

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

山内 一彦*

I. はじめに

河川争奪は、水系網の発達過程の主要な現象の一つであり、その原因は、流域の地形発達を考えるうえで重要な要素である。Davis (1912)¹⁾ は、河川争奪現象を「侵食力の大きい河川が谷頭侵食によって谷頭部に向かって流路を延長して分水界を越え、侵食力の弱い河川の水流を奪う現象である。」とした。その後、稲見 (1952)²⁾ はそれまでの研究を総括し、河川争奪の原因として断層線の存在や地盤運動などをあげている。しかし、稲見がとりあげた研究は、地形的な方面からの簡単な解釈のみによるものが多く、争奪に関わる段丘面の分類や堆積物の分析などを行っていないため、推論の部分が大きく、河川争奪の実態や原因を十分に明らかにできなかった。

その後、段丘面の分類、堆積物の分析などを用いたより実証的な河川争奪の研究、たとえば、岡田・高橋 (1969)³⁾、小池 (1972)⁴⁾、東郷・仲川 (1973)⁵⁾、三浦ほか (1979)⁶⁾、網永 (1982a)⁷⁾、小村 (1982)⁸⁾、野村 (1984)⁹⁾、中村ほか (1985)¹⁰⁾ などが行われるようになった。しかし、これらの研究においても、河川争奪の原因については、谷頭侵食、地盤運

動、気候性海面変動、湖沼化・湛水化などがあげられているが、それについて詳細に論じたものはほとんどない。その理由としては、次の①～④のような諸点が考えられる。①河川争奪を含めたその地域の地形発達史を論じることが主目的である研究が多く、争奪の原因はあまり重要視されていない。②河川争奪の原因を詳細に論じるだけの地形や堆積物のデータが不足している。③地盤運動などが河川争奪の原因とされている研究がかなりあるが、地盤運動に関連する活断層の位置、変位量や性質、活動時期などが明らかにされていないので、具体的にどのように河川争奪に関わったのか論じにくい。④河川争奪に係る地形面の具体的な形成年代が、野村 (1984)⁹⁾ の研究を除き明らかにされていないので、争奪の原因を地盤運動や気候性海面変動などと結びつけた論述が展開されていても、いまひとつ説得力に欠ける。

そこで、本稿では、丹波高地西部に研究地域を設定した。この地域では、次の(1)、(2)の理由から、新たな河川争奪の研究事例をあげることができるとともに、従来の研究では不十分な言及しかなく来なかった争奪の原因について、詳細な研究を行うことが可能であると考えたからである。

(1) 丹波高地西部にある胡麻^{ごま}の谷中分水界

* 山口県立華陵高等学校

は、大堰川・由良川間の河川争奪によって形成されたと考えられており、上治 (1927)¹¹⁾、水山 (1964)¹²⁾ などの報告がある。上治は、高屋川の支流・質美川から胡麻川～大堰川へ連なる流路が存在し(南流説)、この河川の保野田から北側が高屋川に争奪され、扇状地の発達により胡麻付近に湖沼を形成した後に、現在の状態になったと考えた。しかし、この説は、段丘面の高度分布などからみて、かなり無理があるといわざるを得ない。これに対し、水山は、かつての大堰川は胡麻～中山を経て由良川に流入していたが(北流説)、胡麻付近を中心とした曲隆運動により、南側からの河川の谷頭侵食が進み、河川争奪が生じたと考えた¹³⁾(河川などの位置は第3図参照)。網永 (1982b)¹⁴⁾、木村ほか (1989)¹⁵⁾ が北流説を支持しているように、現在ではこの説が有力である。しかし、この北流説についても、段丘堆積物の分析などの具体的な検討が少ないため、争奪前後の河川環境や争奪の実態・原因は十分に解明されていない。また、植村 (1995¹⁶⁾、2001¹⁷⁾) もこの河川争奪をとりあげたが、詳細は明らかになっていない。

(2) 一方、この地域では、これらの河川争奪に関係すると思われる段丘面とその堆積物の保存が良好であり、さらに、近年、植村 (1988¹⁸⁾、2001¹⁷⁾) によってこの地域で広域テフラが発見され、花粉分析結果などとあわせて、河川争奪に関係する段丘面の形成年代が明らかにされた。また、吉岡 (1987)¹⁹⁾、植村 (1988¹⁸⁾、2001¹⁷⁾) らによって河川争奪に関わるとされる活断層の位置、変位量や性質、活動時期などが明らかにされた。

したがって、本地域は、前述の①～④の課題を新しい客観的データによって論じること

ができる絶好の場所であると考えられる。

一方、前述のように、従来の研究では、争奪の原因として谷頭侵食、地盤運動、気候性海面変動、湖沼化・湛水化からの溢流などが論じられているが、数種の原因が一つの河川争奪に複合的に関わっていることが多いと考えられる。しかし、どの原因が河川争奪に直接的に関与したのか、または間接的に関与したのかは区別されていない。争奪の原因を詳細に論じるためには、まずこれを区別し、整理する必要があると思われる。これについては、本稿では、谷頭侵食や湖沼化・湛水化からの溢流などを直接的原因とし、地盤運動、気候性海面変動などは、谷頭侵食や湖沼化・湛水化を引き起こした、あるいは促進させたものと考え、間接的原因とする²⁰⁾。そして、これについては、次の(1)、(2)のような問題点が考えられる。

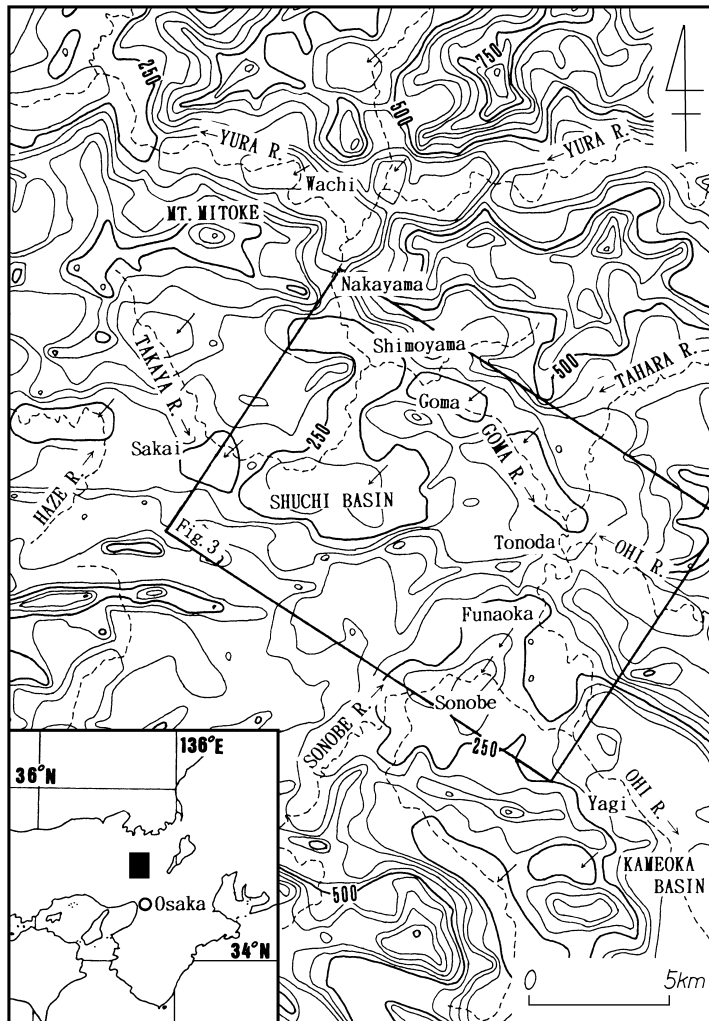
(1)「直接的原因」については、従来の研究では、争奪河川の谷頭侵食があげられていることがかなり多い。しかし、それについての詳細な議論は行われておらず、それらはDavis (1912)¹⁾ のモデルをあてはめた演繹的な解釈が与えられていると考えられる。また、小畑 (1983)²¹⁾ も空中写真により中国地方の多くの河川争奪を調査し、争奪の誘因(=直接的原因)の大部分は谷頭侵食・側方侵食であるとしている。それに対し、由良川・加古川(岡田・高橋、1969)³⁾、加古川・武庫川(野村、1984)⁹⁾ などの河川争奪の研究では、被奪河川の旧流域が湖沼化・湛水化し、その水が他流域に溢流して流路変更が行われる例が示されたが、それが特殊なものか、あるいは普遍的なものなのかという議論までには至っていない。

(2)「間接的原因」については、これまでの研究では、地盤運動、気候性海面変動などがあげられているが、それらがどのように河川争奪に関係したか、具体的に述べられているものはほとんどない。

