



Title	急流礫床河川における非平衡土砂輸送場での河床・流路変動に関する研究
Author(s)	田鍋, 颯一
Degree Grantor	北海道大学
Degree Name	博士(工学)
Dissertation Number	甲第16847号
Issue Date	2026-03-25
DOI	https://doi.org/10.14943/doctoral.k16847
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/99692
Type	doctoral thesis
File Information	Soichi_Tanabe.pdf, 全文



急流礫床河川における
非平衡土砂輸送場での
河床・流路変動に関する研究

*Morphological response of gravel-bed rivers under
non-equilibrium sediment transport condition*

北海道大学 大学院工学院

環境フィールド工学専攻 水圏防災・環境研究室

田鍋 颯一

目次

1. はじめに.....	4
1.1 序論	4
1.2 既往研究について.....	5
1.3 本研究の目的・構成.....	7
2. Knickpoint で起こる河床変動特性の把握	13
2.1 はじめに	13
2.2 方法	15
2.2.1 二次元河床変動モデル.....	15
2.2.2 計算条件	16
2.2.3 メカニスティックモデル.....	20
2.3 結果	21
2.3.1 砂州非発生条件下での 1 次元動的平衡形状.....	21
2.3.2 砂州存在下での動的平衡形状.....	23
2.4 考察	29
2.5 結論	31
3. Knickpoint における河岸侵食特性に対するハイドログラフ形状の影響.....	40
3.1 はじめに	40
3.2 手法	42
3.2.1 計算モデル.....	42
3.2.2 対象河川	43
3.2.3 ハイドログラフの分類と作成.....	44
3.2.4 計算条件	46
3.3 結果	47
3.3.1 ピーク流量と流路形態との関係	47
3.3.2 1 ピークケースにおける河岸侵食特性.....	48
3.3.3 2 ピークケースにおける洪水波の順番効果	50
3.4 考察	52
3.4.1 本研究の意義	52

3.4.2	気候変動下における河岸侵食予測について	54
3.4.3	本研究の限界	55
3.5	結論	56
4.	Hydrograph Boundary Layer を越えて進行する分級波が交互砂州形態に与える影響.	61
4.1	はじめに	61
4.2	方法	64
4.2.1	二次元河床変動モデル	64
4.2.2	モデルの精度検証	67
4.2.3	計算条件	69
4.3	結果	71
4.4	考察	80
4.5	結論	84
5.	結論	92
	謝辞	94

1. はじめに

1.1 序論

一般的に礫河川では、河川地形や河床材料分布が時々刻々と変化し続けており、これらは、流量や土砂供給といった外力条件の変化に伴い生じることが知られている (Venditti et al., 2019; Nelson et al., 2009) (図-1.1). ダム建設・撤去や流域規模の斜面崩壊は、長期的に流量・土砂供給パターンを変化させる (Benda et al., 2003). このような外力変化をもたらすイベントが発生すると、河道はこれまで保たれていた平衡状態から非平衡状態へと変化し、外力変化に応じた新たな安定形状へと河道が変動していく (Fields et al., 2021). これら長期的な外力変化に対する河道の応答は、変化点から河道全体に向かって緩やかに起こり続け、最終的には大規模なものとなることが多い (An et al., 2019). 一方で、集中豪雨や土石流の流入などによる急激な外力変化は、局所的な地形の変化をもたらすことが多い (原田・江頭 2018). さらに、豪雨時の地形変化は水害の大規模化にも直結するため (久加ら 2017), 流量・土砂供給条件の変化と河道応答との関係を明らかにすることが防災の観点からも重要である.

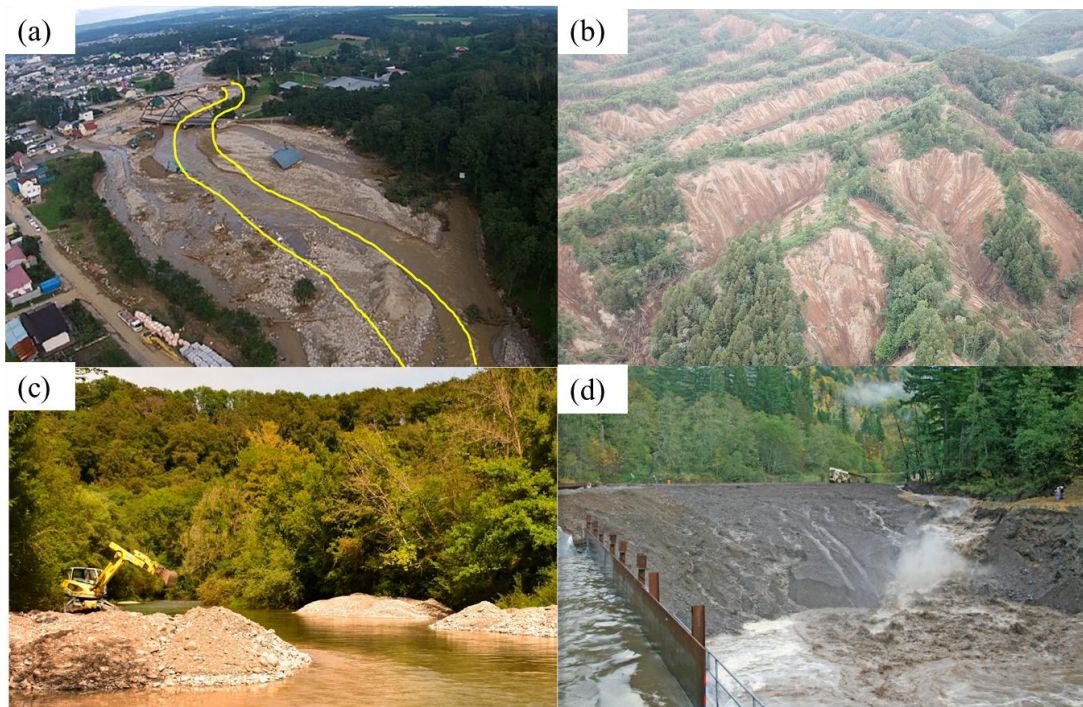


図-1.1 外力変化による河道応答の例. (a) 2016 年北海道豪雨時の十勝川水系ペケレベツ川. 黄色線は豪雨前の川幅を示す. 写真は北海道河川財団より. (b) 2018 年北海道胆振東部地震によって流域規模の斜面崩壊が発生した厚真川支川ハビウ川のドローン写真. (c) スイス Sarine 川で行われた置き土の例 (Mörtl and De Cesare, 2021), (d) オレゴン州 Sandy 川でのダム撤去の例 (Major et al., 2010)

第1章 はじめに

砂州や蛇行の形状に誘発されて起こる平面的な河床・流路変動は、河岸や堤防の侵食を引き起こすため、出水時の被害を大規模化させる主要因の一つである。例えば、減水期のハイドログラフ形状の違いは、最終的な蛇行振幅（岡部ら 2018）や水みち形状（益本・渡邊 2011）に違いをもたらす。また、流量ピークが増加すると流路形態は蛇行から網状流路へと変遷する（Kleinhans and van den Berg, 2011）。さらに実験的な検討から、土砂流入量の増加は河道内の土砂移動・河床変動を活発化させ、短波長で進行速度の大きい砂州が形成を促進することが確認されている（Podolak and Wilcock, 2013; Bankert and Nelson, 2018; Nelson and Morgan, 2018）。一方で、土砂供給が減少すると、河道内の土砂輸送が制限されるために、局所的な粗粒子の堆積（Dietrich et al., 1989）や水みちの粗粒化（Lisle et al., 1993）、砂州の消失（Venditti et al., 2012）が起こる。このように、砂州や蛇行の形態は流量・土砂供給条件に敏感である。外力変化に対する河道の応答を検討する上では、これら砂州や蛇行の形態を考慮することが必要不可欠である。

ただし、流量や土砂供給によって影響が及ぶ範囲は、外力が生じるイベントの時間スケールに強く依存する（Nittrouer and Viparelli, 2014）。実河川においては、様々な時間スケールの外力変化の影響が混在している。そのため、各時間スケールによる地形や河床材料へ与える影響を明らかにすることは、適切な河道設計や地形変化予測を行う上で重要であると考えられる。この中でも特に本研究では、短期間で起こる流量・土砂供給条件の変化による河道応答に着目する。まずは、近年、地形変化を伴う水害が発生しやすいことが明らかになってきている knickpoint（勾配や川幅が急変する箇所）（Sholtes et al., 2018; Ruiz-Villanueva et al., 2023）に焦点を絞り、knickpoint で起こる河床変動メカニズムにおける砂州の役割を解明した後に、出水時の流量パターンの違いが地形変動に与える影響の把握を行う。次に、長期的な視点から見て平衡状態が維持された水路を対象に、上流での短期的な非平衡土砂供給が、交互砂州が発達した下流区間へ与える影響、およびその影響の伝播過程を明らかにしていく。

1.2 既往研究について

礫河川の中でも特に、山地からの距離が近い中小河川において、外力変化による地形応答に伴う水害が起こりやすい（Magilligan et al., 2015; Nardi and Rinaldi, 2015; Scorpio et al., 2022; Surian et al., 2016）。これは山地からの土砂流入量が多いことに加えて、勾配や川幅が急変する knickpoint が多く存在しているからである（Scorpio et al., 2018; Sholtes et al., 2018; Surian et al., 2016; Thompson and Croke, 2013; Yochum et al., 2017）。Knickpoint の形成理由は複数考えられるが（例：断層（Takahashi et al., 2023）、土石流（Surian et al., 2016））、市街地から近く砂州や蛇行などが多く発達するエリアに絞れば、lateral confinement（段丘などによる横断方向への流路移動の制限度）が縦断的に変化することが原因であることが多い（Sholtes et al., 2018; Thompson and Croke, 2013; Yochum et al., 2017）。この場合の Knickpoint は、異なる特性を持つ区間の接続部分であると解釈でき、

第1章 はじめに



図-1.2 Knickpoint での水害例. (a) 2011 年オーストラリア Murphys Creek での地形変化 (Figs. 5 (A) and (B) in Thompson and Croke, 2013), (b) 2013 年コロラド州 Big Thompson 川での地形変化 (Fig. 3 in Yochum et al., 2017)

出水中に流れや土砂輸送が非平衡状態になりやすい箇所であるため (Fryirs et al., 2016), 河床変動が活発になりやすい (図-1.2). すなわち knickpoint は, 形状そのものによって局所的な非平衡性をもたらす要因の一つといえる. 近年では, 気候変動の進行による豪雨イベントの増加に伴い, これら knickpoint での地形変化を伴う水害が増加している (久加ら 2017; Thompson and Croke, 2013; Yochum et al., 2017). しかし, knickpoint での非平衡土砂輸送が, どのようにして大規模な地形変化に繋がるのか, そのメカニズムや特性について明らかにしようとした研究例はほとんどない.

出水時などの短期的に起こる地形変化に関しては, 流量ピーク値が流路形態に対する最も支配的なパラメータであることが知られている (Kleinhans and van den Berg, 2011). 例えば, 安定河道における川幅や勾配を経験的に求めるレジーム則では, 年最大流量といった流量のマグニチュードが重要な入力値である (Leopold and Maddock, 1953; Eaton et al., 2004; Parker, 1978; Parker et al., 2007). 一方で, 砂州や蛇行といった平面的な河道形状に着目すると, 流量の非定常性もこれらの形態に影響を与える可能性がある (Tubino et al., 1991; Huang et al., 2023). 例えば減水期のハイドログラフ形状の違いは, 最終的な蛇行振幅 (岡部ら 2018) や水みち形状 (益本・渡邊 2011) に違いをもたらすことが知られている. また, 泉らのグループは, 流量の減衰期には河床の不安定性が高まり, 波長の短い砂州が発達することで側岸侵食が促進される可能性を指摘している (泉ら 2021, 泉・川村 2022). さらに, 気候変動の進行によって流量の時間変動パターンはより複雑化することが予測されており (山田ら 2018), 気候変動後に増加することが見込まれる複数ピークハイドログラフは, 単一ピークハイドログラフの時とは異なる地形変化をもたらさう (Blåfield et al., 2025). これまでに行われてきたハイドログラフに対する砂州や蛇行の応答に関する研究の多くは, 長期的にみて安定河道とみなせる区間を対象としており, knickpoint のような非平衡性の高い箇所におけるハイドログラフによる地形変化への影響は十分に議論されていない.

第1章 はじめに

一般に、knickpoint や斜面崩壊、ダム建設・撤去などの非平衡土砂輸送が起こる箇所は上流に位置していることが多い。ハイドログラフ形状のような流れの情報は、すみやかに下流方向へと伝播する一方で、流砂・河床変動に関する情報の伝播には時間を要するため、十分に下流では影響を受けずに平衡状態が保たれることが多い (Fields et al., 2021)。複数の既往研究から、非平衡土砂輸送に対する河道の応答は大きく二種類に分けられる。一つは流砂の連続性の基づくもので、土砂供給量と土砂流下能力の不一致に起因する河床変動である。Wong and Parker (2006)によると、流砂の連続性に基づく河床変動は上流付近に限定される。一方、礫床河川のように広い粒径分布を有する河床においては、移流拡散的な振る舞いをする分級波が、前者に起因する河床変動が起こる範囲よりも十分下流にまで伝播する (An et al., 2017; Humphries et al., 2012; Lisle et al., 1997; Nelson et al., 2015) ことが知られている。ただし、下流へと進行していく中で分級波は徐々に減衰するため、影響が伝播する限界範囲のようなものが存在するはずである。これについて、例えば An らのグループ (An et al., 2017a; An et al., 2017b; An et al., 2018) は、一次元数値シミュレーションを用いて、非定常流下での非平衡給砂の影響が及ぶ範囲に関する研究を行ってきている。一方、日本に多い急流の礫河川では、下流に砂州が存在することが多く、一次元計算ではこれらは十分に考慮できない。しかしこれまでに、非平衡給砂に起因する分級波が下流砂州へ与える影響や、砂州内での分級波の動態については明らかにされておらず、非平衡給砂の影響がどれくらい下流の砂州にまで及ぶのかについては十分に議論されているとはいえない。

1.3 本研究の目的・構成

本論文はこれらの背景を基に以下の研究を取りまとめたものである。1 章では本研究の背景と本論文の構成について述べる。2, 3, 4 章では以下に示す個別研究の詳細を記述し、5 章にて本研究のまとめと結論を述べる。

【2 章】 knickpoint で起こる河床変動特性の解明

2 章では、すべての土砂移動・河床変動は動的平衡を満たす方向に起こるという原則に基づき、不安定な河道である knickpoint の河床変動メカニズムに着目する。動的平衡形状や安定河道形状を求めようとする既往研究の多くは、0 次元・1 次元的な数値モデルを基にして行われているため、砂州などの 2 次元的な河床形状の影響は考慮されていない。しかし、knickpoint 付近に存在する砂州や蛇行は、流れの集中をもたらし河岸侵食を誘発するなど、河床変動特性を把握する上で考慮すべき要素である。そこで本章では、二次元的な流れと河床変動を解析できる数値計算モデル iRIC-Nays2DH を用いて、砂州や蛇行などの二次元的な河床形状が knickpoint における河床変動特性、および最終的な動的平衡形状に与える影響を明らかにする。さらに、既存の 1 次元モデルとの比較も行う。

【3 章】 knickpoint における河岸侵食特性に対するハイドログラフ形状の影響

第1章 はじめに

3章では、knickpointを有する実際の河川地形を対象に、ハイドログラフの形状が異なることによる流路変動や河岸侵食への影響に着目する。既往研究から、流量のピーク値が同様であっても、ハイドログラフ形状が異なると最終的な河床変動の形態も異なることが指摘されている。一方で、knickpointのように土砂輸送が強く非平衡となる箇所におけるハイドログラフ形状の効果は明らかになっていない。そこで本章では、2章と同様の数値モデル iRIC-Nays2DH を用いて、knickpointを有する実際の河川地形を対象に、複数のハイドログラフ形状を入力条件とした検討を行う。対象とする河川は2016年に大規模な河床変動を伴う水害が発生した北海道ペケレベツ川である。また、実際に起こりうるハイドログラフを得るために、アンサンブル気候予測データベース d4PDF を基に算出されるハイドログラフデータを使用する。

【4章】非平衡給砂の影響が下流の砂州に与える影響とその範囲に関する研究

4章では、洪水のような短期スケールにおける非平衡土砂輸送による下流砂州への影響およびその影響範囲に着目する。今回、単一ハイドログラフ下での非平衡給砂の影響範囲を表す指標として Hydrograph Boundary Layer (以下 HBL) を採用する。これは、均一粒径に近い河床材料の下では、非平衡給砂の影響がある範囲に限定されるというものである。一方、広い粒径分布を有する場合には、Bedload sheets が HBL よりも下流に進行することが知られている。そこで本章では、下流に交互砂州が形成されている場合に、HBL を越えて進行する Bedload sheets が砂州形態にどのような影響を与えるか、およびその Bedload sheets の動態を明らかにすることを目的とした数値計算を行う。ここでは、iRIC-Nays2DH に実装されている混合粒径モデルを改良したモデルを使用する。この研究では、より現実的な条件下での現象（混合粒径で構成された交互砂州など）に着目することを目的に、これまで1次元モデルを用いて検討されてきた HBL に関する研究を、2次元モデルを用いて拡張したものである。

参考文献

- An, C., Fu, X., Wang, G., and Parker, G.: Effect of grain sorting on gravel bed river evolution subject to cycled hydrographs: Bed load sheets and breakdown of the hydrograph boundary layer, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 122, 1513–1533, <https://doi.org/10.1002/2016JF003994>, 2017a.
- An, C., Cui, Y., Fu, X., and Parker, G.: Gravel-bed river evolution in earthquake-prone regions subject to cycled hydrographs and repeated sediment pulses: Gravel-bed River Evolution with Cycled Hydrographs and Sediment Pulses, *Earth Surf. Process. Landforms*, 42, 2426–2438, <https://doi.org/10.1002/esp.4195>, 2017b.
- An, C., Moodie, A. J., Ma, H., Fu, X., Zhang, Y., Naito, K., and Parker, G.: Morphodynamic model of the lower Yellow River: flux or entrainment form for sediment mass conservation?, *Earth Surf. Dynam.*, 6, 989–1010, <https://doi.org/10.5194/esurf-6-989-2018>, 2018.

- An, C., Parker, G., Hassan, M. A., and Fu, X.: Can magic sand cause massive degradation of a gravel-bed river at the decadal scale? Shi-ting River, China, *Geomorphology*, 327, 147–158, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.10.026>, 2019.
- Bankert, A. R. and Nelson, P. A.: Alternate bar dynamics in response to increases and decreases of sediment supply, *Sedimentology*, 65, 702–720, <https://doi.org/10.1111/sed.12399>, 2018.
- Benda, L., Miller, D., Bigelow, P., and Andras, K.: Effects of post-wildfire erosion on channel environments, Boise River, Idaho, *Forest Ecology and Management*, 178, 105–119, [https://doi.org/10.1016/S0378-1127\(03\)00056-2](https://doi.org/10.1016/S0378-1127(03)00056-2), 2003.
- Blåfield, L., Gonzales-Inca, C., Alho, P., and Kasvi, E.: Morphological response to climate-induced flood-event variability in a subarctic river, *Earth Surf. Dynam.*, 13, 827–844, <https://doi.org/10.5194/esurf-13-827-2025>, 2025.
- Dietrich, W. E., Kirchner, J. W., Ikeda, H., and Iseya, F.: Sediment supply and the development of the coarse surface layer in gravel-bedded rivers, *Nature*, 340, 215–217, <https://doi.org/10.1038/340215a0>, 1989.
- Eaton, B. C., Church, M., and Millar, R. G.: Rational regime model of alluvial channel morphology and response, *Earth Surf. Process. Landforms*, 29, 511–529, <https://doi.org/10.1002/esp.1062>, 2004.
- Fryirs, K. A., Wheaton, J. M., and Brierley, G. J.: An approach for measuring confinement and assessing the influence of valley setting on river forms and processes, *Earth Surf Processes Landf*, 41, 701–710, <https://doi.org/10.1002/esp.3893>, 2016.
- 原田大輔, 江頭進治: 流砂・流木を伴う洪水流の解析 -2017 年 7 月九州北部豪雨による赤谷川洪水を対象として-, 土木学会論文集 B1 (水工学), 74 巻, 4 号, pp. I_937-I_942, https://doi.org/10.2208/jscejhe.74.I_937, 2018.
- Huang, D., Iwasaki, T., Yamada, T., Hiramatsu, Y., Yamaguchi, S., and Shimizu, Y.: Morphodynamic equilibrium of alternate bar dynamics under repeated hydrographs, *Advances in Water Resources*, 175, 104427, <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2023.104427>, 2023.
- Humphries, R., Venditti, J. G., Sklar, L. S., and Wooster, J. K.: Experimental evidence for the effect of hydrographs on sediment pulse dynamics in gravel-bedded rivers, *Water Resources Research*, 48, 2011WR010419, <https://doi.org/10.1029/2011WR010419>, 2012.
- 泉典洋, 高津教彰, 川村里実: 河床砂州の発達に及ぼす流量変化の影響, 土木学会論文集 A2 (応用力学), 77 巻, 2 号, pp. I_451-I_456, https://doi.org/10.2208/jscejam.77.2_I_451, 2021.
- 泉典洋, 川村里実: 流量がゆっくりと変化する条件下での砂州の弱非定常安定解析, 土木学会論文集 B1 (水工学), 78 巻, 2 号, pp. I_949-I_954, https://doi.org/10.2208/jscejhe.78.2_I_949, 2022.

- Kleinhans, M. G. and Van Den Berg, J. H.: River channel and bar patterns explained and predicted by an empirical and a physics-based method, *Earth Surf Processes Landf*, 36, 721–738, <https://doi.org/10.1002/esp.2090>, 2011.
- 久加朋子, 清水康行, 宮本具征, 劔持浩高, 酒谷賢治, 泉典洋, 山口里実, 岩崎理樹, 石田義明: 2016年北海道豪雨災害におけるペケレベツ川の被災状況と流路変動特性の検証, *河川技術論文集*, 23巻, pp. 55-60, https://doi.org/10.11532/river.23.0_55, 2017.
- Leopold L.B., Maddock T. (1953) The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. U.S. Geological. Survey. Professional. Paper 252.
- Lisle, T. E., Iseya, F., and Ikeda, H.: Response of a Channel with alternate bars to a decrease in supply of mixed-size bed load: A Flume Experiment, *Water Resour. Res.*, 29, 3623–3629, <https://doi.org/10.1029/93WR01673>, 1993.
- Lisle, T. E., Pizzuto, J. E., Ikeda, H., Iseya, F., and Kodama, Y.: Evolution of a sediment wave in an experimental channel, *Water Resources Research*, 33, 1971–1981, <https://doi.org/10.1029/97WR01180>, 1997.
- Magilligan, F. J., Buraas, E. M., and Renshaw, C. E.: The efficacy of stream power and flow duration on geomorphic responses to catastrophic flooding, *Geomorphology*, 228, 175–188, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.08.016>, 2015.
- Major, J. J., Spicer, K. R., and Collins, R. A.: Time-lapse Imagery of the breaching of Marmot dam, Oregon, and subsequent erosion of sediment by the Sandy river -October 2007 to May 2008, U.S. Geological Survey Data Series 521.
- 益本孝彦, 渡邊康玄: 洪水減水期における水みちの形成特性, *土木学会論文集 B1 (水工学)*, 67巻, 4号, pp. I_799-I_804, https://doi.org/10.2208/jscejhe.67.I_799, 2011.
- Mörtl, C. and De Cesare, G.: Sediment Augmentation for River Rehabilitation and Management—A Review, *Land*, 10, 1309, <https://doi.org/10.3390/land10121309>, 2021.
- Nardi, L. and Rinaldi, M.: Spatio-temporal patterns of channel changes in response to a major flood event: the case of the Magra River (central-northern Italy): SPATIO-TEMPORAL CHANGES OF CHANNELS IN RESPONSE TO A MAJOR FLOOD EVENT, *Earth Surf. Process. Landforms*, 40, 326–339, <https://doi.org/10.1002/esp.3636>, 2015.
- Nelson, P. A., Venditti, J. G., Dietrich, W. E., Kirchner, J. W., Ikeda, H., Iseya, F., and Sklar, L. S.: Response of bed surface patchiness to reductions in sediment supply, *J. Geophys. Res.*, 114, 2008JF001144, <https://doi.org/10.1029/2008JF001144>, 2009.
- Nelson, P. A., Brew, A. K., and Morgan, J. A.: Morphodynamic response of a variable-width channel to changes in sediment supply, *Water Resources Research*, 51, 5717–5734, <https://doi.org/10.1002/2014WR016806>, 2015.
- Nelson, P. A. and Morgan, J. A.: Flume experiments on flow and sediment supply controls on

- gravel bedform dynamics, *Geomorphology*, 323, 98–105, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.09.011>, 2018.
- Nittrouer, J. A. and Viparelli, E.: Sand as a stable and sustainable resource for nourishing the Mississippi River delta, *Nature Geosci.*, 7, 350–354, <https://doi.org/10.1038/ngeo2142>, 2014.
- 岡部和憲, 久加朋子, 清水康行, 長谷川和義, 新庄興, 山口市実: 流量ハイドログラフ形状に対する蛇行流路の移動特性～十勝川水系音更川を事例として～, *土木学会論文集 B1 (水工学)*, 74 巻, 5 号, pp. I_1009-I_1014, https://doi.org/10.2208/jscejhe.74.5_I_1009, 2018.
- Parker, G.: Self-formed straight rivers with equilibrium banks and mobile bed. Part 2. The gravel river, *J. Fluid Mech.*, 89, 127–146, <https://doi.org/10.1017/S0022112078002505>, 1978.
- Parker, G., Wilcock, P. R., Paola, C., Dietrich, W. E., and Pitlick, J.: Physical basis for quasi-universal relations describing bankfull hydraulic geometry of single-thread gravel bed rivers, *J. Geophys. Res.*, 112, F04005, <https://doi.org/10.1029/2006JF000549>, 2007.
- Podolak, C. J. P. and Wilcock, P. R.: Experimental study of the response of a gravel streambed to increased sediment supply: EXPERIMENTAL STUDY OF THE RESPONSE TO INCREASED SEDIMENT SUPPLY, *Earth Surf. Process. Landforms*, 38, 1748–1764, <https://doi.org/10.1002/esp.3468>, 2013.
- Scorpio, V., Crema, S., Marra, F., Righini, M., Ciccacese, G., Borga, M., Cavalli, M., Corsini, A., Marchi, L., Surian, N., and Comiti, F.: Basin-scale analysis of the geomorphic effectiveness of flash floods: A study in the northern Apennines (Italy), *Science of The Total Environment*, 640–641, 337–351, <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.05.252>, 2018.
- Scorpio, V., Cavalli, M., Steger, S., Crema, S., Marra, F., Zaramella, M., Borga, M., Marchi, L., and Comiti, F.: Storm characteristics dictate sediment dynamics and geomorphic changes in mountain channels: A case study in the Italian Alps, *Geomorphology*, 403, 108173, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108173>, 2022.
- Sholtes, J. S., Yochum, S. E., Scott, J. A., and Bledsoe, B. P.: Longitudinal variability of geomorphic response to floods, *Earth Surf Processes Landf*, 43, 3099–3113, <https://doi.org/10.1002/esp.4472>, 2018.
- Surian, N., Righini, M., Lucía, A., Nardi, L., Amponsah, W., Benvenuti, M., Borga, M., Cavalli, M., Comiti, F., Marchi, L., Rinaldi, M., and Viero, A.: Channel response to extreme floods: Insights on controlling factors from six mountain rivers in northern Apennines, Italy, *Geomorphology*, 272, 78–91, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.02.002>, 2016.
- Takahashi, N. O., Shyu, J. B. H., Toda, S., Matsushi, Y., Ohta, R. J., and Matsuzaki, H.: Transient Response and Adjustment Timescales of Channel Width and Angle of Valley-Side Slopes to Accelerated Incision, *JGR Earth Surface*, 128, e2022JF006967, <https://doi.org/10.1029/2022JF006967>, 2023.

- Thompson, C. and Croke, J.: Geomorphic effects, flood power, and channel competence of a catastrophic flood in confined and unconfined reaches of the upper Lockyer valley, southeast Queensland, Australia, *Geomorphology*, 197, 156–169, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.05.006>, 2013.
- Tubino, M.: Growth of alternate bars in unsteady flow, *Water Resources Research*, 27, 37–52, <https://doi.org/10.1029/90WR01699>, 1991.
- Venditti, J. G., Nelson, P. A., Minear, J. T., Wooster, J., and Dietrich, W. E.: Alternate bar response to sediment supply termination, *J. Geophys. Res.*, 117, 2011JF002254, <https://doi.org/10.1029/2011JF002254>, 2012.
- Venditti, J. G., Nittrouer, J. A., Allison, M. A., Humphries, R. P., and Church, M.: Supply-limited bedform patterns and scaling downstream of a gravel–sand transition, *Sedimentology*, 66, 2538–2556, <https://doi.org/10.1111/sed.12604>, 2019.
- Wong, M. and Parker, G.: One-dimensional modeling of bed evolution in a gravel bed river subject to a cycled flood hydrograph: BED EVOLUTION WITH FLOOD HYDROGRAPH, *J. Geophys. Res.*, 111, n/a-n/a, <https://doi.org/10.1029/2006JF000478>, 2006.
- 山田朋人, 星野剛, 舩屋繁和, 植村郁彦, 吉田隆年, 大村宣明, 山本太郎, 千葉学, 戸村翔, 時岡真治, 佐々木博文, 濱田悠貴, 中津川誠: 北海道における気候変動に伴う洪水外力の変化, *河川技術論文集* 24 巻, pp. 391-396, https://doi.org/10.11532/river.24.0_391, 2018.
- Yochum, S. E., Sholtes, J. S., Scott, J. A., and Bledsoe, B. P.: Stream power framework for predicting geomorphic change: The 2013 Colorado Front Range flood, *Geomorphology*, 292, 178–192, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.03.004>, 2017.

2. Knickpoint で起こる河床変動特性の把握

2.1 はじめに

河川地形の変化は、流量パターンや土砂供給、植生に代表される様々な外的・内的要因に支配されており、水害時に周辺家屋やインフラ設備に被害をもたらす主要因の一つである。特に山地や谷底平野を流れる中小河川では、土砂供給源からの距離が近いこと、出水時に堤防侵食や流路変動をはじめとした大規模な河床変動が起こりやすい (Magilligan et al., 2015; Nardi and Rinaldi, 2015; Scorpio et al., 2022; Surian et al., 2016)。現在の河川地形は、過去の出水に伴う地形変化の繰り返しで構築されており (Blom, 2016)、通常時には顕著な地形変化の起こらない動的平衡状態が保たれている (Ahnert, 1994; Bolla Pittaluga et al., 2014; De Vries, 1993; Zhou et al., 2017)。しかし、既往最大を越えた出水時には、土砂輸送は非平衡状態となり、大規模な地形変化とそれに伴う水害をもたらす。気候変動 (Trenberth, 2011) や河川構造物の建設・撤去 (Fields et al., 2021)、斜面崩壊の発生 (Schuerch et al., 2006) によって、土砂輸送状態を支配する流量や土砂供給パターンが変化し続けている。そのため、これら外力変化を踏まえたうえで、今後取りうる河川地形や水害時の地形変化を予測することは重要である。

流量や土砂供給条件の変化によって、①川幅、②河床勾配、③河床材料が応答しうる (Blom et al., 2017; Buffington and Montgomery, 1999; Dade et al., 2011)。既往研究によると、川幅が最も早く応答し、次いで河床勾配が変化する (Curtis et al., 2010; Dade et al., 2011; Tealdi et al., 2011)。川幅・河床勾配と比べると、河床材料の変化は起こりにくい (Blom et al., 2017)。洪水時の地形応答は様々なパラメータの相互作用で決定される。流下能力を表す total stream power や unit stream power は、洪水時の地形変化を支配する水理学的指標として知られている (Canderelli and Wohl, 2003; Kale, 2007; Krapesch et al., 2011; Magilligan, 1992; Magilligan et al., 2015; Parker et al., 2015; Wohl, 1992)。しかし、stream power だけでは地形変化を理解するのに十分ではないことが明らかになってきており (Costa and O'Connor, 1995; Heritage et al., 2004; Nardi and Rinaldi, 2015)、そのほかの指標についても考慮する必要がある。例えば、全谷幅に対する川幅の比をとった lateral confinement (横方向閉塞度) は、地形変化を支配する地形的指標の一つである (Ruiz-Villanueva et al., 2023; Scorpio et al., 2018; Sholtes et al., 2018; Surian et al., 2016; Yochum et al., 2017; Thompson and Croke, 2013)。Lateral confinement の縦断変化は、地形による土砂輸送特性の縦断変化を示すものである (Brierley and Fryirs, 2005)。例えば、下流方向に lateral confinement が減少する地点では、土砂輸送が顕著になる (Fryirs et al., 2016)。Lateral confinement のほかには、湾曲 (Buraas et al., 2014) や洪水前の初期地形 (Dean and Schmidt, 2013)、土砂供給 (Church, 2006; Heritage et al., 2004; Rinaldi et al., 2016)、構造物などの影響 (Langhammer, 2010)、植生 (Ruiz-Villanueva et al., 2023; White et al., 2023) が地形変

第2章 Knickpoint での河床変動特性

化を支配する要因として知られている。

丘陵から平野へと遷移するような knickpoint は、特に川幅拡幅が発生しやすい地点である (Scorpio et al., 2018; Sholtes et al., 2018; Surian et al., 2016; Thompson and Croke, 2013; Yochum et al., 2017)。これは、勾配や川幅が急変する knickpoint では、洪水時に非平衡な土砂輸送が発生するためである。具体的には、縦断的に川幅増加・勾配減少する点ではせん断力が減少するため、土砂堆積や流路の分岐、河岸侵食が発生しやすい。すなわち、地形変化を伴う水害を予測するためには、洪水時の knickpoint での河床変動特性、および新たな外力に応じた平衡状態を理解することが重要となる。なお knickpoint は一般的に、岩盤河川における上に凸な地点のみを指す (例: Gardner, 1983) が、近年では下に凸な地形についても knickpoint として扱われている (例: Crosby and Whipple, 2006)。さらに現在では岩盤河川に限らず、丘陵から平野へと遷移する箇所、unit stream power が減少する箇所、lateral confinement が低下する箇所を knickpoint と呼ぶことも増えている (例: Thompson and Croke, 2013)。上記を踏まえて本研究では、勾配や川幅が変化する箇所を knickpoint としている。

河床変動は以下に示す Exner 式に従う。

$$(1 - \lambda) \frac{\partial \eta}{\partial t} = - \left(\frac{\partial Q_B^x}{\partial x} + \frac{\partial Q_B^y}{\partial y} \right) \quad (2-1)$$

x と y はそれぞれ流れ方向と横断方向の座標、 t は時間、 η は河床高、 Q_B^x と Q_B^y は流れ方向と横断方向の土砂輸送量、 λ は河床中の間隙率を表す。動的平衡状態とは、左辺の時間微分項がゼロになる時 (河床変動が起こらない時) を指しており (Ahnert, 1994; Bolla Pittaluga et al., 2014; De Vries, 1993)、以下のように書き換えられる。

$$\frac{\partial Q_B^x}{\partial x} + \frac{\partial Q_B^y}{\partial y} = 0 \quad (2-2)$$

上式は、土砂流入量と土砂流出量が釣り合っていることを示しており、河川地形や土砂輸送はこの関係を満たす方向に起こる。

河川の動的平衡形状 (安定形状) は古くから数多くの手法を用いて研究されてきている。有名な手法の一つにレジーム則が挙げられる。Leopold and Maddock (1953)によると、安定状態の沖積河川の川幅や勾配は代表流量 (有効流量 (Wolman and Miller, 1960)、堤防満杯流量 (Williams, 1978)) のべき乗で表すことができる。さらに、流量と土砂供給量を用いた物理学ベースのレジーム則も提案されている (Eaton et al., 2004; Parker, 1978; Parker et al., 2007)。また、水と土砂の保存則を用いて動的平衡時の縦断形状を算出するメカニスティックモデルも存在する (Bolla Pittaluga et al., 2014; Ferrer-Boix et al., 2016; Morris and Williams, 1997; Sinha and Parker, 1996)。これらの0次元、1次元的手法は、外力変化による河川地形の応答を理解する上で非常に有用であるものの、砂州や蛇行、屈曲といった2次元的な河床形状については考慮されていない。Knickpointを有する沖

第2章 Knickpoint での河床変動特性

積河川では2次元的な河床形状が顕著である (Dean and Schmidt, 2013; Kyuka et al., 2020, Nagata et al., 2014; Wright and Kaplinski, 2011) ため, これらが河床変動や動的平衡形状に与える影響を明らかにする必要がある. 複数の既往研究では, 砂州や蛇行の存在下における長期的かつ局所的な河道応答を理解するために, 実験的, 数値計算的手法が用いられてきた. 例えば, Nelson et al. (2009)や Nelson and Morgan (2018)は, 平衡状態の下での砂州動態を調べるため, 複数の水路実験を行っている. Requena et al. (2006)は, 川幅拡幅点における土砂堆積特性を明らかにすべく実験を行っている. 実験は現象を理解する上では非常に有用であるが, 水路長や実験時間に制約が存在する. 非平衡土砂輸送が卓越する Knickpoint は, 土砂供給量や水深といった境界条件に敏感であり, 動的平衡状態を明らかにするためには十分な水路長と時間が必要となる. 一方で2次元河床変動計算は, 長期間かつ大規模な実河川スケールでの現象 (例: 蛇行河川 (Motta et al., 2012), 分岐 (Guerrero et al., 2015), 岩盤河川 (Wu et al., 2019)) に適用可能である. つまり数値計算は, knickpoint における2次元動的平衡形状を再現・予測するための最適な手法であると考えられ, 動的平衡状態における2次元的な河床形状の役割を解明するための有用な手法であると考えられる.

そこで本研究では, 2次元河床変動モデルを用いて, 砂州が存在する knickpoint での動的平衡形状を計算する. 本研究の目的は以下のとおりである. (1) knickpoint における動的平衡形状はどういうものか? (2) 砂州の有無で動的平衡形状に違いは生じるのか? 数値計算を用いることで, 動的平衡形状だけでなく, そこに至るまでの過程についても言及することができると考えている.

2.2 方法

2.2.1 二次元河床変動モデル

本研究では, 2次元河床変動モデルとして, iRIC-Nays2DH (Shimizu et al., 2014, URL: <https://i-ric.org/solvers/nays2dh/>) を使用する. 本モデルは, 河床材料を一律とみなす均一粒径モデルであり, これまでに砂州や蛇行が支配的な場に適用されるなど (Huang et al., 2023; Iwasaki et al., 2016b), 精度上の問題はないと考えている.

流れの計算には2次元非定常浅水流方程式を使用している. 支配方程式には一般座標系が使用されているが, ここでは簡単のために直交座標で示す.

