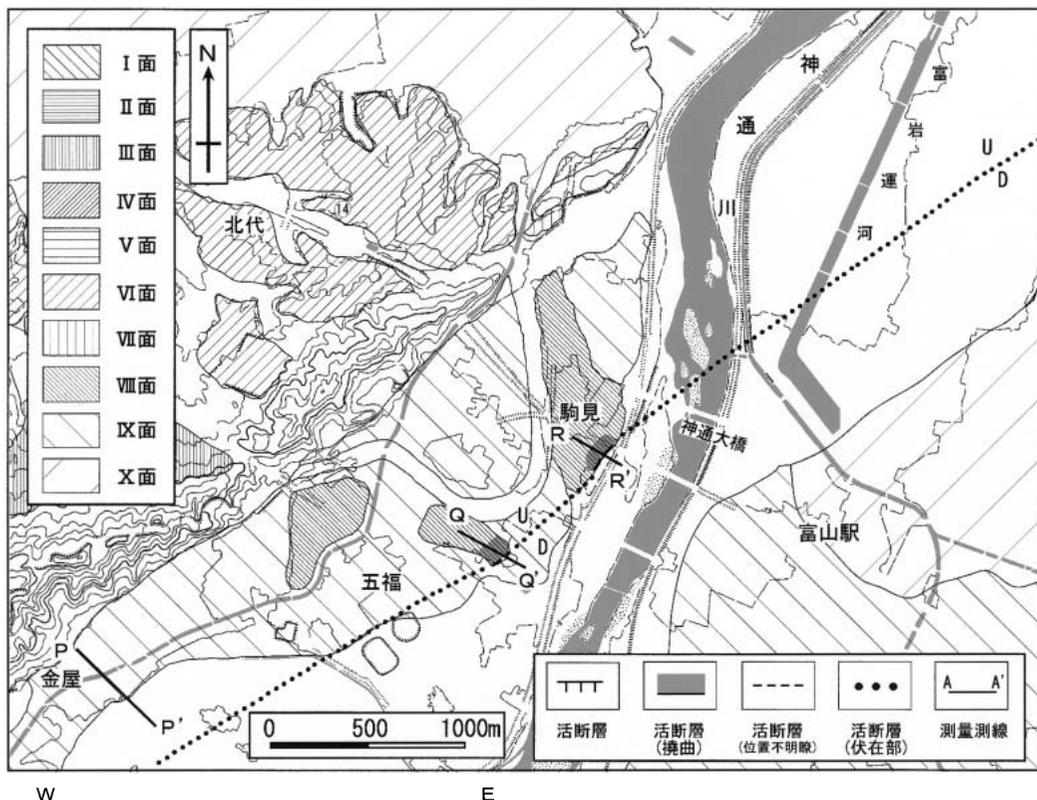


図 8 富山平野西縁中北部における地形分類図および断層活動に伴う河成面の変形を表す地形断面図。

Fig. 8 Geomorphological map and profiles of deformed terraces of the northern-central part of the Kurehayama fault.

ないが、面を覆う黒ボク土の下部に AT が認められることから、本面では黒ボク土層中に AT が認められる可能性は低いと考える。

面

平野南部では八尾東部に広く分布し、平野中～北部では井田川・神通川の左岸にのみ連続的に分布する(図 2, 7, 8)。本面は分布範囲がほぼ富山平野内に限られるのが大きな特徴である。分布高

度ならびに現河床との比高(括弧内)はそれぞれ、40～70m(5～15m)ならびに5～15m(5m以下)である。

面

神通川、井田川および山田川等の富山平野内を流れる川によって形成された複合扇状地であり、現河床との比高(3m以下)から考えて完新世に形成されたと考えられる(図 2)。本面は本研究地