本稿では、以上のような問題点も十分に考慮して、河川争奪の過程とその原因について、詳細に論じてみたい。

II. 地域の概観

丹波高地は中国山地の東延長部にあたり、周囲を断層に囲まれた地塊である。高度 600 ~ 900 m に著しい定高性を有し、東から西へ傾動している。大堰川（桂川）や由良川（河川の位置については第1図参照）は、これを必定的に下刻している。

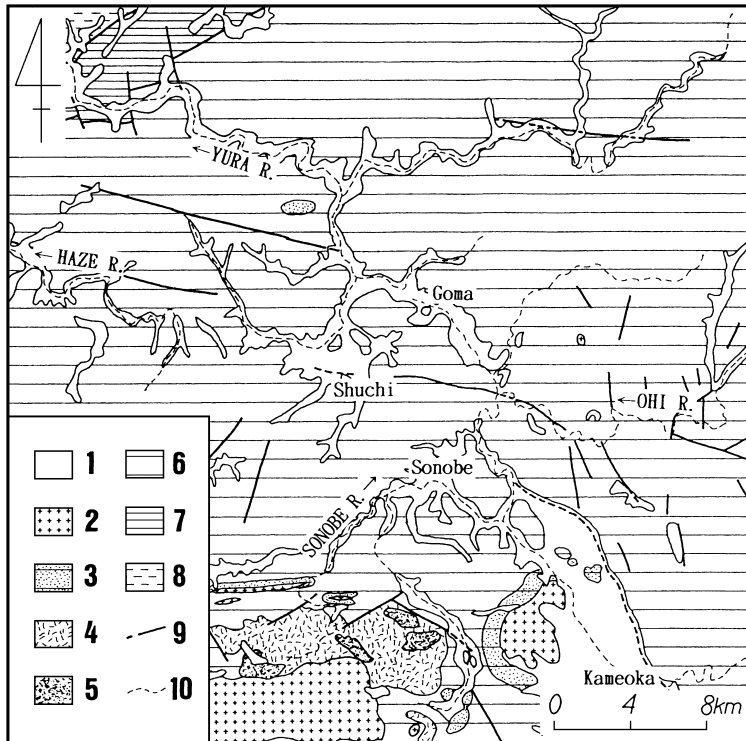


第1図 大堰川・由良川上流域の切峰面図
1 km 谷埋めによる。等高線は 100 m ごと。破線は水系を示す。京都府（1983）原図。

淀川水系の大堰川は、丹波高地東部に源を發し、園部川などの諸支流を合わせ南流し、京都盆地で淀川と合流する。一方、丹波高地を西流する由良川は、高屋川・土師川などを合わせたあと、北東流して日本海に注ぐ。大堰川水系の胡麻川と由良川水系の畑郷川は、京都府日吉町胡麻付近の高度約 205 m、幅約 1.1 km の段丘面上で谷中分水界をなす（第 3 図参照）。畑郷川はこの段丘面を 35 m も下刻して急勾配であるのに対して、胡麻川は広い段丘面上で無能河川となっている。これは、大堰川・由良川間に河川争奪が発生したことを示唆する。また、園部川の支流・陣田川と

大堰川も園部町船岡付近の高度約 130 m、幅約 200 m の谷中分水界で接している（第 3 図参照）。陣田川は広い蛇行河谷の谷底平野上で無能河流の状態を呈する。この蛇行河谷の波長は、かつて、そこに現在よりも流量の多い河川が存在したことを示唆する。このことは、この付近でも河川争奪があったことを示している。

一方、本地域では河岸段丘の発達が良好である。水山（1964）¹²⁾ は河岸段丘を 5 面に分類し、それを上位面、中位面、下位面に大別し、その分布を示した。植村（1988¹⁸⁾、2001¹⁷⁾ は本地域の段丘面を 7 面に区分し、広域テフ



第 2 図 地質図

井本ほか（1989、1991）、木村ほか（1989、1994）などによる。一部簡略化。

1. 沖積層および洪積層
2. 花崗岩質岩石
3. ホルンフェルス
4. 有馬層群（流紋岩・溶結凝灰岩）
5. 有馬層群（流紋岩）
6. 丹波層群（砂岩・頁岩・チャート・緑色岩）
7. 超丹波帯（砂岩・頁岩）
8. 夜久野コンプレックス（斑れい岩・玄武岩・頁岩）
9. 断層
10. 河川

ラや花粉分析などの検討からその形成年代を明らかにしている。

また、本地域には三峠断層系^{みとけ}に属する北西-南東方向の活断層が分布する。このうち、本地域の地形発達に影響しているものとして、三峠断層・殿田断層・亀岡断層の3断層がある(活断層の位置については第3図参照)。これらの第四紀後期の断層運動は、北東側地塊の隆起をとまなう左ずれ運動によって特徴づけられ、B級～C級の活動度をもつ(吉岡、1987¹⁹)；植村、1988¹⁸)、2001¹⁷)；活断層研究会、1991²²)。

本地域の地質については京都府(1980²³)、1983²⁴)、1984²⁵)、1985²⁶)、井本ほか(1989²⁷)、1991²⁸)、木村ほか(1989¹⁵)、1994²⁹)などの報告がある。これらによると、本地域の大部分を構成するのは二畳系～ジュラ系の丹波層群(頁岩、砂岩、チャート、緑色岩など)である。この他、園部川上流域には白亜紀末の有馬層群(流紋岩、溶結凝灰岩類)が、亀岡盆地西縁などには花崗岩類が分布している(第2図)。

Ⅲ. 段丘面の分類および形成年代

1. 各段丘面と堆積物の特徴

段丘面の区分に際しては、2万分の1空中写真、国土地理院発行の地形図の他、京都府などの自治体が作製した5千分の1、2千5百分の1地形図を利用・判読した。次に、地形面の連続性や、開析度、上下の地形面との関係、堆積物の厚さ、層相、風化度などの特徴を考慮し、段丘面を4～6面に区分した。本稿では、植村(2001)¹⁷)の区分を採用し、上位からHT面、H面、M面、L面群に分類・

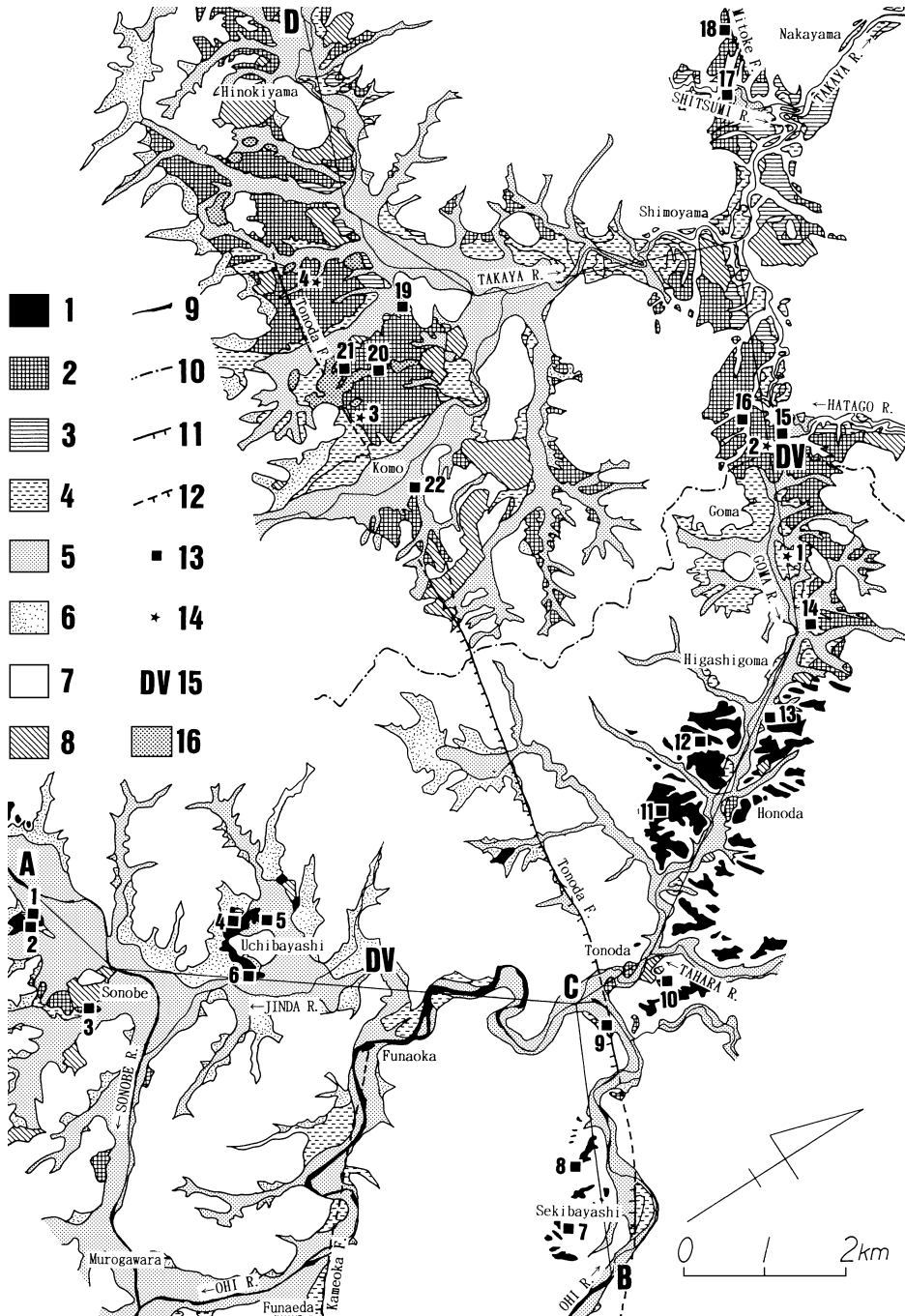
対比した³⁰)。この分布を第3図に示し、段丘面の縦断投影を第4図に示した。また、主な段丘の地質柱状図を第5図に、ボーリング地質柱状図を第6図に示した。以下、各面の地形と堆積物の特徴について述べる。

