

小糸川上流の蛇行州の増水による形態変化

岡崎浩子¹⁾・大木淳一¹⁾・中里裕臣²⁾

¹⁾ 千葉県立中央博物館

²⁾ 農業・食品産業技術総合研究機構 (NARO) 農村工学研究部門

¹⁾ 〒260-8682 千葉市中央区青葉町955-2

²⁾ 〒305-8609 茨城県つくば市観音台2-1-6

E-mail: kohiroko@chiba-muse.or.jp

要 旨 調査地点は小糸川の上流域にあり、河道はほぼ180度に屈曲し、主に礫からなる蛇行州が形成されている。河岸・河床には砂岩泥岩互層からなる安房層群天津層が露出する。蛇行州は幅約10 m、長さ約58 mで、河道の湾曲に沿って弧状を示し、上流側はより細粒な砂礫が、下流および側方ほど礫が多く堆積している。この蛇行州は2017年秋の台風による増水で、それ以前からあった蛇行州が拡大して形成された。また、2019年の台風によってさらに河床状態が変わった。その特徴について報告する。

キーワード：小糸川, 蛇行州, 洪水

流路（以下河道）は流れによる侵食と堆積の状態を河道の形態として現している。河道の形態には、流域の水系網から、川幅や水深などの横断形状や、直線河道や蛇行河道、網状河道などの平面形状、河床にみられる流路州や小規模ベッドフォームなどさまざまなスケールのものである。これらの形状は、河川の流量や運搬物質の量や質によって変わってくる。例えば河道の平面形状は、粒径、運搬物質中の掃流物質の割合、ストリームパワーなどが大きくなるにつれて、直線から蛇行へさらに網状へと変化する (Schumm, 1981)。この変化は、河道内の流路州の規模、形態、配置やその移動などとも密接に関係している。河道内の堆積体である流路州 (channel bar) には交互砂州や複列砂州などがあるが、調査地点で発達する流路州は蛇行河川の湾曲部の凸岸に発達する蛇行州である。蛇行河川はくねくねと蛇のように曲流しながら流下し、その蛇行の湾曲部の凹岸（攻撃斜面）は水衝部となり侵食が起き、凸岸（滑走斜面）には土砂が堆積して蛇行州 (meander bar) ができる。蛇行州は、ポイントバー、寄州、突州ともよばれ、蛇行流路の側方移動ともなって成長する。

本報告の蛇行州は小糸川上流にみられる。川は上流から下流へとその形態を変化させるが、一般に上流の山間部では勾配が急で川幅は狭く河床に岩の多い形態だが、下流の平野に出ると川幅は広く河床は砂や泥からなる緩やかな形態になる。平野の河川はしばしば蛇行河川（自由蛇行）となるが、山地や丘陵地でも蛇行状に屈曲する谷を流れる河川（穿入蛇行）がみられる。本報告の蛇行州も穿入蛇行に形成されている。本蛇行州は砂礫からなるが、交互砂州や複列砂州などで多く見られる砂礫から

なる砂礫堆とは分けて、蛇行河川の湾曲部に見られることから蛇行州とする。

房総半島を流れる主要河川（西から湊川、小糸川、小櫃川、養老川、夷隅川）は半島中央部に東西に伸びる鋸山～清澄山塊を源流とし、小糸川、小櫃川、養老川は房総丘陵から並列して北流し、下総台地に流れ出て東京湾に注ぐ。標高300 mほどの山地から流れ出るこれらの河川は流路延長が短い (図1)。流域の地質は、上流域の房総丘

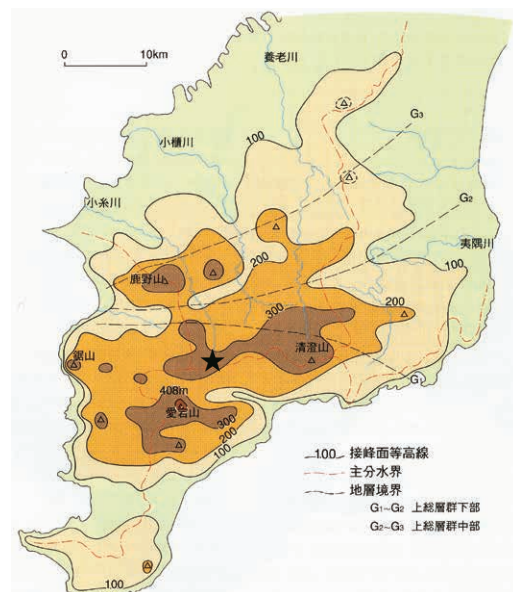


図1. 房総半島南部の地形と河川 (水谷, 1997を一部改変)。主要河川の流域面積と流路延長は、小糸川: 流域面積 142.0 km², 流路延長 80.0 km, 小櫃川: 流域面積 273.2 km², 流路延長 88 km, 養老川: 流域面積 245.9 km², 流路延長 75 km, 夷隅川: 流域面積 299.4 km², 流路延長 67.5 km, である。星印は調査地点を示す。

陵は中新統～鮮新統安房層群からなり(図1のG₁より南), 中流域は中・下部更新統上総層群からなる. 下流域は下総台地を構成する中・上部更新統下総層群と低地の沖積層層である(図1のほぼG₃より北). 安房層群は深海成のタービダイト砂岩の半固結した砂岩泥岩互層からなり, 上総層群下部もタービダイト砂岩の砂岩泥岩互層からなるが, 上位層ほど砂質になり, 上部は砂質泥岩もしくは泥質砂岩・砂岩の陸棚成層となる. 下総層群は浅海成の未固結な砂層を主体としている.

