

短報 Short Report

芦田川水系の河川争奪と天然記念物「久井・矢野の岩海」の形成

後藤秀昭¹・森 涉²・山中 蛭³

Piracy of the Ashidagawa River System and Formation Mechanism of the Kui and Yano Boulder Fields

Hideaki GOTO¹, Wataru MORI² and Tomoru YAMANAKA³

要旨：国の天然記念物である「久井・矢野の岩海」は巨礫が谷底に集積した特殊な地形である。花崗岩の風化とともに、細粒物質のみが侵食、除去されることにより、コアストーンが残留した「疑似岩塊流」とされる。コアストーンは花崗岩域で普遍的に生成されるが、岩海は約 14km 離れた指定地付近に限られる。一方で、いずれの地点も争奪河川の分水界近くに位置する。本研究では、芦田川の河川争奪地形および久井の岩海の地形を記載し、それらの発達について考察した。その結果、いずれの岩海の指定地も、争奪河川の最上流に位置するものの、河川争奪が生じて数十m程度のわずかに下刻が生じるような絶妙な地形環境であったと考えられた。

キーワード：河川争奪, コアストーン, 岩海, 岩塊流

Abstract: The boulder fields in Kui and Yano of Hiroshima prefecture, which are national natural treasures of Japan, have unique topographies where large granite boulders accumulate along valley bottoms. The Cretaceous granite had weathered since the Sera upland low-relief mountain surface was developed in the middle of the Miocene epoch. The fine-grained weathering material had been washed away from the valley, and only the core stones remained in the designated sites. These are known as “pseudo block streams” based on the process and cause of the topography. Core stones are universally generated by granite weathering. However, the boulder fields are distributed only in two designated areas, 14 km away from each other. Both sites are located near the watersheds of the Ashidagawa and Gonokawa river systems. In this study, we described the piracy topography of the Ashidagawa River and the Kui boulder field topography and examined these developments. The Ashidagawa River, downflowing to the Seto Inland Sea, captured the upper stream of the Gonokawa River system, probably due to the subsidence of the Seto Inland Sea. The designated sites are located within the rare topographical environment in the uppermost reaches of the piracy rivers, where slight erosion with a depth of several tens of meters has occurred.

Keywords: piracy, core stone, boulder field, block stream

I. はじめに

河川争奪は、隣り合う河川の侵食力の差によって河川が流域を越えて水流を奪う現象であり、断層活動や曲隆運動など地殻変動の影響を受けて生じることが多い。河川争奪の地形は各地で確認されるものの、具体的な記述は、琵琶湖西縁の断層運動に伴うものや（籠瀬, 1980）や、阿武隈山地や中国山地周辺などの小起伏面の発達する地域での研究（西村, 1962；

Nakamura, 1962；小畑, 1991 など）など、報告事例はそれほど多くない。また、その要因については、例えば太田川と江の川の分水界である上根峠など、同じ地点でも多様な意見があり、議論の深まりに乏しい（西村, 1962；鷹村, 1979；多田・金折, 2013）。侵食によってできる地形で物証に乏しいことや、直接観察できる突発的な地形変化でないことなどが主な要因であろう。事例研究を重ね、地理的な共通性から検討

1 広島大学大学院人間社会科学研究科；Graduate School of Humanities and Social Sciences, Hiroshima University

2 広島大学大学院人間社会科学研究科学生；Graduate student at Graduate School of Humanities and Social Sciences, Hiroshima University

3 広島大学大学院人間社会科学研究科学生, 日本学術振興会特別研究員；Graduate student at Graduate School of Humanities and Social Sciences, Hiroshima University. JSPS Research Fellow

することがひとつの方向性と考えられる。

河川争奪のあった付近では特徴的な地形や地理が認められる。奪われた河川（被争奪河川）では流水量が減少し、谷の大きさに比べて水量の乏しい無能河川と呼ばれる河川や、谷底の断面が露わになったような風隙が見られる。被争奪河川のかつての谷底である平坦面が争奪した河川（争奪河川）沿いに段丘状の地形として残存していることも多い。一方、争奪河川では流水量の増加により、侵食が進んで深い谷が刻まれることが多い。また、無能河川との間は傾斜が大きく異なる片峠がしばしば観察され、山地中の峠よりも相対的に比高が小さいため、交通路となっているところが多い。争奪河川では流量の増加により下流には堆積地形の形成が促進されるなど、その他にも特徴的な地形の形成も考えられるが、管見の限り、報告がない。

国の天然記念物に指定されている広島県の「久井・矢野の岩海」は、直径1～7mの礫が谷底斜面に堆積した特徴的な地形である。基盤岩の風化と細粒物質の除去により、コラストーンのみが残された岩塊流（於保ほか、2008a, b）との考えが支持され、岩塊が流下していないことから「疑似岩塊流」とするのが適当との指摘がある（池田、1996）。形成要因については、世羅台地面など小起伏面との関係が議論されたり（於保ほか、2008a, b）、基盤岩の風化やその残存過程に関連して議論されている（Chigira and Hirata, 2021）が、地域の河川地形の発達と関係づけて検討した研究は認められない。久井と矢野は約14kmと大きく離れた地点に位置するが、いずれも争奪河川の分水界近くにあるという地理的共通性がある。本研究では、これらの河川争奪地形および岩海の地形を記載するとともに、河川争奪と「疑似岩塊流」の形成について考察した結果を報告する。

II. 「久井・矢野の岩海」と江の川水系の概要

広島県には13の天然記念物が国により指定されている（文化庁、2022）。指定の対象となっている記念物を地形、地質、植物、動物に区分すれば、地形は2（雄橋、久井・矢野の岩海）、地質は2（押ヶ峠断層帯、船佐・山内逆断層帯）、植物は6（大朝のテングシテ群落、熊野の大トチ、忠海八幡神社社叢、沼田西のエヒメアヤメ自生南限地帯、比婆山のブナ純林、瀨山原始林）、動物は3（アビ渡来群游海面、スナメリクジラ廻游海面、ナメクジウオ生息地）である。地形の2つのうち、「雄橋」の形成は石灰岩の溶食によって形成された洞窟の一部が崩落を免れているという自然の妙によって偶然作り出されたものとして説明が可能

である。一方で、「久井・矢野の岩海」の形成はコラストーンの露出という花崗岩地域では普遍的に観察可能なはずであるにもかかわらず、谷底で密集して観察できる場所は指定地付近に限られ、特異な地形景観をなす。

「久井・矢野の岩海」のうち、矢野は日本海側に流下する江の川水系と瀬戸内海に流下する芦田川の分水界の近くに位置する。一方、久井は芦田川の支流間の分水界の近くにあるが、久井の北には江の川水系と芦田川の分水界が認められる。すなわち、いずれの岩海も、芦田川の浸食力の増大により形成された河川争奪地形の分水界の近くに位置するという共通性がある。

