

## 中国山地西部、錦川水系・宇佐川における河川争奪

山内 一彦\*・白石健一郎\*\*

### I. はじめに

中国山地西部の錦川水系と高津川水系は谷中分水界で接しているところがあり、両水系の間でいくつかの河川争奪があったとされている。なかでも、錦川水系の宇佐川上流部には、山口県と島根県の県境になっている支流の深谷川を挟んで2つの大きな谷中分水界があり、宇佐川に沿って発達する河岸段丘は、その2つの谷中分水界を通じて高津川源流部の谷底平野に連続する。宇佐川や深谷川が段丘面を深く下刻しているのに対し、高津川の最上流部は谷底平野の谷幅に比べて流量が極めて少ない小河川となっている(第1図)。これらのことから、かつての高津川の上流部が宇佐川によって争奪されたことは明らかであり、典型的な河川争奪地形となっている。そのため、この地形は日本の河川争奪の代表的事例としてよく紹介されるようになり、地形学の概説書(たとえば、町田、1984<sup>1)</sup>)などにも取り上げられている。それにもかかわらず、この河川争奪については、古くは真道(1938)<sup>2)</sup>、のちには浜田・三浦(1966)<sup>3)</sup>、渡辺・河上(2004)<sup>4)</sup>、河上・渡辺(2005)<sup>5)</sup>などの研究・報告があるものの、詳細な地形

学的研究はほとんどおこなわれておらず、争奪の過程や時期、原因等は十分に解明されていない。

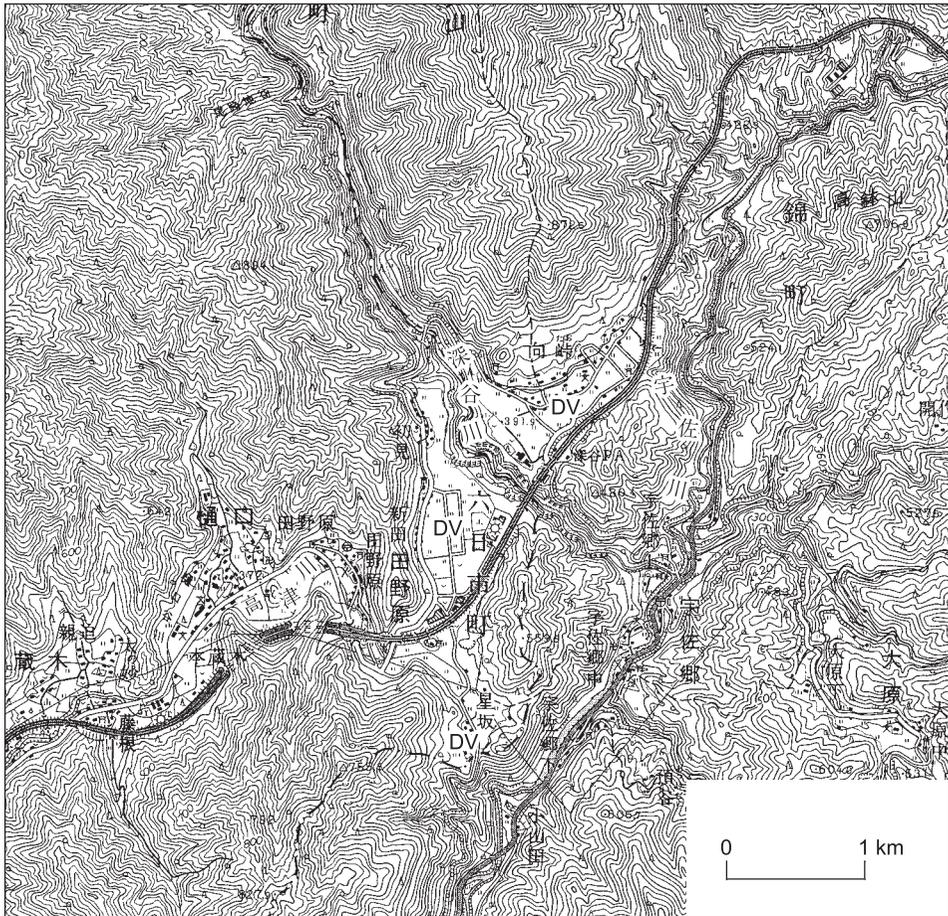
河川争奪が地殻変動の影響で起こることは以前から指摘されており、近畿や四国などでは、そのような視点からの研究もおこなわれている(たとえば、岡田・高橋、1969<sup>6)</sup>;東郷・仲川、1973<sup>7)</sup>;植村、2001<sup>8)</sup>;山内、2002<sup>9)</sup>;熊原、2002<sup>10)</sup>)。一方、中国地方では、同様の指摘がいくつかなされている(たとえば、稲見、1951<sup>11)</sup>;西村、1962<sup>12)</sup>;三浦、1977<sup>13)</sup>)ものの、地殻変動が比較的活発でない地域とされているため、地殻変動の研究自体が少なく、これまで具体的かつ詳細な議論はおこなわれていなかった。そのような中で、最近、筆者らは、中期更新世段丘の高度分布や縦断面の変形より、岩国断層帯の活動を主体とする周防高原の隆起が錦川—小瀬川間および錦川—島地川間の河川争奪の原因となったと推定した(山内・白石、2009a)<sup>14)</sup>。また、藤山・金折(2009)<sup>15)</sup>は、錦川流域の南方、伊陸盆地において、由宇川—島田川間の河川争奪地形と断層変位地形を検討し、その河川争奪の主たる原因は断層活動を伴う地殻変動であると推定した。これらによって、中国地方

\* 山口県立岩国総合高等学校

\*\* 山口県立徳山北高等学校

キーワード：河川争奪、中国山地西部、地殻変動

Key words : Stream Piracy, Western Part of Chugoku Mountains, Crustal Movement



第1図 宇佐川上流部および高津川源流部の地形  
国土地理院発行5万分の1地形図「津田」および「津和野」の一部を使用。  
DVは谷中分水界を示す。

の西部における第四紀の地殻変動は、これまで考えられていたよりも地形形成への影響が大きい可能性が示された。しかし、これらの研究では、争奪に関係する段丘の形成年代が未確定であること、対象地域が狭いためより広域的な考察を必要とすることなど、残された課題が多い。

そこで、筆者らは、中国山地西部の錦川中・下流域および高津川上流域を調査対象とし、空中写真判読・現地調査等をおこなった。そ

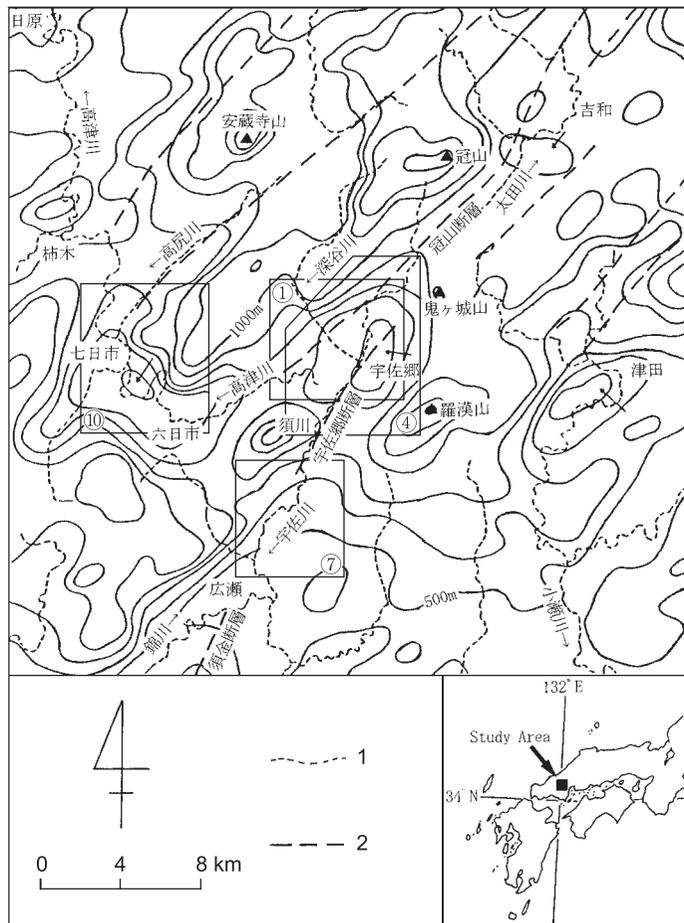
の結果、河川争奪の実態やそれに関わる段丘の編年、争奪の時期や地殻変動との関係など、いくつかの新たな知見を得たので報告した(山内・白石, 2009b)<sup>16)</sup>。本稿では、そのうちの錦川水系・宇佐川と高津川との間の河川争奪現象について論じてみたい。

## II. 地形・地質の概観

研究対象地域の中国山地西部の地形の概要

については、藤原 (1996)<sup>17)</sup> などの概説がある。それによると、脊梁部には恐羅漢山面おそろくわんざんと呼ばれる高度 1,000 ~ 1,300 m の平頂峰が点在し (本地域ではこの脊梁山地を西中国山地と呼んでいる)、その南側には高度 400 ~ 900 m の吉備高原面が広がる (第 2 図)。この山地の地形配列は北東-南西系断層構造に支配され、同方向の 5 ~ 7 条の山列に分かれており、中新世中期以降の断層活動を伴う曲隆