河岸がそれほど硬くない地層からなるこれらの河川では, 上流から中流域で丘陵を削って河川の穿入が見られ深い谷が刻まれている. 自由蛇行の河川と同様に側刻を伴いつつ蛇行が発達し, 自然短絡なども生じている(山本, 2010, 米田, 2018). 穿入蛇行の波長は自由蛇行と同様に流域面積(流量)に比例し(Dury, 1960), 小櫃川上流の穿入蛇行でも流量が多いほど蛇行の波長が長くなっている(板倉・池田, 1997).

本調査地点は, 千葉県立中央博物館房総の山のフィールド・ミュージアムで, 2003年から毎年6~8月に月1回行われている「山の観察会」の観察場所であり, 「清和県民の森」の下の小糸川の最上流域に当たる(図2). 著者の一人である岡崎が2017年12月に調査に入った時点で, 蛇行州はその年の夏より明らかに変化し, 堆積が起きていた. これは2017年10月下旬の台風(21, 22号)の影響が考えられた. この台風後も小規模な侵食と堆積を繰り返したが, 2019年9月9日の台風15号によっても比較的大きな堆積が起きた. したがって, ここでは流量が増加したことによる蛇行州の形態変化を報告する.

調査地と方法

調査地は千葉県君津市豊英(北緯35度10分21秒, 東経140度0分26秒)で, 河道に露出する安房層群天津層には, 上流部に火山灰層Am78(Okタフ; 6.3 ± 0.4 Ma; Kasuya, 1987, 5.7 ± 0.4 Ma; 徳橋ほか, 2000), 下流部にAm72が認められる. 約200mの調査区間内の天津層の走向はほぼ



図2. 調査地点の地形(25万分の地形図「久留里」の一部を使用). 破線が調査地点.

北西-南東で北東へ約20度傾く. 河床は岩盤河床で, 直線部は平滑だが湾曲部では砂礫からなる蛇行州が発達している. また, 吉村・八木(2003), 八木ほか(2017)は調査地点周辺の段丘について完新世段丘の上位面と下位面の2面があることを明らかにし, それぞれ久留里III面, IV面(鹿島, 1982)に対比している.

調査地周辺では2017年秋の台風などに伴う降雨によって大きな出水が起きた. 2017年9月28日に低気圧の通過に伴う総降水量130.5mm, 最大1時間降水量64.5mm(君津市坂畑観測, 以下同)(これは過去20年間の9月の時間降水量としては最高)の雨が降り, 小糸川周辺に避難指示が出た. 10月22日には台風21号の通過に伴う総降水量201.5mm, 最大1時間降水量25.5mmの雨が降った. 同じく10月29日には, 台風22号により総降水量145.0mm, 最大1時間降水量30.5mm(大多喜町では57.0mmで日最大1時間降水量の極値を更新した)の雨が降り, 小糸川下流の観測所(君津市中島)では, はん濫危険水位(4.90m)に達した. これらの風雨にともなって斜面の崩れや増水による倒木や多量の礫が, 調査地周辺の多くの河川で堆積した. また, 2019年9月9日の台風15号では, 総降水量207.5mm, 最大1時間降水量55.5mmの雨が降った.

調査は2017年の台風前(4月, 6月, 7月, 8月)とその後(12月), 2018年のほぼ各月と2019年1月~6月と台風後の9月に行い, 蛇行州の写真撮影と簡易計測を行った. 2019年5月には調査範囲の光波測距儀(トプコン製SOKKIA CX-107F)測量に基づく0.05mコンター図の作成を行った(図3).

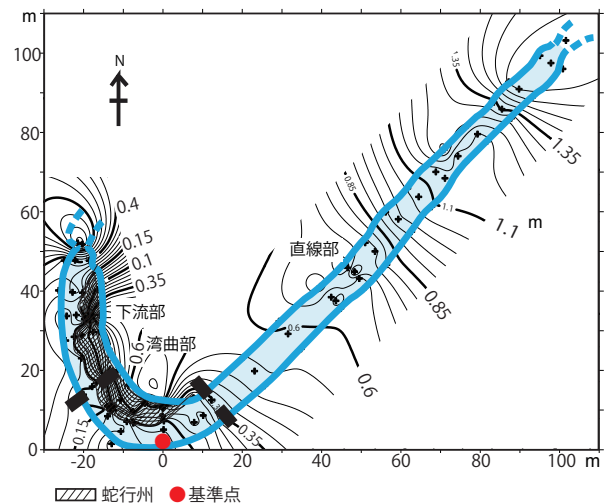


図3. 調査範囲の光波測距儀(トプコン製SOKKIA CX-107F)測量に基づく0.05mコンター図. ●印が測量基準点を示す. 2019年5月12日作成.

結果

1. 河道形態

調査範囲の約200mで河道形態から上流より直線部, 湾曲部, 湾曲より下流部に分けられる. 湾曲部の屈曲度は約6.6である. 川幅は, 約10~15mで直線部の河床