この付近で被争奪河川となっている江の川は、全長194km（自然科学研究機構国立天文台、2022）で中国山地を横切って日本海に注ぐ大河川である（図1A）。流域面積は3,900km²と中四国、九州で最大であり（自然科学研究機構国立天文台、2022）、中国山地の脊梁部より南に広がる広島県では、中部から北部の大部分が江の川水系の流域にある。一方で、流域の南縁は目立った稜線がなく、瀬戸内海に流れる河川とは谷中分水界をなすところが多い。中国山地脊梁部を穿つ横谷を流下する区間より上流では、西城川、馬洗川、可愛川、神之瀬川の4河川が主な水系をなしており、これらは横谷直前の三次盆地付近で合流する。

これらの河川のうち、神野瀬川、西城川および可愛川の水系は中国山地脊梁部の隆起に関連して形成された河川の可能性がある。西城川は中国山地の脊梁部を源として南流した後、庄原付近から西流して、同じく脊梁部から主に南流してくる比和川などを集めて三次盆地に至る。また、三次盆地まで可愛川と呼ばれる江の川は、北東—南西方向を主軸とする中国山地に適従するように南東流した後、中国山地の脊梁部から離れた八千代付近から北東流して三次盆地に至る。

一方で、馬洗川水系の美波羅川、馬洗川、上下川は、世羅台地と呼ばれる標高500m以下の定高性のある山地頂部を源とし、瀬戸内海に注ぐ沼田川水系および芦田川水系や、馬洗川水系の支流間で複雑な分水界をなしており、谷中分水界をなすところも多い（図1B）。馬洗川水系南縁の西延長にあたる可愛川水系の南縁では、八千代付近の上根峠や、その東の向原付近で太田川水系との間に谷中分水界が見られる。馬洗川水系南縁の分水界付近の様子は八千代付近から東西に連続しているように見える。すなわち、中国山地脊梁部の隆起の主軸部から離れた場所に位置する江の川水系南縁の分水界は、脊梁部の隆起とは異なる営力によって発達してきた可能性が高い。

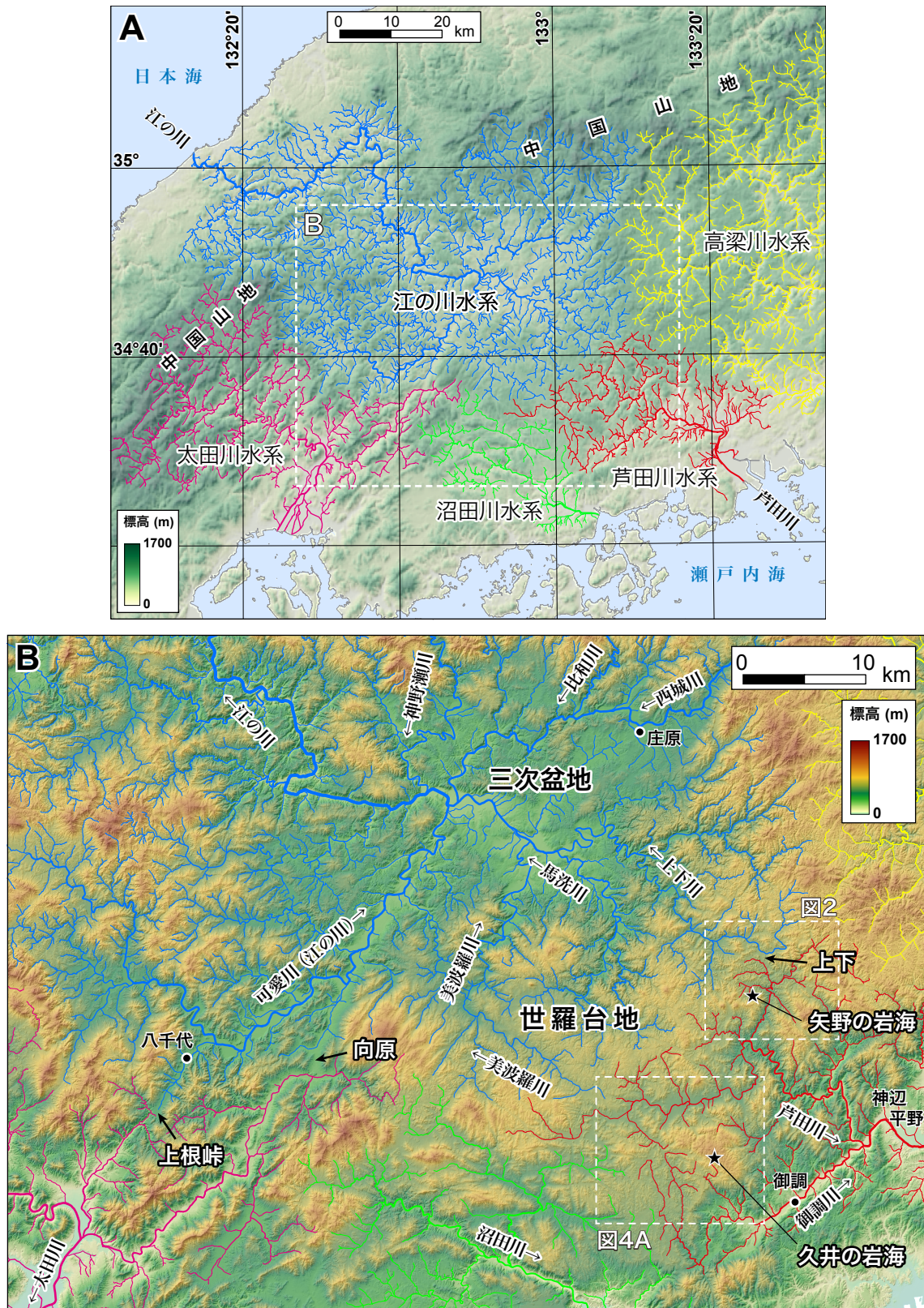


図1 江の川水系と調査地域周辺の地形 (A) と江の川上流付近の水系 (B)

国土交通省国土数値情報および、国土地理院基盤地図情報数値標高モデル (10 mメッシュ) による。

Figure 1. Topography and river system of the Gonokawa River and its surrounding (A), and in the upstream of Gonokawa River (B).

After the digital national land information of Ministry of Land, Infrastructure and Transport, and the 10 m -mesh digital elevation model (DEM) of Geospatial Information Authority of Japan (GSI).

