

## 山口県佐波川上流部における河川争奪

山内一彦\*

### I. はじめに

河川争奪は、それに関わった河川の流域における地形環境ならびに地形発達を大きく変化させる要因の一つである。したがって、地形学上重要な現象であるといえる。

我が国における河川争奪の研究は、下村<sup>1)</sup>によってスタートが切られた。その後数多くの研究が行われたが、稲見<sup>2)</sup>は、これらのうち38の事例に基づいて、河川争奪を原因別に分類した。1960年以前の研究は、地形図の読図、現地踏査によるものが多く、しかも堆積物の観察箇所が限られていた。また、地形面の区分等がなされていないため、流路変更を実証するに当たり、推論の占める割合が非常に大きかった。そのことは、天竜川・豊川間の争奪説が、のちになって否定された例<sup>3)</sup>がよく示している。さらに、河川争奪の原因の言及も極めてあいまいであったし、当時 <sup>14</sup>C年代測定等の理化学的分析が発達していなかったため、河川争奪の時期については全くといっていいほど明らかにされていなかった。

このような研究方法に代わって、1960年代以降、さまざまな資料の検討の下に流路変更を実証するという研究<sup>4)</sup>が行われるようになった。すなわち、段丘面の高度分布、段丘堆積物の層相上の特徴、クロスラミナや礫のイ

ンプリケーション等の観察、電気探査による基盤岩高度の推定、さらには <sup>14</sup>C年代測定等によって、河川争奪の時期や原因にまで言及することが可能になった。しかし、このような研究においても、なおその時期までは論及されていないものがある。また、原因が不明であったり、地域によってそれが多岐にわたるため、河川争奪のパターンを類型化するためには、まだ研究事例が乏しいといわざるをえない。

ところで、河川争奪は比較的起伏の小さい中国山地において多く生じている<sup>5)</sup>。その中で、山口県の阿武川・津和野川間の河川争奪<sup>6)</sup>は、その規模や現象について注目を集めてきた。加藤ほか<sup>7)</sup>は、これを、火山の噴出によって旧津和野川の上流側が堰止められた結果、古徳佐湖が形成され、その水が分水界を乗り越えて阿武川に排水されたとした。さらに、西村<sup>8)</sup>の報告に基づいて、阿武川の支流、<sup>ほおのき</sup>朴川と谷中分水界で接する<sup>さば</sup>現佐波川上流域も湖に水没し、湖水が減水期に入った直後、横山より上流域が佐波川によって争奪されたとも述べている。

しかし、この研究では、阿武川・津和野川間の河川争奪についてはよく研究されているものの、佐波川・阿武川間の争奪に関しては阿武川の水系変化史の一部として触れられているにすぎない。すなわち、佐波川・阿武川

\* 立命館大学大学院

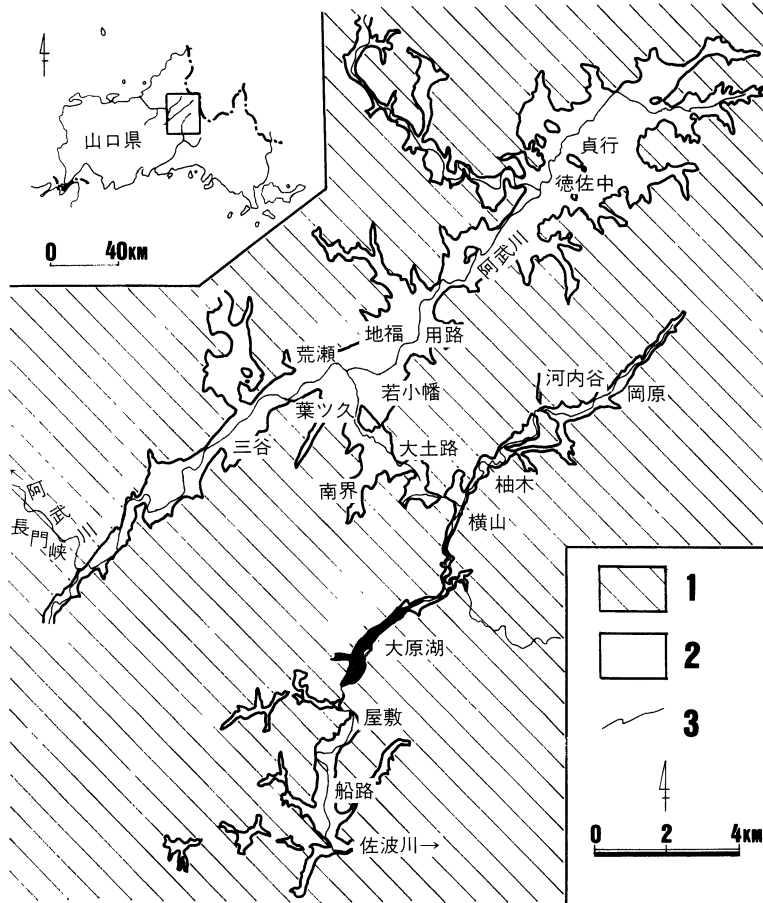
間の争奪現象そのものは十分に解明されているとは言いがたく、その時期・原因に至っては全く明らかにされていない。また、阿武川の支流生雲川・三谷川も谷中分水界で接するなど、この付近には他にも河川争奪があったことを予想させる。この付近一帯の水系変化は想像以上に複雑であると考えられるのである。したがって、従来の研究だけでは十分とはいええず、完全な地形発達史を編むためには、河川争奪を一つ一つ解明していく必要がある。

そこで本研究では、佐波川・阿武川上流域

一帯の中でも、とりわけ重要な地域と考えられる佐波川上流域、および阿武川支流朴川流域をとり上げ、地形およびその堆積物を総合的に検討することによって、両河川間の争奪現象を実証し、その時期・原因を明らかにしてみたい。