1) HT面

HT面は最高位の段丘面で、大堰川～胡麻川沿いでは210～260mの高度に連続して分布し、園部低地では150～170mの高度に分布する。現河床との比高は、大堰川～胡麻川沿いでは60～100mで、特に、胡麻川沿いでは上流方向に高度を減じ、現河床に対し逆傾斜している。園部低地では10～30mの比較的低い比高をもつ。本面は開析が進み、段丘面は丸味をおびた丘陵状の部分が多い。

本面の構成層は、大堰川～胡麻川沿い(Locs. 8, 11, 12, 13など)では層厚10m程度で、下部の砂礫層、上部の砂・シルト層に分けられる。礫は径約40cmを最大径とする巨礫～大礫の円～亜円礫よりなっている。礫層のマトリックスは砂～泥質で、下部は層理、淘汰がともによくない。上部へ礫径を減じ、層理がみられ、シルト層や砂層が挟在するようになる。礫種は丹波層群起源のものが多く、胡麻川沿いでは少量の流紋岩礫が含まれている。東胡麻ではこの砂礫層の上に角～亜角礫層を挟むシルト層が載っており、Loc. 13ではその層厚は約13mに達する。保野田(Locs. 11, 12など)でも上部約3～5mは砂層、シルト層を挟む角～亜角礫層に移行する。世木林(Locs. 7, 8など)では上部の4～6mが砂層、シルト層、泥炭層をレンズ状に挟む角礫混じり亜円礫層ないしは角～亜角礫層である。

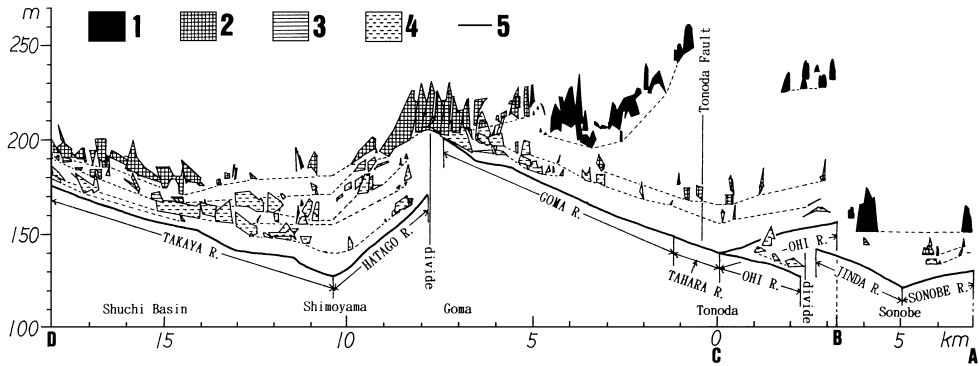
胡麻の谷中分水界より北側の由良川水系に



第3図 地形分類図

A～Dは第4図の投影面の位置である。活断層は吉岡(1987)、植村(1988、2001)による。

1. HT面 2. H面 3. M面 4. L面群 5. 現氾濫原 6. 扇状地・崖錐 7. 山地 8. 人工改変地 9. 河川 10. 主要分水界 11. 活断層 12. 活断層(推定部分) 13. Loc.位置 14. ボーリング位置 15. 谷中分水界 16. 丘陵面



第4図 段丘面投影図ならびに河床縦断面図

A～Dの位置は第3図に示す。距離はCを起点とする。

1. HT面 2. H面 3. M面 4. L面群 5. 現河床

はHT面は分布しないが、高屋川の下山付近 (Loc. 17 付近) ではH面構成層に不整合で覆われる厚さ3 m以上の砂礫層がある。この砂礫層はクサリ礫化が進み、流紋岩礫を含むことから、HT面構成層に対比される。

一方、園部低地の本面構成層は、内林 (Loc. 6) では層厚10 m程度の砂礫層で、高度150 m付近に基盤との不整合がみられる。礫層のマトリックスは砂～泥質で、礫は最大礫径20 cm、大礫～中礫の亜円礫が卓越する。中部～下部では層理、淘汰はあまりよくないが、上部では礫径が小さく、淘汰が比較的良好、層理もみられる。Loc. 5では同様の砂礫層と砂層、シルト層の互層がみられる。園部西方 (Loc. 2) でも大礫～中礫の亜円礫よりなる砂礫層が観察できる。

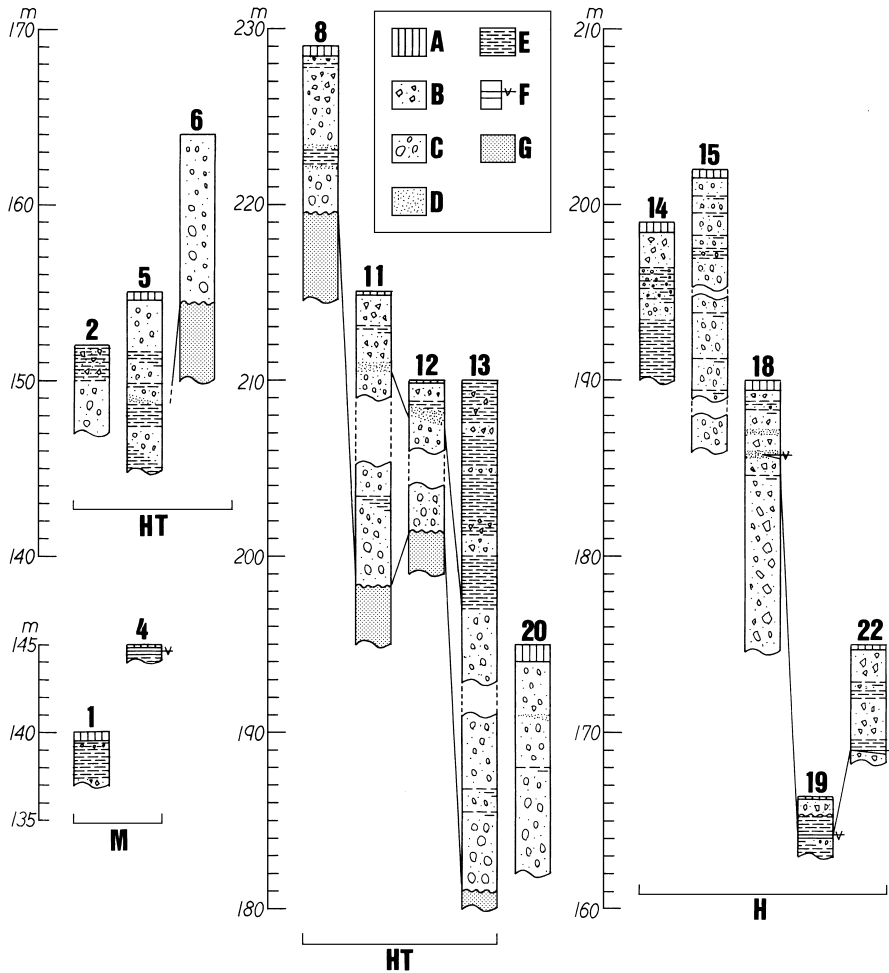
HT面構成層は赤色風化をうけ、チャート以外の礫は完全なクサリ礫となっており、いずれの地点でも表層約1～2 mは2.5 YR程度の赤色土が発達する。