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial uh}{\partial x} + \frac{\partial vh}{\partial y} = 0 \quad (2-3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = -g \left(\frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) - \frac{gn_m^2 u V}{h^{\frac{4}{3}}} \quad (2-4)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = -g \left(\frac{\partial h}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) - \frac{gn_m^2 v V}{h^{\frac{4}{3}}} \quad (2-5)$$

h は水深, u と v はそれぞれ x と y 方向の水深平均流速, V は x と y 方向の流速の合成流速,

第2章 Knickpoint での河床変動特性

g は重力加速度, n_m はマンニングの粗度係数を表す.

本研究は比較的上流域に位置する knickpoint を有する礫河川での河床変動を対象としているため, 流砂モードとして掃流砂のみを考慮する. 流れ方向の掃流砂モデルとしては均一粒径を対象にした芦田・道上 (1972) 式を使用している. また, 横断方向の流砂量を算出するために長谷川 (1984) の式を使用している. 以下に両式を示す.

$$q_B^s = 17\tau_{*e}^{1.5} \left(1 - \frac{\tau_{*c}}{\tau_*}\right) \left(1 - \sqrt{\frac{\tau_{*c}}{\tau_*}}\right) \sqrt{Rgd^3} \quad (2-6)$$

$$q_B^n = q_B^s \left(\frac{w_{cb}^n}{V_{cb}} - \sqrt{\frac{\tau_{*c}}{\mu_s \mu_k \tau_*}} \frac{\partial \eta}{\partial n} \right) \quad (2-7)$$

s と n はそれぞれ流れとその垂直方向の座標, q_B^s と q_B^n はそれぞれ s と n 方向の単位幅流砂量, τ_* は無次元掃流力, τ_{*c} は無次元限界掃流力 ($=0.05$), R は土砂の水中比重, d は粒子直径, w_{cb}^n は n 方向の河床近傍流速, V_{cb} は河床近傍の合成流速, μ_s と μ_k はそれぞれ静止摩擦係数と動摩擦係数を表す. 本研究では静止摩擦係数と動摩擦係数は安息角 35 度に値する 0.7 としている (Iwasaki et al., 2016a). 河床近傍流速については Engelund (1974) による平衡二次流モデルを適用している.

$$w_{cb}^n = w_{cb}^s N_* \frac{h}{r} \quad (2-8)$$

w_{cb}^s は s 方向の河床近傍流速, N_* は二次流の鉛直流速分布に関する係数 ($=7$), r は水深平均流速の曲率を表す. x と y 方向の流砂量ベクトルは水深平均流速ベクトルを基に以下のように表される (Iwasaki et al., 2016b).

$$q_B^x = \frac{\partial x}{\partial s} q_B^s + \frac{\partial x}{\partial n} q_B^n = \cos \theta_s q_B^s - \sin \theta_s q_B^n = \frac{u}{V} q_B^s - \frac{v}{V} q_B^n \quad (2-9)$$

$$q_B^y = \frac{\partial y}{\partial s} q_B^s + \frac{\partial y}{\partial n} q_B^n = \sin \theta_s q_B^s + \cos \theta_s q_B^n = \frac{v}{V} q_B^s + \frac{u}{V} q_B^n \quad (2-10)$$

q_B^x と q_B^y はそれぞれ x と y 方向の単位幅流砂量, θ_s は x 座標に対する流れ方向の角度を示す. 河床高は式(2-1)を用いて更新される.

2.2.2 計算条件

Knickpoint を有する河川で起こる河床変動メカニズムを明らかにするために, 本研究では単純な水路と水理条件を採用する. 水路と水理条件のモデルとして, 2016 年に knickpoint 周辺で川幅拡幅が生じたペケレベツ川を参考にした (図-2.1). 勾配変化点は図-2.1 の黄色丸で示した位置に存在していた. ペケレベツ川は, 清水町周辺で平野となっている (unconfined reach) のに対し, 清水町の 2.5 km 上流では谷地形が顕著となっている (confined reach) (図-2.2). すなわち, 清水町周辺は lateral confinement が急激に変

第2章 Knickpoint での河床変動特性

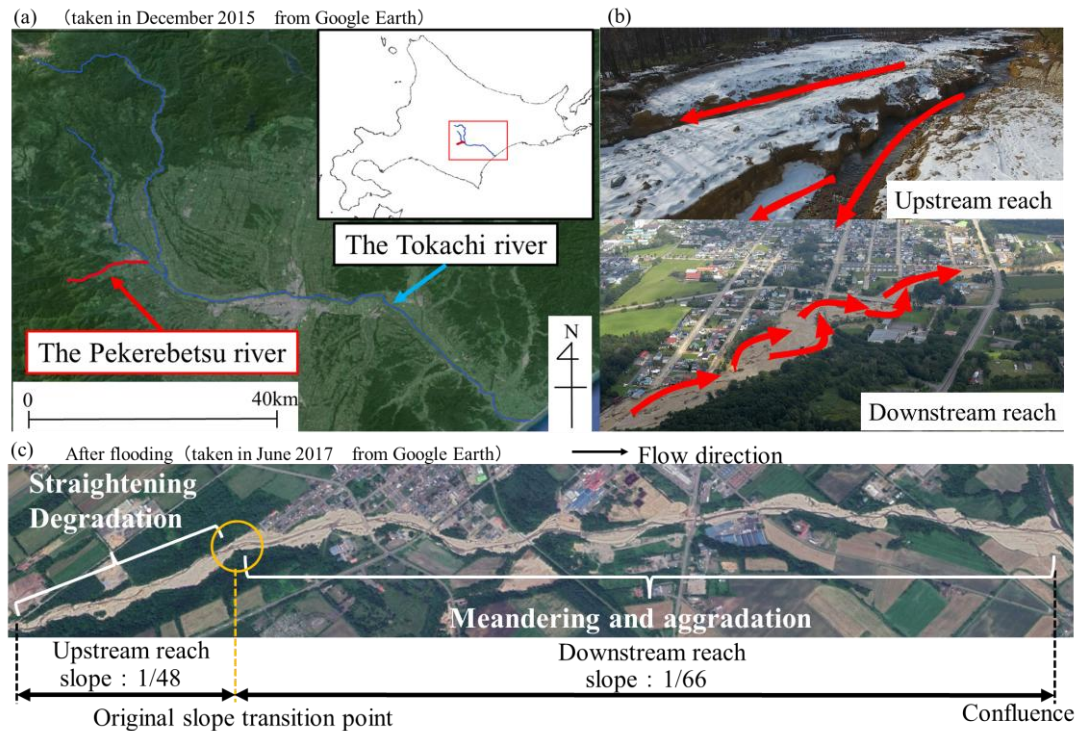


図-2.1 (a) ペケレベツ川の概要. これらの図は QGIS ver. 3.22.1 を使用して作成した. 河川ラインと流域メッシュデータは国土交通省国土数値情報ダウンロードサイトから入手した (<https://nlftp.mlit.go.jp/ksj/gml/datalist/KsjTmplt-W05.html>). (b) 2016 年北海道豪雨後のペケレベツ川の上流と下流の写真. 赤い矢印は流れの方向を示す. (c) Google Earth によって 2017 年 6 月に撮影された航空写真.

化する knickzone といえる. 2016 年の水害では, 山間部から斜面崩壊由来の土砂が大量流出しているが, 砂防ダムによって清水町付近では顕著な土砂流入は確認されておらず (久加ら 2017), 動的平衡量よりも土砂流入が少なかったために, knickpoint より上流では河床低下と基岩の露出が確認された. 一方, 下流側では土砂堆積と蛇行振幅の増加による周辺インフラや家屋への被害が生じた (久加ら 2017). さらに, 勾配変化点の上流と下流で土砂輸送特性が異なっており (図-2.3), 勾配変化点は土砂輸送傾向の境界となっている (久加ら 2017). これらは knickpoint 周辺で起こる河床変動の典型例である. 本研究では, ペケレベツ川における knickpoint を模した勾配変化点, 川幅変化点, 勾配・川幅変化点を有する 3 水路を対象に, 水路が動的平衡に至るまで計算を行うことで, knickpoint での河床変動特性を議論する.

計算で使用する 3 水路 A, B, C (図-2.4) はそれぞれ勾配変化点, 川幅変化点, 勾配・川幅変化点を有している. 水路幅や勾配はペケレベツ川を参考に決定している. 水路 A は幅が 50 m, 上流と下流の勾配はそれぞれ 0.0208 と 0.0151 である. この勾配は 1990 年代にペケレベツ川で行われた測量結果を基にしている. 水路 B は, 2016 年水害で形

第2章 Knickpoint での河床変動特性

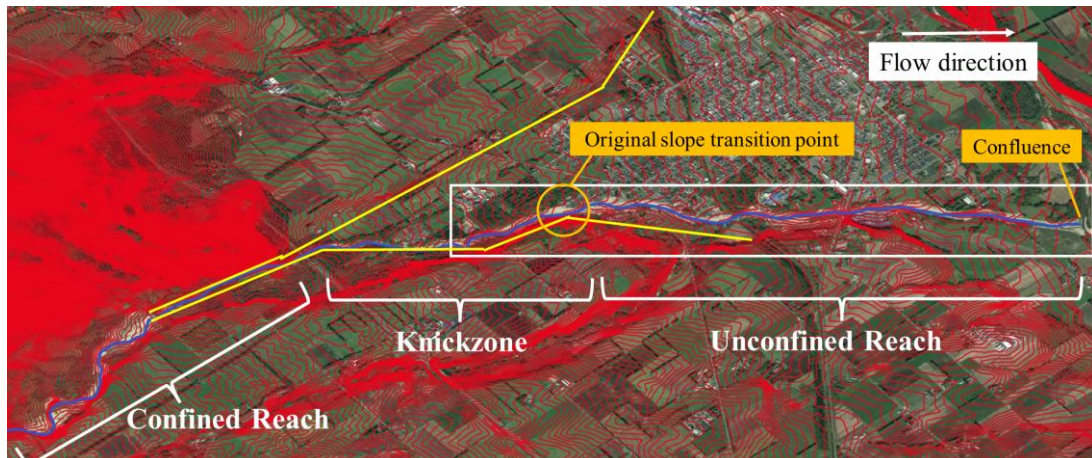


図-2.2 清水町付近の 2 m メッシュの標高コンター図．この図は QGIS ver. 3.22.1 を使用して作成した．Digital Elevation Model (DEM)は国土地理院から公開されている．黄色線は段丘と氾濫原との境界を示す．

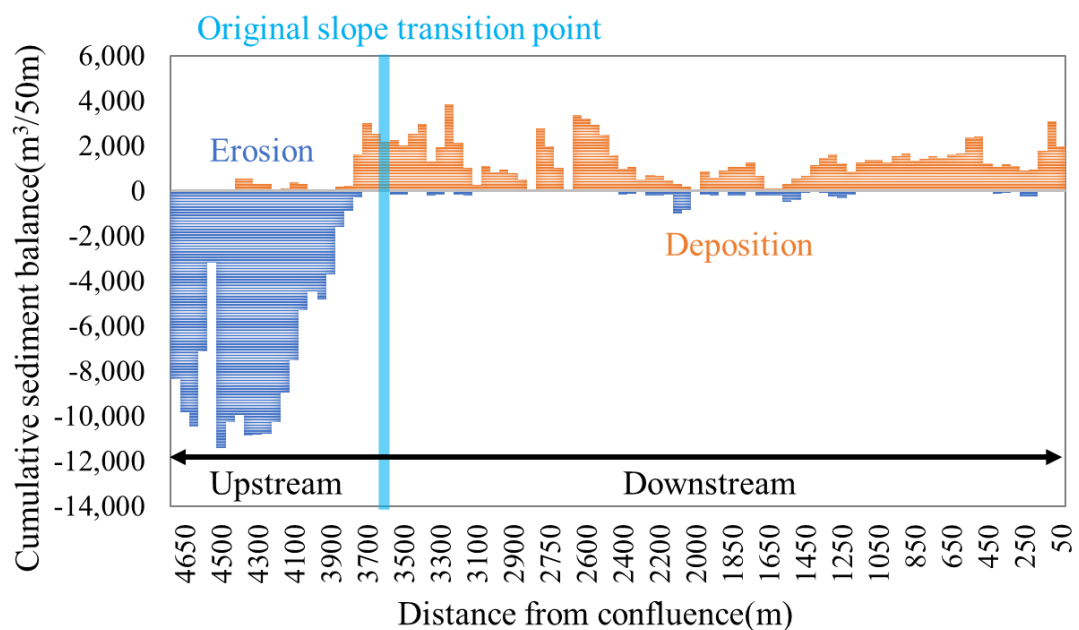


図-2.3 2016 年水害時の侵食・堆積の縦断分布図．(久加ら 2017 の図-6 を基に加筆)

成された川幅変化点を基に，上流と下流の川幅はそれぞれ 50 m と 100 m としている．勾配は 0.018 で一定としている．水路 C は，上流と下流の勾配はそれぞれ 0.0208 と 0.0151，川幅はそれぞれ 50 m と 100 m である．各水路の長さは，knickpoint での河床変動が境界条件の影響を受けないように，上流と下流それぞれ 4 km としている．災害後の調査により河床材料は 90 mm の均一粒径としている．流れの抵抗としては表面の粒子による摩擦のみを考慮しており，Manning-Strickler 式を用いて，マンニングの粗度係数を 0.032 としている．

第2章 Knickpoint での河床変動特性

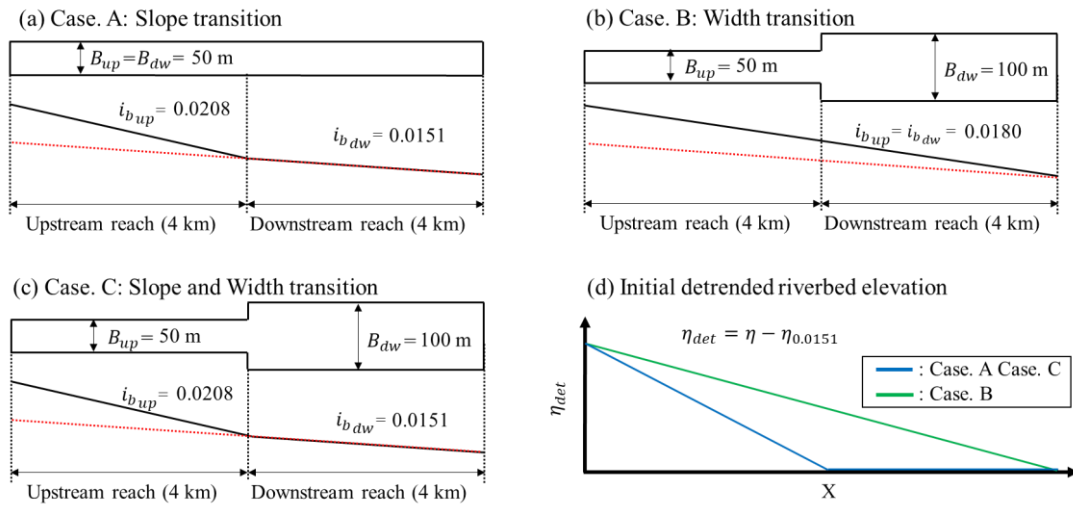


図-2.4 3つの水路の初期状態における平面図及び縦断図。(a) 勾配変化点を有するケース A. 赤の破線は勾配 0.0151 の一定勾配時の河床高を示す。(b), (c)についても同様である。(b) 川幅変化点を有するケース B。(c) 勾配・川幅変化点を有するケース C。(d) 勾配 0.0151 の一定勾配時の河床高を、初期状態河床高からひいた Detrended riverbed elevation. これは各ケースの違いを明確にするために導入したものである。

表-2.1 計算ケースのまとめ

Bar case						Non-bar case					
No.	Q (m^3/s)	i_{bup} (m/m)	i_{bdw} (m/m)	B_{up} (m)	B_{dw} (m)	No.	Q (m^3/s)	i_{bup} (m/m)	i_{bdw} (m/m)	B_{up} (m)	B_{dw} (m)
A-1	100	0.0208	0.0151	50	50	A-1'	10	0.0208	0.0151	5	5
A-2	200	0.0208	0.0151	50	50	A-2'	56	0.0208	0.0151	14	14
A-3	300	0.0208	0.0151	50	50	A-3'	108	0.0208	0.0151	18	18
B-1	100	0.0180	0.0180	50	100	B-1'	2	0.0180	0.0180	1	2
B-2	200	0.0180	0.0180	50	100	B-2'	8	0.0180	0.0180	2	4
B-3	300	0.0180	0.0180	50	100	B-3'	30	0.0180	0.0180	5	10
C-1	100	0.0208	0.0151	50	100	C-1'	2	0.0208	0.0151	1	2
C-2	200	0.0208	0.0151	50	100	C-2'	8	0.0208	0.0151	2	4
C-3	300	0.0208	0.0151	50	100	C-3'	30	0.0208	0.0151	5	10

上流端の境界条件は、水深、流速ともにマンニングの流速公式に従い、土砂供給は平衡輸送量を与えている。下流端水深にはマンニングの流速公式から算出される等流水深を与えている。表-2.1 に計算条件を載せている。2016 年水害時には最大流量が $250 \text{ m}^3/\text{s}$ であったと推定されていることから、それぞれの水路に $100 \text{ m}^3/\text{s}$ (ケース O-1), $200 \text{ m}^3/\text{s}$ (ケース O-2), $300 \text{ m}^3/\text{s}$ (ケース O-3) の一定流量を、動的平衡に至るのに十分な時間 (1500 時間) 与えている。さらに本計算には河床変動加速係数を導入している (Roelvink, 2006; 岩崎・矢部 2019)。この係数は、河床変動の時間スケールが流れに比べて十分に小さい場合に、河床変動を加速させるものである。本計算では、計算の安定性を考慮して、試行錯誤的に 5 とした。これは河床変動の観点からは 7500 時間の一定流量を与えていることとなる。

第2章 Knickpoint での河床変動特性

動的平衡形状に対する砂州の効果を明らかにするために、上記のケースとは他に、砂州が形成されない条件下での追加の計算を行っている。砂州非発生ケース（ケース O-o'）の条件は、オリジナルケースを対象に、単位幅流量を固定した上でアスペクト比（水深に対する川幅比）を下げる（黒木・岸 1984）ことで、オリジナルケースと単位幅土砂供給量や単位幅流量は同じで、砂州が発生しないようにしている。これらの砂州非発生ケースは、砂州ケースと同様に iRIC-Nays2DH を用いて計算を行っているが、2 次元的な河床形状を考慮しない 1 次元モデルでの結果と同値といえる。ただし、砂州非発生ケースの中には、1500 時間では動的平衡に至らないケースがあるため、適宜計算時間を延長している。

2.2.3 メカニスティックモデル

流れと流砂の連続式を用いた 1 次元メカニスティックモデルによっても、knickpoint における動的平衡形状を算出することが可能である（Bolla Pittaluga et al., 2014; Egashira et al., 2022）。メカニスティックモデルは iRIC-Nays2DH による砂州非発生ケースの結果の精度を確かめるために使用する。本研究では Bolla Pittaluga et al. (2014) が構築したモデルを基に Egashira et al. (2022) が改良したモデルを使用する。本モデルは、動的平衡時の川幅変化点の上流と下流の勾配比を算出するものである。

境界条件が変化しない限り、動的平衡状態の河床形状は変化しない。本モデルでは流量や上流端での土砂供給は定常で、川幅の変化はないものとしている。1 次元の流れと流砂の連続式は以下ようになる。

$$\frac{\partial Q}{\partial x} = \frac{\partial Buh}{\partial x} = 0 \quad (2-11)$$

$$\frac{\partial Bq_B^x}{\partial x} = 0 \quad (2-12)$$

Q は流量、 B は川幅を表す。広矩形断面水路における定常時のエネルギー勾配は河床勾配と同様であると仮定できるため、水深はマンニングの流速公式を用いて以下のように表される。

$$h = \left(\frac{n_m^2 Q^2}{i_b B^2} \right)^{\frac{3}{10}} \quad (2-13)$$

i_b は河床勾配を表す。更に同様の仮定の下では無次元掃流力は以下のように表される。

$$\tau_* = \frac{hi_b}{Rd} \quad (2-14)$$

式(2-13)に式(2-14)を代入することで動的平衡勾配を求めることができる。

$$i_b = (Rd)^{\frac{10}{7}} \tau_*^{\frac{10}{7}} \left(\frac{B}{n_m Q} \right)^{\frac{6}{7}} \quad (2-15)$$

第2章 Knickpoint での河床変動特性

今回の条件では R , d , n_m , Q は水路全体で一定値をとるため、川幅変化点の上流と下流の河床勾配比は以下のように表される。

$$\frac{i_{b_{dw}}}{i_{b_{up}}} = \left(\frac{\tau_{*dw}}{\tau_{*up}} \right)^{\frac{10}{7}} \left(\frac{B_{dw}}{B_{up}} \right)^{\frac{6}{7}} \quad (2-16)$$

下付き文字 up と dw はそれぞれ上流と下流の物理量であることを表している。

式(2-12)中の q_B^x の算出には平衡流砂量モデルを用いている。iRIC-Nays2DH では芦田・道上 (1972) 式を使用しているが、メカニスティックモデル上では勾配比を陰的に求める必要が出てくる。陽的に計算するため、芦田・道上 (1972) 式と同様に流砂量が τ_* の1.5 乗で表される Meyer-Peter and Muller (1948)式を使用する。

$$q_B^x = 8(\tau_* - \tau_{*c})^{1.5} \sqrt{Rgd^3} \quad (2-17)$$

芦田・道上 (1972) 式と Meyer-Peter and Muller (1948)式との違いは、(1) 有効無次元掃流力を使用している点、(2) $(\tau_* - \tau_{*c})^{1.5}$ の代わりに $(\tau_* - \tau_{*c})(\sqrt{\tau_*} - \sqrt{\tau_{*c}})$ を使用している点である。これらの二つの違いによって、芦田・道上 (1972) 式と Meyer-Peter and Muller (1948)式とで勾配比に多少の違いが出るが、結果への本質的な影響はないと考えている。式(2-12)と式(2-17)から上流と下流の無次元掃流力の比は以下のように表される。

$$\frac{\tau_{*dw}}{\tau_{*up}} = \left(\frac{B_{dw}}{B_{up}} \right)^{\frac{2}{3}} f_{nc} \quad (2-18)$$

ここで f_{nc} は、以下のように表される。

$$f_{nc} = 1 + \frac{\tau_{*c}}{\tau_{*up}} \left[\left(\frac{B_{dw}}{B_{up}} \right)^{\frac{2}{3}} - 1 \right] \quad (2-19)$$

式(2-16)と式(2-18)から上流と下流の勾配比は以下のように表される。

$$\frac{i_{b_{dw}}}{i_{b_{up}}} = \left(\frac{B_{dw}}{B_{up}} \right)^{\frac{2}{21}} f_{nc}^{-\frac{10}{7}} \quad (2-20)$$

式(2-19)と式(2-20)によると、勾配比は川幅比と上流側の無次元掃流力から算出できる。

2.3 結果

2.3.1 砂州非発生条件下での1次元動的平衡形状

まずは砂州が発生しない条件下、すなわち一次元的な動的平衡形状について明らかにする。図-2.5 は、水路内で最も河床変動が顕著となる勾配や川幅の変化点における河床変動量の時間変化を示す。図中上段と下段は同じ結果を表しているが、上段は水路が平衡に至っていることを強調するために通常軸、下段は計算開始直後に着目するために対数軸となっている。すべてのケースに共通して、単位時間当たりの河床変動量は計算開

第2章 Knickpoint での河床変動特性

始直後で最も大きく、時間経過とともにゼロ（動的平衡状態）に近づいていく。流量が小さいケースほど、また初期形状と動的平衡形状との差が大きいケースほど動的平衡に至るまでの時間は長い。

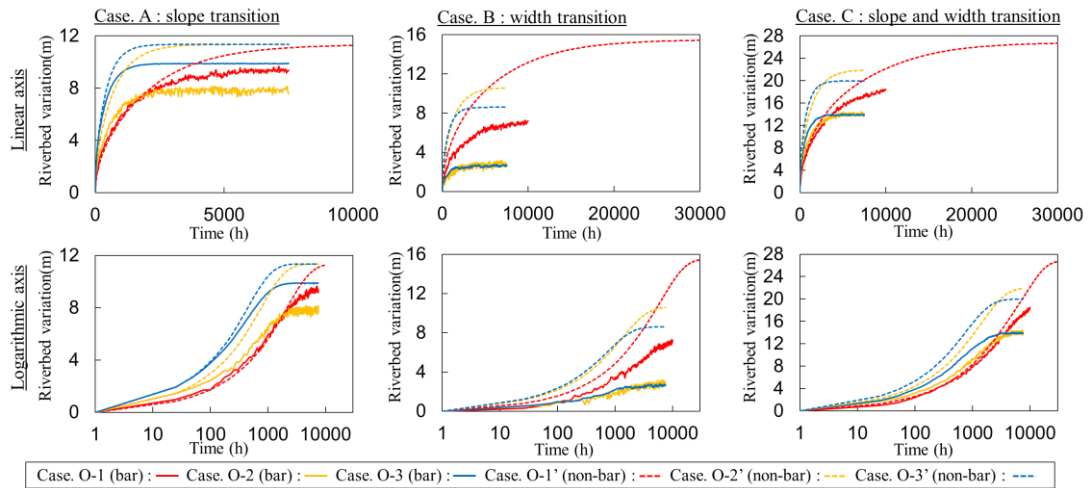


図-2.5 水路内で最も河床変動が大きくなる knickpoint での河床変動量の時間変化。上段のグラフの横軸は線形軸で、下段のグラフの横軸は対数軸である。

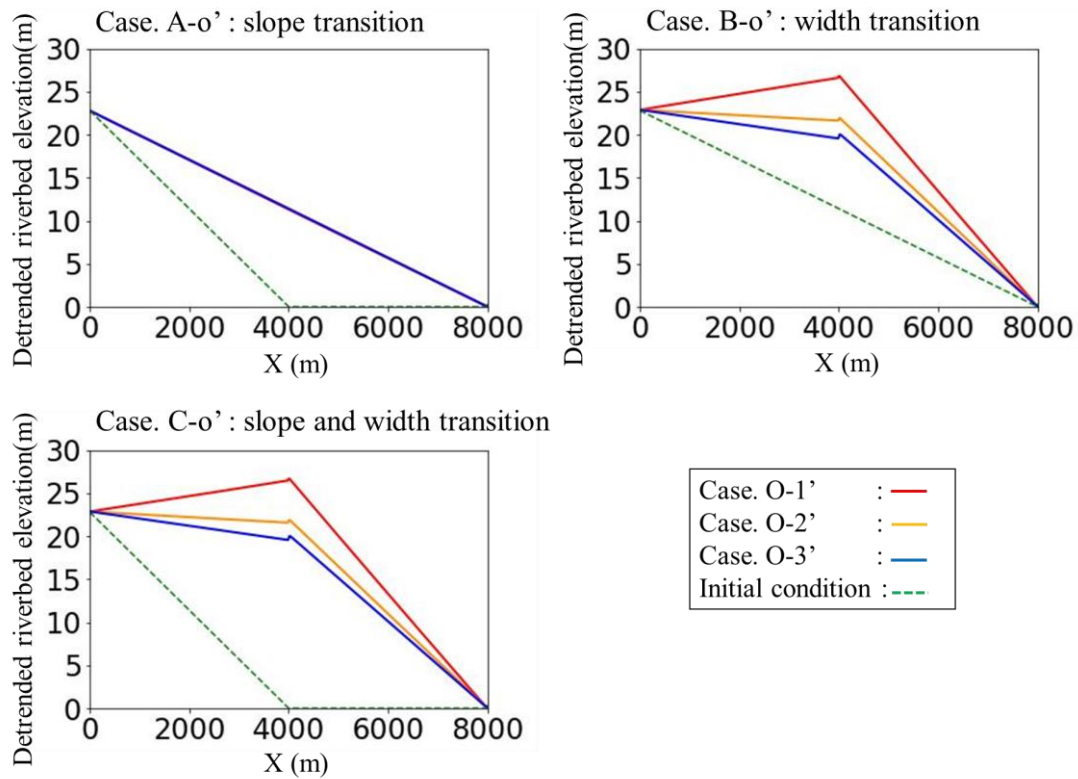


図-2.6 非砂州ケースにおける計算終了時における河床高の縦断図。図-2.4 で記述した通り、Detrended riverbed elevation を採用している。

第2章 Knickpoint での河床変動特性

表-2.2 動的平衡時の川幅変化点の上流と下流の勾配比. 2次元河床変動モデルの非砂州ケースとメカニスティックモデルとの比較.

Case No.	Slope ratio ($i_{b_{dw}}/i_{b_{up}}$)		τ_{*c}/τ_{*up}
	2D numerical model (non-bar)	1D mechanistic model	
B-1'	1.540	1.592	0.761
B-2'	1.337	1.331	0.473
B-3'	1.264	1.235	0.362
C-1'	1.535	1.590	0.759
C-2'	1.335	1.331	0.473
C-3'	1.264	1.235	0.362

図-2.6 は各ケースの動的平衡形状を示す. 図-2.6 では各ケースの違いを明確にするために, 計算終了時の河床高から一定勾配 0.0151 の河床高を差し引いた値 (η_{det}) を示している.

$$\eta_{det} = \eta - \eta_{0.0151} \quad (2-21)$$

$\eta_{0.0151}$ は一定勾配 0.0151 の河床高を表す. 勾配変化点ケースの動的平衡形状は一定勾配であり, 各ケースで違いは生じなかった. これは川幅が縦断的に一定であり, かつ時間変化もしないためである (Bolla Pittaluga et al., 2014). 一方, 川幅が変化するケースでは, 動的平衡時に上に凸な形状を示した. これは, 初期状態において, 川幅の狭い上流の方が川幅の広い下流よりもせん断力 (水深) が大きく, 土砂流下能力が高いためである. つまり, 上流と下流の土砂流下能力を一致させるために, 上流側の勾配は緩く, 下流側の勾配は急になるように河床変動が起こった結果である. 上向き凸な形状は, 下流に向かって勾配が緩く川幅が広がる一般的な河川形状 (Blom et al., 2016; Morris and Williams, 1997; Nones et al., 2019; Sinha and Parker, 1996; Yatsu, 1955) とは矛盾しているように見えるが, 河床材料分布が一様とみなせる局所的な拡幅点では, 上向き凸な形状は起こりうる (Bolla Pittaluga et al., 2014; Church and Zimmermann, 2007; Ferrer-Boix et al., 2016; Requena et al., 2006; Siviglia et al., 2008).

続いて, 数値計算で得られた砂州非発生ケースの結果と 1次元メカニスティックモデルから算出される動的平衡形状を比較する. 表-2.2 によると, これらの結果はほぼ一致しており, 本研究で使用する iRIC-Nays2DH は動的平衡形状を計算する上で十分な精度を有していると考えられる. なお, 若干の差は使用している流砂量モデルの違いによるものと考えられる.

2.3.2 砂州存在下での動的平衡形状

砂州が発生するケースにおいても, 砂州の進行に伴う細かい振動は存在するものの, 大局的には動的平衡は概ね満たしている (図-2.5).

図-2.7, 2.8, 2.9 はそれぞれケース A, B, C の水深コンター図を示している. ケース A-1

第2章 Knickpoint での河床変動特性

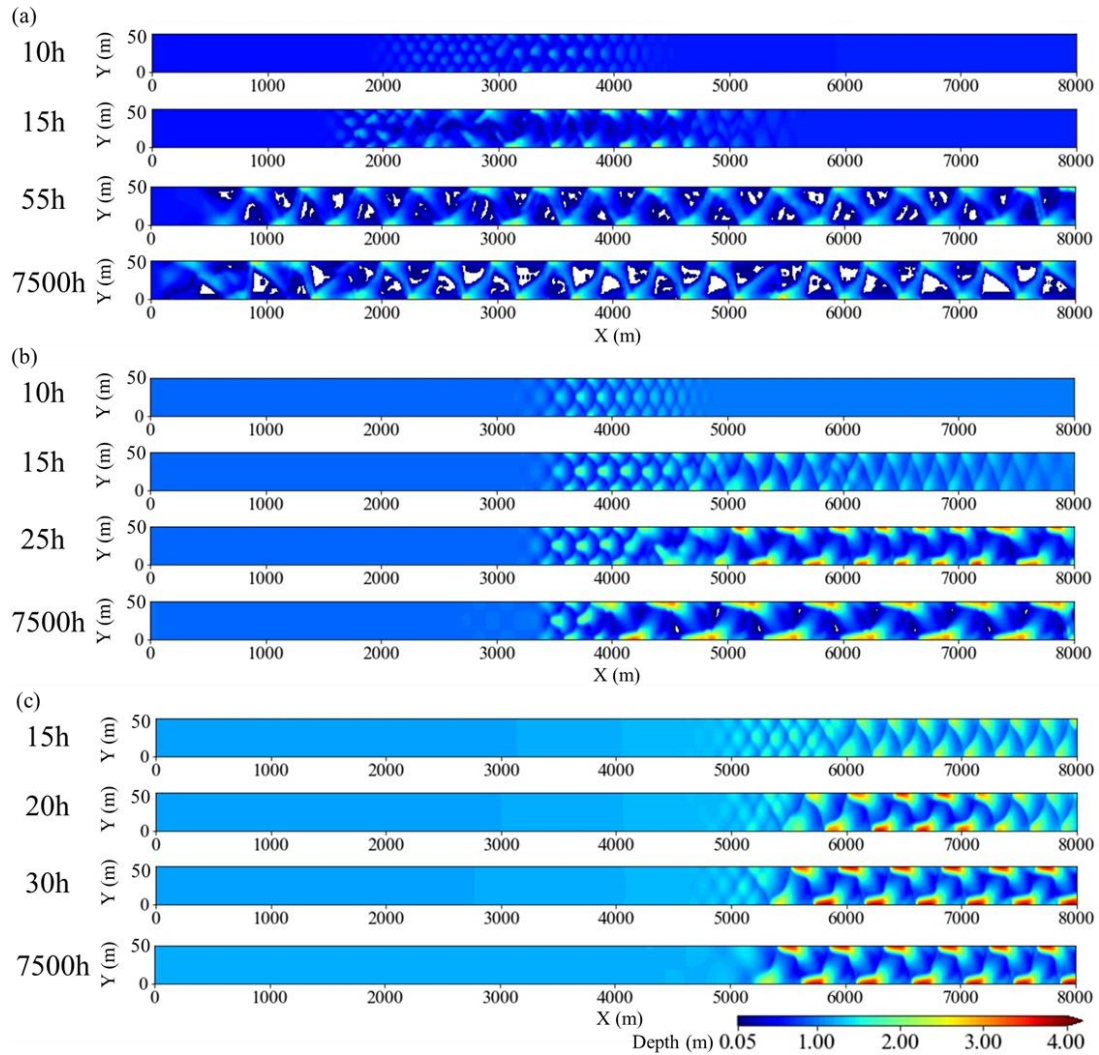


図-2.7 計算初期段階と動的平衡時の水深の平面図. (a) ケース A-1, (b) ケース A-2, (c) ケース A-3.

(勾配 0.0151→0.0208, 川幅一定, 流量 $100 \text{ m}^3/\text{s}$) では, 複列砂州が knickpoint の上部で形成され, 速やかに陸地を有する交互砂州へと変化した. 基本的に砂州は下流側へと進行するが, 本ケースでは上流側へと進行していた. 交互砂州の線形安定解析の結果によると, これは砂州の波長が伸びたことで, 砂州が上流移動する条件になったためだと考えられる (Adami, 2016; 岩崎・矢部 2019). ケース A-2 (勾配 0.0151→0.0208, 川幅一定, 流量 $200 \text{ m}^3/\text{s}$) では, 勾配変化点周辺で複列砂州が形成され, その下流では交互砂州が形成された. ケース A-3 (勾配 0.0151→0.0208, 川幅一定, 流量 $300 \text{ m}^3/\text{s}$) では, 5000 m 地点から複列砂州が形成され, その下流で交互砂州が形成された. これらから流量が大きいケースほど, 平坦床と砂州との境界が下流に存在している. これは, 流量が多い場合には川幅水深比が小さく, 擾乱の成長率が低くなるためである.

ケース B-1 (勾配一定, 川幅 $50 \text{ m} \rightarrow 100 \text{ m}$, 流量 $100 \text{ m}^3/\text{s}$) の上流側では, 似た条件で

第2章 Knickpoint での河床変動特性

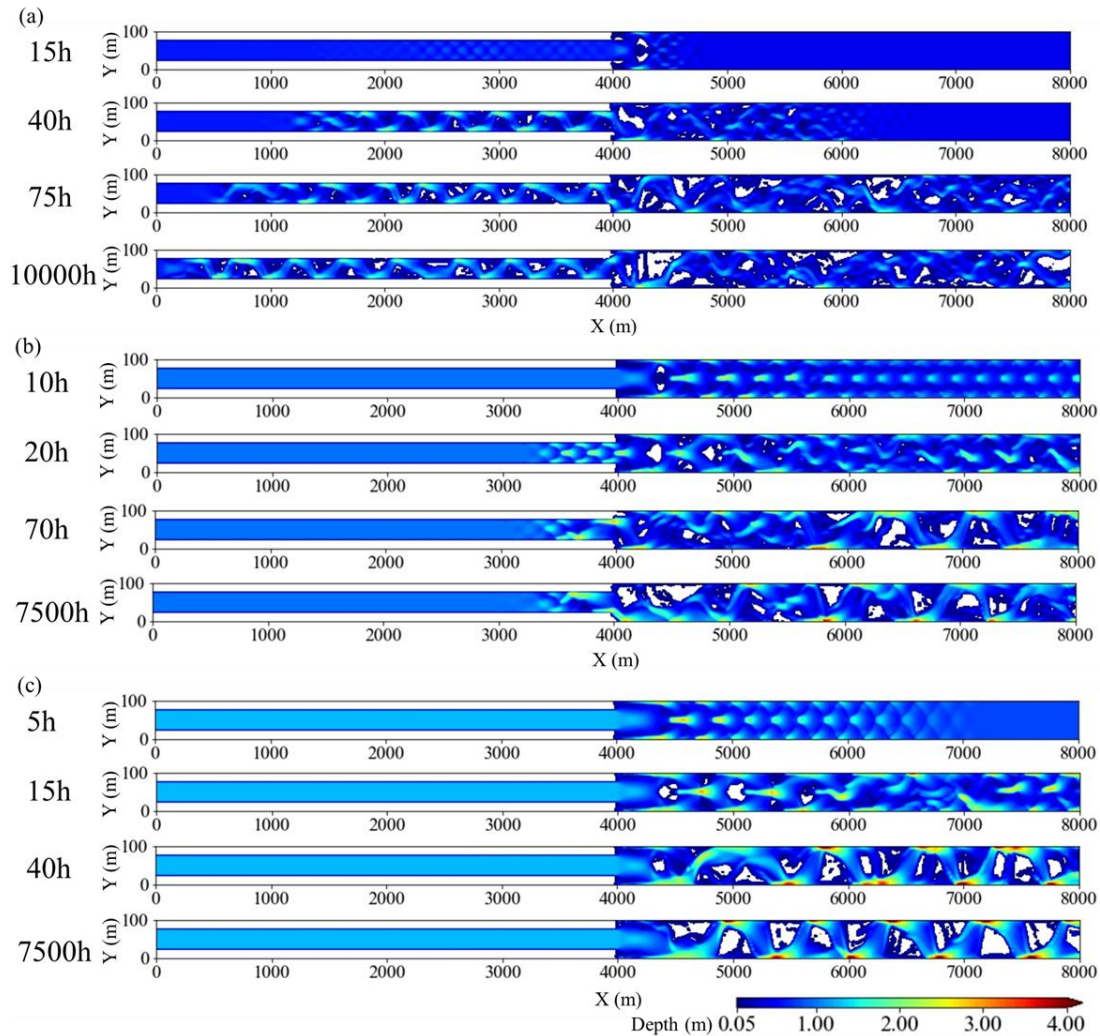


図-2.8 計算初期段階と動的平衡時の水深の平面図. (a) ケース B-1, (b) ケース B-2, (c) ケース B-3.