## II. 地形・地質の概観

中国山地西部を流れる佐波川は、山口・島根の県境、<sup>あさみ</sup>筋ヶ岳付近に源を発して南西流し、

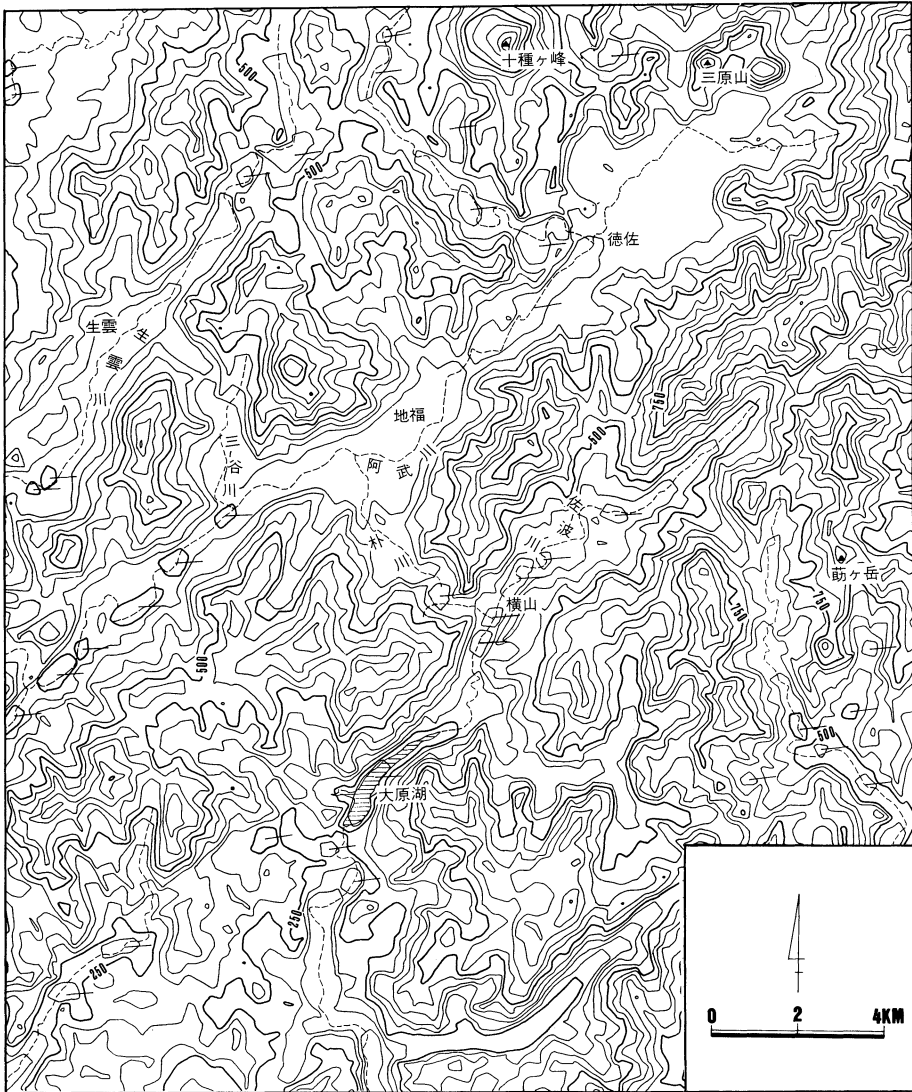


第1図 地域概観図  
1. 山地 2. 平野部 3. 河川

防府付近で瀬戸内海に注ぐ。一方、阿武川も  
 県境にある三原山付近に源を発し、徳佐盆  
 地<sup>9)</sup>を南西流して、途中朴川を合わせたあ  
 と、長門峡<sup>ちやうもん</sup>付近で流路を北西に転じ日本海に  
 注いでいる。中国山地西部では、北東-南西  
 方向の谷が多数みられ<sup>10)</sup>、西村<sup>11)</sup>はこれら  
 の多くは断層線谷であると考えた。佐波川・

阿武川の谷の場合もこれと同様であると思わ  
 れる(第2図)。また、佐波川の横山~大原  
 湖付近には、大原湖断層が走っており、活断  
 層研究会<sup>12)</sup>はこれを活断層(活実度Ⅲ、活  
 動度B級)と推定した。

佐波川(の支流の小河川・下の谷川)と朴  
 川は、大土路付近の幅約400m、標高328m

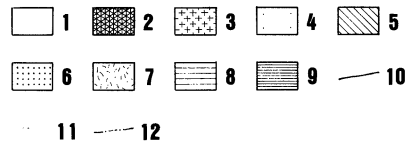
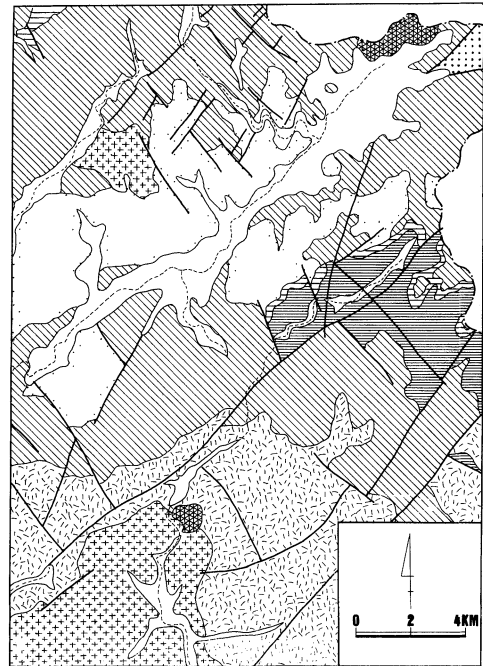


第2図 佐波川上流域および阿武川上流域の切峯面図  
 300m谷埋めによる。等高線は50mごと、破線は水系を示す

の谷底平野（扇状地上）で接し、谷中分水界となっている。両河川の河床勾配の間には大きなちがいがあり、下の谷川が谷中分水界の地点からわずか1 km弱で250 mにまで高度を下げるのに対し、朴川は約6 kmで250 mとなっている。また、下の谷川は大土路付近の扇状地を下刻し、横山付近では現河床との比高約100 mという段丘を形成している。それに対し、大土路付近の朴川は谷幅にくらべて流量が少なく、無能河流の状態を呈している。これらの事実は、佐波川・阿武川間に争奪現象が存在したことを示唆している。

一方、河岸段丘は対象地域のほぼ全域に発達する。加藤ほか<sup>13)</sup>は徳佐盆地全域および佐波川上流域、生雲川流域の地形分類を行い、段丘を上位から徳佐面、台面、河岸段丘群に区分した。また河野・高橋<sup>14)</sup>は長門峡以北の徳佐盆地の段丘を上位から高位面、中位面、低位面に区分した。これは加藤ほかの区分とほぼ同様であるといえる。その他、山地から押し出された扇状地、あるいは崖錐がみられ、分布域は主に阿武川流域および佐波川流域の横山付近である。

本地域の地質については村上ほか<sup>15)</sup>、山口県<sup>16)</sup>、山口地学会<sup>17)</sup>、三上<sup>18)</sup>、今岡ほか<sup>19)</sup>等の報告がある。これらによると、佐波川流域の柚木より上流側には砂岩等よりなる飯ヶ岳層および中生層関門層群が分布している。阿武川流域および佐波川流域の横山付近には、これらを覆って、白亜紀火砕岩類（流紋岩類等）よりなる阿武層群が分布する。大原湖以南は安山岩類や花崗斑岩となっている（第3図）。



第3図 地質図

山口県地質図 (1/200,000、山口地学会、1975) による。一部簡略化

1. 第四紀層
2. 大山—青野山火山岩類
3. 花崗斑岩
4. 阿武層群舞谷累層
5. 阿武層群篠目累層
6. 匹見層群
7. 周南層群
8. 関門層群
9. 飯ヶ岳層
10. 断層
11. 河川
12. 県境

### Ⅲ. 地形と堆積物の特徴

#### 1. 地形区分

地形区分にあたっては、まず佐波川上流域、阿武川支流朴川流域の地形面を空中写真（2万分の1）より抽出した。また図上作業には関連各町発行の2千5百分の1、1千分の1の地形図を使用し、その結果を2万5千分の1地形図に記入して予察図を作製した。さら

に、野外調査により段丘面の高度・形態・現河床との比高や、堆積物の特徴等を考慮し、両流域でそれぞれ5面に区分した。その上で両流域の段丘面を対比させた結果、面の連続性、段丘礫層の風化度等から両流域の最高位面は互いに対比できたが、2段目以下のものは対比できなかった(第4図)。

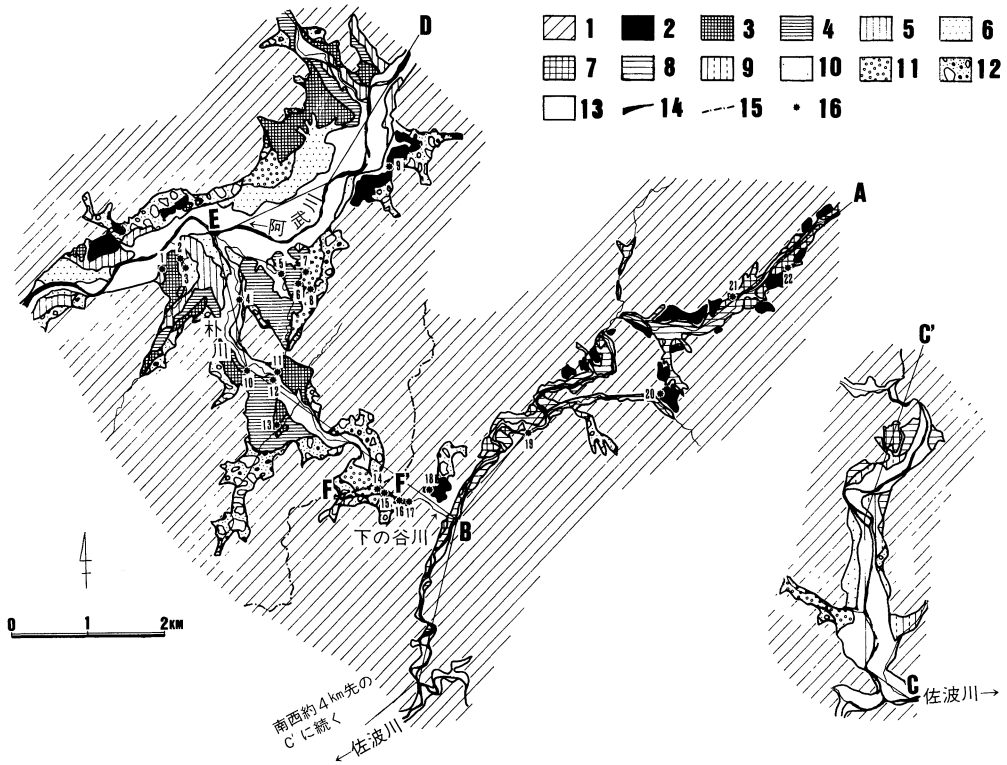
各段丘面は、それが最もよく発達する地域の地名をとって、両流域の最高位面を横山面、以下阿武川流域の段丘面を上位から荒瀬面、若小幡面、葉ッ久I・II面とし、佐波川流域の段丘面を上位から柚木I・II面、船路I・II面とした。この面区分と従来の名称との関

