

# 中国山地西部、錦川中・下流域における中期更新世以降の 地形発達と地殻変動

山内 一彦\*・白石健一郎\*\*

## I. はじめに

中国地方の地形研究は中国山地の形成論を中心に進められ、多くの議論がなされてきた(貝塚、1950<sup>1)</sup>;小畑、1991<sup>2)</sup>;藤原、1996<sup>3)</sup>など)。中国山地西部の地形については、中新世中期以降の北東-南西系断層の活動をともなう曲隆の隆起によって形成されてきたと考えられている(藤原、1996)<sup>3)</sup>。中国山地のこの隆起は、更新世になっても加速しつつ継続したとされている(小畑、1991<sup>2)</sup>;岡田、2004<sup>4)</sup>など)。しかし、これらの議論においては、いわゆる侵食平坦面・準平原問題がそのおもな対象となっており、段丘地形やその堆積物を指標とした第四紀、とりわけ中期更新世以降における山地形成や地殻変動についてはあまり触れられていない。

中国山地は、日本のなかで第四紀において最も隆起量の少ない山地とされ、西中国山地においては、侵食小起伏面の高度から推定された隆起量は最も多いところで500~750mとされている(第四紀地殻変動研究グループ、1968<sup>5)</sup>、1969<sup>6)</sup>)。中田(1996)<sup>7)</sup>は、中国

地方における第四紀の地殻変動は、大部分は古い緩慢なものしか認められないとしている。中国山地西部の地形を形成した北東-南西系断層の活動(藤原、1996)<sup>3)</sup>に関しても、これまでにいくつかの議論がなされてきた(貝塚、1950<sup>1)</sup>;辻村、1954<sup>8)</sup>;今村ほか、1959<sup>9)</sup>;寒川、1980<sup>10)</sup>など)。近年においては、活断層研究会(1991)<sup>11)</sup>は、中国山地西部の北東-南西系断層の大部分を「活断層の疑いのあるリニアメント(確実度Ⅲ)」としている。中田・今泉編(2002)<sup>12)</sup>、高田ほか(2003)<sup>13)</sup>などはこれらのうちいくつかの断層で第四紀後半における活動を指摘しているが、詳細は解明されていない。最近、山口県~島根県に分布する大原湖-やうねやま弥畝山断層系の活断層の調査・研究が進んでいる(金折、2005<sup>14)</sup>;金折ほか、2006<sup>15)</sup>など)が、これらは地質学・応用地球科学的なアプローチによるもので、地形発達との関係はほとんど議論されていない。一方、西村(1962)<sup>16)</sup>や三浦(1977)<sup>17)</sup>は、江の川や高津川などの中国山地脊梁部の南側まで流域を持つ河川が南流河川によって争奪されていることから、中国山

\* 山口県立岩国高等学校

\*\* 山口県立防府高等学校

キーワード：地形発達、河川争奪、地殻変動、錦川、中国山地西部

Key words : Fluvial Terrace Development, Stream Piracy, Crustal Movement, the River Nishiki, Western Part of the Chugoku Mountains

地西部においては、かつては脊梁部が現在よりも南偏していたと考えた。中田 (1996)<sup>7)</sup> や野上 (2010)<sup>18)</sup> は、中国山地脊梁部の隆起のためにこれらの争奪が生じたことを指摘しているが、詳細な議論はなされていない。段丘地形や第四紀層については、中国地方では分布が乏しく連続性が悪いうえに、年代資料となる降下テフラが限られ保存されにくい (小畑, 1991<sup>2)</sup> など) ため、段丘の編年学的な研究は極めて少ない。

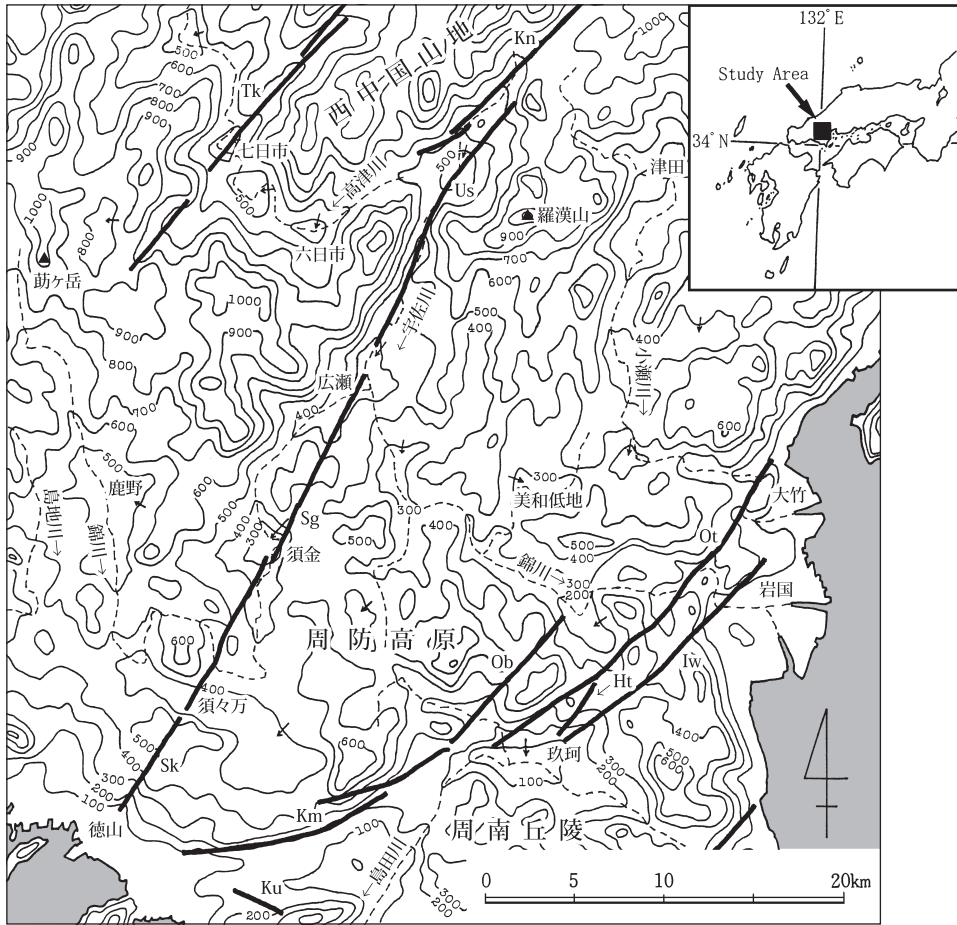
このように、中国地方は、第四紀における地殻変動が緩慢な地域であるとされているうえに、その指標となる段丘や第四紀層の分布に乏しく、それが地形研究全般の遅れにつながっているのが現状である。

しかし、今回、筆者らが錦川中・下流域およびその周辺部 (第 1 図) の空中写真判読・現地調査等をおこなった結果、多くはないもののある程度連続する中期更新世の河成段丘が分布することがわかった。また、新たなテフラの発見により軸となる段丘の形成年代が推定できた。さらに、段丘や堆積物の分布などにより、未知の大規模な河川争奪現象の存在が判明し、その原因が中国山地の形成に関わる地殻変動にあることが推定された。これらは山内・白石 (2009a<sup>19)</sup>、2010a<sup>20)</sup> ) においてその概略を報告し、その後も調査を継続した。それでも現段階ではデータ不足である感は否めないが、もともと段丘や堆積物、テフラ等が少ない地域であり、今後大幅にデータを付け加えるのは難しいと思われる。したがって、ひとまずこれまでの成果をまとめることが重要であると考え、以下に記載し議論することにした。

## II. 地域概観と従来の研究

中国山地西部は、脊梁部には恐羅漢山面<sup>おそらんざん</sup>と呼ばれる高度 1,000 ~ 1,300 m の平頂峰が点在し、その南側には高度 400 ~ 900 m の吉備高原面が広がる。(藤原, 1996<sup>3)</sup> など)。本地域ではこの脊梁山地を西中国山地と呼び、その南側の周防高原<sup>すおう</sup>が吉備高原面に対比されている (藤原・河内, 1979<sup>21)</sup>; 三浦ほか, 1979a<sup>22)</sup>; 藤原 1996<sup>3)</sup> など)。周防高原の南東縁は岩国断層帯の活断層によって限られ、大きな地形境界となっている。さらに、その南側には周南丘陵<sup>しゅうなん</sup>と称される標高 200 m 前後の小起伏山地が広がり、これは瀬戸内面に対比される (貝塚, 1950<sup>1)</sup>; 藤原, 1996<sup>3)</sup> など) (第 1 図)。

本地域には、多くはないが、いくつかの活断層が分布する (第 1 図)。岩国断層帯は、大竹市から錦川下流部を横切り周南市徳山に達する、中国地方では数少ない活動度が高い活断層帯である。この断層帯は、大竹 (小方—小瀬)<sup>おがた</sup>断層、岩国断層、熊毛断層などの北西側隆起の逆断層成分を持つ右横ずれ活断層からなる (東元ほか, 1983<sup>23)</sup>、1986<sup>24)</sup>; 佃, 1985<sup>25)</sup>; 活断層研究会, 1991<sup>11)</sup>; 中田・今泉編, 2002<sup>12)</sup>; 後藤・中田, 2008<sup>26)</sup> など)。活断層研究会 (1991)<sup>11)</sup> は、大竹断層の西側隆起量を約 200 m、熊毛断層の北側隆起量を約 400 m と推定している。また、大竹断層のトレンチ調査や露頭調査により、断層帯の後期更新世以降の活動性や活動周期等が推定されている (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2004<sup>27)</sup>; 後藤・中田, 2008<sup>26)</sup> など)。断層の平均変位速度等は明らかにされていない。このほか、筆者らは、岩国断層帯の北西側、岩国市錦町宇佐から周南市須々万<sup>すすま</sup>に達す