あるケース A-1 と同様の特徴である. また下流側では網状砂州が形成された. より大きな流量を有するケース B-3 (勾配一定, 川幅 50 m $\rightarrow$ 100 m, 流量 300 m³/s) と C-3 (勾配 0.0151 $\rightarrow$ 0.0208, 川幅 50 m $\rightarrow$ 100 m, 流量 300 m³/s) では, 下流側で複列砂州が形成されたのちに交互砂州へと変化した. まとめて川幅変化を有するケースにおいては, 川幅変化点を起点に砂州が形成されていた. これは川幅変化点で土砂流下能力が減少し, 土砂が堆積することで擾乱が発生し, 中洲の形成が促進されたためである (Zolezzi et al., 2012).

ケース B (図-2.8) とケース C (図-2.9) における同時刻の水深を比較することで, 初期の勾配の違いが砂州形成に与える影響を明らかにする. 砂州の形成プロセスと動的平衡時の河床形状は両ケースともほぼ同じである. つまり, 本ケースにおける初期勾配の差は砂州形状や動的平衡形状に与える影響は小さく, 川幅変化やそれに伴う土砂堆積に

第2章 Knickpoint での河床変動特性

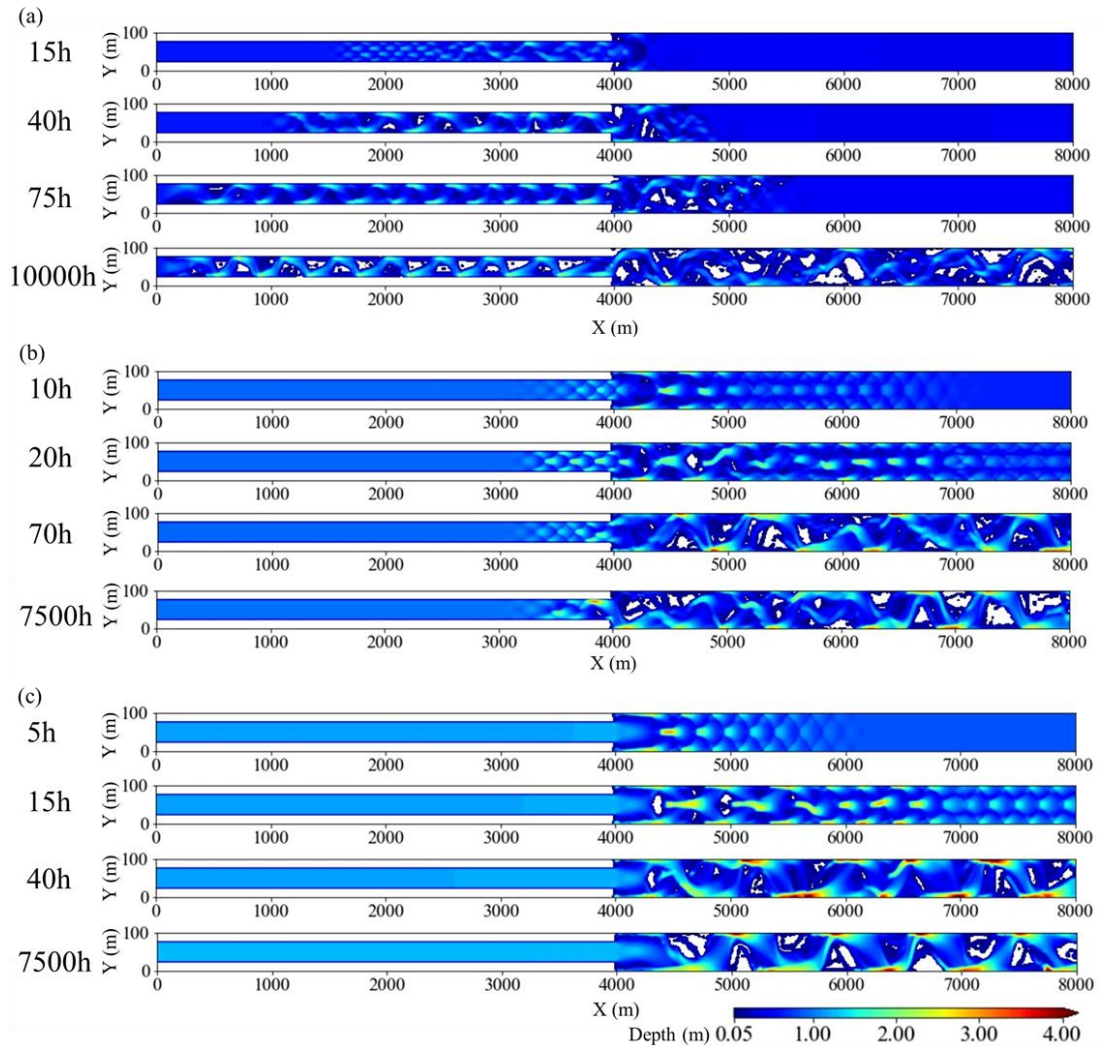


図-2.9 計算初期段階と動的平衡時の水深の平面図. (a) ケース C-1, (b) ケース C-2, (c) ケース C-3.

よる影響の方が大きい。しかし、より詳細な比較を行うと、ケース C における砂州成長はケース B よりも、上流では早く、下流では遅い。これは初期の砂州成長においては、勾配、すなわち土砂輸送量が支配的であるためと考えられる。交互砂州の成長速度を扱っている Fujita and Muramoto (1985) の式(8)によると、土砂輸送量は交互砂州の成長速度を支配する重要なパラメータの一つであり、成長速度は土砂供給量に比例する。つまり、本結果における初期の砂州形成速度の違いは、土砂輸送量、すなわち勾配の違いによるものである。

図-2.10 は各ケースにおける動的平衡時の平均河床高を縦断的に示した図である。本図では図-2.6 と同様の η_{det} を用いて河床高を表している。勾配変化点を有していたケース A の動的平衡形状は、砂州非発生ケースで見られた一定勾配とはならなかった。特に、ケース A-2 と A-3 では新たな勾配変化点が自然発生しており、これは平坦床と砂州

第2章 Knickpoint での河床変動特性

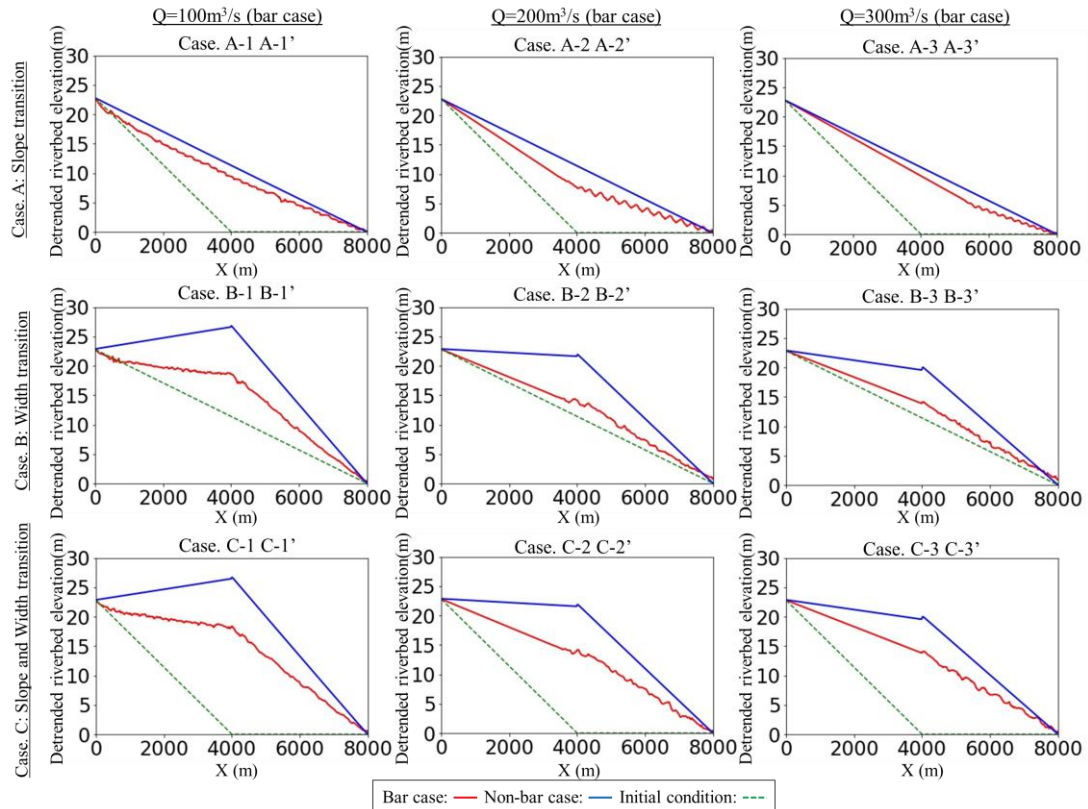


図-2.10 動的平衡時の河床高の縦断図. 図-2.4 で記述した通り, Detrended riverbed elevation を採用している.

表-2.3 動的平衡時の川幅変化点の上流と下流の勾配比. 2次元河床変動モデルの非砂州ケースと砂州ケースとの比較.

Case No.	Slope ratio ($i_{b_{dw}}/i_{b_{up}}$)		Bar case Non – bar case
	2D numerical model (bar case)	2D numerical model (non-bar case)	
B-1	1.214	1.540	78.8%
B-2	1.060	1.337	79.2%
B-3	1.060	1.264	83.8%
C-1	1.208	1.535	78.6%
C-2	1.057	1.335	79.1%
C-3	1.068	1.264	84.4%

との境界に一致していた. さらに, ケース B とケース C では, 砂州非発生ケースよりも川幅変化点での河床上昇量が少なく, 上流と下流の勾配比も小さい. これらの結果は, 交互砂州のような 2 次元的な河床形状は動的平衡形状に強く影響を与えることを表している. ケース B とケース C における上流と下流の勾配比を表-2.3 に示す. 砂州ケースの勾配比は砂州非発生ケースと大きく異なっており, 流量が小さいほどその差は大きくなる. これは砂州の存在によるものと考えられる. 図-2.7, 2.8, 2.9 が示すように, 計算開始数十時間で砂州形状は平衡状態となっていた一方で, 勾配の応答時間はそれより

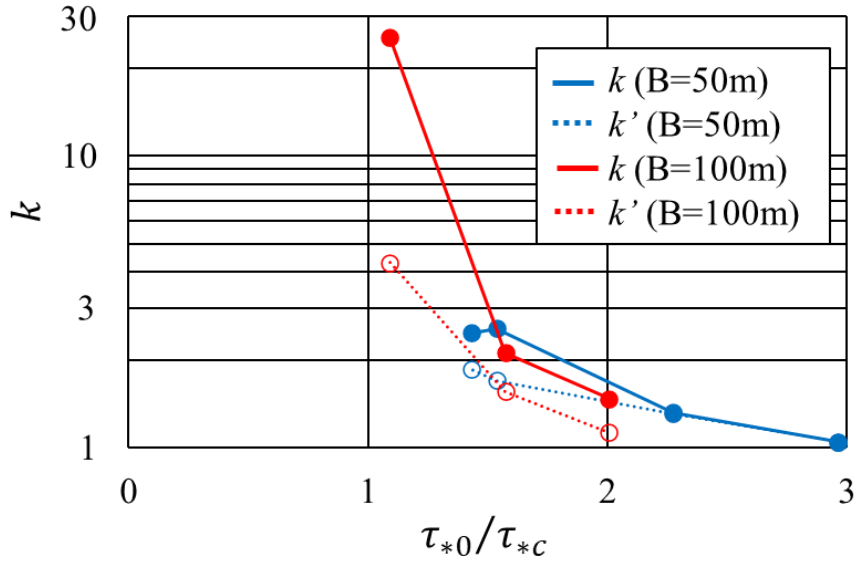


図-2.11 等流水深を用いた無次元掃流力と限界掃流力との比と、式(2-22)で定義される流砂量の増加率 k との関係。 k' は、流路前幅の代わりに水面幅を用いて等流水深時の流砂量を計算した場合の増加率。

も十分に長い（図-2.5：計算開始 100 時間で河床高変化は最終的な変化量の 40%以下）。本結果は、河道応答として川幅変化が勾配変化よりも起きやすいという指摘と定性的に一致している（Curtis et al., 2010; Dade et al., 2011; Camporeale and Ridolfi, 2011）。

砂州は動的平衡形状に多大な影響を及ぼしていた。砂州による土砂輸送特性の変化がこれらの原因であると考えられる。Francalanci et al. (2012)は、1次元モデルと3次元モデルのそれぞれから算出される底面せん断力の比較を基に、土砂輸送量の算出に対する砂州形状の影響を分析している。その結果、砂州構造による局所的な流れの集中が土砂流下能力を増加させていると結論付けた。言い換えると、断面平均せん断力を用いた流砂量の算出は、流砂量の過小評価につながる（Nicholas, 2000; Ferguson, 2003; Bertoldi et al., 2009; Recking, 2013）。この効果は、せん断力と掃流砂量との非線形関係により、とりわけ流量が小さい時、すなわちせん断力が土砂移動の閾値に近い時に顕著となる。ケース A-2 と A-3 において、砂州箇所の勾配が平坦床箇所の勾配よりも小さいことは、砂州構造が土砂流下能力を増加させていることを示している。言い換えると、砂州による土砂流下能力の増加は、勾配の増加を抑制し、新たな勾配変化点の形成に寄与した。Francalanci et al. (2012)は砂州による土砂流下能力の増加率を以下のように表した。

$$k = \frac{Q_B^x}{Q_{B0}} \quad (2-22)$$

k は砂州による土砂流下能力の増加率、 Q_{B0} は平坦床時の土砂流下能力を表す。ここで Q_{B0} は、砂州存在下と同様の流量・勾配・川幅から算出される等流水深を用いて、数値

第2章 Knickpoint での河床変動特性

計算でも使用した芦田・道上（1972）式から算出した．図-2.11 は，ケース A-1, A-2, A-3 の砂州エリア，ケース B-1 の上流エリアと下流エリア，ケース B-2, B-3 の下流エリアにおける k を示している．限界掃流力に近い条件ほど，浮州が発生しやすく流れが集中しやすくなるため，その結果，土砂流下能力の増加率も大きくなる（Franacalanci et al., 2012）．

ここでは，等流水深を求める際に水路幅を使用していたが，浮州のある場合や網状水路の場合には，水面幅は水路幅よりも小さくなる．図-2.11 には等流水深の計算に水面幅を使用した k' も併せて載せている．水路幅を使用した場合よりも等流水深は大きくなるため， k' は k より小さくなるがいずれも 1 を超えており，砂州によって土砂流下能力が増加することは明らかである．これが 1 次元モデルと 2 次元モデルで動的平衡形状が異なる理由である．

2.4 考察

本研究では，土砂輸送は動的平衡を満たすようにして起こるというコンセプトを使用した．河川の動的平衡形状に関するコンセプトは，従来では沖積河川に適用されることが多かった（例：Leopold and Maddock, 1953）．このような中本研究では，洪水時の河床変動特性を明らかにすることを目的に，土砂輸送が非平衡となりやすい knickpoint 付近においてもこのコンセプトが適用可能であることを示した．

Knickpoint として川幅の拡幅点がある場合，拡幅点下流で急激にせん断力が低下するため，変化点付近では河床上昇が生じる．実際，knickpoint の下流に位置する開けたエリアで，せん断力とほぼ同義である unit stream power の急激な減少による土砂堆積が生じやすいことが報告されている（Sholtes et al., 2018; Surian et al., 2016; Thompson and Croke, 2013; Yochum et al., 2017）．数値計算の結果（図-2.10）によると，砂州非発生ケース（ケース O-o'）では土砂堆積の明確なピークが存在していた．一方，砂州ケース（ケース O-o）では明確なピークは存在しない．これは，砂州によって平面的に土砂堆積箇所が分散したためと考えられる．本計算のモデルであるペケレベツ川での洪水では，初期の勾配変化点を境に侵食傾向から堆積傾向へと変化していた（図-2.3）．一方，蛇行が顕著であった下流側では，均一に土砂が堆積していた．さらに Sholtes et al. (2018)によると，アメリカコロラド州に位置する Big Thompson river で 2013 年に発生した洪水時には，丘陵部と平野部との境界である knickpoint の下流 2 km が土砂堆積のピーク位置となっていた．彼らは，丘陵と平野の両方で降雨量が多かったことにより，平野部での土砂輸送能力が高くなったことが原因であると推測した．ただし，彼らの論文の図-2 を参照するに，knickpoint 下流では砂州や蛇行が発達しているため，2 次元的な河床形状の存在も土砂堆積のピークが下流に移った原因の一つであると考えられる．加えて，本研究では均一粒径条件の下で計算を行っていたが，混合粒径条件であれば knickpoint の下流で分級が生じ（Menting et al., 2015），土砂堆積位置はより複雑になるだろう．

第2章 Knickpoint での河床変動特性

砂州は土砂流下能力を増加させる働きを持っており、特に土砂の運動限界に近い場合に動的平衡形状に大きく影響を与えていた。すなわち、Knickpoint のように、地形的制約などによって異なる河床形状を有する区間が接続する場においては、平衡形状・安定形状を検討する際に砂州を考慮することは重要である。一方で Francalanci et al. (2012) が指摘するように、洪水時などの掃流力が限界掃流力より十分に大きい場合には、砂州による土砂流下能力に対する影響はほぼなくなる。従って、中下流に位置する沖積河川においては堤防満杯流量や平均洪水流量を用いる既存の 1 次元的手法（例：Parker et al., 2007）も十分に有効である。

与えられた水理条件（例：支配流量）と地形条件（例：川幅や屈曲）によって、砂州は自己形成される。砂州形状が土砂流下能力を向上させる働きを持つことを踏まえると、砂州形状は与えられた条件の下、効率よく土砂を輸送するための最適な形状であるといえる。これは、「沖積河川の 1 次元動的平衡形状は最大土砂輸送能力（MSTC：Maximum sediment transport capacity）を満たす」というコンセプトと一致する（Pickup, 1976; Huang and Nanson, 2000）。理論研究からは自由砂州や自由蛇行は河床の不安定に起因するものと主張されてきた（例：Colombini et al., 1987）。しかし本研究の結果は、2 次元河床形状が MSTC を満たすという別の条件によって制約されている可能性を示唆している。

本研究は、単純な条件の下、knickpoint 周辺での河床変動と動的平衡形状に着目してきており、いくつかの制約が存在する。まず、本研究では定常流のみを対象としていた。レジーム則に代表される沖積河川での平衡形状を求める手法では、有効流量（例：Wolman and Miller, 1960）や堤防満杯流量（例：Williams, 1978）などの単一の流量値のみを使用してきた。Blom et al. (2017) は流量の確率密度関数から算出される単一の流量値と、年平均土砂供給量を使用することで、長期的な非定常流下で形成される動的平衡形状を算出可能であると主張している。しかし、これらの手法は境界条件の影響をほぼ受けない箇所でのみ適用可能であり、非平衡な土砂供給や流量変動の影響を受けやすい knickpoint 周辺には適用できない。さらに、川幅拡張は洪水の減衰期に起こりやすいこと（Kyuka et al., 2020; Rinaldi et al., 2016）からも、単一の流量値のみを使用した計算結果からの議論だけでは十分ではない。従って、定常流量からある程度の精度で knickpoint における河床変動特性を議論することは可能であるものの、将来的には非定常流の影響を扱う必要がある。

本研究での土砂供給に関しては、動的平衡流砂量、すなわち上流端の河床が変動しない流砂量を与えており、土砂供給量を変化させたケースについては検討していない。土砂供給量が増加した場合、砂州をはじめとした河道形状が変化し（例：Church, 2006）、動的平衡形状も異なるだろう。複数の水害研究からも、土砂供給は河床変動を支配する主要なパラメータの一つであると報告されている（Bertland and Liebault, 2019; Brenna et

第2章 Knickpoint での河床変動特性

al., 2023; Harvey, 2001). 一方で、多量の土砂供給が河道応答に影響を与えなかった事例も多数報告されている。これは土砂供給の影響が、生産源からの土砂輸送過程、すなわち距離に依存しているためである (Milan, 2012; Scorpio et al., 2018; Surian et al., 2016). 土砂供給による河道応答を理解・予測するためには、土砂生産地との空間的な関係性と、土砂輸送過程の両方を考慮する必要がある。

本研究では、固定壁を有する直線水路上で、様々な河床形状が形成されており、川幅拡幅や流路変動の予兆が確認できた。蛇行箇所では遠心力がかかり、堤防侵食を伴う川幅拡幅が生じるだろう (Buraas et al., 2014; Dean and Schmidt, 2013). しかし固定壁とした本数値計算では、浮州による流れの偏向から蛇行形成までを再現することはできなかった。Knickpoint 周辺における動的平衡に至るプロセスを明らかにするためには、出水中に起こる川幅拡幅のプロセスについても言及することが重要である。

2.5 結論

丘陵から平野へと遷移する箇所 (knickpoint) では勾配や川幅が急変していることから、出水時に土砂輸送が非平衡となることで大規模な河床・河道変動が生じやすい。本章では、土砂輸送が動的平衡を満たす方向に起こるとのコンセプトに着目し、iRIC-Nays2DH を使用して knickpoint 周辺 (勾配変化点、川幅変化点、勾配・川幅変化点) での河床変動特性および動的平衡形状を分析してきた。

2次元河床変動計算の結果から、砂州が存在する場合の動的平衡形状は、1次元的手法から算出される動的平衡形状とは異なっていた。これは、砂州によって流れが局所的に集中することで、同じ条件下の平坦床時よりも土砂流下能力が高くなるからである (Francalanci et al., 2012)。これは掃流力が限界掃流力に近い場合により顕著となる。また、砂州の発達に要する時間は、勾配や川幅変化点における鉛直方向の河床変動に要する時間よりも十分に短い。すなわち、砂州の形成による土砂流下能力の増加が、動的平衡形状を支配しているといえる。さらに、砂州は動的平衡形状だけでなく、土砂堆積箇所の分布にも影響を与えていた。このように、knickpoint 周辺での河床変動特性や動的平衡形状を検討する際には、砂州を考慮する必要がある。しかし、本研究では非定常条件 (ハイドログラフ、非定常給砂) については扱っていない。また、中小河川における主要な河道応答の一つである川幅拡幅のプロセスについては、拡幅の予兆を捉えるのみにとどまっており、今後の研究が必要である。

参考文献

- Adami, L. 2016. Multi-decadal morphodynamics of alternate bars in channelized rivers: a multiple perspective, Ph.D Thesis, University of Trento, p.198.
- Ahnert F. 1994. Equilibrium, scale and inheritance in geomorphology. *Geomorphology* **11** : 125–140. DOI: [10.1016/0169-555X\(94\)90077-9](https://doi.org/10.1016/0169-555X(94)90077-9)

- Ashida K, Michiue M. 1972. Study on hydraulic resistance and bed-load transport rate in alluvial streams. *Proceedings of the Japan Society of Civil Engineers* **206** : 59–69. DOI: [10.2208/jscej1969.1972.206_59](https://doi.org/10.2208/jscej1969.1972.206_59) (in Japanese)
- Bertoldi W, Ashmore P, Tubino M. 2009. A method for estimating the mean bed load flux in braided rivers. *Geomorphology* **103** : 330–340. DOI: [10.1016/j.geomorph.2008.06.014](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.06.014)
- Bertrand M, Liébault F. 2019. Active channel width as a proxy of sediment supply from mining sites in New Caledonia. *Earth Surface Processes and Landforms* **44** : 67–76. DOI: [10.1002/esp.4478](https://doi.org/10.1002/esp.4478)
- Blom A. 2016. Bed Degradation in the Rhine River. WaterViewer, Delft University of Technology. Available at: <http://waterviewer.tudelft.nl> [Accessed 12 February 2024]
- Blom A, Viparelli E, Chavarrias V. 2016. The graded alluvial river: Profile concavity and downstream fining. *Geophysical Research Letters* **43** : 6285–6293. DOI: [10.1002/2016GL068898](https://doi.org/10.1002/2016GL068898)
- Blom A, Arkesteijn L, Chavarrias V, Viparelli E. 2017. The equilibrium alluvial river under variable flow and its channel-forming discharge. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* **122** : 1924–1948. DOI: [10.1002/2017JF004213](https://doi.org/10.1002/2017JF004213)
- Bolla Pittaluga M, Luchi R, Seminara G. 2014. On the equilibrium profile of river beds: EQUILIBRIUM PROFILE. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* **119** : 317–332. DOI: [10.1002/2013JF002806](https://doi.org/10.1002/2013JF002806)
- Brenna A, Marchi L, Borga M, Zaramella M, Surian N. 2023. What drives major channel widening in mountain rivers during floods? The role of debris floods during a high-magnitude event. *Geomorphology* **430** : 108650. DOI: [10.1016/j.geomorph.2023.108650](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.108650)
- Brierley GJ, Fryirs KA. 2005. *Geomorphology and River Management: Application of the River Styles Framework*. Blackwell Oxford : p. 398.
- Buffington JM, Montgomery DR. 1999. Effects of sediment supply on surface textures of gravel-bed rivers. *Water Resources Research* **35** : 3523–3530. DOI: [10.1029/1999WR900232](https://doi.org/10.1029/1999WR900232)
- Buraas EM, Renshaw CE, Magilligan FJ, Dade WB. 2014. Impact of reach geometry on stream channel sensitivity to extreme floods: IMPACT OF REACH GEOMETRY ON STREAM CHANNEL SENSITIVITY TO FLOODS. *Earth Surface Processes and Landforms* **39** : 1778–1789. DOI: [10.1002/esp.3562](https://doi.org/10.1002/esp.3562)
- Cenderelli DA, Wohl EE. 2003. Flow hydraulics and geomorphic effects of glacial-lake outburst floods in the Mount Everest region, Nepal. *Earth Surface Processes and Landforms* **28** : 385–407. DOI: [10.1002/esp.448](https://doi.org/10.1002/esp.448)
- Church M. 2006. BED MATERIAL TRANSPORT AND THE MORPHOLOGY OF ALLUVIAL RIVER CHANNELS. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **34** : 325–354. DOI: [10.1146/annurev.earth.33.092203.122721](https://doi.org/10.1146/annurev.earth.33.092203.122721)

- Crosby BT, Whipple KX. 2006. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. *Geomorphology* **82** : 16–38. DOI: [10.1016/j.geomorph.2005.08.023](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.08.023)
- Church M, Zimmermann A. 2007. Form and stability of step-pool channels: Research progress. *Water Resources Research* **43** : 2006WR005037. DOI: [10.1029/2006WR005037](https://doi.org/10.1029/2006WR005037)
- Colombini M, Seminara G, Tubino M. 1987. Finite-amplitude alternate bars. *Journal of Fluid Mechanics* **181** : 213. DOI: [10.1017/S0022112087002064](https://doi.org/10.1017/S0022112087002064)
- Costa JE, O'Connor JE. 1995. Geomorphically Effective Floods. In: Costa JE, Miller AJ, Potter KW, Wilcock P. (Eds.), *Natural and Anthropogenic Influences in Fluvial Geomorphology*, Monograph 89, American Geophysical Union, Washington, D.C. : pp. 45-56
- Curtis KE, Renshaw CE, Magilligan FJ, Dade WB. 2010. Temporal and spatial scales of geomorphic adjustments to reduced competency following flow regulation in bedload-dominated systems. *Geomorphology* **118** : 105–117. DOI: [10.1016/j.geomorph.2009.12.012](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.12.012)
- Dade WB, Renshaw CE, Magilligan FJ. 2011. Sediment transport constraints on river response to regulation. *Geomorphology* **126** : 245–251. DOI: [10.1016/j.geomorph.2010.11.007](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.11.007)
- De Vries M. 1993. *Use of Models for River Problems*, UNESCO, Paris, p. 25.
- Dean DJ, Schmidt JC. 2013. The geomorphic effectiveness of a large flood on the Rio Grande in the Big Bend region: Insights on geomorphic controls and post-flood geomorphic response. *Geomorphology* **201** : 183–198. DOI: [10.1016/j.geomorph.2013.06.020](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.06.020)
- Eaton BC, Church M, Millar RG. 2004. Rational regime model of alluvial channel morphology and response. *Earth Surface Processes and Landforms* **29** : 511–529. DOI: [10.1002/esp.1062](https://doi.org/10.1002/esp.1062)
- Egashira S, Biswas R, Harada D, Miyamoto K. 2022. On a reasonable, functional form for bedload formulas. In: Ortega-Sánchez M (eds.). *Proceedings of the 39th IAHR World Congress From Snow to Sea, Granada, 737–742*.
- Engelund, F.: *Flow and Bed Topography in Channel Bends*, J. Hydr. Div., 100, 1631–1648, <https://doi.org/10.1061/JYCEAJ.0004109>, 1974.
- Exner FM. 1925. Über die wechselwirkung zwischen wasser und geschiebe in flüssen, *Akad. Wiss. Wien Math. Naturwiss. Klasse*, **134**(2a), 165–204.
- Ferguson RI. 2003. The missing dimension: effects of lateral variation on 1-D calculations of fluvial bedload transport. *Geomorphology* **56** : 1–14. DOI: [10.1016/S0169-555X\(03\)00042-4](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(03)00042-4)
- Ferrer-Boix C, Chartrand SM, Hassan MA, Martín-Vide JP, Parker G. 2016. On how spatial variations of channel width influence river profile curvature: RIVER LONGITUDINAL PROFILE. *Geophysical Research Letters* **43** : 6313–6323. DOI: [10.1002/2016GL069824](https://doi.org/10.1002/2016GL069824)
- Fields J, Renshaw C, Magilligan F, Dethier E, Rossi R. 2021. A mechanistic understanding of channel evolution following dam removal. *Geomorphology* **395** : 107971. DOI: [10.1016/j.geomorph.2021.107971](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107971)

- Francalanci S, Solari L, Toffolon M, Parker G. 2012. Do alternate bars affect sediment transport and flow resistance in gravel-bed rivers?: DO ALTERNATE BARS AFFECT SEDIMENT TRANSPORT AND FLOW RESISTANCE? *Earth Surface Processes and Landforms* **37** : 866–875. DOI: [10.1002/esp.3217](https://doi.org/10.1002/esp.3217)
- Fryirs KA, Wheaton JM, Brierley GJ. 2016. An approach for measuring confinement and assessing the influence of valley setting on river forms and processes. *Earth Surface Processes and Landforms* **41** : 701–710. DOI: [10.1002/esp.3893](https://doi.org/10.1002/esp.3893)
- Fujita Y, Muramoto Y. 1985. Studies on the Process of Development of Alternate Bars. *Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute* **35** : 55–86.
- Gardner TW. 1983. Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. *GSA Bulletin* **94** (5) : 664–672. DOI: 10.1130/0016-7606(1983)94%3C664:ESOKAL%3E2.0.CO;2
- Guerrero M, Latosinski F, Nones M, Szupiany RN, Re M, Gaeta MG. 2015. A sediment fluxes investigation for the 2-D modelling of large river morphodynamics. *Advances in Water Resources* **81** : 186–198. DOI: [10.1016/j.advwatres.2015.01.017](https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2015.01.017)
- Harvey AM. 2001. Coupling between hillslopes and channels in upland fluvial systems: implications for landscape sensitivity, illustrated from the Howgill Fells, northwest England. *CATENA* **42** : 225–250. DOI: [10.1016/S0341-8162\(00\)00139-9](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(00)00139-9)
- 長谷川和義：沖積蛇行の平面および河床形状と流れに関する水理学的研究，北海道大学学位論文，1984.
- Heritage GL, Large ARG, Moon BP, Jewitt G. 2004. Channel hydraulics and geomorphic effects of an extreme flood event on the Sabie River, South Africa. *CATENA* **58** : 151–181. DOI: [10.1016/j.catena.2004.03.004](https://doi.org/10.1016/j.catena.2004.03.004)
- Huang D, Iwasaki T, Yamada T, Hiramatsu Y, Yamaguchi S, Shimizu Y. 2023. Morphodynamic equilibrium of alternate bar dynamics under repeated hydrographs. *Advances in Water Resources* **175** : 104427. DOI: [10.1016/j.advwatres.2023.104427](https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2023.104427)
- Huang HQ, Nanson G. 2000. Hydraulic geometry and maximum flow efficiency as products of the principle of least action. *Earth Surface Processes and Landforms* **25** : 1–16.
- Iwasaki T, Shimizu Y, Kimura I. 2016a. Numerical simulation of bar and bank erosion in a vegetated floodplain: A case study in the Otofuke River. *Advances in Water Resources* **93** : 118–134. DOI: [10.1016/j.advwatres.2015.02.001](https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2015.02.001)
- Iwasaki T, Shimizu Y, Kimura I. 2016b. Sensitivity of free bar morphology in rivers to secondary flow modeling: Linear stability analysis and numerical simulation, *Advances in Water Resources*, 92, 57–72, DOI: [10.1016/j.advwatres.2016.03.011](https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2016.03.011)
- Iwasaki T, Yabe H. 2019. On the upstream-migrating sand bars. *Journal of Japan Society of Civil Engineers, Ser. B1 (Hydraulic Engineering)* **75** : I_979–I_984. DOI:

- [10.2208/jscejhe.75.2_1_979](#) (in Japanese)
- Kale VS. 2007. Geomorphic effectiveness of extraordinary floods on three large rivers of the Indian Peninsula. *Geomorphology* **85** : 306–316. DOI: [10.1016/j.geomorph.2006.03.026](#)
- Krapesch G, Hauer C, Habersack H. 2011. Scale orientated analysis of river width changes due to extreme flood hazards. *Natural Hazards and Earth System Sciences* **11** : 2137–2147. DOI: [10.5194/nhess-11-2137-2011](#)
- Kuroki M, Kishi T. 1984. Regime criteria on bars and braids in alluvial straight channels. *Proceedings of the Japan Society of Civil Engineers* **342** : 87–96. DOI: [10.2208/jscej1969.1984.342_87](#) (in Japanese)
- Kyuka T, Shimizu Y, Miyamoto T, Kenmotsu H, Sakatani K, Izumi N, Yamaguchi S, Iwasaki T, Ishida Y. 2017. A study of the severe flood disaster in the Pekerebetsu river caused by the record-breaking rainfall in Hokkaido, 2016. *Advances in river engineering* **23** : 55–60. Doi: [10.11532/river.23.0_55](#)
- Kyuka T, Okabe K, Shimizu Y, Yamaguchi S, Hasegawa K, Shinjo K. 2020. Dominating factors influencing rapid meander shift and levee breaches caused by a record-breaking flood in the Otofuke River, Japan. *Journal of Hydro-environment Research* **31** : 76–89. DOI: [10.1016/j.jher.2020.05.003](#)
- Langhammer J. 2010. Analysis of the relationship between the stream regulations and the geomorphologic effects of floods. *Natural Hazards* **54** : 121–139. DOI: [10.1007/s11069-009-9456-2](#)
- Leopold LB, Maddock T. 1953. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. U.S. Geological. Survey. Professional. Paper **252**
- Magilligan FJ. 1992. Thresholds and the spatial variability of flood power during extreme floods. *Geomorphology* **5** : 373–390. DOI: [10.1016/0169-555X\(92\)90014-F](#)
- Magilligan FJ, Buraas EM, Renshaw CE. 2015. The efficacy of stream power and flow duration on geomorphic responses to catastrophic flooding. *Geomorphology* **228** : 175–188. DOI: [10.1016/j.geomorph.2014.08.016](#)
- Menting F, Langston AL, Temme AJAM. 2015. Downstream fining, selective transport, and hillslope influence on channel bed sediment in mountain streams, Colorado Front Range, USA. *Geomorphology* **239** : 91–105. DOI: [10.1016/j.geomorph.2015.03.018](#)
- Meyer-Peter E, Müller R. 1948. Formulas for bed-load transport. In: *IAHSR 2nd Meeting*, IAHR, Stockholm, 39–64.
- Milan DJ. 2012. Geomorphic impact and system recovery following an extreme flood in an upland stream: Thinhope Burn, northern England, UK. *Geomorphology* **138** : 319–328. DOI: [10.1016/j.geomorph.2011.09.017](#)
- Morris P, Williams D. 1997. Exponential Longitudinal Profiles of Streams. *Earth Surface*

- Processes and Landforms **22** : 143-163.
- Motta D, Abad JD, Langendoen EJ, Garcia MH. 2012. A simplified 2D model for meander migration with physically-based bank evolution. *Geomorphology* **163–164** : 10–25. DOI: [10.1016/j.geomorph.2011.06.036](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.06.036)
- Nagata T, Watanabe Y, Yasuda H, Ito A. 2014. Development of a meandering channel caused by the planform shape of the river bank. *Earth Surface Dynamics* **2** : 255–270. DOI: [10.5194/esurf-2-255-2014](https://doi.org/10.5194/esurf-2-255-2014)
- Nardi L, Rinaldi M. 2015. Spatio-temporal patterns of channel changes in response to a major flood event: the case of the Magra River (central-northern Italy): SPATIO-TEMPORAL CHANGES OF CHANNELS IN RESPONSE TO A MAJOR FLOOD EVENT. *Earth Surface Processes and Landforms* **40** : 326–339. DOI: [10.1002/esp.3636](https://doi.org/10.1002/esp.3636)
- Nelson JM, Shimizu Y, Abe T, Asahi K, Gamou M, Inoue T, Iwasaki T, Kakinuma T, Kawamura S, Kimura I, Kyuka T, McDonald RR, Nabi M, Nakatsugawa M, Simões FR, Takebayashi H, Watanabe Y. 2016. The international river interface cooperative: Public domain flow and morphodynamics software for education and applications. *Advances in Water Resources* **93** : 62–74. DOI: [10.1016/j.advwatres.2015.09.017](https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2015.09.017)
- Nelson PA, Morgan JA. 2018. Flume experiments on flow and sediment supply controls on gravel bedform dynamics. *Geomorphology* **323** : 98–105. DOI: [10.1016/j.geomorph.2018.09.011](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.09.011)
- Nelson PA, Venditti JG, Dietrich WE, Kirchner JW, Ikeda H, Iseya F, Sklar LS. 2009. Response of bed surface patchiness to reductions in sediment supply. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* **114** : 2008JF001144. DOI: [10.1029/2008JF001144](https://doi.org/10.1029/2008JF001144)
- Nicholas AP. 2000. Modelling bedload yield in braided gravel bed rivers. *Geomorphology* **36** : 89–106. DOI: [10.1016/S0169-555X\(00\)00050-7](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(00)00050-7)
- Nones M, Varrani A, Franzoia M, Di Silvio G. 2019. Assessing quasi-equilibrium fining and concavity of present rivers: A modelling approach. *CATENA* **181** : 104073. DOI: [10.1016/j.catena.2019.104073](https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.104073)
- Parker C, Thorne CR, Clifford NJ. 2015. Development of ST:REAM: a reach-based stream power balance approach for predicting alluvial river channel adjustment: DEVELOPMENT OF ST:REAM. *Earth Surface Processes and Landforms* **40** : 403–413. DOI: [10.1002/esp.3641](https://doi.org/10.1002/esp.3641)
- Parker G. 1978. Self-formed straight rivers with equilibrium banks and mobile bed. Part 2. The gravel river. *Journal of Fluid Mechanics* **89** : 127–146. DOI: [10.1017/S0022112078002505](https://doi.org/10.1017/S0022112078002505)
- Parker G, Wilcock PR, Paola C, Dietrich WE, Pitlick J. 2007. Physical basis for quasi-universal relations describing bankfull hydraulic geometry of single-thread gravel bed rivers. *Journal of Geophysical Research* **112** : F04005. DOI: [10.1029/2006JF000549](https://doi.org/10.1029/2006JF000549)