係は、加藤ほか<sup>20)</sup>の徳佐面がほぼ横山面に、台面が荒瀬面と若小幡面に、河岸段丘群が葉ッ久I・II面および柚木I・II面に相当するが、分布域等に多少のちがいがあ。また、河野・高橋<sup>21)</sup>の高位面が阿武川流域の横山面に、中位面が荒瀬面と若小幡面に、低位面が葉ッ久I・II面に相当すると思われる。

次に、第5図に段丘面の縦断投影図<sup>22)</sup>を示し、各面および扇状地・崖錐の地形上の特徴について述べる。

1) 横山面

横山面は本地域最高位の、最も開析を受けた段丘面で、佐波川・阿武川両流域にわたっ



第4図 地形分類図

A~Eは第5図の投影面、F-F'は第7図の断面の位置である

1. 山地 2. 横山面 3. 荒瀬面 4. 若小幡面 5. 葉ッ久I面 6. 葉ッ久II面 7. 柚木I面 8. 柚木II面 9. 船路I面 10. 船路II面 11. 扇状地 12. 崖錐 13. 現氾濫原 14. 河川 15. 分水界 16. Loc. 位置

で断片的に分布する。佐波川流域では、横山における現河床との比高は約 100 m で、上流側で小さくなっている。面の傾斜は河内谷より上流側では、現河床のそれとほぼ同じであるが、下流側ではかなり緩傾斜になっている<sup>23)</sup>。

阿武川流域では、この面の標高はほぼ 300 m 前後で、用路における現河床との比高は約 40 m である。

横山面の特徴の一つは、佐波川の上流側からこれを追跡していくと、横山から下流には連続しておらず、むしろ阿武川流域に連続している(第5図)ということである。

2) 荒瀬面

荒瀬面は横山面より一段低く、阿武川流域に分布する段丘面である。やや開析が進み、分布も断片的である。荒瀬での現河床(阿武

川)との比高は約 25 m で、朴川に沿った縦断投影で見ると、比高は上流側に向かってしだいに小さくなっている(第5図のB-E)。

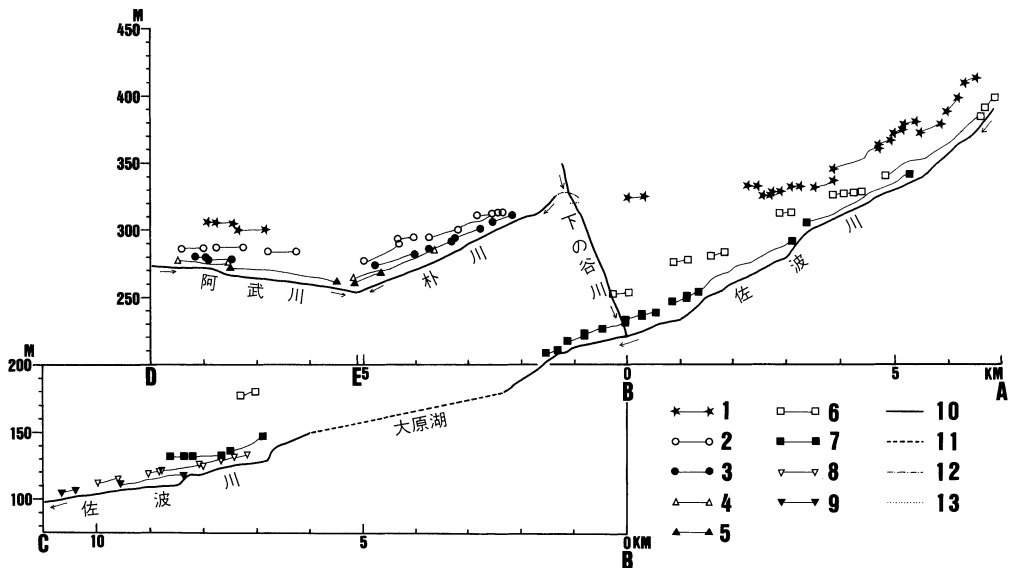
一方、阿武川に沿った縦断投影で見ると、同じ傾向は認められるが、面の傾斜はほとんどない(第5図のD-E)。このようなことは横山面、若小幡面についてもいえ、荒瀬面を含む上位3面が古徳佐湖の湖面に対応して形成された段丘面であると推定される。

3) 若小幡面

若小幡面は、荒瀬面の下位に位置し、これも阿武川流域に分布する段丘面である。若小幡での現河床(阿武川)との比高は約 15 m で、小河川によってやや開析されているものの、面の保存は比較的良好である。

4) 葉ッ久 I・II面

葉ッ久面は若小幡面の下位に分布し、阿武



第5図 段丘面投影図ならびに河床縦断面図

A~Eの位置は第4図に示す。距離はBを起点とする

1. 横山面 2. 荒瀬面 3. 若小幡面 4. 葉ッ久I面 5. 葉ッ久II面 6. 柚木I面 7. 柚木II面 8. 船路I面 9. 船路II面 10. 現河床 11. ダム水没のため河床高を推定した区間 12. 谷中分水界付近の扇状地面の高度 13. Loc. 15における横山礫層の高度

川流域に発達する段丘面であって、これをさらに2面に分けることができる。荒瀬での現河床（阿武川）との比高はⅠ面が約10m、Ⅱ面が約7mで、Ⅰ面と若小幡面との比高は約5mである。若小幡面との比高、現河床との比高はともに上流側に向かって小さくなっている（第5図）。開析は進まず、面の保存もよい。葉ッ久面は、面の分布状態や、面が阿武川の下流方向に傾斜していることなどからみても、古徳佐湖が消滅した後に、上位の3面を侵食して形成された段丘面であるとわかる。

#### 5) 柚木Ⅰ・Ⅱ面

柚木面は佐波川流域において、横山面の下位に形成された段丘面で、2面に分けられ、横山の下流側にも連続する。横山での現河床との比高はⅠ面が約30m、Ⅱ面が約10mで、開析は進まず、佐波川が段丘面を切りこんで流れているところもある。

#### 6) 船路Ⅰ・Ⅱ面

船路面は、柚木面の下位に発達する段丘面で、2面に分けられ、佐波川流域の大原湖以南に分布する。船路での現河床との比高はⅠ面が約17m、Ⅱ面が約8mで、Ⅰ面と柚木Ⅱ面との比高は約10mである。開析は進まず、面がよく保存されている。

#### 7) 扇状地・崖錐

扇状地・崖錐<sup>24)</sup>は主に阿武川流域および佐波川流域の横山付近に分布する。特に大土路の谷中分水界付近にはよく発達しており、北側の山麓では崖錐が、南側の山麓では崖錐と扇状地が押し出されている。