第1図 接峰面図

三浦ほか (1979a) の接峰面図を加筆・修正した。活断層および主要推定活断層の位置は活断層研究会 (1991)、後藤・中田 (2008) および山内・白石 (2010b、2012) による。網掛け部分は瀬戸内海。  
 Ot: 大竹断層 Iw: 岩国断層 Ht: 甘木峠断層 Ob: 小畑断層 Km: 熊毛断層 Ku: 河内断層 Sk: 栄谷断層 Sg: 須金断層 Us: 宇佐郷断層 Kn: 冠山断層 Tk: 高尻断層帯

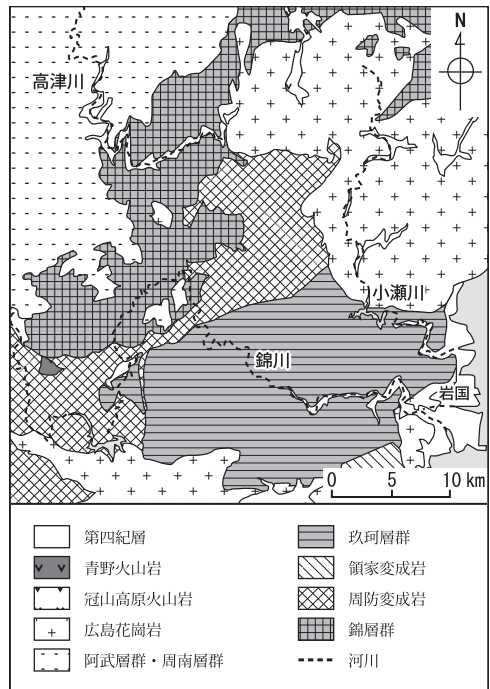
るリアメントを「宇佐郷一須金断層帯」と名付け、中期更新世に活動した可能性が高い推定活断層とした (山内・白石、2010b<sup>28)</sup>、2012<sup>29)</sup>。また、筆者らが報告した高津川上流部の高尻断層も第四紀後半に活動した可能性が高い (山内・白石、2012)<sup>29)</sup>。

山地内の河川は、複雑な水系模様を呈している (第1図)。錦川は助ヶ岳付近に発し、途中宇佐川、根笠川、小郷川などの支流を合

わせ、岩国付近で瀬戸内海に注ぐ。この錦川は、上流部や下流部は瀬戸内海の方へ南～東流するが、中流部は周辺山地高度の高い方に北流しているという点において、極めて特異な河川である。(錦川については、本研究では菅野湖(ダム湖)までを「上流部」、河口から宇佐川との合流点までを「下流部」、その間の北流部分を「中流部」とする。) 錦川は上流部の鹿野盆地を除いて谷底平野の発達が極めて

悪く、河口の三角州も小規模である。高津川は、吉賀町田野原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。高津川は中流部で西中国山地を横切る先行河川となっている。小瀬川は、廿日市市飯山の飯山貯水池から南流し、弥栄付近から東流して大竹付近で瀬戸内海に注ぐ。

錦川水系と周辺河川との間に多くの河川争奪現象がみられることは、古くは真道(1938<sup>30</sup>、1940<sup>31</sup>)によって指摘された。最も有名なのは、支流の宇佐川と高津川との間の争奪である。浜田・三浦(1966)<sup>32</sup>、下村・赤木(1966)<sup>33</sup>、渡辺・河上(2004)<sup>34</sup>などはその実態や原因などを考察した。最近、筆者らは、段丘堆積物の<sup>14</sup>C年代測定値などから、宇佐川では複数の河川争奪が後期更新世～完新世に順次発生したことを明らかにした(山内・白石、2010c)<sup>35</sup>。この争奪の原因については、段丘面や堆積物に変位や変形が認められないため、断層運動を伴う西中国山地の隆起が原因である可能性を指摘するに留まっている(山内・白石、2010c<sup>35</sup>、2012<sup>29</sup>)。このほかにも、錦川と高津川は支流どうしが傍示ヶ峠の谷中分水界で接しており、小規模な河川争奪があったとされている(浜田・三浦、1966<sup>32</sup>；渡辺・河上、2004<sup>34</sup>)など。周防高原では、錦川は支流が周辺河川に争奪され流域が縮小している。錦川支流の小郷川は小瀬川に争奪されたと考えられている(河内、1977<sup>36</sup>；三浦ほか、1979b<sup>37</sup>；山内・白石、2009b<sup>38</sup>)など。筆者らは、錦川の他の支流も島地川や島田川に争奪されたと推定した(山内・白石、2009b<sup>38</sup>、2011<sup>39</sup>)。本地域の段丘地形についてはこれらの河川争奪の研究・報告の中である程度記載されているが、



第2図 地質図

産業技術総合研究所地質調査総合センター編(2011)を簡略化。一部改変。

その形成年代は極一部を除き明らかになっていない。特に錦川本流沿いについては、小倉(1923)<sup>40</sup>、真道(1938<sup>30</sup>、1940<sup>31</sup>)などの簡単な報告があるものの、本格的な調査・研究は全く未着手の状態である。

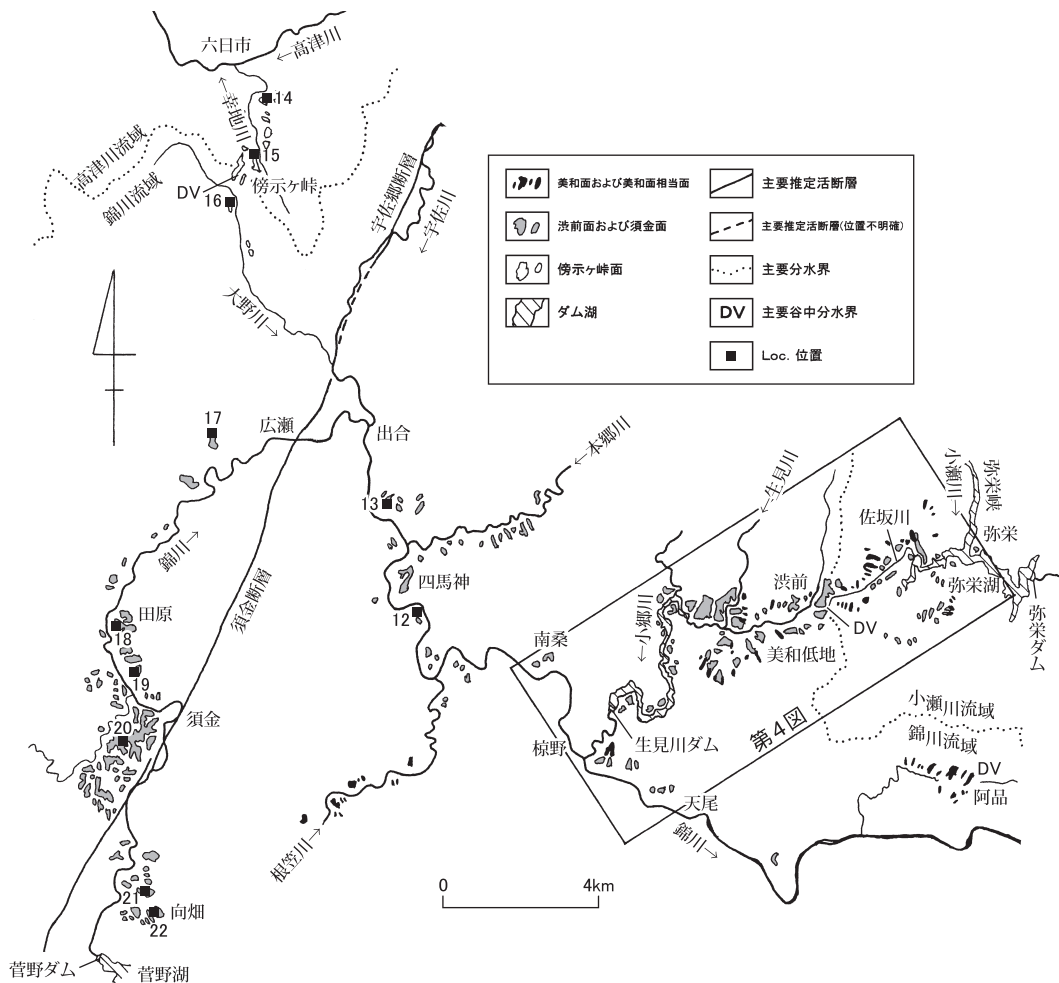
本地域の基盤地質については、東元ほか(1986)<sup>24</sup>、西村ほか編(1995)<sup>41</sup>、松浦ほか(2007)<sup>42</sup>、産業技術総合研究所地質調査総合センター編(2011)<sup>43</sup>などの報告がある。これらによると、本地域の大部分は錦層群・玖珂層群(頁岩、砂岩、チャート等)、阿武層群(流紋岩類等)、広島花崗岩、周防変成岩(泥質片岩、塩基性片岩等)よりなる(第2図)。