2) H面

H面は由良川流域に広くみられ、やや開析されているものの、平坦面がよく保存されて

いる。本面は胡麻～中山では高度180～230 mに分布する。須知盆地^{しゅうち}では高度170～200 mに広く発達し、平坦な台地状分布を示す。大堰川流域では、大堰川～胡麻川河谷で170～200 m、園部低地で140 m程度の高度をもち断片的に分布する。現河床との比高は胡麻～中山で35～60 m、須知盆地で20 m以下、大堰川～胡麻川河谷で20～30 m、園部低地で15 m程度で、いずれも上流側へ小さくなる。

H面構成層は地域によって層相が異なる。胡麻付近 (Loc. 14 など) では径15 cm以下の角～亜角礫層やシルト層が2～6 m程度、径10 cm以下の亜円～亜角礫層が3 m程度あり、その下は3 m以上の青灰色粘土層となっている。ボーリング資料 (No. 1) によると、薄い礫層を挟む粘土層は15 m以上の層厚を有する。一方、谷中分水界付近 (Loc. 15) では層厚約15 mの砂礫層が観察できる。ここでは最上部で径40 cm程度の礫がみられるほかは径20 cm以下の亜円～亜角礫が卓越し、すべて丹波層群起源の礫よりなる。礫層のマトリックスは砂質で、比較的淘汰がよい。シ



第5図 地質柱状図

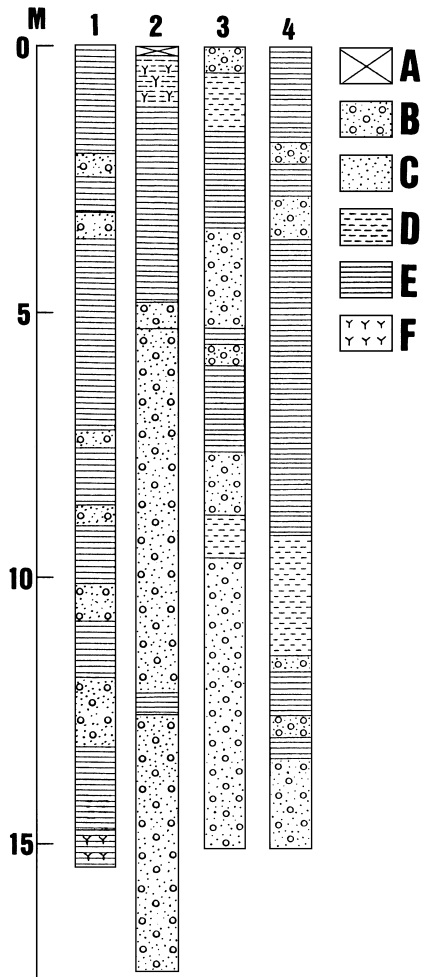
Loc. 位置は第3図に示す。Loc. 20は丘陵面構成層である。
 A. 表土 B. 砂礫(角~亜角礫) C. 砂礫(円~亜円および亜円~亜角礫) D. 砂
 E. シルト・粘土 F. 火山灰 G. 基盤岩

ルト、砂のレンズを挟み、北東からの水流を示すクロスラミナが発達している。ボーリング資料(No. 2)においても層厚17m以上の砂礫層が認められる。Loc. 16ではさらに多くのシルト層、砂層を挟み、礫はやや細粒化する傾向にある。

下山付近(Loc. 17など)では、本面構成層は層厚7m以上で、シルト層や砂層を挟んでいる。礫は最大礫径15cm、大礫~中礫の亜

円~亜角礫よりなる。Loc. 18では砂礫層上部に厚さ5cmのレンズ状の火山灰層が挟まれる。

須知盆地では本面構成層は粘土、シルト、砂、礫よりなり、湖沼的層相を示す。ボーリング資料(No. 3, 4)によると、その層厚は15m以上と推察される。砂礫層は最大礫径15cmで、おもに中礫の角~亜角礫からなる。層理がみられ、淘汰も比較的よい。Locs. 19,



第6図 ボーリングによる地質柱状図
 京都府 (1983, 1984) による。ボーリング位置は第3図に示す。

A. 表土・盛土 B. 礫 C. 砂 D. シルト E. 粘土 F. 有機質土壌

22 では最上部の青灰色シルト層中に厚さ 15 ~ 20 cm の火山灰層が挟まれる。

殿田付近 (Loc. 9) では、本面構成層は層厚 7 m 以上で、砂をマトリックスとした砂礫層である。礫は最大礫径 30 cm、大礫～中礫の亜円礫が卓越し、すべて丹波層群起源のものである。

Loc. 10 では径 20 cm 以下の亜円～亜角礫よ

りなる砂礫層や砂層が基盤に載っている。この砂礫層は北からの古水流を示すインプリケーションが明瞭である。

園部低地 (Loc. 3) では、径 10 cm 以下の亜円礫よりなる砂礫層が 2 m ほど観察できる。礫層のマトリックスは砂～泥質で、比較的淘汰がよい。

H 面構成層は、いずれの地点でも表層約 1 ~ 2 m は 2.5 ~ 5 YR 程度の赤色土が発達する。また、砂礫層は赤色風化がやや進んでいるものの、HT 面構成層ほどではなく、その違いは明瞭である。これまでの研究 (水山, 1964¹²⁾; 網永, 1982b¹⁴⁾; 木村ほか, 1989¹⁵⁾) では、東胡麻以北の H 面とそれ以南の HT 面は、高度がほぼ連続する (第4図) ため、両者ともにいわゆる高位段丘面であるとされてきた。しかし、両者は開析度、堆積物の風化度等が明らかに異なり、同時代のものではない。

3) M 面

M 面は H 面の下位に発達し、比較的開析度の低い段丘面である。本面は由良川流域においては高度 140 ~ 200 m に分布し、特に下山から下流側によく保存されている。大堰川流域では園部低地でわずかに認められ (Loc. 1, 4 付近)、140 ~ 150 m 程度の高度をもつ。現河床との比高は胡麻～下山で 30 ~ 50 m、須知盆地で 15 m 程度、園部低地で 10 m 以下である。

本面構成層は、由良川流域では層厚 4 ~ 8 m のやや赤色化した砂礫層で、基盤や M 面構成層に不整合に載る、礫は大礫～中礫の亜円～亜角礫が卓越する。

園部低地の本面構成層は、Loc. 1 で泥または角礫混じりの泥層が 2.5 m ほど観察でき

る。内林付近 (Loc. 4) では最上部の泥層中に厚さ 10 cm の火山灰層を挟在する。

4) L 面群

L 面群は大堰川・由良川両流域に分布し、2～4 段に区分できる。開析度は低く、面の保存状態は良好である。

本面構成層は、概して層厚 10 m 未満の新鮮な砂礫層である。世木林や須知盆地では、L1 面構成層から AT 火山灰が発見されている (植村、1988)¹⁸⁾。

2. HT 面構成層の堆積学的検討

ここでは、旧水系の復原を考える基本的データ³¹⁾として、HT 面構成層の①インプリケーション、②礫種構成、③流紋岩礫の最大平均礫径について述べる。

まず、4 地点 (Locs. 6, 11, 12, 13) で偏平礫 20 個についてインプリケーションを計測した結果を第 7 図に示す。すべての地点で南から北への古水流が復原される。各地点ごとのぼらつきは、当時の河川が蛇行流であったことを示すものと考えられる。

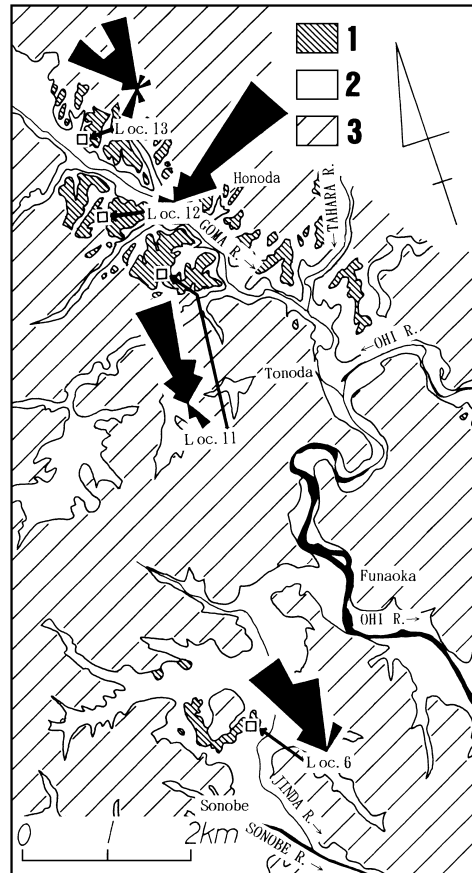
次に、HT 面構成層 (Locs. 6, 11, 12, 13) および現河床礫 (4 地点) について 4 mm (中礫) 以上の礫 100 個の礫種構成を第 8 図に示す。これによると、すべての地点において、チャート礫 (40～70%) と砂岩礫 (25～50%) が卓越し、両者で 70% 以上を占める。流紋岩礫は、現河床では園部川に限られるが、HT 面構成層では内林 (Loc. 6) で最大 12% 含まれるほか、他地点の露頭の下・中部でも 2% 以上含まれる。流紋岩礫は上部ではまれで図には表現されないが、全く欠如するわけではない。このように、流紋岩礫が HT 面構成層全層準に含有されている。また、各露頭 (Locs. 6, 11, 12, 13) において、最大より