北側の崖錐は長さ約400m、幅約900m、表面傾斜250%で、朴川の現氾濫原に続いている。

南側の扇状地は東西2面に分けられ、複合扇状地の形態をなしており、いずれも扇頂は崖錐に続く。このうち西側の扇状地は長さ約300m、幅約700m、表面傾斜67%で、扇端は北側の山麓にまで達している。この扇状地の中央が佐波川と阿武川との分水界にあたり、これより西側の水は朴川となって阿武川に、東側の水は下の谷川となって佐波川に注ぐ。東側の扇状地は長さ約200m、幅約500m、表面傾斜89%で、これも扇端は北側の山麓まで達している。下の谷川は二つの扇状地の境界付近と東側の扇状地の扇端をやや下刻しつつ東流している。

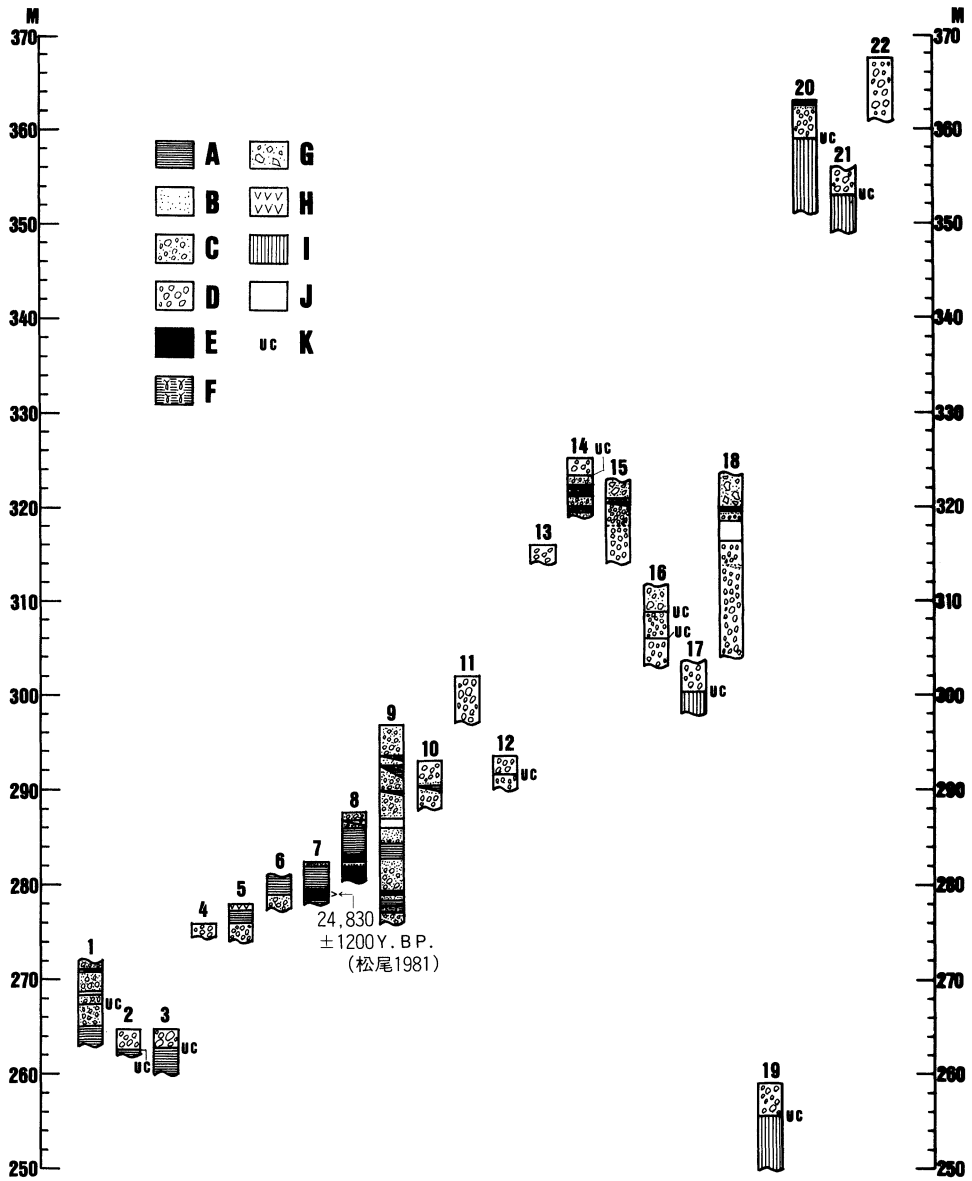
## 2. 各地形の堆積物

前節で述べた各地形の構成物質を明らかにするために露頭観察を行った。その結果から作成した地質柱状図を第6図に、地質断面図を第7図に示し、各段丘面および扇状地・崖錐の地質上の特徴について述べる。なお、本稿では、横山面の構成層のうち礫層を横山礫層、荒瀬面のは荒瀬礫層、若小幡面のは若小幡礫層、葉ッ久面のは葉ッ久礫層、柚木面のは柚木礫層とする。（船路礫層は観察できなかった。）

### 1) 横山面構成層

横山面構成層は、横山礫層と荒瀬付近にみられる湖成粘土層からなる。

Loc. 18の横山礫層は、径約30cmを最大礫径とするペブルからコブルの亜角～亜円礫よりなり、マトリックスは砂質、層理、淘汰はともによくない。上部はしだいに礫径が小さくなり、最上部は灰白色シルトに変わる<sup>25)</sup>。さらにその上にはボールダーの角礫を主とした無層理、無淘汰の崖錐堆積物が載る。層厚はLoc. 17で300mの高さに基盤と



第6図 地質柱状図

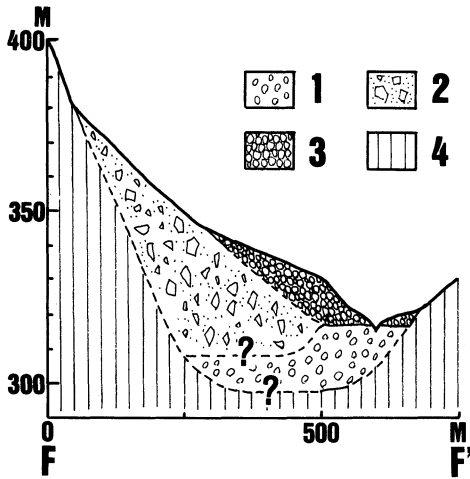
Loc. 位置は第4図に示す

A. シルト・粘土層 B. 砂層 C. 砂礫層 D. 礫層 E. 泥炭 F. 腐植質シルト層 G. 岩屑層  
H. 火山灰 I. 基盤 J. 観察できず K. 不整合

の不整合がみられることから、20 m 前後はあるものと思われる。また、全体に赤色風化、固結がやや進んでおり、中部から下部にかけ

てはクサリ礫化しているものもわずかながらみられる。Loc. 18 のほぼ中位の層準の礫種構成（第8図）は白亜紀火砕岩類が60%、砂

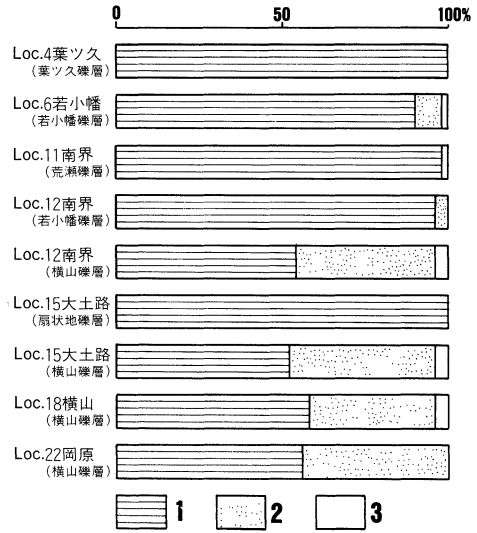




第7図 地質断面図

F-F'の位置は第4図に示す

1. 横山礫層 2. 岩屑層 3. 扇状地礫層 4. 基盤



第8図 礫種構成図

Loc. 位置は第4図に示す

1. 白亜紀火砕岩類 2. 砂岩 3. その他

岩が40%程度となっていた<sup>26)</sup>。この礫種構成は上下の層準でも大きな変化はない。

Loc. 18 の西方の Loc. 15 でも横山礫層が観察され、上部の高度は Loc. 18 のものとよく連続する。ここでも Loc. 18 同様、ペブルからコブルの亜角～亜円礫からなる。礫種構成もほぼ同じで (第8図)、インプリケーションも観察できる。方位は N50°W で北西に向かう古流向を示しており、現在この付近を東流する下の谷川とは逆の方向になっている。なお、同じ方向のインプリケーションは Loc. 16 でも観察できる。また、ここでは本礫層とは明瞭に特徴が異なる礫層が本礫層を覆っている。その礫層は、砂岩礫を含まず (第8図)、円磨度も横山礫層に比べて悪いことから、後述する扇状地礫層と判断した。横山礫層と扇状地礫層との境界は不明瞭で、1 m くらいの間で両礫層が入り乱れて漸移しており、両礫層は明らかに整合関係にある。