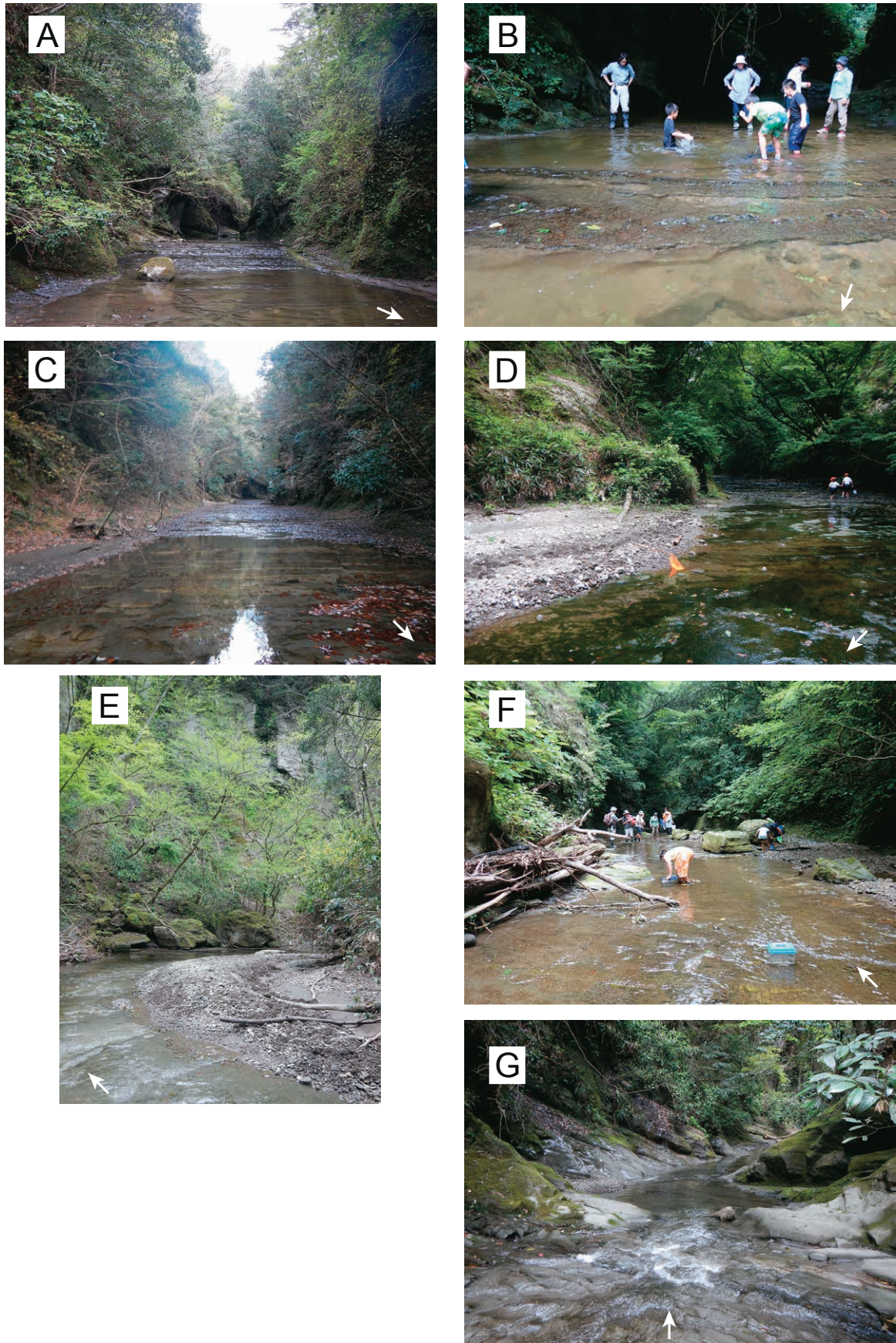


図4. 調査地点の2017年台風前の河床と河岸 (Cは台風後). 矢印は流れの向きを示す. A; 上流の直線部. 河道中央部には礫が見られない平滑な岩盤河床となっている. 写真中央の奥 (上流側) は狭窄部で岸壁が張り出している. 河床上には流路に直交する泥岩による凸部がみられる. 川幅は約 11 m. 2017年4月21日撮影. B; 上流狭窄部の下流側の淵. 深さは約 50 cmであった. 2017年8月19日撮影. 台風後にはここに礫がたまった. C; 台風後の上流の直線部. 台風前(A)と同じく河床には礫が見られない. 2017年12月25日撮影. D; 湾曲部に見られる蛇行州. 川幅は約 15 m. 2017年7月12日撮影. E; 湾曲部の攻撃斜面. 比高約 30 mの河岸がそそりたち, その下部に高さ 2 mほどの巨礫が散在する. 2017年4月21日撮影. F; 湾曲部より下流では流木や巨礫・大礫サイズの礫が河床上にもある. 川幅は約 14.5 m. 2017年8月19日撮影. G; 下流側の狭窄部. 川幅は約 7 mに狭まる. 2017年4月21日撮影.

