

吉野川北岸における中央構造線活断層系の再検討

後 藤 秀 昭*



徳島県吉野川北岸地域の中央構造線において、大縮尺空中写真判読と現地調査をもとに、活断層の分布と運動様式の再検討を行った。その結果、従来断層が連続しないと考えられていた地域をつなぐような断層が、新たに確認された。吉野川北岸での中央構造線は、鳴門断層の西端部付近に不連続が存在する可能性は残るものの、鳴門断層から父尾断層まで湾曲や屈曲を伴いながら、ひとつつきの断層として連続することが明らかになった。

また、横ずれ断層の南側に低角な逆断層(前縁逆断層)の認められる地域がある。前縁逆断層は、(1)主断層の走向がその一般走向に対してやや斜交する(10~20°反時計回り)部分で、その南側に平行して存在する場合と、(2)主断層がその一般走向に対して大きく屈曲する位置で、その南側に存在する場合とがある。(1)は、横ずれ断層の走向の変化によって生じた水平短縮量の増大によって生じ、(2)は、断層の屈曲に伴う局地的な圧縮応力によって生じたと考えられる。

キーワード：中央構造線、活断層、変位地形、横ずれ断層、低角な逆断層、吉野川北岸

I. ま え が き

1. 問題の所在と研究の目的・方法

中央構造線は、西南日本を内帯と外帯に分ける主要な地質境界である。それに沿って活断層が発達し、四国域内だけでも約200kmに及ぶ長大な活断層系を構成する。この活断層系は、Kaneko(1966)によって右横ずれ変位が指摘され、続いて岡田の一連の研究によって分布や変位様式が実証された(岡田, 1968, 1970, 1972, 1973a, b)。また、水野ほか(1993)は地形・地質資料を集成している。中央構造線の古地震に関する研究としては、1980年代以降、断層系の数地点でトレンチ掘削調査が行われ、過去の活動時期やその際の変位量が明らかにされてきた(岡田, 1988; Tsutsumi *et al.*, 1991; 山崎ほか, 1992; Tsutsumi and Okada, 1996; 岡田・堤, 1997など)。また、近年、断層の分布形態と活動時期から、セグメンテーションの検討も行われている(佃, 1990, 1996; 岡田, 1992; Tsutsumi and Okada, 1996)。

従来の変動地形に関する研究では、おもに第四紀末期に形成された変位地形のうち、地形の明瞭な部分が記載されており、微細な変位地形や横ずれ断層に付随する縦ずれ断層の詳細な記載は十分でなかった。活断層研究に

とって地表における活断層の分布は、最も基本的な情報であるが、同時に断層の運動像を知るためにも、また断層の分布形態からセグメンテーションを議論する際にも、断層の詳細な分布の解明は必要不可欠である。このような立場から、筆者は中央構造線活断層系の第四紀後期の断層運動に焦点をあて、断層の分布と変位様式の再検討を行った。本稿では同断層系のうち、徳島県吉野川北岸地域について得られた新たな知見を報告し、さらに前縁逆断層の出現様式についての考察を行う。

調査にあたっては最初に大縮尺空中写真(1/10,000および1/20,000)を判読し、美馬町以東の地形分類図と詳細断層分布図(基図は国土地理院発行の1/25,000および各市町発行の1/10,000)を作成した。さらに、新たに断層を認定した地域については、詳細地形分類図(基図は1/2,500地形図)を作成した。これをもとに現地では、段丘面や微地形の変位の向きや量を計測する地表踏査を行い、主要な変位地形についてはハンドレベル・巻き尺・高度計を使った簡易断面測量を行った。また、露頭調査によって断層の存在を確認するよう努めた。

2. 地域概観

吉野川は、池田町付近で讃岐山脈に遮られるようにしてその流路を南北から東西に変え、それより下流では東

1997年9月3日受付。1998年3月14日受理。1997年度日本第四紀学会大会において発表。

* 日本学術振興会特別研究員(広島大学大学院) 〒739-8522 東広島市鏡山1-2-3。

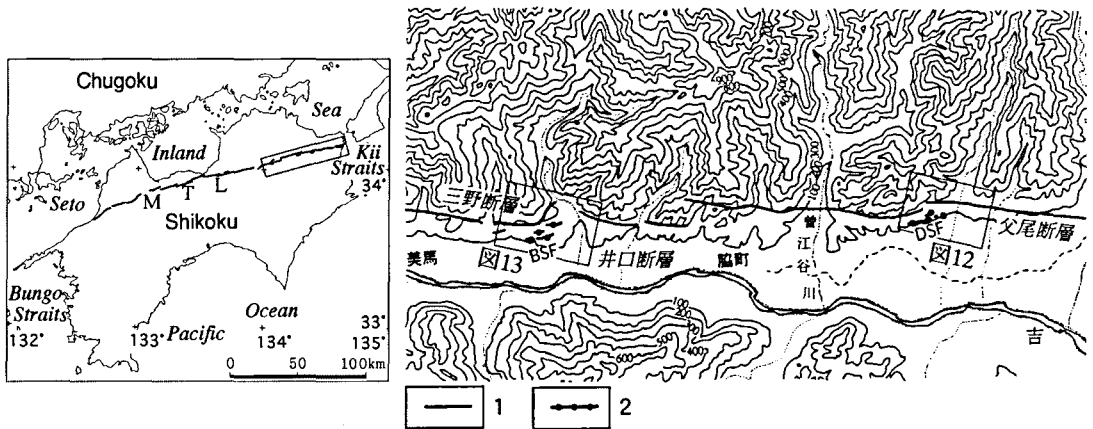


図1 吉野川北岸における活断層の分布

1. 活断層 2. 本稿で新たに認定した活断層 HSF: 引野南断層 TSF: 神田南断層
KSF: 切幡南断層 DSF: 土柱南断層 BSF: 坊僧南断層

に開いたラッパ状の低地を東流する。吉野川の北側には、讃岐山脈が地壘状の山系をなして存在する。この山脈は、中生代の砂岩・泥岩の互層からなる和泉層群によって構成されている。南側の四国山地北部は、三波川変成岩類より構成され、全体的に開析が著しく、起伏が大きい。吉野川に近い山地北縁では標高600~800mで定高性を有する。

吉野川の南北両岸には、その本流や支流によって形成された数段の河成段丘が発達する。活断層は、これらの段丘面、段丘崖、開析谷を明瞭に変位させている。これらの変位地形は北岸で顕著であるが、南岸東部にも上浦断層、高越山断層と呼ばれる右横ずれ活断層が報告されている(寺戸, 1967)。本研究では新旧の段丘面を、高度差、開析の度合い、侵食の相対関係、堆積物の風化度から、上位より高位段丘面、中位段丘上位面、中位段丘下位面、低位段丘上位面、低位段丘下位面の5面に分類した。本地域に最も連続してみられる段丘面を低位段丘上位面とし、この面との上下関係を重視して分類を行った。なお、この地形面分類は上位より岡田(1970)の古期第四系の一部、長峰面、中位段丘下位面、市場面、低位段丘中下位面にはほぼ相当する。本稿の詳細地形分類では、低位段丘下位面以下の段丘面をさらに細分した。

低位段丘上位面は、切幡丘陵南部付近で沖積面に埋没するという地形的特徴、面の保存状態および堆積物中に始良-Tn火山灰を挟むこと(水野ほか, 1993)から、およそ2万年前に形成されたと考えられる。

段丘を構成する堆積物は、礫種から本流性と支流性の堆積物に区別される。外帯山地を流下する吉野川によって形成された本流性堆積物は三波川変成岩類を含み、讃

岐山脈を南流する支流によって形成された支流性堆積物は砂岩礫と泥岩礫のみからなる。ただし、先行谷である支流の曾江谷川と日開谷川の堆積物には、花崗岩礫が含まれている。

II. 変位地形からみた断層線の分布

本章では、従来の報告と見解の異なる地域や新たに断層が見いだされた地域を中心にして、東から西の順で断層の記載を行う(図1)。

1. 鳴門~大谷

鳴門断層は、紀伊水道沿岸の大手海岸から大谷まで、山麓線付近にN70~80°Eの走向で延びており(岡田, 1970)、水野ほか(1993)によって記載されている。この鳴門断層に沿って大津町付近では、北流する支流の谷頭が直線状の急崖で断たれており、風隙地形が連続的に認められる(図2)。地点1の風隙には円礫を主体とする砂礫層が分布する。また、地点2には細礫化した黒色の破砕帯が幅約15mにわたって露出し、この西方の姫田では小河谷が4本、緩やかに右横ずれ方向に湾曲している。大谷や大谷には、直線状の山麓線延長に低断層崖が認められる(図2)。