朴川流域では、Loc. 12 で若小幡礫層に不整合に覆われた横山礫層が観察できる。ここでは前述の本礫層よりは礫径がやや小さく、円礫化も進んでいる。礫種構成 (第8図) もほぼ同じで、風化度も似かよっている。

その他 Loc. 16、17、20～22 の横山礫層も礫種、風化度等ほぼ同様であることから、これらは同一の河川によって、ほぼ同時期に運搬・堆積されたものと思われる。

阿武川流域では Loc. 9 で本礫層が観察できる。ここでは、層厚は 20 m 以上で、いく枚かのシルト層、砂層を挟んでおり、層理、淘汰は他地域の本礫層よりも良好である。礫は径 30 cm を最大とするペブルからコブルの白亜紀火砕岩類の亜円～亜角礫で、赤色風化度、固結度は他の本礫層と同程度である。

この他、Loc. 1 で青灰色粘土層 (湖成層) の上に載ったクロスラミナを有する 2.5 m の砂礫層があり、風化度が似ていること、高

度がよく連続することから、これを横山礫層に対比した。この砂礫層は、礫径が比較的小さく（最大 10 cm）、マトリックスの砂が多いことから、古徳佐湖に張り出した三角州の前置層にあたるものと思われる。また、下部の青灰色粘土層<sup>27)</sup>は Loc. 2、3 でもみられ、層厚は少なくとも 5 m 以上はある。

### 2) 荒瀬面構成層

荒瀬面の構成層である荒瀬礫層は Loc. 1、11、13 で観察できる。Loc. 1 では本礫層が横山礫層を不整合に覆っており、層厚は少なくとも 7 m 以上はあると思われる。白亜紀火砕岩類の亜円～亜角礫が主である礫は、径約 50 cm を最大とし、コブルからペブルが卓越する。マトリックスは砂質～シルト質で、層理、淘汰はともによくない。赤色風化、固結はあまり進んでいない。

Loc. 11 では層厚 5 m 以上、礫は径約 60 cm を最大とし、ボールダーからコブルが卓越する。白亜紀火砕岩類を主とする亜円～亜角礫からなる（第 8 図）。Loc. 13 でも礫径がやや小さいことを除いてほぼ同様である。

### 3) 若小幡面構成層

本構成層は若小幡付近と南界付近とで岩相が大きく異なる。

若小幡付近では、下部が砂礫、上部が灰白色粘土および泥炭からなり<sup>28)</sup>、一部で扇状地性の砂礫層が覆っている。下部の砂礫層は径約 15 cm を最大とするペブルからコブルの亜角～亜円礫からなり、マトリックスは砂質で、層理、淘汰はともによくない。Loc. 6 では本礫層は 90% を白亜紀火砕岩類によって構成されており、あとは砂岩等からなる（第 8 図）。礫は比較的新鮮で、赤色風化、固結は進んでいない。

他方、Loc. 7 の泥炭の <sup>14</sup>C 年代は 24,830 ± 1200 y.B.P.<sup>29)</sup> であった。また、Loc. 5 では、厚さ約 50 cm の火山灰層が段丘面を覆っており、Loc. 8 でも同じ火山灰層が扇状地性の砂礫層に挟まれている。これらの火山灰はその特徴から始良 Tn 火山灰<sup>30)</sup>（以下 AT と略す）に対比できるものと思われる<sup>31)</sup>。

一方、南界付近では、本構成層はほとんど礫層のみからなる。Loc. 12 の若小幡礫層は層厚 2 m で、横山礫層の上に不整合に載る。礫は新鮮で径約 40 cm を最大とし、コブルからペブルが中心の亜円～亜角礫からなっている。マトリックスは砂質で、層理、淘汰はともによくない。礫種は白亜紀火砕岩類がほとんどで、砂岩礫がわずかに混っている（第 8 図）。以上の特徴は Loc. 10 においてもほぼ同様である。

### 4) 葉ッ久面構成層

葉ッ久 I 面をつくる葉ッ久礫層 (Loc. 2) は層厚約 2 m で、横山面構成層である青灰色粘土層（湖成層）の上に不整合に載る。礫は新鮮で径約 50 cm を最大としたコブルからペブル中心の亜円～亜角礫からなる。マトリックスは砂質で、層理、淘汰はともによくない。Loc. 4 における礫種構成をみるとすべて白亜紀火砕岩類からなり（第 8 図）、砂岩礫はペブル以下で風化の進んだものがわずかにみられるにすぎない。

葉ッ久 II 面をつくる本礫層 (Loc. 4) も、礫径が比較的大きいことを除いてほぼ同様の特徴をもつ。

### 5) 柚木面構成層

Loc. 19 において、柚木礫層が観察される。これは基盤に不整合に載り、柚木 II 面をつくっている。層厚は約 4 m で、礫は新鮮な白

亜紀火砕岩類、砂岩の亜円～亜角のコブル礫が主である。マトリックスは砂質で、層理、淘汰はともによくない。

なお、柚木I面の構成層が観察できる露頭は発見できなかった。

#### 6) 扇状地礫層

ここでの扇状地礫層とは、谷中分水界付近の扇状地を構成する層を指す。

Loc. 15で横山礫層を整合に覆う本礫層は、径約7cmを最大礫径とするペブル礫が卓越した亜角～亜円礫からなる。円磨度は明らかに下の横山礫層より悪く、亜角礫が多い。淘汰は比較的良好、やや赤色風化している。ここでの層厚は3m余りで、上部には黄白色シルトを挟んでいる。しかし、Loc. 15の地点は扇端にあたり、扇央に向かって層厚はさらに厚くなると思われる<sup>32)</sup>。Loc. 15において本礫層はすべて白亜紀火砕岩類の礫からなり、砂岩礫はない(第8図)。以上に述べた礫種等の特徴から、本礫層は砂岩礫を40%程度含む横山礫層とは明らかに異なっており、付近の山地から押し出されたものと解釈される。

Loc. 16には土石流性堆積物に覆われた本礫層がみられるが、ここでは横山礫層をかなり削りこんでいる<sup>33)</sup>。

## IV. 河川争奪とその原因

以上のような分析に基づいて、本章では佐波川・阿武川支流朴川が現在の流路をとるようになった原因・時期等について考察してみたい。

### 1. 河川争奪について

本地域において最高位面をなす横山面を、

佐波川の上流側から追跡していくと、この面は横山から下流には連続しておらず、むしろ阿武川流域に認められる(第5図)。また、谷中分水界付近には、横山礫層が扇状地礫層によって整合に覆われている(Loc. 15)。その高度は佐波川本流に沿う他の横山礫層の高度とよく連続する。また、Loc. 15、16の横山礫層のインプリケーションは南東から北西に向かう古水流を示し、それは付近を流れる佐波川の支流・下の谷川とは逆方向である。

さらに、本地域の岩石分布の特徴の一つに、佐波川流域の柚木以北にのみ分布する砂岩等からなる岩体(飯ヶ岳層および関門層群)がある。しかも、本地域には他に砂岩を含む岩石は存在しない。そこでこの岩石に注目して各地点の礫種構成を検討し、その供給地を推定する(第8図)。