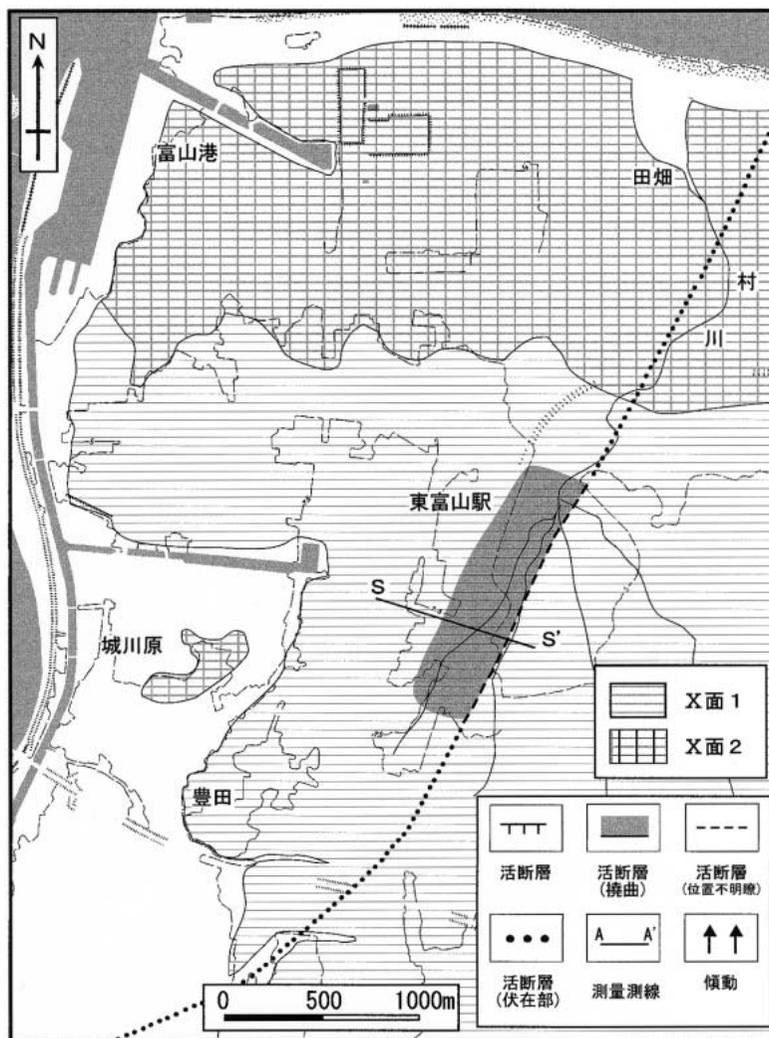


図 9 富山平野西縁北部における地形分類図。

Fig. 9 Geomorphological map of the northern part of the Kurehayama fault.

域内では最も広く分布する地形面であり、後述する面とは、その末端にほぼ東西走向に発達する崖によって明瞭に区別される。

面

面は分布高度が 10 m 以下の富山平野北部に広く分布する沖積低地面である (図 2, 9)。富山平野北部、特に海岸付近の地形発達には後期の海水準変動に大きく影響を受けていると考えられている (糸野ほか, 1972)。すなわち、完新世前期～

中期の縄文海進時には現海岸線よりも内陸部に海が浸入し、その後沿岸州やそれを覆う砂丘の発達によって入り江が日本海から隔離されラグーンが形成された。さらにその後、周辺山地から供給された土砂によってラグーンが埋積し平野を形成したと考えられる。なお、糸野ほか (1972) における縄文海進時の海岸線の位置と本研究における面と面との境界位置はほぼ一致する。

V. 活断層の詳細位置と変位地形

富山平野の西縁の活断層は西側が隆起するセンスを持ち、呉羽山断層と呼ばれる(池田ほか, 2002; 堤ほか, 2002)。走向は南部の八尾町福島から婦中町富崎にかけてはNNW SSEであるが、婦中町長沢付近でNE方向に転じる(図2)。以下では、呉羽山断層を中心として、従来詳しい記載がなかった段丘面の変形について報告する。

1) 断層南部(福島~^{ほこのき}銚木間)