### III. 段丘と堆積物の記載

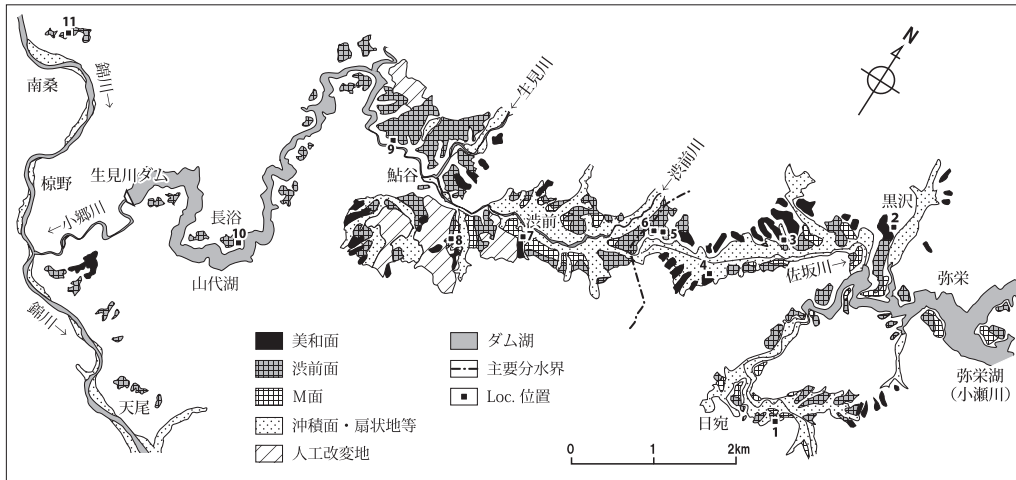
段丘面の区分・対比にあたっては、2 万分の 1, 1 万分の 1 および 8 千分の 1 空中写真を判読し、国土地理院発行の 2 万 5 千分の 1 地形図のほか、関連自治体が作製した 1 万分の 1 地形図を利用した。また、現地地形および堆積物を観察し、必要に応じて礫径・礫種などの統計データを取った。これらの調査をもとに段丘面の分布図（第 3・4 図）、段丘面

の投影図（第 5 図）、堆積物の地質柱状図（第 6 図）を作成した。

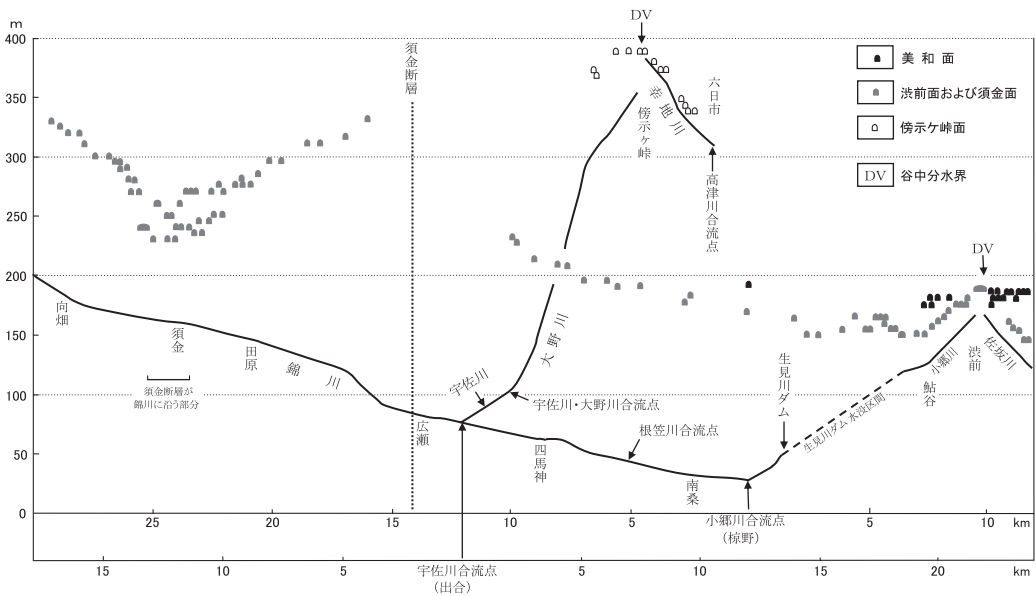
段丘面は、高度・連続性・上下関係・開析度や堆積物の層相・厚さ・層序関係・風化度・色調などを基準として、まずは大まかに上位から H 面群、M 面群、L 面群に区分した。本地域においては M 面群および L 面群の分布は極めて少ないため、本研究ではおもに H 面群について記載・考察をおこなう。本研究の対象地域はかなり広域におよぶため、離れた地



第 3 図 H 面群の分布図  
宇佐郷断層および須金断層は山内・白石（2010b、2012）を一部修正。



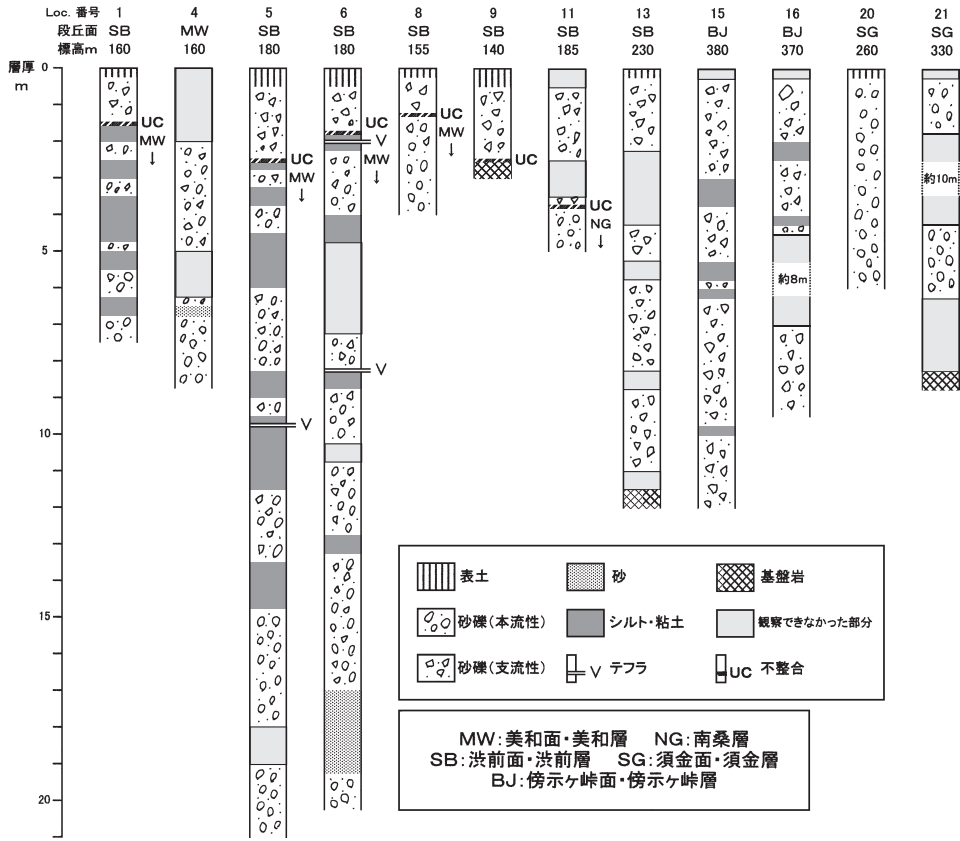
第4図 美和低地～南桑地区の段丘分布図



第5図 H面群の縦断投影図

域どうしの段丘対比は難しい。そこで、本研究ではH面群の段丘面およびその堆積物を地域別に以下のように呼ぶことにする。美和低地および錦川下流部では上位のものを「美和面」・「美和層」、下位のものを「洪前面」・「洪前層」、錦川中流部では「須金面」・「須金層」、

傍示ヶ峠一带では「傍示ヶ峠面」・「傍示ヶ峠層」である。また、錦川下流部の南桑付近に分布する、洪前層に不整合に覆われ地形面を持たない砂礫層を「南桑層」とする。なお、筆者らの本地域とその周辺部の一連の研究・報告(山内・白石, 2009a<sup>19)</sup>、2009b<sup>38)</sup>、2010a<sup>20)</sup>、



第6図 主要露頭の地質柱状図  
Loc. 位置は第3図および第4図に示す。

第1表 段丘面の呼称と対比

年代 (万年)	本研究		山内・白石 (2010a)	山内・白石 (2009a,2010b)	山内・白石(2009b)		山内・白石(2011)	三浦ほか (1979b) (美和低地)
	(錦川下流域)	(錦川中流域)			(大道理地区)	(美和低地)	(根笠川・東川流域)	
60	美和面	須金面 傍示ヶ峠面	H1面	Sm I面(阿品地区)	大道理面	洪前I面	根笠面	上位段丘
	洪前面		H2面	Sg I面, Sm I面		洪前II面		
13	M面		M1面, M2面	M面			洪前III面	
1		L1面 L2面	L1面 L2面	Tk II面				