本研究では、芦田川による河川争奪の地形が明瞭に認められる上下付近の地形および、久井付近の争奪地形、久井の岩海の微地形について記載するとともに、矢野と久井の岩海の地形条件の共通性から岩海の形成要因について検討する。

Ⅲ. 上下付近の河川争奪と矢野の岩海

上下の街は、馬洗川水系の上下川と芦田川水系の矢多田川の谷中分水界にあり、古くから山陰と山陽を結ぶ交通路が通り、近世には大森銀山と山陽を結ぶ石州街道の要衝として地域の中心となっていた。この谷中分水界が河川争奪によって形成されたことは早くから指摘されてきた(西村, 1962)が、詳細な報告はなされていない。

1. 水系模様と段丘状地形から見える河川争奪

この付近の水系模様を見ると、芦田川水系には異様な様子が観察できる(図2)。矢多田川支流の古城川は北西に流れて、矢多田付近で南西に流れる矢多田川に流れ込む。すなわち、約300度とUターンするよ

うに大きく流向を変えて流下しており、通常の河川模様とは異なる。水永付近で阿宇川と谷中分水界をなす井永川は古城川とほぼ同じ北西方向に流下して矢多田川に合流する。

一方、阿宇川は水永の南東で直角に流向を変えて流下する。阿宇川の下流に位置する斗升～行勝では多くの支流が合流しており、水系模様からだけでは流方向を推定することが難しい形態を示す(図2)。

次に、川沿いの地形に注目すると、上下の街の谷中分水界の南に位置する国留川から矢多田川の合流点付近にかけて、段丘状の地形が認められる(図3A)。上下の街の広がる谷底平野は、東流する国留川の側刻を受けたように南への連続を断たれ、段丘状の地形をなす。さらに国留川の両岸には同様の段丘状の地形が連続している。その頂面の高度は、国留川の下流に向かってわずかに高度をあげる(図3B)。矢多田川との合流点より北東の矢多田川でも、小城原や上谷の北で段丘状地形の連続が確認され、頂面の高度は連続するように見える(図3B)。さらに、小城原から井永川の

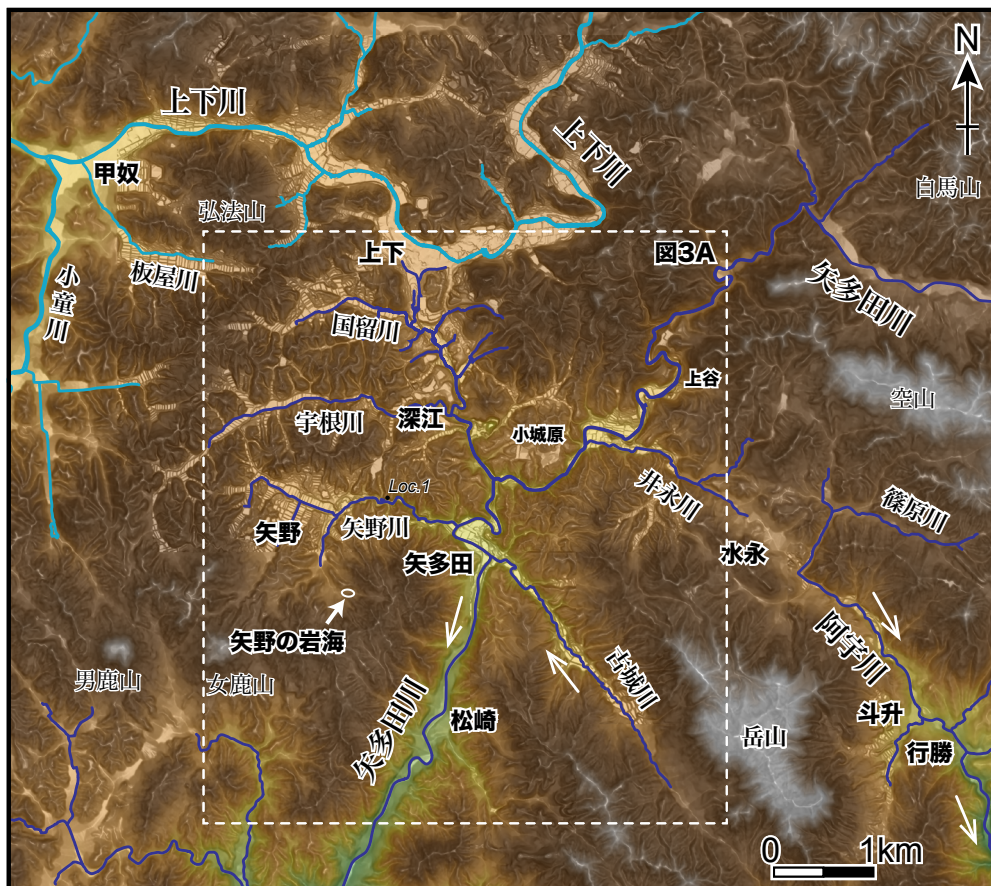


図2 江の川水系上下川と芦田川水系の分水界付近の地形

国土地理院基盤地図情報、基本情報および数値標高モデル(5mメッシュ、10mメッシュ)による。

Figure 2. Topography around the watershed dividing the Gonokawa and the Ashidagawa river systems.

After the basic map information and the 5-mesh and 10m-mesh DEM of GSI.