八尾町福島から奥田にかけての面上、および妙川寺みょうせんじから松原にかけての面上には、幅100~200mの間で高度差約2~7m(面上)、ならびに幅300~400mの間で、高度差約15~30m(面上)をもって東にゆるく傾く低崖が存在する(図4)。これらの崖は、等高線が示すように旧流向と直交ないし斜交するので、形態および分布方向からみて、河川の浸食によるものではなく、撓曲を伴う活断層によって形成されたと考えられる。この延長部にあたる福島以南の面、および妙川寺以南の面では河成段丘面および山地斜面の変形およびリニアメントが認められないことから、本研究では福島および妙川寺を呉羽山断層の南端で考える。低崖の比高は、面上では約2.3~6.9m(図4:断面, A A'~D D', E' E'~F F', H H', I' I'~K K'), 面上では約14~28m(図4: E E', G G', I I')で、これを変位量とすると上下変位の累積性が認められる。

面上を走る呉羽山断層沿いでは、上新田で逆断層に特有な地形である逆向きの低断層崖が認められ、その北方の中新田付近で2条に分岐する(図4)。これら2条の断層の比高は、丘陵側を走る断層が約6.9mであるのに対し、平野側の断層が約3.2~3.5m(図4: J' J', K K')であり、丘陵側の断層の方が大きな値を示す。面上を走る呉羽山断層はいずれも東側が傾き下がる撓曲崖の形態をなす。断層運動に伴う面の変位量は妙川寺から北に向かうにつれ増大し、水谷付近で最大値を示す。その後、地形面の変位から追跡される断層は松原付近で走向を北北西から北西に変え、変位量を次第に減ずる。

面の平野側を走ってきた断層は新田北方の三田付近の面に変位地形が認められないので、その東側に広く分布する面に伏在し、富崎方面に連続していくものと考えられる(図4, 6)。三田北方の婦中町銚木では空中写真判読によって、面が幅50mの間で僅かながらも東向きに傾き下がる様子が窺える。しかしながら、銚木付近は大規模な圃場整備が実施されたため、現在では面の変形を現地で認定することは困難である。

2) 断層中南部(富崎~平岡間)

山田川以北ではNNE走向の面の高度差が明瞭に認められることから、断層はその伏在部分(富崎付近)で走向を南北から北北東に変え、山田川を越えて婦中町長沢方面に連続していくと推定される(図6)。婦中町長沢~小長沢にかけての区間は、後述する東富山駅周辺同様、富山平野西縁において最も沖積面の西上がりの変形が顕著な地域である。婦中町古里には面を開析する、NNE走向の小さな谷が存在する。この地域は山田川の流域に面しており、最大流下方向はENEである。しかしこの谷は、この地域の最大流下方向に斜交する不自然な谷であり、およびこの谷の両側には表面の浸食の程度からみて同じ面と判断される段丘が2.2mの高度差(図7:断面 L' L')を示すことから、これは断層活動に伴って形成されたと考えられる。同様に、古里北方の婦中町小長沢においても同じ地形面に高度差が認められ、面が約1kmの区間に渡って東側に傾き下がり、変位量は約2.0mと測定された(図7:断面 M' M')。

一方、丘陵側を走る呉羽山断層は三田付近では追跡できないが、その北方延長部の婦中町富崎では面が逆向き(西落ち)の低崖を伴いながら、大きく東に低下している(図6)。富崎の北方に位置する射水丘陵東部では、丘陵の一部を構成する地形面(面)の変形が連続的に現れる。すなわち、婦中町蓮花寺、および婦中町長沢~富山市境の新たにかけての区間では東へ下がる地形面の傾きが、富山市平岡~古沢にかけての区間では西へ下がるの地形面の撓みが、それぞれ認められる(図3, 6)。この緩傾斜上の露頭、露頭、および富山県(1997)によって報告されている露頭と