- Pickup G. 1976. Adjustment of stream-channel shape to hydrologic regime. *Journal of Hydrology* **30** : 365–373. DOI: [10.1016/0022-1694\(76\)90119-0](https://doi.org/10.1016/0022-1694(76)90119-0)
- Recking A. 2013. An analysis of nonlinearity effects on bed load transport prediction. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* **118** : 1264–1281. DOI: [10.1002/jgrf.20090](https://doi.org/10.1002/jgrf.20090)
- Requena P, Weichert RB, Minor H-E. 2006. Self widening by lateral erosion in gravel bed rivers. In: Ferreira R, Alves E, Leal J, Cardoso A (eds.). *River Flow 2006: Proceedings of the International Conference on Fluvial Hydraulics*, Lisbon, 1801-1809.
- Rickenmann D, Badoux A, Hunzinger L. 2016. Significance of sediment transport processes during piedmont floods: the 2005 flood events in Switzerland. *Earth Surface Processes and Landforms* **41** : 224–230. DOI: [10.1002/esp.3835](https://doi.org/10.1002/esp.3835)
- Rinaldi M, Amponsah W, Benvenuti M, Borga M, Comiti F, Lucía A, Marchi L, Nardi L, Righini M, Surian N. 2016. An integrated approach for investigating geomorphic response to extreme events: methodological framework and application to the October 2011 flood in the Magra River catchment, Italy: Integrated Approach for Investigating Geomorphic Response to Floods. *Earth Surface Processes and Landforms* **41** : 835–846. DOI: [10.1002/esp.3902](https://doi.org/10.1002/esp.3902)
- Roelvink JA. 2006. Coastal morphodynamic evolution techniques. *Coastal Engineering* **53** : 277–287. DOI: [10.1016/j.coastaleng.2005.10.015](https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2005.10.015)
- Ruiz-Villanueva V, Piégay H, Scorpio V, Bachmann A, Brousse G, Cavalli M, Comiti F, Crema S, Fernández E, Furdada G, Hajdukiewicz H, Hunzinger L, Lucía A, Marchi L, Moraru A, Piton G, Rickenmann D, Righini M, Surian N, Yassine R, Wyzga B. 2023. River widening in mountain and foothill areas during floods: Insights from a meta-analysis of 51 European Rivers. *Science of The Total Environment* **903** : 166103. DOI: [10.1016/j.scitotenv.2023.166103](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.166103)
- Schuerch P, Densmore AL, McArdell BW, Molnar P. 2006. The influence of landsliding on sediment supply and channel change in a steep mountain catchment. *Geomorphology* **78** : 222–235. DOI: [10.1016/j.geomorph.2006.01.025](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.01.025)
- Scorpio V, Crema S, Marra F, Righini M, Ciccacese G, Borga M, Cavalli M, Corsini A, Marchi L, Surian N, Comiti F. 2018. Basin-scale analysis of the geomorphic effectiveness of flash floods: A study in the northern Apennines (Italy). *Science of The Total Environment* **640–641** : 337–351. DOI: [10.1016/j.scitotenv.2018.05.252](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.05.252)
- Scorpio V, Cavalli M, Steger S, Crema S, Marra F, Zaramella M, Borga M, Marchi L, Comiti F. 2022. Storm characteristics dictate sediment dynamics and geomorphic changes in mountain channels: A case study in the Italian Alps. *Geomorphology* **403** : 108173. DOI: [10.1016/j.geomorph.2022.108173](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108173)
- Shimizu Y, Takebayashi H, Inoue T, Hamaki M, Iwasaki T. 2014. iRIC-Software: Nays2DH solver manual. Available at: <https://i-ric.org/en/> [Accessed 12 February 2024]

第2章 Knickpoint での河床変動特性

- Sholtes JS, Yochum SE, Scott JA, Bledsoe BP. 2018. Longitudinal variability of geomorphic response to floods. *Earth Surface Processes and Landforms* **43** : 3099–3113. DOI: [10.1002/esp.4472](https://doi.org/10.1002/esp.4472)
- Sinha SK, Parker G. 1996. Causes of Concavity in Longitudinal Profiles of Rivers. *Water Resources Research* **32** : 1417–1428. DOI: [10.1029/95WR03819](https://doi.org/10.1029/95WR03819)
- Surian N, Righini M, Lucía A, Nardi L, Amponsah W, Benvenuti M, Borga M, Cavalli M, Comiti F, Marchi L, Rinaldi M, Viero A. 2016. Channel response to extreme floods: Insights on controlling factors from six mountain rivers in northern Apennines, Italy. *Geomorphology* **272** : 78–91. DOI: [10.1016/j.geomorph.2016.02.002](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.02.002)
- Tealdi S, Camporeale C, Ridolfi L. 2011. Long-term morphological river response to hydrological changes. *Advances in Water Resources* **34** : 1643–1655. DOI: [10.1016/j.advwatres.2011.08.011](https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2011.08.011)
- Thompson C, Croke J. 2013. Geomorphic effects, flood power, and channel competence of a catastrophic flood in confined and unconfined reaches of the upper Lockyer valley, southeast Queensland, Australia. *Geomorphology* **197** : 156–169. DOI: [10.1016/j.geomorph.2013.05.006](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.05.006)
- Trenberth K. 2011. Changes in precipitation with climate change. *Climate Research* **47** : 123–138. DOI: [10.3354/cr00953](https://doi.org/10.3354/cr00953)
- White DC, Morrison RR, Nelson PA. 2023. Experimental Observations of Floodplain Vegetation, Bedforms, and Sediment Transport Interactions in a Meandering Channel. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* **128** : e2023JF007136. DOI: [10.1029/2023JF007136](https://doi.org/10.1029/2023JF007136)
- Williams GP. 1978. Bank-full discharge of rivers. *Water Resources Research* **14** : 1141–1154. DOI: [10.1029/WR014i006p01141](https://doi.org/10.1029/WR014i006p01141)
- Wohl EE. 1992. Gradient irregularity in the herbert gorge of Northeastern Australia. *Earth Surface Processes and Landforms* **17** : 69–84. DOI: [10.1002/esp.3290170106](https://doi.org/10.1002/esp.3290170106)
- Wolman MG, Miller JP. 1960. Magnitude and Frequency of Forces in Geomorphic Processes. *The Journal of Geology* **68** : 54–74. DOI: [10.1086/626637](https://doi.org/10.1086/626637)
- Wright SA, Kaplinski M. 2011. Flow structures and sandbar dynamics in a canyon river during a controlled flood, Colorado River, Arizona: FLOW STRUCTURES AND SANDBAR DYNAMICS. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* **116** : n/a-n/a. DOI: [10.1029/2009JF001442](https://doi.org/10.1029/2009JF001442)
- Wu K, Yeh K, Lai YG. 2019. A Combined Field and Numerical Modeling Study to Assess the Longitudinal Channel Slope Evolution in a Mixed Alluvial and Soft Bedrock Stream. *Water* **11** : 735. DOI: [10.3390/w11040735](https://doi.org/10.3390/w11040735)
- Yatsu E. 1955. On the longitudinal profile of the graded river. *Eos, Transactions American Geophysical Union* **36** : 655–663. DOI: [10.1029/TR036i004p00655](https://doi.org/10.1029/TR036i004p00655)

第 2 章 Knickpoint での河床変動特性

- Yochum SE, Sholtes JS, Scott JA, Bledsoe BP. 2017. Stream power framework for predicting geomorphic change: The 2013 Colorado Front Range flood. *Geomorphology* **292** : 178–192. DOI: [10.1016/j.geomorph.2017.03.004](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.03.004)
- Zhou Z, Coco G, Townend I, Olabarrieta M, van der Wagen M, Gong Z, D’Alpaos A, Gao S, Jaffe BE, Gelfenbaum G, He Q, Wang Y, Lanzoni S, Wang, Z, Winterwerp H, Zhang C. 2017. Is “Morphodynamic Equilibrium” an oxymoron? *Earth-Science Reviews* **165** : 257–267. DOI: [10.1016/j.earscirev.2016.12.002](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.12.002)
- Zolezzi G, Luchi R, Tubino M. 2012. Modeling morphodynamic processes in meandering rivers with spatial width variations. *Reviews of Geophysics* **50** : 2012RG000392. DOI: [10.1029/2012RG000392](https://doi.org/10.1029/2012RG000392)

3. Knickpoint における河岸侵食特性に対するハイドログラフ形状の影響

3.1 はじめに

河川地形の変化は、流量パターンや土砂供給、植生に代表される様々な外的・内的要因に支配されており、水害時に周辺家屋やインフラ設備に被害をもたらす主要因の一つである。山地や谷底平野を流れる中小河川では、土砂供給源からの距離が近いこと、出水時に堤防浸食や流路変動などの大規模な河床変動が起こりやすい (Magilligan et al., 2015; Nardi and Rinaldi, 2015; Scorpio et al., 2022; Surian et al., 2016)。水害対策の観点からは、周辺地域への被害に直結する川幅拡張を事前に予測することが重要となる。

河岸侵食の量や発生箇所は、流れの強度 (Yochum et al., 2017) や水衝部の位置 (Buraas et al., 2014) で決まることが多い。例えば、蛇行が支配的な河川においては、出水中の蛇行振幅の増加が河岸侵食を引き起こす主要因となる (Buraas et al., 2014; Kyuka et al., 2020; Yochum et al., 2017)。舛屋ら (2020) は、蛇行が支配的な河川を対象に、独自に構築した流量と蛇行振幅量との関係式を用いて、流量ピーク値から川幅拡張量を予測している。また、Buraas et al. (2014) は、湾曲部に作用する流れの遠心力を指標化した *bend stress parameter* を用いて、代表流量と地形条件を入力条件に川幅拡張量の評価・予測を行っている。一方で、ハイドログラフの形状も重要なパラメータとなりうる (岡部ら 2018b)。減水期の蛇行部においては、土砂堆積により流れの偏向性が強くなる (Kyuka et al., 2020) ため、ハイドログラフの減水期の形状で最終的な河岸侵食量は異なる (岡部ら 2018a)。このように、河岸侵食量は流量規模とハイドログラフ形状に強く影響を受ける。

ただし、蛇行が支配的な河川においても、出水中に流量がある一定以上大きくなると、流路形状が蛇行から網状流路へと遷移する場合がある (Kleinhans and van den Berg, 2010; Kyuka et al., 2020; 岡部ら 2019)。網状流路は流れが分散しやすい形状であるため、蛇行時と比べて河岸侵食に起因する川幅拡張は起こりにくくなる (岡部ら 2019)。このように、出水中の川幅拡張量を評価するためには、様々な流量ピーク値およびハイドログラフ形状の下で形成される流路形態を把握したうえで、各流路形態での河岸侵食の特性を明らかにすることが求められる。

現在進行中の気候変動によって、将来的には降雨の激甚化・頻発化だけでなく、降雨の時空間特性も変化することが予測されている (山田ら 2018)。すなわち将来的には、これまでに経験のない流量パターンが発生する可能性がある。従って今後の水害対策においては、気候変動下で起こりうる様々なハイドログラフを想定したうえで、川幅拡張

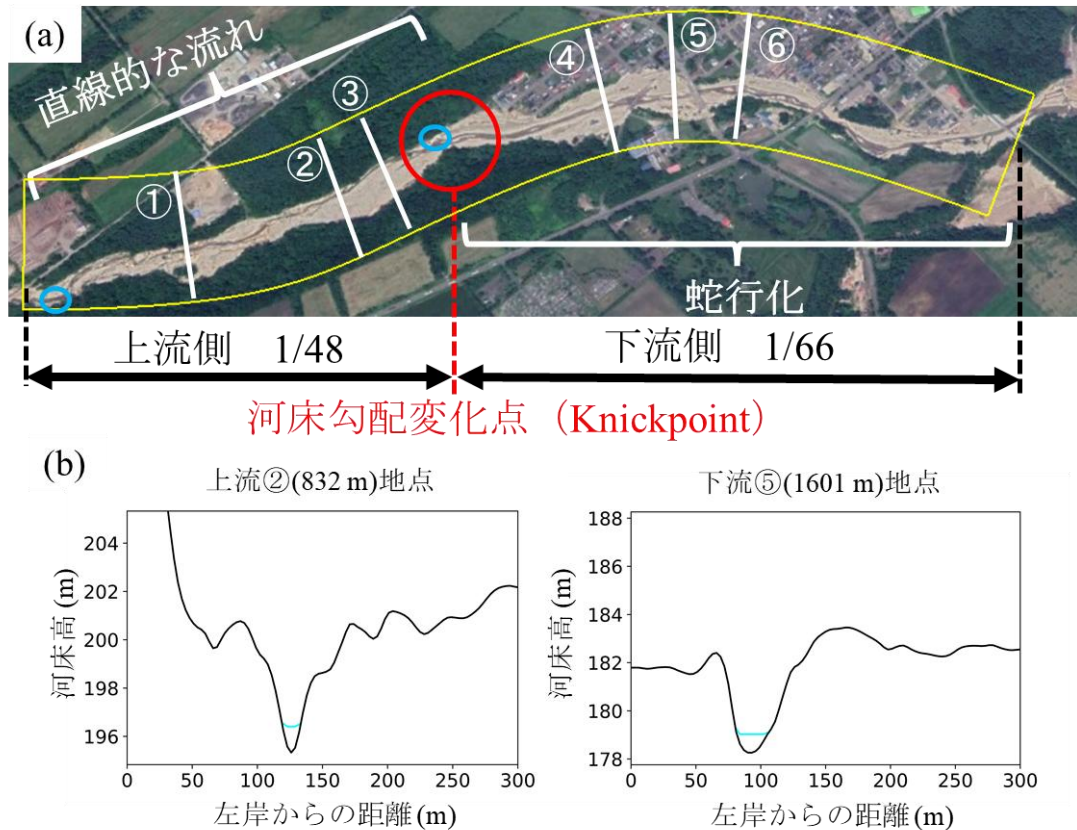


図-3.1 (a) ペケレベツ川の衛星写真 (2017 年 6 月, Google Earth). 黄色線で囲まれたエリアは計算対象範囲. 断面①: 448 m, ②: 832 m, ③: 960 m, ④: 1473 m, ⑤: 1601 m, ⑥: 1793 m 地点を表す. 青丸で示した地点はカオスの挙動の検証のために初期河床高を変化させた 2 地点. (b) 上流側 (②: 832 m 地点) と下流側 (⑤: 1601 m 地点) における 2016 年水害以前の横断図. 水色線は流量 $50 \text{ m}^3/\text{s}$ 時の水深を示す.

量を予測する必要がある (Blafield et al., 2025). このような中, d4PDF (<https://www.miroc-gcm.jp/d4PDF/>) による気候変動を踏まえた将来予測降雨データは, 気候計算により想定されるデータではあるものの, 現在までに蓄積された限定的な大規模出水時の観測データを補完し, 今後起こりうる出水を想定する上で非常に強力なデータセットとなりうるものである. すなわち, これを基に算出されるハイドログラフデータを用いることで, 気候変動下で起こりうる川幅拡幅を議論することが可能になると考えられる. しかし, d4PDF を用いた川幅拡幅に関する検討例は限定的であり, 出水中の摩擦速度を指標に堤防侵食の危険地点を抽出した例 (川井・中津川 2022) や, レジーム則的に川幅拡幅量を算出した例 (舂屋ら 2020; 木戸ら 2025) のみが存在するだけである.

そこで本研究では, 実河川を想定して, 様々なハイドログラフで形成される流路形態および河岸侵食特性を把握するために, 二次元河床変動モデルである iRIC Nays2DH を

用いた河床変動計算を行う。対象とする河川は、2016年に大規模な川幅拡張を伴う水害が生じた北海道ペケレベツ川とする。ペケレベツ川は山地から平野へと流下する典型的な中小河川である。使用するハイドログラフデータは、d4PDFの降雨データを基に流出解析で得られた6509通りのハイドログラフデータとする。本研究では、まずハイドログラフを形状ごとに分類し、その結果を基に作成した単純ハイドログラフを計算の入力条件として与える。最終的には、現在気候から将来気候への移行に伴って変化する川幅拡張特性について考察する。

3.2 手法

3.2.1 計算モデル

本研究では、2次元河床変動モデルとして、2章で使用したモデルと同様の iRIC-Nays2DH (Shimizu et al., 2014, URL: <https://i-ric.org/solvers/nays2dh/>) を使用する。本研究では、ハイドログラフと地形との関係を明らかにすることを目的としているため、河床が一樣の粒径で構成されていると仮定する均一粒径モデルを採用する。

流れの計算には2次元非定常浅水流方程式を使用している。支配方程式には一般座標系が使用されているが、ここでは簡単のために直交座標で示す。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial uh}{\partial x} + \frac{\partial vh}{\partial y} = 0 \quad (3-1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = -g \left(\frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) - \frac{gn_m^2 u V}{h^{\frac{4}{3}}} \quad (3-2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = -g \left(\frac{\partial h}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) - \frac{gn_m^2 v V}{h^{\frac{4}{3}}} \quad (3-3)$$

x と y はそれぞれ流れ方向と横断方向の座標、 t は時間、 h は水深、 u と v はそれぞれ x と y 方向の水深平均流速、 V は x と y 方向の流速の合成流速、 g は重力加速度、 n_m はマンニングの粗度係数を表す。

本研究では比較的上流域に位置する knickpoint を有する礫河川での河床変動を対象としているため、流砂モードとして掃流砂のみを考慮する。流れ方向の掃流砂モデルとしては均一粒径を対象にした芦田・道上 (1972) 式を使用している。また、横断方向の流砂量を算出するために長谷川 (1984) の式を使用している。以下に両式を示す。

$$q_B^s = 17\tau_{*e}^{1.5} \left(1 - \frac{\tau_{*c}}{\tau_*} \right) \left(1 - \sqrt{\frac{\tau_{*c}}{\tau_*}} \right) \sqrt{Rgd^3} \quad (3-4)$$

$$q_B^n = q_B^s \left(\frac{w_{cb}^n}{V_{cb}} - \sqrt{\frac{\tau_{*c}}{\mu_s \mu_k \tau_*}} \frac{\partial \eta}{\partial n} \right) \quad (3-5)$$

第3章 ハイドログラフ形状の影響

s と n はそれぞれ流れとその垂直方向の座標, q_B^s と q_B^n はそれぞれ s と n 方向の単位幅流砂量, τ_* は無次元掃流力, τ_{*c} は無次元限界掃流力 ($=0.05$), R は土砂の水中比重, d は粒子直径, w_{cb}^n は n 方向の河床近傍流速, V_{cb} は河床近傍の合成流速, η は河床高, μ_s と μ_k はそれぞれ静止摩擦係数と動摩擦係数を表す. 本研究では静止摩擦係数と動摩擦係数は安息角 35 度に値する 0.7 としている (Iwasaki et al., 2016a). 河床近傍流速については Engelund (1974)による平衡二次流モデルを適用している.

$$w_{cb}^n = w_{cb}^s N_* \frac{h}{r} \quad (3-6)$$

w_{cb}^s は s 方向の河床近傍流速, N_* は二次流の鉛直流速分布に関する係数 ($=7$), r は水深平均流速の曲率を表す. x と y 方向の流砂量ベクトルは水深平均流速ベクトルを基に以下のように表される (Iwasaki et al., 2016b).

$$q_B^x = \frac{\partial x}{\partial s} q_B^s + \frac{\partial x}{\partial n} q_B^n = \cos \theta_s q_B^s - \sin \theta_s q_B^n = \frac{u}{V} q_B^s - \frac{v}{V} q_B^n \quad (3-7)$$

$$q_B^y = \frac{\partial y}{\partial s} q_B^s + \frac{\partial y}{\partial n} q_B^n = \sin \theta_s q_B^s + \cos \theta_s q_B^n = \frac{v}{V} q_B^s + \frac{u}{V} q_B^n \quad (3-8)$$

q_B^x と q_B^y はそれぞれ x と y 方向の単位幅流砂量, θ_s は x 座標に対する流れ方向の角度を示す.

河床高の更新は, 以下の Exner (1925)式を基に行う.

$$(1 - \lambda) \frac{\partial \eta}{\partial t} = - \left(\frac{\partial Q_B^x}{\partial x} + \frac{\partial Q_B^y}{\partial y} \right) \quad (3-9)$$

Q_B^x と Q_B^y は流れ方向と横断方向の土砂輸送量, λ は河床中の間隙率を表す.

3.2.2 対象河川

今回対象とする河川は 2016 年 8 月に蛇行発達による川幅拡幅で橋梁や家屋の流出被害が発生した十勝川水系佐幌川に流入するペケレベツ川である (図-3.1). ペケレベツ川はペケレベツ岳を源流に十勝地方清水町周辺を流下し, その後佐幌川へと合流する. ペケレベツ川は清水町周辺で平野となっている (unconfined reach) のに対し, 清水町の 2.5 km 上流では谷地形が顕著となっている (confined reach) (図-3.2). すなわち, 清水町周辺は lateral confinement が急激に変化する knickzone といえる. さらにこの knickzone 内に勾配が急変する点 (knickpoint) を有しており, 1990 年代の河道整備時には, 上流側の勾配が 0.0208, 下流側の勾配が 0.0151 となっていた. 1990 年以降大規模な地形変化は発生していないため, 水害時もこの勾配変化点が維持されていたと考えられる. Knickpoint 上流側は, 河道と数 m 程度の標高差を持つ段丘に囲まれているため流路の横方向自由度が低いが, 下流側は平野に位置しているため横方向自由度が高い (図-3.1(b)).

2016 年の水害では, 山間部から斜面崩壊由来の土砂が大量流出しているが, 砂防ダムによって清水町付近では顕著な土砂流入は確認されておらず (久加ら 2017), 動的平

第3章 ハイドログラフ形状の影響

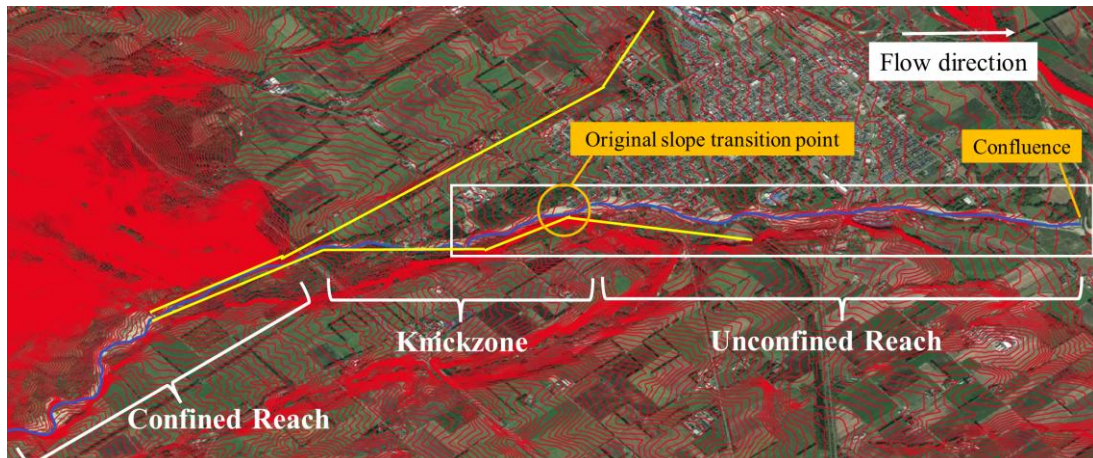


図-3.2 清水町付近の2 m メッシュの標高コンター図。この図は QGIS ver. 3.22.1 を使用して作成した。Digital Elevation Model (DEM)は国土地理院から公開されている。黄色線は段丘と氾濫原との境界を示す。

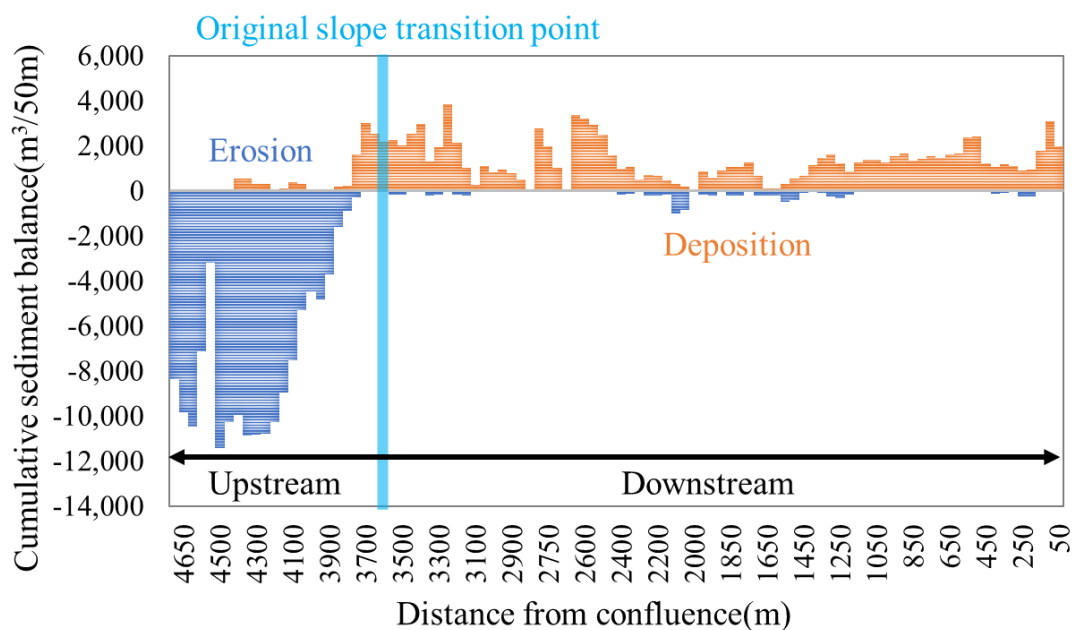


図-3.3 2016 年水害時の侵食・堆積の縦断分布図。(久加ら 2017 の図-6 を基に加筆)

衡量よりも土砂流入が少なかったために、knickpoint より上流では河床低下と基岩の露出が確認された。一方、下流側では土砂堆積と蛇行振幅の増加による周辺インフラや家屋への被害が生じた(久加ら 2017)。さらに、勾配変化点の上流と下流で土砂輸送特性が異なっており(図-3.3)、勾配変化点は土砂輸送傾向の境界となっている(久加ら 2017)。これらは knickpoint 周辺で起こる河床変動の典型例である。

3.2.3 ハイドログラフの分類と作成

ペケレベツ川における 2016 年以前のの水害データは残されていない。そこで本研究で

第3章 ハイドログラフ形状の影響

表-3.1 ハイドログラフ分類の結果.

過去実験				4度上昇実験			
ピーク値 (m^3/s)	150 ~ 250	250 ~ 350	350 ~	ピーク値 (m^3/s)	150 ~ 250	250 ~ 350	350 ~
1ピーク	17通り	1通り	0通り	ピーク山	134通り	35通り	6通り
2ピーク (前ピーク)	1通り	0通り	0通り	2ピーク (前ピーク)	10通り	5通り	2通り
2ピーク (後ピーク)	1通り	0通り	0通り	2ピーク (後ピーク)	19通り	4通り	1通り
3ピーク以上	0通り	0通り	0通り	3ピーク以上	4通り	2通り	0通り
総流量 ($\times 10^7 \text{ m}^3$)	最小: 0.96, 最大: 1.97, 平均: 1.22			総流量 ($\times 10^7 \text{ m}^3$)	最小: 0.72, 最大: 3.20, 平均: 1.36		
勾配 ($\text{m}^3/\text{s/h}$)	上昇: $7.7 \sim 45.4$, 下降: $5.4 \sim 19.3$			勾配 ($\text{m}^3/\text{s/h}$)	上昇: $4.4 \sim 116.5$, 下降: $4.2 \sim 42.4$		
小ピーク値 (m^3/s)	最小: 129, 最大: 141, 平均: 135			小ピーク値 (m^3/s)	最小: 51, 最大: 367, 平均: 133		
ピーク間の時間差 (h)	最小: 9, 最大: 42, 平均: 25.5			ピーク間の時間差 (h)	最小: 3, 最大: 47, 平均: 16.3		

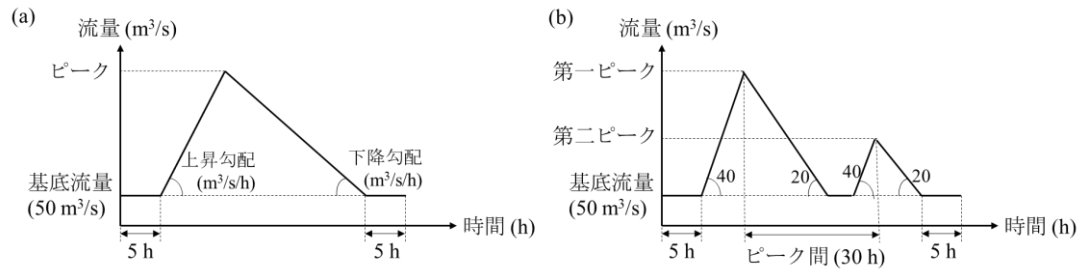


図-3.4 作成したハイドログラフ. (a) 1 ピーク, (b) 2 ピーク.

表-3.2 数値計算を行った各ケースのパラメータ

No.	ピーク (m^3/s)	上昇勾配 ($\text{m}^3/\text{s/h}$)	下降勾配 ($\text{m}^3/\text{s/h}$)	総流量 ($\times 10^7 \text{ m}^3$)	土砂流入量 ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	河道内堆積量 ($\times 10^6 \text{ m}^3$)
1-1	150	40	10	0.63	2.30	0.96
1-2	200	40	10	1.03	4.24	1.50
1-3	250	40	10	1.53	6.94	2.54
1-4	300	40	10	2.15	10.32	3.82
1-5	300	100	10	1.92	9.22	3.41
1-6	350	40	10	2.88	14.34	4.31
1-7	400	40	10	3.73	18.86	5.61
1-8	400	40	30	1.84	9.79	3.06
1-9	400	100	10	3.30	16.97	5.13
1-10	400	100	30	1.41	7.54	2.17
No.	先発ピーク (m^3/s)	後発ピーク (m^3/s)	順番	総流量 ($\times 10^7 \text{ m}^3$)	土砂流入量 ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	河道内堆積量 ($\times 10^6 \text{ m}^3$)
2-1	200	120	前	1.22	4.14	1.59
2-2	120	200	後	1.26	4.04	1.57
2-3	300	120	前	1.81	7.59	2.91
2-4	120	300	後	1.89	7.55	2.44
2-5	300	200	前	2.12	9.02	3.38
2-6	200	300	後	2.16	9.01	3.12
2-7	400	120	前	2.66	12.87	4.04
2-8	120	400	後	2.79	13.10	3.81
2-9	400	200	前	2.97	14.18	4.16
2-10	200	400	後	3.06	14.41	3.60
2-11	400	300	前	3.60	17.29	4.79
2-12	300	400	後	3.65	17.62	5.31

は, d4PDF で公開されている降雨データを基に流出解析されたハイドログラフデータを使用する (舩屋ら 2020). ベースとなる降雨データは, d4PDF にて公開されている水平解像度 20 km の過去実験と全球平均気温 4 度上昇実験 (将来実験) から算出されたデータである. この 20 km スケールの降雨データを基に, 星野ら (2018) が水平解像度 5 km にダウンスケールしたものにバイアス補正 (植村ら 2018) を施した降雨データを, 貯留関数法 (国土交通省) 等を用いた流出解析モデルに入力することで流量データを得ている. 今回の検討では, 過去実験 2434 ケース, 全球平均気温 4 度上昇実験 (将来実験) 4075 ケース, 計 6509 ケースのハイドログラフを対象とした.

これらのハイドログラフデータの中には, 河床変動を引き起こさない小規模なものや, 形状の類似したデータが多数含まれている. 予備計算の結果から, ピーク流量 $150 \text{ m}^3/\text{s}$ 以下のハイドログラフでは周辺家屋に被害をもたらすような大規模な流路変動は生じにくいことを確認している. そのため本研究では, $150 \text{ m}^3/\text{s}$ 以上のピークを有するケー

第3章 ハイドログラフ形状の影響

スに限定し、形状に基づいて分類する。ハイドログラフの形状を表すパラメータは、流量ピーク値、総流量、流量の上昇・下降勾配、洪水波の数、各小ピーク値、ピーク間の時間差、洪水波の順番とした。ただし複数ピークケースにおいては、土砂輸送の閾値となる $50 \text{ m}^3/\text{s}$ 以上を小ピークと判断した。分類結果を表-3.1 に示す。流量ピーク値の最大値は過去実験で $262 \text{ m}^3/\text{s}$ 、将来実験で $416 \text{ m}^3/\text{s}$ 、最大総流量は過去実験で $1.97 \times 10^7 \text{ m}^3$ 、将来実験で $3.20 \times 10^7 \text{ m}^3$ となり、将来実験の方がより大規模な出水イベントが多いことが分かる。また、流量ピーク $150 \text{ m}^3/\text{s}$ 以上の複数ピークを持つハイドログラフについては、過去実験ではほぼ存在していないが、将来実験では数多く存在している。さらに流量の変化率については、上昇勾配の方が下降勾配よりも大きい。複数ピークケースにおけるピークの時間差については、大半が 20 時間以内である一方で、40 時間を超えるケースも存在していた。

d4PDF から算出されたハイドログラフには微小な流量の変動が含まれているが、これら微小変動による流路形態への影響は小さく無視できると考え、より議論を簡単にするために、上記分類結果を基にこれら微小変動を排除した単純ハイドログラフを作成した（図-3.4、表-3.2）。1 ピークハイドログラフは、流量ピーク値と流量変化率（総流量）が異なる 10 ケースを設定した。2 ピークハイドログラフについては、ピークと小ピークの値と順番が異なる 12 ケースを設定した。2 ピークケースにおける各ピークの上昇・下降勾配の影響については、1 ピークケースで十分に検討できると判断し、それぞれ平均的な値（上昇： $40 \text{ m}^3/\text{s/h}$ 、下降： $20 \text{ m}^3/\text{s/h}$ ）を与えた。また、各洪水波の流路変動に対する役割を明確にするため、各洪水波が重複しないようピーク時間差には一律 30 時間としている。ピークと小ピークの値には、各流路形態（不活性蛇行： $120 \text{ m}^3/\text{s}$ 、活性蛇行： $200 \text{ m}^3/\text{s}$ 、Chute cut-off の形成： $300 \text{ m}^3/\text{s}$ 、網状化： $400 \text{ m}^3/\text{s}$ ）が形成される値の組み合わせを与えた。各ハイドログラフにおいて、出水の前後に 5 時間ずつ予備計算期間（基底流量： $50 \text{ m}^3/\text{s}$ ）を設けている。なお、今回の計算では将来気候で予期されている 3 ピーク以上を持つハイドログラフは対象としていない。これは 3 ピーク以上が特殊なケースであることに加えて、本検討において想定されるハイドログラフ群では、2 ピークケースの検討によって連続する洪水波による流路形態への影響を十分に議論できると考えているためである。

3.2.4 計算条件

基本的に、計算条件は久加ら（2017）による計算とほぼ同様である。初期河床は 2016 年の水害以前の地形標高データを使用し、計算対象範囲は、河床変動が顕著であった knickpoint を含む、町道ペケレベツ川橋から市街地付近の新清橋下流域までとしている。Knickpoint の上流と下流を含む複数地点を対象とした水害後の河床材料調査から、今回の計算範囲内では地点間の顕著な偏りはないと判断し、平均値である 90 mm を河床材料の粒径と設定し、河床粗度として 0.032 を与えた。上流端流量は前節で作成した 22 ケ

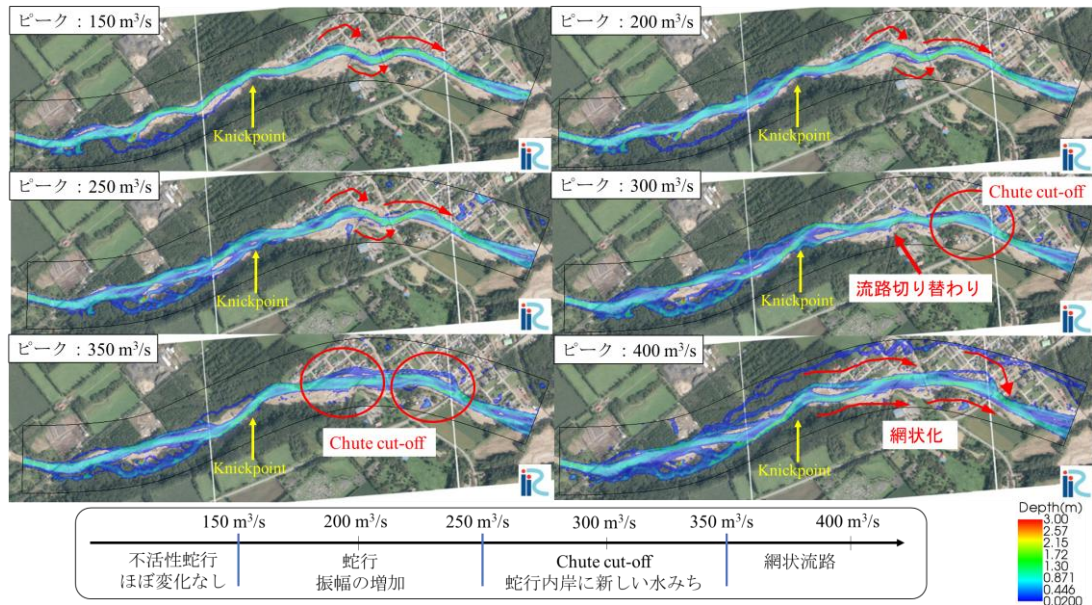


図-3.5 1 ピークハイドログラフの流量ピーク値が異なる 6 ケースの水深コンター図.
流量低下時 $100 \text{ m}^3/\text{s}$ の時の水深.