的隆起によって形成されてきたと考えられている。しかし、第四紀地殻変動研究グループ (1968<sup>18)</sup>、1969<sup>19)</sup>) が「中国山地は第四紀において最も隆起量の少ない山地」とし、中田 (1996)<sup>20)</sup> が「中国地方の大部分は古い緩慢な地殻変動しか認められない」としたように、中国地方は第四紀の地殻変動が比較的活発でない地域と考えられており、変動地形や山地形成に関する研究は少ない。



第 2 図 接峰面図

等高線は 100 m ごと。断層については、宇佐郷断層および須金断層は山内・白石 (2010) による。他は活断層研究会 (1991) が「活断層の疑いのあるリニアメント (確実度Ⅲ)」としたものである。浜田・三浦 (1966) 原図。

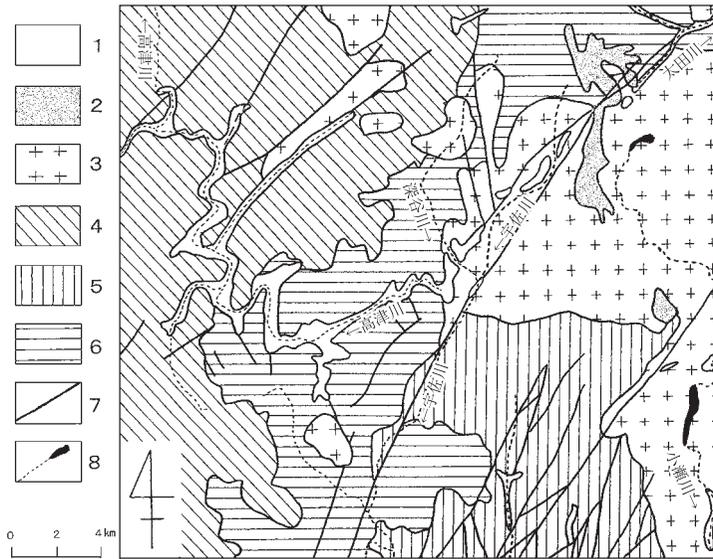
1. 河川 2. 断層 ①: 第 1 図の範囲 ④: 第 4 図の範囲 ⑦: 第 7 図の範囲 ⑩: 第 10 図の範囲

山地内を流れる河川は、この地形を必従的に、あるいは適従的に下刻して流れているところもあるが、大規模な先行谷を形成している部分も多く、複雑な水系模様を呈している。錦川は、山口県・島根県境にある<sup>あごみ</sup>筋ヶ岳付近に発して南流し、S字を横に倒したような流路をとり、下流部は南流、東流して岩国付近で瀬戸内海に注ぐ。錦川支流の宇佐川は冠山付近に発し、深谷川などの支流をあわせながらほぼ一貫して南南西方向に流下し、広瀬東方で錦川と合流する。宇佐川の大部分は、リニアメントに適応した流路を持つ適従河川であると考えられる。高津川は、島根県吉賀町田野原付近の谷底平野に発して西流し、七日市付近からは北流して益田付近で日本海に注ぐ。高津川は上流部では比較的幅広い谷底平野を発達させるが、<sup>かきのき</sup>柿木～日原付近の中流部では谷底平野をほとんど欠き、先行谷を形成している(おもな河川の位置は第2図参照)。

高津川の上流部が宇佐川やその支流の深谷川によって争奪されたことは、古くは真道(1938)<sup>2)</sup>によって指摘された。その後、浜田・三浦(1966)<sup>3)</sup>は、段丘分布から宇佐川に争奪された推定流域を図示するとともに、この争奪の原因は、宇佐川の旺盛な下刻と谷頭侵食が断層線を選択的に促進したことにあると考えた。小畑(1991)<sup>21)</sup>は、遷急点の遡上からこの争奪の時期を計算して推定し、宇佐川で6000～8000年前、深谷川で4000～8000年前という値を得ている。渡辺・河上(2004)<sup>4)</sup>、河上・渡辺(2005)<sup>5)</sup>はこの争奪の過程や原因などを考察した。しかし、これまでの研究における検討は十分でなく、詳細は明らかになっていない。

断層などの変動地形については、前述のよ

うに、本地域では北東—南西方向のリニアメントの発達が顕著であるが、第四紀における活動性が明らかになっているものは少ない。活断層研究会(1991)<sup>22)</sup>は、宇佐川上流部～高津川源流部の谷、宇佐川の宇佐郷北方～須川付近の谷、高津川支流の高尻川の谷(「高尻断層」と仮称)などを「活断層の疑いのあるリニアメント(確実度Ⅲ)」としている(第2図)。宇佐川上流部～高津川源流部の谷については、今村ほか(1959)<sup>23)</sup>や浜田・三浦(1966)<sup>3)</sup>などが「冠山断層」と呼び、小畑(1991)<sup>21)</sup>は南東落ち約150mの変位を認めているが、宇佐川の河川争奪によって生じた河岸段丘面に変位は認められないとしている。宇佐川の宇佐郷北方～須川付近の谷については、最近、筆者らが系統的な谷の右屈曲などから推定活断層とし、「宇佐郷断層」と名付け、その南西延長上の「須金断層」とあわせて「宇佐郷—須金断層系」と呼んだ(山内・白石、2010)<sup>24)</sup>。このほか、中田・今泉編(2002)<sup>25)</sup>は、島根県南西部の浜田市南部～津和野町にかけて長さ約40kmにわたって延び、高津川を横切っている活断層の存在を報告し、「弥栄断層帯」と命名している。この断層の一部は今村ほか(1959)<sup>23)</sup>が「<sup>やうお</sup>弥叡山断層」、活断層研究会(1991)<sup>22)</sup>が「弥叡山西断層(確実度Ⅱ)」と呼んだものにあたる。小畑(1991)<sup>21)</sup>は、この断層が脊梁山地の北西側の急崖を形成していることを指摘し、その垂直変位量(南東側隆起)を700～800m、そのうち吉備面形成期以降のそれを約200mと推定している。福塚・金折(2002)<sup>26)</sup>、金折・遠田(2007)<sup>27)</sup>などは弥栄断層帯を「弥叡山西断層系」と呼び、第四紀後期の活動の可能性や地震帯との関連性などについて言及している。



第3図 地質図

西村ほか（1995）および産業技術総合研究所地質調査総合センター編（2010）による。一部簡略化。

1. 第四紀層
2. 冠山高原火山岩（玄武岩、安山岩）
3. 広島花崗岩
4. 阿武層群（流紋岩類等）
5. 周防変成岩（泥質片岩、塩基性片岩等）
6. 錦層群および玖珂層群（頁岩、砂岩、チャート等）
7. 断層
8. 河川・ダム湖

本地域の基盤地質については、広島県・山口県・島根県（1978）<sup>28</sup>、島根県（1990）<sup>29</sup>、西村ほか編（1995）<sup>30</sup>、産業技術総合研究所地質調査総合センター編（2010）<sup>31</sup>などの報告がある。これらによると、本地域の大部分は錦層群・玖珂層群（頁岩、砂岩、チャート等）、阿武層群（流紋岩類等）、周防変成岩（泥質片岩、塩基性片岩等）、広島花崗岩よりなる。また、宇佐川最上流部の冠山や鬼ヶ城山付近には冠山高原火山岩（玄武岩、安山岩等）が分布する（第3図）。