10 番目までの流紋岩礫の平均礫径を計測すると、南から 13.9-12.4-12.1-7.3 cm と北へ向かって明瞭に減じていく。

3. 段丘面の形成年代

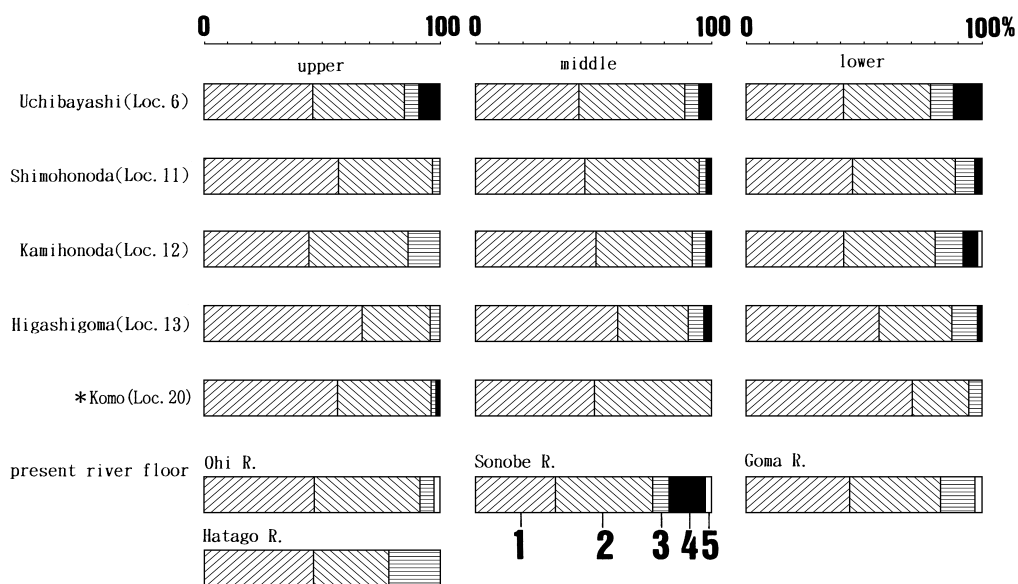
近年、植村 (1988)¹⁸⁾、2001¹⁷⁾ は、広域テフラ³²⁾ の対比や花粉分析結果などにもとづき、本地域の段丘面の形成年代を考察した。これについて、植村 (2001)¹⁷⁾ は次のように推定している。

HT 面：尾根状の地形をなし、クサリ礫化した赤褐色の砂礫層からなる。世木林 (Loc.



第 7 図 HT 面構成層の礫のインプリケーション
黒塗りのグラフが礫のインプリケーションの方向とその個数を示す。

1. HT 面の分布域 2. 平野部 3. 山地



第8図 HT面構成層および現河床の礫種構成

Loc. 位置は第3図に示す。*蒲生 (Loc. 20) は丘陵面構成層の礫種構成である。
1. チャート 2. 砂岩 3. 頁岩 4. 流紋岩 5. その他

7) の本層上部の挟在する泥炭の花粉分析結果は、寒冷期の堆積物であることを示しており、それは H 面構成層との層序関係から MIS12 (約 42 万年前) に対比される可能性が高い。したがって、本層の堆積年代は約 40 ~ 50 万年前の間であり、本面の離水期は約 40 万年前頃と考えられる。

H 面: Loc. 18, 19, 22 では、本層上部にテフラが挟まれ、含有する重鉱物の屈折率などから DOP (大山奥津軽石、約 19 万年前頃噴出) に対比される。福知山盆地等の本面相当層の花粉分析結果より、本層の堆積年代は約 16 ~ 35 万年前の約 20 万年間におよび、本面の離水期は約 16 万年前頃と推定される。

M 面: 内林付近 (Loc. 4) では、本層上部にテフラが挟まれ、含有する重鉱物の屈折率などから DNP (大山生竹軽石、約 8 万年前頃噴出) に対比される。ゆえに、本層の堆積年代は約 8 ~ 10 万年前であり、離水期は約 7 万

年前頃と推定される。

4. 段丘面の変位と断層運動

本地域には三峠断層系に属する北西-南東方向の活断層が分布する。このうち、本地域の地形発達に影響しているものとして、三峠断層・殿田断層・亀岡断層の 3 断層がある。これらについては、吉岡 (1987)¹⁹⁾、植村 (1988)¹⁸⁾、2001¹⁷⁾、活断層研究会 (1991)²²⁾ などの研究がある。

三峠断層: 福知山市長田野東部から日吉町胡麻北方まで約 30 km にわたって連続する活断層である (第 3 図に一部図示)。WNW の走向をもち、确实度 I、活動度 B 級で、断層変位量は北側地塊の約 200 m 隆起、約 400 m の左ずれが推定されている (活断層研究会、1991)²²⁾。質美川沿い (Loc. 18 付近) では、H 面および H 面構成層が逆断層により変形・変位を受けている (植村、1988)¹⁸⁾。しかし、高屋川沿い (中山~下山間) では、HT 面は

北上がりの変位を受けていると推定されるが、H面に変位は見られず、H面期以降は活動を停止している(植村、2001)¹⁷⁾。

殿田断層：須知盆地南縁から日吉町世木林に至って約15 kmにわたって発達し(第3図)、走向はWNW、確実度I、活動度B級の活断層である(活断層研究会、1991)²²⁾。殿田付近では、断層線より北側のHT・H面はそれぞれ30 m～36 m、12～15 mも南側のそれよりも高くなっている(第4図)。また、世木林では、L面群のL1、L2面に低断層崖が認められ、北東側が隆起している(植村、1988)¹⁸⁾。

亀岡断層：亀岡盆地北東縁を約15 kmにわたって走り(第3図に一部図示)、走向はNW、確実度II、活動度B級の活断層である。断層変位量は、北東側地塊が約500 m以上隆起していると推定されている(活断層研究会、1991)²²⁾。亀岡盆地沿いでは比高約600 mの断層線崖が連続し、同盆地の沈降開始の時期は、約80万年前頃と推定されている(植村、2001)¹⁷⁾。吉岡(1987)¹⁹⁾は更新世中期のうちに本断層の活動が不活発になったと推定しているが、亀岡盆地西縁ではL面相当の扇状地面で約1.5～1.6 mの東上がりの変位が認められる(植村、2001)¹⁷⁾。なお、船岡付近は本断層の延長部にあたるが、船岡の北東側のHT面は南西側のそれよりも約60 mも高くなっている(第4図)。

三峠断層系の運動について：50～60万年前頃から始まった本断層系は、山地と盆地の対立を強める垂直運動をともっており、この頃から、丹波高地では基盤岩中の断層運動が活発化し、山地と盆地の分化が明瞭になるとともに盆地が堆積物により急速に

埋められていったことが推定されている(植村、1988)¹⁸⁾。なお、断層運動を伴わない須知盆地の沈降開始の時期は、約50万年前頃と推定されている(植村、2001)¹⁷⁾。

IV. 考 察

1. HT面期の旧流路の復原

HT面を大堰川沿いに追跡すると、殿田から下流側には連続せず、支流の胡麻川河谷に連続していく(第3図)³³⁾。また、胡麻川河谷のHT面構成層は、大礫中心の円～亜円礫よりなる本流型の層相を呈し、胡麻川によって運搬・堆積されたものであるとは考え難く、そのインプリケーションは北へ向かう古水流を示す(第7図)。これは、この付近のHT面構成層が胡麻川と逆向する大規模な河川によってもたらされたことを示唆する。