ースのハイドログラフを与える. 上流端給砂については, 上流端の河床が変化しない動的平衡量を与えている. また, 側方侵食に関しては, 隣り合うメッシュ間の河床高の差が安息角以下になるようにしている.

3.3 結果

3.3.1 ピーク流量と流路形態との関係

ペケレベツ川の河道形成流量に関するデータが不足しているため, まずは各ピーク値に応じて形成される流路形態を明らかにしていく. 図-3.5 は, 1 ピークケースにおいて, 流量変動勾配が同じでピーク値が異なる 6 ケースについて, 流量低下時である程度水深が大きい $100 \text{ m}^3/\text{s}$ の時の水深を表している. Knickpoint の上流側では, 段丘に囲まれ流路の横方向自由度が低いために, 最終的な川幅拡幅が $100 \sim 200 \text{ m}$ 程度に制限されたことから, いずれのピーク値においても比較的直線の流れが維持されている. 一方, 下流側においては, 流量ピーク $150, 200 \text{ m}^3/\text{s}$ のケースでは, 出水を通して蛇行が維持され, 流路本数は一本のままである. 流量ピーク $250, 300 \text{ m}^3/\text{s}$ のケースでは蛇行は維持されているものの, 内岸を短絡する流れ (Chute cut-off) が形成され, $300 \text{ m}^3/\text{s}$ のケースにおいては knickpoint に最も近い蛇行部で主流路の切り替わりが生じた. さらに流量ピーク $350 \text{ m}^3/\text{s}$ のケースでは二か所で流路の切り替わりが発生した. これらは, 蛇行振幅が増加していく中で, 蛇行方向以外に砂州を越流する直線的な流れが発生することで, 蛇行内岸をショートカットする流路が形成されるといったもので, 蛇行から網状へと変遷する過程で起こる典型的な現象である (Ashmore, 1991). 流量ピーク $400 \text{ m}^3/\text{s}$ になると洪水前の蛇行形状は完全に消失し, 網状化した. このよ

第3章 ハイドログラフ形状の影響

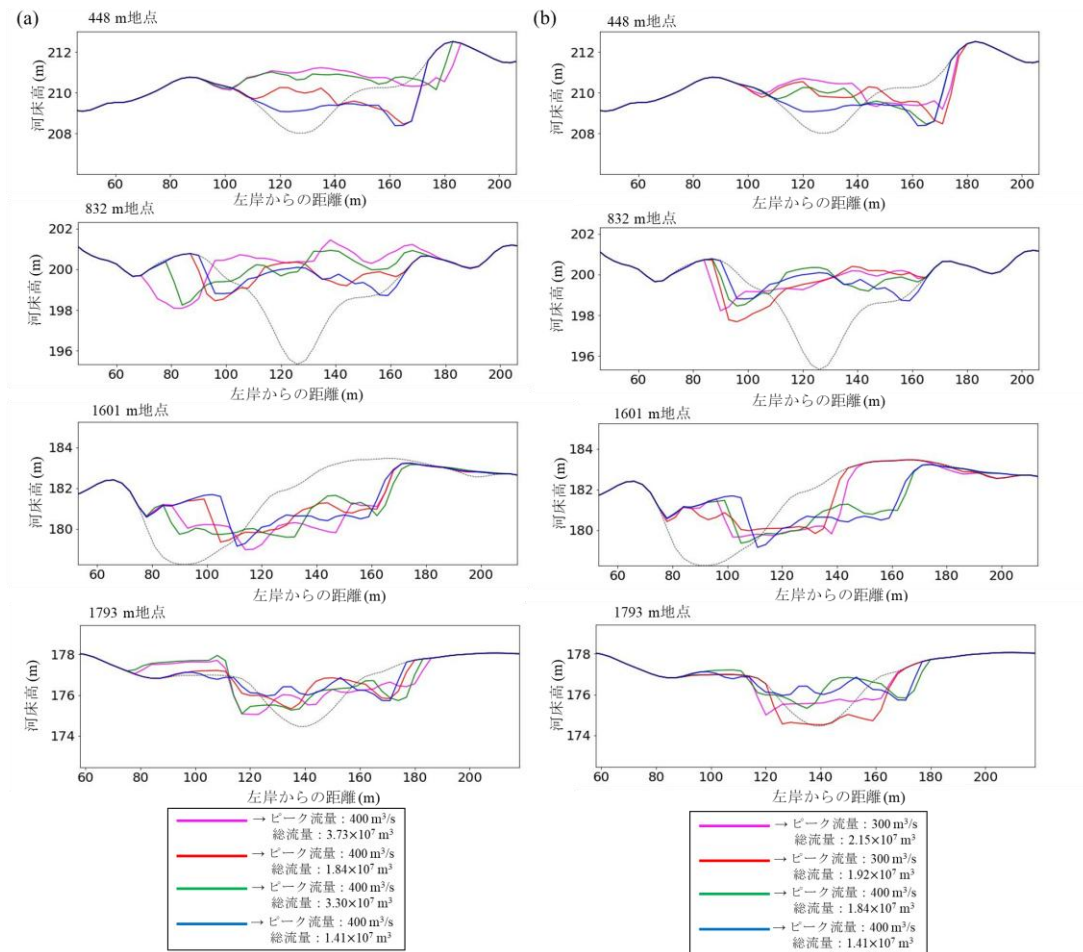


図-3.6 1 ピークケースにおける計算終了時の河床横断面図. (a) 流量ピーク 400 m³/s で総流量が異なる 4 ケースにおける Knickpoint の上流側 (448, 832 m 地点) と下流側 (1601, 1793 m 地点). (b) 同程度の総流量で流量ピーク値が異なる 4 ケースにおける Knickpoint の上流側 (448, 832 m 地点) と下流側 (1601, 1793 m 地点). 黒破線は初期河床を示す. 各断面の位置は図-3.1 (a)の通りである.

うに出水中の流路形態は、ピーク値に強く影響されていることがわかる。Kleinhans and van den Berg (2010)は、沖積河川での観測から、年平均最大流量の増加に応じて、流路は不活性蛇行→活性蛇行→Chute cut-off の出現→網状流路へと変化することを報告しており、本結果は彼らの観測結果と定性的に一致している。

3.3.2 1 ピークケースにおける河岸侵食特性

図-3.6 は、Knickpoint の上流側および下流側において河岸侵食が顕著であった 4 点 (図-3.1 中の 448 m, 832 m, 1601 m, 1793 m 地点) について、それぞれ流量ピーク 400 m³/s で総流量が異なる 4 ケースと、同程度の総流量でピーク値が異なる 4 ケースにおける計算終了時の河床横断面図を表している。Knickpoint の上流側では、流量ピークが同じであっても、総流量の多いケース (図-3.6 (a) のピンク線と緑線) の方が、河床上昇量が大き

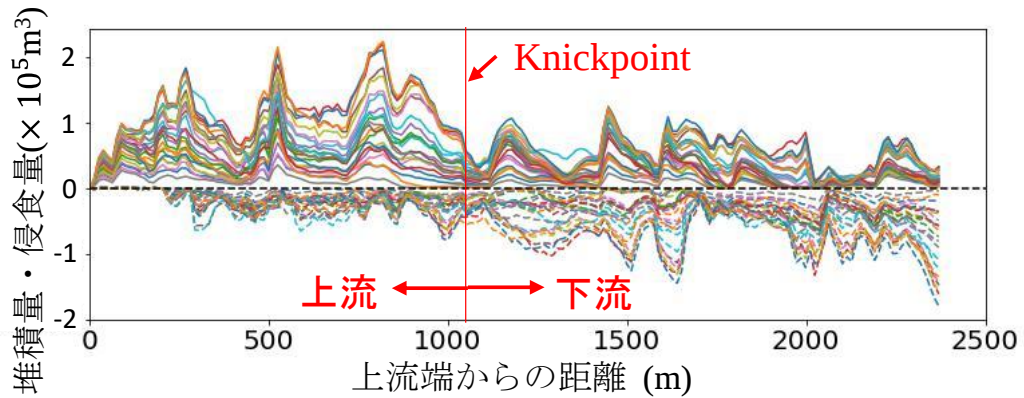


図-3.7 全 22 ケースにおける各断面の総堆積量と総侵食量. 堆積量は正, 侵食量は負で表している.

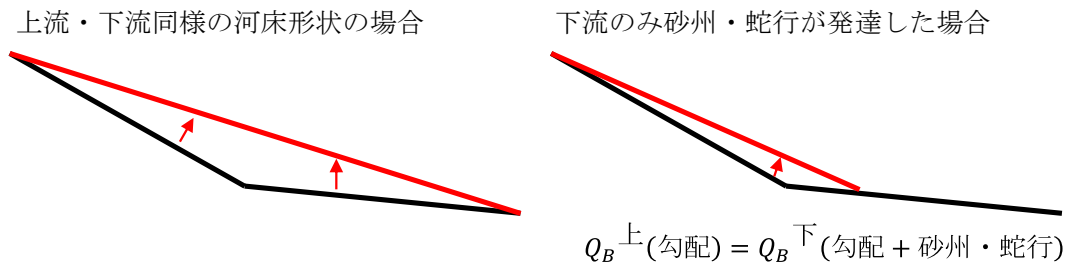


図-3.8 勾配変化点周辺での河床変動の概念図

く, 横断方向の変化量も大きい. 一方下流側では, 総流量が同様であっても, ピーク値の大きいケース (図-3.6 (b)の緑線と青線) の方が, 河岸侵食量が多い. すなわち, 河岸侵食量に対して, Knickpoint の上流側では総流量が, 下流側では流量ピーク値が支配的なパラメータになっていることが分かる.

この違いは各区間での土砂輸送特性に起因するものであると考えられる. 計算中の総堆積量と総侵食量を縦断的に示した図-3.7 によると, Knickpoint の上流側は土砂堆積傾向であるのに対し, 下流側 (特にピーク値で流路形態に違いが出る 1000~2000 m 区間) では堆積量と侵食量は釣り合っている. 一般に, 下に凸な勾配変化点では, 勾配変化点の上流の方が下流よりも土砂流下能力が高いために, 流砂の非平衡性を解消する方向に土砂移動が生じる. つまり, 上流では勾配の減少, 下流では勾配の増加が生じるはずである. ただし, 砂州や蛇行が発達した箇所では, これらの形状により流れが集中し, 流速が局所的に増加することから, 同じ川幅・勾配を有する平坦河床に比べて土砂流下能力が高くなる (Francalansi et al., 2012). 今回のように, 上流で直線的な流れ, 下流で砂州や蛇行が発達する場合, 上流では土砂堆積によって勾配が減少する一方で, 下流では砂州・蛇行の効果によって勾配増加がなくとも土砂流下能力を確保することができる.

2章でも述べたように、これが上流側でのみ土砂堆積傾向となった主要な原因と考えられる(図-3.8). ただし、段丘の侵食などによって上流の横方向自由度が増加した場合や、縦断的な河床材料分布を考慮した場合には、上流での土砂堆積傾向は緩和される可能性がある。

土砂が堆積傾向にある Knickpoint 上流では、土砂堆積によって初期の水みちが埋没し、さらに河床全体が上昇することで川幅が増加するという河岸侵食プロセスが働く(Inoue et al., 2020). 本計算では上流端給砂に動的平衡量を与えているため、土砂供給量は総流量と強い相関(相関係数: 0.987)(表-3.2)を持っている。つまり、総流量の多いケースほど堆積量が多くなるため(相関係数: 0.962)、河岸侵食量も多くなったと考えられる。一方、侵食量と堆積量が釣り合っていた下流区間では、水衝部の河岸に作用するせん断力によって侵食量が決定されるため、流量ピーク値が最も支配的なパラメータになったと考えられる(Buraas et al., 2014; Yochum et al., 2017)。

既往研究によると、流量ピーク値だけではなく高流量の継続時間も重要なパラメータであると考えられている(舩屋ら 2020; 岡部ら 2018b)。しかし、d4PDFに基づいて作成した各ハイドログラフ間の継続時間(総流量)の差は、流路形態に影響を与えるほどではなかったために、今回の計算ではピーク値が最も支配的なパラメータになったと考えられる。

3.3.3 2 ピークケースにおける洪水波の順番効果

図-3.9 は、Knickpoint の上流側および下流側において河岸侵食が顕著であった4点(図-3.1 中の 448 m, 960 m, 1473 m, 1601 m 地点)について、2 ピークハイドログラフ 12 ケースにおける計算終了時の河床横断図を表している。すべてのピーク値において、Knickpoint の上流側では前ピークケースと後ピークケースで大きな差はない(図-3.9)。これは前述のとおり、上流側の河岸侵食量は総流量に依存しているからで、洪水波の順番の影響は小さいものと考えられる。また、Knickpoint の下流側において、 $200 - 120 \text{ m}^3/\text{s}$ の組み合わせでは、ピークの順序によらず常に蛇行が維持されるため、洪水波の順番が最終的な蛇行振幅(河岸侵食量)に与える影響は小さい(図-3.9 (a)の赤線)。一方、同じく Knickpoint の下流側において $300 - 120 \text{ m}^3/\text{s}$, $300 - 200 \text{ m}^3/\text{s}$ の組み合わせでは、後ピークケースで河岸侵食量が多くなる(図-3.9 (a)の緑線, (b)の赤線)。前ピークケースでは、先行する流量ピーク時に Chute-cutoff が形成されるため、後続の小ピーク時には流れが分散し、河岸侵食は生じにくい。一方、後ピークケースは、先行する小ピークによって蛇行振幅が増加した上で、流量ピーク $300 \text{ m}^3/\text{s}$ の洪水波を経験する。つまり、後ピークケースで河岸侵食量が大きくなるのは、小ピークも河岸侵食に寄与するためである。次にピーク流量 $400 \text{ m}^3/\text{s}$ の場合、Knickpoint の下流側ではケース間の河岸侵食量の差は大きいものの、これらを支配する有意なパラメータを見出すことはできなかった(図-3.9 (a)の青線, (b)の緑線と青線)。各前ピークケース(図-3.9 (a)の青実線, (b)の緑実線と

第3章 ハイドログラフ形状の影響

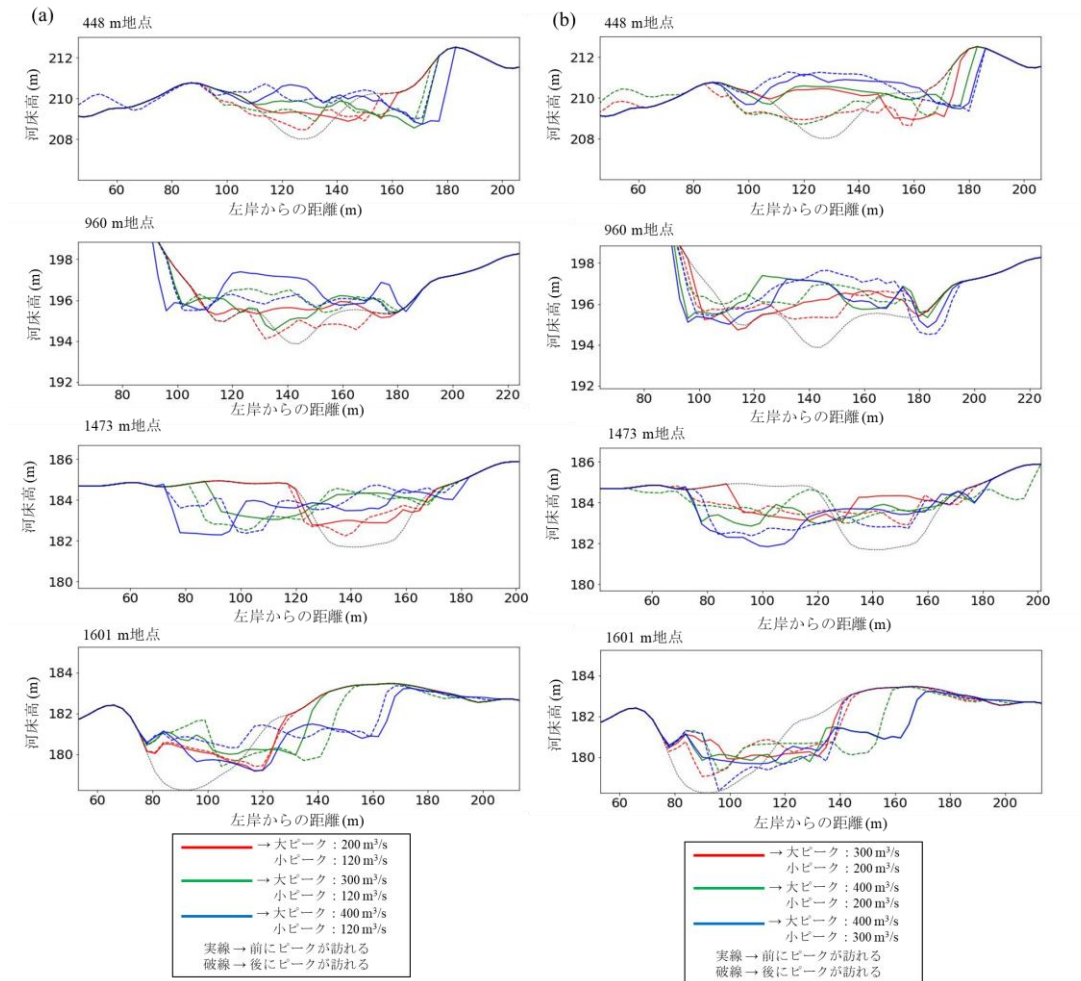


図-3.9 2 ピークケースにおける計算終了時の河床横断面図. (a) ピークと小ピークの組み合わせが 200-120 m³/s, 300-120 m³/s, 400-120 m³/s で、ピークの順番が異なる 6 ケースにおける Knickpoint の上流側 (448, 832 m 地点) と下流側 (1473, 1601 m 地点). (b) ピークと小ピークの組み合わせが 300-200 m³/s, 400-200 m³/s, 400-300 m³/s で、ピークの順番が異なる 6 ケースにおける Knickpoint の上流側 (448, 832 m 地点) と下流側 (1473, 1601 m 地点). 黒破線は初期河床を示す. 各断面の位置は図-3.1 (a) の通りである.

青実線) においては、ほぼ同様の河岸侵食量となっている. これはピーク流量 400 m³/s で形成された網状流路において、後続の小ピークでは、流れが分散し河岸侵食が生じにくいことを示している. また、後ピークケースにおいては、小ピーク時に初期の蛇行形状の振幅を増加させるものの、最終的な網状形状に対して無視できるほどの小さな河床変動であった (Paudel et al., 2022) ために、ピークの順番が重要なパラメータとはならなかったと考える. まとめて、ピークの訪れる順番が重要となるのは、Chute cut-off が形成される流量ピーク値 (250~350 m³/s) を有する時で、ピークの訪れるタイミングと Chute cut-off が形成されるタイミングとの組み合わせで、最終的な河岸侵食量が異なる.

第3章 ハイドログラフ形状の影響

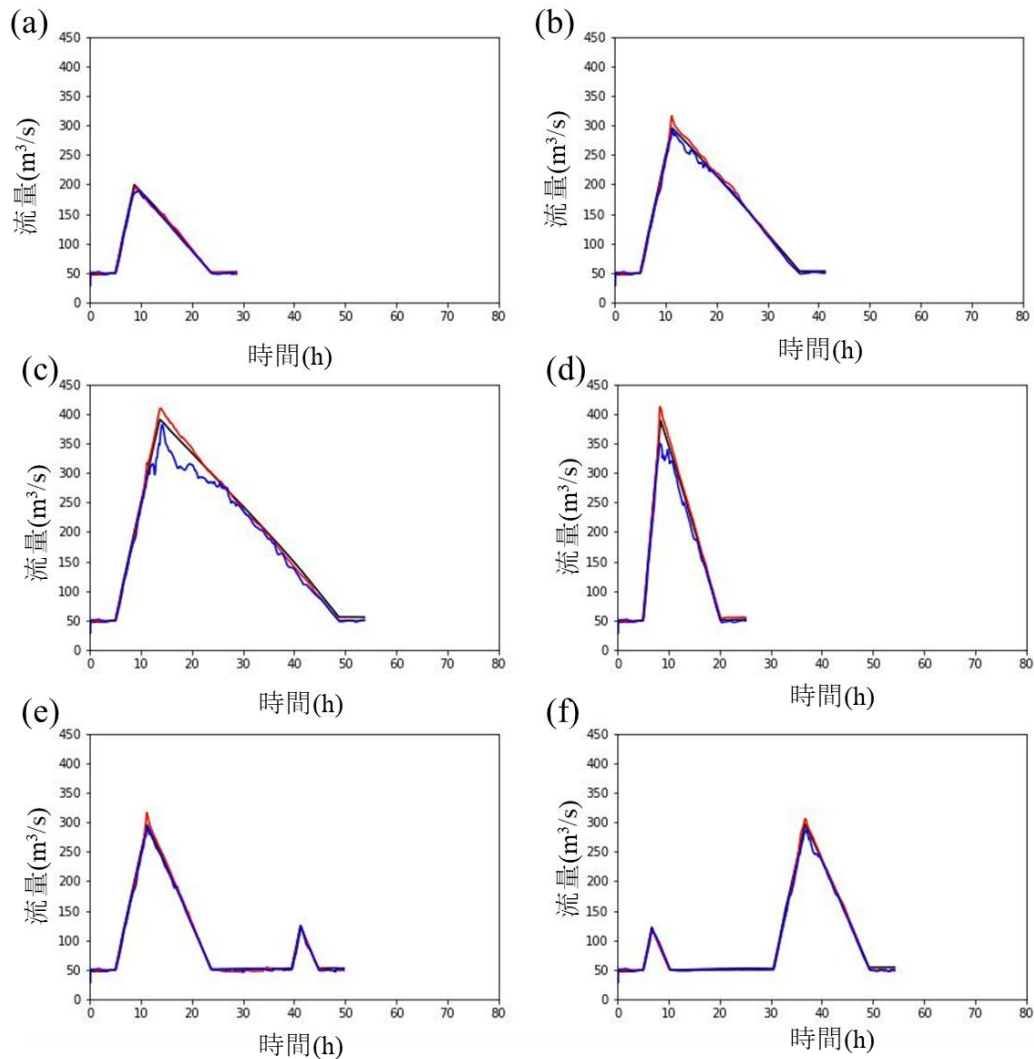


図-3.10 上流端（黒線），knickpoint（赤線），下流端（青線）における流量ハイドログラフ。 (a) No. 1-2, (b) No. 1-4, (c) No. 1-7, (d) No. 1-10, (e) No. 2-3, (f) No. 2-4.

3.4 考察

3.4.1 本研究の意義

本研究ではまずピーク流量と流路形態との関係を明らかにした後に、ピークや総流量、ピークの訪れる順番が異なる複数のハイドログラフにおいて、これら形状による河岸侵食への影響を明らかにしてきた。データの不足する中小河川であっても、物理的に確からしいd4PDFを用いることで、実際に起こりうる地形変化を議論できた点、また Chute cut-off が形成される流量帯で、特にハイドログラフの形状が重要となることを明らかにした点に本研究の意義があると考えている。

本計算結果によって、土砂の輸送状態や lateral confinement によって、河岸侵食量に

第3章 ハイドログラフ形状の影響

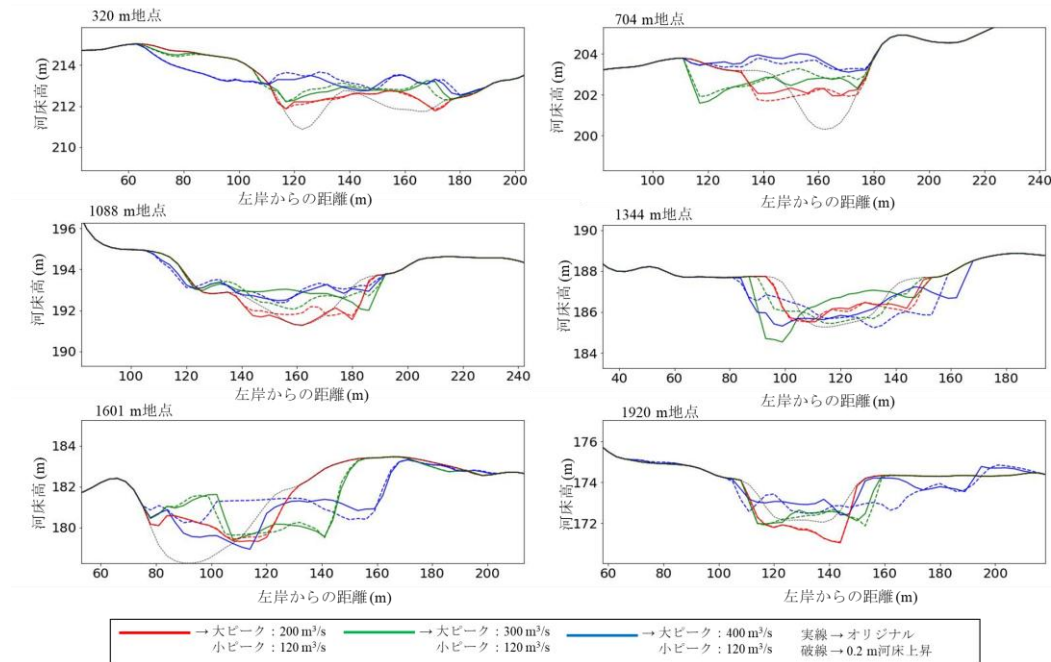


図-3.11 初期河床高が異なるケースの計算終了時の河床横断面図.

対して支配的となるパラメータが異なっていた. 今回の計算においては, 各地点間 (上流端, knickpoint, 下流端) で, ハイドログラフの形状やピーク値に大きな違いは無かった (図-3.10). つまり, 今回対象とした区間において, 土砂の輸送状態や lateral confinement によるハイドログラフ形状への影響はほぼ無視できる. ペケレベツ川において, 堆積と侵食が釣り合う, すなわち縦断的にみて大規模な勾配変化が起こらない knickpoint 下流においては, ピーク流量が河岸侵食を支配するパラメータとなっていた. これは, 中流域を対象にした河岸侵食に関する既往研究と同様の結果である (岡部ら 2019; Yochum et al., 2017). 一方, 流路の横方向自由度が低く (lateral confinement が高い), 土砂が堆積傾向にある knickpoint 上流では, 総流量 (土砂供給量) が河岸侵食に対する支配的なパラメータであり, 土砂輸送が非平衡状態になりやすい knickpoint 特有のものと考えられる.

対象時間の長い数値計算では, 初期条件のわずかな違いが最終的な計算結果に大きな差異をもたらすカオスの挙動が生じる可能性がある (森岡ら 2024). 本計算においてカオスの挙動が存在するか確認するために, 2 ピークハイドログラフの後ピークケース (流量ピーク: $200 \text{ m}^3/\text{s}$, $300 \text{ m}^3/\text{s}$, $400 \text{ m}^3/\text{s}$) を対象に, 初期地形高をわずかに変更したケースの計算を追加で実施した. 具体的には, 上流 (284 m 地点, $i=89, j=42$) と中流 (1081 m 地点, $i=338, j=53$) の 2 点の河床高を 0.2 m 上昇させている (図-3.1(a)). 各ケースの計算終了時の河床高縦断面図を図-3.11 に示す. 1344 m 地点を除いた 5 地点では, 初期河床高の違いによる結果への影響は認められない. 一方, 網状流路が発達する 1344 m 地点

では、ピーク流量 $300 \text{ m}^3/\text{s}$ と $400 \text{ m}^3/\text{s}$ のケースで河岸侵食量に差が生じている。これは、網状流路が非常に複雑な形状であり、カオスの挙動が生じやすいことを示している（森岡ら 2024）。このように、本計算においてはカオスの挙動の存在が局所的に認められるものの、初期条件の違いに起因する河岸侵食量の差は、ハイドログラフ形状に起因する河岸侵食量の差よりも十分に小さいため、カオスの挙動の影響は無視しても問題ないと考えられる。ただし、河岸侵食の発生する箇所や絶対量を予測する場合には、カオスの挙動を踏まえて予測幅を持たせた検討が必要となる。

3.4.2 気候変動下における河岸侵食予測について

本研究では、現在気候下と全球平均気温が 4 度上昇した将来気候下での各降雨のデータセット d4PDF を使用した。ここでは、気候変動下での川幅予測手法について考察する。現在気候では最大流量ピーク値は $262 \text{ m}^3/\text{s}$ 、既往最大出水の 2016 年水害時には $250 \text{ m}^3/\text{s}$ がピーク値であった。一方将来気候では、最大ピーク流量は $416 \text{ m}^3/\text{s}$ と、出水の大規模化が起こると同時に、 $250 \text{ m}^3/\text{s}$ 以上をピーク流量とする出水イベントの頻発化が予測されている。これは、気候変動が進行し出水が大規模化することによって、chute cut-off の出現や網状流路への遷移が起こる可能性が高まることを表している。

川幅予測に関する既往研究の一つである舂屋ら（2020）は、流量ピーク値と蛇行振幅量との関係式を基に、ペケレベツ川を対象とした出水時の川幅拡張量を予測する手法を提案している。現在気候条件では最大流量ピーク値は $250 \text{ m}^3/\text{s}$ であり、いずれの出水イベントでも蛇行が維持されると考えられるため、現在気候下においては舂屋ら（2020）の手法は有効といえる。一方将来実験では、ピーク流量 $250 \text{ m}^3/\text{s}$ を超えるハイドログラフの出現頻度の増加が予測されており、気候変動下では蛇行から網状流路へと変化する洪水が増加する可能性が高い。岡部ら（2019）によると、ピーク流量の増加に対する河岸侵食量の増加率は、蛇行時と網状流路時で大きく異なる。さらに、網状流路の形態はその前の形状に影響を受けない（Paudel et al., 2022）など、蛇行時と比較して、河岸侵食の起こりやすい水衝部の位置を事前に予測することが難しくなると考えられる。このように、気候変動が進行した際には、流路形態が変化しやすくなることにより、河岸侵食の量や起こる箇所の不確実性が高まるため、的確な流路形態の予測と、それに応じた適切な川幅予測手法を採用する必要があると出てくる。

また、 $250 \sim 350 \text{ m}^3/\text{s}$ のピーク流量値を持つ複数ピークケースも増加するため、ピークの訪れる順番も重要な要素となってくる。つまり、気候変動によって、出水規模だけでなく、ハイドログラフ形状によっても流路形態と川幅拡張量に差異が生じるようになる。そのため、河床変動過程に起因するリスクを定量的に評価するうえで、今後予測される降雨流出パターンの把握とそれによる河床・河道変動過程の予測が重要となる。

3.4.3 本研究の限界

本研究にはいくつかの限界が存在する。まず、本研究では、2016年水害以前のペケレベツ川のみを対象とした検討にとどまっている点にある。地形変化の特性は、初期地形 (Paudel et al., 2022) や粒径分布 (Blafield et al., 2025) に影響を受けるため、今後より一般的な知見を得るためには、数多くの河川を対象に同様の検討を行う必要がある。一方で、土砂の輸送状態や lateral confinement による河岸侵食の影響を論じた本研究の知見は、中小河川での地形変化に活かせるものと考ええる。

既往研究と比べて多数ではあるものの、流量の変動勾配やピーク時間差などについて、本研究では限られた組み合わせのみを対象としているため、網羅的な検討には至っていない。益本・渡邊 (2011) が流路形状に対する減水期波形の影響を指摘するように、流量変動勾配は重要なパラメータである。特に2ピークケースにおいては、先行ピークの下降勾配が、後続ピーク時の流路変動および河岸侵食量に影響を与えるものと考えられる。今後リスク評価を行う上では、これらパラメータに対する網羅的な検討が必要であると考えられる。

また、本研究では河床材料を均一粒径として扱っていたが、出水中は地形だけでなく河床材料分布も同時に変化し、地形変化に影響を与える。例えば、蛇行箇所においては、混合粒径の時は均一粒径の時と比べて、より下流で砂州が形成されたり、外岸の洗堀深が小さくなることが知られている (芦田ら 1991)。また、先行する洪水波で形成された局所的な粗粒土砂の堆積は、横断方向への流路変動を助長する働きを持つ (Cazanaccli et al., 2022)。ただし、上流域に位置する中小河川は特に幅広い粒径分布を有しているため、河床材料の効果を排除した本研究の成果に加えて、河床材料分布の変化による効果を考慮することで、より精度の高い検討が可能となる。

本計算では、河岸付近の河床変動を通して河岸侵食を表現しており、河岸崩落などは考慮されていない。例えば Asahi et al. (2013) は、土砂の質量保存を考慮した上で河岸の角度が安息角を越えないとする簡易的な河岸崩落モデルを採用することで、粘性の河床材料で構成される湿原河川上の長期的な蛇行形態を再現可能としている。一方で、土塊の崩壊などによって河岸が安息角以下となるには時間を要する (布施・簾内 1997) ため、本研究で対象とする短期スケールでの河岸侵食に対して、上述のモデルが適切であるかは議論の余地がある。また、植生は河岸を強化する働きを持つため (布施・簾内 1997; Gurnell, 2014)、蛇行増幅量や網状流路への遷移過程に影響が及ぶ (久加・山口 2018) と考えられるが、本研究ではこの点については考慮されていない。今後、精度の高い河岸侵食予測を実現するためには、河岸崩落や植生について十分に考慮する必要がある。

流路形態は、流量の他に土砂供給量にも強く支配されている (Lisle and Hilton, 1999; Nelson et al., 2015; Morgan and Nelson, 2021; Paudel et al., 2022)。しかし、本研究では上流

端給砂として動的平衡量を与えたケースを検討するにとどまっており、土砂供給が河岸侵食に与える影響については議論されていない。山地からほど近い中小河川では、斜面崩壊などによって土砂流下能力をはるかに上回る土砂流入が起こりうるため、山地からの土砂流出モデル（木戸ら 2025）などと併用することで、より高精度な河岸侵食の予測が可能になると考えられる。

3.5 結論

本研究では、二次元河床変動計算モデルを用いて、**knickpoint** を有する実際の河川（北海道十勝川水系ペケレベツ川）を対象に、出水時に起こりうるハイドログラフを複数ケース与えて、ピーク流量やハイドログラフ形状が流路形態および河岸侵食に与える影響について検討した。今回は、**d4PDF** から得られる大量ハイドログラフデータセットを形状ごとに分類した後に、シンプルなハイドログラフを作成し、それを数値計算の入力条件に与えた。本研究では、まずピーク値ごとに形成される流路形態を明らかにした後に、**knickpoint** の上流と下流の区間に分けて河岸侵食に支配的となるパラメータを把握した。

この結果、上流区間ではハイドログラフ形状やピーク値に関係なく直線的な流れが維持されていた。これは上流区間に隣接する段丘によって横方向閉塞度が高い、すなわち流路の横方向自由度が低いためであると考えられる。これによって流路が蛇行化や網状化するのに十分な幅を得ることができずに直線的な流れとなった。一方下流側では、流路形態はピーク値に強く依存しており、流量ピークが大きくなるにつれて、蛇行、**chute cut-off** の形成、網状流路へと遷移していた。これは下流区間における流路の横方向自由度が高いためである。さらに、上流と下流での流路形態の違いは、上流区間での土砂堆積を誘引していた。

続いて、土砂堆積傾向にある上流区間においては、総流量が河岸侵食に対して支配的なパラメータであった。一方、巨視的に見て侵食量と堆積量が釣り合っている下流区間においては、ピーク流量の大きさが河岸侵食量が決まっていた。つまり、**knickpoint** のように土砂輸送が非平衡状態となりやすい箇所において河岸侵食特性を検討する際は、各区間での土砂輸送特性を考慮する必要がある。

さらに、**chute cut-off** が形成されるピークを持つ出水イベント（ペケレベツ川では $250 \sim 350 \text{ m}^3/\text{s}$ ）においては、洪水波の訪れる順番も重要なパラメータとなった。後ピークケースにおいては、先行する小ピーク時にも蛇行が維持されているため、小ピークも蛇行振幅を増加させることができる。一方前ピークケースでは、先行するピークによって小ピーク時には蛇行内岸をショートカットする流れがあるため、小ピーク時には流れが分散し、蛇行振幅が増加することはない。以上が **chute cut-off** が形成される時にピークの訪れる順番が重要となる理由である。ただし、出水中蛇行が維持される流量ピーク値（ $\sim 250 \text{ m}^3/\text{s}$ ）、流路が完全に網状化する流量ピーク値（ $350 \text{ m}^3/\text{s} \sim$ ）を持つ場合には、重要な

パラメータとはならない。

参考文献

- Asahi, K., Y. Shimizu, J. Nelson, and G. Parker. 2013. Numerical simulation of river meandering with self-evolving banks. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 118, 2208–2229, doi:[10.1002/jgrf.20150](https://doi.org/10.1002/jgrf.20150).
- 芦田和男, 江頭進治, 劉柄義: 蛇行流路における流砂の分級および河床変動に関する数値解析, 水工学論文集, 35 巻, pp. 383-390, 1991.
- Ashida K, Michiue M. 1972. Study on hydraulic resistance and bed-load transport rate in alluvial streams. *Proceedings of the Japan Society of Civil Engineers* **206** : 59–69. DOI: [10.2208/jscej1969.1972.206_59](https://doi.org/10.2208/jscej1969.1972.206_59) (in Japanese)
- Ashmore PE. 1991. How do gravel-bed rivers braid? *Canadian Journal of Earth Sciences* **28** : 326–341. DOI: [10.1139/e91-030](https://doi.org/10.1139/e91-030)
- Blåfield L, Gonzales-Inca C, Alho P, Kasvi E. 2025. Morphological response to climate-induced flood-event variability in a subarctic river. *Earth Surface Dynamics* **13** : 827–844. DOI: [10.5194/esurf-13-827-2025](https://doi.org/10.5194/esurf-13-827-2025)
- Buraas EM, Renshaw CE, Magilligan FJ, Dade WB. 2014. Impact of reach geometry on stream channel sensitivity to extreme floods: IMPACT OF REACH GEOMETRY ON STREAM CHANNEL SENSITIVITY TO FLOODS. *Earth Surface Processes and Landforms* **39** : 1778–1789. DOI: [10.1002/esp.3562](https://doi.org/10.1002/esp.3562)
- Cazanacli D, Paola C, Singh A. 2022. Sediment Load and Grain Size Controls on Channel Migration Patterns in Experimental Deltas. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* **127** : e2021JF006402. DOI: [10.1029/2021JF006402](https://doi.org/10.1029/2021JF006402)
- Exner FM. 1925. Über die wechselwirkung zwischen wasser und geschiebe in flüssen, *Akad. Wiss. Wien Math. Naturwiss. Klasse*, **134**(2a), 165–204.
- Francalanci S, Solari L, Toffolon M, Parker G. 2012. Do alternate bars affect sediment transport and flow resistance in gravel-bed rivers?: DO ALTERNATE BARS AFFECT SEDIMENT TRANSPORT AND FLOW RESISTANCE? *Earth Surface Processes and Landforms* **37** : 866–875. DOI: [10.1002/esp.3217](https://doi.org/10.1002/esp.3217)
- 布施泰治, 簾内耕: 天然河岸における侵食崩壊機構調査, 河道の水理と河川環境に関するシンポジウム論文集, 3 巻, pp. 91-98, 1997.
- Gurnell A. 2014. Plants as river system engineers. *Earth Surface Processes and Landforms* **39** : 4–25. DOI: [10.1002/esp.3397](https://doi.org/10.1002/esp.3397)
- 長谷川和義: 沖積蛇行の平面および河床形状と流れに関する水理学的研究, 北海道大学学位論文, 1984.
- 星野剛, 山田朋人, 稲津將, 佐藤友徳, 川瀬宏明, 杉本志織: 大量アンサンブル気候予測データを用いた大雨の時空間特性とその将来変化の分析, 土木学会論文集 B1, Vol74, No5, pp.I_13-18, 2018.