第2表 美和層および南桑層の礫に関する資料

地層	Loc.	小瀬川からの距離 (km) <sup>1)</sup>	高度 (m)	円礫の平均最大礫径 (cm) <sup>2)</sup>	花崗岩礫の含有率 (%) <sup>3)</sup>	花崗岩礫の平均最大礫径 (cm) <sup>4)</sup>
(東)	2	1.1	140	14.1	70	13.7
	3	2.1	140	12.7	68	12.2
	4	3.0	155	12.1	64	11.0
美和層	5 (上部)	3.5	170	7.0	10	5.6
	5 (下部)		160	13.5	76	12.8
	7	5.3	160	10.5	50	10.3
(西)	8	6.0	150	7.8	32	7.6
南桑層	11	16.0	180	5.8	10	2.2

- 1) 小瀬川と佐坂川の合流点 (現在はダム湖になっている) から佐坂川—小郷川 (渋前川) —錦川に沿った距離。
- 2) 各露頭において幅 3m×高さ 1.5m の範囲を設定し、長径の大きいほうから 10 個の円礫の長径を測定してその平均値を求めた。ただし、美和層および南桑層はクサリ礫が多く、礫を取り出して測定することが困難なので、露頭断面でみられる礫の見かけの長径を測定した。
- 3) 円礫の平均最大礫径と同じ場所・範囲において、合計 100 個になるまで目視によりランダムに数え、そのうちの花崗岩礫の割合を示した。
- 4) 円礫の平均最大礫径と同じ場所・範囲において同様の方法で求めた。なお、南桑層の花崗岩礫は細かく砕けて碎屑物となっているものがほとんどである。

2010b<sup>28)</sup>、2011<sup>39)</sup>、本研究) および三浦ほか (1979b)<sup>37)</sup> の研究における段丘面の呼称を第 1 表に整理して示した。

### 1) 美和面・美和層

美和低地の渋前付近は高度約 180 m、幅約 750 m の谷中分水界となっており、錦川支流の小郷川 (渋前川) と小瀬川支流の佐坂川が接している。美和面はこの分水界を越えて東西に分布し、高度 160 ~ 180 m に発達する。段丘面は分布が少なく、なおかつ平坦面は侵食されてほとんど失われていると考えられるが、現在の高度分布は水平に近い。小郷川および佐坂川の現河床との比高は 20 ~ 60 m で、いずれも上流側で小さくなる。錦川本流沿いでは本面の分布はわずかである。堆積物は確認できていないが、小郷川との合流点・椋野付近にみられる高度 170 ~ 190 m の丘陵状の地形が本面に対比されるものと思われる。この地形の高度は美和低地の本面のそれよりも

10 m 程度高い。

美和層は層厚が最大 30 m 程度あり (三浦ほか、1979b)<sup>37)</sup>、美和面は堆積段丘である。本層は、渋前の谷中分水界付近の Loc.5、6 などでは径 20 cm 以下の円～亜円礫を主体とする。明瞭な層理がみられ、マトリックスは上部では砂～泥質、下部では砂質である。上部まで観察できる露頭は少ないが、上部ほど支流からの亜角礫の混入が多くなるものの、円礫については上方細粒化し (第 2 表)、砂・シルトの薄層を頻繁に挟むようになる。有機質な堆積物は全く認められない。日宛付近の Loc.1 などでは、本層は径 15 cm 以下の円～亜円礫よりなり、シルト・砂の薄層を頻繁に挟んでいる。Loc.2 ~ 4、7、8 などでも同様の円～亜円礫よりなる。

美和層には花崗岩礫や花崗岩風化砂が認められ、特に下部 (高度約 160 m 以下) で多く含まれる。マトリックスも下部ほど花崗岩風



化砂が多くなる。花崗岩礫の含有率および花崗岩礫の平均最大礫径は西側で減少する傾向がうかがえる(第2表)。花崗岩の岩体は小瀬川流域にはほとんどみられないが、小瀬川流域では弥栄峡以北・以東に広く分布する(第2図)。よって、美和層に多く含まれる花崗岩礫や花崗岩風化砂のほとんどは小瀬川流域起源のものと推定される。また、本層は一般にクラストサポートであり、数地点で東から西への古水流を示すインブリケーションやクロスラミナが認められる。これらのことから、かつての小瀬川は美和低地を西流し小瀬川の上流部をなしていたと考えられ、美和層はこの河川の堆積物であるとされている(河内、1977<sup>36</sup>)；三浦ほか、1979b<sup>37</sup>)；高橋、1979<sup>44</sup>)；山内・白石、2009b<sup>38</sup>)など)。また、三浦ほか(1979b)<sup>37</sup>)および高橋(1979)<sup>44</sup>)は、本層と基盤岩の不整合面の高度が東端の黒沢付近で約130m、西端の鮎谷付近で約145mであり、旧河川の下流側が高くなっていることから、美和低地の西側隆起の可能性を指摘している。

本層は、チャート礫以外は多くがクサリ礫からなり、上部は赤～赤褐色、中部～下部は赤褐色～黄褐色を呈している。表層部には2.5 YR 程度の赤褐色の土壤がみられる。また、今回の調査で、渋前の谷中分水界付近において、本層上部のシルト層に2枚のテフラが挟まれていることがわかった。この分析結果については後述する。

## 2) 南桑層

確認されている分布は少ないが、南桑付近(Loc.11 など)において渋前層に不整合面で覆われる赤褐色の砂礫層が南桑層である。チャート礫以外の多くがクサリ礫からなるこの砂礫層は中礫以下の円～亜円礫よりなり、クラストサポートである。Loc.11 では明瞭なインブリケーションが認められ(第7図)、扁平礫50個について方位を測定した結果、その平均はN21°Eであった。これは北北東から南南西へ向かう古水流を示している。また、ほぼ同方向の古水流を示す小さなクロスラミナも認められる。Loc.11 は錦川の北岸にあたり、なおかつ約50m西側に北東-南西方向の谷



第7図 南桑層(Loc.11)の露頭写真  
写真右が北北東

壁があるため、インプリケーションやクロスラミナから推察される古水流はかつての錦川がこの付近の河谷を逆流していた可能性を示唆する。さらに、付近の基盤岩石にはみられない花崗岩礫が10%程度含まれることが注目される(第2表)。マトリックスも多くが花崗岩風化砂からなっている。

### 3) 渋前面・渋前層

美和低地においては、渋前面は高度140～190 mに分布する。渋前の谷中分水界より西側、小郷川沿いの本面は、鮎谷付近より上流側では約13‰の勾配で西に傾斜し、谷中分水界付近ではほぼ水平な美和面と交叉してより高い位置に発達する。一方、鮎谷付近より下流側では、2～3面に細分できる可能性もあるが、ほぼ水平か、むしろ下流側でやや高くなっているように見える。現河床との比高は、谷中分水界付近で約20 m、鮎谷付近で約40 m、生見川ダム付近では110 mと下流側で増大する。渋前の谷中分水界より東側では、本面は佐坂川と同様に東に傾斜し、現河床との比高(15～30 m)は下流側で増大する。本面は開析谷によって細かく分断されている部分が多いが、鮎谷付近など平坦面が比較的良く保存されているところもある。美和低地の渋前層(Loc.1、5、6、8～10など)は、径30 cm以下の亜円～亜角礫よりなる扇状地性の砂礫層で、マトリックスは泥～砂質である。層厚は1～5 mと薄く、美和層や基盤岩を切って載っている。

錦川本流沿いでは、本面の高度は四馬神付近で200～230 m、南桑付付近で170～190 m、天尾付近で150～170 mである。分布は断片的であるが、縦断面はスムーズに連続している。現河床との比高はいずれの地点において

も130～160 mとなっており、本面と現河床の縦断面はほぼ同形である。段丘面は開析が進み、やや丸みを帯びている部分が多い。堆積物は、Loc.11～13などでは径40 cm以下の亜円～亜角礫よりなる泥質マトリックスの砂礫層である。層厚は10 m程度以下である。

渋前層は、チャート礫以外はクサリ礫ないしは表層が風化した礫からなり、赤褐色～黄褐色を呈している。表層部には2.5～5 YR程度の赤褐色～明赤褐色の土壌がみられる。また、礫は美和層上部や南桑層よりも粗粒で円磨度が悪く、マトリックスサポートの部分も多い。美和層や南桑層に含まれる花崗岩礫や花崗岩風化砂はみられない。層厚は薄く、渋前面は侵食段丘である。

### 4) 須金面・須金層

須金面は錦川中流部において錦川本流に沿って分布する。分布は断片的であるが、向畑付近で320～330 m、須金付近で230～260 m、田原付近で270～290 m、広瀬西方で310～330 mの高度にスムーズに連続して発達する。本面は、須金付近から広瀬西方にかけては約9‰の勾配で逆傾斜し下流側ほど高度を増していく。これは地殻変動により変形したものであると考えられる(山内・白石、2010b)<sup>28)</sup>。現河床との比高は、須金以南では100～140 mであり下流側で減少するが、須金以北では下流側で増大していき、広瀬西方では200～230 mとなる。段丘面は侵食が進んで起伏が大きい丘陵状の地形となっており、平坦面はほとんど残っていない。須金盆地では周囲よりも10～20 m低くなっている部分も多い。