もに、同様の火山灰層序（DKP が褐色ローム層最下部に挟在する）を示すことから、この「地形面の傾き」は浸食によって形成されたものではなく、断層運動によって形成されたものとする。これらのうち、婦中町長沢～富山市境の新にかけての区間では、面上の撓曲帯の東側に断層の下盤側に相当する地形面が認められず、その東方延長上に面の東落ちの撓みが認められる、という地形配置になっている（図6：断面 L L'、M M'）。また、開ヶ丘付近では北北西向き、富山市杉谷付近では西向きの面の傾動が認められる（図3）。なお、八尾以北において平野側を走る断層と併走してきた丘陵側の断層による地形面の变形は、富山市平岡および杉谷以北では認められなくなる。

3) 断層中部（友坂～金屋間）

平野側を走る呉羽山断層に沿っては婦中町小長沢以北では、前述した長沢～小長沢間のように面の明瞭な変位は認められない（図7）。むしろ断層の上盤側、言い換えれば井田川の左岸で連続的に現れる下に述べる特徴的な地形面や面の僅かな变形によってその位置が推定される。すなわち、富山平野内における井田川の両岸を比較すると、(1) 面の分布は左岸にのみ限られる（図7、8）、(2) 面と氾濫原との比高は右岸では概ね1 m 以下に対し、左岸では2 m を越える場所が何ヶ所かある、という特徴が見出される。本研究ではこの現象は呉羽山断層の活動に伴う井田川左岸の隆起によってもたらされるものと考え、断面測量によって氾濫原との正確な比高を測定した。その結果、婦中町友坂における面と氾濫原との比高は約2.3 m（図7：断面 N N'）、同町安田における面と氾濫原との比高は約3.0 m（図7：断面 O O'）という値が得られた。

また、本地域では富山県（1997）によって婦中町分田～富山市栃谷に至る約6.6 km の区間で反射法探査が行われ、婦中町小泉付近に断層が伏在することが報告されている（図7）。本論においてこれまで報告してきた地形面の变形地点および井田川左岸の特異な地形から推定した呉羽山断層の位置は、この反射法探査の結果とも非常に調和的である。さらに、富山県（1997）は婦中町安田に

おいて反射法探査で推定される呉羽山断層断層を挟む位置でボーリング調査を行っている。約7000年前の地層が最大約2.5 m 上下方向にずれていることから、呉羽山断層は約7000年前以降に活動があった可能性が高いと報告している。

4) 断層中北部（五福～奥田間）

本地域では前述した断層中部と同様に面の明瞭な変位は認められず、神通川の左岸にのみ面が連続的に現れるという特徴的な地形やその变形によって、呉羽山断層の位置が推定される（図8）。富山市金屋における面と氾濫原との比高は約2.4 m（図8：P P'）であり、神通川右岸（概ね1 m 以下）と比べて大きな値になっている。また、神通川右岸では15 km 上流部の八尾付近でしか確認することのできない面が左岸にのみ分布する。五福および駒見では面が東に向かって面および氾濫原の下に埋没していく。面と面および氾濫原との比高は約1.7～2.4 m であるのに対し、面上の傾斜変換点から埋没点までの距離はそれぞれ100 m 以上に達する（図9：Q Q'、R R'）。この断面を取った2地点のみ、五福および駒見周辺の浸食崖の傾斜よりも非常に緩傾斜であり、浸食崖とは考えにくい。面が断層運動によって変形したものとする。

5) 断層北部（豊田～田畑間）

井田川および神通川の右岸を走る呉羽山断層は神通大橋付近で神通川を横断して富山市街地を抜け、さらに東富山駅方面に延長するものと考えられている（池田ほか、2002；堤ほか、2002）。本論においても空中写真判読および現地踏査を行い、次のような3点の特徴を得た（図9）。(1) 富山市豊田～田畑間において連続的に西側の低地面（面）が高くなり、一部では地形面が東側に撓み下がる。(2) この一連の地形面の变形帯が想定される呉羽山断層の北方延長に位置し、上下変位の向きも一致する。(3) 扇頂から同心円状に北に広がる常願寺川扇状地がこの付近のみ逆傾斜をする。なお、富山市米田における面の上下変位量は約3.5 m である（図9：S S'）。