第3章 ハイドログラフ形状の影響

- Inoue T, Mishra J, Kato K, Sumner T, Shimizu Y. 2020. Supplied Sediment Tracking for Bridge Collapse with Large-Scale Channel Migration. *Water* **12** : 1881. DOI: [10.3390/w12071881](https://doi.org/10.3390/w12071881)
- Iwasaki T, Shimizu Y, Kimura I. 2016a. Numerical simulation of bar and bank erosion in a vegetated floodplain: A case study in the Otofuke River. *Advances in Water Resources* **93** : 118–134. DOI: [10.1016/j.advwatres.2015.02.001](https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2015.02.001)
- Iwasaki, T., Shimizu, Y., Kimura, I. 2016b. Sensitivity of free bar morphology in rivers to secondary flow modeling: Linear stability analysis and numerical simulation, *Advances in Water Resources*, 92, 57–72, DOI: [10.1016/j.advwatres.2016.03.011](https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2016.03.011)
- 川井翼, 中津川誠: 気候変動に伴う流量と河床変動を考慮した急流河川の侵食危険度に関する研究, 土木学会論文集 B1 (水工学), 78 巻, 2 号, pp. I_61-I_66, 2022.
- 木戸理歩, 井上卓也, 山野井一輝: 山地流域における河岸侵食による川幅の拡大と遮蔽効果を考慮した土砂流出モデル, 土木学会論文集, 81 巻, 16 号, 2025.
- Kleinhans MG, Van Den Berg JH. 2011. River channel and bar patterns explained and predicted by an empirical and a physics-based method. *Earth Surface Processes and Landforms* **36** : 721–738. DOI: [10.1002/esp.2090](https://doi.org/10.1002/esp.2090)
- 国土交通省水管理・国土保全局: 国土交通省河川砂防技術基準, 調査編, 第3章第2節-15, 2016.
- 久加朋子, 清水康行, 宮本具征, 劔持浩高, 酒谷賢治, 泉典洋, 山口里実, 岩崎理樹, 石田義明: 2016 年北海道豪雨災害におけるペケレベツ川の被災状況と流路変動特性の検証, 河川技術論文集, 23 巻, pp. 55-60, 2017.
- 久加朋子, 山口里実: 側岸に繁茂する植生が流路変動に与える影響, 土木学会論文集 B1 (水工学), 74 巻, 4 号, pp. I_1135-I_1140, 2018.
- Kyuka T, Okabe K, Shimizu Y, Yamaguchi S, Hasegawa K, Shinjo K. 2020. Dominating factors influencing rapid meander shift and levee breaches caused by a record-breaking flood in the Otofuke River, Japan. *Journal of Hydro-environment Research* **31** : 76–89. DOI: [10.1016/j.jher.2020.05.003](https://doi.org/10.1016/j.jher.2020.05.003)
- Lisle TE, Hilton S. 1999. Fine bed material in pools of natural gravel bed channels. *Water Resources Research* **35** : 1291–1304. DOI: [10.1029/1998WR900088](https://doi.org/10.1029/1998WR900088)
- Magilligan FJ, Buraas EM, Renshaw CE. 2015. The efficacy of stream power and flow duration on geomorphic responses to catastrophic flooding. *Geomorphology* **228** : 175–188. DOI: [10.1016/j.geomorph.2014.08.016](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.08.016)
- 益本孝彦, 渡邊康玄: 洪水減水期における水みちの形成特性, 土木学会論文集 B1 (水工学), 67 巻, 4 号, pp. I_799-I_804, 2011.
- 舩屋繁和, 井上卓也, 岩崎理樹, 清水康行: 気候変動を考慮した将来気候下における川幅の推定, 河川技術論文集, 26 巻, pp. 31-36, 2020.

第3章 ハイドログラフ形状の影響

- Morgan JA, Nelson PA. 2021. Experimental investigation of the morphodynamic response of riffles and pools to unsteady flow and increased sediment supply. *Earth Surface Processes and Landforms* **46** : 869–886. DOI: [10.1002/esp.5072](https://doi.org/10.1002/esp.5072)
- 森岡遥紀, 泉典洋, 岩崎理樹 : 直線水路の河床変動数値シミュレーションにおける初期条件の影響, 第27回応用力学シンポジウム講演概要, 21013-16-01, 2024
- Nardi L, Rinaldi M. 2015. Spatio-temporal patterns of channel changes in response to a major flood event: the case of the Magra River (central-northern Italy): SPATIO-TEMPORAL CHANGES OF CHANNELS IN RESPONSE TO A MAJOR FLOOD EVENT. *Earth Surface Processes and Landforms* **40** : 326–339. DOI: [10.1002/esp.3636](https://doi.org/10.1002/esp.3636)
- Nelson PA, Brew AK, Morgan JA. 2015. Morphodynamic response of a variable-width channel to changes in sediment supply. *Water Resources Research* **51** : 5717–5734. DOI: [10.1002/2014WR016806](https://doi.org/10.1002/2014WR016806)
- 岡部和憲, 久加朋子, 清水康行, 長谷川和義, 新庄興, 山口里実 : 流量低下時における河道変動の応答特性～十勝川水系音更川を事例として～, 土木学会論文集 B1 (水工学), 74 巻, 4 号, pp. I_1501-I_1506, 2018a.
- 岡部和憲, 久加朋子, 清水康行, 長谷川和義, 新庄興, 山口里実 : 流量ハイドログラフ形状に対する蛇行流路の移動特性～十勝川水系音更川を事例として～, 土木学会論文集 B1 (水工学), 74 巻, 5 号, pp. I_1009-I_1014, 2018b.
- 岡部和憲, 久加朋子, 山口里実, 清水康行, 新庄興, 長谷川和義 : 急流河川における将来洪水流量を考慮した河岸侵食特性と河道計画に関する考察, 土木学会論文集 B1 (水工学), 75 巻, 2 号, pp. I_1423-I_1428, 2019.
- Paudel S, Singh U, Crosato A, Franca MJ. 2022. Effects of initial and boundary conditions on gravel-bed river morphology. *Advances in Water Resources* **166** : 104256. DOI: [10.1016/j.advwatres.2022.104256](https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2022.104256)
- Scorpio V, Cavalli M, Steger S, Crema S, Marra F, Zaramella M, Borga M, Marchi L, Comiti F. 2022. Storm characteristics dictate sediment dynamics and geomorphic changes in mountain channels: A case study in the Italian Alps. *Geomorphology* **403** : 108173. DOI: [10.1016/j.geomorph.2022.108173](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108173)
- Surian N, Righini M, Lucía A, Nardi L, Amponsah W, Benvenuti M, Borga M, Cavalli M, Comiti F, Marchi L, Rinaldi M, Viero A. 2016. Channel response to extreme floods: Insights on controlling factors from six mountain rivers in northern Apennines, Italy. *Geomorphology* **272** : 78–91. DOI: [10.1016/j.geomorph.2016.02.002](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.02.002)
- 植村郁彦, 舛屋繁和, 吉田隆年, 大村宣明, 千葉学, 戸村翔, 山本太郎, 時岡真治, 佐々木博文, 濱田悠貴, 星野剛, 山田朋人 : 実河川流域における大量アンサンブル気候予測データに基づく年最大流域平均雨量の算定年最大流域平均雨量の算定, 土

第3章 ハイドログラフ形状の影響

木学会論文集 B1, Vol74, No5, pp.I_115-120, 2018.

山田朋人, 星野剛, 舛屋繁和, 植村郁彦, 吉田隆年, 大村宣明, 山本太郎, 千葉学, 戸村翔, 時岡真治, 佐々木博文, 濱田悠貴, 中津川誠: 北海道における気候変動に伴う洪水外力の変化, 河川技術論文集 24 巻, pp. 391-396, 2018.

Yochum SE, Sholtes JS, Scott JA, Bledsoe BP. 2017. Stream power framework for predicting geomorphic change: The 2013 Colorado Front Range flood. *Geomorphology* **292** : 178–192.

DOI: [10.1016/j.geomorph.2017.03.004](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.03.004)

4. Hydrograph Boundary Layer を越えて進行する分級波が交互砂州形態に与える影響

4.1 はじめに

河川地形は、様々な要因(例:気候変動(Trenberth, 2011), 地震による斜面崩壊(Schuerch et al., 2006), ダムの建設や撤去(Fields, et al., 2021), chute cut-offの形成(Zinger et al., 2011), 山火事後の斜面侵食(Benda et al., 2003), 置き土(Mörtl and De Cesare, 2021))によって引き起こされる外力の継続的・突発的な変化に敏感である。これらのイベントによってハイドログラフや土砂供給が変化すると、河道形状(Venditti et al., 2019), 河床構成(Nelson et al., 2009), 植生(Erskine et al., 1999)などに影響を及ぼす。また河道応答は、支配的な河床材料(Gaeuman et al., 2005)や土砂輸送モード(Gunsolus and Binns, 2017)にも依存する。

一般に、広い粒径分布(poorly sorted sediment)を有する礫河川では砂州に代表される三次元河床形状が見られる。外力変化に対する砂州応答に関する研究は、古くから現地観測や実験、数値計算などによって数多く行われてきており、砂州はハイドログラフや土砂供給に敏感であることが明らかになってきている。例えば、定常流かつ一定給砂の条件下では、規則正しい自由砂州(モード数, 波長, 波高など)が形成される(例: Colombini et al., 1987)。対照的に、土砂供給が非平衡状態であれば、流量条件にかかわらず不規則な砂州形状や河床材料分布をとる(Lisle and Hilton, 1999; Nelson et al., 2015; Morgan and Nelson, 2021)。土砂供給が少ない場合は、河道内の土砂輸送が制限されることで、局所的な粗粒子の堆積(Dietrich et al., 1989)や水みちの粗粒化(Lisle et al., 1993), 砂州の消失(Venditti et al., 2012)が起こりうる。一方、土砂供給が増加すると河道内の土砂輸送・河床変動が活発となり、短波長で進行速度の大きい砂州が形成される(Podolak and Wilcock, 2013; Bankert and Nelson, 2018; Nelson and Morgan, 2018)。非定常流下の砂州挙動は定常流下での応答とは異なる(Tubino, 1991; Huang et al., 2023)。さらに、ハイドログラフの上昇期と下降期で河床形状(Waters and Curran, 2015)や河床構成(Hassan and Church, 2001)が異なるため、土砂輸送にヒステリシス効果が生まれる(Gunsolus and Binns, 2017)。ヒステリシス効果はハイドログラフの形状(Bombar et al., 2011)や継続期間(Hassan et al., 2006), 大きさ(Lee et al., 2004)で異なる。これらの研究は、河川地形の応答を理解する上で、流量と土砂供給の両方が重要な要因であることを示している。

特に流砂モードとして掃流砂が卓越する河川においては、土砂供給条件の変化に伴う河道応答は土砂供給源との距離に依存している。浮遊砂が卓越している河川でも土砂供給源からの距離は重要な要素である(An et al., 2018)が、掃流砂に比べて浮遊砂は輸送

第4章 HBL を越えて進行する分級波が砂州へ与える影響

距離が長いため、土砂供給源から遠く離れた河道にも影響を与えうる (Andrews, 1986). 掃流砂が卓越した河川では土砂供給による河床への影響は徐々に下流へと伝わり、非常に長い時間を経て粒径分布にも影響を及ぼす. ここで、実河川における観測例を2件挙げる. Fields et al. (2021) は、ダム撤去後数年間の河床高を調査した結果、ダム跡の上流では河道の穿入化、下流では河道拡幅を伴う土砂堆積など、ダム跡付近で大規模な河床変動が生じていることを確認した. 一方、数百メートル下流では河床の変化はほとんど確認されず、土砂供給条件の変化の影響が及ぶ範囲は限定的であることが示唆された. 同様の例はミシシッピ川デルタの後退に関する議論内でも取り上げられてる. デルタ後退は上流域のダムによる土砂供給量の減少が原因であるとされてきた (Blum and Roberts, 2009) が、1次元河床変動モデルを使用した Nittrouer and Viparelli (2014) は、ダムによる土砂供給量の減少の影響は下流にまで到達しておらず、他の原因が存在している可能性があることを主張している. これらの例は、土砂供給条件の変化といった外力の影響範囲を理解することが、下流の河道応答を検討する上で重要であることを表している. ただし、実河川には屈曲 (Buraas et al., 2014) や初期河床材料 (Gaeuman et al., 2005)、植生 (White et al., 2023) などの河道へ影響を及ぼす複数の要因が存在しているため、土砂供給のみによる影響範囲を明らかにすることは難しい.

非平衡給砂による河道応答は大きく分けて二つに分類される. 一つ目は流砂の連続性に基づく給砂地点付近の河床変動で、流砂モードや河床材料にかかわらず発生する. 二つ目は、礫床河川のように広い粒径分布を有する場合に、非平衡給砂に起因する分級波が形成され、下流へと進行する.

Wong and Parker (2006) は、単純な水路実験を通して、流砂の連続性に基づく河床変動が上流付近に限定されることを明らかにし、河床変動が生じる範囲を定量化した. 彼らは繰り返し三角形ハイドログラフと一定給砂を入力条件とすることで、意図的に非平衡土砂供給条件を作り出した. この境界条件下では、低流量時の土砂供給過多による河床上昇と、高流量時の土砂供給不足による河床低下が交互に生じる (図-4.1). ただし、この河床変動は上流端から限られた距離でのみ生じており、この影響範囲は Hydrograph

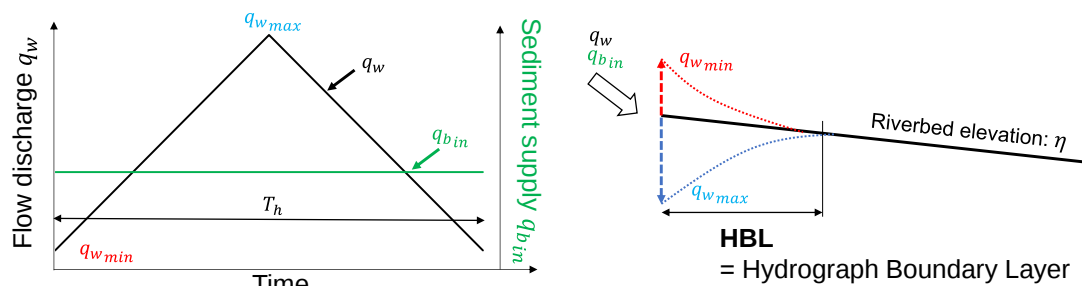


図-4.1 Hydrograph Boundary Layer の概念図

第4章 HBL を越えて進行する分級波が砂州へ与える影響

Boundary Layer (以降は HBL と記述する) と定義される. 均一粒径に近い河床材料 (well-sorted sediment) の条件下では, HBL は単一ハイドログラフ下での非平衡土砂供給の影響範囲を表しているといえる.

一方で, 広い粒径分布を有する場合には, 斜面崩壊や置き土 (An et al., 2017; Venditti et al., 2010a, b), ダムのバイパストンネルからの土砂放出 (Facchini et al., 2024) などの非平衡土砂供給によって, 分級波が生じる. An et al. (2017) は, Wong and Parker (2006) と同様の上流端条件の下で, poorly sorted sediment を対象とした 1 次元河床変動計算を行った. 彼らの計算によると, 移流拡散型の分級波が HBL を越えて下流へと進行するために, HBL が非平衡土砂供給の影響範囲を示す指標にはならない. 混合粒径を計算するためには, 河床材料を有限個の粒径階に区分することが一般的である. このような場合, 粒径階ごとに分級波が形成され, 異なる速度で下流へと進行する (Stecca et al., 2014). この中でも特に, 細粒成分の分級波の中心は Bedload sheets と呼ばれる (An et al., 2017). Bedload sheets は低波高かつ長波長の河床波で, 粗い粒子で構成された先端と, その背後に細かい粒子が粗い粒子間に充填されたエリアを有している (Whiting et al., 1988). Iseya and Ikeda (1978) と Whiting et al. (1988) によると, bedload sheets の二つのエリアはそれぞれ, (2) open-work gravel layer と (1) matrix-filled gravel layer と定義される. Bedload sheets の進行メカニズムは以下の通りである. (1) open-work gravel layer では, 上流から輸送されてきた粗い粒子が土砂輸送を起こす限界勾配に至るまで堆積する. (2) 限界勾配に達し河床が安定した後に, 粗い粒子の間には細かい土砂が充填されていき, matrix-filled gravel layer となる. (3) 細かい粒子の充填は滑らかな河床表面を形成するため, 粗い粒子が輸送されやすくなる (Wilcock, 1998; Wilcock et al., 2001). (4) 粗い粒子は細かい粒子よりも輸送距離 (step length) が長いために輸送中に分離し, 粗い粒子のみが先端の open-work gravel layer に輸送され堆積する. matrix-filled gravel layer では, 河床表面が滑らかであるために粗い土砂が輸送されやすいことから, bedload sheets の移流に伴い局所的に土砂輸送量は増加する (Whiting et al., 1988; Nelson et al., 2009). まとめると, bedload sheets の進行は, 土砂供給源からの距離に関係なく, 一時的な非平衡な土砂輸送状態を作り出す. 言い換えると, bedload sheets の進行によって, 土砂供給源での非平衡土砂輸送の影響が下流に伝播する (An et al., 2017). Dai et al. (2021) によると, 均一粒径下では, HBL の下流に位置する交互砂州動態は非平衡給砂の影響を受けない. しかし, poorly sorted sediment の場合, 進行する bedload sheets は土砂生産源から離れた箇所に存在する交互砂州動態にも影響を与えることが予測される. 不均一な土砂で形成される砂州は, 均一土砂での砂州よりも外力に対して不安定であること (Lanzoni and Tubino, 1999) から, bedload sheets による砂州への影響は無視できないだろう.

流下する河床波と砂州との相互作用を対象とした研究は限られる. Lisle et al. (1997)

第4章 HBL を越えて進行する分級波が砂州へ与える影響

は、**well-sorted sediment** で構成される交互砂州上を進行する土砂パルス波の動態を明らかにするために、フィールドスケール（長さ 160 m）の水路を使用した実験を行った。**Well-sorted sediment** であるため、土砂パルス波の拡散と小規模な移流が見られたが、土砂パルス波の影響は水路下流端にまで到達することはなかった。これは、**Well-sorted sediment** で構成された土砂パルス波による下流地形への影響は限定的であることを示しており、HBL に関する既往研究の結果と整合する。一方で **poorly sorted sediment** の場合には、下流地形に異なる影響を与えることが予想される。Humphries et al. (2012) は、人為的に作成された **riffle-pool** 地形上の土砂パルス波動態に関する実験を実施した（水路長は 28 m）。土砂パルス波の影響は土砂供給源から下流端にかけて進行した。このことは、**poorly sorted sediment** で構成された土砂パルス波が下流地形に影響を与える可能性を示唆している。これらの実験によって、土砂パルス波の影響範囲に関する有益な知見が得られている。一方で、フィールドスケールの実験水路であっても、分級波による下流地形への影響やその影響範囲を検討する上では、水路長の制限が研究のネックとなっている。このような中、河床変動モデルは、砂州動態をはじめとした複雑な河床動態プロセスを、水路長の制限なしに再現可能である（Shimizu et al., 2020）。すなわち、河床変動モデルは、HBL の概念の崩壊や **bedload sheets** の形成や砂州への影響を検討する上で強力なツールであるといえる。

本研究では、2次元河床変動モデル（iRIC-Nays2DH）を用いて、繰り返し三角形ハイドログラフと一定給砂条件下の、**poorly sorted sediment** で構成された水路における交互砂州と **bedload sheets** との相互作用を明らかにする。特に、以下の二点に着目する。(1) **bedload sheets** による交互砂州への影響、(2) 砂州内での **bedload sheets** の動態。本研究は先行研究である An et al. (2017) とは以下の点で異なる。(1) 二次元河床変動モデルを使用することで交互砂州を考慮している点、(2) 長期的な流況の変化ではなく、平衡が保たれた河道に一時的な流況変化（洪水スケール）が発生している点。本研究では、高矩形断面の直線水路の上流端に、対照的な三角形ハイドログラフと一定給砂を与えるという非常にシンプルな条件で計算を行っている。これは、非定常流下での非平衡給砂時に起こる河床変動現象を分かりやすく表現するためである。

4.2 方法

4.2.1 二次元河床変動モデル

本研究では、iRIC（Nelson et al., 2016）に搭載されている二次元河床変動ソルバーの Nays2DH（Shimizu et al., 2014）を使用する。2章、3章で使用したモデルとは、混合粒径を取り扱える点異なる。本モデルは様々な河川現象の計算に使用されてきており、混合粒径の河川における物理現象も十分に再現可能である（Iwasaki et al., 2011; Harada et al., 2019; Harada and Egashira, 2023）。本研究では、iRIC-Nays2DH に複数の機能を追加している（幾何平均粒径、表面の河床材料分布に基づく Manning の粗度係数の計算、

第4章 HBL を越えて進行する分級波が砂州へ与える影響

Wilcock and Crowe (2003)による流砂量モデル，土砂の再循環).

流れは2次元の浅水流方程式を用いて計算する．方程式は一般座標系で記述されているが，ここでは簡略化のため直交座標で記述する．

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial uh}{\partial x} + \frac{\partial vh}{\partial y} = 0 \quad (4-1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = -g \left(\frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) - \frac{gn_m^2 u V}{h^{\frac{4}{3}}} \quad (4-2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = -g \left(\frac{\partial h}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) - \frac{gn_m^2 v V}{h^{\frac{4}{3}}} \quad (4-3)$$

x と y はそれぞれ下流と横断方向の座標， t は時間， h は水深， u と v はそれぞれ x と y 方向の水深平均流速， V は x と y 方向の流速の合成流速， g は重力加速度， n_m はマンニングの粗度係数を表す．マンニングの粗度係数は，表層の河床材料分布の変化に応じて，Manning-Strickler の関係式から逐次更新される．

$$n_m = \frac{k_s^{\frac{1}{6}}}{7.66 g^{\frac{1}{2}}} \quad (4-4)$$

$$k_s = 2.5 d_g \quad (4-5)$$

本モデルでは，交換層モデル (Hirano, 1971) を用いて表層と河床内での河床材料の更新を表現する．本研究は上流端付近の河床上昇と低下の繰り返しと，交互砂州の動態とを対象としており，これらの現象は河床内に複数の層を形成する．さらに，非定常流下では表層の河床材料と砂州構造にヒステリシスが見られる (Hassan and Church, 2001; Mao, 2012; Wang et al., 2019)．河床内の履歴を考慮するために，Nays2DH は交換層・遷移層・堆積層の三層モデル (Ashida et al., 1990) に基づき，表層と河床内部それぞれの粒径分布を考慮している．河床内は遷移層と複数の堆積層に分けられる．遷移層は交換層と堆積層の間にある層のことを指す．間隙率が一定であると仮定すると，河床高と河床材料は以下の式で計算される (Exner, 1925; Parker, 1991)．

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\frac{1}{(1-\lambda)} \left(\frac{\partial Q_B^x}{\partial x} + \frac{\partial Q_B^y}{\partial y} \right) \quad (4-6)$$

$$(1-\lambda) \left(f_{li} \frac{\partial}{\partial t} (\eta - L_a) + \frac{\partial}{\partial t} (F_{ai} L_a) \right) = - \left(\frac{\partial Q_{Bi}^x}{\partial x} + \frac{\partial Q_{Bi}^y}{\partial y} \right) \quad (4-7)$$

下付き文字 i は i 番目の粒径に関する物理量であることを表す． Q_B^x と Q_B^y はそれぞれ x と y 方向の流砂量， F_{ai} は i 番目の粒径が交換層内を占める割合， f_{li} は表層（交換層）と河床内部との境界における i 番目の粒径が占める割合， λ は間隙率， L_a は交換層厚を表す．一般的に交換層厚は代表粒径と線形関係にあるとされており，本研究では交換層厚が計算を通して一定で，初期河床における幾何平均粒径の2倍であると設定している．

第4章 HBL を越えて進行する分級波が砂州へ与える影響

$$L_a = 2d_g \quad (4-8)$$

k_s は河床の粗度高さ、 d_g は幾何平均粒径を表す。 f_{li} に関しては、河床上昇時は交換層内の、河床低下時には遷移層内の粒径分布を適用する。

流砂モードは掃流砂のみとし、poorly sorted sediment に適用可能な Wilcock and Crowe (2003)モデルを流砂量モデルとして使用する。

$$q_{Bi}^s = \frac{W_i F_{ai} u_*^3}{Rg} \quad (4-9)$$

上付き文字 s は流れ方向を表している。 R は土砂の水中比重、 u_* は摩擦速度を示す。 W_i は無次元流砂量で、以下の式を用いて算出される。

$$W_i = \begin{cases} 0.002\phi_i^{7.5} & \phi_i < 1.35 \\ 14\left(1 - \frac{0.894}{\phi_i}\right)^{4.5} & \phi_i \geq 1.35 \end{cases} \quad (4-10)$$

無次元パラメータである ϕ_i は河床に働くせん断力 τ_b と各粒径の参考せん断力 τ_{ri} との比で表される。

$$\phi_i = \frac{\tau_b}{\tau_{ri}} \quad (4-11)$$

τ_b は以下の式から算出される。

$$\tau_b = \rho g h i_e = \frac{\rho g n_m^2 V^2}{h^{\frac{1}{3}}} \quad (4-12)$$

ρ は水の密度、 i_e はエネルギー勾配を表す。 τ_{ri} は以下の遮蔽効果式から算出される。

$$\tau_{ri} = \left(\frac{d_i}{d_g}\right)^b \tau_{rg}^* R \rho g d_g \quad (4-13)$$

指数 b は異なる粒径を持つ材料間での遮蔽効果を表しており、以下から求まる。

$$b = \frac{0.67}{1 + \exp\left(1.5 - \frac{d_i}{d_g}\right)} \quad (4-14)$$

d_i は i 番目の粒径を表す。 τ_{rg}^* は幾何平均粒径の参考せん断力であり、表層の砂の含有率 F_s を用いて以下のように表される。

$$\tau_{rg}^* = 0.021 + 0.015 \exp(-20F_s) \quad (4-15)$$

横断方向の流砂量は、長谷川 (1984) の式を簡易的に混合粒径に拡張した以下の式を用いて与える。

$$q_{Bi}^n = q_{Bi}^s \left(\frac{v_{cb}^n}{V_{cb}} - \sqrt{\frac{\tau_{*ri}}{\mu_s \mu_k \tau_{*i}}} \frac{\partial \eta}{\partial n} \right) \quad (4-16)$$

n は流れ方向を、 τ_{*i} は i 番目の粒径の無次元掃流力を、 τ_{*ri} は i 番目の粒径の無次元参考せん断力を表す。 μ_s と μ_k はそれぞれ静止摩擦係数と動摩擦係数を表しており、安息角 35

第4章 HBL を越えて進行する分級波が砂州へ与える影響

度に一致するよう 0.7 とした (Iwasaki et al., 2016). v_{cb}^n は n 方向の河床近傍流速, V_{cb} は河床近傍での合成流速であり, これらは平衡二次流モデル (Engelund, 1974) から算出される.

$$v_{cb}^n = v_{cb}^s N_* \frac{h}{r} \quad (4-17)$$

v_{cb}^s は s 方向の河床近傍流速, N_* は二次流による鉛直方向の流速分布に関する定数 (=7), r は水深平均流速場における曲率を表す. 直交座標における流砂ベクトルは, 水深平均の流れベクトルに基づき, q_{Bi}^s と q_{Bi}^n から算出できる (Iwasaki et al., 2016).

$$q_{Bi}^x = \frac{\partial x}{\partial s} q_{Bi}^s + \frac{\partial x}{\partial n} q_{Bi}^n = \cos \theta_s q_{Bi}^s - \sin \theta_s q_{Bi}^n = \frac{u}{V} q_{Bi}^s - \frac{v}{V} q_{Bi}^n \quad (4-18)$$

$$q_{Bi}^y = \frac{\partial y}{\partial s} q_{Bi}^s + \frac{\partial y}{\partial n} q_{Bi}^n = \sin \theta_s q_{Bi}^s + \cos \theta_s q_{Bi}^n = \frac{v}{V} q_{Bi}^s + \frac{u}{V} q_{Bi}^n \quad (4-19)$$

θ_s は x 座標に対する流れ方向の角度を示す.

4.2.2 モデルの精度検証

本節では Nelson et al. (2010) による水路実験の再現計算を通して, poorly sorted sediment で構成される砂州地形に対する iRIC-Nays2DH の精度を検証する. 彼らの実験は, 礫で構成される準平衡に保たれた交互砂州上の地形と河床材料分布を調べることを目的としている. 実験にはアメリカミネアポリスに位置するミネソタ大学の St. Anthony Falls Laboratory の水路を使用している. 水路長は 55 m, 幅は 2.75 m, 勾配は 0.013 である. 流量は $0.4 \pm 0.02 \text{ m}^3/\text{s}$ の定常流を約 20 時間与えている. 使用した土砂は平均粒径が 11.2 mm で 2-45 mm の粒径を含む poorly sorted sediment である. 土砂は下流から流出したものをベルトコンベアで上流に運搬し, 再度上流から与える再循環方式をとっている. 水路上流端の 1/3 をブロックで制限することで交互砂州の形成, 発達を促している.

実験中は水位, 流速, 下流端からの土砂流出量を記録し, 表層の河床材料を分析するために写真を撮影している. 実験後に, 高解像度の河床高と粒径分布を測定し, 手書きの表面スケッチを作成している. これらのデータから河床せん断力も計算している. 精度検証として, 今回は河床高, 粒径分布, 表層スケッチを使用した.

計算では同様の水路と河床材料を使用した. 計算の初期地形は平坦床である. 水路は縦断方向に 220 セル, 横断方向に 50 セルに分割した ($\Delta x=0.25 \text{ (m)}$, $\Delta y=0.055 \text{ (m)}$). 計算ステップは 0.005 秒とした. なお Nelson et al. (2010) 内では土砂の密度が言及されていなかったため, 2650 kg/m^3 であると仮定した. 間隙率は 0.4, 合計計算時間は 20 時間, 流量は $0.4 \text{ m}^3/\text{s}$ を与えた. 実験と同様に, 水路上流端の右岸側 1/3 の格子を障害物セルとして扱うことで, 流れを制限している. 土砂の再循環を再現するために, 下流端から流出する土砂量と分布を, 次のタイムステップで, 障害物セルを除く格子に等しく与えた. 実際にはベルトコンベアで上流へ運搬する時間差があるが, 本研究では考慮してい

ない。

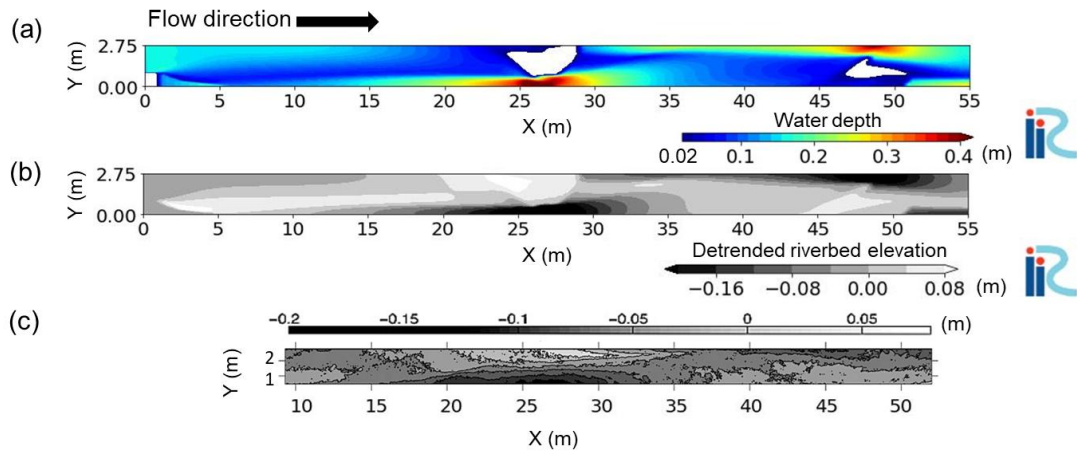


図-4.2 (a) 数値計算による計算終了時の水深図. (b) 数値計算による河床高. 勾配 0.013 の一定勾配時の河床高を引いている. (c) Nelson et al. (2010)の実験による河床高. 勾配 0.013 の一定勾配時の河床高を引いている.

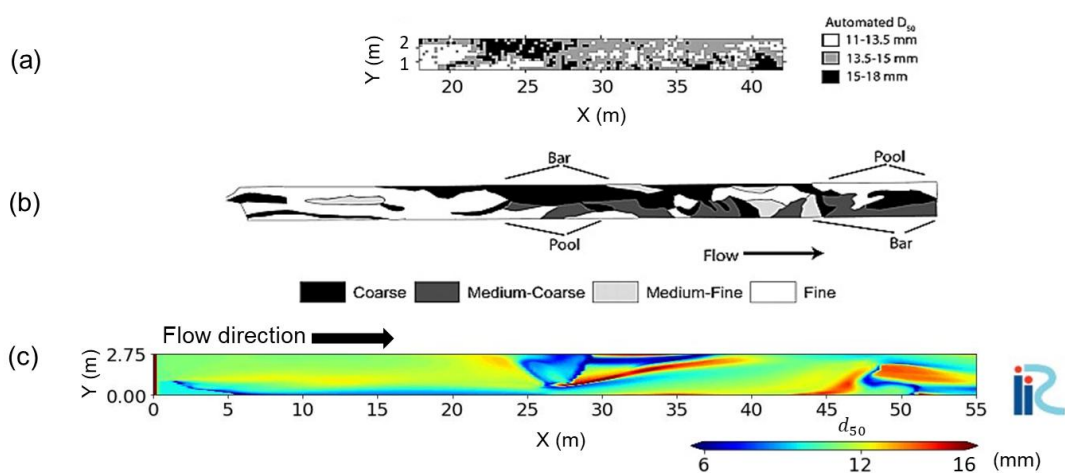


図-4.3 (a) Nelson et al. (2010)の実験による d_{50} の分布図. (b) Nelson et al. (2010)の実験による表層の河床材料分布のスケッチ. (c) 数値計算による計算終了時の d_{50} の分布図.

図-4.2 は、計算終了時における水深と河床高の図と、Nelson et al. (2010)の実験における河床高の図を表している。図で使用する河床高は初期勾配 0.013 を差し引いたものとなっている。実験では、20-35 m の左岸側と 40-55 m の右岸側に砂州が確認された。計算でも同様の箇所に砂州が形成され、砂州の頂部で陸地化が確認された（計算では水深 0.02 m 以下の箇所を陸地としている）。また、各砂州の対岸に深い淵が形成されている。数値計算では多少波高が過大評価されているものの、砂州の波長をはじめとした河床形状については十分に再現できると判断した。

第4章 HBL を越えて進行する分級波が砂州へ与える影響

図-4.3(a)と(b)は、それぞれ実験における表面の中央粒径とスケッチである。砂州箇所では表層が粗く、一方で淵では表層が細くなっていることが確認できる。砂州部が粗く淵が細くなるのは、直線水路に形成される交互砂州としては一般的であることが知られている (Lisle and Hilton, 1999; Recking et al., 2016)。Nelson et al. (2010) によると、砂州上を流れる材料は次第に細粒化し、細粒土砂が優先的に淵に流れ込むためである。数値計算による中央粒径の分布を示した図-4.3(c) から、計算は実験結果と概ね合致している。ただし、数値計算では実験で見られない極度に細粒化したパッチが砂州頂部に存在していた。これは陸地化した部分と一致しており、極度に水深が小さい箇所では土砂輸送量がゼロとなるため、実際には淵に流れ込むはずの細粒成分が堆積したためだと考えられる。これは浅水流方程式と平衡土砂輸送モデルの限界である。これらを踏まえて、極端な浮州がなければ、iRIC-Nays2DH は交互砂州における地形や粒径分布を十分に再現できると判断した。

4.2.3 計算条件

本研究では、上記で精度検証を行った iRIC-Nays2DH を用いて、非平衡土砂供給により形成される分級波が交互砂州形態に与える影響を明らかにする。Bedload sheets による砂州動態への影響を明確にするために、混合粒径条件下での HBL に関する計算条件 (An et al., 2017) を基にした平面二次元河床変動計算を行う。対称的なハイドログラフと一定給砂を上流端で与えることで、長期的に見て平衡が保たれた河道に一時的な非平衡給砂が発生した場を想定する。既往研究からは、上述の入力条件下では Bedload sheets が発生し HBL より下流へと進行することが分かっている。本研究では、HBL を越えて進行する bedload sheets が交互砂州動態へ与える影響に着目する。典型的な礫河川の例として音更川 (Dai et al., 2021; Huang et al., 2023) を参考に計算条件を考える。最大 $1200 \text{ m}^3/\text{s}$ 、最小 $100 \text{ m}^3/\text{s}$ で、継続時間が 80 時間の洪水を 50 回繰り返したものを流量条件として与える。水路は長さ 21 km、幅 70 m、勾配は 0.00541 としている。初期の水路は平坦床としている。セルサイズは 600×20 ($\Delta x=35 \text{ (m)}$, $\Delta y=3.5 \text{ (m)}$) で、タイムステップは 0.2 s としている。河床の間隙率は 0.4 の一定としている。砂州形成を促す擾乱として、上流端での流量分布に 5 %の変動を与えた。

河床材料と砂州の有無に着目するために、4 ケースの計算を実施した (表-4.1)。河床材料データとして 2016 年に音更川で採取された粒径分布の結果を使用した。図-4.4 から、河床材料は 0.4 から 200 mm の広い幅を持っており、poor-sorted sediment に分類される。これを基礎ケースと定義した (Case. 1)。さらに An et al. (2017)による手法を用いて、粒径分布の幅による影響を検討するための追加の河床材料データを準備した。この手法では、基準となる粒径分布と ψ スケールの粒径を用意する必要がある。

$$\psi_i = \frac{\ln d_i}{\ln 2} \quad (4-20)$$

表-4.1 計算ケースのまとめ

Case	Channel geometry	Width (m)	Sediment data	Discharge ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) (max, min)	Sediment supply ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)
1-b	Bar	70	$\xi = 1$	1200, 100	0.00335
1-n	Non-bar	7	$\xi = 1$	120, 10	0.00335
2-b	Bar	70	$\xi = 0.5$	1200, 100	0.0027
2-n	Non-bar	7	$\xi = 0.5$	120, 10	0.0027

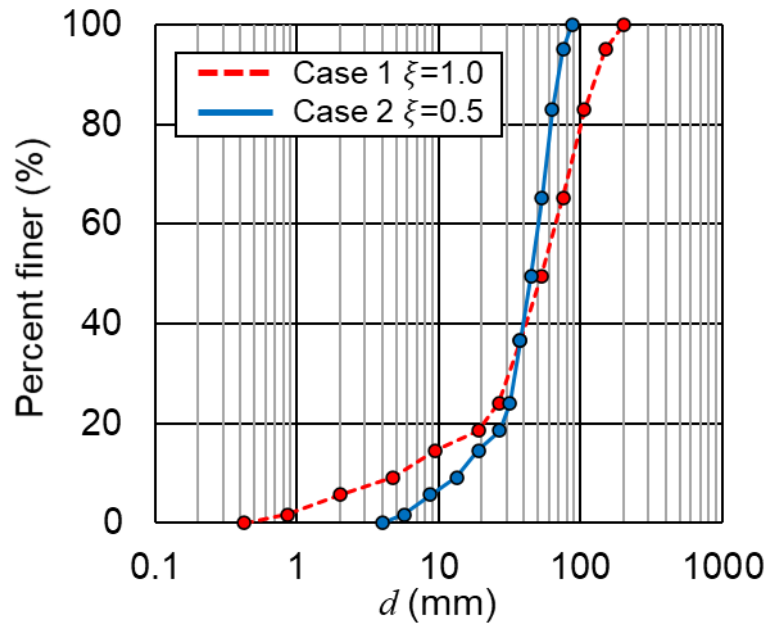


図-4.4 $\xi = 1$ (Case. 1-b と Case. 1-n) と $\xi = 0.5$ (Case. 2-b と Case. 2-n) の時の粒径分布.