この鳴門断層西端部付近から約500m南側に新たに断層変位地形が認められた。これを鳴門南断層(新称)と呼ぶ。変位地形は、大谷川の扇状地に認められる南側低下の比高約1m、東北東-西南西走向で長さ150mの低断層崖(図3, A-A'断面, B-B'断面)、東方の森崎貝塚の立地する微高地にみられる南側低下の比高約1.2mの高度不連続、および断層近傍で大谷川扇状地の傾斜が急に緩くなる(図3)ことから推定される扇状地の北へ

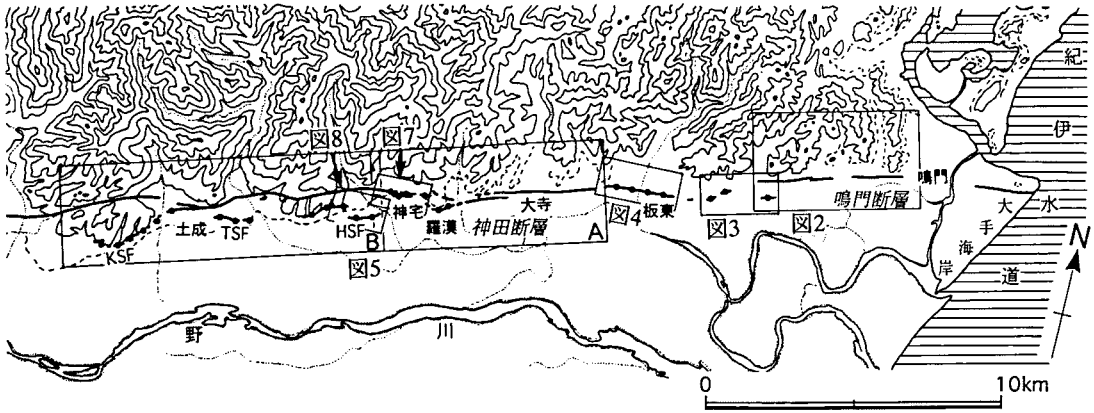


Fig.1 Distribution of active faults along the Yoshino-gawa valley

1. active fault trace, 2. active fault trace newly identified in this paper. HSF: Hikeno-minami fault, TSF: Tsenden-minami fault, KSF: Kiri-hata-minami fault, DSF: Dochu-minami fault, BSF: Boso-minami fault

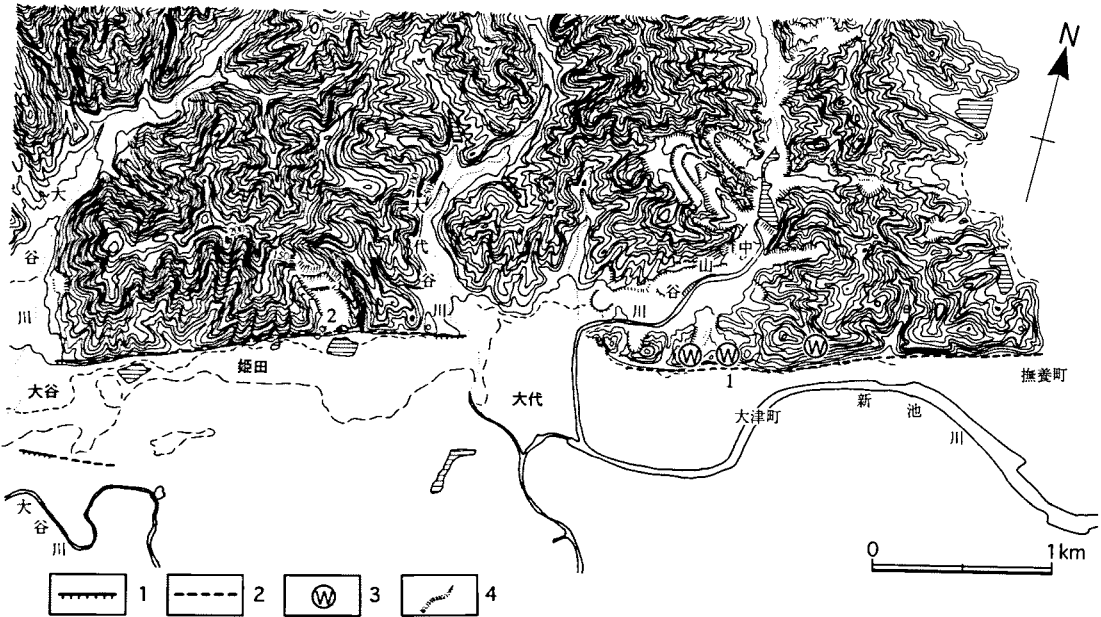


図2 鳴門断層中央部付近の断層分布図

1. 低断層崖 2. 活断層(位置推定) 3. 風隙 4. 変位河谷

Fig.2 Distribution of active faults around the central part of Naruto fault

1. fault scarp, 2. active fault trace (site indistinct), 3. wind gap, 4. offset stream

の傾動などである。また、この低断層崖の延長部を境にしてその南側で大谷川が天井川になることや、微高地が低断層崖延長部の北側だけに分布していることなどから、この断層はさらに東西へ延びると考えられる。低断層崖東延長にあたる姫田南東のボーリング調査結果か

ら、高田(1997)は基盤深度の急激な南落ちの変化を認めている(図3)。この南側低下を示す基盤深度の差は、大手海岸まで続くことが報告されている(中川編, 1981; 古田, 1996; 高田, 1997)。この基盤の高度差は、鳴門南断層の延長に沿うものと考えられ、山麓に延びる鳴門断

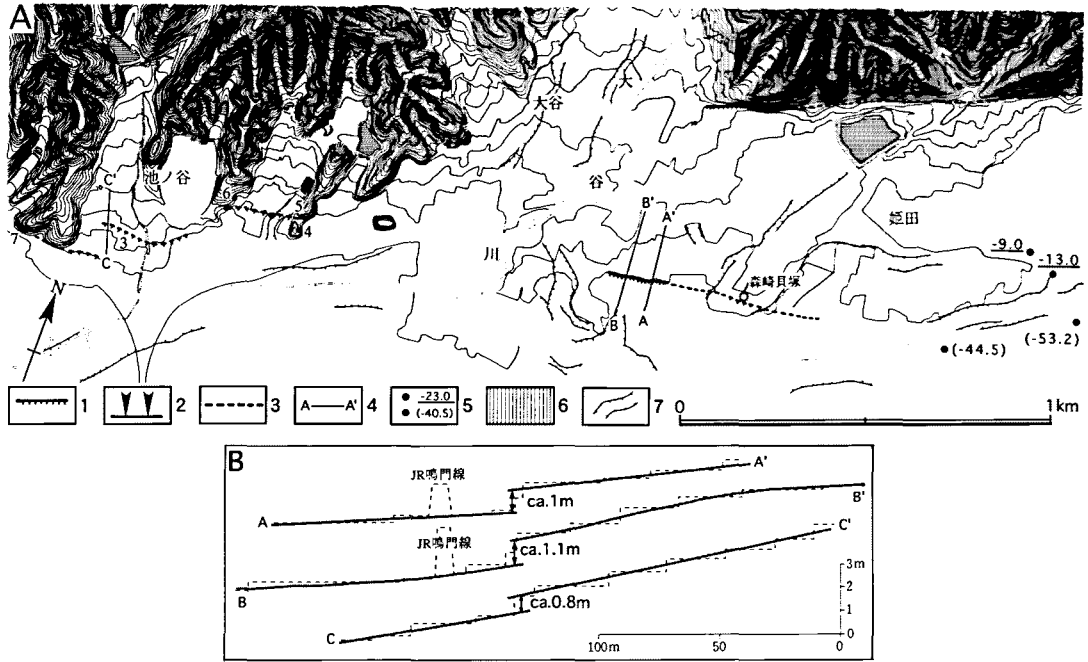


図3 鳴門断層西部(大谷地区)の詳細断層分布図と地形断面図

A: 詳細断層分布図

1. 低断層崖 2. 撓曲崖 3. 活断層(位置推定) 4. 断面の位置 5. ボーリングの位置(下線の数字は基盤の深度, 括弧付きの数字は基盤に到達していないボーリングの掘削深度を示す. 資料: 高田(1997)) 6. 中位段丘下位面 7. 旧河道

B: 地形断面図(断面の位置はA参照)

Fig. 3 Detailed map of active fault and topographic profile around the western part of Naruto fault

A: Detailed map of active fault

1. fault scarplet, 2. flexure scarp, 3. active fault trace (site indistinct), 4. location of topographic profile, 5. location of bore holes (Underlined figure indicates the depth of bedrock (Izumi group), figure without underline indicates the depth of bore hole not reaching bedrock), 6. lower middle terrace surface, 7. abandoned channel Mapped area is shown in Fig. 1.