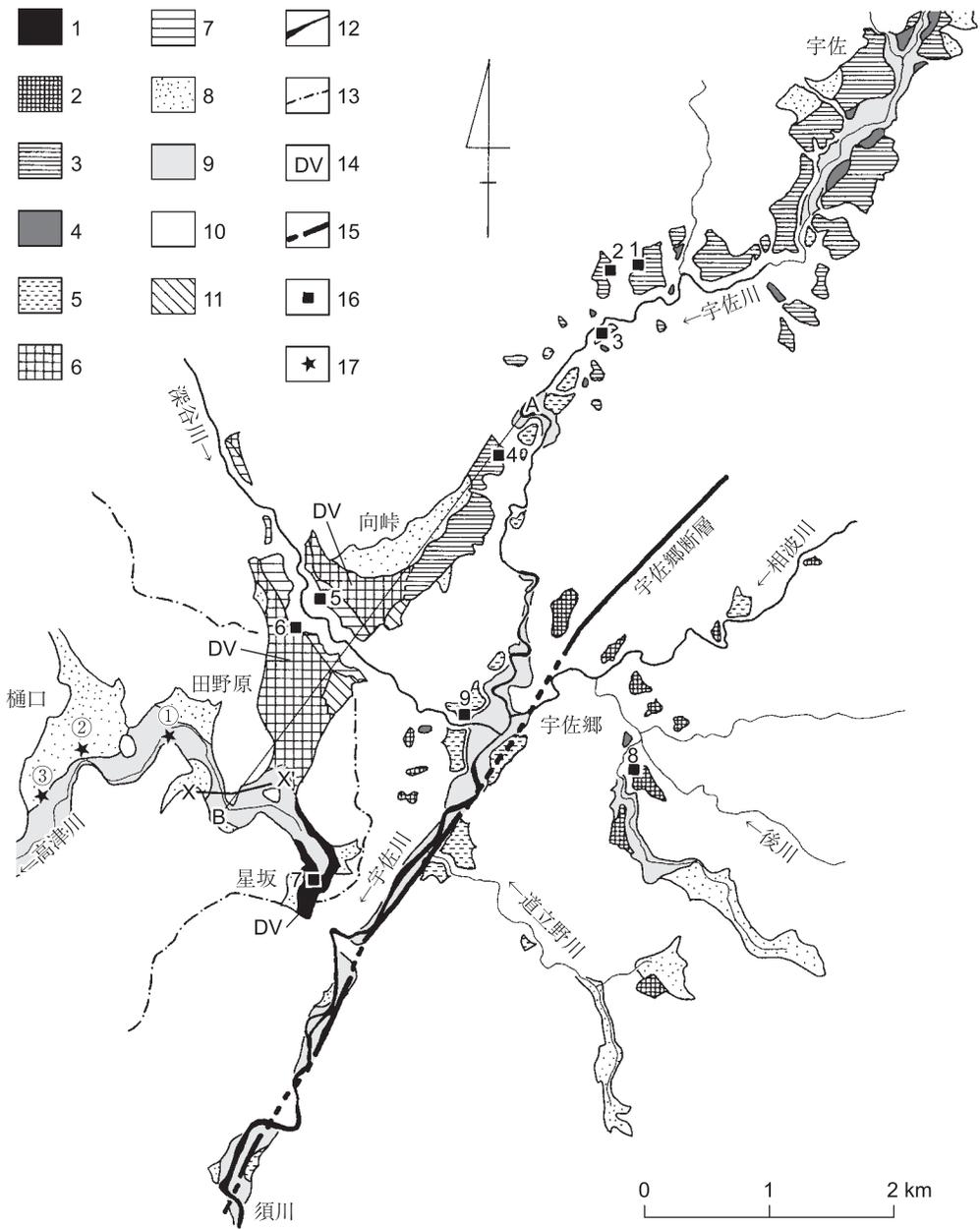
### III. 地形と堆積物の記載

調査地域の地形区分にあたっては、4万分の1、2万分の1および1万分の1空中写真を判読した。また、国土地理院発行の地形図のほ

か、関連自治体が作製した1万分の1地形図を利用した。次に、地形面の連続性、形態、開析度や堆積物の厚さ、層相、風化度、色調などの特徴などを考慮し、地形を区分した。段丘面は、上位からUs I面・II面・III面・IV面・V面・VI面・VII面の7面に分類・対比し<sup>32</sup>、その分布を第4図に示した。このほか、段丘礫層に不整合に覆われ地形面を持っていない古い砂礫層を「宇佐郷砂礫層」と呼ぶことにする。また、段丘面の投影図は第5図、主な露頭の地質柱状図は第6図に示した。以下、各面の地形と堆積物の特徴について述べる。

#### 1) 宇佐郷砂礫層

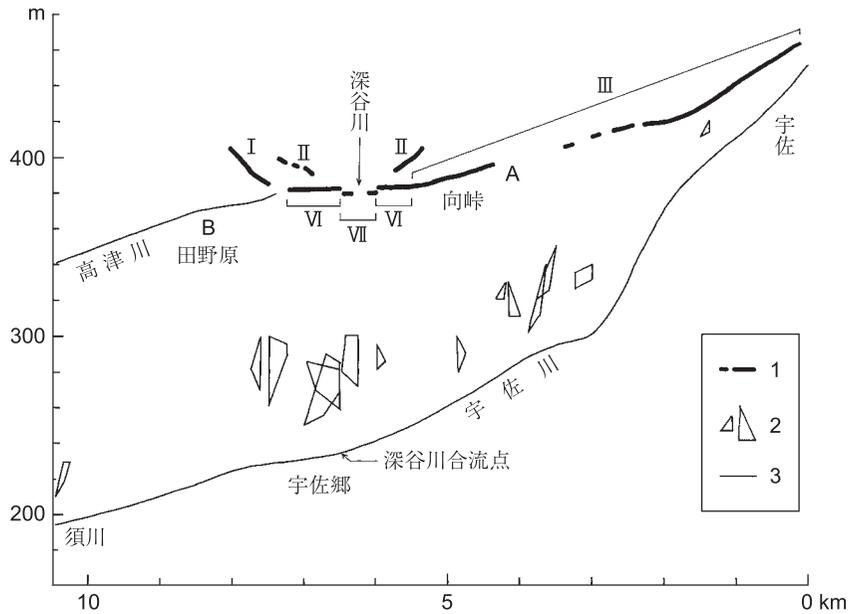
Loc.2ではUs III面下約3mのところにUs III面構成層に不整合に覆われた本砂礫層がみられる。最大礫径は50cmで亜角礫を主体とする。Loc.8では、Us II面下約6mのところに



第4図 宇佐川上流部および高津川源流部の地形分類図

宇佐郷断層は山内・白石 (2010) による。

1. Us I面 2. Us II面 3. Us III面 4. Us IV面 5. Us V面 6. Us VI面 7. Us VII面 8. 扇状地・崖錐  
 9. 現氾濫原 10. 山地 11. 人工改変地 12. 河川 13. 錦川水系と高津川水系の分水界 14. 谷中分水界  
 15. 宇佐郷断層 16. Loc.位置 17. ボーリング位置



第5図 段丘投影図

Us IV面は分布が極めて少ないため省略した。Us V面は支流性の段丘で、段丘面の傾斜が大きいため、段丘面の最高点と最低点の両方を投影した。また、A地点より下流側については、Us I面、III面、IV面およびVII面はA-Bを投影面として、Us II面およびV面は宇佐川の現河床を投影面として投影した。A・B地点の位置は第4図に示す。

1. Us V面以外の段丘面
2. Us V面
3. 現河床

本砂礫層が観察できる。最大礫径は70 cmで垂円～垂角礫からなる。両地点の本砂礫層はいずれも黄褐色に着色し、ほとんどの礫がクサリ礫となっている。

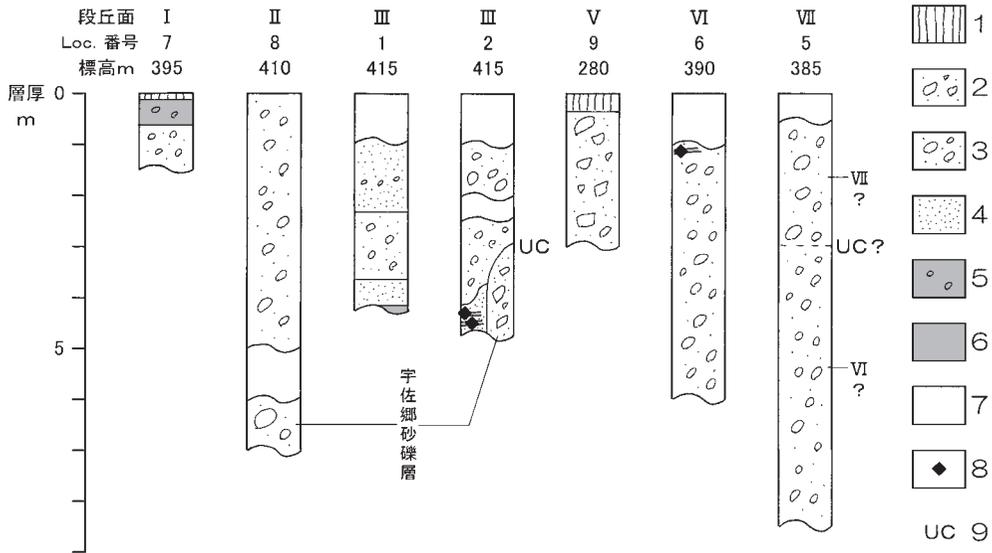
## 2) Us I面

星坂付近は、高津川の支谷の谷底平野が宇佐川の谷の急崖によって連続を断たれており、高度約400 m、幅約250 mの谷中分水界となっている。この谷中分水界からその周辺にかけて小規模な段丘が分布し、これをUs I面とする。本面と高津川源流部の沖積面との比高は約4 mであるが、宇佐川の現河床との比高は約180 mもある。

構成層は、Loc.7では砂～泥をマトリックスとし、径15 cm以下の垂円～垂角礫からなる砂礫層である。付近には流量の極めて少な

い小河川しかみられないが、水流によりかなり円磨された垂円礫が多く認められる。礫種は砂岩や頁岩などの堆積岩を主体とするが、花崗岩や変成岩もかなり含まれる。砂礫層の色調はにぶい黄褐色～暗褐色で、礫は表層がやや風化したもの、あるいは未風化のものからなり、クサリ礫もわずかにみられる。谷中分水界の地点で段丘面下約3 mのところを基盤岩がみられ、この付近の本構成層はかなり薄いものであると思われる。

宇佐川下流部(第7図)、深川付近の高度470～480 mにわずかに段丘が認められ、これはUs I面に対比できると考えられる。この段丘面は現河床との比高が約340 mもある。構成層は、最大礫径は30 cmであるが、径10 cm以下の垂角礫を主体とする扇状地性