佐波川本流に沿う地点の横山礫層(Loc. 18・横山、Loc. 22・岡原)には当然多くの砂岩礫が含まれる。一方、谷中分水界付近および朴川流域の山地は白亜紀火砕岩類からなっているので、仮に河川争奪がなかったならば当該地域の礫層中に砂岩礫は見出せないはずである。しかし、その地域の横山礫層(Loc. 12・南界、Loc. 15・大土路)も40%余りの砂岩礫を含んでおり、佐波川本流に沿う地点のものとはほぼ同様の礫種構成を示している。これは、谷中分水界付近～朴川流域の横山礫層が現佐波川上流域を供給域の一部としていたためであると考えられる。また、朴川流域の横山面より下位の段丘礫に時おりみられる少量の砂岩礫を二次堆積によるものと考えば、荒瀬礫層より新しい礫層に関しては、現佐波川上流域はその供給域ではなかった、

ということになる。

以上のことは、佐波川の流路変更を考えればすべて解決する。つまり、横山礫層堆積時までは、現佐波川上流域の水は横山から北西流し、古徳佐湖に注いでいた（横山面は古徳佐湖の湖面に対応する面である）と考えられる。この旧河川を古朴川と呼ぶことにする。

この河川争奪にともなう侵食基準面の低下によって、佐波川流域の横山面は段丘化した。なお、阿武川流域の横山面は古徳佐湖の湖面低下にともない段丘化した面である。段丘化の原因は異なるが、両横山面は互いに対比できるので、段丘化はほぼ同じ時期に行われたものと考えられる。

## 2. 河川争奪の時期

本節では、これまでの研究で明らかになった河川争奪前後における段丘の形成過程と、すでに報告されている<sup>14</sup>C年代測定値等とをあわせて考えることによって、争奪時期の上限および下限を明らかにしていく。

本研究の対象地域外ではあるが、阿東町徳佐貞行地点（標高 300 m）における泥炭の<sup>14</sup>C年代測定の報告<sup>34)</sup>がある。この泥炭は古徳佐湖の湖成層<sup>35)</sup>に挟まれるもので、その上部の<sup>14</sup>C年代は $30,660 \pm 1900$  y.B.P.であった。次に、この泥炭を挟む湖成層が本地域のどの層に対比できるかを考えてみる。この湖成層は標高約 300 m の平坦面を構成しており、この層の堆積時に、古徳佐湖の湖面は標高 300 m 前後であったと考えられる。一方、本地域において標高 300 m 前後を示す面は、横山面である。このことから、貞行地点の湖成層よりなる面と横山面が対比できる。佐波川流域の横山面は河川争奪によって段丘化した面であるから、横山面構成層および貞

行地点の泥炭を挟む湖成層は河川争奪以前の堆積物といえる。以上のことから、 $30,660 \pm 1900$  y.B.P. という値が河川争奪の時期の上限であると判断できる。

他方、AT に対比できる火山灰層が若小幡でみられる<sup>36)</sup>。火山灰層は、Loc. 5 においては若小幡面上を覆っており、Loc. 8 においては若小幡面構成層のシルト層を覆う扇状地性の砂礫層に挟まれている。このことから、横山面の段丘化の時期、つまり河川争奪の時期は遅くとも AT 降下期、すなわちおよそ 22,000 年前<sup>37)</sup> 以前ということになる。

また、Loc. 7 の若小幡面構成層中の泥炭の<sup>14</sup>C年代値は $24,830 \pm 1200$  y.B.P. であった<sup>38)</sup>。若小幡面は横山面より 2 段下位に位置するので、若小幡面構成層が堆積した時期は河川争奪以後である。したがって、この<sup>14</sup>C年代値が河川争奪の時期の下限を示すことになる。

以上のことから、古朴川が佐波川によって争奪された時期は約 30,500 年前から 25,000 年前の間であると推定される。

## 3. 河川争奪の原因

本節では、古朴川が佐波川によって争奪された原因を考察する。

高橋<sup>39)</sup>の報告によると、佐波川上流の河内谷（標高 300 m）に古徳佐湖の湖成層と同様の化石植物を含む湖成層が存在する。加藤ほか<sup>40)</sup>は、この事実に基づいて、現佐波川上流域まで古徳佐湖の湖水が広がっていたものと考えた。もしそうだとすれば、河川争奪の原因は古徳佐湖の出現にあるのではないかということが考えられる。つまり、それは古徳佐湖の水が横山の南側から瀬戸内側に溢流したが、何らかの原因（たとえば、大土路付

近で扇状地・崖錐が押し出され排水路を塞いだため、など)ですべての湖水が排水されるまでには至らず、横山より上流のみが佐波川によって争奪された、ということを想定した場合である。

しかし、詳細に検討してみると、現佐波川上流域が水没したこと自体が疑わしい。河内谷の湖成層というのは標高約 300 m であることからして柚木Ⅱ面、または現氾濫原の構成層である<sup>41)</sup>。河川争奪以後に形成された地形面の構成層が古徳佐湖の湖成層であるとは考えられない。また、本調査においても、河内谷から若小幡までの間に明瞭な湖成層と思われるものは見つからなかった。したがって、現佐波川上流域にまで古徳佐湖の湖水はおよばなかったはずである。古徳佐湖の出現は本地域の河川争奪の直接的な原因ではない。

次に、河川争奪の原因となったと考えられるのは断層運動である。活断層研究会<sup>42)</sup>は、横山～大原湖付近に走っている大原湖断層を活断層(確実度Ⅲ、活動度B級)と推定している。しかし、露頭で横山礫層を切った断層は発見できなかった。横山面の高度分布も比較的連続性を呈すことから、この付近には横山礫層堆積期以降に活動した断層はないと思われ、断層運動も河川争奪に直接関与したとは考えにくい。

また、三浦<sup>43)</sup>は、稲見<sup>44)</sup>の方法に基づいて、山口県下で報告されている河川争奪の36例を原因別に分類した。その際、本地域の河川争奪は地質構造線に沿うものとみなしている。しかし、その根拠は全く示されていないし、地質構造線が存在するだけで河川争奪が起こったとは考えにくい。

そこで本研究では、現分水界付近に分布す

る扇状地・崖錐に注目してみた。これは大土路付近に約 1 km にわたって押し出され、谷底部を埋積するとともに、場合により向い側の山麓にまで達しているものもみられる(第4図)。

Loc. 15 においては扇状地礫層が横山礫層を覆っている。両者は整合関係にあり、その境界では 1 m くらいの間で両礫層が入り乱れて漸移している。このことは、横山礫層の堆積継続中に扇状地礫層が押し出されたことを物語る。他方、Loc. 18 において、横山礫層の上部はしだいに礫径が小さくなり、最上部ではシルトに変わる。これは横山付近での排水環境が横山礫層の上部付近で悪化、湛水したためと考えられる。つまり、古朴川は大土路付近の扇状地の押し出しによりその流路を塞がれ<sup>45)</sup>、堰止状態となった。これによって上流側は湛水し、横山付近にシルト層が形成されたと考えられる。また、横山面の高度分布(第5図)をみると、当時の河内谷以南の古朴川の河床勾配はかなり緩く、流速は小さかったと思われる。その上、最終水期後半は降水量が比較的少なかった<sup>46)</sup>ので、古朴川は押し出された扇状地を侵食して乗り越える力をもたなかったと判断される。その後、湛水域が拡大し、水は横山の南側にあったと思われる分水界中の低所を越えて、瀬戸内側に流れ出した。そしてそれが恒常化したと推定される。

以上のように、本地域の河川争奪は、大土路付近の扇状地の押し出しによって行われたと考えられる。

ところで、従来の河川争奪の研究においては、旧分水界付近の地形について考察しているものが少ない。このため、流路変更の事実

やその時代は明らかにしても、河川争奪の原因を言及する際、いまひとつ説得力に欠けるものが多い。そこで、本研究ではこのことに関しても考察してみる。

中国山地西部には北東—南西方向の断層谷、断層線谷が多く、現佐波川もその方向に流下している。これと、古朴川は南西に流下したあと、横山付近から急に北西に流れを変えていたという流路について考えると、河川争奪以前、横山の南側に低位の断層谷中の谷中分水界が存在していた可能性は十分にある。