B: Topographic profile

The location of profile is shown in Fig. 3-A.

層の南側に南落ち成分を有する断層が伏在していることを示している。

2. 大谷~板東

本地域での活断層に関する従来の報告は, 水野ほか(1993)が山麓部に直線的な断層を推定しているのみである。しかし, 大谷川西岸から桶殿谷川東岸(図3 東部)までの区間で, 沖積面に南側低下の高度不連続が認められ, これが変位地形である可能性が高いことが明らかになった。高度不連続は地点3付近(図3)で顕著で, 不連続線の末端付近で約0.8mの比高を有する(図3, C-C'断面)。この小崖の南側に吉野川の旧河道が認められることから, これらの小崖が吉野川の側方侵食によって形成された浸食崖である可能性も否定できない。しかし, 小崖地形の屈曲が緩やかであることや, 雁行状に断続する

ことからみて, この地形が断層変位を示すと考えられる。

この小崖の延長上, 地点4には中川編(1981)が報告しているように結晶片岩の破碎帯が存在し, その約20m北には和泉層群の破碎帯が認められる(地点5)。また, 地点6, 地点7ではやや破碎した和泉層群が観察できる。

一方, 桶殿谷川西岸から西方向に, 長さ約2kmの明瞭な撓曲崖・低断層崖が認められ, 低位段丘下位面は南落ちに変位している(図4)。桶殿谷川西岸から西方へ約500mの区間では, 約1mの比高をもつ撓曲崖が認められる。佃・佐藤(1996)は反射法弾性波探査に基づき, この撓曲崖直下に約40°で北に傾斜した逆断層が存在すると推定している。

地点8付近では, 比高約2mの明瞭な低断層崖が認められ, その北側では上流に向けて沖積面が逆傾斜してい

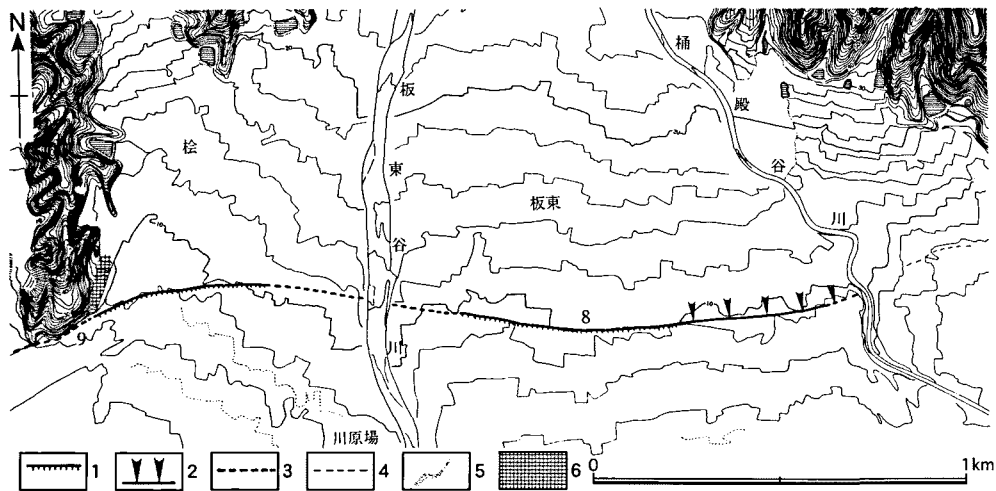


図4 神田断層東部(板東地区)の詳細断層分布図

1. 低断層崖 2. 撓曲崖 3. 活断層(位置推定) 4. 活断層(確実度II) 5. 変位河谷 6. 低位段丘上位面

Fig. 4 Detailed map of active fault around the eastern part of Tsunden fault

1. fault scarp, 2. flexure scarp, 3. active fault trace (site indistinct), 4. active fault trace (Certainty II), 5. offset stream, 6. upper low terrace surface Mapped area is shown in Fig. 1.

る。板東谷川の東方約100mから西方約200mまでの区間は、板東谷川の侵食によって断層崖が不明瞭になるが、この区間より西方では断層が連続すると考えられ、低断層崖と低位段丘面(図4西部)の北傾斜がみられる。ここでは新旧の地形面が累積的に変位している。なお、低位段丘上位面の西側(地点9)で結晶片岩の破碎帯が観察できる。

3. 川端～羅漢

富の谷川東岸の山麓部(図5下図の東端付近)には、高位から低位までの一連の段丘面が分布し、これらの段丘面を北へ向けて累積的に逆傾斜させる変形が認められる。低位段丘下位面は、富の谷川両岸で変位を受けており、東岸では比高約2mの撓曲崖、西岸では比高約4mの低断層崖がみられる。これより地点10までの区間では、小河谷の谷口で谷底の沖積面において南側低下の高度不連続が認められる。大阪谷川東岸の大寺付近では、低位段丘下位面を切る直線的な低断層崖(南落ち比高約2m)が長さ約500mにわたって認められる。大阪谷川東岸の山麓部にも富の谷川東岸同様、高位段丘面から低位段丘面が分布し、いずれも累積的に北へ逆傾斜している。また、この断層は、地点11では低位段丘面を右横ずれ、北側低下に変位させている。地点12～13では、河谷に系統的な右屈曲を与えているが、その西方では変位地形は不明瞭となる。この断層の南側で地点12～13の河谷の

谷口付近の沖積面に南落ちの高度不連続がみられ、平行する断層が推定される。なお、埋蔵文化財センターの南側(図5、地点14)には、青白色の結晶片岩起源の破碎粘土が存在する。

松の谷川から黒谷川東岸の間には、低位段丘下位面を変形させる南側低下の撓曲崖が長さ約400mにわたって認められる。この撓曲崖の最大比高は、両河川の間付近で約3mである。黒谷川東岸から西岸へは断層線の位置が約50m左にステップする。西岸では南側低下の撓曲崖がみられ、その北方約100～250mに北側低下の逆向き低断層崖が並走している。それぞれの地表変位は、低位段丘下位面で8.5mと2m、低位段丘上位面で20mと3.2mであり、変位の累積性が認められる(図5、図6、D-D'断面、E-E'断面)。

黒谷川谷底の沖積面は、断層通過地点より北で断層変位により離水しており、黒谷川は穿入蛇行している。黒谷川西岸の丘陵部には、基盤岩である和泉層群に風化のすすんだ段丘礫層が堆積しており、丘陵の東側と同様にこの段丘面を切る逆向き低断層崖がみられる。このことから、丘陵の南側に南側低下の撓曲崖を形成させるような断層の存在が推定される。

4. 神宅～引野

神宅では沖積面を切断する活断層の存在が明らかとなった(図7)。

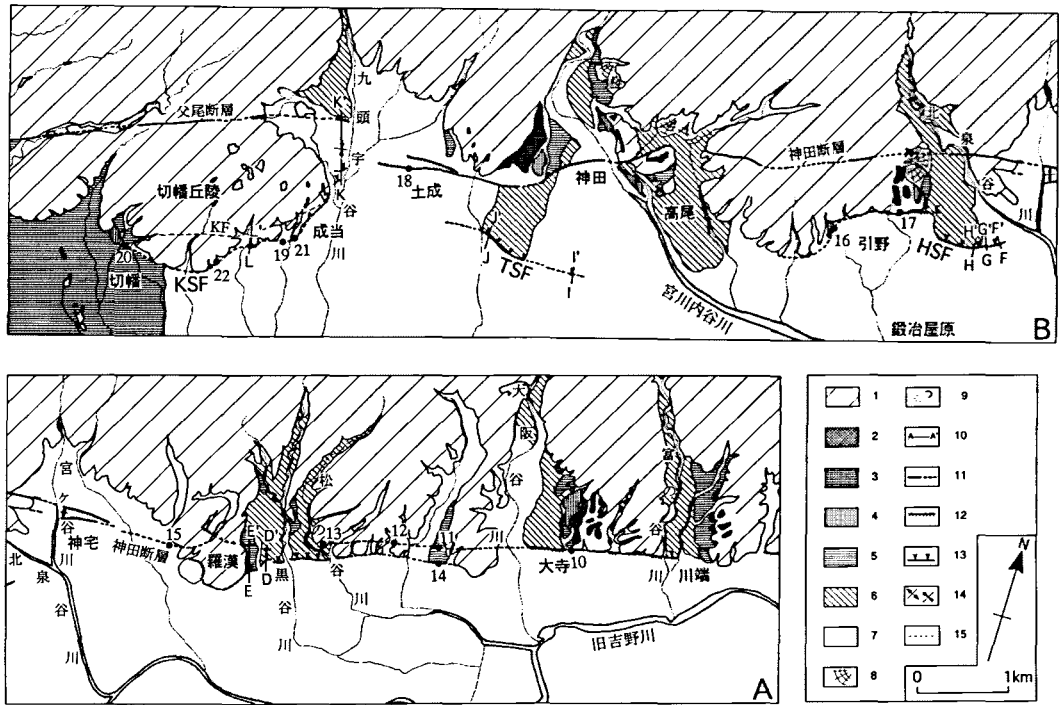


図5 神田断層および父尾断層東部周辺の地形分類図

1. 山地・丘陵 2. 高位段丘面 3. 中位段丘上位面 4. 中位段丘下位面 5. 低位段丘上位面 6. 低位段丘下位面 7. 沖積面 8. 沖積錐・崖錐 9. 地滑り 10. 断面の位置 11. 活断層 12. 低断層崖 13. 撓曲崖 14. 背斜軸/向斜軸 15. 第四紀前期に活動した断層 数字は地点番号. HSF: 引野南断層 TSF: 神田南断層 KSF: 切幡南断層 DSF: 土柱南断層 BSF: 坊僧南断層 KF: 切幡断層