第6図 主要露頭の地質柱状図

Loc. 位置は第4図に示す。

1. 表土 2. 砂礫 (角~亜角礫) 3. 砂礫 (亜円~亜角礫) 4. 砂~シルト質砂 5. 礫混じりシルト
6. 砂質シルト~シルト 7. 観察できなかった部分 8.  $^{14}\text{C}$ 年代測定の資料採取位置 9. 不整合

の砂礫層からなり、風化度・色調は星坂 (Loc.7) のものに酷似する。

### 3) Us II面

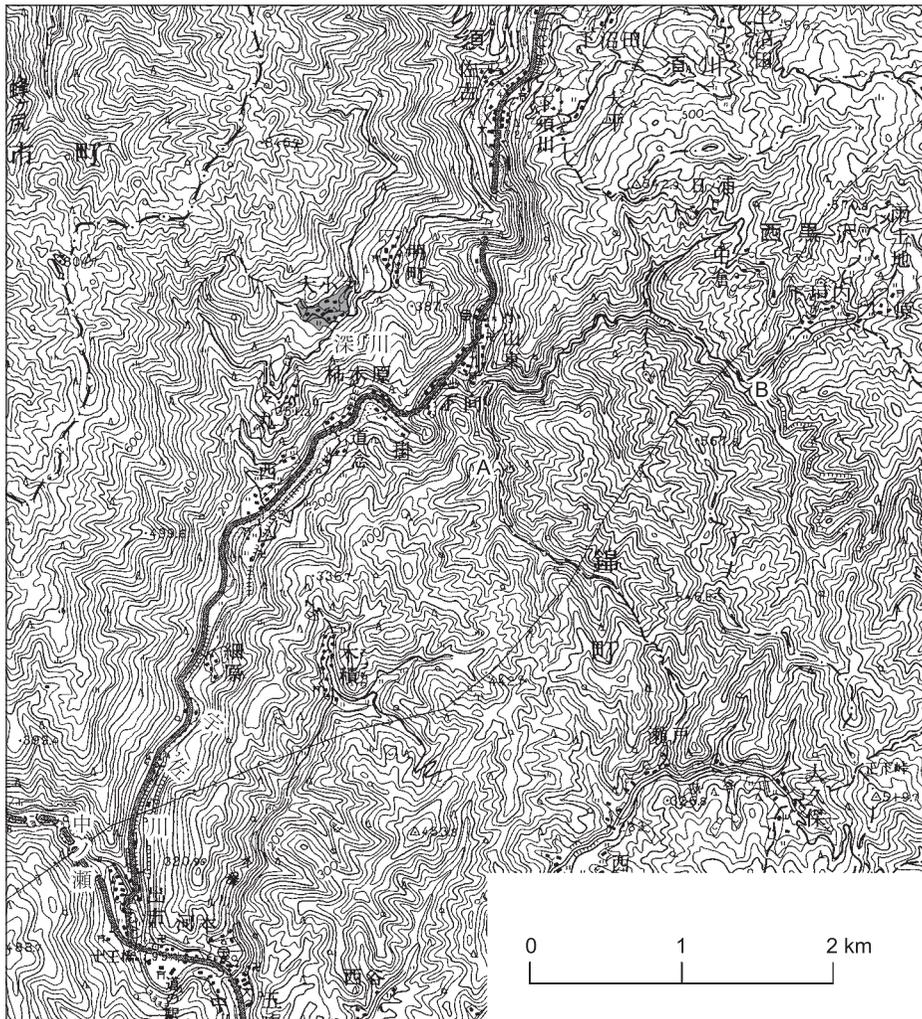
Us II面は、宇佐郷低地 (仮称) 周辺の高度 390 ~ 410 m に発達する。分布は断片的で少ないが、段丘面の平坦面はよく保存されている。露頭が少ないが、構成層は、Loc.8 では層厚は 5 m 程度、径 40 cm 以下の亜円~亜角礫からなる砂礫層である。礫種は花崗岩と変成岩からなる。本構成層は浅黄橙色に着色し、表層がやや風化した礫がみられ、一部の花崗岩礫にクサリ礫が認められるものの、新鮮な礫も多い。

### 4) Us III面

Us III面は、宇佐川の最上流部から向峠付近 (むかたお) にかけて、宇佐川沿いによく連続して発達する段丘面である。高度は宇佐付近で約 450 m、宇佐南方 (Loc.1 付近) で約 415 m、向峠東方

(Loc.4 付近) で約 390 m と宇佐川の流下方向に高度を減じる。現河床との比高は、宇佐付近で約 20 m、宇佐南方で約 100 m、向峠東方で約 120 m と下流側で増大する。本面は開析谷によって多くの小さい面に分断されているが、平坦面はよく保存されている。

構成層は、宇佐南方の Loc.1, 2 などでは層厚 5 m 以上、径 30 cm 以下の亜円~亜角礫からなる砂礫層である。淘汰は比較的良好で中礫以下からなる部分が多い。マトリックスは砂~シルト質で、層理の発達もみられ、砂やシルトを多く挟む。礫種は花崗岩や砂岩・頁岩を主体とするが、宇佐川最上流部起源の安山岩や玄武岩の礫もみられる。今回、Loc.2 の段丘面下約 4.5 m のところに挟まれる 2 枚のシルト層の  $^{14}\text{C}$  年代測定をおこなった。その測定結果は 30, 230 ± 200 y.B.P. (Bata-273643)、33, 820 ± 360 y.B.P. (Bata-262366) であった



第7図 宇佐川下流部の地形

国土地理院発行5万分の1地形図「鹿野」および「大竹」の一部を使用。深川付近の網掛け部分はUs I面を示す。

(第1表)。Loc.4においてもほぼ同様の砂礫層がみられ、安山岩や玄武岩の礫が認められる。本面構成層は浅黄橙色に着色し、表層がやや風化した礫がみられるものの、クサリ礫は一部の花崗岩礫を除いてほとんどなく、多くは新鮮な礫からなる。浜田・三浦(1966)<sup>3)</sup>は、宇佐南方(Loc.1付近)における段丘礫層が約30mあると記載しているが、これは宇佐郷砂礫層を含んでいる可能性がある。

#### 5) Us IV面

Us IV面は、Us II面やIII面の下位にわずかに分布する段丘面である。本面は、宇佐川やその小支流がUs II面やIII面を下刻し河床が低下していく途中段階で形成された侵食段丘面と考えられる。堆積物は確認できていない。

#### 6) Us V面

Us V面は、宇佐川に沿って小扇状地状に発達し、現河床との比高が30～70m程度の段

第1表  $^{14}\text{C}$ 年代測定結果一覧

Sample No.	採取した構成層	Loc. 位置	Code No.	試料名 (層厚)	未補正 $^{14}\text{C}$ 年代 (y. B.P.)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$^{14}\text{C}$ 年代 (y. B.P.)
1	Us III面構成層	2	Beta-273643	シルト (10 cm)	30,270 ± 200	-27.7	30,230 ± 200
2	Us III面構成層	2	Beta-262366	有機質シルト (5 cm)	33,860 ± 360	-27.6	33,820 ± 360
3	Us VI面構成層	6	Beta-273644	砂質シルト (10 cm)	3,320 ± 40	-24.0	3,340 ± 40

(株)地球科学研究所の測定による。測定方法はAMS。露頭での採取位置は第6図に示す。なお、Sample No. 2は同No. 1の約15 cm下のシルト層から採取したものである。

丘面である。構成層は、Loc.9では最大礫径70 cm、粗粒な角～亜円礫からなる砂礫層である。マトリックスは花崗岩風化砂で、淘汰・層理はともによくない。これは土石流性の堆積物であると判断され、氷期の凍結破碎作用によって生産された岩屑が移動・堆積したものである可能性が高い。また、砂礫層はやや浅黄橙色に着色し、ほとんど未風化の礫からなる。Loc.3などでもほぼ同様の砂礫層がみられる。

## 7) Us VI面

向峠付近の深谷川両岸は高度約380 m、幅約1,250 mの段丘面上の谷中分水界となっており、この段丘面をUs VI面とする。深谷川の東側では、本面とUs III面との境界は不明瞭であるが、約10%の勾配で南西方向に傾斜するUs III面が(北東-南西方向に)ほぼ水平な本面の下に埋没していくように見える(第5図)。また、深谷川の西側においては、本面と高津川の沖積面は同一の地形面といていほどその境界が不明瞭である。本面と深谷川の現河床との比高は80～140 mで、下流側で増大する。本面は深谷川によって深く下刻されているが、細かい谷は少なく、開析はほとんど進んでいない。

本面構成層は、Loc.6では最大礫径40 cm、亜円～亜角礫の大礫を中心とする砂礫層であ

る。マトリックスは砂質で、淘汰・層理はともによくない。礫種は砂岩・頁岩や花崗岩などからなるが、ここでは安山岩や玄武岩の礫は認められない。この砂礫層は未風化の礫からなり、段丘面下約1 mのところには挟まれる礫混じり砂質シルト層の $^{14}\text{C}$ 年代値は3,340 ± 40 y. B. P. (Beta-273644)を示した(第1表)。Loc.5でもほぼ同様の砂礫層が観察できる。広島県・山口県・島根県(1978)<sup>28)</sup>は、深谷川河岸における段丘層の層厚は約35 mであると記載している。このすべてが本面構成層に相当するかどうかは不明であるが、筆者らの観察によると、最下部のもの(Loc.5付近)も未風化の礫からなり、少なくとも最終氷期以降の堆積物であると思われる。