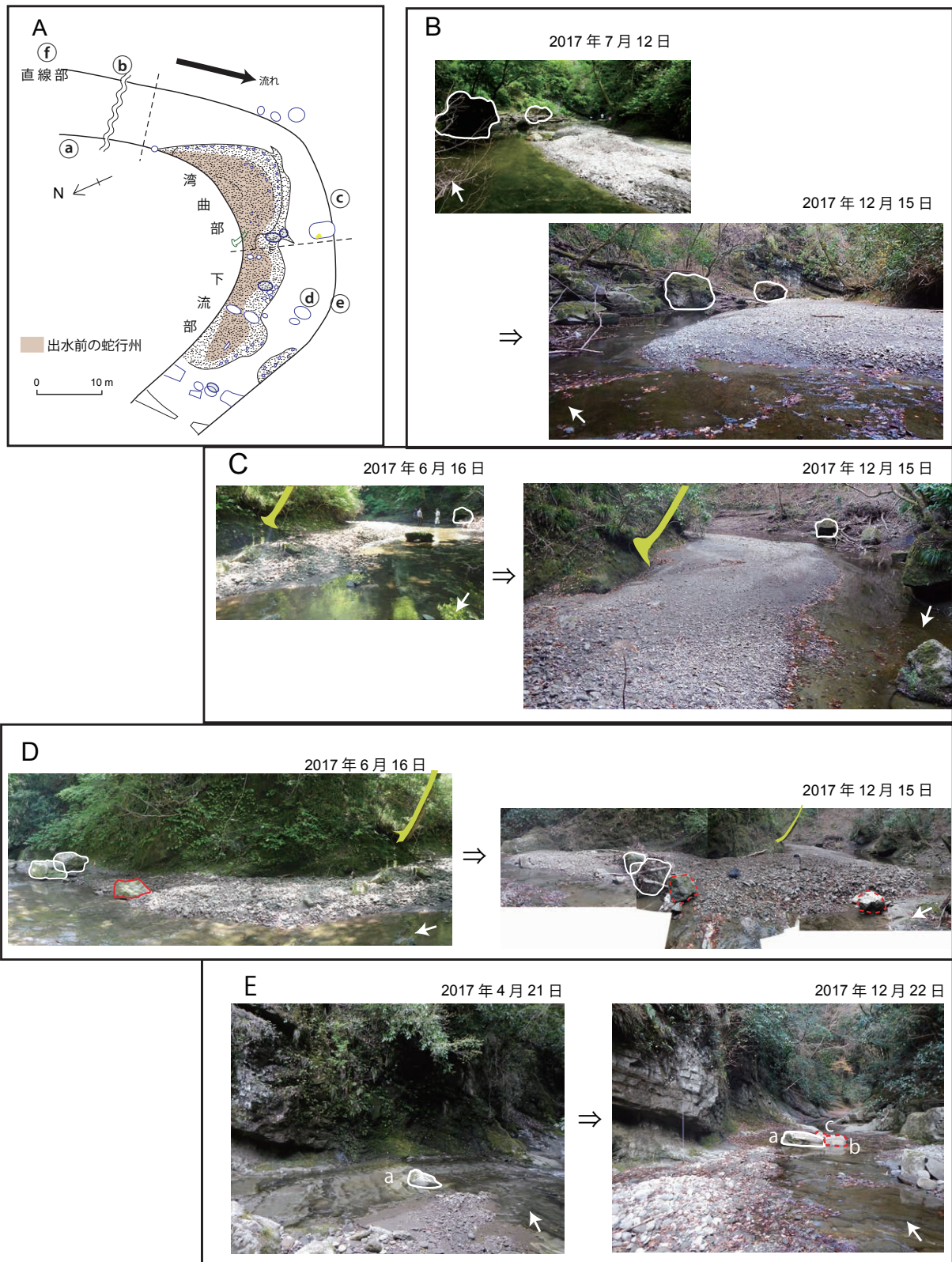


図5. 調査地点蛇行州の台風前後の変化。矢印は流れの向きを示す。A; 2017年台風前(推定)と台風後(12月15日)の状況。B; 湾曲部。台風前よりも約2m張り出している。白囲みの岩は同じ岩で高さ約2.5m(手前)と約2m。C, D; 湾曲部~下流部。台風前にあった残留巨礫が砂礫で埋まっている。白囲みの岩は同じ岩で高さ約2m。同じ木は白色で示した。E; 下流部狭窄部前。苔が付いているaの礫はそれ以前からあり、出水後はそれとは別に苔が付いていないb, c礫が加わっている(c礫は写真ではb礫の下流側)。

勾配は0.0075である(図3, 図4)。

河岸は切り立ち、河床との境界には明瞭な傾斜の変換点がある(図4A)。両岸の傾斜の違いは認められないが、湾曲部の攻撃斜面側下部は比較的滑らかな曲線を描く。

段丘のない左岸側で谷の比高は約30mである(図4E)。調査地点の上流端と下流端に狭窄部があり塊状泥層が両岸から飛び出し(図4A, G)、上流狭窄部ではその前後に淵が形成されている(図4B)。

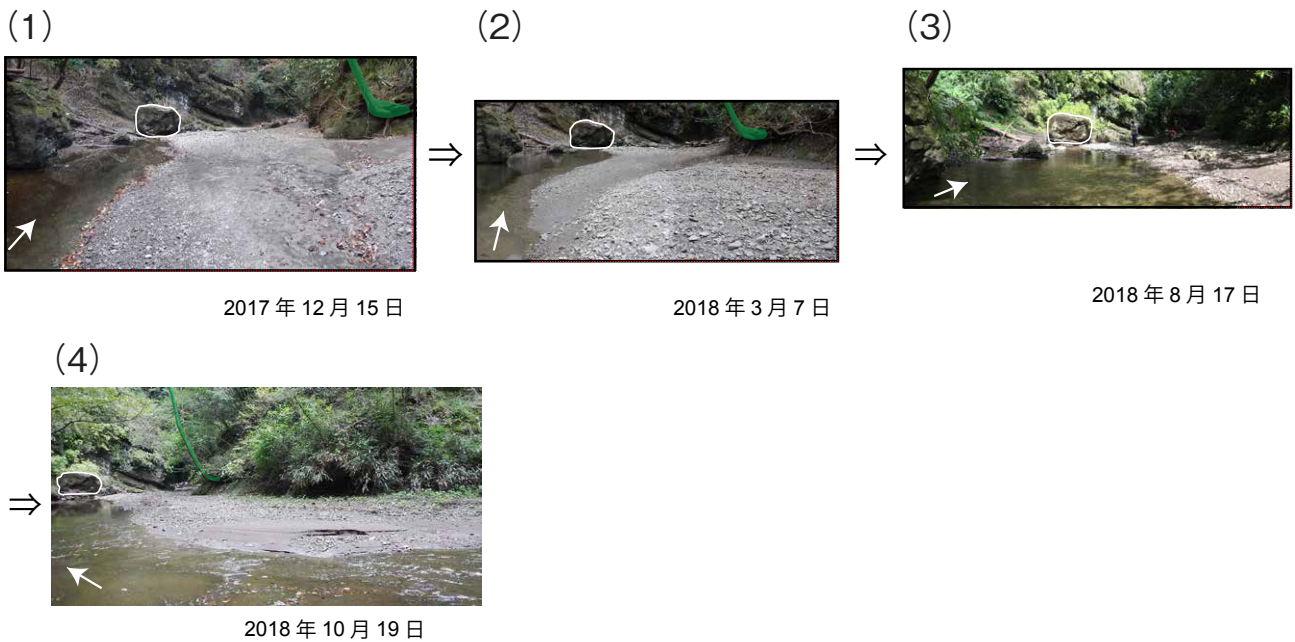


図6. 2017年12月以後、2018年3、8、10月の蛇行州の変化。白囲みの岩は同じ岩で高さ約2 m。矢印は流れの向きを示す。3月(2)は蛇行州の中央より流路側が削られ、そこに砂が堆積している。8月(3)は全体に侵食が激しい。10月(4)には堆積が起きているが、3月よりも蛇行州は広くない。