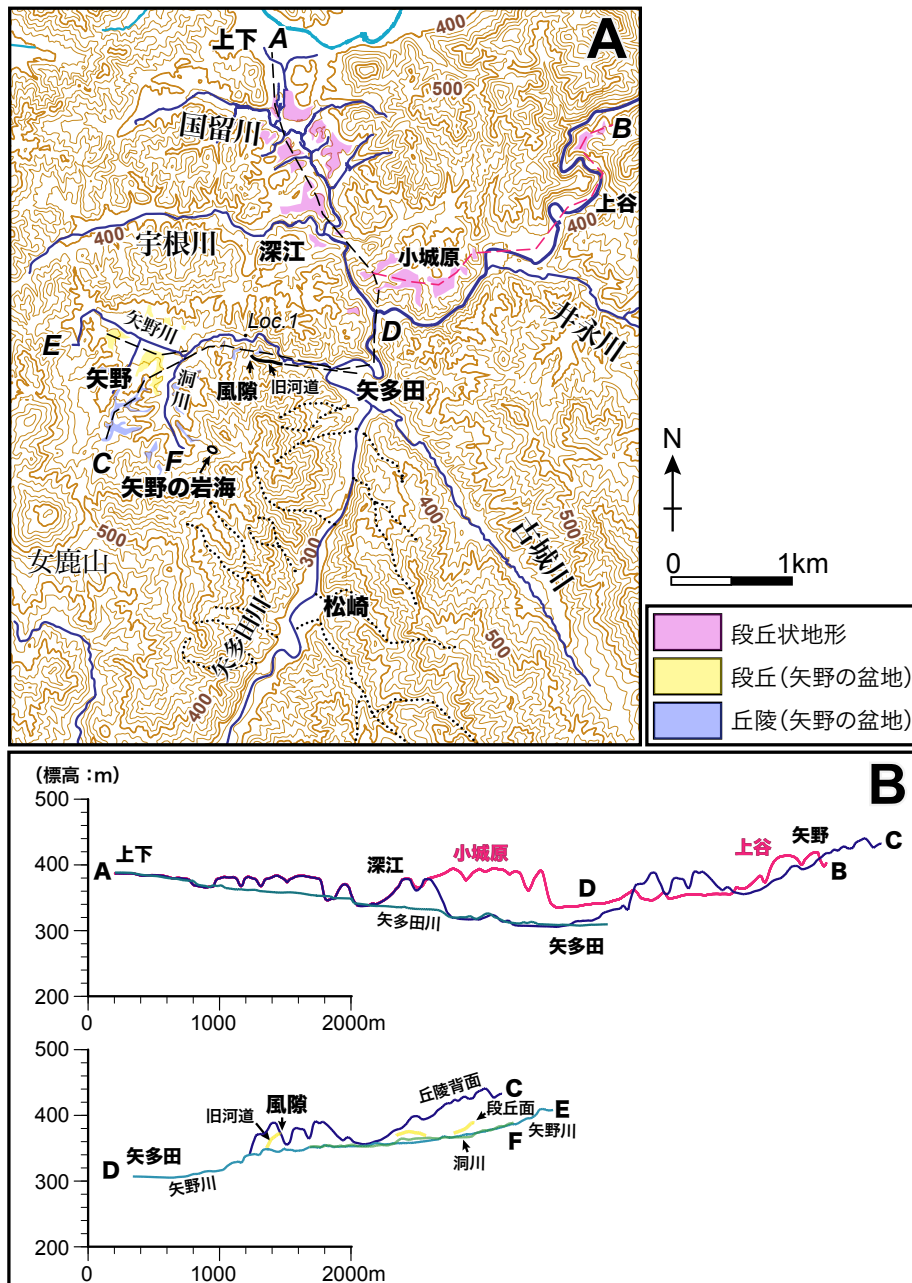


図3 江の川水系上下川と芦田川水系の分水界付近の地形分類図(A)と地形断面図(B)
 いずれも国土地理院基盤地図情報、基本情報および数値標高モデル(5mメッシュ、10mメッシュ)による。
 等高線は20m間隔。

Figure 3. Topography around the watershed dividing the Jogegawa and the Ashidagawa river systems.
 After the basic map information and the 5m-mesh and 10m-mesh DEM of GSI. The contour interval is 20m.

谷底に沿って高度分布を見ると、水永の谷中分水界付近と連続するように見える。

これらの段丘状の地形の分布と高度を踏まえれば、上谷の北から小城原を通った後、国留川を逆流するように上下の街の谷底に連続する河川(古国留川)が復元できる。また、この古国留川の支流は、水永から井永川に沿って流下し、小城原で合流していたと考えられる。その後、芦田川水系の矢多田川の侵食力が相対的に大きくなり、上下川水系であった古国留川が河川

争奪を受けて、逆流するようになったと考えられる。

さらに、河川模様を手がかりに考えると、古城川は現在のように矢多田付近で大きく流向を変えて南西流せず、そのまま北流して古国留川に合流していた可能性が考えられる。また、斗升～行勝の河川は現在とは逆の北西流して水永の谷中分水界を経て、井永川に合流していた可能性がある。以上のように、この付近では大幅な流域の変更があったことを想定することができる。

2. 矢野川流域の地形と河川争奪

矢野の盆地は標高 360～390 m 程度にあり、小規模な河川の最上流部に位置しながら、相対的に広い面積を有する。矢野川水系は、女鹿山やその周辺の山から北流した後、盆地の北縁で合流して東流し、矢多田付近で矢多田川に合流する。矢野川の河床縦断面形は、盆地の出口の北東縁と矢多田の間の狭窄部の中間付近に遷急点があり、遷急点から矢多田にかけては急傾斜をなすが、矢野の盆地では 360～390 m 程度で緩やかな傾斜をなす。遷急点付近には緻密な泥岩からなるペルム系舞鶴層群相当層と、白亜紀の花崗岩の境界があり（寺岡ほか, 1996）、Loc.1 でもその様子を確認できる。上述の古国留川の河川争奪により矢多田川の流入量が増大して侵食力が増大し、矢多田川および矢野川で下刻が進む一方で、これらの岩質の差により遷急点が形成、維持されていると考えられる。矢野で広い盆地床が分布するのは遷急点で侵食がとめられ、下刻が妨げられていることが大きな要因と考えられる。

一方、矢野の盆地付近を詳しく観察すると、3つの地形に分けられる。すなわち、盆地床と、それから 10～15 m 程度高い段丘面、背面の揃った小規模で断片的な丘陵である（図 3A）。また、矢野川の狭窄部には、現河道の南に西に開いた風隙地形が認められ、かつての矢野川の流路と考えられる。これらの投影図からは、段丘面と風隙地形が連続しているように見え、丘陵背面は小城原より北の段丘面に連続するように見える。すなわち、丘陵背面が河床付近にあったころは、古国留川の上流部の一部であったが、段丘面形成時は、矢野川が風隙を抜けて流下していた可能性がある。古城川が矢多田川に合流する付近では、これらの川に挟まれた山地の河谷の様子からは北流していた様子が伺える（図 3A）。また、南の松崎付近でも矢多田川の左岸の支流は古城川と同様に北西方向を向き、右岸の支流は矢多田から松崎の北付近までは北東あるいは東方向に流下している。

これらを踏まえると、下記のような河道の変遷を推定することができる。矢野盆地を流下していた河川は現在と同様に矢多田に向かって東流し、矢多田付近で古城川や現在とは逆に北に流れていた古矢多田川と合流して北流し、古国留川に合流していた。しかし、芦田川水系の侵食力の増大により矢多田川が河川争奪により南流を始め、矢野川も争奪され、河谷に沿って侵食が進み、狭窄部では現在の風隙を通して流れるようになった。その後、矢多田川の下刻が進んで、矢野川の河道が現在の場所に移動し、さらに矢野の盆地も下

刻が進んだものの、岩質の違いで広い盆地床が維持されていると推定される。

IV. 久井の岩海の地形的位置と微地形

1. 宇根山周辺の地形と久井の岩海

久井の岩海は、標高 698 m の宇根山の南東に位置する（図 4A）。宇根山は、北西—南東方向に延びる山塊の最も高い場所であり、この山塊の周辺は世羅台地面（藤原, 1996）と呼ばれる小起伏面山地となっている。宇根山の山塊は白亜紀後期の高田流紋岩から構成され、同時期の花崗岩類および古第三紀層からなる世羅台地面の山地より 100～200 m 程度高い。宇根山の山塊は、中新世の広域的な削剝によって（鈴木ほか, 2003；小池ほか, 2010）平坦化された世羅台地面の形成時に侵食から免れた残丘と考えられている（於保ほか, 2008a）。

この山塊を刻む河谷は山塊の延びる方向に直交するように発達する。北東斜面の河谷を流れる川は北東流して芦田川水系の宇津戸川となって流下する。一方、南西斜面の河谷を流れる川のほとんどが南西方向に流下した後、芦田川水系の御調川に合流するが、北部の一部は南西流した後、北西流する芦田川水系の田打川となり、御調川とは谷中分水界をなす。南西斜面を刻む谷を流れる主な河川は、御調川の上流となる北部と、御調川水系の野間川に流れ下る南部に分けられる。そのうち、北部の御調川の上流では世羅台地面をなす山地を流下する区間で複雑な水系模様をなす。

久井の岩海は南西斜面のうち、野間川の最上流部に位置する（図 4A）。野間川は野間川ダムまでは下に凸の緩やかな河床縦断面形をなすが、それより下流の約 3km の区間は 9% に達する急傾斜の狭い谷を流れ下っており、御調の谷底平野に向けて直線的な河床縦断面形をなす（図 4B）。最上流部に位置する久井の岩海周辺は、野間川ダム付近をほぼ侵食基準面として流下する場所となっており、世羅台地面を数十 m 程度下刻した河川の最上流に位置することになる。