Us VI面は、深谷川の流下方向に約20%の勾配で緩傾斜する段丘面であること、構成層に宇佐川最上流部起源の安山岩や玄武岩の礫が認められないことなどから、深谷川が形成した扇状地が段丘化したものであると推察される。

これまでの研究(浜田・三浦, 1966<sup>3)</sup>など)では、Us III面とVI面はその境界が不明瞭で高度が連続することから、同一の段丘面であるとされてきた。しかし、今回詳細に検討してみると、段丘面の開析度がかかなり異なること、堆積物の層相・風化度・色調が少し異

なること、そして<sup>14</sup>C年代測定値などから、形成年代を異にする段丘面であると判断した。

### 8) Us VII面

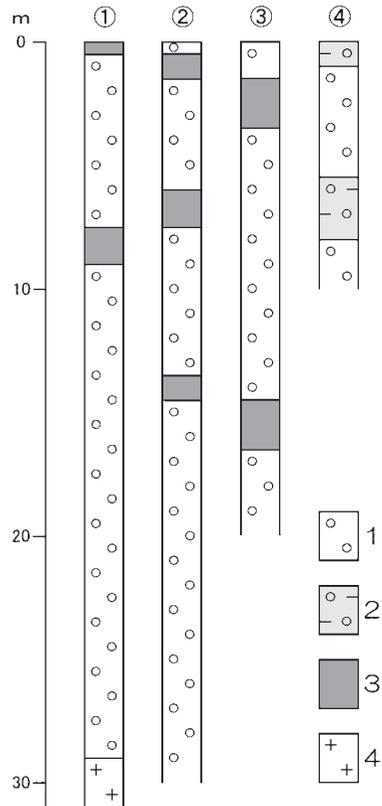
Us VII面は深谷川両岸にみられる小規模な段丘である。Us VI面との比高は約3mで、本面は深谷川がUs VI面を下刻し河床が低下していく初期段階で形成された侵食段丘面であると考えられる。Loc.5の上部3m程度は下部に比ベヤや粗粒で本面構成層に相当すると思われるが、あまりよい露頭ではなく、Us VI面構成層との境界ははっきりしない。

### 9) 高津川上流部の地形と堆積物

高津川上流部は、流量の少ない河川に比べて不釣合いに幅広い埋積低地が形成されている。源流部の田野原付近では、多くの小扇状地が支谷から埋積低地に張り出して侵食されずに残されている。これらの扇状地の間には低湿地が発達し、「八町八反畦なしの田」と呼ばれる深田となっている(浜田・三浦, 1966)<sup>3)</sup>。

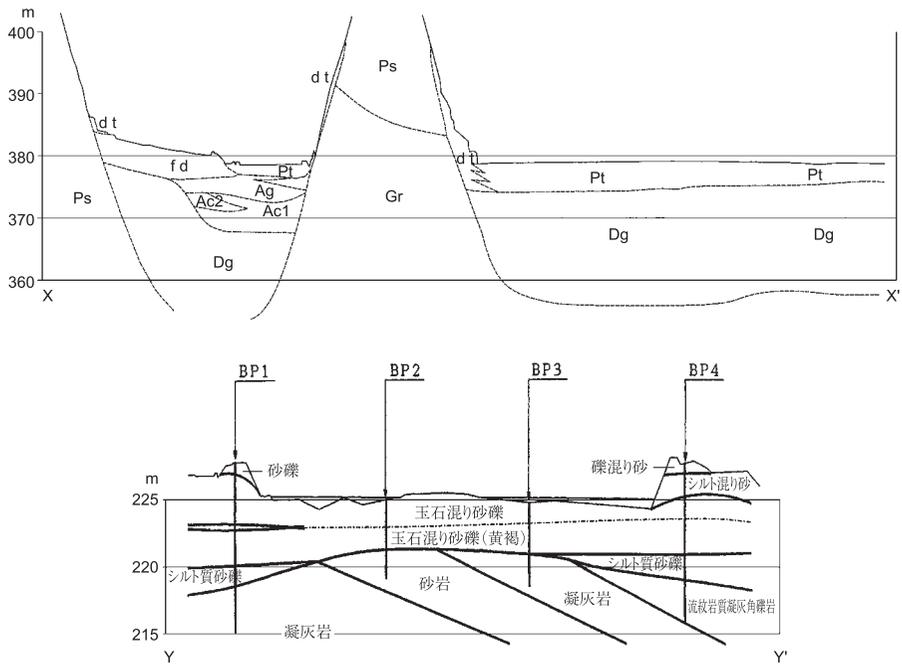
また、この付近の水田下にはよく円磨された河床礫が分布し、宇佐川最上流部の鬼ヶ城山一帯から運搬されたと考えられる安山岩の円礫が含まれる(杉山久美子氏・私信)。六日市付近までは、このような多くの小扇状地が発達する埋積低地が続く。ボーリングデータ(第8、9図)によると、田野原・樋口付近における堆積物(第四紀層)は、粘土の薄層を挟む厚い砂礫層からなり、①の地点では深度29mで基盤に達している。

六日市付近からはさらに谷幅が広がり、平野縁辺部には低い段丘が発達するようになる(第10図)。3面の段丘が認められ、上位からTk I面・II面・III面とする。これらの段丘面は、現河床との比高がいずれも20m以下の低いものである。構成層は、Tk I面が数枚の



第8図 ボーリングによる地質柱状図  
島根県(1990)による。一部簡略化。ボーリング位置は第4図および第10図に示す。  
1. 玉石層 2. 玉石混じり粘土層 3. 粘土層  
4. 花崗岩(基盤岩)

シルトや砂の薄層を挟む赤褐色～黄褐色のクサリ礫層、Tk II面は浅黄橙色に着色した砂礫層、Tk III面は未風化・無着色の砂礫層からなる。形成年代は、Tk I面が広域テフラより約0.6Ma、Tk II面が堆積物の状態より最終氷期後期と推定されている(山内・白石, 2009b)<sup>16)</sup>。Tk III面は、段丘面がほとんど開析を受けておらず、堆積物も新しいことから、最終氷期後期～完新世の段丘であると思われる。ボーリングデータ(第8、9図)によると、高津川の現氾濫原における堆積物(第四紀層)は、六



第9図 ポーリングによる地質断面図

X-X' は日本道路公団の資料をもとに渡辺・河上 (2004) が作成したもの、Y-Y' は六日市町 (現吉賀町) の資料である。一部改変。断面の位置は第4図および第10図に示す。

(X-X' の凡例) dt: 崖錐層 fd: 扇状地堆積層 Pt: 腐植土 Ac1: 粘性土 Ac2: 礫混じり粘性土 Ag: 粘土混じり砂礫 Dg: 玉石混じり砂礫 Gr: 花崗岩 (基盤岩) Ps: 古生層 (基盤岩)

日市付近では 10 m 以上の砂礫層が認められる。真田付近も砂礫層からなり、深度 4 ~ 9 m で基盤に達する。

#### IV. 考察

##### 1. 段丘面の形成年代

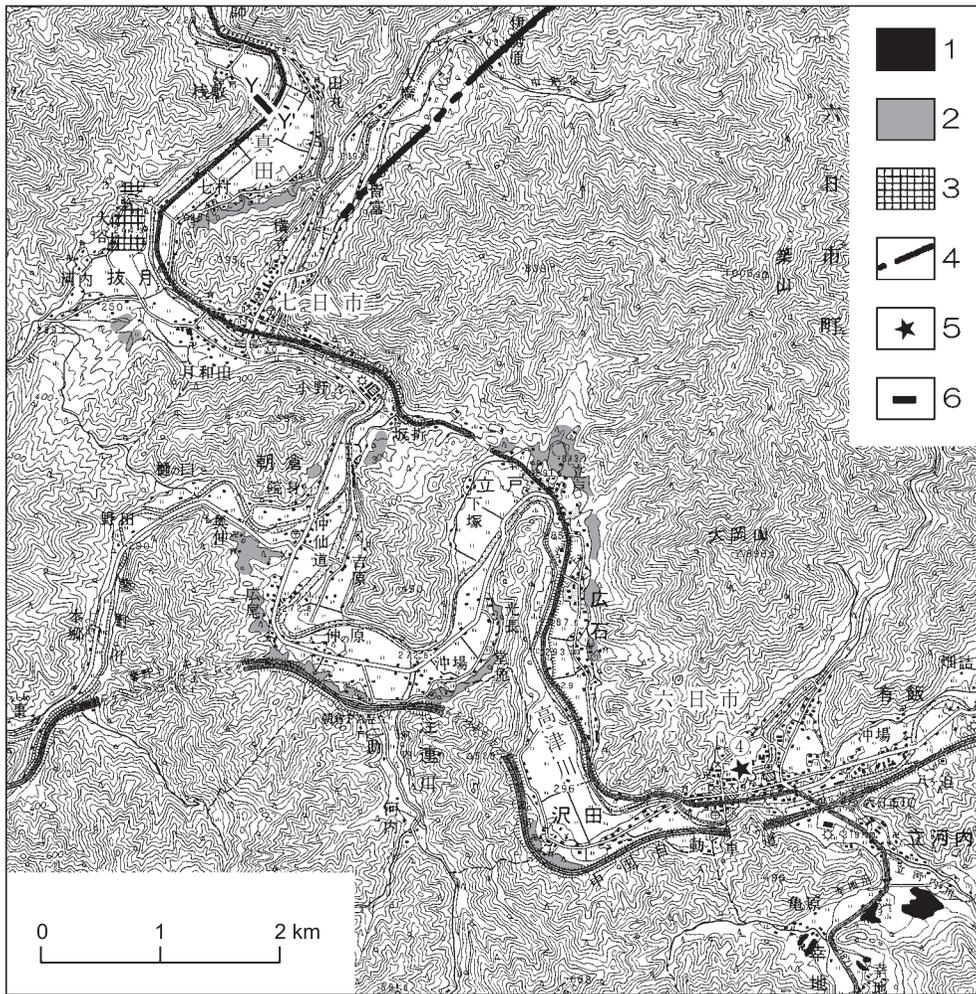
宇佐郷砂礫層: 黄褐色を呈し、ほとんどがクサリ礫となっている。その風化度・色調は、高津川上流域に分布する約 0.6 Ma 形成と推定されている Tk I 面 (山内・白石、2009b)<sup>16)</sup> の構成層に酷似する。したがって、宇佐郷砂礫層の堆積年代を 0.6 ~ 0.7 Ma 前後と推定する。