VI. 考 察

1) 河成段丘面の形成年代

既述のように、本論では富山平野西縁の河成段丘面群を 面～面の10面に分類し、段丘構成層および被覆土壌層中に含まれる広域火山灰の同定をもとに、これらの段丘面の離水年代を推定した(表1)。なお、本論では段丘の離水期は風成ロームと水成堆積物(いわゆる“flood loam”),もしくは段丘礫との境界付近であるものとする。

面は褐色ローム層中部(地表と水成堆積物のほぼ中間部付近)にK-Tzが認められることから、本面の形成時期はK-Tzの堆積時期よりも有意に古いものと考えられる。ローム層の堆積速度を一定とした場合には、K-Tzの降下年代は9～9.5万年前と見積もられている(町田・新井, 1992)ので面の離水時期は約18万年前と推定される。しかしながら、本地域のローム層の主成分は大陸起源のレスであることから、その堆積速度は気候環境によって大きく左右されることが予想される。従って、本面の推定離水時期は誤差を大きく見積もって16～20万年前とする。

面はその構成層の露頭を現地を確認できなかったため、風成ローム層による直接の年代推定は不可能だが、面および後述する面の推定離水年代との関係から、離水時期を14～16万年前と推定する。

面では風成ローム層最下部に立山Dを挟在する。立山Dの降下年代は9.5～13万年前と見積もられている(町田・新井, 1992)ので、本面の離水時期を11～14万年前と推定する。

面では水成堆積物上位に立山Dが挟在することから、本面の離水時期を9～12万年前と見積もる。立山Dの降下年代が約9.5～13万年前と幅の広い範囲で見積もられているために、本論では面と面の形成年代が場合によっては逆転するという矛盾が生じているが、地形面の形態および層序学的にみて、面の方が面よりも古いことは明らかである。また、立山Dの層位から考えて面と面の離水時期の差は約1～2万年程度と考える。

面は風成ローム層下部にDKPを挟在することから、本面の離水時期はDKPの降下時期(町田・新井, 1992: 4.3～5.5万年前)より考えて5～6万年前であるとする。面は土壌層中にDKPが認められず、かつ土壌層の下部にATが挟在するので、ATの降下時期(町田・新井, 1992: 2.2～2.5万年前)からみて離水時期を2.5～3万年前と推定する。面や面に関しては、直接年代試料を得ることはできなかったが、面との関係から考えてこれらの面は2.5万年よりも若いことは明らかである。また、粕野ほか(1992)は面構成層の粗粒な層相、勾配、分布形態などから面の形成時期を最終水期極相期(約2万年前)と推定している。本論で推定した面の離水時期と矛盾しないことから、本論では粕野ほか(1992)に従い、面の推定離水時期を約2万年前であるとする。面は富山県(1997)の婦中町安田における木片の放射年代測定結果より、離水時期は0.3～0.4万年前であると推定される。面の離水時期に関しては、年代情報は縄文晩期の遺跡が立地する(深井, 1980)ことのみであり、少なくとも縄文晩期以前としか言えない。しかしながら、その形態や面との関係から面とほぼ同じ時期、もしくはそれよりもやや若い面があると推定される。

2) 境の新扇状地の形成と神通川の流路変更の時期

面は境の新扇状地における最高位の地形面であり、従来の研究では高位段丘として取り扱われ、また富山平野東部に位置する東福寺野面と対比されてきた(藤井, 2000)。しかしながら本研究によって、面の離水年代は16～20万年前に修正されるので、境の新扇状地の形成は約20万年前以降であるものとする。従って、神通川は少なくとも約20万年前以前には境の新扇状地を北流していたものと考えられる。その後、面(14～16万年前)～面(9～12万年前)が形成され、さらに面形成以後(5～6万年前)に現在の位置に大きく流路を変更したと考えられる。

この流路変更には呉羽山断層の活動が大きく関与していると考えられる。特に、境の新扇状地頂

表 3 呉羽山断層の活断層資料表 .