Fig. 5 Geomorphologic map around Tsunden fault and the eastern part of Chichio fault

1. mountain and hills, 2. high terrace surface, 3. upper middle terrace surface, 4. lower middle terrace surface, 5. upper low terrace surface, 6. lower low terrace surface, 7. alluvial surface, 8. alluvial cone and talus, 9. landslide, 10. location of topographic profile, 11. active fault trace, 12. fault scarplet, 13. flexure scarp, 14. anticlinal axis / synclinal axis, 15. Early to Middle Pleistocene fault. The figure by solid circle indicates location number. Mapped area is shown in Fig.1. HSF: Hikeno-minami fault, TSF: Tsunden-minami fault, KSF: Kirihata-minami fault, DSF: Dochu-minami fault, BSF: Boso-minami fault, KF: Kirihata fault

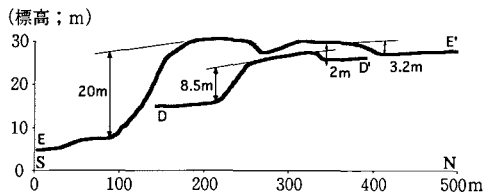


図6 羅漢付近の地形断面図
断面の位置は図5.

Fig. 6 Topographic profile at Rakan
The location of profile is shown in Fig. 5.

Tsutsumi and Okada (1996)は、神宅では沖積扇状地であるために断層変位が認められなかった。しかし、大山谷川東岸から地点15までの区間では、北側隆起の高度不連続がみられ、大山谷川はこれより北側で沖積面を下刻し、南側で天井川となっている。また、地点15の東方約250mで河谷の右横ずれ屈曲が認められる。

大山谷川から宮ヶ谷川東岸約100mまでの区間(図7)には、西北西-東南東および東-西の走向をもつ2本の低断層崖(比高1m以下)によって地溝状の浅い凹地が形成されている。宮ヶ谷川西岸では沖積面に比高1.5mの地塁状の盛り上がりか認められる。

北泉谷川から宮川内谷川の区間では、従来報告されて

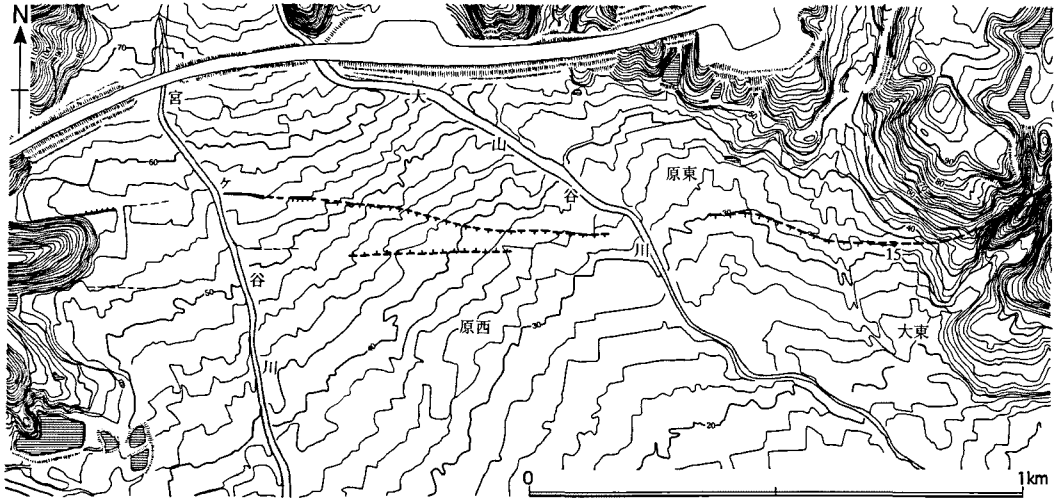


図7 神田断層中央部(神宅付近)の詳細断層分布図
凡例は図4に同じ。

Fig. 7 Detailed map of active fault at the central part of Tsunden fault (Kan-yake)
Legend is same as in Fig. 4. Mapped area is shown in Fig. 1.

いた横ずれ断層(神田断層)の約500~1,000m南側に、高位~低位段丘面を変位させる南側低下の断層変位地形が、長さ約2.5kmにわたって認められた(図5, 図8)。これを引野南断層(HSF:新称)と呼ぶ。引野南断層は東西2つの断層崖から構成され、西よりの山麓に分布する断層は、水野ほか(1993)が引野断層として記載しているものと一部重複する。

西側に分布する断層によって高位段丘面から低位段丘下位1面までの段丘面が変位しており、累積的な断層変位量と北への逆傾斜が認められる(図9)。この断層の低下側には低位段丘下位面2面だけが分布するが、この面を基準とした低断層崖のみかけの比高は、高位段丘面下位約70m, 中位段丘上位面下位約55m, 中位段丘下位面下位約30m, 低位段丘上位面下位約15mである。低位段丘面下位1面は切断されず、比高約2mの撓曲崖をなす。この撓曲崖は長さ約100mの区間で認められ、東方でしだいに不明瞭となる。

引野南断層のうち、東よりの断層崖(撓曲崖)は西よりの撓曲崖の約200m南側に存在する(図8)。この撓曲崖は低位段丘下位1面~3面を変位させて、南に緩やかな弧状の変位地形をつくっており、延長約900mで認められる。南側低下の変位量は低位段丘下位1面で約4.5m(図8, 図10, H-H'断面)、低位段丘下位2面で約1.5~3.5m(図8, 図10, F-F'断面およびG-G'断面)であり、累積的な変位が認められる。この撓曲崖を挟む低

位段丘下位面群は、南流する河川によって形成された扇状地性の地形面であるが、撓曲崖より北側では段丘面の傾斜が急激に緩くなっている。このことから、撓曲変形に伴う北への傾動が推定される。

引野南断層の西延長は、地点16付近(図5)で撓曲崖が山麓線を取り囲むようにみられることから、断層線はS字状に屈曲していると考えられる。地点17(図8)では阿子島・須鎗(1989)が指摘した結晶片岩起源の破碎帯が存在する。

5. 土成~切幡

上板町神田付近(図5の上図中央)では、岡田(1970, 1977)が低位段丘下位面群を切る低断層崖が連続することを報告している(神田断層)。この南側約600~1,200mで低位段丘下位面群が約1.5kmにわたって撓曲変形を受けていることが明らかとなった。これを神田南断層(TSF:新称)と呼ぶ(図5)。この撓曲崖は南に緩やかな弧を描いており、両端はしだいに不明瞭となる。変位量は低位段丘下位1面で約7m(図5, 図10, J-J'断面)、低位段丘下位3面で0.8m(図5, 図10, I-I'断面)である。撓曲崖を挟む低位段丘下位面群は、南流する宮川内谷川によって形成された扇状地性の地形面である。撓曲崖より北側の扇状地の傾斜がそこよりさらに北や南と比較して緩傾斜であることから、断層運動による北への傾動を示しているものと思われる。