2. 「銭亀ごうろ」の微地形と「疑似岩塊流」

久井の岩海は、ごうろと呼ばれる岩塊流が谷筋に断続的に分布しており、銭亀ごうろ、中ごうろ、大ごうろ、小ごうろに分けて呼称されている（今村, 1963）（図 5A）。ごうろの幅は 30～90m で、最も北西に位置する「銭亀ごうろ」の下流部は、かつて放牧が行われていたことから植生が少なく、その形態を捉えやすい（図 6A）。

本研究では、UAV（無人航空機；ドローン）を用

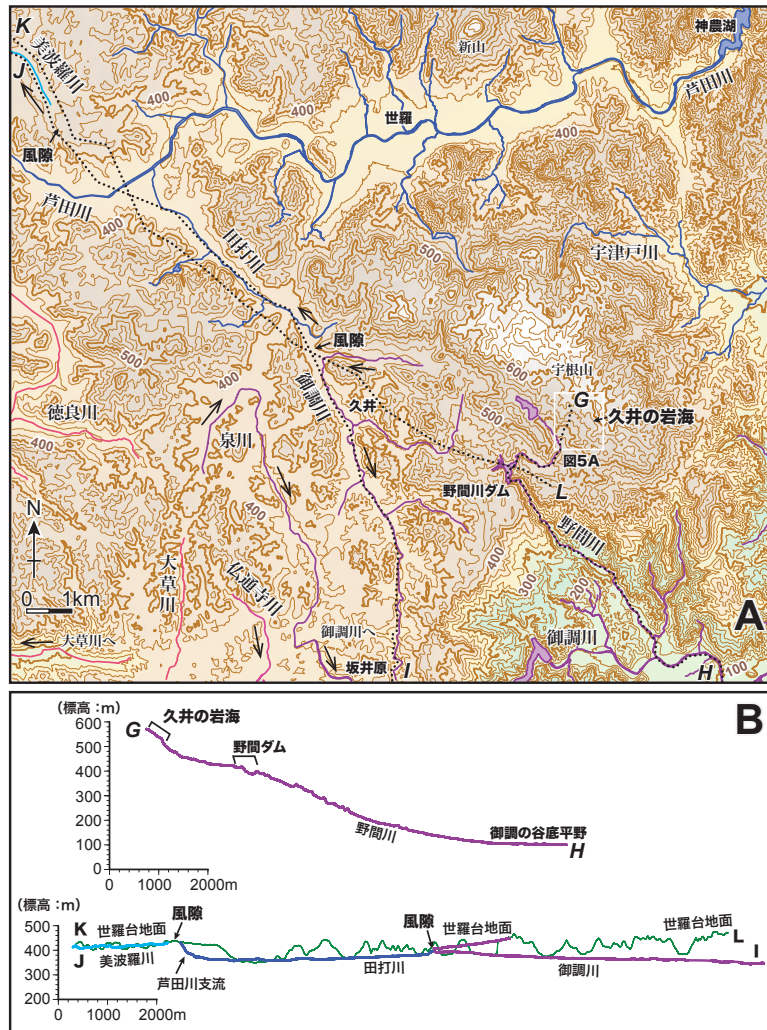


図4 芦田川水系・美波羅川水系・沼田川水系の分水界付近の地形 (A) と地形断面図 (B)
 国土地理院基盤地図情報, 基本情報および数値標高モデル (5 mメッシュ, 10 mメッシュ) による。等高線は 25m 間隔。
 Figure 4. Topography around the watershed divided from the Ashidagawa, Miharagawa, Nutagawa river systems (A) and topographical profiles (B).

After the basic map information and the 5m-mesh and 10m-mesh DEM of GSI. The contour interval is 25m.

いて「銭亀ごうろ」の低空空撮写真を取得し, SfM-MVS (Structure from Motion – Multi-View Stereo) ソフトウェアを用いた写真測量によって詳細な地形図を作成した。UAV には DJI Mavic 2 Pro を用い, SfM-MVS ソフトウェアは Agisoft Metashape Pro Ver. 1.7.5 を使用した。現地ではあらかじめ設定した飛行プランに沿って, 多様な高度から撮影した 54 枚の写真を得た。また, 地形モデルに位置情報を与える地表標定点 (GCP) はトータルステーション Leica TRC407 Power を用いて 9 点計測し, SfM-MVS ソフトウェアで写真上に手動で設定した。SfM-MVS 処理によって得られた高密度点群から, 解析ノイズや樹木などの地表より上にある点群を手動で除去した。その後, この高密度点群から三次元モデルを生成し, これをラスタ化して出力し, グリッド間隔 2.74 cm の詳細な数値標高モデ

ル (DEM) を得た。また, DEM と同範囲のオルソ写真を得た。なお, UAV から鉛直方向に撮影した写真では, 植生がある場所はその下の地形が撮影されておらず, DEM およびオルソ写真に一部, 欠落が生じている (図 6B)。

取得した DEM に基づいてステレオ画像を作成し, 「銭亀ごうろ」下流部付近の微地形の判読と分類を行った。「銭亀ごうろ」下流部周辺の地形は, 以下の 4 つに分類できる (図 6C)。1) 中礫～巨礫サイズの礫が高密度に分布する岩塊流部 (図 6C の a), 2) 岩塊流の南東縁で中ごうろとを隔てる痩せ尾根部 (同 b), 3) 痩せ尾根の南端付近から岩塊流の下流側南東縁に広がる平坦面 (同 c), 4) 西側山麓に広がる山麓平坦面 (同 d) である。岩塊流部 (a) は谷筋に沿って北東—南西方向に細長く分布し, 下流側末端部と上