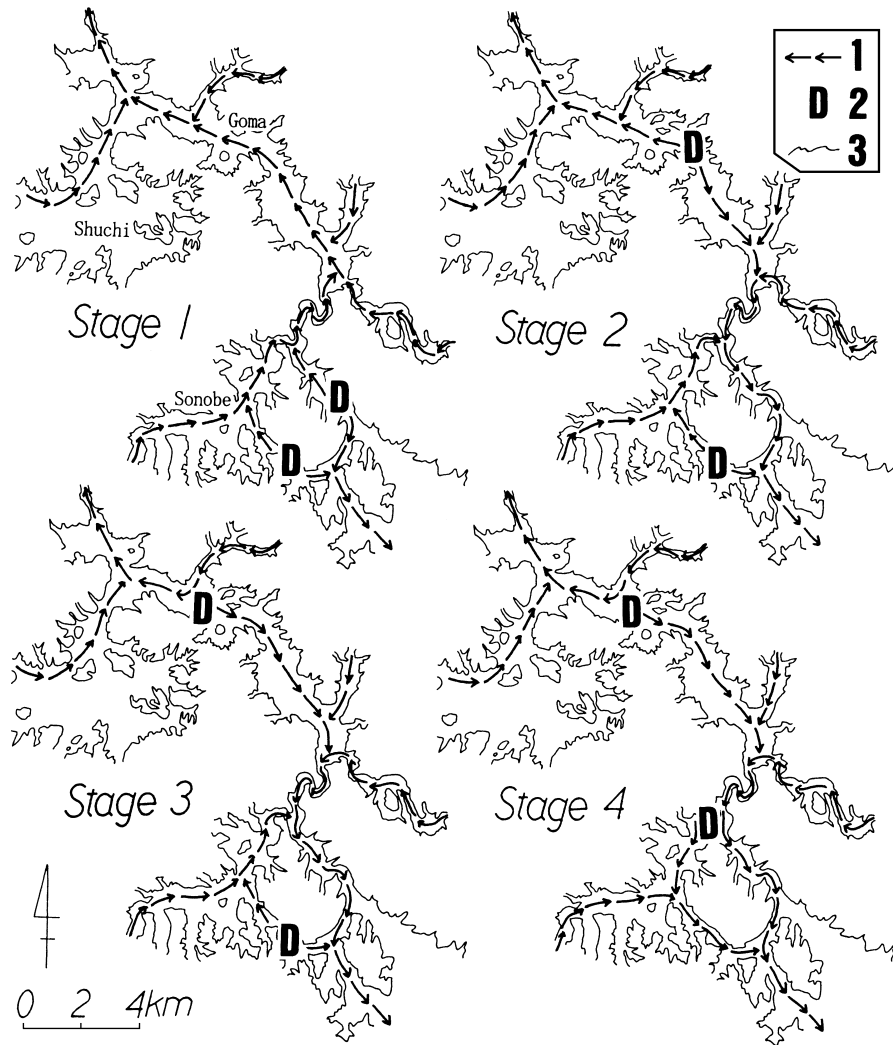
また、HT面を園部川沿いに追跡すると、園部から下流側には連続せず、支流の陣田川流域に分布する(第3図)。その付近のHT面は大礫～中礫の亜円礫が卓越する砂礫層によって構成されており、ある程度の規模の河川が運搬したと推察され、無能河流の状態を呈する陣田川の堆積物とは考えにくい。Loc. 6のインプリケーションも北への古水流を示し(第7図)、陣田川の流れとは逆方向である。

本地域の山地はそのほとんどが丹波層群よりなるが、園部川上流部にのみ有馬層群(流紋岩、溶結凝灰岩類)が分布する。その一方で、陣田川沿いや胡麻川河谷のHT面構成層にも流紋岩礫が認められ(第8図)、内林～保野田～東胡麻と順次その礫径を減じる。このことから、これらの礫層は園部川上流部を供

給源の一部とし、園部から胡麻方面へ運搬されたと推察される。

以上のことを考えあわせると、次のことが推定できる。すなわち、かつての園部川（古園部川と仮称）は園部から北東流し、内林、船岡峡谷を通り、殿田付近で南東から流下してくる大堰川と合流し、胡麻の方へ北西流していた（この河川を古大堰川と仮

称する）。また、下山付近（Loc. 17 付近）に流紋岩礫を含む HT 面構成層があることから、古大堰川は、さらに胡麻～下山～中山を経て由良川に流れ込んでいたと考えられる（第9図の Stage 1）³⁴⁾。胡麻、船岡付近の谷中分水界、陣田川沿いの穿入蛇行の跡などの成因は、この流路変更を考えればすべて説明できる³⁵⁾。当時の分水界については



第9図 古地理の復原図

1. 河川 2. 主要分水界 3. 山地と平野の境

船枝・室河原付近にあったと考えられる。それは、その付近で現大堰川・園部川の河谷幅がやや狭くなっていること、それより北側のほとんどの支谷は現大堰川・園部川に対し鋭角的な合流形をとり、かつて古園部川の支谷であったと推定できること、HT面が園部より南側に分布しないことなどから判断される。

なお、HT面構成層は上部ほど細粒で、頻繁に砂層やシルト層を挟むことが多い(第5図)。よって、古大堰川水系は、HT面堆積期末期には埋積が進み、河床勾配がかなり緩くなるとともに、水位が上昇し、湛水に近い状態になっていたと考えられる。

2. 河川争奪の発生とその時期

地形やその構成物質の特徴からみて、HT面期に存在した古大堰川水系は4地点(船岡: Pf、殿田: Pt、胡麻: Pg、園部: Psと仮称する)で生じた河川争奪によって解体されたと考えられ、その古地理は第9図のように描かれる。以下、それぞれの河川争奪の過程や時期を推察する。

1) Pf・Pt

古大堰川と古園部川は、まず現大堰川により船岡・殿田付近で争奪された。

殿田から胡麻のHT面は北西方向に逆傾斜するのに対し、H面は現河川同様南東方向に傾斜する(第4図)ので、H面は争奪後に形成された段丘面であると判断できる。よって、Pf・Ptの発生時期はHT面構成層堆積期末期であり、約40万年前頃であると推定される(第9図のStage 2)。この河川争奪による侵食基準面の低下によりHT面が離水した。また、旧流路・現流路の位置などから考えて、まず船岡付近で古園部川が現大堰川に争奪され(Pf; この

とき船岡峡谷に谷中分水界がいったん形成された)、ついで殿田付近で古大堰川本流が争奪された(Pt)と考えられる。

2) Pg

HT面の分布の北限は東胡麻で、それより北側には厚い堆積物をもつH面が広く分布し、現在の分水界は胡麻付近のH面上にある(第3図)。したがって、Pt発生直後の分水界はいったん東胡麻付近に形成され、それ以北で畑郷川水系によるH面構成層の堆積が行なわれたのちに、Pgによって分水界が現在の位置に再移動し、胡麻付近が大堰川流域に加わったと推定できる。その時期は、現分水界がH面上にあることから、H面の離水期の頃、すなわち約16万年前頃であろう(第9図のStage 3)。

3) Ps

Pf・Ptのあと、古園部川はさらに園部付近で現園部川に争奪された。

陣田川沿い(Loc. 6)では、HT面構成層と基盤との不整合面は現河床より20 m程度高く、HT面の開析谷は北東方向を向いている。したがって、古園部川はHT面形成後も園部から北東流してHT面や基盤を侵食し、その後H面・M面構成層による谷埋めが行われたと考えられる。Psが発生したのはそれ以降であると推察される。一方、船岡南方の大堰川沿いのL面群構成層中に園部川上流部起源の流紋岩礫は認められないので、Psが生じたのはL面群構成層堆積期以前であると考えられる。これらのことと後述のPsの原因を考えあわせると、その時期はM面構成層堆積期末期頃、すなわち約7万年前頃であると推定される。この争奪によって分水界が園部南方から船岡付近に移動した(第9図の

Stage 4)。また、園部低地ではこの河川争奪による侵食基準面の低下により M 面が離水した。

3. 河川争奪の原因

1) Pf・Pt

まず、Pf の原因については、次のように考えている。HT 面の高度に注目すると、殿田では殿田断層を境にして北側が上がり、30 m 程度の高度急変が生じている。また、船岡では亀岡断層（の延長部）をはさんで北側が上がり、60 m 程度の高度差が認められる（第 4 図）。また、亀岡盆地の沈降開始の時期は約 80 万年前頃と推定されており（植村、2001）¹⁷⁾、殿田断層・亀岡断層は HT 面形成期前より活動していたと推定される。これらの活断層により、その南西側が相対的に沈降し、かなりの高度差が生じたと考えられる。現河床（船岡）と殿田・世木林の HT 面との比高は、それぞれ約 115 m、約 75 m である（第 4 図）。Ps 当時はこれよりも小さかったと考えられるが、これだけの高度差があれば、争奪河川の大堰川が谷頭侵食によりその流路を延ばし、分水界を越えて船岡付近で古園部川を争奪したと考えるのが妥当である。すなわち、直接的原因は争奪河川の谷頭侵食であり、間接的原因は断層運動である。ただし、直接的原因については、前述のように、古大堰川水系は HT 面堆積期末期には湛水に近い状態になっていたと推定され、内林付近（Loc. 5）などにもシルト、砂、砂礫の互層よりなる HT 面構成層が分布する。したがって、その水が溢流した可能性も否定できない。