Table 3 Summary of fault data.

地点名	測線番号	走 向	断層形態	変位基準	離水年代 (ka)	上位変位 (m)	隆起側	上下平均 変位速度 (m / yr)
南部								
福島	A A'	NW	撓曲崖	面	25 ~ 30	2.3	SW	0.08 ~ 0.09
妙川寺	B B'	NWN	低断層崖	面	25 ~ 30	4.7	W	0.16 ~ 0.19
	C C'	MW	低断層崖	面	25 ~ 30	3.2	W	0.11 ~ 0.13
	D D'	ENE	撓曲崖	面	25 ~ 30	3.7	W	0.12 ~ 0.15
水谷	E E'	ENE	撓曲崖	面	160 ~ 200	27	W	0.14 ~ 0.17
	E' E''	NEN	撓曲崖	面	25 ~ 30	5.0	W	0.17 ~ 0.20
	F F'	NEN	低断層崖	面	25 ~ 30	4.8	W	0.16 ~ 0.19
	G G'	NWN	撓曲崖	面	160 ~ 200	16	W	0.08 ~ 0.10
上高善寺	H H'	NWN	バルジを伴う断層崖	面	25 ~ 30	5.2	W	0.17 ~ 0.21
新田	I I'	NW	撓曲崖	面	160 ~ 200	23	W	0.12 ~ 0.14
	I' I''	NWN	撓曲崖	面	25 ~ 30	3.5	W	0.12 ~ 0.14
奥田	J J'	NE	撓曲崖	面	25 ~ 30	6.9	W	0.23 ~ 0.28
	J J'	NE	撓曲崖	面	25 ~ 30	3.5	W	0.12 ~ 0.14
	K K'	NE	撓曲崖	面	25 ~ 30	3.2	W	0.11 ~ 0.18
中～北部								
古里	L' L''	NE	撓曲崖	面		2.2	W	
	M' M''	NE	撓曲崖	面		2.0	W	
小長沢	N N'	NE	面の比高	面		2.3	W	
友坂	O O'	NE	面の比高	面		3.0	W	
金屋	P P'	NE	面の比高	面		2.3	W	
五福	Q Q'	NE	撓曲崖	面		2.0	W	
駒見	R R'	NE	撓曲崖	面		2.3	W	
米田	S S'	NNE	撓曲崖	面		3.4	W	

部付近の 面上に旧神通川による開析跡が認められないことから、面形成直後に神通川の流路変更の直接の引き金となる地震が起こった可能性が高い。

3) 呉羽山断層南部(八尾付近)における変位速度

各段丘面の離水年代と各断面における上下変位量から、呉羽山断層南部における平均上下変位速度を求めた。呉羽山断層南部(福島～奥田間)における面の上下平均変位速度は0.08～0.28 mm/年(表3, 図4: 断面A A'～D D', E' E''～F F', H H', I' I''～K K')であり、活動度はC級上位～B級である。南端の福島(図4: 断面A A')では0.08～0.10 mm/年であるのに対し、上新田(図4: 断面H H')では0.17～0.21 mm/

年、さらに北方の奥田(図4: 断面J J')では0.23～0.28 mm/年と、上下平均変位速度は全体的に南から北に向かって大きくなる傾向がみられる。また、断層が二条に分岐している奥田では、断面J J'および断面J' J''における上下平均変位速度を合算した場合0.35～0.42 mm/年となり、さらに大きな変位速度を示す。

また、呉羽山断層南部(妙川寺～松原間)における面の上下平均変位速度は0.08～0.17 mm/年(断面E E', G G', I I')であり、活動度は面上を走る断層と同じくC級上位～B級である。