土成では、九頭宇谷川東岸の扇状地面上に東西に延び

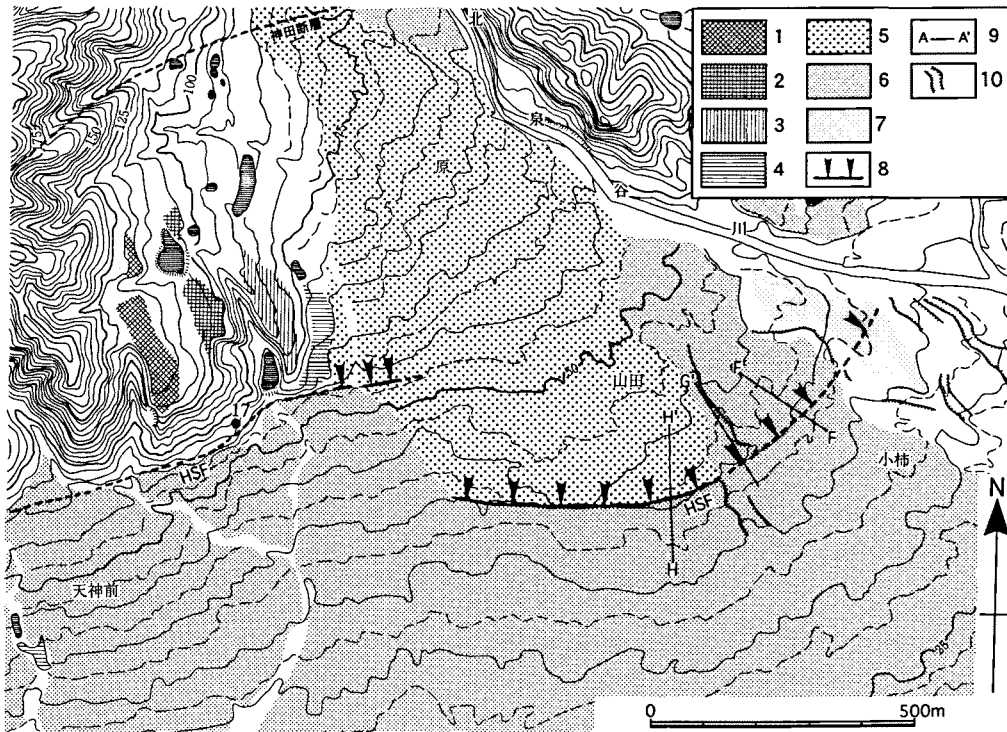


図8 北泉谷川西岸の詳細地形分類図

- 1. 高位段丘面 2. 中位段丘上位面 3. 中位段丘下位面 4. 低位段丘上位面 5. 低位段丘下位1面
- 6. 低位段丘下位2面 7. 低位段丘下位3面 8. 撓曲崖 9. 断面の位置 10. 旧河道

Fig. 8 Detailed geomorphologic map of the central part of Tsunden fault (the western side of Kita-Izumidani-gawa)

- 1. high terrace surface, 2. upper middle terrace surface, 3. lower middle terrace surface, 4. upper low terrace surface, 5. lower low terrace 1 surface, 6. lower low terrace 2 surface, 7. lower low terrace 3 surface, 8. flexure scarp, 9. location of profile, 10. abandoned channel Mapped area is shown in Fig. 1.

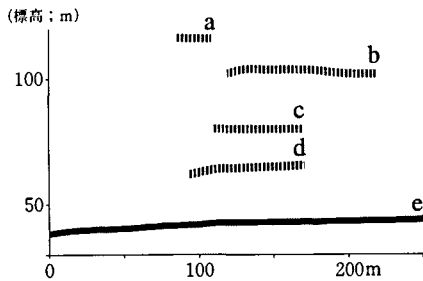


図9 北泉谷川西岸の段丘面投影図

- a: 高位段丘面 b: 中位段丘上位面 c: 中位段丘下位面
- d: 低位段丘上位面 e: 河床縦断面

Fig. 9 Longitudinal profile of terrace surfaces along Kita-Izumidani-gawa

- a: high terrace surface, b: upper middle terrace surface, c: lower middle terrace surface, d: upper low terrace surface, e: longitudinal profile of channel

る凹地が認められ、早くから変位地形として報告されている (Kaneko, 1966; 岡田, 1970 など). Tsutsumi and Okada (1996)は、この断層と九頭宇谷川西岸の逆向き低断層崖との間に 0.5 km の不連続と 0.2 km のステップがあることから、セグメント境界であるとしている。しかし、この不連続を埋めるような向斜状の変形が明らかになった。

九頭宇谷川東岸では、これまで報告されていた神田断層の西端(地点 18)からさらに約 300 m 西方の区間にも、南傾斜の扇状地が比高数 10 cm の逆向き低断層崖によって変位を受けていることが確認された。その地点より西方への神田断層の延長は、九頭宇谷川の浸食によって不明である。

一方、九頭宇谷川西岸には地壘状の盛り上がりがあり、北側を限る逆向きの低断層崖が認められる (図 5)。この低断層崖より南側で、扇状地の傾斜角が急に小さくなり、

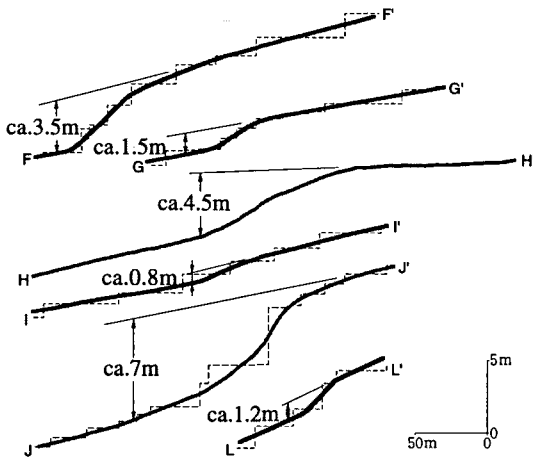


図10 引野南断層, 神田南断層, 切幡南断層による変位地形の地形断面図
断面の位置は図5および図8.

Fig. 10 Topographic profile of flexure scarp on Hikeno-minami fault (HSF), Tsunden-minami fault (TSF) and Kirihata-minami fault (KSF)
The location of profile is shown in Fig. 5 and Fig. 8.

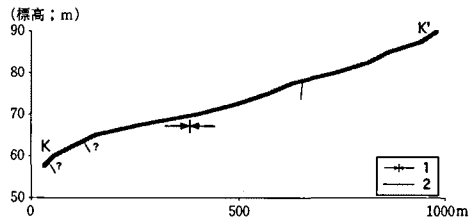


図11 父尾断層東末端付近の地形断面図
1. 向斜軸 2. 活断層 断面の位置は図5. 国土基本図より作成. 断層面の傾斜は推定.

Fig. 11 Topographic profile at the west end of Chichio fault
1. synclinal axis, 2. active fault
The location of profile is shown in Fig. 5.
Dip of fault is estimated.

ほぼ水平となる部分が認められる(図5, 図11のK-K'断面). その南では, バルジ状の盛り上がりが見られ, 南縁の急傾斜の基部に活断層が推定される. このように, 九頭宇谷川西岸には東-西に軸をもった向斜状の変形構造が認められる. この向斜状の地形は九頭宇谷川東岸の凹地にほぼ連続している.

切幡丘陵周辺における活断層の分布と運動様式に関し

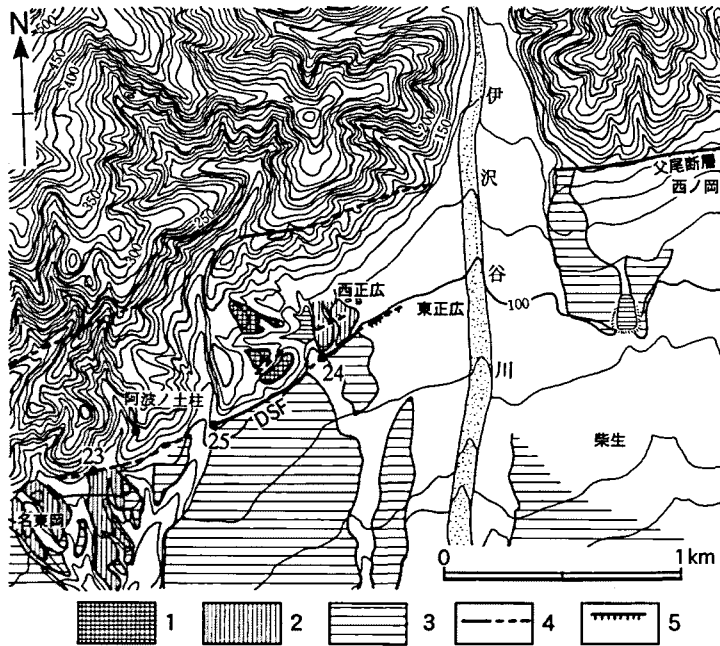


図12 土柱付近の地形分類図
1. 中位段丘上位面 2. 中位段丘下位面 3. 低位段丘上位面 4. 活断層(破線は位置推定) 5. 低断層崖

Fig. 12 Geomorphologic map around Dochu
1. upper middle terrace surface, 2. lower middle terrace surface, 3. upper low terrace surface, 4. active fault trace (Broken lines show site indistinct.), 5. fault scarplet
Mapped area is shown in Fig. 1.