Us I 面: Us I 面については、分布が少なく、なおかつ直接年代を示す資料を持ち合わせて

いないので難しいが、構成層はクサリ礫がわずかにみられるものの、表層がやや風化した礫ないしは未風化の礫を主体とし、色調はにぶい黄褐色~暗褐色であることから、最終氷期に形成された可能性が高いと思われる<sup>33)</sup>。後述の Us II 面や III 面の構成層よりはやや風化が進んでいる。本稿では Us I 面の形成年代を、少し幅広く見積もって 40 ~ 80 ka と推定する。

Us II 面: Us II 面も分布が少なく、年代資料は得られていないが、Us I 面と後述の Us III 面との間に形成されたと考え、形成年代を 35 ~ 45 ka 前後と推定する。

Us III 面: Loc.2 の段丘面下約 4.5 m のところに挟まれるシルト層の<sup>14</sup>C 年代測定 2 点の結



第10図 高津川上流部の地形

国土地理院発行5万分の1地形図「津和野」の一部を使用。

1. Tk I面 2. Tk II面 3. Tk III面 4. 高尻断層 5. ボーリング位置 6. ボーリングによる地質断面図(Y-Y')の位置

果がともに約3万年前を示すので、Us III面の形成年代を約30 kaと推定する。本面は形成年代の割には段丘面の開析が進んでいるが、これは、段丘礫層(宇佐南方)が約30 mと厚く、なおかつ基盤岩が侵食に弱い風化花崗岩からなり、さらに冠山断層の破碎帯に沿っているため速やかに侵食が進行したものであると考えられる。

UsIV面:UsIV面はUsIII面と後述のUsV面との間に形成されたと考え、形成年代を25 ka前後と推定する。

Us V面:構成層は、氷期の凍結破碎作用によって生産された岩屑が移動・堆積したものと考えられる砂礫層からなる。また、やや浅黄橙色をした未風化の礫が多く、Us III面、IV面の下位に位置することから、Us V面の形成

年代を最終氷期後半の20 ka前後と推定する。

Us VI面: Loc.6の段丘面下約1 mのところには挟在する砂質シルト層の $^{14}\text{C}$ 年代値は、約3,000年前を示した。しかし、本面構成層の $^{14}\text{C}$ 年代測定はこの1点のみであり、また、段丘面に近い層準の試料であるため、試料に新しい時代のもものが混入し、実際よりも若い値を示した可能性が否定できない。ただし、段丘面はUs III面やV面よりも開析度が極めて低く、堆積物もほとんど未風化・無着色であることから、Us III面やV面よりも新しい段丘面であることはほぼ間違いない。また、深谷川の西側では、本面と高津川の沖積面は同一の地形面といていほど境界が不明瞭であることなどから、本面は完新世に形成された可能性が高い。これらのことから、本稿ではUs VI面の形成年代を少し幅広く見積もって3-10 kaと推定する。本面は、形成年代の割には深谷川により深く下刻されているが、これは、段丘礫層が約35 mと厚く、なおかつ基盤岩が侵食に弱い風化花崗岩からなるためであると推察される。

Us VII面: 前章で述べたように、Us VI面との比高は約3 mしかなく、Us VII面は深谷川がUs VI面を下刻し河床が低下していく初期段階で形成された侵食段丘面と考えられる。ゆえに、Us VI面と本面の形成時期は極めて接近しているものと推定される。

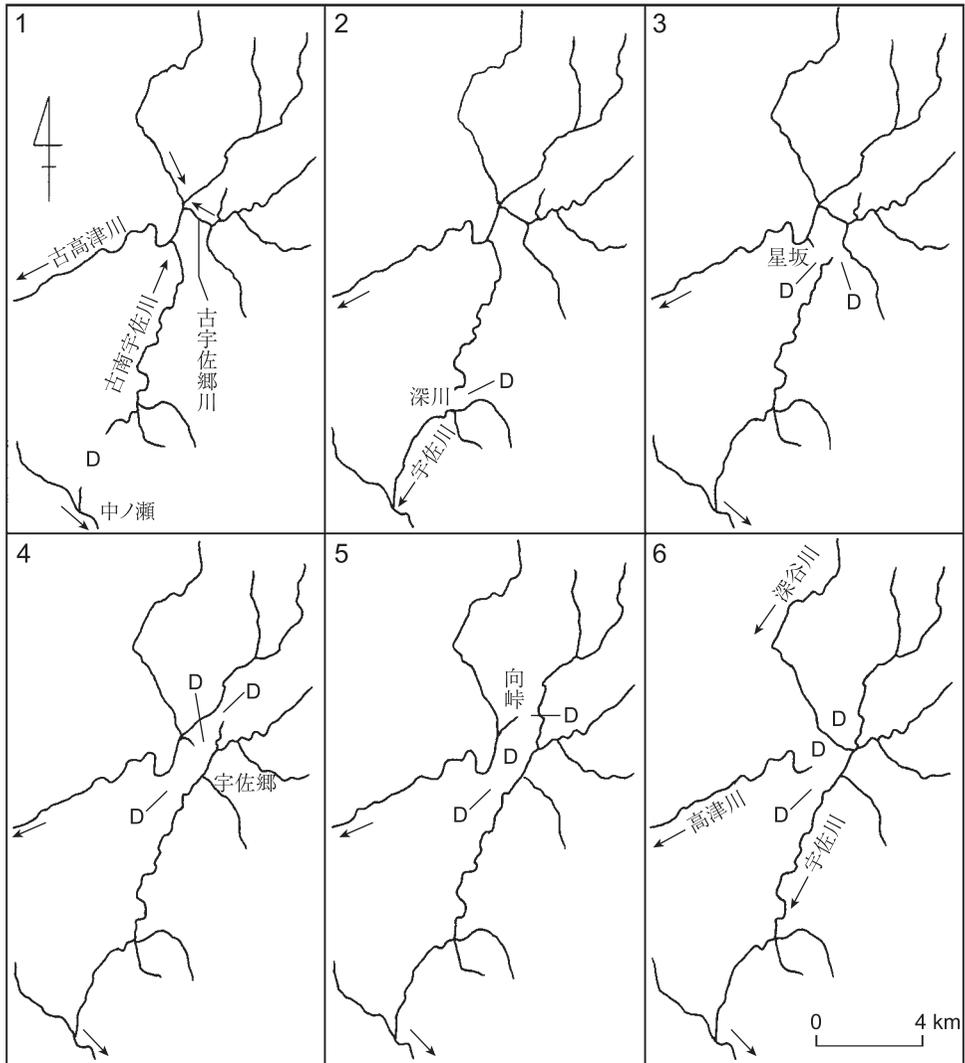
## 2. 河川争奪の過程とその時期

宇佐川上流域に分布する段丘面(本稿のUs III面・VI面)は、向峠付近の2つの谷中分水界を通じて高津川源流部の谷底平野に連続する。また、高津川源流部の谷底平野には宇佐川最上流部起源の安山岩の円礫が分布する。ゆえに、現在の宇佐川上流部は、かつては向

峠を通過して高津川に流下しており(この河川を古高津川と仮称する)、その河川を南側から錦川水系の河川(現在の宇佐川)が争奪したとされている。宇佐郷周辺にも段丘面(本稿のUs II面)が分布し、向峠付近の段丘面とほぼ同様の高度を持つので、宇佐郷付近で宇佐川に合流する支流も古高津川の支流であったと考えられている(浜田・三浦, 1966<sup>3)</sup>など)。