直線部の河床の岩質は泥岩がち砂岩泥岩互層で、砂岩は主に凝灰質砂岩である。泥岩層は砂岩層より約2~10 cm飛び出しているが、直線流路の河床上には大きな礫は見られず平滑な岩盤河床となっている(図4A, C)。河床の礫はごくまれに凝灰質砂岩礫や人工物のコンクリート片がみられるものの、そのほとんどが泥岩礫で、棒状の角のとれた亜円礫である。川の流れの向きはおおよそ地層の走向方向に直交する。

湾曲部の滑走斜面側には蛇行州がみられ、攻撃斜面側には高さ2 m前後の巨礫が河岸と河床の境界部にいくつか存在する(図4D, E)。湾曲より下流部の河床の岩質は塊状がちな泥層で直線部より平滑であるが、河床上にも流木や直径1 m程度の巨礫が見られる(図4F)。下流側の狭窄部は上流側と同様に塊状泥岩が張り出し、そこより下流には、上流側のものよりも小さいが淵が形成されている(図4G)。

2. 台風後の州の形状変化

2017年秋の台風による増水により流木や砂礫が河床や河岸に集積した結果、以前からあった蛇行州はより流路側へ張り出した(図5A, B)。湾曲部は幅約10 mの円弧状を示し、厚さは約30~60 cmで州中央部が盛り上がっている。また、州を構成する砂礫は砂分が多く大礫も混じるが中礫がほとんどであった。湾曲から下流部は残留していた巨礫の上流側にも砂礫が堆積して蛇行州が流下方向に拡大した(図5C, D)。径10 cm程度の大礫が増え、さらに下流では径20 cm程度の大礫が多くなっている。最下流部では左岸側にも以前からあった砂礫の集積が小さい州を作り、また、河道中央部の巨礫が増えた(図5E)。しかしながら、上流の直線部の河床は増水前と同様に礫がなく、岩盤が露出していた(図4C)。

図6には、2017年の台風後から2018年秋までの蛇行州の形状変化を示した。蛇行州の縁辺では小規模な侵食・堆積が認められる。

次に2019年の台風(15号)ではより上流側でも堆積が起き、州全体が上流側に拡張した。これまであった円弧状の州の流路側にも堆積が起これ、ほぼ河床全体に州が拡大した(図7A)。湾曲部より下流は州の流路側の河床上を中礫~大礫サイズの礫が薄く広く覆っていた。ここでは砂分は流されたと考えられる(図7B)。最下流部の州は、倒木が州上を覆ったため縮小していた。また、台風以前にあった長径20~30 cm程度の礫が流されていた(図7C)。

3. 出水痕跡

2017年の増水による流木やゴミの集積、河岸の削剥などの位置を示した(図5, 8)。河岸満水量の推定材料となる出水痕跡はいずれも2 mを超えるものが多く、最大の高さは湾曲部より下流の図5Aのd, eの地点にみられる。実際にはこれより高いと推定される。2019年の出水痕跡については顕著なものが見つからなかったが、2017年の増水と同じ程度もしくは低かったのではないかと推定された。

考 察

1. 出水時の水位

2017年の出水痕跡は測定点が少なく出水時の水位の推定は困難だが、全体的傾向として上流直線部では兩岸とも同程度で、湾曲より下流部では直線部よりやや高い可能性がある。調査地点は出水のない通常時の水位は20 cmにもならないので、一気に2 mも水位上昇するのは