さらに、古徳佐湖が古朴川の下流に形成され、侵食基準面が上昇したため（火山性堰止湖は一般に急速に湖面が上昇する）、古朴川流域では堆積作用が急速に進行した。これによって河床勾配は緩くなり、扇状地・崖錐が押し出されても侵食して乗り越えられないほど流速が小さくなった。そのうえ、河床が上昇し、その高度は旧分水界の高度にさらに近づいたと考えられる。

つまり、断層谷の存在と古徳佐湖の出現によって、河川争奪が起こる前にそれを起こしやすい地形が形成されていたと推定される。そして、そこへ扇状地が押し出され、河川争奪が行われたのである。換言すれば、本地域の河川争奪は扇状地の押し出しという直接的な原因と、断層谷および古徳佐湖という間接的な原因との複合によって起こったものなのである。

従来の研究においては、河川争奪の原因が複合的なものとしてとらえられているものは少なかった。しかし、本研究によって、河川争奪は必ずしも単一の原因だけで起こるのではないということが明らかになった。したがって、今後の河川争奪の研究においても、様

々な角度からその原因を考察する必要がある。

## V. 河川争奪前後の古地理

本章では、前章までに明らかになった事実に基づいて、河川争奪前後の古地理を復原してみたい<sup>47)</sup> (第9図)。

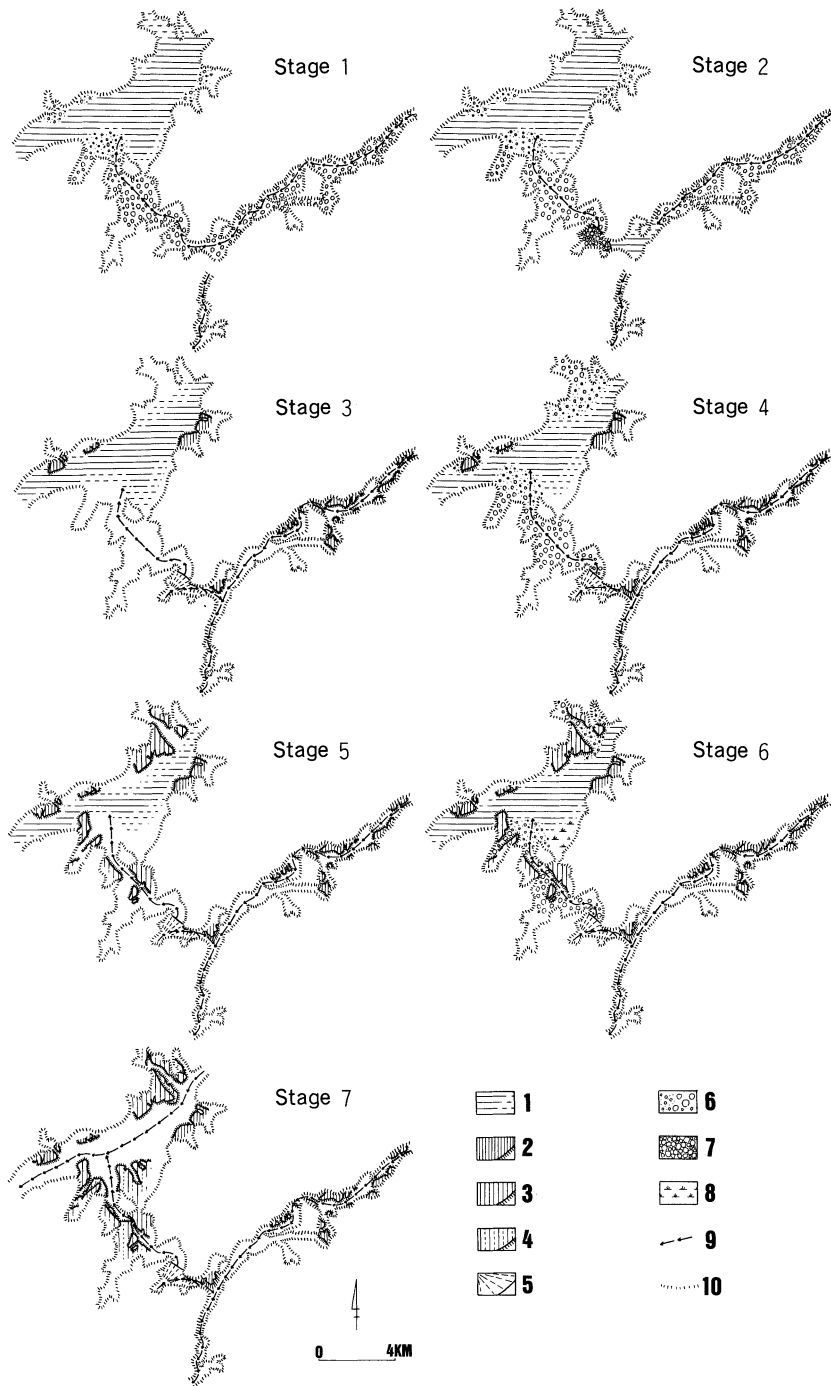
Stage 1: 徳佐北方で三原山等の火山が噴出し、旧津和野川が堰き止められた。これによりその上流側に古徳佐湖が形成され、徳佐盆地の大部分は水没した<sup>48)</sup>。古朴川は現佐波川上流域をその流域に持ち、古徳佐湖に注いでいた。

古朴川の侵食基準面はこの湖が出現したことによって上昇したため、古朴川流域では堆積作用が進行した。また、これによって河床が上昇し、その高度は古朴川と佐波川との旧分水界のレベルに近づいた。さらに古朴川の河床勾配は緩くなり、流速が小さくなったため、河川争奪が起こりやすい状態になった。一方、貞行地点においては泥炭層が標高約300 m 付近に形成されたが、その年代は約30,500年前であるとされる。したがって、このころの古徳佐湖の湖面の高度は300 m 前後であったと思われる。

Stage 2: その後、大土路付近で扇状地が押し出され、古朴川は流路を塞がれて堰止状態となった。これによって上流側は湛水し、横山付近ではシルト層が堆積した。

Stage 3: 古朴川の上流からの流水によって湛水域は拡大し、ついに分水界に到達した。水は分水界中の低所を越えて瀬戸内側に流れ出た。これにともなって分水界の位置が移動した。

こうして古朴川を争奪した佐波川は、古朴



第9図 古地理の復原図

1. 水域（湖） 2. 横山面 3. 荒瀬面 4. 若小幡面 5. 扇状地 6. 段丘礫 7. 扇状地礫 8. 泥炭地  
9. 河川 10. 山地と平野の境

川より河床勾配が著しく大きいため、古朴川の氾濫原であった横山面を急速に下刻し段丘化させた。一方、ほぼ同じころ、古徳佐湖の湖面低下にともなって、湖岸に発達していた三角州等が段丘化し、現在の阿武川流域にみられる横山面も形成された。

Stage 4：つづいて古徳佐湖の湖面は一時停滞し、朴川流域および湖岸に荒瀬礫層が堆積した。

Stage 5：その後、再び湖面が低下したため、荒瀬面が段丘化した。

State 6：次に若小幡礫層が堆積し、若小幡付近では粘土層、泥炭層が形成された。この泥炭の年代は約25,000年前であるとされ、その高度がおよそ 280 m であることからみて、当時湖面は標高 280 m 前後まで再上昇したと判断される。

State 7：湖面はしだいに低下し、ついに湖水はすべて排水された。湖の消滅後、北東から南西方向に流れ出した阿武川とその支流朴川によって若小幡面は侵食されて段丘化した。また、このころATが降下した。したがって若小幡面の形成は22,000年前より以前であった。