面上を走る断層(丘陵側を走る断層)の上下平均変位速度もまた、全体的に南から北に向かって大きくなる傾向があるが、面上を走る断層(平

野側を走る断層)ほどに顕著ではない。しかしながら、面と面を比較した場合、1) 面の方が圧倒的に形成年代が若い、2) 面上を走る断層の上下平均変位速度が大きい、の2点よりみて、少なくとも最近3万年間の呉羽山断層の活動は、面上を走る断層の方が面上を走る断層よりも活動的であり、呉羽山断層の活動を代表すると思われる。

以上をまとめると、段丘面の变形に基づく後期更新世以降の呉羽山断層南部の活動度はC級~B級であり、面と面の变形には変位の累積性が認められる。また本地域では、特に面において南から北に向かって変位量が大きくなる傾向がある。

4) 呉羽山断層中~北部における沖積面の変位と北方延長について

本論では、面および面の变形および井田川・神通川両岸における高度差から、婦中町古里~富山市五福における呉羽山断層の位置を推定したが、その結果は富山県(1997)が実施した反射法探査によって推定された呉羽山断層の位置および走向と調和的である。また、本論で得られた面の変位量は、富山県(1997)が婦中町安田で行ったボーリング調査から得られた約7000年前の地層の上下変位量(最大2.5m)とも調和的である。

本論で得られた婦中町古里~富山市五福における呉羽山断層の変位量が、1回の断層運動で形成されたかどうかは重要である。面と面の上下変位量、ならびに富山県(1997)よる7000年前の地層の上下変位量に累積性が認められないので、これらの変位は1回の断層運動で形成されたと考える。その場合、最新イベントは面の形成以降(約3000~4000年前以降)であり、富山県(1997)が指摘していた約7000年前以降よりも上限が若くなる。

また、五福以北の東富山駅方面への延長については前述した3つの理由、すなわち(1)地形面の变形が想定される呉羽山断層の北方延長に認められること、(2)変位の向きが一致すること、(3)この地域のみ常願寺川扇状地の分布形態と傾斜方向が調和的でないことから、地形学的には呉羽山

断層の存在が予想される。また、東富山駅北方の富山湾内では呉羽山断層の延長線上付近に微小地震が発生しており(和田ほか、1990)、呉羽山断層は陸域のみではなく海域への延長の可能性も示唆される。しかしながら、本論で示したデータはあくまで地形学的手法に基づくものであるため、呉羽山断層の北方延長に関する検討については、今後の反射法探査や群列ボーリング調査等のデータの蓄積が望まれる。

VII. ま と め

空中写真判読に基づいて、富山平野西縁における河成段丘面分類や形成年代および断層による河成段丘面の变形について調査した。富山平野西縁に分布する河成段丘面は、高位より大きく面~面に分類できる。広域火山灰であるAT、DKP、K-Tz、および立山Dが、面以前の構成層を覆うローム層中に挟在する。

呉羽山断層は、すでに認められていた婦中町長沢~富山市鶴島間に加え、池田ほか(2002)および堤ほか(2002)によって指摘されているように南方(八尾)および北方(東富山駅)延長する可能性が高い。本断層は、南部でNNW SSE、中~北部ではNNE SSW走向であり、延長距離が約20km(海域に連続する場合はそれ以上)、活動度がB級の活断層である。後期更新世における上下平均変位速度は、南部で約0.16~0.32m/1000年である。また、大縮尺空中写真に基づく地形判読および現地踏査の結果、婦中町長沢~富山市五福にかけての地域で断層運動によって形成されたと考えられる河成段丘(比高2~3.5m)の存在や沖積面の西上がりの变形(比高2~3m)が認められることが今回新たに判明した。これらの分布は富山県(1997)が行った反射法探査で推定される断層の位置とも調和的であり、富山平野西縁断層(呉羽山断層)の活動に伴って形成されたと考えられる。

呉羽山断層は後期更新世以降の河成段丘面に累積的な変位が認められることから、少なくとも後期更新世以降には現在の位置で繰り返し活動しており、完新世においても活動的である。地形面に