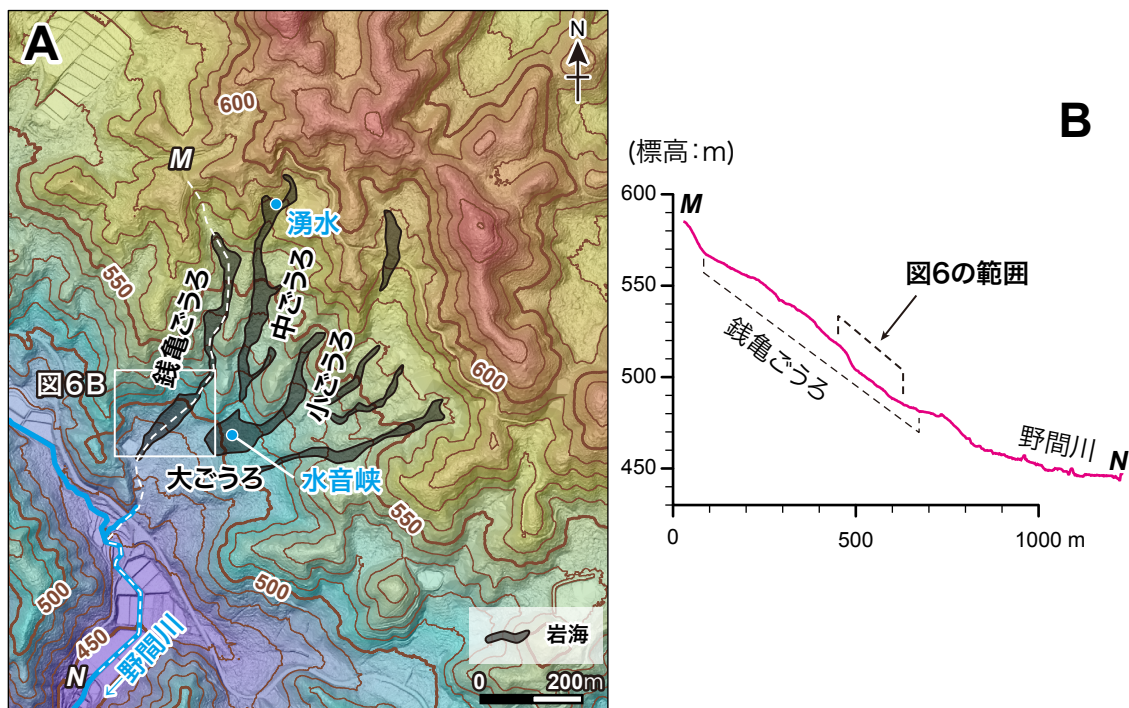


図5 久井の岩海と周辺地形 (A) と地形断面図 (B)

国土地理院所蔵の航空レーザ計測の ground データに基づく DEM より作成。等高線は 10m 間隔。

Figure 5. Topography around the Kui boulder field (A) and topographical profile (B).

After the 1m-mesh DEM based on the point cloud data of ground surface obtained from airborne LiDAR stored in GSI. The contour interval is 10m.

流側では幅が狭い。ほとんどの礫は亜角礫であり、一部には物理的風化が進んで剥片状に外殻が剥がれ落ちた礫も見られる。痩せ尾根部 (b) は大部分が森林に覆われるため、作成した DEM で確認できるのは一部であるが、岩塊流より比高が数 m 高く、岩塊流部 (a) と同じく北東—南西方向に細長く分布する。現地を確認できる露頭や地表の構成物質の様子から、花崗岩の風化したマトリクスおよびコアストーンからなる高まり地形であることがわかる。平坦面 (c) は痩せ尾根より東側の周水域から流下するように広がり、地表には中礫以上の礫がほとんど見られない。分布の特徴から、上流側の「中ごうろ」や「大ごうろ」方面から流下した細粒堆積物から構成されていると考えられる。また、末端の西縁付近では岩塊流部 (a) から連続する礫の頂部が多数露出することから、一部は岩塊流部 (a) を被覆しているとみられる。また、山麓平坦面 (d) も平坦面 (c) と同様に中礫以上の礫が少ない平坦な地表を呈しており、「銭亀ごうろ」西側の山地斜面から流下した細粒物質が堆積した地形とみられる。

岩塊流部 (a) の地形を 1m 間隔の等高線図 (図 6C) で詳しく見ると、幅と傾斜の違いから、狭窄部より上部、幅が広い中部、幅の狭い下部の 3 つに分けられる。上部と下部では等高線では湾曲し、谷状の

地形を示す一方、中部では傾斜方向に直交する直線的な等高線となっており、岩塊流の中心部と側部で高さに大きな違いがない。また、等高線の間隔と地形断面 (図 5B) からは、上部と下部で 30% 程度の急な傾斜が確認できる一方、中部では 14.5% 程度のほぼ一定な傾斜であることがわかる。

この付近の表流水は「中ごうろ」最上流部の湧水地や谷筋が合流する谷口付近で見られるのみで、大部分で伏流している。「大ごうろ」中央部の「水音峡」では、水流の音を確認することができ、岩海の地下に伏流水があるとみられる。

岩海の形成要因を検討するために、「銭亀ごうろ」下流部を対象に長径 1 m 以上の巨礫の分布とその特徴を検討した (図 6D)。岩塊流部のうち上空から観察できる範囲を対象に、DEM 画像 (図 6E) から長径 1 m 以上の巨礫を識別し、その中央付近をポイントで地図化して巨礫の分布を明らかにした。この分布図を用いて、岩塊流部の上部、中部、下部の密度の違いを比較した。その結果、長径 1 m 以上の巨礫の密度は平均で 0.41 個 /m² であり、傾斜を主な手がかりにして 3 区分した場合では上部で 0.57 個 /m²、中部で 0.39 個 /m²、下部で 0.50 個 /m² であった。直径 1 m 以上の巨礫の分布には地形の傾斜や場所によって大きな差異