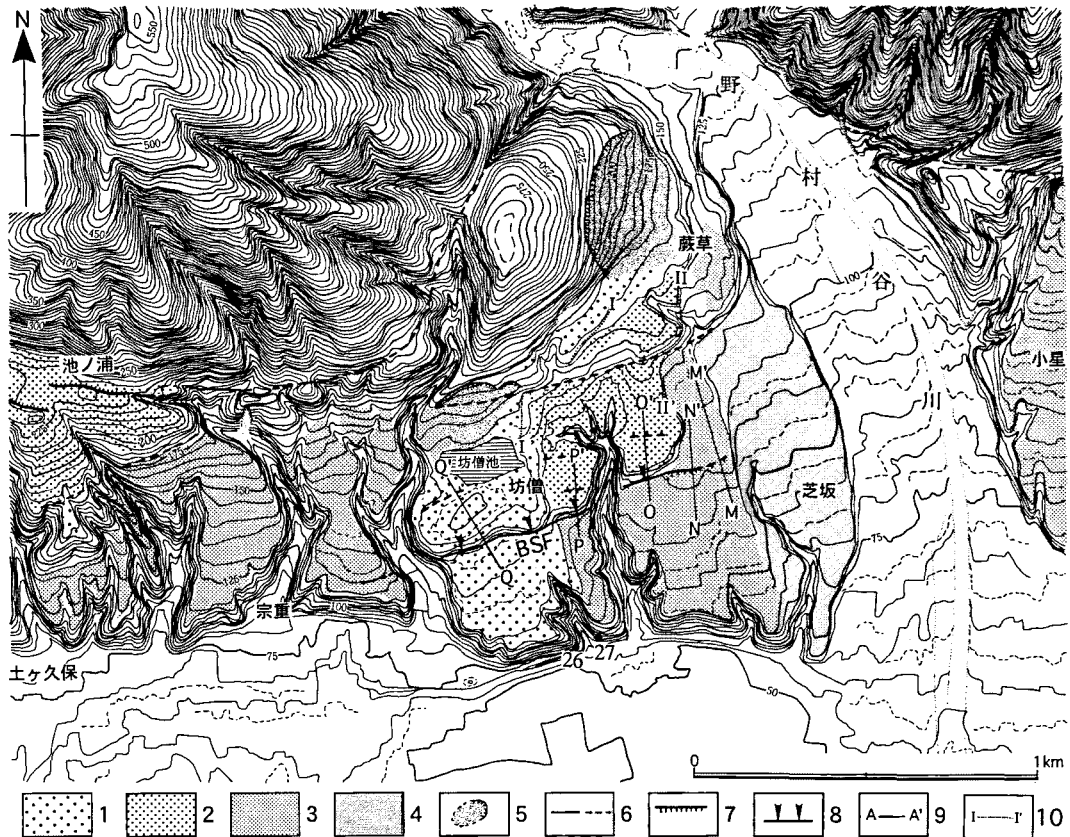


図13 三野断層東部の地形分類図

1. 中位段丘上位面 2. 中位段丘下位面 3. 低位段丘上位面 4. 低位段丘下位面 5. 地滑り 6. 活断層(破線は位置推定) 7. 低断層崖 8. 撓曲崖 9. 断面の位置 10. 変位基準としての段丘崖

Fig. 13 Geomorphologic map around the eastern end of Mino fault

1. Upper middle terrace surface, 2. lower middle terrace surface, 3. upper low terrace surface, 4. lower low terrace surface, 5. landslide surface, 6. active fault trace (Broken lines show site indistinct.), 7. fault scarp, 8. flexure scarp, 9. location of profile, 10. terrace scarp as fault reference
Mapped area is shown in Fig. 1.

て、岡田(1970)は切幡丘陵南部に存在する直線的な断層である切幡断層(図5, KF)には、第四紀後期の活動が認められないとした。中野ほか(1973)は、丘陵南縁に砂礫層堆積後に活動した菖蒲谷時階の衝上断層が存在するとした。また長谷川(1992)は、切幡丘陵が巨大な地滑り岩体であると述べている。

切幡断層の変位地形は不明瞭であり、岡田(1970)の見解と同様に、第四紀後期の活動はないものと判断する。しかし、丘陵南縁の扇状地に高度不連続が認められること(図5, 地点19, 20および図10, L-L'断面)、その不連続線が河川に直交していること、地点21, 22に和泉群層の破碎帯が存在することから、切幡断層よりも南

の切幡丘陵南麓にも活断層が存在していると考えられる。これを切幡南断層(KSF:新称)と呼ぶ。

6. 土柱^{ちゆうちゆう}周辺

切幡丘陵北部から阿波ノ土柱付近の区間にはN70~75°E走向の直線状の山麓線に沿って変位地形が認められることが知られている(父尾断層:岡田, 1970)(図1)。父尾断層は、土柱北東で10~20°反時計回りに走向を変える(図12)。この500~600m南側に北東-南西走向の活断層が新たに見いだされた。これを土柱南断層(DSF:新称)と呼ぶ。

西正広(図12中央付近)では、南傾斜を示す先段丘堆積物の土柱層を不整合に覆って中位段丘上位面構成層が

分布する。この段丘面は、南縁部で南への傾斜を増す一方、北側では東西に延びる谷を境に数mの北側低下が認められる。中位段丘下位面は、中位段丘上位面の南縁延長でその分布を断たれ、北側に逆向き低断層崖を伴う。これは中位段丘上位面と同様の変形である。東正広の沖積面には、南側低下を示す低断層崖と高度不連続が認められる。

地点23では、20°Nの傾斜をもつ低角逆断層によって土柱礫層が崖錐堆積物に衝上しており、地形から推定した断層と調和的な構造を示す。地点24、25で段丘面を開析する河谷が不明瞭ながら右に屈曲していることから、この断層は右横ずれ変位を伴っているとみられる。地点23より西では浸食による山麓線の屈曲が大きく、山麓の遷緩線も不明瞭となり、変位地形を認めることはできない。

7. 美馬町東部(坊僧付近)

美馬町池ノ浦付近の山麓線に沿って地溝状の凹地が連続し、系統的な河谷の屈曲が認められる(三野断層:岡田, 1970)。三野断層の走向は急激に変化し、横L字状の形状を示す(図13)。

この300~400m南に東北東-西南西走向の断層が約1kmにわたって認められ、これを坊僧南断層(BSF:新称)と呼ぶ。坊僧南断層は、中位段丘上位面に11m(図13, Q-Q'断面)、中位段丘下位面に少なくとも7.5~8m(P-P'断面, O-O'断面)、低位段丘上位面に1.8~3m(N-N'断面, M-M'断面)の累積的な南側低下の変位を与えている(図14)。

地点26、27で観察される変位を受けた中位段丘上位面および低位段丘下位面の堆積物の下部は、結晶片岩礫を含む本流性堆積物であるが、上部は砂岩礫を主体とする支流性堆積物である。このことは、中位段丘上位面および低位段丘下位面が、讃岐山脈より南流する支流によって形成されたものであることを示している。よって、坊僧南断層の断層崖とした東北東-西南西走向の崖は、吉野川の側方侵食によって形成されたものではなく、坊僧南断層の断層運動によって形成されたものであると考えられる。また、段丘崖や段丘面を開析する河谷に横ずれ変位が認められないことから、坊僧南断層の変位は垂直成分が卓越していると判断できる。

坊僧南断層の北側約200mにはこれに平行する逆向き低断層崖も認められ、累積的な変位が確認できる(図14)。岡田(1970)は、坊僧池を通る東北東-西南西方向の小向斜構造を認めているが、この構造も坊僧南断層の活動に伴う変形と解釈できる。

坊僧池から約150m北側の山麓部には、東北東-西南西走向の断層が約1kmにわたって分布している。この

断層による変位地形は、野村谷川の曲流により不明瞭であるが、低位段丘上位面には120~150m(図13, II-II'), 中位段丘下位面には200~250m(図13, I-I')の右横ずれとそれぞれ12~20m、約24mの南側低下の変位を推定することができる。断層を挟んで両側の段丘堆積物が支流性であることから、この崖は吉野川の側方侵食によって形成されたものではない。

この断層の東への延長は、野村谷川の侵食により不明瞭となるが、断層より北側の蕨草(図13の中央北付近)の北部にみられる低位段丘下位面の分布から判断して、北東へ向かって湾曲して連続するものと思われる。