大きな撓曲変形を伴い、断層線は湾曲、屈曲し、常に北西側が相対的に隆起していることなどから、呉羽山断層は北西側から南東側へ衝き上げる逆断層成分が卓越していると考えられる。

謝 辞

水野清秀氏(産総研)には火山灰の分析についてご指導いただいた。小松原 琢氏(産総研)には粗稿を読んでもいただき、多くのご指摘をいただいた。富山市教育委員会埋蔵文化財センターには開ヶ丘中遺跡における試料採取を許可していただいた。富山大学名誉教授の藤井昭二先生には富山付近の活断層に関して有益な議論をしていただいた。富山大学理学部の竹内 章教授には富山県(1997)が実施した反射断面の解釈に関するデータを提供していただいた。金 幸隆氏(京大・院)には段丘面の編年に関して討論していただいた。火山灰分析の際の物品購入の際には、東京大学地震研究所共同研究プログラム(2002-A-04)の援助を受けた。未筆ながら、上記の方々に厚く御礼申し上げます。

注

1) 広義での富山平野とは富山県内の平野全域、すなわち狭義での富山平野(射水丘陵以東)と砺波平野を含めた地域を指すが、本論では狭義の富山平野を富山平野として扱う。

文 献

藤井昭二(2000) 大地の記憶～富山の自然史～. 桂書房.
藤井昭二・竹村利夫(1979) 富山県とその周辺地域の活断層. 富山県地震対策基礎調査報告書, 39-72.
Fujii, S. and Yamamoto, O.(1979) Geology of Kurehayama Hills. *Bull. Toyama Museum*, **1**, 1-14.
藤井昭二・後藤道治・神嶋利夫・清水正之・金子一夫(1992) 10万分の1富山県地質図説明書. 富山県.
深井三郎(1958) 富山平野とその地形発達. 地理学評論,

31, 416-429.

深井三郎(1980) 居住域の発展からみた富山平野の形成過程. 埋蔵文化遺跡と河川の変遷. 富山県地学地理研究論集, **7**, 9-24.
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) 第四紀逆断層アトラス. 東京大学出版会.
金谷隆行・竹内 章・川中 卓(2001) 富山平野西縁、呉羽山断層周辺の地下構造と丘陵形成史. 地球惑星科学関連学会 2001年合同学会講演要旨集, Gm-P007.
船野義夫・三浦 静・藤井昭二(1992) 北陸の丘陵と平野. アーバンクボタ, **31**, 65p.
活断層研究会編(1991) 新編日本の活断層 分布図と資料. 東京大学出版会.
建設省北陸地方建設局(1979) 富山県の地盤図集「ボーリング柱状図」.
町田 洋・新井房夫(1976) 広域に分布する火山灰 始良 Tn 火山灰の発見とその意義. 科学, **46**, 339-347.
町田 洋・新井房夫(1979) 大山倉吉軽石層 分布の広域性と第四紀編年上の意義. 地学雑誌, **88**, 313-330.
町田 洋・新井房夫(1992) 火山灰アトラス「日本列島とその周辺」. 東京大学出版会.
大村明雄・河合貞行・玉志志郎(1988) U-Th 放射非平衡系による火山噴出物の年代測定. 地質調査所月報, **39**, 559-572.
坂本 亨・野沢 保(1960) 5万分の1地質図幅「八尾」及び説明書. 地質調査所.
Takamiya, H. and Nishimura, S.(1986) Thermoluminescence ages of some volcanoclastic materials. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, **11**, 251-257.
竹村利夫(1983) 富山県の活断層. 月刊地球, **5**, 431-436.
富山県(1997) 平成7年度呉羽山断層に関する調査成果報告書.
堤 浩之・東郷正美・渡辺満久・中村洋介(2002) 1:25,000都市圏活断層図「富山」. 国土地理院.
和田博夫・三雲 健・小泉 誠(1990) 飛騨地方北部および富山湾・能登半島周辺の最近の地震活動. 京都大学防災研究所年報, **33**, 57-74.

(2002年10月11日受付, 2003年6月23日受理)