今回の研究では争奪に関わる段丘面を細かく区分できたので、この河川争奪の過程や時期について詳細に推定してみたい(第11図)。

星坂付近も谷中分水界となっており、Us I面が分布する。約250 mの谷幅があること、Us I面構成層に水流による円磨を受けた礫がかなりみられることなどから、ここもある程度の規模を持つ古高津川の支流が流れていたと考えられる。渡辺・河上(2004)<sup>4)</sup>は、その河川を現在の道立野川であると推定したが、道立野川と宇佐川の合流点付近には、北方向に逆傾斜するUs II面がわずかではあるが分布する(第5図)ので、道立野川は合流点付近から北流して宇佐郷低地に流入していたものと推察される。一方、谷中分水界となっている星坂の谷の方向は、北流する河川が存在していた可能性を示唆する。浜田・三浦(1966)<sup>3)</sup>は、争奪前の分水界を宇佐郷一須川間に推定しているが、須川よりもさらに南方の深川付近で宇佐川と合流する二つの支流(第7図のA、B)は、北流ないしは北西流し、一つは鋭角的な合流形をとっている。これらの支流の谷は、地形からみて明らかにリニアメントに適従したものではなく、鋭角的な合流形はいわゆる「争奪の脇」にあたると思われる。このことは、その付近の過去の河川が現在の宇佐川とは逆に北流していた可能性を



第11図 宇佐川の河川争奪の過程

Dは主要分水界を示す。

1. 争奪前の古高津川水系 2. 争奪① 3. 争奪② 4. 争奪③ 5. 争奪④ 6. 争奪⑤ (~現在)

示唆する。深川付近に小扇状地起源の Us I 面が認められ、その高度約 470 ~ 480 m は星坂のものよりも少し高いことも、この推定に調和的である。ゆえに、深川付近の Us I 面も古高津川水系の堆積物からなる段丘であると考えられ、かつては深川南方から現在の宇佐川河谷を逆流し、須川、星坂を経由して田

野原付近で古高津川に合流する支流があったと推察される（この河川を古南宇佐川と仮称する）。争奪前の旧分水界は、これまで考えられていた位置よりもかなり南側の深川—中ノ瀬間に推定され、現在の宇佐川流域のほとんどは古高津川の上流域の一部であったことになる。そして、古南宇佐川は、現在の宇佐川

によって、まずは深川付近でその上流部が争奪されたと考えられる(争奪①)。深川付近のUs I面は、この争奪による基準面の低下によって形成されたものであると推察される。その後、宇佐川は北方に流域を拡大していき、星坂南方にまで達し、星坂付近の古南宇佐川河谷が風隙化して谷中分水界となった(争奪②)。推定が難しいが、宇佐郷低地周辺に断片的にUs II面が分布することから、相波川や後川、さらには前述の道立野川などの現在の宇佐川の支流は、かつては宇佐郷低地で合流して深谷川の流路を逆流し古高津川に合流していたものと思われる(この河川を古宇佐郷川と仮称する)。次に宇佐川はこの古宇佐郷川を宇佐郷低地で争奪したものと推定される(争奪③)。向峠東方の上流側に古高津川本流の旧氾濫原であるUs III面が連続して分布することから、その次に宇佐川は向峠東方で古高津川本流を争奪したものと推察される(争奪④)。深谷川兩岸のUs VI面は、その形態や堆積物より、同河川が形成したかつての扇状地であると推定される。また、Us VII面は、高津川源流部の方には連続せず、深谷川兩岸にのみ分布し、Us VI面との比高が約3mと小さいことから、深谷川の争奪直後に形成されたものと推察される。ゆえに、古高津川は、向峠東方より上流側や支流の古宇佐郷川を宇佐川に争奪されたあと、向峠付近より下流で流量が激減したため、深谷川が大量に砂礫を堆積して扇状地を形成し、さらに向峠南方にあった古宇佐郷川の旧流路から宇佐郷低地に溢流して宇佐川に合流するようになったものと考えられる(争奪⑤)。その直後にUs VII面が形成された。宇佐郷低地にはUs VI面やVII面よりも約100m低い位置にUs V面が分布する。ゆえに、

この争奪直後、向峠付近の深谷川河床と宇佐郷低地は約100m以上の高度差があったと推定され、深谷川は滝となって宇佐郷低地に流下していたものと考えられる<sup>34)</sup>。

これらの河川争奪の時期は、Us I面・II面・III面・VI面がいずれも争奪による基準面の低下によって段丘化したものと考えられるので、争奪①と②がUs I面形成期(40～80ka)、争奪③がUs II面形成期(35～45ka前後)、争奪④がUs III面形成期(約30ka)、争奪⑤がUs VI面形成期(3-10ka)に発生したと推定される。このように、本地域では後期更新世から完新世にかけて宇佐川が急速に流域を拡大していき、古高津川水系の河川が順次争奪されていったと推察される。

### 3. 河川争奪の原因

この河川争奪の原因のひとつは、浜田・三浦(1966)<sup>3)</sup>の推定と同様であるが、宇佐川の流路が宇佐郷一須金断層系のリニアメントに沿っており、その破碎帯を容易に侵食が進んだことにあると推察される。それに加えて、古高津川水系の旧氾濫原である段丘面と宇佐川の現河床との比高は、宇佐郷付近(Us II面やVI面)においては150m程度、深川付近(Us I面)においては340m程度もあることから、争奪前の古高津川水系と錦川水系の河川は、その河床高に大きな高度差が生じていたものと考えられる。さらに、宇佐郷付近以北は基盤岩石が風化花崗岩からなり、なおいっそう速やかに侵食が進行したものと推察される。

本地域にはいくつかの北東一南西方向の断層が分布する。藤原(1996)<sup>17)</sup>は、西中国山地の地形は断層活動を伴う曲隆的隆起によって形成されてきたと考えた。また、小畑(1991)<sup>21)</sup>は、冠山一加計断層を北西側隆起、

弥叡山断層（弥栄断層帯）を南東側隆起の断層とし、両断層の間の脊梁山地を中心に地塁的隆起が吉備面形成期以降まで続いたと考えられている。これまで、中国地方は第四紀における地殻変動が比較的活発でない地域であるとされ、地殻変動や山地形成についての議論は少なかった。今回の調査においても、本地域において地殻変動による段丘面の変位・変形などは認められなかった。しかし、弥栄断層帯と加計断層の一部である筒賀断層帯は、最近、中田・今泉編（2002）<sup>25)</sup>によって活断層と認定された。また、筆者らは宇佐郷一須金断層系を推定活断層とした（山内・白石、2010）<sup>24)</sup>。さらに、冠山断層や高尻断層も系統的な谷の右屈曲が認められ、活断層である可能性が高い<sup>35)</sup>。

争奪河川の錦川の中流域には、宇佐郷一須金断層系が分布し、中期更新世を中心とした北西側隆起の活動が推定されている（山内・白石、2010）<sup>24)</sup>。これらの断層活動を伴った西中国山地の隆起によって、宇佐川を含む錦川中流～下流域は相対的に沈降し、古高津川水系河川との比高が急増したため、宇佐川の侵食力が増大したものと考えられる。一方、被奪河川の高津川の中流部、柿木～日原付近の約14 kmの区間は西中国山地を横切り先行谷を形成している。それに対し、上流部では比較的幅広い谷底平野を発達させている。柿木東方～六日市では低い段丘しか見られず、高津川の侵食力の弱さを示している。さらに、六日市より上流側では段丘は全く認められなくなり、埋積傾向の強い谷底平野となっている。ボーリングデータ（第8、9図）によると、最上流部の田野原、樋口付近では層厚約30 mの砂礫層が堆積している。もちろん、現

在の高津川は、その上流部を宇佐川に争奪され流量が激減しているため、堆積物の大部分は古高津川のものであると推察される。また、宇佐川上流部における古高津川の堆積物の層厚も最大約35 m（広島県・山口県・島根県、1978）<sup>28)</sup>と山間部のものではかなり厚い。一方で、西側の真田付近の堆積物はそれに比べて薄く、約4～9 mで基盤に達する（第9図）。データ数は少ないが、高津川上流部では西側（下流側）で堆積物の層厚が減少する傾向がうかがえる。これらのことから、古高津川では中流部が隆起し、上流部が相対的に沈降して河床勾配が緩くなるとともに、上流部で砂礫による埋積が生じたものと推察される。その結果、古高津川は河床が上昇し、河川争奪が発生しやすい状態となっていた。また、宇佐南方のLoc.1, 2などのUs III面構成層は、多くの砂やシルトを挟在し、静水的な堆積環境が推察される。ゆえに、古高津川水系では湛水的状態が生じ、その水が錦川側に溢流して争奪がおこなわれた可能性もある。

以上のことから、本地域の河川争奪の原因については、次のように考える。すなわち、西中国山地の断層活動を伴う隆起によって、①古高津川の中流部が隆起して上流部の河床勾配が緩くなった、②古高津川上流部で砂礫による埋積が生じ、河床が上昇して争奪が発生しやすい状態となっていた、③古高津川流域と錦川流域との高度差が急増し、宇佐川は侵食力が増大して宇佐郷一須金断層系のリニアメントに沿って急速に流域を拡大していった、ということなどがあると推定され、これらが複合的に作用したと考えられる。