その後、阿武川流域では葉久Ⅰ・Ⅱ面が、佐波川流域では4段の段丘面が順次形成された。

以上のように、本地域では水系が大きく変化し、それが古地理および地形形成に関与したのである。

## Ⅵ. おわりに

佐波川・阿武川間に生じた河川争奪は次のようにまとめられる。

1. 古朴川は横山面の形成期まで現佐波川上流域をその流域に持っていたが、河川争奪の結果、横山より上流部を佐波川によって奪われた。

2. 佐波川上流域に認められる横山面は、古朴川が形成した谷底平野が河川争奪にともなう侵食基準面の低下によって段丘化した河岸段丘である。

3. 2地点の泥炭の<sup>14</sup>C年代測定結果より、河川争奪が行われた時期は約30,500年前から25,000年前の間であると考えられる。

4. 本地域の河川争奪は、次のようなプロセスをたどって生じた。すなわち、大土路付近で扇状地の押し出しがあり、古朴川の流路が堰き止められた。その結果、横山付近が一時的に湛水し、その後この水が瀬戸内側に流れ出すことによって、河川争奪が行われた。もっとも、断層谷の存在、古徳佐湖の出現等が、河川争奪を起す前提としてあげられる。

今回の研究では、1ヵ所の河川争奪がとり上げられ、その経過が明らかにされるとともに、その時期・原因等が考察された。今後、さらに他地域においてもこうした研究事例を蓄積していくことによって、河川争奪現象のパターンを類型化すること等が課題となるであろう。

〔付記〕本稿は立命館大学に提出した1988年度卒業論文の一部を加筆・修正したものである。

本論文を作成するにあたり、立命館総長の谷岡武雄先生ならびに、日下雅義先生をはじめとする立命館大学地理学教室の諸先生方、立命館中・高等学校の大橋健先生、立命館大学非常勤講師の青木哲哉先生に終始御指導を賜った。また、飯田正和氏（川崎炉材株式会社、当時岡山大学理学部地質学科学学生）には礫種分析をしていただいた。以上の方々に厚く御礼申し上げます。



## 注

- 1) 下村彦一「広島県高田郡上根付近の地貌」、地理学評論 4、1928、pp. 1077-1087
- 2) 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、1951、pp. 337-343
- 3) 愛知県立国府高等学校「天竜川・豊川両水系の礫と川の争奪に関する研究」、水温の研究 8、1965、pp. 24-27  
富田芳郎「天竜川・豊川の流路争奪に対する問題点」、地理学評論39、1966、pp. 555-563
- 4) たとえば、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、pp. 19-37  
野村亮太郎「加古川上流部、篠山盆地における河川争奪現象」、地理学評論57、1984、pp. 537-548 など。
- 5) 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、pp. 188-206
- 6) 稲見（前掲2）や西村（前掲5）は、火山噴出物や砂礫の埋積などにより流路が堰止められた後に流路変更が行われるものを、河川争奪と区別して、それぞれ河川の転移、流域追加と呼んだ。本稿では、これも河川争奪に含めることにする。
- 7) 加藤哲也・中田 高・成瀬敏郎「阿武川上流域の水系変化」、地理科学 6、1966、pp. 65-77
- 8) 西村嘉助「佐波川上流域の地形（演旨）」、地理学評論25別、1952、p. 25
- 9) この盆地名は、広義には徳佐～篠目（長門峡より南の地域）の谷にひらける盆地すべてを指し、狭義には徳佐付近のみを指す。本稿では前者の意味で使用する。
- 10) 辻村太郎「断層谷の性質並びに日本島一部の地形的断層構造」、地理学評論 2、1926、pp. 131-152、192-218
- 11) 前掲 5)
- 12) 活断層研究会『日本の活断層一分布図と資料』、東京大学出版会、1980、pp. 272-273
- 13) 前掲 7)
- 14) 河野通弘・高橋英太郎「山口県徳佐盆地の第四系と段丘について」、山口大学教育学部研究論叢（自然科学）15、1966、pp. 113-125
- 15) 村上允英・岡村義彦・渋谷五郎「山口県佐波川流域の地質」、佐波川総合調査報告書、1953、pp. 105-110
- 16) 山口県「山口県地質図（1/50,000）」、1968
- 17) 山口地学会「山口県地質図（1/200,000）」、1975
- 18) 三上貴彦『山口県の地質』、山口県立山口博物館、1975、p. 84
- 19) 今岡照喜・上田 薫・村上允英・鈴木哲夫・協坂安彦・甲斐野信一・横山義人・佐々木浩「山口県十種ヶ峰周辺の白亜紀阿武層群」、山口大学教養部紀要18、1984、pp. 79-101
- 20) 前掲 7)
- 21) 前掲14)
- 22) 支流性の段丘が多く、高度分布にばらつきがある。
- 23) 横山から上流の現河床の勾配が25%、河内谷から上流の横山面の勾配が約25%、これに対して横山から河内谷までの横山面の勾配は約3%である。
- 24) 本稿では山麓緩斜面のうち、表面勾配約100%以下を示す主として水流運搬によると思われる扇形の堆積地形を扇状地とし、それ以外のものを崖錐とした。
- 25) ここでは上に崖錐堆積物が載っているため、シルト層の厚さは 20~30 cm であるが、この北方にも同じシルト層（層厚約 1 m）がみられることから、このシルト層はさらに厚いものであると思われる。
- 26) 礫種分析は、各露頭の礫層のほぼ中位の層準で 1 m×1 m の範囲に含まれるコブル以上の礫をランダムに50個とり出して、各礫種の割合を分析した。なお、Loc. 15 の扇状地礫層にはコブル以上の礫がほとんどなかったので、3 cm 以上の礫で分析を行った。
- 27) 荒瀬付近（Loc. 1、2、3）の横山面構成層は河野・高橋（前掲14）の地福層の下部に相当するものと思われる。地福層は泥炭や泥炭質粘土を挟み、淡水貝や藍鉄鉱を産することから、湖沼堆積物であることがわかっている。
- 28) この付近の若小幡面構成層は河野・高橋（前掲14）の地福層の上部に相当するものと思われる。
- 29) 松尾征二「阿武郡旭村及び阿東町の洪積世火山灰層」、山口県の自然 5、1981、pp. 12-18
- 30) 町田 洋・新井房夫「広域に分布する火山灰一始良 Tn 火山灰の発見とその意義」、科学 46、1976、pp. 339-347
- 31) 前掲29)
- 32) Loc. 15 での本礫層と横山礫層との境界の高度は約 319 m で、扇状地上の谷中分水界の高度が 328 m であるので、谷中分水界の地点では、その層厚は 10 m 近くなるものと推定される（第 5 図参照）。
- 33) このことから東側の扇状地は、下の谷川が横山礫層をやや侵食したあと押し出されたものと思われる。
- 34) 三好教夫「徳佐盆地（山口県）における後期更新世の花粉分析（予報）」、第四紀研究28、1989、pp. 41-48
- 35) 河野・高橋（前掲14）はこの湖成層を徳佐層

- と呼び、前掲27)、28)の地福層と同時期のものと考えた。
- 36) 前掲29)
- 37) 松本ほかは、ATの噴出年代として24,720±290 y.B.P.を得ている。松本英二・前田保夫・竹村恵二・西田史朗「始良 Tn 火山灰(AT)の<sup>14</sup>C年代」、第四紀研究26、pp. 79-83
- 38) 前掲29)
- 39) 高橋英太郎「山口県柚ノ木植物化石層」、地質学雑誌59、1953、p. 202  
高橋英太郎「西部本州における中生代以降の植物群の変遷」、山口大学理科報告10、1959、pp. 181-242
- 40) 前掲7)
- 41) この付近の横山礫層の層厚は20m未満で、その下は基盤岩であるから、柚木Ⅱ面、または現氾濫原の下に横山面構成層が存在するということは考えられない。
- 42) 前掲12)
- 43) 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、pp. 15-21
- 44) 前掲2)
- 45) 崖錐については押し出された時期は不明だが、ほぼ同じ時期にいったん谷を塞いだ可能性はある。
- 46) 小野有五・平川一臣「ヴェルム氷期における日高山脈周辺の地形形成環境」、地理学評論48、1975、pp. 1-26  
小野有五「氷河地形による最終氷期の降雪量の復元と海水準変動」、第四紀研究21、1982、pp. 229-243
- 47) 佐波川流域の柚木Ⅰ面以下の段丘は、<sup>14</sup>C年代等の資料が全くないので、図化できなかった。
- 48) 前掲7)