III. 考 察

1. 断層の分布と運動様式

以上の結果から、これまで断層が連続しないと考えられていた区間を埋めるような多くの断層を確認することができた。

鳴門断層と神田断層の間には明瞭な変位地形(低断層崖と撓曲崖)が認められた(図4)。また、これまで断層的にしか把握できていなかった神田断層についても、変位地形が連続的に認められた。特に、沖積面の変位が不明であった神宅で、凹地状の変位地形を見いだすことができた(図7)。

神田断層と父尾断層の間は、セグメント境界とされてきたが、神田断層の西方への延長が確認され、神田断層西端の凹地状の構造も父尾断層東端へと連続していることがわかった。これらのことから、鳴門断層の西端部付近に、不連続が存在する可能性は残るものの、鳴門断層から父尾断層まで変位地形の連続が明らかとなった。

また、横ずれ断層の南側では、部分的に逆断層が認められた(引野南断層, 神田南断層, 切幡南断層, 土柱南断層, 坊僧南断層)。これらの断層を前縁逆断層と呼ぶことにする。前縁逆断層による変位地形は、南側低下の撓曲崖として認められることが多い。土柱南断層, 坊僧南断層では、撓曲崖と逆向き低断層崖に挟まれた構造的な高まりが認められる。引野南断層, 神田南断層では撓曲崖近傍の段丘面が逆傾斜している。横ずれ変位の成分は、土柱南断層以外では認められない。

前縁逆断層とは別に、逆断層性の変形を伴った横ずれ断層も認められる。神田断層のうち、羅漢付近では撓曲崖と逆向き低断層崖とに挟まれた地形的な高まりが認められる。また、神田断層の走向が急激に変化する屈曲部(神田)では横ずれ断層による段丘面の北西への累積的傾動が認められる。

2. 平均変位速度

横ずれ断層の平均変位速度について、新たに資料を提

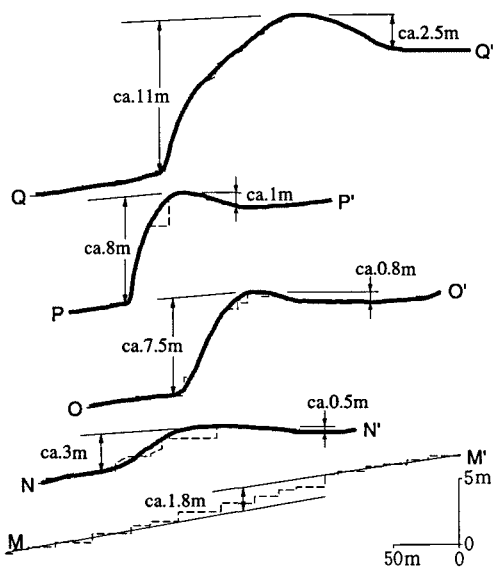


図14 坊僧南断層による変位地形の地形断面図
断面の位置は図13.

Fig. 14 Topographic profile of deformed landform around Boso-minami fault
The location of profile is shown in Fig. 13.

示できるのは、三野断層の東端延長部(図13)のみである。ここでは、低位段丘上位面に120~150m、中位段丘下位面に200~250mの横ずれ変位と、それぞれ12~20m、約24mの縦ずれ変位が認められる。地形面の年代に関する新しい知見は得られなかったが、岡田(1970, 1973a)に従い、それぞれの面の年代を2~3万年、5~6万年とすると、平均変位速度の右横ずれ成分は3.3~7mm/yr.、垂直成分は0.4~1mm/yr.となる。

引野南断層(図9)の累積変位量は、高位段丘面で約70m、中位段丘上位面で約55m、中位段丘下位面で約30m、低位段丘上位面で約15mである。地形面の年代を岡田(1970, 1973a)に従って中位段丘上位面を10~12万年、高位段丘を16~20万年とすると、みかけの南側低下の平均変位速度は0.3~0.8mm/yr.となる。また、岡田(1970, 1973a, 1977)に従って低位段丘下位面群を1万年~数千年の形成と推定すると、1~7mの変位量から(図10)、0.2~0.8mm/yr.となる。

中位段丘から低位段丘上位面にかけて変位の累積が認められる坊僧南断層(図14)では、0.06~0.16mm/yr.となるが、北側の横ずれ断層による垂直成分と合わせると0.4~1.2mm/yr.であり、他地域と同程度となる。

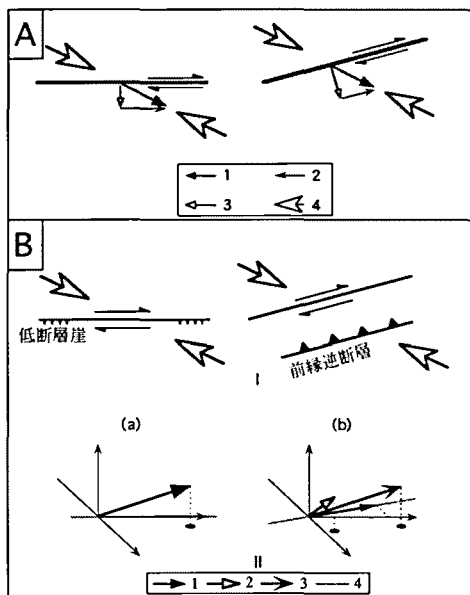


図15 横ずれ断層の走向の変化による活断層の運動様式の違いを示す模式図

A: 横ずれ断層の走向の変化による横ずれ成分と水平短縮成分の変化を示す模式図

1. 単位変位量 2. 横ずれ成分 3. 水平短縮成分 4. 水平圧縮応力

B: 横ずれ断層の走向の変化による活構造と運動様式の違いを示す模式図

I: 断層の分布と運動様式, II: 運動ベクトル (a) 前縁逆断層を伴わない横ずれ断層, (b) 前縁逆断層を伴う横ずれ断層

1. 横ずれ断層成分 2. 前縁逆断層成分 3. 両成分の合計 4. 横ずれ断層の走向

Fig. 15 Faulting patterns of strike-slip fault

A: Relation between strike and slip components

1. slip vector, 2. horizontal component, 3. horizontal shortening component, 4. maximum horizontal principal stress

B: Relation between the strike of strike-slip fault and active tectonics

I: distribution of active fault and faulting pattern, II: the vector of faulting, (a): strike-slip fault without frontal reverse fault, (b): strike-slip fault with frontal reverse fault

1. slip vector of strike-slip fault, 2. slip vector of frontal reverse fault, 3. total slip vector of both faults, 4. strike of strike-slip fault

3. 凹地状の変位地形とその形成要因

神田断層の中央部付近にある神宅付近、および神田断層と父尾断層の間に小地溝状の地形が認められる。前者では、低断層崖によって東南東—西北西から東—西走向の細長い凹地が形成され、後者では東—西方向の凹地と向斜軸が推定される。両地区とも横ずれ断層が右にステップする位置にあることから、局地的な伸張の場が形成され、横ずれ断層の一般走向でなく、水平最大圧縮応力軸に近い方向の凹地が形成されたと思われる。

4. 前縁逆断層と横ずれ断層の走向の関係

前縁逆断層の走向は、神田南断層が東西走向であるほかは、北東—南西から東北東—西南西である。引野南断層、切幡南断層、土柱南断層は北側を並走する横ずれ断層とはほぼ平行しているが、坊僧南断層は三野断層の一般走向(東—西方向)に対し、約20°反時計回りの走向を示す。引野南断層、切幡南断層は、断層線にかなりの湾曲が認められる。これは、断層面の傾斜が北向き・低角であることに起因すると考えられる。

5. 前縁逆断層を伴う横ずれ断層とそれを伴わない横ずれ断層の相違と出現について

前項で述べたように、引野南断層、切幡南断層、土柱南断層は横ずれ断層に平行して分布している。引野南断層の北側に並走する神田断層の走向はN60~65°Eで、神田断層東部の一般走向(N75°E)に10~15°斜交する方向にある。また、切幡南断層、土柱南断層の北側に並走する父尾断層の走向はN65°Eであり、それらは直線状に延びる父尾断層の一般走向(N80~85°E)に15~20°反時計回りに斜交する方向になる。

水平短縮成分は、最大水平圧縮応力軸と断層の走向との間の角度が、大きくなるにつれ増加する(図15-A)。最大水平圧縮応力軸は、西南日本においては西北西—東南東方向であることが知られている(笠原・杉村編, 1991)。走向が反時計回りに変化すると、走向は圧縮応力軸に対し高角度となり、水平短縮量が増大する。引野南断層、切幡南断層、土柱南断層は、増加した水平短縮量を解消するために生じたと考えられる(図15)。

岡田(1970)は、切幡丘陵とその北側の山地に定高性が認められるが、父尾断層の両側で著しい高度差が認められないとしている。このことは、切幡南断層が水平短縮に伴う上下変位のほとんどを父尾断層にかわって解消しているということと説明可能である(図15)。