須金層は、向畑付近のLoc.21、22などでは最大礫径は20 cmであるが、大礫は少数でそのほとんどが角礫であり、中礫以下の円～亜

円礫を主体とする砂礫層である。マトリックスは砂～泥質である。これらの露頭では南東から北西ないしは南西から北東への古水流を示すクロスラミナやインプリケーションが明瞭である。須金盆地（Loc.20 など）では最大礫径 35 cm、円～亜円礫を中心とする砂礫層が観察できる。ここでは上方細粒化の傾向があり、上部では中礫以下が卓越し層理が明瞭に発達する。マトリックスは砂～泥質であるが、白色の火山灰質粘土からなるところもある。露頭がよくないが、田原付近の Loc.18、19 などでも同様の砂礫層がみられ、広瀬西方の Loc.17 でもわずかであるが径 10 cm 以下の段丘礫を確認した。本層の層厚は場所による変化が大きい。向畑付近（Loc.21）では 15 m 程度、須金付近では数か所で標高約 220 m に基盤との不整合面がみられるので 40 m 程度であると推察される。須金北方～広瀬西方では 5 m 以下の薄い砂礫層が基盤岩に載っているが、堆積物が載らずに基盤岩が露出する部分もある。本層は、一部を除きクラストサポートである。また、チャート礫以外は多くがクサリ礫ないしは表層が風化した礫からなり、赤褐色～黄褐色を呈している。表層部には 5～10 YR 程度の明赤褐色～黄褐色の土壌がみられる。なお、松浦ほか（2007）<sup>42)</sup> は、地質図幅の説明の中で、向畑～須金付近の本層を鮮新世～前期更新世堆積物と推定している。

### 5) 傍示ヶ峠面・傍示ヶ峠層

山口・島根県境がある傍示ヶ峠は、高度約 380 m、幅約 350 m の谷中分水界となっており、高津川支流の幸地川と錦川支流の大野川が接している。この一帯にみられる傍示ヶ峠面は、分布は断片的であるが、谷中分水界を越えて南北に 330～380 m の高度に発達する。

現河床との比高は、幸地川流域においては 10 m 程度以下で、第 5 図ではわかりにくいが下流側で小さくなり、六日市付近では沖積面に収斂していくものと推察される。大野川流域における現河床との比高は 40～50 m で、下流側で大きくなる。段丘面は開析が進み、やや丸みを帯びている。

傍示ヶ峠層（Loc.14～16 など）は、中礫以下の細かな円礫が卓越する部分もあるが、径 25 cm 以下の亜円～亜角礫からなる扇状地性の砂礫層を主体とする。マトリックスは砂～泥質で、マトリックスサポートの部分が多い。砂礫層にはいく枚かのシルトや砂の薄層を挟むが、有機質な堆積物は認められない。上方粗粒化の傾向があり、Loc.16 では最上部に径 60 cm 程度の巨礫も含まれる。

本層の層厚は、大野川流域の Loc.16 では段丘面下約 17 m まで露出するが、その下は露頭条件が悪く基盤高度は確認できない。幸地川流域では沖積面下にまで分布し、層厚は不明である。本層は、チャート礫以外はクサリ礫ないしは表層が風化した礫からなり、赤褐色～黄褐色に着色している。表層部には 2.5 YR 程度の赤褐色の土壌がみられる。

### 6) M 面群・L 面群

分布は少ないが、美和低地では侵食段丘として M 面が 110～160 m の高度にみられる。須金盆地や広瀬盆地では、小規模ではあるが、3～4 段の M 面群および L 面群が階段状に発達する。美和低地では L 面群はみられない。構成層は、M 面群はやや表層が風化した浅黄橙色の砂礫層、L 面群の上位面・L1 面は少し淡黄色をした新鮮な砂礫層からなる。L2 面構成層は露頭条件が悪く観察できていない。

#### IV. テフラの分析結果

今回の調査で美和低地において2点のテフラを発見し、発見地点の地域名を採って「美和Iテフラ」、「美和IIテフラ」と名付けた。テフラ分析およびフィッシュン・トラック(以下FTと略)年代測定は(株)京都フィッシュン・トラックに依頼した。

テフラ分析は次の方法によりおこなわれた。(1) 乾燥させた試料の超音波洗浄をおこない、再び乾燥させたあと、メッシュ・クロスを用いて3段階の篩別をおこない、封入剤を用いて岩石薄片を作成した。(2) 火山ガラス・軽鉱物・重鉱物・岩片・その他の5項目について、各粒子を無作為に200個まで計数した。(3) 主要重鉱物を鏡下で識別し、無作為に200個体を計数した。(4) 火山ガラスの形態を分類し、温度変化型屈折率測定装置(RIMS)を用いて屈折率を測定した。

FT年代測定は第四紀のテフラに対する標準的な手順(檀原, 1995)<sup>45)</sup>に準拠して、ジルコン結晶を用い、ゼータ較正法に基づき算出された。採用されている測定システムは、顕微鏡測定システムとモニター測定システムである。測定方法は外部ディテクター法(外部面: ED2)が採用された。年代算出の際のゼータ値は  $\zeta = 371 \pm 3$  (Danbara and Iwano,

2009)<sup>46)</sup>である。

##### 1) 美和Iテフラ

美和Iテフラは、Loc.5、6などにおいて美和層上部のシルト層に挟まれている(第6図)。段丘面(渋前面)下約8~10mのところの挟在し、厚さ約15cmの灰白色のテフラである。水平方向への連続性が良く、Loc.5、6付近の複数の露頭においてほぼ同高度にみられる。今回はLoc.5のものを採取し分析をおこなった。このテフラの重鉱物組成は鉄鉱物、ジルコン、非常に風化した黒雲母の3種類のみで、角閃石や斜方輝石は認められない。風化により消失しているものと思われるが、火山ガラスも全く含まれないため、広域テフラとの対比は不可能である。ただし、このテフラには極めて純度の高い無色透明の自形ジルコン結晶を大量に含み、良好なFT年代試料であり、 $\chi^2$ 検定にも合格するので、60粒子を用いてFT年代測定をおこなった。その結果、 $0.58 \pm 0.09$  MaのFT年代を算出した(第3表)。

##### 2) 美和IIテフラ

美和IIテフラはLoc.6の美和Iテフラの上位に確認された(第6図)。段丘面(渋前面)下約2mのところの美和層最上部に挟在し、厚さ約5cmのクリーム色のテフラである。このテフラの重鉱物はほとんどが鉄鉱物からなり、極微量の黒雲母が含まれる。また、極微

第3表 フィッシュン・トラック年代測定結果一覧表

試料採取地点	測定鉱物	結晶数 (個)	自発核分裂片飛跡 $\rho_s$ ( $\text{cm}^{-2}$ ) (Ns)	誘発核分裂片飛跡 $\rho_i$ ( $\text{cm}^{-2}$ ) (Ni)	中性子線量 <sup>1)</sup> ( $\times 10^4 \text{ cm}^{-2}$ ) (Nd)	相関係数 <sup>2)</sup> r	$\chi^2$ 検定 <sup>3)</sup> Pr( $\chi^2$ ) (%)	ウラン濃度 (ppm)	年代値 (Ma) <sup>4)</sup> Age $\pm 1\sigma$
岩国市美和町上佐坂 (Loc.5)	ジルコン	60	$2.20 \times 10^4$ (46)	$2.01 \times 10^6$ (4206)	14.40 (4321)	0.371	42	120	$0.58 \pm 0.09$

1) 熱中性子量ガラスはNEST-SRM612、照射場所は日本原子力研究所 JRR-3号炉 気送管 2) rは $\rho_s$ と $\rho_i$ の相関係数  
3) Pr( $\chi^2$ ):  $\chi^2$ 値の自由度(n-1)の $\chi^2$ 分布における上側確率 4) 年代値と誤差を求める計算式などはDanbara & Iwano (2009)を参照

量の珪長質火山ガラス（屈折率は 1.498-1.500）も認められるが、広域テフラとの対比は不可能である。

## V. 考察

### 1. 段丘面の形成年代と対比

H 面群は、段丘面や堆積物の状態から中期更新世段丘であると考えられる。

美和面については、美和層上部に挟在する美和 I テフラの FT 年代が  $0.58 \pm 0.09$  Ma であったことから、その形成年代を 0.6 Ma 前後と推定する。また、南桑層は美和層に対比されることが確実である。その根拠については後述する。なお、今回の調査において、錦川支谷の阿品付近に分布する阿品層<sup>47)</sup> 最上部の扇状地性砂礫層にテフラを含むシルト層を挟在することがわかった。このテフラは由布川 (Yfg) テフラ（約 0.6 Ma 噴出：星住・鎌田、1991<sup>48)</sup> など）に対比できる可能性があり<sup>49)</sup>、阿品層がつくる地形面（阿品面と仮称）も美和面と同時期のものである可能性がある。

渋前面については、直接年代を示す資料を持ち合わせていないが、堆積物の風化度・色調等は美和層・南桑層と大差ない。地形的にも、渋前面は美和面を若干侵食して発達する侵食段丘の部分が多い。したがって、渋前面は美和面の離水後のあまり遠くない時期に形成されたものと考えられる。

須金面と傍示ヶ峠面についても年代資料がなく推定が難しい。段丘面の開析度、堆積物の層相・風化度・色調等や、推定される本地域の地形発達史から考えて、須金面は渋前面に対比される可能性が高い。傍示ヶ峠層は渋

前層や須金層よりもやや新しく見えるので、傍示ヶ峠面は渋前面・須金面の離水後のある時期に形成されたものであると推察される。これらの対比の具体的な根拠については後述する。