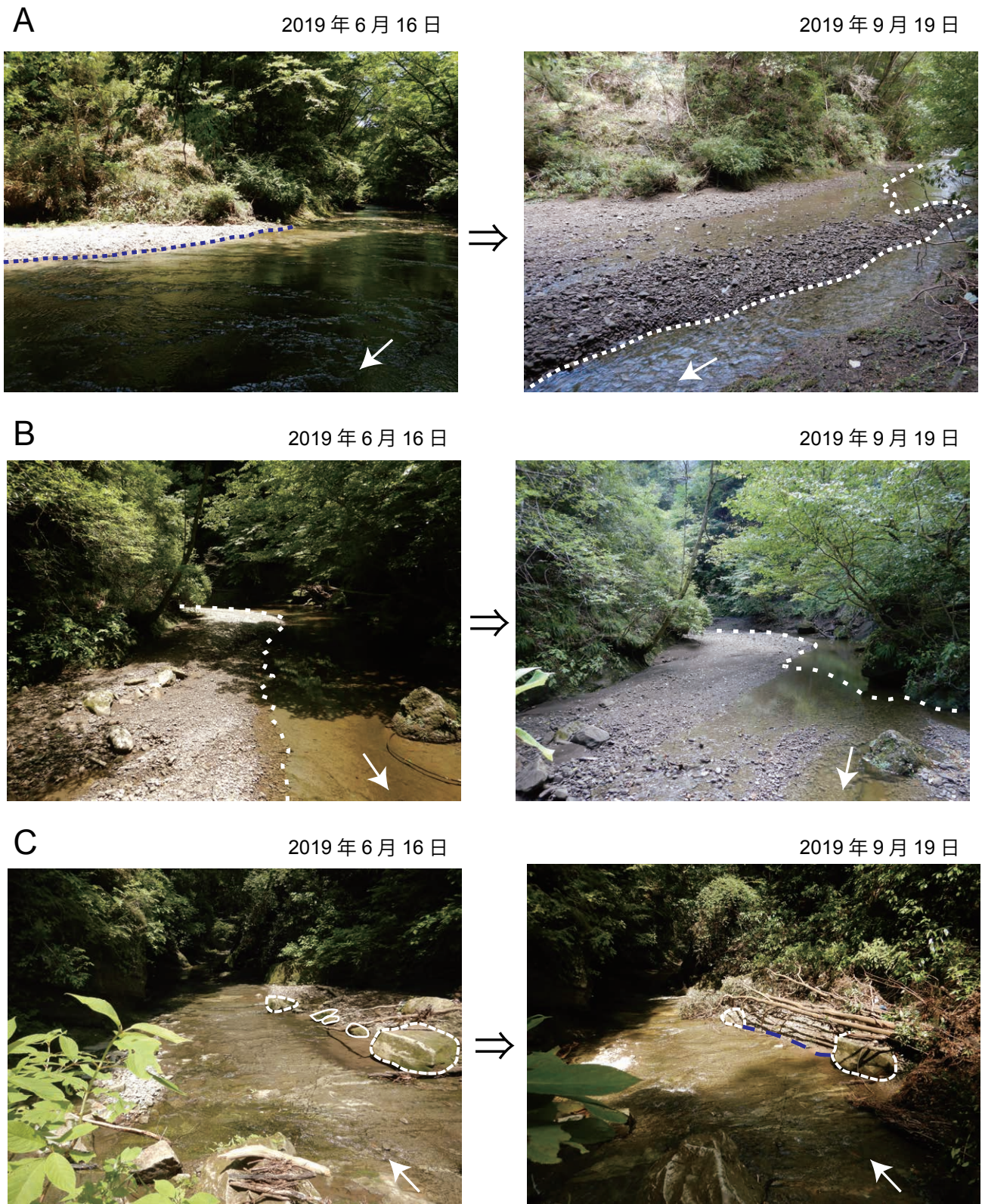


図7. 2019年6月(台風前)と9月(台風後)の比較。州の縁を破線で示した。矢印は流れの向きを示す。A; 湾曲部。台風後は湾曲部よりも上流側でも砂礫が堆積した。湾曲部ではほぼ河床全体に砂礫が堆積している。B; 湾曲部～下流部。台風後はほぼ河床全体に主に礫が薄く堆積している。C; 最下流部。右岸の砂州上に倒木が載っている。木はここに以前からある巨礫に根が引っかかり、流れの方向に向いていることから、流されてきたものと考えられる。白破線囲みは同じ岩で、この岩の間に6月にはあった白線囲みの岩が流されている。

上流域の穿入蛇行河川の特徴といえる。また、湾曲部よりも下流の特に狭窄部手前(上流側)で、残留礫が多くかつ砂礫の大きさが大きくなるのは、狭窄部で水位が上昇して土砂が堆積しやすくなったためと考えられる。