筆者らは、岩国断層帯の活動を主体とする周防高原の隆起により、中期更新世に錦川水系と

小瀬川や島地川との間で河川争奪が発生したと推定した(山内・白石, 2009a)<sup>14)</sup>。また、宇佐郷一須金断層系の活動は、後期更新世よりもむしろ中期更新世において活発であったとした(山内・白石, 2010)<sup>24)</sup>。しかし、今回の研究によって、西中国山地の断層活動を伴う曲隆的隆起は、中期更新世だけでなく、この河川争奪が発生した後期更新世から完新世にかけても継続している可能性があるといえる。

## V. まとめ

(1) 現在の宇佐川流域のほとんどは、古高津川の上流域の一部であった。争奪前の旧分水界は深川一中ノ瀬間に推定される。

(2) 後期更新世から完新世にかけて、宇佐川が急速に流域を拡大し、古高津川水系の河川が順次争奪されていった。

(3) 本地域の河川争奪の原因については、西中国山地の断層活動を伴う隆起によって、①古高津川の中流部が隆起して上流部の河床勾配が緩くなった、②古高津川上流部で砂礫による埋積が生じ、河床が上昇して争奪が発生しやすい状態となっていた、③古高津川流域と錦川流域との高度差が急増し、宇佐川は侵食力が増大して宇佐郷一須金断層系のリニアメントに沿って急速に流域を拡大していった、ということなどにあると推定される。

(4) したがって、西中国山地の断層活動を伴う曲隆的隆起は、中期更新世だけでなく、後期更新世から完新世にかけても継続している可能性がある。

〔付記〕本研究を進めるにあたり、元山口大学大学院(元小郡町立小郡中学校)の松尾征二先生、F.A 地質調査事務所(元山口大学大学

院)の藤山 敦氏には、現地へ同行していただき、有意義な討論と助言をいただいた。(株)ジオテックの渡辺勝美氏、(個人事務所)エルワークスの杉山久美子氏には、現地を案内していただいただけでなく、貴重な資料や情報を提供していただいた。広島大学名誉教授の中田 高先生には、対象地域の空中写真や地形図を見ていただき、断層地形や段丘地形などに関して親切な御指導をいただいた。山口大学の貞方 昇先生、佛教大学の植村善博先生には、平素から研究活動に対する励ましや心遣いをいただいている。以上の方々から感謝の意を表します。

本稿は、日本第四紀学会 2009 年大会および平成 21 年度山口地理学会 2 月例会において発表したものの一部を、大幅に加筆・修正したものである。なお、これらの発表においては、本稿の事例よりもさらに大規模な河川争奪現象をあわせて報告したが、それについては別稿で論じる予定である。

## 注

- 1) 町田 貞『地形学』、大明堂、1984、404 頁。
- 2) 真道永次「岩国川流域の地域景」、地理学 6、1938、1210-1219 頁。
- 3) 浜田清吉・三浦 肇「西中国山地の地形」、西中国山地国定公園候補地学術調査報告、1966、1-16 頁。
- 4) 渡辺勝美・河上 勉「河川争奪の考察—高津川上流域を例として—」、島根県地学会会誌 19、2004、53-62 頁。
- 5) 河上 勉・渡辺勝美「島根県西部地域の河川争奪地形とその発生機構」、島根県地学会会誌 20、2005、27-37 頁。
- 6) 岡田篤正・高橋健一「由良川の大規模な流路変更」、地学雑誌 78、1969、19-39 頁。
- 7) 東郷正美・仲川信一「湖北における河川争奪」、法政大学地理集報 2、1973、9-19 頁。
- 8) 植村善博「丹波地域の段丘編年と地殻変動」、(植村善博『比較変動地形論』、古今書院、2001、所収)、112-131 頁。
- 9) 山内一彦「丹波高地西部、大堰川・由良川上流部における河川争奪とその原因」、立命館地理学 14、2002、17-35 頁。
- 10) 熊原康博「四国南西部、僧都川および松田川流域における中期更新世以降の地形発達と地殻変動」、地理学評論 75、2002、553-570 頁。
- 11) 稲見悦治「本邦における河川争奪の原因と過程」、地理学評論 24、1952、337-343 頁。
- 12) 西村嘉助「中国山地の水系とその発達」、広島大学文学部紀要 21、1962、188-206 頁。

- 13) 三浦 肇「中国山地西部(山口県)における河川争奪地形の諸類型」、エリア山口 6、1977、15-21 頁。
- 14) 山内一彦・白石健一郎「中国山地西部・周防高原における河川争奪と段丘地形」、エリア山口 38、2009a、9-18 頁。
- 15) 藤山 敦・金折裕司「山口県南東部伊陸盆地における河川争奪のプロセスとネオテクトニクス」、応用地質 50、2009、202-215 頁。
- 16) 山内一彦・白石健一郎「中国山地西部、高津川・錦川水系における河川争奪とその原因」、日本第四紀学会講演要旨集 39、2009b、58-59 頁。
- 17) 藤原健蔵「中国地方の侵食平坦面、その多元的発達」、(藤原健蔵編『地形学のフロンティア』、大明堂、1996、所収)、47-70 頁。
- 18) 第四紀地殻変動研究グループ「第四紀地殻変動図」、第四紀研究 7、1968、182-187 頁。
- 19) 第四紀地殻変動研究グループ『第四紀地殻変動図』、国立防災科学技術センター、1969、6 頁。
- 20) 中田 高「島弧断面の地形からみた日本列島の地殻変動」、(藤原健蔵編『地形学のフロンティア』、大明堂、1996、所収)、147-174 頁。
- 21) 小畑 浩『中国地方の地形』、古今書院、1991、262 頁。
- 22) 活断層研究会『新編・日本の活断層一分布図と資料一』、東京大学出版会、1991、438 頁。
- 23) 今村外治・楠見 久・中野光雄・吉村典久・岡村和夫「三段峡・八幡高原地域を主とするいわゆる断層谷の地質学的研究」、(広島県教育委員会『三段峡・八幡高原総合学術調査報告』、広島県教育委員会、1959、所収)、64-83 頁。
- 24) 山内一彦・白石健一郎「中国山地西部、錦川中流域の断層変位地形」、エリア山口 39、2010、1-10 頁。
- 25) 中田 高・今泉俊文編『活断層詳細デジタルマップ』、東京大学出版会、2002、DVD2 枚+68 頁。
- 26) 福塚康三郎・金折裕司「断層の地形・地質学的特徴と地震活動および重力異常—島根県南西部、弥敷山西断層を例として—」、応用地質 43、2002、226-234 頁。
- 27) 金折裕司・遠田晋次「中国地方西部に認められるプレート内山ロー出雲地震帯の成因と地震活動」、自然災害科学 25、2007、507-523 頁。
- 28) 広島県・山口県・島根県『土地分類基本調査、津田』、広島県・山口県・島根県、1978、52 頁。
- 29) 島根県『土地分類基本調査、津和野・鹿野・徳佐中』、島根県、1990、43 頁。
- 30) 西村祐二郎・今岡照喜・宇田村謙・亀谷 敦編『新編山口県地質図(1/150,000)』、山口地学会、1995。
- 31) 産業技術総合研究所地質調査総合センター編『20 万分の 1 日本シームレス地質図データベース 2010 年 2 月 1 日版』、産業技術総合研究所地質調査総合センター、2010。
- 32) 本研究の Us II 面、III 面、VI 面および VII 面は、山内・白石(2009b、前掲 16)の Tk II 面に相当する。
- 33) 市原・小黒(1958)は、近畿中部で最終間氷期形成の中段段丘堆積層上部がやや赤色土化していることを報告している。岡田(1973)は四国中北部で中段段丘の堆積物全体が黄褐色に着色していることを報告している。松井・加藤(1962)は、東海地方などで中段段丘上に黄～黄橙色の土壌が発達していることを確認している。また、最近、筆者らの調査により山口県柳井市伊陸の段丘を構成する砂礫層の最上部に SK(三瓶木次テフラ、およそ 110-115 ka 噴出:町田・新井、2003)が挟まれていることが判明した(山内・白石、未発表資料。火山灰の鑑定は京都フィッシュン・トラックに委託した)。この SK を挟む砂礫層は浅黄褐色～橙色を呈し、表層が風化した礫、未風化の礫からなり、クサリ礫も少量含まれる。また、表層には 1 m 以下の黄褐色(5~10YR 程度)の土壌がみられる。筆者らの観察によると、Us I 面構成層は、砂礫層や表土の風化度・色調(Us I 面にみられる表土は暗褐色)からみて、これらの最終間氷期の段丘堆積物よりは新しいと判断した。
- 市原 実・小黒讓司「明石層群・播磨層群について」、地球科学 40、1958、13-20 頁。
- 岡田篤正「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、1973、295-322 頁。
- 松井 健・加藤芳朗「日本の赤色土壌の生成時期・生成環境にかんする二、三の考察」、第四紀研究 2、1962、161-179 頁。
- 町田 洋・新井房夫『新編火山灰アトラス』、東京大学出版会、2003、336 頁。
- 34) 争奪④と⑤については、渡辺・河上(2004、前掲 4)の推定とほぼ同様であるが、渡辺・河上は争奪に関わる段丘の区分や編年をおこなっていない。
- 35) 冠山断層については、広島大学名誉教授の中田 高氏の未発表資料である。高尻断層については、最近、筆者らが空中写真や地形図の判読、および現地調査により断層変位地形を発見し、それについて中田 高氏より「活断層の可能性が高い」というコメントをいただいた。