一方、Pt の直接的原因については、古大堰川側からの溢流であると考えられる。前述のように、HT 面構成層の上部は細粒で、大堰川～

胡麻川河谷では厚い砂層やシルト層が分布する。このことは、HT 面堆積期末期には湛水に近い状態が出現したことを示し、その水が分水界中の低所（Pf によっていったん形成された船岡峡谷中の谷中分水界で、古園部川の旧河床でもある）から南側へ溢流して流路変更が行われたと考えられる。なお、当時の古大堰川は埋積が進み、河床勾配がかなり緩かったと推定されるので、古大堰川の河床と船岡峡谷中の谷中分水界との高度差はほとんどなく、容易に溢流できたものと推察される。また、争奪後の谷中分水界と争奪の肱との距離から、次のことが推定できるのではないだろうか。Davis (1912)¹⁾ のモデルでは、争奪後の谷中分水界は争奪の肱に近接して形成され、その間の逆傾斜部分は短い。ところが、Pt においてはこの逆傾斜部分が長く、約 5 km もある。仮に、この争奪の直接的原因を争奪河川の谷頭侵食のみに求めるとすれば、このことについての説明がつきにくい³⁶⁾。しかし、この争奪が被奪河川旧流域の湛水化からの溢流によるものであるとすれば、その説明は容易である。湛水が争奪河川側に排水されることによって、湛水域がいちどに争奪河川流域に加わるからであり、その範囲は谷中分水界と争奪の肱との間の逆傾斜部分にも広くおよぶことがあり得るからである。由良川・加古川（岡田・高橋、1969）³⁾、加古川・武庫川（野村、1984）⁹⁾ の河川争奪は、争奪段丘³⁷⁾ の構成層が細粒の堆積物からなるので、Pt と同様に被奪河川旧流域の湖沼化・湛水化からの溢流により生じたと考えられている。それらの逆傾斜部分の距離は、前者で約 24.5 km、後者で約 4.5 km とかなり長い。このように、逆傾斜部分の距離が長く、なおかつ争奪段丘の

構成層が細粒の堆積物からなる場合は、その争奪は被奪河川旧流域の湖沼化・湛水化からの溢流により生じたと考えてもよいのではないだろうか。

Ptの間接的原因については、やはり、HT面形成期前後に活動していたと推定される殿田断層・亀岡断層の北東側隆起の運動により、古大堰川の侵食基準面が上昇し、それが湛水化につながったと考えられる。なお、前述の直接的原因については、殿田・亀岡両断層の活動により生じた高度差のために、船岡峡谷中の古園部川の旧河床において、大堰川側からの谷頭侵食もかなり進み、溢流を容易にしたとも考えられる。谷頭侵食と湛水化からの溢流が複合的に関与したともいえる。

2) Pg

Pgの直接的原因は、次のように考えられる。現谷中分水界付近（Loc. 15 など）では、H面構成層はクロスラミナが発達した砂礫層よりなる。それは北東からの水流を示し、畑郷川によって運搬されたものと判断できる。北東方向から扇状に広がるこの付近のH面は、畑郷川が形成した扇状地であると考えられる。一方、扇状地の南縁にあたる胡麻付近（Loc. 14 など）のH面構成層は薄い砂礫層を挟む厚い粘土層よりなる。これは、その付近が、畑郷川の扇状地によって閉塞され、湖沼化したことを物語る。その水が東胡麻付近の谷中分水界を越え大堰川側へ溢流したと考えられる。これがPgの直接的原因となった。なお、胡麻付近のH面は、この湖水面の高度に対応して形成された湖成段丘面であると考えられ、湖水は東胡麻のHT面の高度に達した結果、溢流したものと推定できる。このため、この付近のHT面とH面の高度はほぼ

連続する（第4図）ものと考えられる。一方で、争奪河川の胡麻川は侵食力の乏しい無能河川であることから、争奪河川の谷頭侵食によるものである可能性は極めて低い。

間接的原因については、須知盆地の沈降運動の影響が考えられる。須知盆地は、約50万年前頃から沈降を開始したと考えられている（植村、2001）¹⁷⁾。それによって高屋川の下流側の侵食基準面が上昇し、支流の畑郷川流域においても、須知盆地同様に厚い砂礫層が堆積した。胡麻付近では扇状地が形成され、せき止め湖が生じたものと推察される。

3) Ps

Psの原因は、園部低地にH面・M面やその構成層が観察できる露頭が少なく推定が難しいが、一応、次のように考えている。園部低地のM面は泥層などの細粒な堆積物よりなる。また、争奪後の谷中分水界と争奪の肱との間の逆傾斜部分の距離は約2.5 kmもあり、そこに流れる陣田川は無能河流の状態を呈している。したがって、前述のPtと同様に、Psは被奪河川旧流域の湛水化からの溢流により生じたと考える。M面構成層堆積期に、園部低地で旧分水界の高度近くまで埋積が進むと同時に、湛水化が進行し、その水が室河原付近から溢流することによって河川争奪が生じたと推察される（直接的原因）。また、前述のように、亀岡断層の活動によってその南西側が相対的に沈降したと推定されているが、船岡の現谷中分水界付近は、沈降した園部低地の周縁部にあたる。河谷幅からみても、沈降量は船岡付近よりも園部付近のほうが大きいと考えられ、そのためにPs以前の園部川は園部から北東流しにくくなり、園部低地の埋積が進み、湛水が生じたと推察される（間接的原

因)。

一方、園部低地の南東側に隣接する亀岡盆地は、園部低地よりもはるかに大規模な盆地であり、より大きい沈降運動が推察される。この沈降運動より、園部低地と亀岡盆地でかなりの高度差が生じたと推定できる。したがって、室河原付近で亀岡盆地側からの谷頭侵食もある程度進み、溢流を容易にしたとも考えられる。ゆえに、直接的原因については、前述の Pt と同様に、谷頭侵食と湛水化からの溢流が複合的に関与した可能性がある。

4) 本地域の河川争奪の原因

本地域の河川争奪の原因は、直接的原因として①谷頭侵食、②湛水化からの溢流、③その複合、間接的原因として④地殻変動、と結論づけられる。また、各河川争奪の原因については、次のようにまとめられる。

(1) Pf の直接的原因：谷頭侵食。間接的原因：殿田・亀岡両断層によりその南西側が沈降したこと。

(2) Pt の直接的原因：湛水化からの溢流、谷頭侵食の複合。間接的原因：殿田・亀岡両断層によりその北東側が隆起、南西側が沈降したこと。

(3) Pg の直接的原因：湖沼化からの溢流。間接的原因：須知盆地の沈降。

(4) Ps の直接的原因：湛水化からの溢流と谷頭侵食の複合。間接的原因：園部低地・亀岡盆地の沈降。

また、植村 (1988)¹⁸⁾ は、丹波高地では 50 ～ 60 万年前頃から断層運動が活発化し、山地と盆地の分化が明瞭になるとともに盆地が急速に埋められていったと推定している。これは、活断層の破碎帯から多量の砂礫が供給されたためであり、本地域の HT 面・H 面構

成層はかなり厚くなっている。そのため、被奪河川旧流域においては、河床と旧分水界との高度差が小さくなりやすいうえに、湛水化・湖沼化しやすく、容易に他流域へ溢流していったともいえる。

V. まとめ

(1) HT 面堆積期末期までは、古園部川は園部～船岡を経て殿田付近で古大堰川と合流していた。また、古大堰川は殿田付近から北西流し、胡麻を経て由良川に合流していた。当時の分水界は船枝・室河原付近にあったと推察される (第 9 図の Stage 1)。

(2) 古大堰川・古園部川は船岡付近、ついで殿田付近で現在の大堰川に争奪された。これにともない分水界が東胡麻に移動した (Pf・Pt、約 40 万年前頃、第 9 図の Stage 2)。その後、胡麻付近が湖沼化し、その水が大堰川側に溢流して東胡麻にあった分水界が胡麻付近に移動した (Pg、約 16 万年前頃、第 9 図の Stage 3)。さらに、古園部川は園部付近で現在の園部川に争奪され、分水界が船岡付近に移動した (Ps、約 7 万年前頃、第 9 図の Stage 4)。

(3) 河川争奪の直接的原因については、まず、争奪河川の谷頭侵食があげられる。争奪前に争奪河川と被奪河川との間にかかなりの高度差が生じたものについては、直接的原因の一つを争奪河川の谷頭侵食に求めるのが妥当であると考えられる。次に、被奪河川旧流域が湛水化・湖沼化し、その水が他流域に溢流したものが考えられる。争奪段丘の構成層が細粒な堆積物からなる場合や、なおかつ争奪後の谷中分水界と争奪の脛が遠く離れている場合は、そ