神田南断層は神田断層が約45°走向を急変させた屈曲部の南側に、神田断層の一般走向に対し、約20°時計回りに斜交する方向に分布し、前縁逆断層のなかで唯一東西走向をもつ。一方、坊僧南断層は、三野断層東端の走向が東—西走向から北北東—南南西走向に急激に変化する

部分に、約15°反時計回りに斜交する方向に認められる。これらは、圧縮性の屈曲に伴う局地的な圧縮応力によって生じたと考えられる。

IV. むすび

これまで断層が連続していないと考えられていた地域をつなぐ断層が新たに認められた。その結果、鳴門断層から父尾断層まで湾曲や屈曲を伴いながら、おおむね連続した断層として認識することが可能となった。

また、横ずれ断層の南側に部分的に逆断層が認められ、これを前縁逆断層とした。前縁逆断層による変位地形は、南側低下の撓曲崖として認められることが多く、縦ずれ変位が卓越している。この断層の平均変位速度は0.1~1 mm/yr.程度である。

前縁逆断層は、(1)主断層の走向がその一般走向に対してやや斜交する(10~20°反時計回り)部分で、その南側に平行して存在する場合と、(2)主断層がその一般走向に対して大きく屈曲する位置で、その南側に存在する場合とがある。(1)は、横ずれ断層の走向の変化によって生じた水平短縮量の増大によって生じ、(2)は、断層の屈曲に伴う局地的な圧縮応力によって生じたと考えられる。

大縮尺空中写真判読を用いた断層の分布と運動様式の再検討によって、詳細な断層の分布が明らかになっただけでなく、さまざまな変位地形が系統的に説明できるようになった。

謝辞 本稿を作成するにあたり御指導ご助言くださった中田 高先生、奥村見史先生をはじめとする広島大学文学部地理学教室の諸先生方ならびに院生諸氏に感謝いたします。中央構造線沿いの各市町には都市計画図をお送りいただき、大学院生の高田圭太君、学部学生の近藤久雄君には現地調査でお手伝いいただいた。また、高田君には卒業論文の原資料をみせていただいた。以上の方々に記してお礼申し上げます。本稿は1997年1月に広島大学大学院文学研究科に提出した修士論文の一部を加筆、修正したものである。

引用文献

- 阿子島 功・須鎗和巳(1989) 中央構造線吉野川地溝の形成過程。地球科学, 43: 428~442
 古田 昇(1996) 徳島県吉野川・鮎喰川下流域平野の沖積層の形成過程。立命館地理学, 8: 61-72
 長谷川修一(1992) 讃岐山脈南麓における中央構造線沿いの大規模岩盤滑りと第四紀断層運動。地質学論集, 40: 143-170

- Kaneko, S. (1966) Transcurrent displacement along the Median Line, South-western Japan. *N. Z. J. Geophys.*, 9: 45-59
- 笠原慶一・杉村 新 (1991) 変動する地球 304p, 岩波書店
- 水野清秀・岡田篤正・寒川 旭・清水文健 (1993) 2.5 万分の 1 中央構造線活断層系 (四国地域) ストリップマップ説明書 構造図 (8). 63p, 地質調査所
- 中川衷三編 (1981) 徳島の自然 地質 2, 166p, 徳島市中央公民館
- 中野光雄・横本五郎・中川 典 (1973) 徳島県阿波郡市場町切幡・観音付近の“中央構造線”. 杉山隆二編「中央構造線」: 191-196, 東海大学出版会
- 岡田篤正 (1968) 阿波池田付近の中央構造線の新时期断層運動. 第四紀研究, 7: 15-26
- 岡田篤正 (1970) 吉野川流域の中央構造線断層変位地形と断層運動速度. 地理学評論, 43: 1-21
- 岡田篤正 (1972) 四国北西部における中央構造線の第四紀断層運動. 愛知県立大学文学部論集 (一般教育編), 23: 68-94
- 岡田篤正 (1973a) 四国中央北縁部における中央構造線の第四紀断層運動. 地理学評論, 46: 295-322
- 岡田篤正 (1973b) 中央構造線の第四紀断層運動について. 杉山隆二編「中央構造線」: 69-86, 東海大学出版会
- 岡田篤正 (1977) 中央構造線中央部における最近の断層運動—沖積世の変位地形・変位量・地震との関係について—. *MTL*, 2: 29-44
- 岡田篤正 (1988) 1984 年中央構造線活断層系・岡村断層 (西条地区) トレンチ調査. 活断層研究, 5: 35-41
- 岡田篤正 (1992) 中央構造線活断層系の活動区の分割試案. 地質学論集, 40: 15-30
- 岡田篤正・堤 浩之 (1997) 中央構造線活断層系父尾断層の完新世断層運動. 地学雑誌, 106: 644-659
- 高田圭太 (1997) 完新世における徳島平野の発達過程. 地理科学, 52: 65
- 寺戸恒夫 (1967) 四国吉野川下流右岸の地形. 地理科学, 8: 28-38
- 佃 栄吉 (1990) 地震断層の形態と断層破壊過程. 構造地質, 35: 103-112
- 佃 栄吉 (1996) 中央構造線活断層系のセグメンテーションと周辺の地質構造. 嶋本利彦・早坂康隆・塩田次男・小田国寛・竹下 徹・横山俊治・大友幸子編「テクトニクスと変成作用」: 250-257, 創文
- 佃 栄吉・佐藤 努 (1996) 徳島県鳴門市板東観測井周辺の地下構造. 第 11 回地質調査所研究講演会資料「兵庫県南部地震の地質学的背景」: 90-93
- Tsutsumi, H., Okada, A., Nakata, T., Ando, M. and Tsukuda, T. (1991) Timing and displacement of Holocene faulting on the Median Tectonic Line in Central Shikoku, Southwest Japan. *J. Struc. Geol.*, 13: 227-233
- Tsutsumi, H. and Okada, A. (1996) Segmentation and Holocene surface faulting on the Median Tectonic Line, southwest Japan. *J. Geophys. Res.*, 101: 5855-5871
- 山崎晴雄・佃 栄吉・奥村晃史・衣笠善博・岡田篤正・中田 高・堤 浩之・長谷川修一 (1992) 愛媛県西条市における中央構造線岡村断層のトレンチ発掘調査. 地質学論集, 40: 129-142

Active Faulting of the Median Tectonic Line along the Yoshino-gawa Valley, Shikoku, Southwest Japan

Hideaki Goto*

An active fault system extends for about 200 kilometers along the Median Tectonic Line (MTL), in Shikoku, southwest Japan. The author investigated fault topography along the Yoshino-gawa valley by means of interpretation of high-resolution vertical aerial photographs and fieldwork. The purposes of this paper are as follows: to examine precise surface fault geometry for the accurate recognition of gaps and continuity; to discuss structural characteristics of each fault; and to discuss occurrence compressional and tensional structures in relation with the sinuosity of the master right-lateral strike-slip fault.

The author newly identified an active fault in the western part of Naruto fault and in the central part of Tsunden fault. A topographic depression that links Tsunden fault and Chichio fault was also recognized. Thus the active fault trace extends continuously from Naruto fault to Chichio fault for about 50 kilometers.

Reverse faults—more precisely, frontal reverse faults—are distributed in several localities on the south side of the strike-slip faults. These faults can be divided into two groups. One group of frontal faults consists of faults that run parallel to the strike-slip fault. In this case the strike of these frontal faults is N 60–65° E, while the general strike of the strike-slip

fault without frontal reverse fault is N 75–85° E, so the right-lateral strike-slip faults accompanying a frontal reverse fault is oblique by about 10–20° counterclockwise to the strike of the strike-slip fault without a frontal reverse fault. The average slip rate of the frontal faults is 0.1–0.8 mm/yr., which is similar to the vertical component of the slip rate on the strike-slip faults without a frontal reverse fault. The vertical displacement of a right-lateral strike-slip fault accompanying a frontal reverse fault is smaller than that of a fault without a frontal reverse fault. It is suggested that the frontal reverse fault dips gently to the north. The other group has faults which run on the south side of the strike-slip fault, bending sharply. These frontal reverse faults are straight off the corner, and are represented by a south-facing flexural scarp and an antithetic fault which has a range-facing scarp. The strike of these faults is oblique by about 15–20° counterclockwise to the strike of the strike-slip fault.

The higher the angle between the strike-slip fault and maximum horizontal principal stress, the larger the dip slip component is. Thus, frontal reverse faults catch up with the vertical slip component—or, in other words, shorten the component of the strike-slip faults.

* Research Fellow of the Japan Society for the Promotion of Science, Graduate Student, Department of Geography, Hiroshima University. 1-2-3 Kagamiyama, Higashi-Hiroshima, 739-8522.