M 面群と L 面群の形成年代については、段丘面や堆積物の状態から、M 面群が最終間水期頃、L 面群が後期更新世～完新世と推定するが、確実ではない。

### 2. 錦川の大規模な流路変更

前述のように、美和低地には錦川水系と小瀬川水系が接する谷中分水界がある。また、分水界一帯に分布する美和層には小瀬川流域起源の花崗岩礫や花崗岩風化砂が多く含まれ、東から西への古水流を示すクロスラミナやインブリケーションがみられる。これらのことから、かつての小瀬川は美和低地を西流し小郷川の上流部をなしていたが、河川争奪によって弥栄付近から大竹の方へ流下するようになったと考えられている（河内、1977<sup>36)</sup>；三浦ほか、1979b<sup>37)</sup>；高橋、1979<sup>44)</sup>；山内・白石、2009b<sup>38)</sup> など）。一方、錦川流域には周防高原南縁を除き花崗岩の岩体は分布しない（第 2 図）が、錦川と小郷川の合流点から錦川を約 3 km 上流側に遡ったところにある南桑層にも花崗岩礫や花崗岩風化砂がかなり含まれる。この南桑層と美和層は岩相・風化度・色調等が酷似する。今回、Loc.11（南桑層）と Loc.5（美和層）の下部で礫を採取し、薄片を作成して礫種の鑑定をおこなった<sup>50)</sup>ところ、両地点でみられる花崗岩礫はいずれも黒雲母型花崗岩であり、岩型的には同種のものであることがわかった。さらに、南桑層には現在の錦川とは逆向きの古水流を示すインブリケーションなどが認められる。これら

のことからみて、南桑層中の花崗岩礫や花崗岩風化砂の供給源は、美和層と同じ小瀬川流域であると考えられる。円礫の礫径ならびに花崗岩礫の割合や礫径は、美和層でも西方で減少する傾向がみられるが、南桑層 (Loc.11) ではさらに低い値を示す (第2表)。よって、南桑層は美和層の下流側の堆積物であると考えられるのと同時に、両層の対比が推定される。すなわち、かつての小瀬川は、美和層・南桑層堆積期までは美和低地を西流したあと、椋野付近から現在の錦川河谷を逆流し北～西流していたものと推定される。

本研究ではこの河川を「古錦川」と呼ぶことにする。南～東流する現在の錦川下流部に合流する支流は、小郷川や根笠川を含め北～西流して鋭角的な合流形をとる河川が多い。これは古錦川が現在の錦川河谷を逆流していたという推定に調和的である。椋野付近から南東側も同様で、かつては逆流していた可能性があり、古錦川水系の一部であった可能性が考えられる<sup>51)</sup>。この古錦川が河川争奪によってその流路を大きく変更したものと推定される。

この争奪の時期や過程については、次のように考える。美和層上部は、円礫については概ね径 10 cm 以下で、シルトや砂の薄層を頻繁に挟んでいる。南桑層も中礫以下の円礫を主体とし、山間部のものとしては非常に細粒である (第2表参照)。したがって、美和層・南桑層堆積期末期の古錦川は水流が弱く、河床勾配はかなり緩くなっていたものと推察される。対して、洪前層は、美和層上部や南桑層よりも粗粒で礫の円磨度が悪く、マトリックスサポートの部分も多く、小瀬川流域起源の花崗岩礫はみられない。また、美和低地の

洪前面は美和層や基盤を侵食して発達する侵食段丘面である。これらのことから、洪前面は河川争奪により古錦川が分断されたのち、基準面がある程度低下した際に形成されたものと推察される。ゆえに、その前の美和面の形成期である 0.6 Ma 前後に椋野付近で古錦川が争奪されたと考えられ、この争奪による基準面の低下で美和面が離水したものと推定される。その後争奪が波及し、南桑付近も現在のように南～東流するようになったのであろう。なお、弥栄付近の小瀬川による争奪 (河内、1977<sup>36)</sup> ; 三浦ほか、1979b<sup>37)</sup> ; 山内・白石、2009b<sup>38)</sup> など) と椋野付近の現錦川による争奪は、ほぼ同時かまたは弥栄付近の方が先に発生した可能性が高い。なぜなら、仮に椋野付近の方が先だったとすると、その上流側の美和低地では基準面の急低下のために侵食力が急増して深い谷が形成されるはずであるが、洪前の谷中分水界一帯にはそれが存在しない。すなわち、それは、ほぼ同時か先に弥栄付近で争奪が起こったため、その下流側の美和低地では河川の流量が激減し、侵食力が極めて弱くなったことを示すものと考えられる。

それでは、南桑付近の錦川河谷を逆流していた古錦川は、どこに流れていたのであろうか。現錦川の南桑より上流側には美和面やその堆積物は見つからない。しかしながら、以下に示す根拠から、古錦川は須金の方から流下してきた錦川中流部 (古西錦川と仮称) と出合付近で合流し、さらに北流して傍示ヶ峠の谷中分水界を通り六日市付近で高津川に合流していたものと推定する。(1) 現在の錦川中流部は周辺の山地高度の高い方にわざわざ北流している。(2) 浜田・三浦 (1966)<sup>32)</sup>

は、錦川支流の大野川が高津川支流の幸地川上流(約2.5 km)を争奪し、傍示ヶ峠の谷中分水界が形成されたと考えた。渡辺・河上(2004)<sup>34)</sup>なども同様にこの争奪は小規模なものであるとしている。しかし、傍示ヶ峠の谷中分水界の幅(約350 m)はその割には広いと思われ、もっと大規模な河川が流れていた可能性を示唆する。(3) 須金面の縦断面は須金付近～広瀬西方において下流側に逆傾斜しているが、その傾斜をそのまま北方に延長すると、傍示ヶ峠の谷中分水界の高度にほぼ連続するように見える(第5図)。(4) 六日市～七日市の高津川や幸地川の蛇行河谷の波長は非常に大きく、過去の大規模な河川の存在を示唆する。このことに関して河内(1976)<sup>52)</sup>は、蛇行波長と流域面積の関係の回帰式を用いて、七日市付近の高津川の蛇行河谷の平均波長(2,230 m)から、それより上流の争奪以前の流域面積を $10^3 \text{ km}^2$  オーダーと推定しているが、その流域範囲については言及されていない。一方、宇佐川(山内・白石, 2010c)<sup>35)</sup>の推定)と大野川(浜田・三浦, 1966)<sup>32)</sup>の推定)に争奪された流域を含めた、従来考えられている旧高津川の七日市付近より上流側の流域面積は、筆者らの測定によると約 $186.3 \text{ km}^2$ である。これは河内(1976)<sup>52)</sup>の推定よりもはるかに狭い<sup>53)</sup>。(5) 仮に、傍示ヶ峠以外に古錦川のルートを想定しても様々な矛盾が生じる。

この古錦川—古西錦川が出合付近で生じた河川争奪によって南流するようになり、その後傍示ヶ峠付近が分水界となったものと推定される。この流路変更の時期や過程については次のように考える。美和層や南桑層と同様に、須金層も上部では中礫以下の円～亜円礫

が卓越し細粒である。したがって、須金層堆積期末期の古錦川—古西錦川は水流が弱く、河床勾配がかなり緩くなっていたものと推察され、これは争奪直前の状態であると判断される。錦川下流部の洪前層は、須金層よりも下流のものであるにもかかわらず礫の円磨度が悪くマトリックスサポートの堆積物である。よって、上流側が短い河川の扇状地性堆積物であると考えられ、分水界が出合～椋野間のある地点にあった時期、すなわち古西錦川が争奪される直前の堆積物であると推察される。ゆえに、須金面と洪前面の対比が推定される。傍示ヶ峠層については、Loc.14、16の細粒な円礫が密集する部分を採取し、薄片を作成して礫種の鑑定をおこなった<sup>50)</sup>。周防変成岩の岩体が広瀬以南・以東に分布する(第2図)ので、同層が古錦川の堆積物であれば変成岩礫が含まれると予想したが、採取した礫からは見出されなかった。同層はマトリックスサポートの扇状地性堆積物を主体とするので、古錦川—古西錦川の流路変更後に堆積したものであると解される。以上のことから、須金面および洪前面の形成期にこの河川争奪が発生したと考えられ、争奪による基準面の低下や流量の増加で須金面および洪前面が離水したものと推察される。傍示ヶ峠面はその後形成された段丘面であると考えられる。

### 3. 古錦川流域における地形発達と地殻変動

古錦川の流路変更および地形発達と地殻変動との関係については、段丘面の高度分布や縦断面の変形(第5図)、堆積物の特徴などから、次のように考える。

小郷川の鮎谷より西側においては、洪前面は下流側で高度を増しているように見える。分布は少ないが、美和面も美和低地よりも下



流側の椋野付近の方が10 m程度高くなっている。これらは地殻変動による変形である可能性が考えられる。また、三浦ほか(1979b)<sup>37)</sup> および高橋(1979)<sup>44)</sup> は、美和層と基盤岩の不整合面の高度が西側(古錦川の下流側)で高くなっていることから、美和低地の西側隆起の可能性を指摘している。一方、筆者らは、須金面が須金付近～広瀬西方で下流側に逆傾斜する変形を受けていることから、須金断層の北西側における北東から南西方向への傾動運動を推定した(山内・白石、2010b)<sup>28)</sup>。須金面は古西錦川の旧氾濫原であると考えられるので、古西錦川の下流側が傾動運動によって隆起していったことになる。さらに、対比が推定される須金面と渋前面は、広瀬付近を通る須金断層を挟んで約100 mも北西側の須金面が高くなっている。変形を受けている須金付近～広瀬西方の須金面が離水時にほぼ水平だったと仮定すると、須金断層を挟んだ須金面と渋前面の高度差は20 m程度と極めて少なくなる。したがって、筆者らが指摘した(山内・白石、2010b)<sup>28)</sup> ように、両面の約100 mの高度差の多くは須金断層の北西側隆起運動により生じたものと解される。宇佐郷断層も断層露頭におけるせん断面の条線の傾斜方向などから北西側隆起成分を持つことがわかった(山内・白石、2012)<sup>29)</sup>。さらに、傍示ヶ峠面の縦断面は、幸地川流域においては沖積面よりも急勾配であるが、幸地川は被争奪河川であり、本来河床勾配が緩いと考えられるので、同面の縦断面は地殻変動による変形を受けている可能性が高い。これは六日市付近が相対的な沈降域であることを示唆し、ゆえに傍示ヶ峠付近に隆起軸の一つが存在する可能性が考えられる。また、高津川中