2. 河床面

安房層群や上総層群の砂岩泥岩互層では砂岩層が未固結のために泥岩層が突出して砂岩層がくぼむ。

調査地点では上流の直線部の河床の砂岩層泥岩互層の

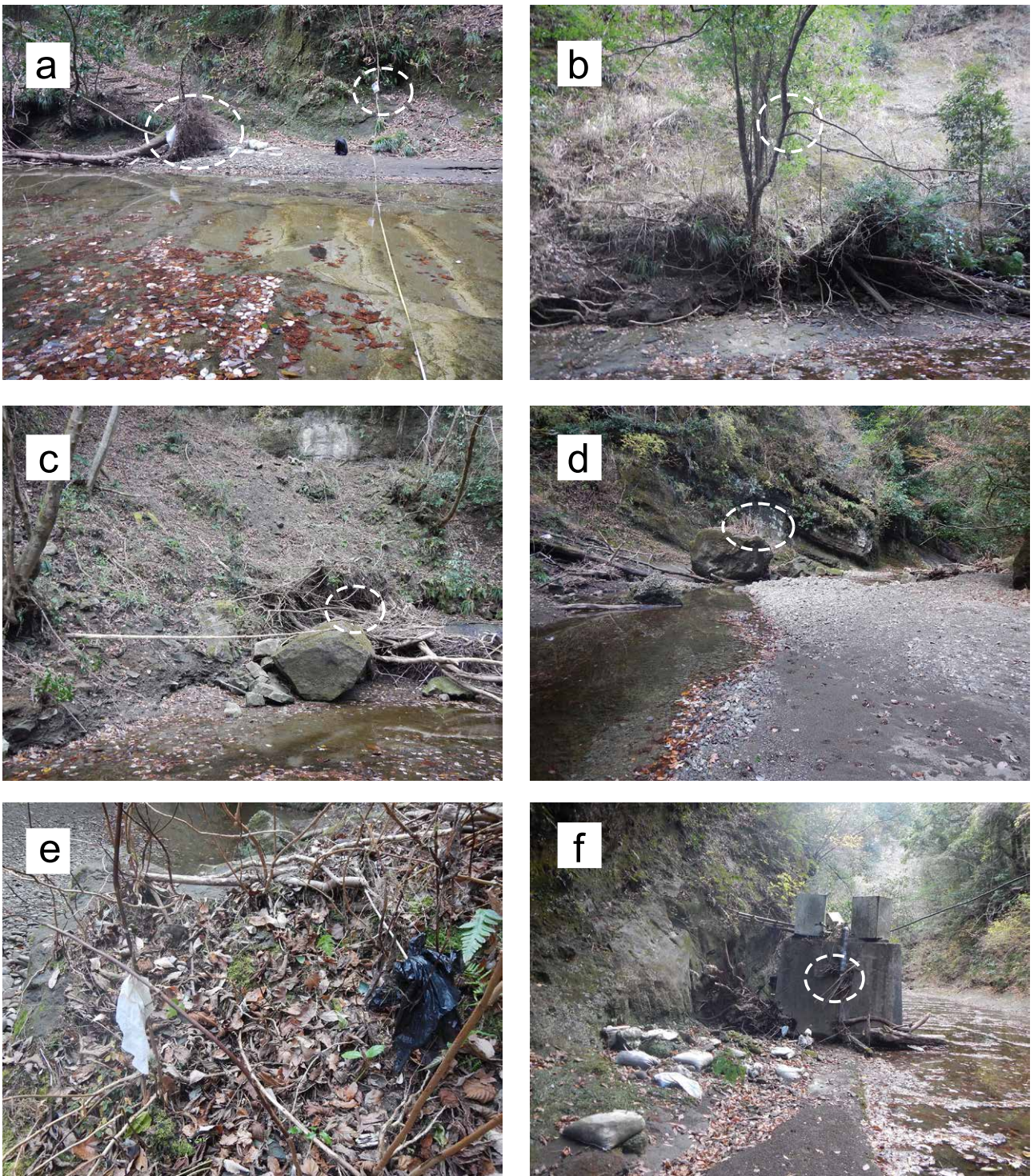


図8. 2017年台風後にみられた出水痕跡（白破線囲み）。観察された場所は図5に示した。a: 河岸の木が倒れていた。右の木の白いビニール袋の中には水が入っていた。高さ 2.0 m。b: 木にひっかかっている枝。高さ 2.0 m。c: 巨礫の上に流木が乗っている。高さ 2.45 m。d, e: 河床にある巨礫とその上のゴミや流木と倒れた草。高さ 2.15 m。f: 旧給水タンクにひっかかっている枝。高さ 1.5 m。

凹凸はだいたい 10 cm以下で、大きな段差は見られない。しかし、湾曲部より下流側の河床は塊状がち泥層でより平坦である。河道の湾曲の形成はこの河床の岩質の違いが原因である可能性も考えられる。

3. 出水時の河床礫の移動

出水時に河床礫がどのように移動したのかを、河床地形（川幅、河床勾配）、出水痕跡（ピーク流量時の水深）から推定する。

礫が移動し始めるときの限界の水深、すなわち移動限界水深 D_c は、礫の移動限界についての実験式である岩垣公式（岩垣, 1956）から、 $\tau^*_c = 0.06$ として

$$D_c = \{ 0.06 (\sigma / \rho - 1) d \} / S$$

σ / ρ : 礫の比重, d : 礫径, S : 勾配

に代入して求められる。

ここでは、礫の比重は1.9、勾配は0.00747を用いた。これによると2017年10月台風時に大きく付加した湾曲部

堰堤からの移動距離 (m:縦数字) と観測年月日

設置場所：小糸川東ノ沢堰堤の上 1997年 1998年 1999年 2000年 2001年 2002年 2003年

No	面積 (縦×横) (cm)	形状	1997年	1998年	1999年	2000年	2001年	2002年	2003年
4	461 9.6 8.5 5.5 24	直角	0 → P → C → 645.4	0 → P → C → 645.4	0 → P → C → 645.4	0 → P → C → 645.4	0 → P → C → 645.4	0 → P → C → 645.4	0 → P → C → 645.4
12	9500 34 24 17 75	直角	0 → P → 15.0	0 → P → 15.0	0 → P → 15.0	0 → P → 15.0	0 → P → 15.0	0 → P → 15.0	0 → P → 15.0
14	200 12 6.9 3 22	細長扁平	0 → x	0 → x	0 → x	0 → x	0 → x	0 → x	0 → x
17	3381 23 18 11 52	直角	0 → x	0 → x	0 → x	0 → x	0 → x	0 → x	0 → x
21	4723 34 17 10 61	直角	0 → R → 38.0	0 → R → 38.0	0 → R → 38.0	0 → R → 38.0	0 → R → 38.0	0 → R → 38.0	0 → R → 38.0
22	4723 34 17 10 61	直角	0 → G → P → x	0 → G → P → x	0 → G → P → x	0 → G → P → x	0 → G → P → x	0 → G → P → x	0 → G → P → x
2198	23 12 9.6 44	直角	0 → P → x	0 → P → x	0 → P → x	0 → P → x	0 → P → x	0 → P → x	0 → P → x
2360	16 16 9.7 41	直角	0 → R → 257.4	0 → R → 257.4	0 → R → 257.4	0 → R → 257.4	0 → R → 257.4	0 → R → 257.4	0 → R → 257.4
943	16 8.8 7.6 32	直角	0 → R → 394.0	0 → R → 394.0	0 → R → 394.0	0 → R → 394.0	0 → R → 394.0	0 → R → 394.0	0 → R → 394.0
970	14 10 7.4 31	直角	0 → P → 383.0	0 → P → 383.0	0 → P → 383.0	0 → P → 383.0	0 → P → 383.0	0 → P → 383.0	0 → P → 383.0
51	41 31 20 92	直角	0 → R → 117.2	0 → R → 117.2	0 → R → 117.2	0 → R → 117.2	0 → R → 117.2	0 → R → 117.2	0 → R → 117.2
1000	kg? 110 99 50 259	直角	0 → R → 117.2	0 → R → 117.2	0 → R → 117.2	0 → R → 117.2	0 → R → 117.2	0 → R → 117.2	0 → R → 117.2
52	110 99 50 259	直角	0 → R → 117.2	0 → R → 117.2	0 → R → 117.2	0 → R → 117.2	0 → R → 117.2	0 → R → 117.2	0 → R → 117.2