(ψ_i, P_i) は基礎となる粒径分布と ψ スケールの粒径 ψ_i の組み合わせを表す. ユーザー一定義の定数 ξ と算術平均粒径を ψ スケールで表した ψ_m を用いることで, 基礎ケースと同じ幾何平均粒径を持つが, 粒径分布の標準偏差が異なる組み合わせ $((\psi_i - \psi_m)\xi + \psi_m, P_i)$ を作成できる. ξ が 1 の時は基礎ケースとなる. 本研究では ξ を 0.5 に設定した Case. 2 を用意した (図-4.4). 両ケースの幾何平均粒径 d_g は 37.66 mm で等しく, Case. 1 と Case. 2 の標準偏差 σ_g はそれぞれ 3.60 と 1.90 となり, 両ケースとも *poorly sorted sediment* に分類される. なお, 予備計算にて ξ が 1 を超えるケースに関しても計算を実施したが, このケースでは与えた流量条件では輸送されない極端に大きな粒子が含まれるため, Case. 1, Case. 2 とは大きく異なる砂州特性を持つ. 比較が難しいため本研究では対象外とした.

上流端から与える一定給砂量は, 与えられた河床勾配, ハイドログラフ, 粒径分布の

第4章 HBL を越えて進行する分級波が砂州へ与える影響

下で、1 ハイドログラフの中で水路全体が平衡状態（HBL に準ずる上流端での河床変動と bedload sheets による河床変動を除いて、巨視的に河床勾配が一定に保たれる状態）を保つ量を、試行錯誤的に求めた。上記の制約のもとで Case. 1, Case. 2 で与えた流砂量は、それぞれ $0.0027 \text{ m}^2/\text{s}$ と $0.00335 \text{ m}^2/\text{s}$ となる。給砂の粒径分布は、計算初期の河床の粒径分布と同様である。さらに、砂州が形成されない条件での bedload sheets の動態を確認するため、それぞれのケースの1次元計算に相当するケースも追加で実施している。この時、砂州の形成を抑制し平坦床が保たれるように、同じ単位幅流量と給砂量のもと、幅の狭い水路を使用している（表-4.1）。この砂州非発生ケース（Case. O-n）についても、元のケースと同じ iRIC-Nays2DH を使用して計算を行っている。幅の小さい水路のセルサイズは 200×2 ($\Delta x=105 \text{ (m)}$, $\Delta y=3.5 \text{ (m)}$) としている。計算時間を短縮するため、この格子サイズは元のケース（Case. O-b）よりも大きい、bedload sheets の動きを捉えるのに十分な格子サイズである。

4.3 結果

まずは、bedload sheets の形成と進行の基本的特性を明らかにするために、砂州非発生ケースの結果を確認する。図-4.5 は、Case. 1-n における右岸沿い ($Y=0 \text{ m}$) の平衡勾配を差し引いた河床高と河床表層の幾何平均粒径の縦断図と、各粒径の横断平均単位幅流砂量 $\overline{q_{Bl}^{xy}} (= \sqrt{(q_{Bl}^x)^2 + (q_{Bl}^y)^2})$ の縦断図と、河床表層における占有率の縦断図を示している。与えられた河床勾配、ハイドログラフ、粒径分布のもとで、平衡状態を満たすような給砂量を与えたものの、計算中に微小な勾配変化が生じたため、大きな河床変動が生じた上流端と下流端を除いた $3000 \text{ m} - 18000 \text{ m}$ の計算終了時における平均勾配を、真の平衡勾配とした。なお、下流端では等流水深条件に伴う河床変動が存在していることに注意されたい。流砂の連続性に基づく河床変動が生じた範囲（HBL に相当する範囲）は、上流端から 1 km にとどまった。また、粒径サイズの河床波が 1 km 付近で形成され、拡散しながら下流へと進行し、下流端へ到達している。続いて表層における各粒径の占有率をみると、全体的にアーミングした水路の中で、流量上昇期に各粒径階の分級波が HBL 内で形成され、異なる速度で下流へと進行している。また、各粒径階の分級波の中心では、表層での占有率が高いために、該当する粒径階の流砂量が局所的に高くなっている。この中でも特に、細粒成分 (10 mm 以下) の分級波の中心部では全粒径の流砂量が局所的に増加している。既往研究を踏まえると、この細粒成分の分級波の中心が Bedload sheets であり、河床表層の細粒成分によって粗粒成分の輸送性も向上したものと考えられる (An et al., 2017)。一方、粗粒成分の分級波の進行速度は、細粒成分の分級波と比較して進行速度が小さいために、Bedload sheets の動態とは無関係である。

続いて、Case. 2-n における右岸沿い ($Y=0 \text{ m}$) の平衡勾配を差し引いた河床高と河床表層の幾何平均粒径の縦断図（図-4.6）を見る。Case. 2-n における HBL に準ずる範囲は

第4章 HBL を越えて進行する分級波が砂州へ与える影響

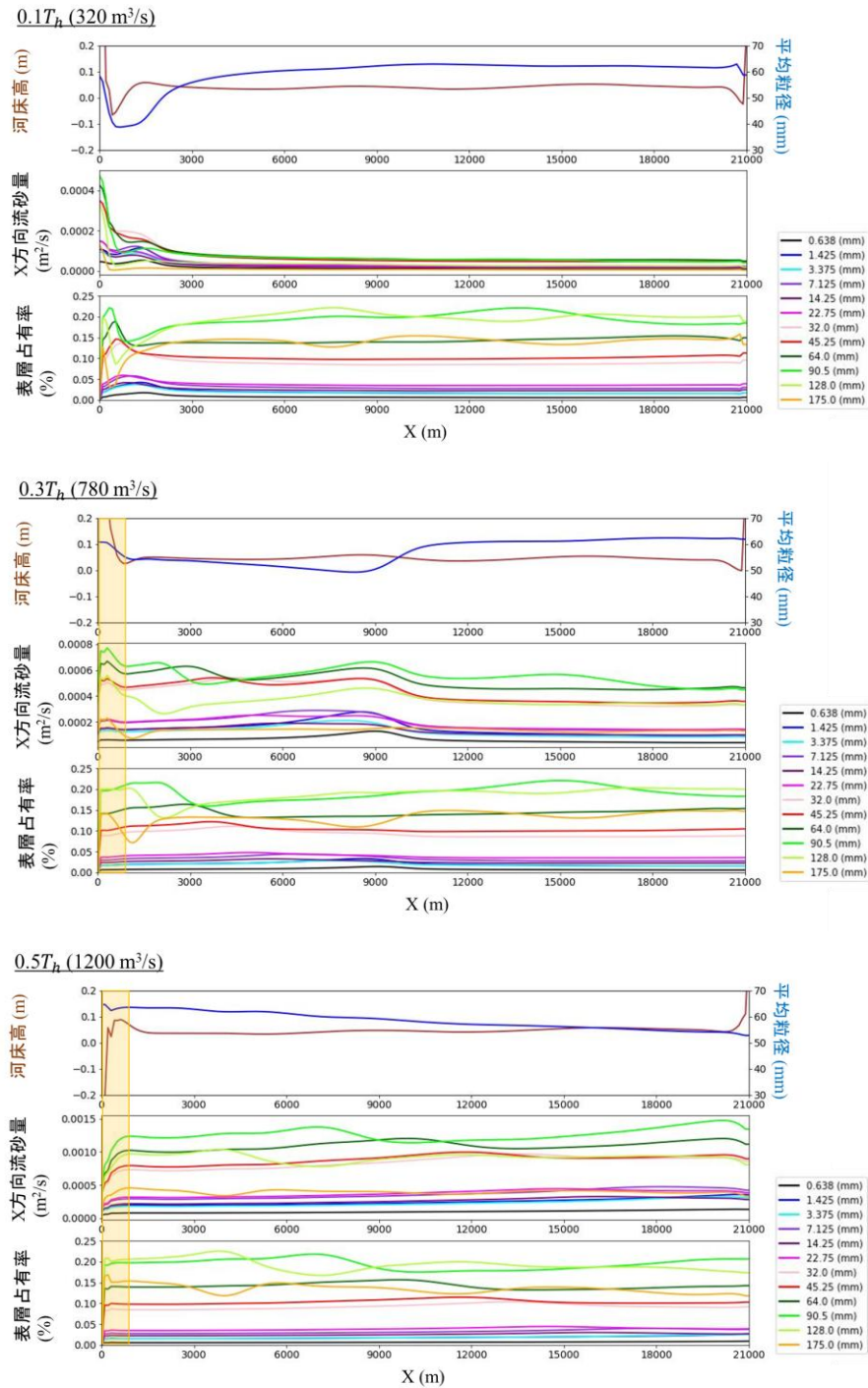


図-4.5 Case. 1-n の 50 サイクル目のハイドログラフにおける右岸沿いの河床高，表層の幾何平均粒径，各粒径の単位幅流砂量，各粒径の河床表層占有率の縦断図．河床高には，平衡勾配の一定勾配時の河床高をひいた **detrended riverbed elevation** を採用している．ここで，平衡勾配は計算終了時に求められた真の値を使用している．黄色で示したエリアは HBL を表す．

第4章 HBL を越えて進行する分級波が砂州へ与える影響

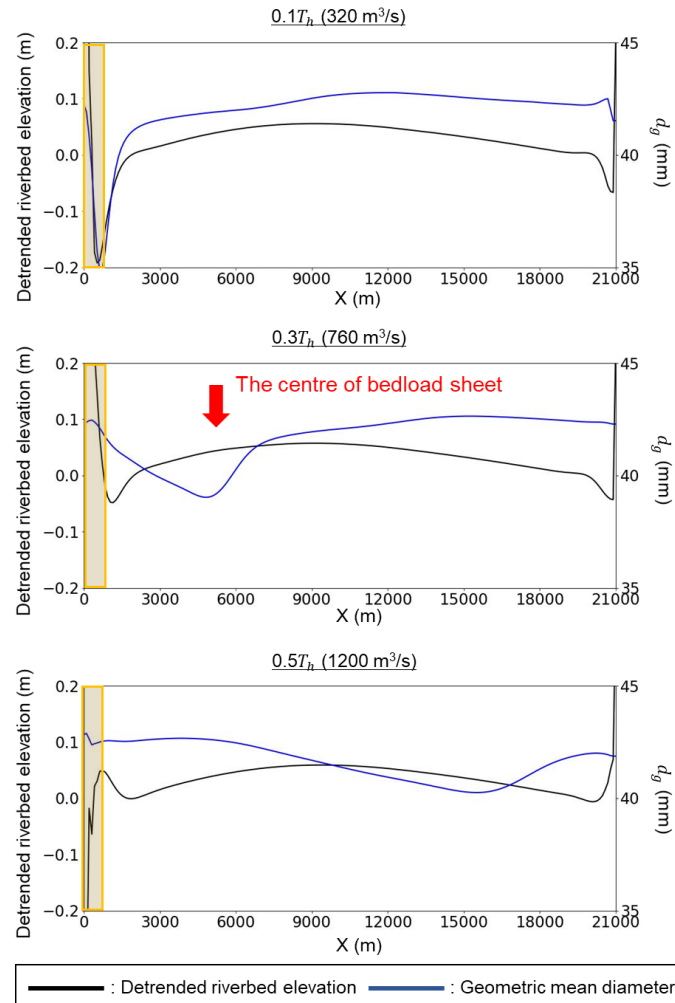


図-4.6 Case. 2-n における 50 サイクル目のハイドログラフ内の右岸沿いの河床高，表層の幾何平均粒径の縦断図．河床高には，平衡勾配の一定勾配時の河床高をひいた detrended riverbed elevation を採用している．ここで，平衡勾配は計算終了時に求められた真の値を使用している．黄色で示したエリアは HBL を表す。

Case. 1-n よりわずかに大きい．これは Case. 2-n の方が給砂量が大きいためであり，Wong and Parker (2006)による理論解析の結果とも一致する．一方，bedload sheets は下流へと進行するものの，Case. 1-n に比べて明瞭ではない．これは粒径分布の幅に伴う波高が Case. 1-n よりも小さいためであり，Case. 1 の Bedload sheets の方が下流の地形に対してより大きな影響を及ぼすものと考えられる．

次は Bedload sheets が下流の砂州形態に与える影響について明らかにしていく．図-4.7 によると，両ケースとも上流端から 3 km より下流で砂州が形成され，下流へと進行する様子が確認できる．自由砂州は河床上の移流的擾乱に起因するため，擾乱は下流へと移流しながら波長が大きくなっていく．波長の成長にはある程度の距離（時間）が必要

第4章 HBL を越えて進行する分級波が砂州へ与える影響

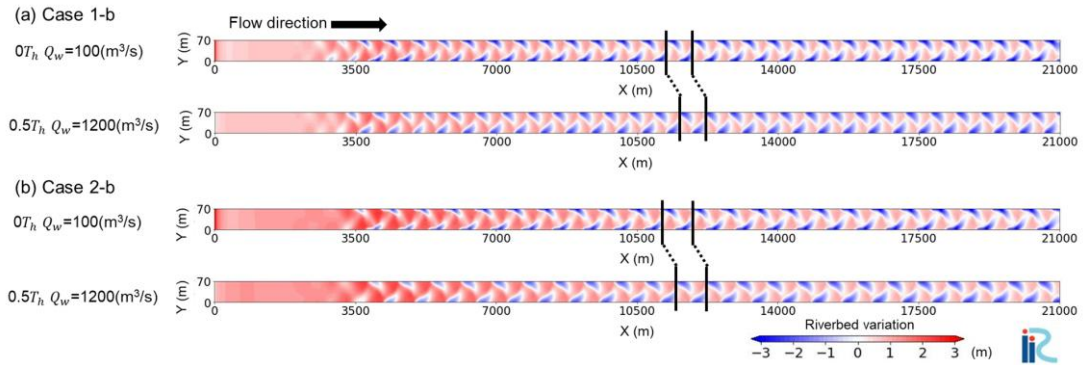


図-4.7 50 サイクル目のハイドログラフ内の $0T_h$ と $0.5T_h$ の時の河床変動量の平面図. (a) Case. 1-b. (b) Case. 2-b. 黒い線は交互砂州の進行を表している.

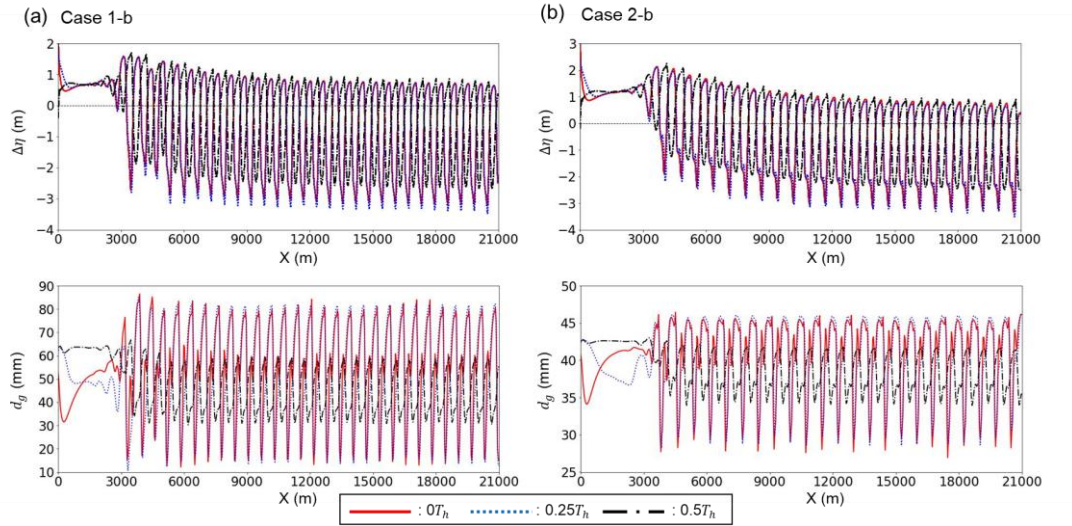


図-4.8 50 サイクル目のハイドログラフにおける右岸沿いの河床変動量と幾何平均粒径の縦断図. (a) Case. 1-b. (b) Case. 2-b. 赤, 青, 黒線は, それぞれ $0T_h$, $0.25T_h$, $0.5T_h$ の時の値を表している. 本図は砂州形状に着目したものであり, Bedload sheets はこの図では確認できないことに注意されたい.

となるが (Federici and Seminara, 2003), 本研究ではそれが 3 km であった. 図-4.8 は最終ハイドログラフにおける右岸沿いの河床変動量と幾何平均粒径の縦断分布である. 砂州非発生ケースと同様に, 砂州のない箇所では bedload sheets の進行が明瞭であるが, 砂州の内部では bedload sheets は不明瞭になった. これは砂州構造が bedload sheets の構造よりも 2 オーダー以上大きいためである.

図-4.9, 4.10 は上流区間 (3 - 5 km) と中間区間 (10 - 12 m) における最終ハイドログラフ時 ($0T_h$, $0.25T_h$, $0.5T_h$, $0.75T_h$) の河床変動量と幾何平均粒径の平面分布を示す. 時刻によらず, 砂州部での粗粒化と pool での細粒化が見られる (Lisle and Hilton, 1999; Nelson et al., 2010; Recking et al., 2016). 低流量時 ($0T_h$) には粗粒成分のパッチ状の堆積

第4章 HBL を越えて進行する分級波が砂州へ与える影響

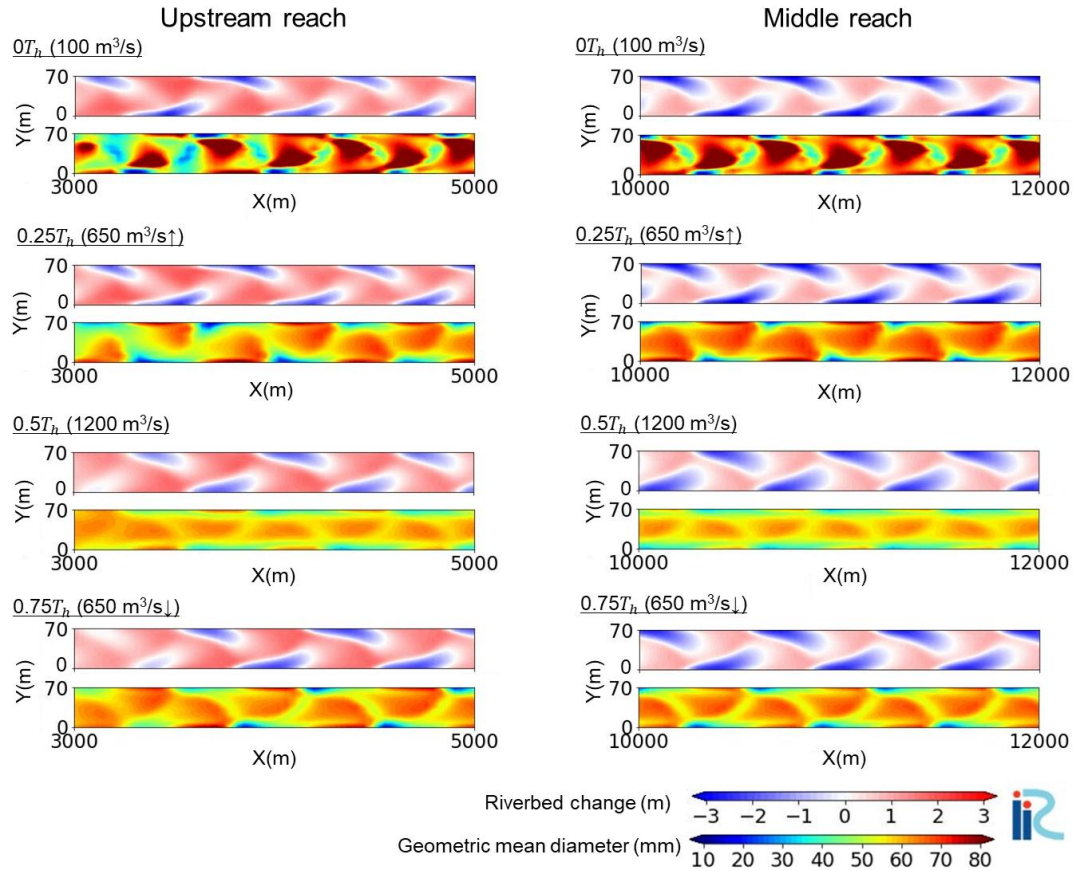


図-4.9 Case. 1-b における 50 サイクル目のハイドログラフ内の各時間 ($0T_h$, $0.25T_h$, $0.5T_h$, $0.75T_h$) の河床変動量 (上段) と幾何平均粒径 (下段) の平面図。

が見られるが、流量の増加とともに徐々に消失するため (Hassan and Church, 2001; Mao, 2012), 流量最大時 ($0.5T_h$) で最も幾何平均粒径が小さくなる。上流区間と中間区間の比較から、中間区間では規則的な砂州形状であるのに対し、上流区間ではやや不規則な形状をとっている。また、流量上昇期 ($0.25T_h$) と下降期 $0.75T_h$ における表面粒径分布の特性も上流区間と中間区間で異なる。一般的には低流量時に粗粒成分のパッチが形成される影響で、流量下降時と比較して上昇時の方が平均粒径は大きくなること (Mao, 2012) が知られており、これは中間区間で確認された。一方上流区間では、bedload sheets の到達による細粒成分の増加によって、流量上昇期の方が幾何平均粒径が小さい。続いて定量的に砂州形状の規則性を確かめるために、砂州波長の空間分布を分析できる wavelet analysis を行った。Wavelet analysis は地震波の解析を目的に Grossmann and Morlet (1984) によって開発された手法で、不安定な波を正確に解析することが可能である。河川地形に対する適用例はまだ少ないが、Huang et al. (2023) は局所的な交互砂州の進行速度を分析するために wavelet analysis を使用するなど、本手法は交互砂州に十分に適用可能であると考えている。図-4.11 は最終ハイドログラフにおける流量最小時 ($0T_h$) と最

第4章 HBL を越えて進行する分級波が砂州へ与える影響

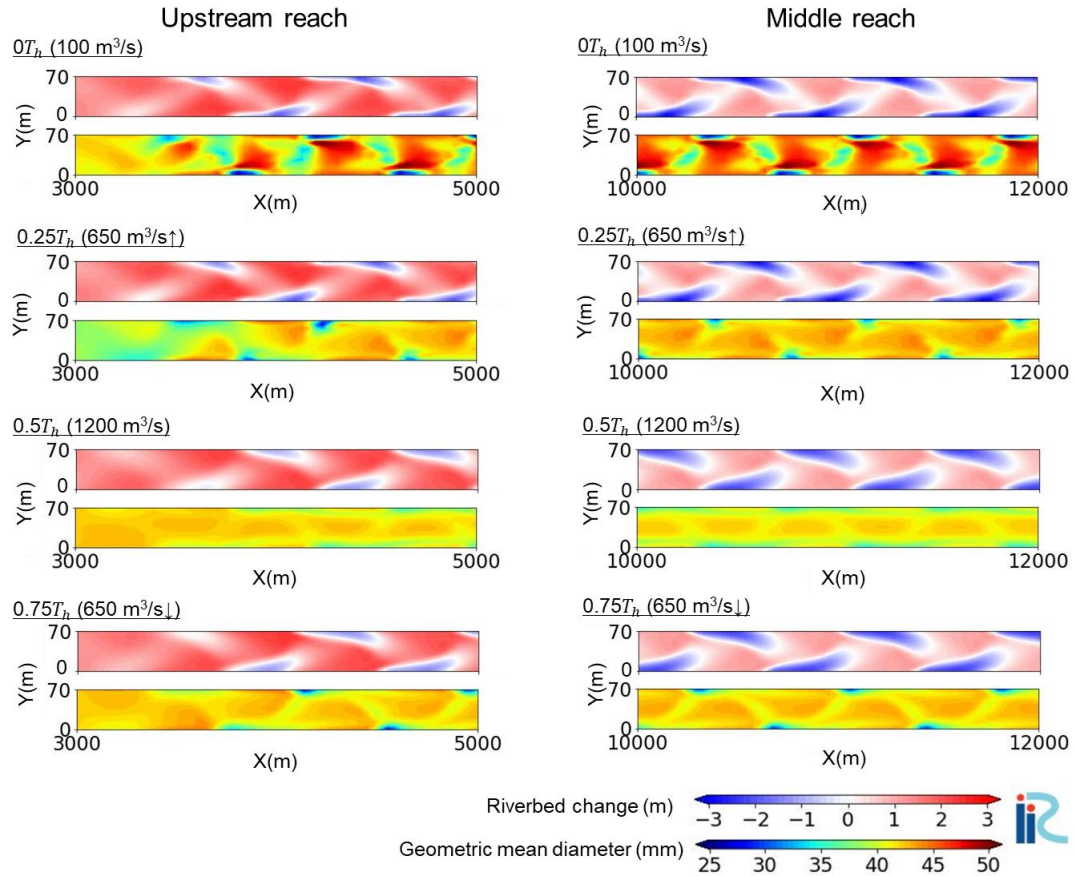


図-4.10 Case. 2-b における 50 サイクル目のハイドログラフ内の各時間 ($0T_h$, $0.25T_h$, $0.5T_h$, $0.75T_h$) の河床変動量 (上段) と幾何平均粒径 (下段) の平面図。

大時 ($0.5T_h$) の右岸沿いの河床変動量を対象に wavelet analysis を行った結果である。3 km より下流にて強いピークが確認でき、これは図-4.9 や 4.10 から確認できる支配的な波長に概ね一致する。粒径分布の幅が広い Case. 1-b の支配的な波長は 600 – 650 m と、Case. 2-b (750 m) より小さい。この粒径分布の幅と波長の関係は Lanzoni and Tubino (1999) による線型安定解析の結果と定性的に一致する。Case. 1-b の 7 km より上流では、支配的な波長とは別に弱いピークを示しており、砂州形状が不安定であった区間と一致する。しかし、粒径分布の幅が狭い Case. 2-b では砂州の不規則性は明瞭ではない。Bedload sheets による流砂量の局所増加は砂州形態に影響を与えていた。

砂州内部での bedload sheets 動態を明らかにするために、各粒径の単位幅流砂量の縦断分布を見ていく。図-4.12 と 4.13 は各粒径の横断平均単位幅流砂量 $\overline{q_{Bl}^{xy}}$ ($=\sqrt{q_{Bl}^x)^2 + (q_{Bl}^y)^2}$) の縦断図を表している。3.5 – 21 km で確認される振動は砂州形状によるものである。Well-sorted sediment の条件下で見られる HBL に相当する上流端付近での流砂量の時間変化が見られた (Wong and parker, 2006)。また流量上昇初期 ($0.1T_h$ – $0.2T_h$) では、局所的な $\overline{q_{Bl}^{xy}}$ のピークが bedload sheets として下流へと進行し、砂州区間

第4章 HBL を越えて進行する分級波が砂州へ与える影響

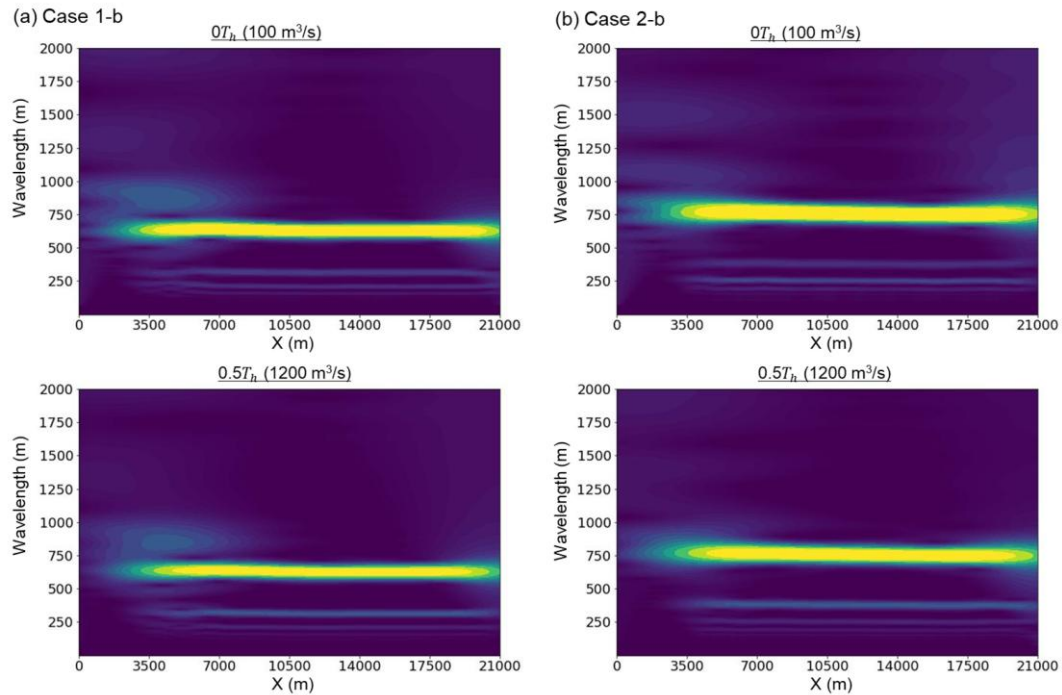


図-4.11 50 サイクル目のハイドログラフ内の各時間 ($0T_h$, $0.5T_h$) における右岸沿いの波長の Wavelet analysis の結果. (a) Case. 1-b. (b) Case. 2-b.

に到達している. $0.3T_h$ や $0.5T_h$ では, 下流区間と比較すると, 局所ピークは不明瞭となるものの不規則な $\overline{q_{Bl}^{xy}}$ の空間変動は依然として存在している (図中灰色エリア). 一方, 7 km より下流ではこれらの不規則変動は存在せず流砂量は空間的に一定となっており, この区間では空間的な平衡状態が保たれている. これは **bedload sheets** の影響は 7 km より上流にとどまっていることを表している. また, この影響範囲は砂州波長が不規則となる範囲 (図-4.11(a)) と一致していることから, **bedload sheets** は波長を含めた砂州形状に影響を与えることが示唆される. しかし, 砂州非発生ケースとは異なり, **bedload sheets** は砂州エリアを進行する中で消失してしまう. これは砂州構造が **bedload sheets** の構造よりも十分に大きいためであると考えられる. また, 図-4.12 からわかるように $0.3T_h$ や $0.5T_h$ ではピークが不明瞭になっているにもかかわらず不規則な砂州波長は維持されている (図-4.11(a)). これは **bedload sheets** が砂州形状に与える影響は, **bedload sheets** 自体の寿命よりも長く存在することを表している. 粒径分布の標準偏差が小さい Case. 2-b では, **bedload sheets** の影響範囲は, 表面の粒径分布が不規則的であった上流から 4 km にとどまっており, Case. 1-b よりも小さい. これは Case. 2-b における **bedload sheets** の構造が Case. 1-b よりも小さいために, 砂州に与える影響も小さかったためであると考えられる.

先行研究から, **bedload sheets** は流砂量の局所増加をもたらすことが知られている (Whiting et al., 1988; Venditti et al., 2008; Nelson et al., 2009; Recking et al., 2009). 図-4.14,

第4章 HBL を越えて進行する分級波が砂州へ与える影響

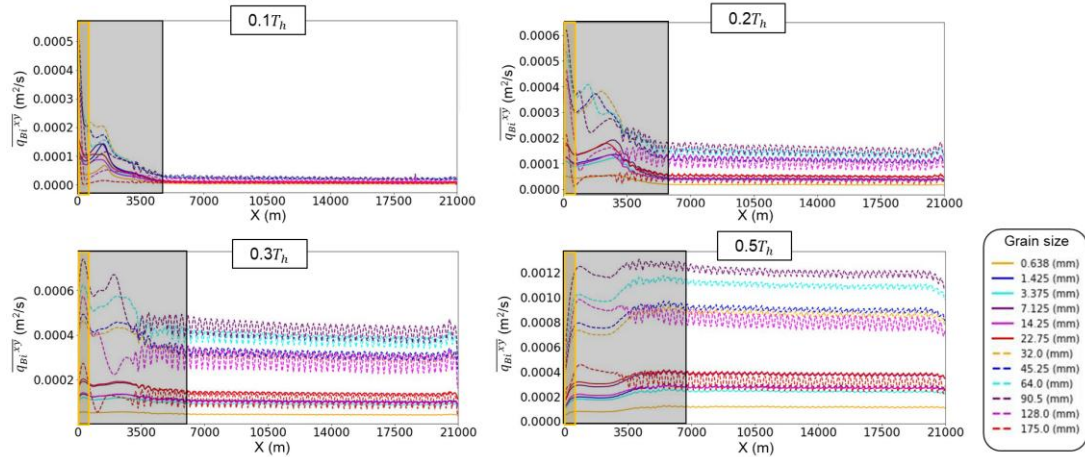


図-4.12 Case. 1-b における 50 サイクル目のハイドログラフ内の各時間 ($0.1T_h$, $0.2T_h$, $0.3T_h$, $0.5T_h$) における各粒径の横断平均単位幅流砂量の縦断図. 黄色と灰色の範囲はそれぞれ HBL と Bedload sheets の影響範囲を示す.

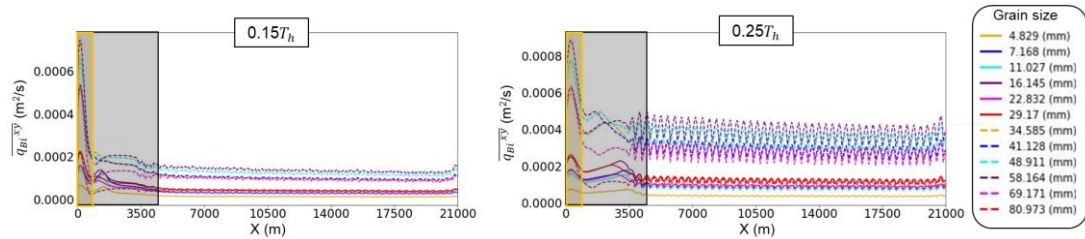


図-4.13 Case. 2-b における 50 サイクル目のハイドログラフ内の各時間 ($0.15T_h$, $0.25T_h$) における各粒径の横断平均単位幅流砂量の縦断図. 黄色と灰色の範囲はそれぞれ HBL と Bedload sheets の影響範囲を示す.

4.15, 4.16 は最終ハイドログラフ時における流量と各物理量との時間変化を表したものである. 物理量としては, 横断平均土砂輸送量 $\overline{q_B^{xy}} (= \sum \overline{q_{B_i}^{xy}})$, 横断平均河床変動量 $\overline{\Delta\eta}$, 横断平均幾何平均粒径 $\overline{d_g}$ を採用している. これらの図は, HBL に準ずる範囲内の 420 m 地点, bedload sheets の影響範囲内の 3570 m 地点, bedload sheets の影響範囲外の 11340 m 地点におけるヒステリシスパターンを表している. HBL 範囲内では土砂輸送ピークが流量ピークに先行しており, 強い時計回りのヒステリシスパターンとなっている. 河床変動量についても同様の時計回りヒステリシスが確認されており, HBL 内では流量上昇期の方が下降期よりも河床勾配が大きい. 対して, bedload sheets 以外に平均粒径のヒステリシスは確認できない. まとめて, HBL 内における流砂量のヒステリシス効果は河床勾配に起因していた. Wong and Parker (2006) によると HBL の規模は河床勾配, 給砂量, ハイドログラフの継続時間で変化するとされている. 結果的に, ヒステリシスの規模はこれら 3 つのパラメータに依存しており, 粒径分布の標準偏差には依らないと考えられる. 続いて, Case. 1 における HBL の外側 (3570 m 地点) では, 土砂輸送量の

第4章 HBL を越えて進行する分級波が砂州へ与える影響

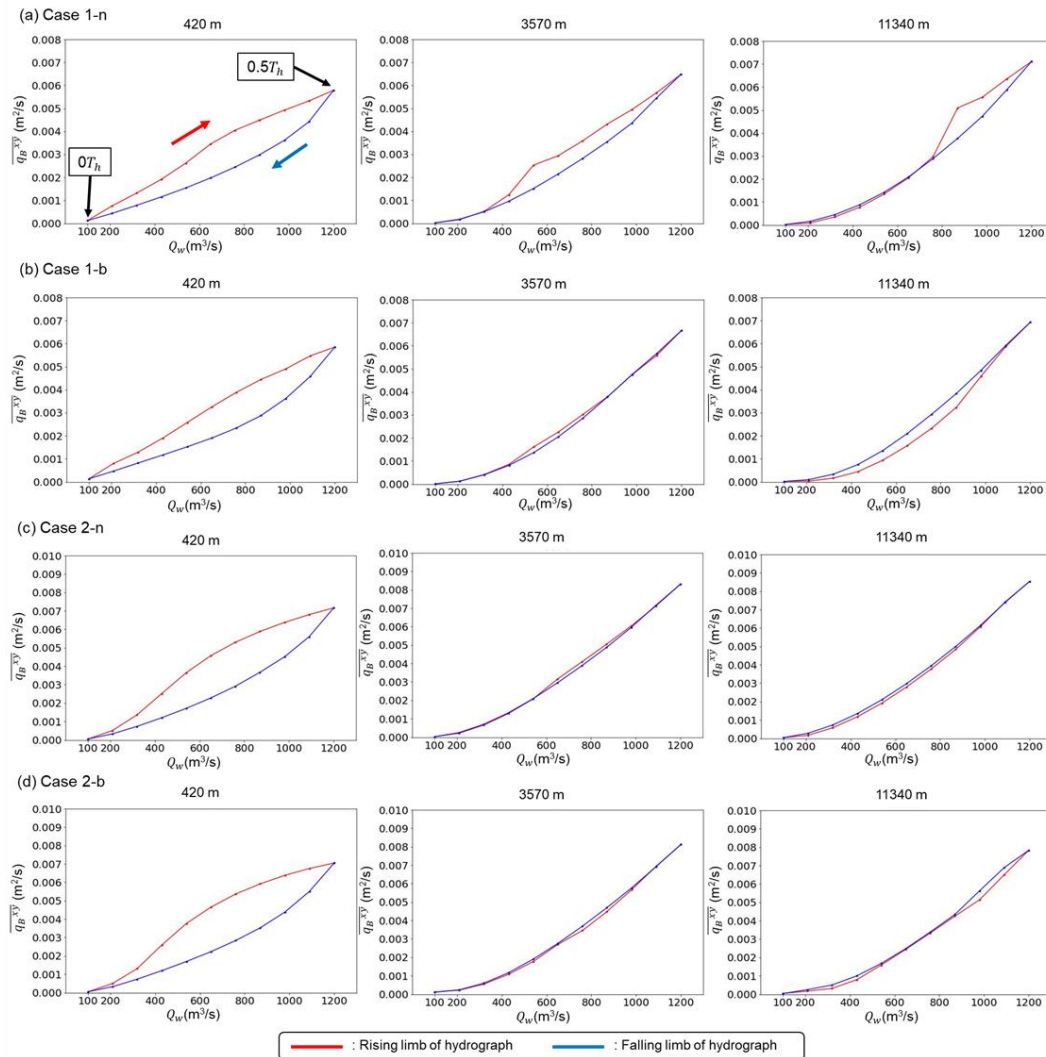


図-4.14 50 サイクル目のハイドログラフ内における流量と横断平均単位幅流砂量の時間変化を表した図. (a) Case. 1-n. (b) Case. 1-b. (c) Case. 2-n. (d) Case. 2-b. 赤線と青線はそれぞれ上昇期と下降期を表す.