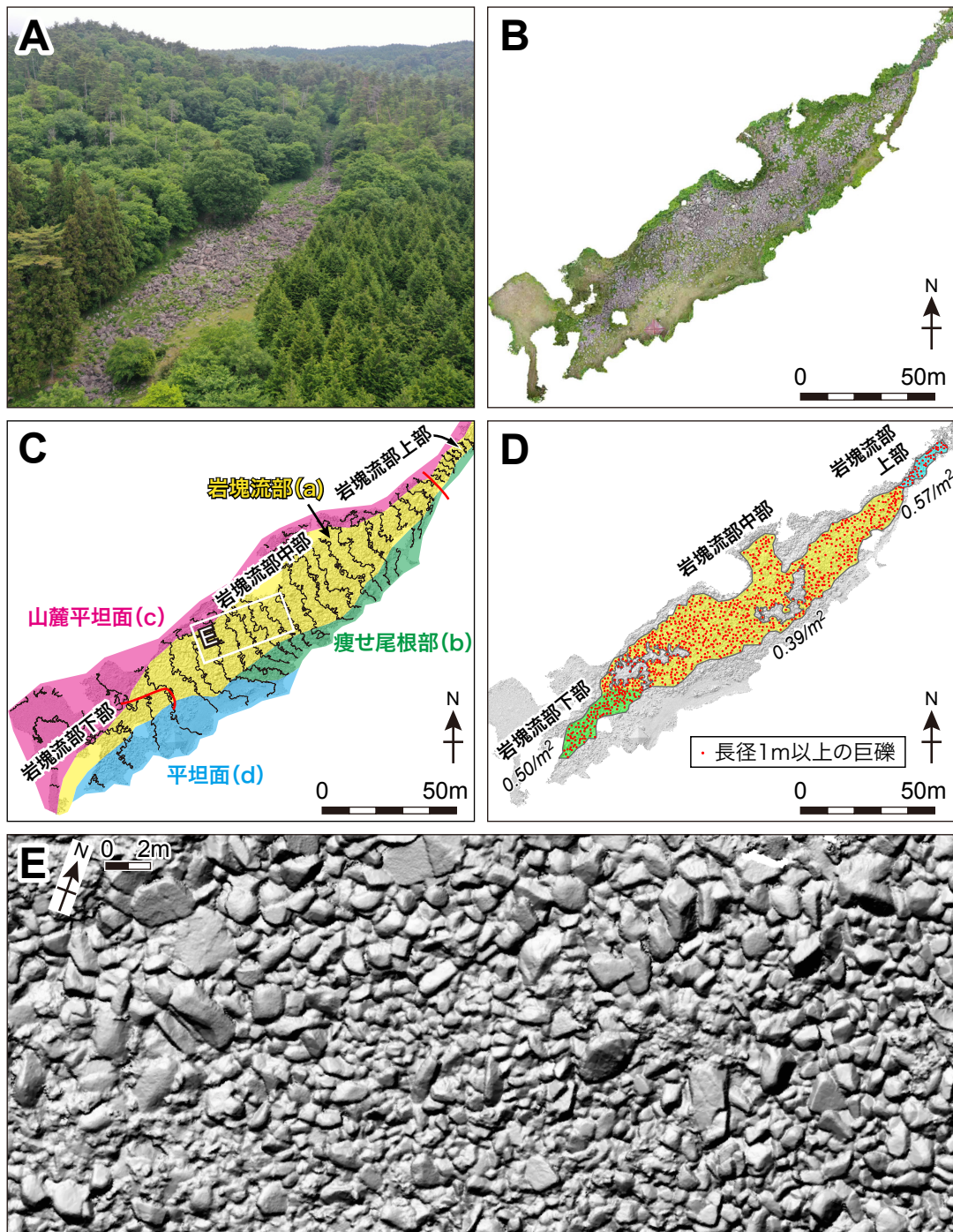


図6 久井の岩海「銭亀ごうろ」下流部の地形

A: UAVによる斜め撮り写真(2022年5月26日撮影), B: UAV空撮写真から SfM-MVS 処理により生成したオルソ写真, C: UAV空撮写真から SfM-MVS 処理により生成した DEM に基づく等高線図(1m 間隔)と「銭亀ごうろ」周辺の地形分類図, D: 長径 1 m 以上の巨礫の分布, E: 「銭亀ごうろ」中央付近の巨礫の様子

Figure 6. Topography of the lower part of “Zenigame-Goro” of the Kui boulder field.

A: Aerial photograph of “Zenigame-Goro” from the UAV. B: Orthomosaic photograph processed from the UAV-photographs. C: Geomorphological classification on contour map based on the DEM processed from the UAV-photographs. D: Distribution of boulders with a diameter of >1 m. E: Scattered boulders in the central part of “Zenigame-Goro” .

がないといえる。また、礫の長軸方向を見ると不規則な方位を示しており、岩塊流に特徴的な礫の定向性は認められない(図6E)。これらの地形学的な特徴からも、於保ほか(2008a, b)や Chigira and Hirata (2021)の指摘と同様に、久井の岩海は当地で基盤岩が風化

し、細粒物質が除去されてコアストーンのみが残された結果、形成されたものと考えられる。

巨礫 1 つ 1 つの形状を確認できる解像度の DEM を作成することにより、現地調査では多くの時間を要する広い範囲の悉皆的な定量分析を行うことが可能に

なった。今後、地上 LiDAR などを用いて樹林下でも岩塊流を地図化し、より広域的な特徴を掴むことや、他の岩塊地形の調査に適用することで、岩塊流の特徴や形成の要因を検討することが可能になると考えられる。

V. 世羅～久井付近の小起伏山地と河川争奪

1. 縦断面形から見た河川の特徴

宇根山の山塊の西に広がる世羅台地面をなす山地は、多くの河川の最上流部や分水界をなす。芦田川水系の支流である田打川と御調川の間が、上述のとおり、谷中分水界をなすほか、沼田川水系と江の川水系の美波羅川の最上流部となっている（図 4A）。このような状況は、侵食力が小さい小起伏山地を流れる河川が分布することと、瀬戸内海に注ぐ河川の谷頭侵食による河川争奪の結果と考えられる。

田打川と御調川の谷中分水界の西でも、御調川水系の泉川と田打川が谷中分水界をなす（図 4A）。泉川、御調川ともに、坂井原以北の上流部では小起伏山地の緩やかな傾斜をなすが、坂井原以南では 3% 以上の急傾斜の峡谷を流れて御調の谷底平野に至っており、野間川で見られた野間川ダムの上流と下流の河床縦断面形の状況とよく似ている。

一方、それらの西には、沼田川水系の徳良川や大草川、仏通寺川の源流部があり、相互に谷中分水界をなすところが多い。これらは同じ沼田川水系にもかかわらず、南や西と、多方面に図 4A の範囲から流れ出ており、図 4A の範囲では、いずれも 1% 以下の緩やかな傾斜で流下する。

芦田川本流の源流は図 4A の範囲の西約 9km にあり、ここでは東流して世羅の小盆地を通過して、ダム湖である神農湖まで 0.3% 以下の傾斜で緩やかに流れ下る。芦田川本流には谷底平野に注ぎ込む短い支流が南北から合流する。この北には、江の川水系の美波羅川がおおよそ 60 m の急崖を挟んで、南に開いた風隙から流れ始める（図 4A）。美波羅川は源流から流路を北に変えるまでの約 15km の区間では北西に 0.7% 程度の一定の傾斜で流れ下る。

上述の地形的特徴から、この地域は 3 つの地域に分けられる。すなわち、河床縦断面形からは、小起伏山地を 1% 以下の傾斜で流れる区間と 3% 以上の急傾斜区間に分けられる。さらに、小起伏山地を流れる河川は、急崖を挟んで江の川水系とそれ以外に分けられる。急傾斜区間となっているのは芦田川水系の御調川の遷急点より下流部である。また、小起伏山地を流れる地域では、地形的に上位に位置するのは美波羅川流

域のみで、下位は、それ以外の沼田川水系、芦田川本流流域、御調川の遷急点より上流部である。

御調川の遷急点より下流部は、御調の谷底平野に向かって、急傾斜をなす直線的な峡谷を流れ下っており、相対的に大きな侵食力を有していると考えられる。芦田川本流でも、神農湖より下流では穿入蛇行しながら急傾斜を下って神辺平野に至る（図 1）。急傾斜の区間の長さや、平面形態が異なるものの、小起伏山地から沖積面に至る急傾斜区間がある点で共通性がある。

2. 水系模様と河川争奪

小起伏山地を流れる地域では、風隙地形や水系模様などの地形的特徴から、芦田川水系による二度の河川争奪を推定することができる。地形的に上位に位置する美波羅川は、上述のとおり、風隙地形を挟んで北西流する一方、風隙の南東延長上には田打川が北西流しており、急崖を挟んでいるとはいえ、地図上では連続した河川のようにも見える（図 4A）。両河川の河床縦断面の傾斜角は大きく異なるものの、美波羅川の最上流部は田打川より高度が高く、無能河川の様相を呈する。また、周辺の小起伏山地の頂面と谷底との比高は、美波羅川より芦田川の方が大きい（図 4B）。さらに、風隙より南東にある南東に延びる細長い谷は急傾斜をなして芦田川本流の谷底につながる（図 4B）。以上から、田打川が美波羅川の上流部をなしていたが、小起伏山地を刻む芦田川によって下刻が進み、田打川と芦田川本流の合流付近を争奪の肘として、美波羅川の一部が争奪されたと考えるのが合理的であろう。

さらに、御調川水系上流部の水系模様と小起伏山地の分布高度からは、美波羅川はさらに南東から流下していたが、それらは御調川水系に争奪されたと考えることができる。泉川、御調川の上流部は特異な水系模様をなしており、泉川は源流から北北東に流れたのち、田打川との谷中分水界を避けるように U ターンして南流する。また、御調川は源流部から西流した後、田打川の谷中分水界付近で 120° 程度流向を変えて南流する。御調川のそれ以外の支流も、地図上では逆 Y の字型に合流しており、水系模様だけからは逆流しているように見える。以上のように、水系模様からは泉川および御調川の上流部は芦田川の上流だったように見える。