流部は先行谷を形成し、そこにも隆起軸の一つが推定される。

さらに広範囲に古錦川の旧氾濫原の高度をみると、美和低地の美和面の高度が約180 m、傍示ヶ峠の谷中分水界の高度が約380 mである。この谷中分水界は古錦川の流路変更後に堆積したと考えられる傍示ヶ峠層によって埋められているが、露頭条件が悪くその層厚は不明である。しかしながら、谷中分水界の幅(約350 m)や隆起地域であることなどからみて、傍示ヶ峠層がそれほど厚いものであることは考えにくい。よって、古錦川の旧氾濫原は上流側の美和低地よりも下流側の傍示ヶ峠の方が200 m近く高くなっていると判断される。これは隆起運動により変形したものと推察される。

これらのことから、中期更新世以降の宇佐郷一須金断層帯の傾動運動を伴う断層運動や周防高原の傾動運動などにより、古錦川流域の下流側はかなり隆起したものと考えられる。また、美和層・南桑層および須金層の上部が細粒な堆積物で古錦川水系の緩い河床勾配が推定されるのも、美和低地や須金盆地が相対的な沈降域となり厚さ30～40 mの美和層や須金層が堆積したのも古錦川流域の下流側が隆起したためであると推察される。

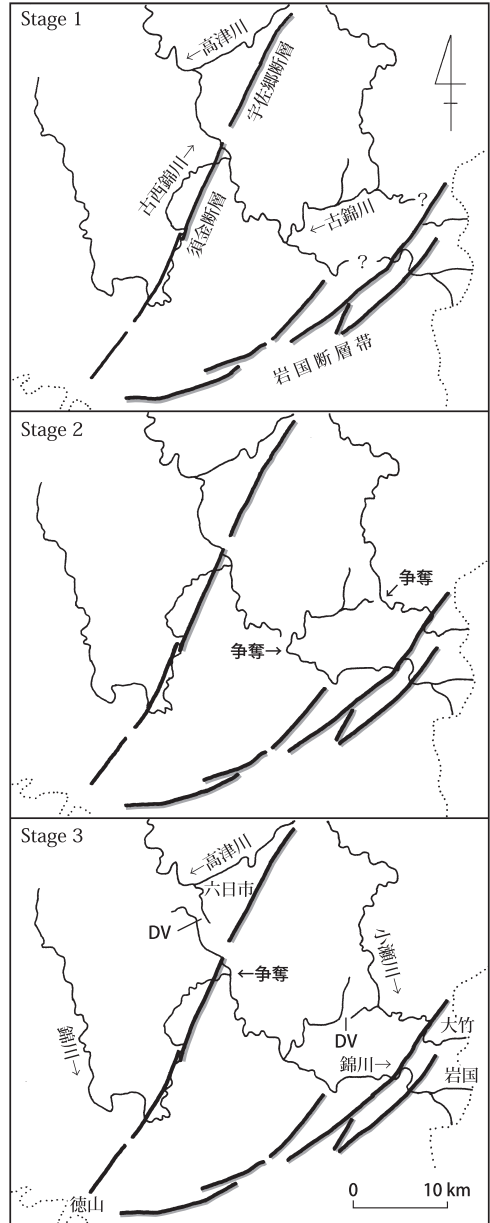
それに加えて、周防高原の南東縁に分布する岩国断層帯の活動により同高原側が隆起している(東元ほか、1983<sup>23)</sup>、1986<sup>24)</sup>；活断層研究会、1991<sup>11)</sup>など)。岩国断層帯の北西側に分布する美和面・渋前面および阿品面は、現錦川の河床よりも130～160 m高いところに発達する。それに対し、錦川の岩国断層帯より南東側は河成段丘および海成段丘は全く分布せず(小池・町田編、2001<sup>54)</sup>など)、明

らかな沈降地域である。これらは中期更新世以降の断層運動などによる周防高原の相対的隆起を示すものと考えられる。

本地域におけるこれらの地殻変動は、H面群の形成期前後に継続して発生したものと推察される。以上のことから、古錦川の大規模な流路変更の原因として次のことが考えられ、それらが複合的に作用したと推定する。(1) 古錦川水系では、宇佐郷一須金断層帯の断層運動・傾動運動や周防高原の傾動運動などによる下流側の隆起が河床勾配を緩くし、河川争奪が生じやすい状態になっていた。(2) 岩国断層帯の断層運動などによりその南東側は相対的に沈降し、北西側の周防高原との比高が急増した。このため、瀬戸内海側の現錦川や現小瀬川は急勾配化して侵食力が増大し、急速に流域を拡大していき古錦川を争奪した。(3) いったん争奪が発生すると旧流路に谷中分水界が形成される。断層運動・傾動運動は継続し、古錦川水系河川の河床勾配はさらに緩くなっていったために、現錦川の侵食は古錦川の旧流路に沿って進みやすく、加えて支流の水が古錦川の旧流路の谷中分水界から瀬戸内海側へ溢流しやすかった可能性が考えられる。そのため古錦川水系の諸河川は次々に争奪されていき、古西錦川も出合付近で争奪された。

簡潔にまとめると、古錦川の大規模な流路変更は、中国山地の隆起、瀬戸内海側の相対的な沈降という地殻変動の影響で発生したといえる。また、筆者らは、中期更新世に発生した可能性が考えられる島地川、小瀬川および島田川と錦川との間の河川争奪は、岩国断層帯の活動を主体とする周防高原の隆起により高原周辺部の河川が急勾配化し、侵食力を

増大させたため発生したと考えた(山内・白石, 2009b<sup>38)</sup>、2011<sup>39)</sup>)。したがって、中国山地西部の断層運動を伴う曲隆の隆起(藤原、



第8図 古地理の変遷図  
関係する河川・断層のみ示した。DVは河川争奪による現在のおもな谷中分水界、点線は現在の海岸線を示す。

1996)<sup>3)</sup> は、周防高原も含めて、少なくとも中期更新世においてはかなり活発であったと考えられる。

#### 4. 古錦川流域における古地理の変遷

以上の議論を総合すると、古錦川流域の古地理の変遷は第8図のようにまとめられる。

美和面形成以前：古錦川の流域は、現在の錦川流域ほぼ全域に加えて周辺の小瀬川などの流域も含まれ、西中国山地の南側に膨大な面積を持っていた。古錦川はその流域の水を集めて北流し、日本海に注ぐ高津川に合流していた。0.6 Ma 前後までに西中国山地などの隆起が古錦川水系河川の河床勾配を緩くし、河川争奪が生じやすい状態になっていた。一方、岩国断層帯の南東側の相対的沈降によって、瀬戸内海側の現錦川や現小瀬川は急勾配化して侵食力が増大し、急速に流域を拡大した（第8図のステージ1）。

美和面形成以後：これらの隆起・沈降運動は継続し、古錦川は0.6 Ma 前後に弥栄付近で現小瀬川に、椋野付近で現錦川にそれぞれ争奪された（第8図のステージ2）。その後古錦川水系の諸河川は次々に現錦川に争奪され、古西錦川も須金面・渋前面の形成期に出合付近で争奪されて流路変更した（第8図のステージ3）。

## VI. まとめ

(1) 本地域の河成段丘面は、H面群、M面群、L面群に区分される。H面群は、錦川流域および隣接する他水系との谷中分水界一帯に分布する中期更新世段丘である。特に美和面は、テフラのFT年代測定値により0.6 Ma 前後の形成と推定される。

(2) H面群とその堆積物の分布などから、0.6 Ma 前後以前には現在の水系とは異なる河川が存在していたと推定し、その河川を古錦川と名付けた。古錦川の流域は、現在の錦川流域ほぼ全域に加えて周辺の小瀬川などの流域も含まれ、西中国山地の南側に膨大な面積を持っていたと推定される。古錦川は、その流域の水を集めて北流し、日本海に注ぐ高津川に合流する河川であった。

(3) 古錦川は、0.6 Ma 前後に弥栄付近と椋野付近で瀬戸内海側の現小瀬川と現錦川にそれぞれ争奪された。その後現錦川による争奪が波及していき、支流の古西錦川も出合付近で争奪されて流路変更した。

(4) 古錦川水系の大規模な流路変更は、中国山地の隆起、瀬戸内海側の相対的沈降という地殻変動の影響で発生したと推定される。したがって、中国山地西部の断層運動を伴う曲隆的隆起は、周防高原も含めて、少なくとも中期更新世においてはかなり活発であったと考えられる。