R:河床 C:砂礫堆 P:ポットホール G:グループホール x:観測できなくなった年月日 →:停滞期間
 *2001/9/5-2002/7/5は変化がなかったため16回の観測結果を省略, *2003/1/8-2--3/31も同様に5回の観測結果を省略

図9. 礫の移動調査. 1997年5月~2003年3月までの礫の観察年月日と移動距離. 51個の礫のうち移動距離が300 m以上, および長径が30 cmを超える礫を抜粋した. 1997年5月15日に小糸川東ノ沢堰堤上に番号(No)をペイントした礫を設置した(本調査上流端より約400 m上流). 縦数字は観測日に計測された礫の堰堤からの移動距離. 矢印は礫が停滞していた期間を示す. 矢印が途中で途切れるものは, 一度見失った礫が再度, 見つかった場合を示す. 一番右側に描かれている数字が最終距離を示す. R (河床), C (州), P (ポットホール), G (グループホール) はそれぞれ礫が止まった場所を示す.

上流部の平均礫径(約 10 cm)の限界水深は約 90 cmで、出水時には容易に運搬されたことが推定される。また、上式によると水深 2 mでは約 30 cmの礫が動くことになる。2017年の出水時には、それ以前にはなかった礫や流された礫があった。例えば、最下流部の図5Eのaの苔が付いている礫はそれ以前からあり、それとは別に出水後は苔の付いていないb, c礫が加わっている。それぞれ最大径が 1.46 m, 0.98 m, 0.82 mである。増水時はこれらを動かす流れであったと推定される。

著者の一人である大木はこの地域で1997~2003年の間、長径 6~41 cmのいろいろな大きさの径の礫51個にマーキングし、同一地点からそれらを流してその運搬距離を観測している(図9)。その結果、まれに例外もあるが(図9のNo.4)、長径 15 cm以下の礫は砂礫堆やポットホール、グループホールにトラップされやすく、比較的遠くまで運ばれた礫には長径 30 cmをこえるものが含まれる(図9のNo.12, 21, 22)。

以上のことから礫の形状にも関わるが、調査地域の平滑岩盤河床では、出水時には約 30 cmの礫は動くことが推定される。また、直線河道の段差や蛇行州ではこの大きさの礫はトラップされず、運搬されると考えられる。

謝 辞

千葉県立中央博物館房総の山のフィールド・ミュージアムの尾崎煙雄主任上席研究員、前房総の山のフィールド・ミュージアムの後藤 亮上席研究員(現千葉県教育庁文化財課)の両氏には助言及びフィールド調査補助していただきました。査読者である前筑波大学水理実験センター助教授の池田 宏氏、房総の山のフィールド・ミュージアムの八木令子上席研究員には、有意義なコメントをいただきました。また、海野まどか氏には資料整理補助をしていただきました。ここに感謝申し上げます。

引用文献

- Dury, G.H. 1960. Misfit streams: problems in interpretation, discharge, and distribution. *Geogr. Rev.* 50: 219-242.
 岩垣雄一. 1956. 限界掃流力に関する基礎的研究. (I) 限界掃流力の流体力学的研究. *土木学会論文集* 41: 1-21.
 板倉雅子・池田 宏. 1997. 小櫃川上流域における平滑岩盤河川の河道形状について. *筑波大学水理実験センター報告* 22: 9-21.
 Kasuya, M. 1987. Comparative study of Miocene fission-track

- chronology and magneto-biochronology. *Tohoku Univ., Sci. Rept.*, 2nd ser. 58: 93-106.
 鹿島 薫. 1982. 小櫃川流域と養老川流域の更新世末期以降の地形発達史. *地理学評論* 55 (2): 113-128.
 水谷武司. 1997. 第3節丘陵・山地. *In* 千葉県自然誌本編2 千葉県の大地. pp.32-80. 千葉県.
 Schumm, S.A. 1981. Evolution and response of the fluvial systems, sedimentological implications. *In* Ethridge, F.G., Flores, R.M. (eds.), *Recent and Ancient Nonmarine deposition Environments: Models for Exploration*, Society of Economic Paleontologist and Mineralogists Special Publication 31: 19-29.
 徳橋秀一・檀原 徹・岩野英樹. 2000. 房総半島安房層群上部の8凝灰岩のフィッショントラック年代. *地質学雑誌* 106: 560-573.
 八木令子・吉村光敏・小田島高之. 2017. 房総丘陵を水源とする河川流域の地域特性と地形誌. *千葉中央博自然誌研究報告特別号* 10: 21-44.
 山本晃一. 1988. 河道特性論. *土木研究所資料* 2662: 37-50.
 米田莉奈. 2018. 岩盤河川の蛇行切断に関する地形解析~養老川・小櫃川・阿賀野川~. *金沢大学理工学域自然システム学類卒業研究*, 33 pp.
 吉村光敏・八木令子. 2003. 小糸川上流の段丘地形-君津市豊英, 清和県民の森周辺-. *千葉中央博自然誌研究報告特別号* 6: 1-13.

An Incised Meander Bar in the Upper Koito River Formed by Floods in Autumns of 2017 and 2019

Hiroko Okazaki, Junichi Ohki and Hiroomi Nakazato

Natural History Museum and Institute, Chiba
 955-2 Aoba-cho, Chuo-ku, Chiba 260-8682
 E-mail: kohiorko@chiba-muse.or.jp

A meander bar is observed in the upper Koito River that is a plane-bed bedrock river and shows an incised meander in the Boso Hills. The study area of the Boso Hills consists of alternations of sandstones and mudstones of the late Miocene Amatsu Formation. The meander bar in the study area was distinctly enlarged by the floods caused by tyhoons in the autumns of 2017 and 2019. This report described the characteristic of the change of the meander bar.

Key words: meander bar, incised meander, bedrock river, floods.