一方、これらの川の周辺に分布する小起伏山地の高度は、芦田川本流周辺や美波羅川付近と大きく違わない。河床縦断面図と山地の高度分布図を見る（図 4B）

と、河床は流向方向への傾斜が確認できるが、山地の頂面は緩やかに北西に傾斜している。小起伏山地は白亜紀後期の火成岩類とそれを覆う古第三紀層を切って形成されており、中新世中期に平坦化されたと考えられている（小池ほか、2010）。小起伏面の傾斜方向と水系模様から推定される方向が同じ北西であり、北西に緩く傾く小起伏山地の適従谷として水系網が形成された可能性がある。これらの河谷を流れる河川が、芦田川本流の浸食力の増加によって、美波羅川の上流部が争奪され、その後、御調川の谷頭侵食が小起伏山地周辺に及ぶと芦田川本流となっていた上流部の一部が御調川によって争奪されたと考えれば、河川水系の発達合理的に説明できる。

上下付近の河川争奪同様に、芦田川水系の侵食力の増大が指摘できる。相対的な侵食力の差を生み出すものとして、瀬戸内海側の沈降による芦田川水系の起伏の増大および、中国山地の隆起に伴う江の川水系の河床勾配の減少が考えられる。このような状況は、瀬戸内海に流れ込む太田川水系が江の川水系を争奪したと考えられる上根峠や向原でも同様であり、断層運動など局地的な要因は不要と考えられる。水系の発達の検討は、中国山地や内海の形成開始や、小起伏面の地形発達を考える鍵のひとつと考えられる。

VI. 岩海の形成と河川争奪

IV章で詳述したとおり、久井の岩海は、宇根山の南東の稜線付近から山麓まで、岩塊流が4筋以上、隣接して分布する。また、天然記念物に指定されているもう一つの矢野の岩海は、矢野の盆地の東端を流れる洞川の最上流部付近の谷底にあり、最大長径6mほどある巨礫が、幅10m程度、長さはおおよそ100m程度に集積している。久井の岩海に比べ、巨礫の堆積している面積が小規模であるが、谷底に集積する点でよく似た状況にある。

いずれの岩海も、河川争奪の近くに位置し、争奪河川の最上流部に当たるといふ共通点がある。さらに、河川争奪に伴って当該地では数十m程度の下刻が生じたと考えられ、また、現在の浸食基準面となる遷急点が岩海から2km程度の距離にあり、その区間では、いずれの河床縦断面形も下に凸の形態を示す。すなわち、岩海の形成には、争奪河川であることが十分条件とは言えず、絶妙な地形条件が必要と思われる。長期間の風化で花崗岩の厚層風化が進んで巨礫と細粒物質となった後、細粒物質のみを除去する河川の成立が必要で、小起伏山地に生じる河川争奪は重要な要素となる。しかし、巨礫を運び出すほどの浸食力は不要であ

り、細粒物質を洗い出す山地の高さに適当な傾斜と区間長を有する河川が必要と考えられる。

矢野の東の岳山の周辺にも岩塊が多数、確認できるようであるが、いずれも集積地の面積が小さいか、岩塊が点在しているとされる（於保ほか、2008b）。傾斜角が大きい、斜面長が長いなど、上記のすべての条件を満たしていないと考えられる。

本稿は、離れた場所で地形的な共通性を探し出す地理的思考により、岩海の成立を考察した。本研究で対象とした指定地の巨礫の作る地形は、谷に沿って巨礫が堆積しており、また、巨礫の流下は認められず、氷河など気候環境の影響は認められないことから、地形学的には天然記念物の指定名称通り「岩海」が適切であり、成因を明示的にするならば池田（1996）の指摘のように「疑似岩塊流」という説明もあり得るだろう。河川争奪の作る地形の一つとして岩海があるとも言えることを付言しておきたい。

【謝辞】

国土地理院から航空レーザ計測データの提供を受けた。匿名の査読者の指摘は本稿を改善するのに役立った。以上、記して御礼申し上げる。

【文献】

- 於保幸正・笠井康佑・海堀正博・平山恭之（2008a）：久井・矢野岩海の形成過程，広島大学大学院総合科学研究科紀要，II，環境科学研究，3，77-89。
- 於保幸正・笠井康佑・平山恭之（2008b）：広島県府中市岳山周辺にみられる岩海，広島大学大学院総合科学研究科紀要，II，環境科学研究，3，91-97。
- 池田 碩（1996）：花崗岩地形の世界（10）疑似岩塊流—地表に顔を出したコアストーン群—，地理，41（10），106-110。
- 今村外治（1963）：西中国地方の岩海（Felsenmeer）の数例について，広島大地理学報告，12，257-275。
- 小畑 浩（1991）：中国地方の河川争奪，『中国地方の地形』古今書院，125-138。
- 籠瀬良明（1980）：天井川までつくった河川争奪，堀 淳一・山口恵一郎・籠瀬良明編『地図の風景 近畿編1』そしえて文庫，189-193。
- 小池一之・鎮西清高・松田時彦（2010）：鮮新世以降の地形発達，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，53-70。
- 自然科学研究機構国立天文台（2022）：『理科年表プレミアム，2022』丸善出版。

- 鈴木茂之・檀原 徹・田中 元 (2003) : 吉備高原に分布する第三系のフィッシュン・トラック年代, 地学雑誌, 112, 35-49.
- 鷹村 権 (1979) : 上根峠の河川争奪地形とその付近. 『広島の地質をめぐって』築地書館, 66-70.
- 多田賢弘・金折裕司 (2013) : 広島県中西部, 上根峠の河川争奪と上根断層, 応用地質学会研究発表会講演論文集, 161-162.
- 寺岡易司・松浦浩久・牧本 博・吉田史郎・神谷雅晴・広島俊男・駒澤正夫・志知龍一 (1996) : 20 万分の 1 地質図幅「高梁」地質調査所.
- 西村嘉助 (1962) : 中国山地の水系とその発達. 広島大学文学部紀要, 21, 188-206.
- 藤原健蔵 (1996) : 中国地方の侵食平坦面, その多元的発達, 藤原健蔵編著『地形学のフロンティア』大明堂, 95-115.
- 文化庁 (2022) : 国指定文化財等データベース, <https://kunishitei.bunka.go.jp/bsys/index>, 2022 年 8 月 20 日最終閲覧.
- Chigira, M., Hirata, Y. (2021): The Kui boulder fields: Formation processes controlled by columnar joints of granodiorite, 207, 105683, <https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105683>.
- Nakamura, Y. (1962): Some Relations between Dissecting Valleys and Erosional Reliefs in the Southwestern Part of the Abukuma Plateau, Science reports Tohoku Univ., 7th series, 11, 45-60, <https://irdb.nii.ac.jp/00918/0000466661>.
- (2022 年 8 月 31 日受付)
(2022 年 12 月 20 日受理)