の可能性が高く、それはかなり普遍的なものであると考えられる。また、谷頭侵食と湛水化・湖沼化からの溢流の複合である場合も考えられる。

(4) 河川争奪の間接的原因については、断層活動を中心とした地殻変動が最も重要であると考えられる。地殻変動により争奪河川流域が相対的に沈降し、被奪河川との高度差が増大して争奪河川の谷頭侵食が進んだ。一方、地殻変動による侵食基準面上昇により被奪河川旧流域が湛水化・湖沼化し、他流域へ溢流し、流路変更が行われた。また、活断層の破碎帯から多量の砂礫が供給されたため、被奪河川旧流域においては、河床と旧分水界との高度差も小さくなりやすいうえに、湛水化・湖沼化しやすく、容易に他流域へ溢流していったともいえる。

〔付記〕本研究を進めるにあたり、日下雅義先生（現徳島文理大学）をはじめとする立命館大学地理学教室の先生方から多くの御指導をいただいた。奈良女子大学の相馬秀廣先生、大阪経済法科大学の大橋健先生、元山口大学の石田志朗先生、立命館大学非常勤講師の青木哲哉先生、甲南大学非常勤講師の小倉博之先生、環境基礎工学研究センターの木谷幹一氏、小滝篤夫先生を始めとする京都地学教育研究会の先生方には有意義な討論と助言をいただいた。なかでも、仏教大学の植村善博先生には原稿を何度も閲読していただくとともに貴重な資料を提供していただいた。以上の方々に心からの感謝の意を表します。

本稿は1990年度に立命館大学地理学教室に提出した修士論文（その内容は1992年度日本地理学会春季学術大会において発表した）の一部に新たな資料を加え大幅に修正したものである。

注

1) Davis, W. M.: Die erklärende Beschreibung der Landformen. Teubner, Leipzig, 1912, 565 p. デービス, W. M. 著、水山高幸・守田優訳『デー

- ビス・地形の説明的記載』、大明堂、1969、167頁。
 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 57、1952、337～343頁。
 3) 岡田篤正・高橋健一「由良川の大规模な流路変更」、地学雑誌 78、1969、19～39頁。
 4) 小池一之「福島県棚倉付近の地形一分水界の変遷を中心に」、駒沢地理 8、1972、75～85頁。
 5) 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。
 6) 三浦肇・浜田清吉・林祥彦「弥栄峡付近の河川争奪地形」、『弥栄峡の自然総合科学学術調査研究報告』、1979、237～260頁。
 7) 網永肇 a「山口県東南部の段丘地形」、『地域—その文化と自然—』、福武書店、1982、399～413頁。
 8) 小村良二「福井県丹生山地、天王川上流域の水系変化—河岸段丘による検討—」、地質調査所月報 33、1982、133～140頁。
 9) 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 57A、1984、537～548頁。
 10) 中村嘉男・田崎敬修・高橋正之「安達太良山東麓凹地における河川争奪と地形発達について」、福島大学教育学部論集（社会科学）37、1985、1～6頁。
 11) 上治寅次郎「丹波胡麻付近分水界の地貌」、地理教育 5、1927、435～439頁。
 12) 水山高幸「丹波山地の河岸段丘の分布図の作成」、京都学芸大学紀要 A-25、1964、167～186頁。
 13) この他、水山（1965）は、古大堰川が須知盆地を貫流していた可能性があることを示唆している。
 水山高幸「造盆地過程の研究—丹波須知盆地の場合—」、京都学芸大学地理学研究報告 12、1965、1～11頁。
 14) 網永肇 b「由良川上流の河川争奪と段丘地形」、日本地理学会予稿集 22、1982、110～111頁。
 15) 木村克巳・牧本博・吉岡敏和『綾部地域の地質』、地質調査所、1989、101頁。
 16) 植村善博「都をささえる奥座敷 丹波」、『日本の自然 地域編 6 近畿』、岩波書店、1995、128～136頁。
 17) 植村善博『比較変動地形論』、古今書院、2001、203頁。
 18) 植村善博「丹波高地西南部、三峠断層系の断層変位地形」、地理学評論 61A、1988、453～468頁。
 19) 吉岡敏和「京都盆地周縁部における第四紀断層活動および盆地形成過程」、第四紀研究 26、1987、97～109頁。
 20) たとえば、岡田・高橋（前掲 3）の由良川・加

- 古川間の河川争奪の研究では、その原因は傾動運動であるとされているが、この河川争奪は、傾動運動によって被奪河川旧流域で湖沼状態が出現し、その水が溢流することによって発生した。この場合、傾動運動は湖沼化を引き起こした原因であるという意味で争奪の間接的原因であると解釈し、湖沼化からの溢流が直接的原因であるとす。
- 21) 小畑 浩「中国地方の河川争奪」、島根大学地域社会教室論集 2、1983、39～51 頁。
- 22) 活断層研究会『新編・日本の活断層—分布図と資料—』、東京大学出版会、1991、438 頁。
- 23) 京都府『土地分類基本調査、京都西北部』、1980、65 頁。
- 24) 京都府『土地分類基本調査、園部、広根』、1983、81 頁。
- 25) 京都府『土地分類基本調査、綾部』、1984、125 頁。
- 26) 京都府『土地分類基本調査、四ッ谷、小浜、北小松、熊川』、1985、137 頁。
- 27) 井本伸広・清水大吉郎・武蔵野実・石田志朗『京都西北部地域の地質』、地質調査所、1989、84 頁。
- 28) 井本伸広・松浦浩久・武蔵野実・清水大吉郎・石田志朗『園部地域の地質』、地質調査所、1991、68 頁。
- 29) 木村克巳・中江 訓・高橋裕平『四ッ谷地域の地質』、地質調査所、1994、52 頁。
- 30) このほか、須知盆地には高度 190～220 m の小丘群が点在し、これを丘陵面とする。構成層は、厚さ 20 m 以上の砂礫層で、Locs. 20, 21 で観察できる。礫は最大礫径 45 cm で、径 15 cm 以下の亜円礫が卓越し、シルトや砂の薄層を挟んでいる。全体に赤紫～赤褐色に着色し、砂岩や頁岩の礫は完全にくさっている。わずかに流紋岩礫を含んでおり、上部の砂礫層は西～南西方向への古流向を示している。井本ほか（前掲 28）はこれを須知層と呼んで、その年代を中新世と推定している。また、須知盆地西縁には開析されて平坦面を失った高度 220～260 m の山稜を構成する礫層がある。クサリ礫化、固結が著しく進んだ赤紫～赤褐色の粗粒な砂礫層で、層厚は 20 m 以上ある。
- 31) 仏教大学植村善博先生の未発表資料による。
- 32) テフラの名称・噴出年代は、町田・新井(1992)、および木村ほか（1999）に従っている。
町田 洋・新井房夫『火山灰アトラス—日本列島とその周辺—』、東京大学出版会、1992、276 頁。
- 木村純一・岡田昭明・中山勝弘・梅田浩司・草野高志・麻原慶憲・館野満美子・壇原 徹「大山および三瓶火山起源テフラのフィッシュントラック年代とその火山活動史における意義」、第四紀研究 38、1999、145～155 頁。
- 33) この付近の HT 面の高度については、前述の殿田断層による変位のため、連続しない（第 4 図）。
- 34) 須知盆地の丘陵面の構成層は、わずかながら流紋岩礫を含み（第 8 図参照）、西～南西方向への古流向を示す。また、須知盆地西縁にもクサリ礫層があり、須知盆地西部～土師川沿いには、現在の河川よりもかなり流量の多い河川によって形成されたと考えられる穿入蛇行の跡がみられる。これらのことから推察すると、古大堰川は、HT 面の時代以前には須知盆地を通り土師川に排水されていた可能性がある。
- 35) 河内（1976、1977）は蛇行波長と流域面積との関係を表す回帰式を得ている。陣田川沿いの穿入蛇行の跡や船岡峡谷の穿入蛇行の平均波長と古園部川の流域面積をそれにプロットすると、標準誤差の範囲（河内のサンプルの 95% が含まれる）に入る。
河内伸夫「中国山地の穿入蛇行」、地理学評論 42A、1976、43～53 頁。
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。
- 36) 現谷中分水界と争奪の肱との逆傾斜部分には、争奪後に形成された小支流がある。仮に、争奪の直接的原因が争奪河川の谷頭侵食のみによるものだとすれば、争奪直後には争奪の肱に近接して谷中分水界が形成される。その後、この小支流の谷頭侵食によって逆傾斜部分が拡大され、谷中分水界がさらに移動していったと解釈できる。しかし、現谷中分水界と争奪の肱が遠く離れている場合、そのような小支流に谷中分水界をそれだけ移動させるだけの侵食力があるとは考えにくい。小支流の河床勾配が比較的小さい場合はなおさらである。実際に、Pt、Pg、Ps において、この小支流にあたる河川の源流部では、谷頭侵食はほとんど進行していない。
- 37) 河川争奪による侵食基準面の低下にともなって段丘化した段丘を指す。