〔付記〕本研究を進めるにあたり、産業技術総合研究所の水野清秀氏には、粗稿を見ただき、有意義な助言をいただくとともに、現地で御指導をいただいた。山口大学の武田賢治先生には、数ヶ所の砂礫層の礫種鑑定をしていただいた。元山口大学の貞方昇先生、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、(株)ジオテックの渡辺勝美氏、元由宇町教育委員会の佐野萬先生、FA地質調査事務所の藤山敦氏、立命館大学の高橋学先生には、現地に同行していただき、有意義な討論と助言をいただいた。佛教大学の植村善博先生、(株)京都フィッシュン・トラックの檀原徹氏には、専門分野から貴重な御意見や情報をいただいた。個人事務所エルワークスの杉山久美子氏には、図面の一部を作成していただいた。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・2010年

大会、平成21年度・22年度山口地理学会2月例会および平成22年度山口地学会研究発表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。

本研究には財団法人山口県ひとつくり財団のひとつくり財団研究・研修助成事業助成金(代表者:山内一彦)の一部を使用した。

### 注

- 1) 貝塚爽平「中国地方西部の地形」、東京大学地理学研究1、1950、87-98頁。
- 2) 小畑 浩「中国地方の地形」、古今書院、1991、262頁。
- 3) 藤原健蔵「中国地方の侵食平坦面、その多角的発達」、(藤原健蔵編『地形学のフロンティア』、大明堂、1996、所収)、47-70頁。
- 4) 岡田篤正「中国山地とその周辺」、(太田陽子・成瀬敏郎・田中眞吾・岡田篤正編『日本の地形6 近畿・中国・四国』、東京大学出版会、2004、所収)、117-135頁。
- 5) 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。
- 6) 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。
- 7) 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。
- 8) 辻村太郎「三段峡と八幡高原」、東京大学地理学研究3、1954、202-213頁。
- 9) 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。
- 10) 寒川 旭「西南日本中央部の第四紀における地殻変動と地形発達」、(『西村嘉助先生退官記念論文集』、古今書院、1980、所収)、60-65頁。
- 11) 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。
- 12) 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。
- 13) 高田圭太・中田 高・野原 壯・原口 強・池田安隆・伊藤 潔・今泉俊文・大槻憲四郎・鷺谷 威・堤 浩之「震源断層となりうる活断層とリニアメントの検討—中国地方を事例として—」、活断層研究23、2003、77-91頁。
- 14) 金折裕司『山口県の活断層地震災害の減災をめざして』、近未来社、2005、119頁。
- 15) 金折裕司・田中竹延・柳田 誠・山口大学断層テクトニクス研究グループ「山口県中部、大原湖断層系の性状と活動性」、応用地質47、2006、218-231頁。
- 16) 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。
- 17) 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。
- 18) 野上道男「河川による地形変化」、(太田陽子・小池一之・鎮西清高・野上道男・町田 洋・松田時彦『日本列島の地形学』、東京大学出版会、2010、所収)、138-146頁。
- 19) 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、2009a、58-59頁。
- 20) 山内一彦・白石健一郎「中国山地西部、錦川下流域およびその周辺部における河川争奪と地殻変動」、日本第四紀学会講演要旨集40、2010a、50-51頁。
- 21) 藤原健蔵・河内伸夫「小瀬川流域の侵食小起伏面」、(名勝弥栄峡総合学術調査団編『弥栄峡の自然総合学術調査研究報告』、名勝弥栄峡総合学術調査委員会、1979、所収)、139-163頁。
- 22) 三浦 肇・浜田清吉・林 祥彦「小瀬川流域の地形的特性」、(名勝弥栄峡総合学術調査団編『弥栄峡の自然総合学術調査研究報告』、名勝弥栄峡総合学術調査委員会、1979、所収)、93-110頁。
- 23) 東元定雄・濡木輝一・原 郁夫・佃 栄吉・中島 隆『岩国地域の地質』、地質調査所、1983、79頁。
- 24) 東元定雄・高橋裕平・牧本 博・脇田浩二・佃 栄吉『大竹地域の地質』、地質調査所、1986、70頁。
- 25) 佃 栄吉「岩国活断層系—その概要と発達史—」、(『吉田博直先生退官記念論文集』、1985、所収)、245-253頁。
- 26) 後藤秀昭・中田 高『1:25,000都市圏活断層図 岩国断層帯とその周辺「岩国」「下松」解説書 国土地理院技術資料、D・1—No.520』、国土地理院、2008、18頁。
- 27) 地震調査研究推進本部地震調査委員会『岩国断層帯の長期評価について』、2004、15頁。
- 28) 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、2010b、1-10頁。
- 29) 山内一彦・白石健一郎「中国山地西部、高津川上流域および錦川中流域の断層変位地形と断層露頭—高尻断層帯と宇佐郷—須金断層帯—」、エリア山口41、2012、1-15頁。
- 30) 真道永次「岩国川流域の地域景」、地理学6、1938、1210-1219頁。
- 31) 真道永次「岩国川河系の争奪と段丘」、地理歴

- 史研究 17、1940、166-171 頁。
- 32) 浜田清吉・三浦 肇「第一節 地形」、(『西中国山地国定公園候補地学術調査報告』、山口県、1966、所収)、1-16 頁。
- 33) 下村彦一・赤木祥彦「西中国山地(冠山山地)の地形」、(『西中国山地国定公園候補地学術調査報告』、島根県・広島県、1966、所収)、13-25 頁。
- 34) 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—」、島根県地学会誌 19、2004、53-62 頁。
- 35) 山内一彦・白石健一郎「中国山地西部、錦川水系・宇佐川における河川争奪」、立命館地理学 22、2010c、39-57 頁。
- 36) 河内伸夫「河川争奪による二次蛇行(Second meander)の形成—山口県錦川水系小郷川における一例—」、東北地理 29、1977、45-49 頁。
- 37) 三浦 肇・浜田清吉・林 祥彦「弥栄峡付近の河川争奪地形」、(名勝弥栄峡総合学術調査団編『弥栄峡の自然総合学術調査研究報告』、名勝弥栄峡総合学術調査委員会、1979、所収)、237-260 頁。
- 38) 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、2009b、9-18 頁。
- 39) 山内一彦・白石健一郎「中国山地西部、玖珂盆地およびその周辺部における河川争奪と地殻変動」、エリア山口 40、2011、20-28 頁。
- 40) 小倉 勉「山口県錦川に就いて」、地学雑誌 39、1923、588-591 頁。
- 41) 西村祐二郎・今岡照喜・宇田村譲・亀谷 敦編『山口県地質図(1/150,000)』、山口地学会、1995。
- 42) 松浦浩久・尾崎正紀・脇田浩二・牧本 博・水野清秀・亀高正男・須藤定久・森尻理恵・駒澤正夫『20 万分の 1 地質図福「山口及び見島」』、産業技術総合研究所地質調査総合センター、2007。
- 43) 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 2011 年 6 月 29 日版』、産業技術総合研究所地質調査総合センター、2011、<http://riodb02.ibase.aist.go.jp/db084/maps.html>
- 44) 高橋英太郎「弥栄峡地域の新生界」、(名勝弥栄峡総合学術調査団編『弥栄峡の自然総合学術調査研究報告』、名勝弥栄峡総合学術調査委員会、1979、所収)、325-336 頁。
- 45) 檀原 徹「第四紀テフラの高精度フィッショントラック(FT)年代測定—ジルコンとガラスを用いた測定法の確立に向けて—」、第四紀研究 34、1995、221-237 頁。
- 46) Danhara, T. and Iwano, H.: Determination of zeta values fission-track age calibration using thermal neutron irradiation at the JRR-3 reactor of JAEA, Japan, The Journal of the Geological Society of Japan 115, 2009, pp.141-145.
- 47) 阿品層は層厚 20 ~ 40 m で、上部は砂礫・砂・粘土、下部は亜炭層および粘土層よりなる(三上・上利、1975; 東元ほか、1986、前掲 24 など)。下部の亜炭層からはメタセコイアが産出するという報告がなされており(三木、1953)、その堆積年代は花粉分析より鮮新世末~前期更新世(新定義では前期更新世)と考えられている(東元ほか、1986、前掲 24)。しかし、阿品層についてはその堆積環境等において不明な点が極めて多く、今回の調査においても実質的にはほとんど解明できなかった。本研究では最上部で発見したテフラの簡単な報告のみに留めておくことにする。
- 三上貴彦・上利 洋「岩国市阿品層中の粘土鉱床」、山口県商工指導センター研究報告 7、1975、20-24 頁。
- 三木 茂『メタセコイア—生ける化石植物』、日本礦物趣味の会、1953、141 頁。
- 48) 星住英夫・鎌田浩毅「由布川火砕流の噴出年代」、火山 36、1991、393-401 頁。
- 49) テフラの分析・鑑定は(株)京都フィッショントラックに依頼した。
- 50) 礫種鑑定は山口大学の武田賢治氏に依頼した。
- 51) ただし、当時の分水界の位置については現段階では推定が困難である。
- 52) 河内伸夫「中国山地の穿入蛇行」、地理学評論 49、1976、43-53 頁。
- 53) なお、古錦川の流域面積は、当時の分水界の復原が難しく、現段階では推定できない。
- 54) 小池一之・町田 洋編『日本の海成段丘アトラス』、東京大学出版会、2001、CD-ROM 3 枚+付図 2 葉+105 頁。