ヒステリシスが確認される. また, 河床変動量のヒステリシスは小さいが, 平均粒径には強いヒステリシスが確認される. HBL の外側で確認される土砂輸送量のヒステリシスは *bedload sheets* の進行によるものと考えられる. 粒径分布の幅が小さい Case. 2-n においては, 3570 m 地点における *bedload sheets* による乱れは Case. 1-n よりも小さい. これは *bedload sheets* の規模がヒステリシス効果の強さに直接影響を与えていることを表している. さらに, 3570 m 地点における砂州ケースと砂州非発生ケースを比較すると, *bedload sheets* は砂州内を進行する中で徐々に減衰するためにヒステリシスの強度も減少していくことが分かる.

第4章 HBL を越えて進行する分級波が砂州へ与える影響

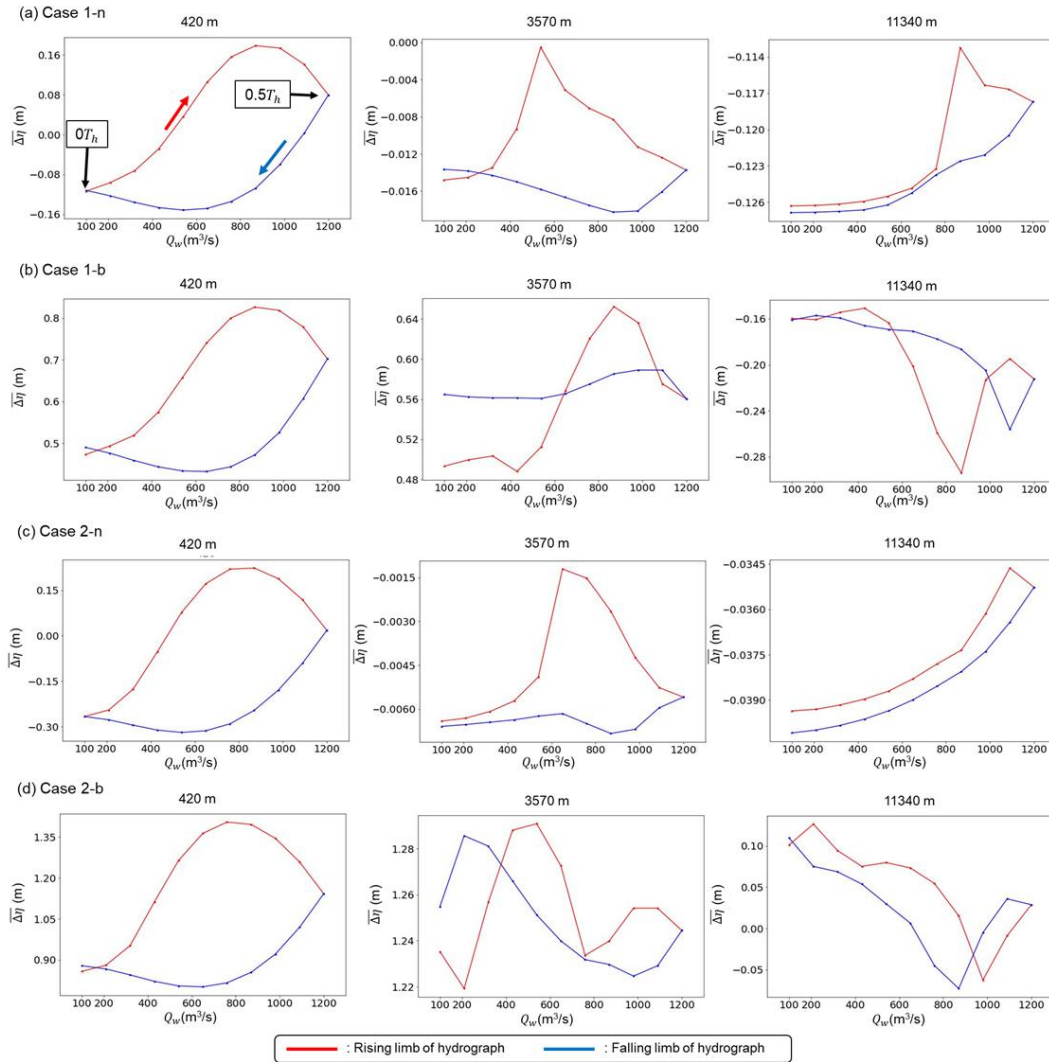


図-4.15 50 サイクル目のハイドログラフ内における流量と横断平均河床変動量の時間変化を表した図. (a) Case. 1-n. (b) Case. 1-b. (c) Case. 2-n. (d) Case. 2-b. 赤線と青線はそれぞれ上昇期と下降期を表す.

4.4 考察

本研究の目的は, *poorly sorted sediment* で構成された河床において, 非平衡土砂給砂によって下流域の地形や粒径分布にどのような影響があるか理解することにある. ここでは上流端での非平衡給砂による影響範囲を表す指標として HBL の概念を使用している. HBL を形成するために, 対照的な三角形ハイドログラフに一定給砂といった非常に単純な上流端条件を採用しているが, 本条件によって長期スケールで平衡が保たれた河道に一時的な非平衡給砂がもたらされた場合の河床変動現象を表現することができる.

上記の上流端条件の下では, 細粒成分の分級波の集団である *bedload sheets* が HBL 内

第4章 HBL を越えて進行する分級波が砂州へ与える影響

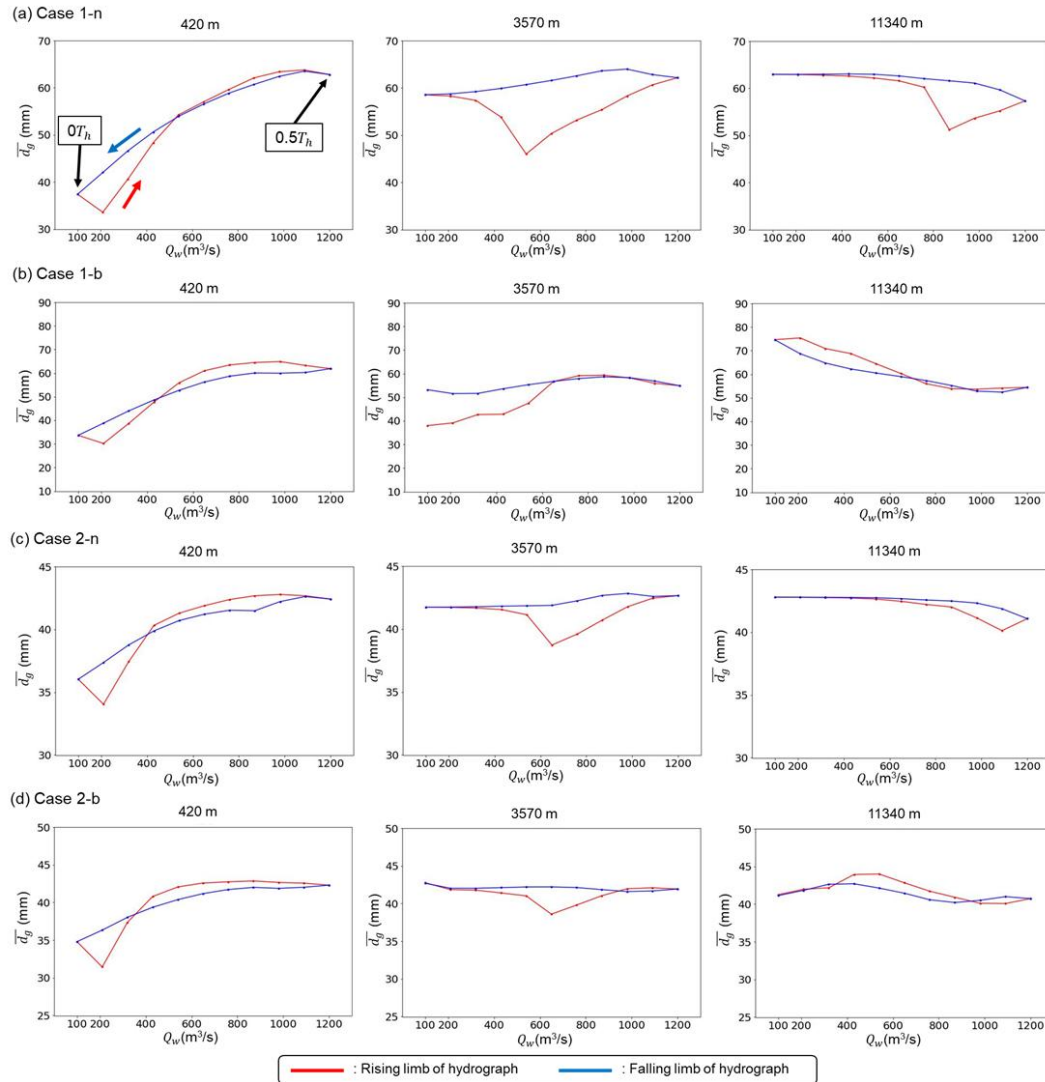


図-4.16 50 サイクル目のハイドログラフ内における流量と横断平均の幾何平均粒径の時間変化を表した図。(a) Case. 1-n. (b) Case. 1-b. (c) Case. 2-n. (d) Case. 2-b. 赤線と青線はそれぞれ上昇期と下降期を表す。

で形成され、下流方向へと進行していた。この **bedload sheets** は、河床の不安定性に起因するもの (Seminara et al., 1996) ではなく、土砂流下能力と給砂量の不均衡に起因するものである (An et al., 2017)。また、この **Bedload sheets** は、細粒成分が充填された区間を有する一方で、現地 (Whiting et al., 1988) や実験 (Kuhnle and Southard, 1988; Venditti et al., 2008; Nelson et al., 2009; Recking et al., 2009) で報告されている粗粒成分で構成された先端は有していない。これは本計算と既往研究における河床の粒径構成の違いに起因するものである。既往研究の粒径構成に関しては、細粒成分の比率が高く、最大粒径も 30 mm 程度である (池田・伊勢屋 1986 : 0.1-10 mm, Kuhnle and Southard, 1988 : 0.125-32 mm, Whiting et al., 1988 : 0.15-8 mm, 0.3-16 mm, Venditti et al., 2008 : 1-15 mm, 3-30 mm,

第4章 HBL を越えて進行する分級波が砂州へ与える影響

Recking et al., 2009 : 2.3-9 mm). そのため、粗粒成分の少ない河床上を *bedload sheets* が流下するために、輸送性の向上した粗粒成分が *bedload sheets* の先端に集合していた。一方、本研究で使用した河床材料は 0.4-200 mm と比較的広い粒径の幅を有していることに加え、30 mm 以上の粗粒成分が 80 %以上を占めている。すなわち、*bedload sheets* によって輸送性が向上した粗粒成分が堆積する箇所は、*bedload sheets* より下流のアーマリングした河床上となる。これが既往研究と本研究で *bedload sheets* の構造に差が生じた理由である。

Bedload sheets の進行によって各粒径の輸送性が増加するため、上流に位置する砂州形態には影響を及ぼしていた。しかし、*bedload sheets* は砂州内を進行するにつれて徐々に消失していった。これは *bedload sheets* による影響範囲は限定的であることを示しており、本研究においては砂州の大部分が影響を受けなかった。複数の研究で同様の現象が確認されている。例えば Lisle et al. (1997)は、*well-sorted sediment* を使用している点は異なるものの、土砂パルスによる砂州動態への影響は小さいことを報告している。また、Nelson et al. (2015)は *riffle-pool* 構造は土砂パルスを減衰させる効果を持つと結論付けている。*Riffle-pool* は交互砂州とは異なる河床形状であるが、三次元的な河床形状が非平衡給砂に起因する土砂パルスを減衰させるという点において、本研究結果を支持するものである。交互砂州上の掃流砂トレーサーの動態を数値計算的に明らかにした Iwasaki et al. (2017)によると、進行する交互砂州はトレーサーの動きに影響を及ぼしており、通常よりも強いトレーサーの拡散が起こることが確認されている。一方で、土砂パルスとの接触がないように土嚢で砂州を固定させた水路上での土砂パルスの動態を実験で観測した Humphries et al. (2012)によると、土砂パルスは固定砂州を迂回するように下流へと進行した。交互砂州地形によってパルスの速度は局所的に変化するものの、土砂パルスは十分に下流へと進行した。本研究とこれらの先行研究から、*bedload sheets* が消失する直接的な原因は、交互砂州内で *bedload sheets* 由来の土砂と元々存在する土砂とが混合されることにあると考えられる。結果として *bedload sheets* の下流への進行が阻害された。まとめると、交互砂州に代表される比較的大規模な河床形状は、*bedload sheets* などの分級波・土砂パルスの動態に強い影響を与える。

本研究は、砂州の中を一時的な非平衡給砂による *bedload sheets* がどれくらい下流にまで伝播するのかという点に着目している。これは、短期間スケールでの土砂供給条件の変化が下流地形に与える影響を表している。非平衡給砂の影響は上流に位置する交互砂州に限定されると結論付けた本研究とは対照に、多くの実験的研究では、過剰な土砂流入や土砂供給量の減少は、水路全体の交互砂州地形に影響を与えると結論付けている (Podolak and Wilcock, 2013; Bankert and Nelson, 2018; Nelson and Morgan, 2018; Lisle et al., 1993; Venditti et al., 2012)。本研究と先行研究との決定的な違いは、対象とする土砂供給条件変化の時間スケールにある。先行研究で対象とする長期間かつ大規模な土砂流入条

第4章 HBL を越えて進行する分級波が砂州へ与える影響

件の変化は、水路全体の交互砂州形態を変化させうる。一方、本研究は短期的な給砂条件の変化を対象としており、長期的な給砂条件の変化は本研究の対象外である。本研究の成果は、給砂条件変化による河川地形への影響を時間スケールで区別する上で、重要な知見を提供するものと考えている。

三角形ハイドログラフと *bedload sheets* の通過は土砂輸送のヒステリシスを引き起こした。*Bedload sheets* は流量上昇期にのみ下流へと進行していたため、強い時計回りヒステリシスをもたらした。Humphries et al. (2012) は、土砂パルスの通過がヒステリシス効果をもたらすことを報告している。また、土砂パルスの通過に伴って河床表面に輸送されやすい土砂が多く残存したことによって、通過後に時計回りのヒステリシスも確認されている。このように、土砂パルスや *bedload sheets* の通過によって一時的に土砂輸送量が増大するために、ヒステリシス効果が生じる。しかし、本計算によると、ヒステリシス効果を生む *bedload sheets* は砂州内部で減衰するために、ヒステリシス効果自体も減少していく。これらから、土砂輸送特性を検討する上では、流況だけでなく、砂州と *bedload sheets* のような異なる河床地形同士の相互作用も考慮する必要があると考えられる。

本数値計算の結果からは、単一洪水ハイドログラフによって形成される *bedload sheets* が砂州に与える影響は限定的であることが明らかとなった。ただし、これは流量特性や土砂供給特性、河床材料分布に大きく影響することが予測される。例えば、給砂量は HBL の規模そのもの (Wong and Parker, 2006) や *bedload sheets* の速度 (Nelson et al., 2009) に影響を与える。また、Venditti et al. (2012) によると、土砂供給量と土砂流下能力が大きく離れておらず、かつ全ての粒径サイズが輸送閾値を越える場合にのみ、*bedload sheets* が形成されることを報告している。せん断力がある程度増加すると、*bedload sheets* は *dune* に移行したり (Whiting et al. 1988)、消失する可能性がある (Recking et al. 2009)。加えて、河床や給砂の粒径分布もまた各粒径の移動性 (Wilcock and Crowe, 2003) や砂州形態 (Lanzoni and Tubino, 1999) に大きな影響を与える。特に細粒成分は粗粒成分の移動性を向上させる効果を持ち、これは *magic sand effect* として知られている (Wilcock, 1998; Wilcock et al., 2001; Parker et al., 2024; Hassan et al., 2024)。細粒土砂によって河床表面が滑らかになることで、以下の二つのメカニズムが働き、粗粒土砂が輸送されやすい状態になる。1 つ目は、表面摩擦の減少による流速増加である (幾何学的機構)。2 つ目は水理学的滑面では水理学的粗面よりも土砂が輸送されやすいという粘性機構である (Novak and Nalluri, 1975)。本研究においては、*bedload sheets* によって多くの細粒土砂が輸送されるため、砂州形状のみならず砂州の移動性の変化にも影響を及ぼしたと考えられる (Podolak and Wilcock, 2013; Bankert and Nelson, 2018)。*Bedload sheets* と砂州はともに外力変化に敏感であるため、異なるハイドログラフ、給砂条件であれば異なる結果となることが予測される (Gaeuman, 2014; Peirce et al., 2019)。また、波長や波高、移動

性といった砂州の形状が異なれば **bedload sheets** の消失の特性も異なると考えられる。Iwasaki et al. (2017) は、移動性砂州と固定砂州では、上流から流入する土砂粒子の拡散パターンが異なることを報告している。すなわち、固定砂州の方が流入土砂を保持する効果が強い（拡散が弱い）ため、**bedload sheets** の消失も起こりにくい可能性がある。さらに、網状流路といった交互砂州とは異なる河道形態であれば、本研究で観測された **bedload sheets** との相互作用も異なってくると考えられる。このように本研究では限られた条件でしか検討を行えていないため、今後も異なる条件下での検討を重ねていく必要がある。

4.5 結論

本研究は、**poorly sorted sediment** で構成される交互砂州の非平衡給砂条件下での特性を明らかにすることを目的としており、特に交互砂州と **bedload sheets** との相互作用に焦点を絞った。具体的には、2次元河床変動計算モデルである **iRIC-Nays2DH** を用いて、直線水路に繰り返し三角形ハイドログラフと一定給砂を与えた数値計算を行った。**Well-sorted sediment** で構成された水路の場合、非平衡給砂の影響は **HBL** (**Hydrograph Boundary Layer**) と呼ばれる限られた範囲にしか伝わらない (Wong and Parker, 2006)。しかし、**poorly sorted sediment** の条件では **HBL** のコンセプトは適用できない。それは、非平衡給砂によって形成される **bedload sheets** が **HBL** の下流へと進行するためである。すなわち、上流端での給砂・流量条件の影響が、**bedload sheets** の進行を通して下流へと伝播するということである。本研究では **bedload sheets** が下流の交互砂州動態に与える影響を明らかにすることを目的としている。これは特定の河川を対象としたものではなく、非定常流の下で土砂供給と土砂流下能力が一致しない場合の礫河川の一般的な応答を明らかにしようとするものである。

数値計算の結果から、明確な **bedload sheets** が **HBL** を越えて下流へと進行し、下流に位置する交互砂州動態に影響を及ぼしていた。**Bedload sheets** は細粒成分の分級波の中心であり、全粒径の土砂輸送性を向上させるため、波長をはじめとする砂州形状に不規則性をもたらしていた。粒径分布の標準偏差が大きいケースほど、**bedload sheets** の規模も大きくなるため、砂州への影響力も大きい。これは上流端での非平衡給砂の影響は、下流地形に影響を及ぼすことを表している。一方で、**bedload sheets** は砂州内部で完全に消失したため、その下流に位置する砂州は規則的な形状を有していた。つまり **bedload sheets** による砂州への影響は水路全体には伝播していない。これは、砂州構造のサイズは **bedload sheets** の構造の2オーダー程度大きいためであり、砂州内部を進行する過程で **bedload sheets** が分散してしまうからである。まとめると、交互砂州のようなより大規模な地形が支配的な河川においては、上流端での非平衡給砂に起因する **bedload sheets** の影響は限定的となる。

第4章 HBL を越えて進行する分級波が砂州へ与える影響

本研究は限られた条件のみを対象としているため、今後は網羅的にパラメータを変更した検討が必要であると考ええる。加えて、本研究では比較的短期間で起こる上流端条件の変化の影響を対象としており、より長期的かつ大規模な変化がある場合には、砂州に対してより強い影響があると考えられる。このような中、本研究の成果は、河川地形において短期間と長期間のそれぞれ給砂条件変化による影響を区別する上で重要な知見を提供するものと考えている。

参考文献

- An, C., Fu, X., Wang, G., and Parker, G.: Effect of grain sorting on gravel bed river evolution subject to cycled hydrographs: Bed load sheets and breakdown of the hydrograph boundary layer, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 122, 1513–1533, <https://doi.org/10.1002/2016JF003994>, 2017.
- An, C., Moodie, A. J., Ma, H., Fu, X., Zhang, Y., Naito, K., and Parker, G.: Morphodynamic model of the lower Yellow River: flux or entrainment form for sediment mass conservation?, *Earth Surf. Dynam.*, 6, 989–1010, <https://doi.org/10.5194/esurf-6-989-2018>, 2018.
- Andrews, E. D.: Downstream effects of Flaming Gorge Reservoir on the Green River, Colorado and Utah, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, 1012–1023, [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1986\)97%3C1012:DEOFGR%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1986)97%3C1012:DEOFGR%3E2.0.CO;2), 1986.
- Ashida, K., Egashira, S., Liu, B. and Umemoto, M.: Sorting and Bed Topography in Meander Channels, *Annals of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University*, 33, B-2, 261–279, 1990. (in Japanese)
- Bankert, A. R. and Nelson, P. A.: Alternate bar dynamics in response to increases and decreases of sediment supply, *Sedimentology*, 65, 702–720, <https://doi.org/10.1111/sed.12399>, 2018.
- Benda, L., Miller, D., Bigelow, P., and Andras, K.: Effects of post-wildfire erosion on channel environments, Boise River, Idaho, *Forest Ecology and Management*, 178, 105–119, [https://doi.org/10.1016/S0378-1127\(03\)00056-2](https://doi.org/10.1016/S0378-1127(03)00056-2), 2003.
- Blum, M. D. and Roberts, H. H.: Drowning of the Mississippi Delta due to insufficient sediment supply and global sea-level rise, *Nature Geosci.*, 2, 488–491, <https://doi.org/10.1038/ngeo553>, 2009.
- Bombar, G., Elçi, Ş., Tayfur, G., Güney, M. Ş., and Bor, A.: Experimental and Numerical Investigation of Bed-Load Transport under Unsteady Flows, *J. Hydraul. Eng.*, 137, 1276–1282, [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HY.1943-7900.0000412](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0000412), 2011.
- Buraas, E. M., Renshaw, C. E., Magilligan, F. J., and Dade, W. B.: Impact of reach geometry on stream channel sensitivity to extreme floods, *Earth Surf. Process. Landforms*, 39, 1778–1789, <https://doi.org/10.1002/esp.3562>, 2014.
- Colombini, M., Seminara, G., and Tubino, M.: Finite-amplitude alternate bars, *J. Fluid Mech.*, 181, 213, <https://doi.org/10.1017/S0022112087002064>, 1987.

- Dai, H., Iwasaki, T., and Shimizu, Y.: Effect of Sediment Supply on Morphodynamics of Free Alternate Bars: Insights from Hydrograph Boundary Layer, *Water*, 13, 3437, <https://doi.org/10.3390/w13233437>, 2021.
- Dietrich, W. E., Kirchner, J. W., Ikeda, H., and Iseya, F.: Sediment supply and the development of the coarse surface layer in gravel-bedded rivers, *Nature*, 340, 215–217, <https://doi.org/10.1038/340215a0>, 1989.
- Facchini, M., Vetsch, D. F., Boes, R. M., and Siviglia, A.: Modeling the morphological response of gravel-bed rivers subject to repeated sediment bypass tunnel operations, *Front. Earth Sci.*, 12, 1357759, <https://doi.org/10.3389/feart.2024.1357759>, 2024.
- Engelund, F.: Flow and Bed Topography in Channel Bends, *J. Hydr. Div.*, 100, 1631–1648, <https://doi.org/10.1061/JYCEAJ.0004109>, 1974.
- Exner F M.: Über die wechselwirkung zwischen wasser und geschiebe in flüssen, *Akad. Wiss. Wien Math. Naturwiss. Klasse*, 134(2a), 165–204, 1925.
- Fields, J., Renshaw, C., Magilligan, F., Dethier, E., and Rossi, R.: A mechanistic understanding of channel evolution following dam removal, *Geomorphology*, 395, 107971, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107971>, 2021.
- Federici, B. and Seminara, G.: On the convective nature of bar instability, *J. Fluid Mech.*, 487, 125–145, <https://doi.org/10.1017/S0022112003004737>, 2003.
- Gaeuman, D., Schmidt, J. C., and Wilcock, P. R.: Complex channel responses to changes in stream flow and sediment supply on the lower Duchesne River, Utah, *Geomorphology*, 64, 185–206, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.06.007>, 2005.
- Gaeuman, D.: High-flow Gravel Injection for Constructing Designed In-channel Features: High-flow Gravel Injection, *River Res. Applic.*, 30, 685–706, <https://doi.org/10.1002/rra.2662>, 2014.
- Grossmann, A. and Morlet, J.: Decomposition of Hardy Functions into Square Integrable Wavelets of Constant Shape, *SIAM J. Math. Anal.*, 15, 723–736, <https://doi.org/10.1137/0515056>, 1984.
- Gunsolus, E. H. and Binns, A. D.: Effect of morphologic and hydraulic factors on hysteresis of sediment transport rates in alluvial streams, *River Research & Apps*, 34, 183–192, <https://doi.org/10.1002/rra.3184>, 2018.
- Harada, D., Nagumo, N., Nakamura, Y., Egashira, S., and International Centre for Water Hazard and Risk Management (ICHARM) under the Auspices of UNESCO, Public Works Research Institute (PWRI): Characteristics of Flood Flow with Active Sediment Transport in the Sozu River Flood Hazards at the Severe Rainfall Event in July 2018, *JDR*, 14, 886–893, <https://doi.org/10.20965/jdr.2019.p0886>, 2019.
- Harada, D. and Egashira, S.: Method to evaluate large-wood behavior in terms of the convection

- equation associated with sediment erosion and deposition, *Earth Surf. Dynam.*, 11, 1183–1197, <https://doi.org/10.5194/esurf-11-1183-2023>, 2023.
- 長谷川和義：沖積蛇行の平面および河床形状と流れに関する水理学的研究，北海道大学学位論文，1984.
- Hassan, M. A. and Church, M.: Sensitivity of bed load transport in Harris Creek: Seasonal and spatial variation over a cobble-gravel bar, *Water Resources Research*, 37, 813–825, <https://doi.org/10.1029/2000WR900346>, 2001.
- Hassan, M. A., Egozi, R., and Parker, G.: Experiments on the effect of hydrograph characteristics on vertical grain sorting in gravel bed rivers, *Water Resources Research*, 42, 2005WR004707, <https://doi.org/10.1029/2005WR004707>, 2006.
- Hassan, M. A., Parker, G., Hassan, Y., An, C., Fu, X., and Venditti, J. G.: The roles of geometry and viscosity in the mobilization of coarse sediment by finer sediment, *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 121, e2409436121, <https://doi.org/10.1073/pnas.2409436121>, 2024.
- Hirano, M.: River-bed degradation with armoring, *Proceedings of the Japan Society of Civil Engineers*, 1971, 55–65, https://doi.org/10.2208/jscej1969.1971.195_55, 1971. (in Japanese)
- Huang, D., Iwasaki, T., Yamada, T., Hiramatsu, Y., Yamaguchi, S., and Shimizu, Y.: Morphodynamic equilibrium of alternate bar dynamics under repeated hydrographs, *Advances in Water Resources*, 175, 104427, <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2023.104427>, 2023.
- Humphries, R., Venditti, J. G., Sklar, L. S., and Wooster, J. K.: Experimental evidence for the effect of hydrographs on sediment pulse dynamics in gravel-bedded rivers, *Water Resources Research*, 48, 2011WR010419, <https://doi.org/10.1029/2011WR010419>, 2012.
- Ikeda, H. and Iseya, F.: Longitudinal sorting process in heterogeneous sediment transportation, *PROCEEDINGS OF THE JAPANESE CONFERENCE ON HYDRAULICS*, 30, 217–222, <https://doi.org/10.2208/prohe1975.30.217>, 1986. (in Japanese)
- Iwasaki, T., Shimizu, Y., and Kimura, I.: Computations of bed deformation and sediment sorting in meander channel using depth-averaged morphodynamic model, *International Journal of River Basin Management*, 9, 237–245, <https://doi.org/10.1080/15715124.2011.597756>, 2011.
- Iwasaki, T., Shimizu, Y., and Kimura, I.: Sensitivity of free bar morphology in rivers to secondary flow modeling: Linear stability analysis and numerical simulation, *Advances in Water Resources*, 92, 57–72, <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2016.03.011>, 2016.
- Iwasaki, T., Nelson, J., Shimizu, Y. and Parker, G.: Numerical simulation of large-scale bed load particle tracer advection-dispersion in rivers with free bars, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 122, 847–874, 2017.
- Kuhnle, R. A. and Southard, J. B.: Bed load transport fluctuations in a gravel bed laboratory channel, *Water Resources Research*, 24, 247–260,

- <https://doi.org/10.1029/WR024i002p00247>, 1988.
- Kyuka, T., Okabe, K., Shimizu, Y., Yamaguchi, S., Hasegawa, K., and Shinjo, K.: Dominating factors influencing rapid meander shift and levee breaches caused by a record-breaking flood in the Otofuke River, Japan, *Journal of Hydro-environment Research*, 31, 76–89, <https://doi.org/10.1016/j.jher.2020.05.003>, 2020.
- Lanzoni, S. and Tubino, M.: Grain sorting and bar instability, *J. Fluid Mech.*, 393, 149–174, <https://doi.org/10.1017/S0022112099005583>, 1999.
- Lee, K. T., Liu, Y., and Cheng, K.: Experimental investigation of bedload transport processes under unsteady flow conditions, *Hydrological Processes*, 18, 2439–2454, <https://doi.org/10.1002/hyp.1473>, 2004.
- Lisle, T. E., Iseya, F., and Ikeda, H.: Response of a Channel with alternate bars to a decrease in supply of mixed-size bed load: A Flume Experiment, *Water Resour. Res.*, 29, 3623–3629, <https://doi.org/10.1029/93WR01673>, 1993.
- Lisle, T. E., Pizzuto, J. E., Ikeda, H., Iseya, F., and Kodama, Y.: Evolution of a sediment wave in an experimental channel, *Water Resources Research*, 33, 1971–1981, <https://doi.org/10.1029/97WR01180>, 1997.
- Lisle, T. E. and Hilton, S.: Fine bed material in pools of natural gravel bed channels, *Water Resources Research*, 35, 1291–1304, <https://doi.org/10.1029/1998WR900088>, 1999.
- Mao, L.: The effect of hydrographs on bed load transport and bed sediment spatial arrangement, *J. Geophys. Res.*, 117, 2012JF002428, <https://doi.org/10.1029/2012JF002428>, 2012.
- Morgan, J. A. and Nelson, P. A.: Experimental investigation of the morphodynamic response of riffles and pools to unsteady flow and increased sediment supply, *Earth Surf Processes Landf.*, 46, 869–886, <https://doi.org/10.1002/esp.5072>, 2021.
- Mörtl, C. and De Cesare, G.: Sediment Augmentation for River Rehabilitation and Management—A Review, *Land*, 10, 1309, <https://doi.org/10.3390/land10121309>, 2021.
- Nelson, J. M., Shimizu, Y., Abe, T., Asahi, K., Gamou, M., Inoue, T., Iwasaki, T., Kakinuma, T., Kawamura, S., Kimura, I., Kyuka, T., McDonald, R. R., Nabi, M., Nakatsugawa, M., Simões, F. R., Takebayashi, H., and Watanabe, Y.: The international river interface cooperative: Public domain flow and morphodynamics software for education and applications, *Advances in Water Resources*, 93, 62–74, <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2015.09.017>, 2016.
- Nelson, P. A., Venditti, J. G., Dietrich, W. E., Kirchner, J. W., Ikeda, H., Iseya, F., and Sklar, L. S.: Response of bed surface patchiness to reductions in sediment supply, *J. Geophys. Res.*, 114, 2008JF001144, <https://doi.org/10.1029/2008JF001144>, 2009.
- Nelson, P. A., Dietrich, W. E., and Venditti, J. G.: Bed topography and the development of forced bed surface patches, *J. Geophys. Res.*, 115, F04024, <https://doi.org/10.1029/2010JF001747>, 2010.

- Nelson, P. A., Brew, A. K., and Morgan, J. A.: Morphodynamic response of a variable-width channel to changes in sediment supply, *Water Resources Research*, 51, 5717–5734, <https://doi.org/10.1002/2014WR016806>, 2015.
- Nelson, P. A. and Morgan, J. A.: Flume experiments on flow and sediment supply controls on gravel bedform dynamics, *Geomorphology*, 323, 98–105, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.09.011>, 2018.
- Nittrouer, J. A. and Viparelli, E.: Sand as a stable and sustainable resource for nourishing the Mississippi River delta, *Nature Geosci*, 7, 350–354, <https://doi.org/10.1038/ngeo2142>, 2014.
- Novak, P. and Nalluri, C.: Sediment Transport in Smooth Fixed Bed Channels, *J. Hydr. Div.*, 101, 1139–1154, <https://doi.org/10.1061/JYCEAJ.0004412>, 1975.
- Parker, G.: Selective Sorting and Abrasion of River Gravel. I: Theory, *J. Hydraul. Eng.*, 117, 131–147, [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1991\)117:2\(131\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1991)117:2(131)), 1991.
- Parker, G., An, C., Lamb, M. P., Garcia, M. H., Dingle, E. H., and Venditti, J. G.: Dimensionless argument: a narrow grain size range near 2 mm plays a special role in river sediment transport and morphodynamics, *Earth Surf. Dynam.*, 12, 367–380, <https://doi.org/10.5194/esurf-12-367-2024>, 2024.
- Peirce, S., Ashmore, P., and Leduc, P.: Evolution of grain size distributions and bed mobility during hydrographs in gravel-bed braided rivers, *Earth Surf Processes Landf*, 44, 304–316, <https://doi.org/10.1002/esp.4511>, 2019.
- Podolak, C. J. P. and Wilcock, P. R.: Experimental study of the response of a gravel streambed to increased sediment supply, *Earth Surf. Process. Landforms*, 38, 1748–1764, <https://doi.org/10.1002/esp.3468>, 2013.
- Recking, A., Frey, P., Paquier, A., and Belleudy, P.: An experimental investigation of mechanisms involved in bed load sheet production and migration, *J. Geophys. Res.*, 114, F03010, <https://doi.org/10.1029/2008JF000990>, 2009.
- Recking, A., Piton, G., Vazquez-Tarrio, D., and Parker, G.: Quantifying the Morphological Print of Bedload Transport: Morphological Print, *Earth Surf. Process. Landforms*, 41, 809–822, <https://doi.org/10.1002/esp.3869>, 2016.
- Schuerch, P., Densmore, A. L., McArdeell, B. W., and Molnar, P.: The influence of landsliding on sediment supply and channel change in a steep mountain catchment, *Geomorphology*, 78, 222–235, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.01.025>, 2006.
- Seminara, G., Colombini, M., and Parker, G.: Nearly pure sorting waves and formation of bedload sheets, *J. Fluid Mech.*, 312, 253–278, <https://doi.org/10.1017/S0022112096001991>, 1996.
- Shimizu Y, Takebayashi H, Inoue T, Hamaki M, Iwasaki T.: iRIC-Software: Nays2DH solver manual. Available at: <https://i-ric.org/en/> [Accessed 15 November 2024], 2014.

- Shimizu, Y., Nelson, J., Arnez Ferrel, K., Asahi, K., Giri, S., Inoue, T., Iwasaki, T., Jang, C., Kang, T., Kimura, I., Kyuka, T., Mishra, J., Nabi, M., Patsinghasanee, S., and Yamaguchi, S.: Advances in computational morphodynamics using the International River Interface Cooperative (iRIC) software, *Earth Surf Processes Landf*, 45, 11–37, <https://doi.org/10.1002/esp.4653>, 2020.
- Stecca, G., Siviglia, A., and Blom, A.: Mathematical analysis of the Saint- Venant- Hirano model for mixed-sediment morphodynamics, *Water Resources Research*, 50, 7563–7589, <https://doi.org/10.1002/2014WR015251>, 2014.
- Trenberth, K.: Changes in precipitation with climate change, *Clim. Res.*, 47, 123–138, <https://doi.org/10.3354/cr00953>, 2011.
- Tubino, M.: Growth of alternate bars in unsteady flow, *Water Resources Research*, 27, 37–52, <https://doi.org/10.1029/90WR01699>, 1991.
- Venditti, J. G., Nelson, P. A., & Dietrich, W. E.: The domain of bedload sheets. *Marine Sandwave and River Dune Dynamics*, 3, 315–321, 2008.
- Venditti, J. G., Dietrich, W. E., Nelson, P. A., Wydzga, M. A., Fadde, J., and Sklar, L.: Effect of sediment pulse grain size on sediment transport rates and bed mobility in gravel bed rivers, *J. Geophys. Res.*, 115, 2009JF001418, <https://doi.org/10.1029/2009JF001418>, 2010a.
- Venditti, J. G., Dietrich, W. E., Nelson, P. A., Wydzga, M. A., Fadde, J., and Sklar, L.: Mobilization of coarse surface layers in gravel-bedded rivers by finer gravel bed load, *Water Resources Research*, 46, 2009WR008329, <https://doi.org/10.1029/2009WR008329>, 2010b.
- Venditti, J. G., Nelson, P. A., Minear, J. T., Wooster, J., and Dietrich, W. E.: Alternate bar response to sediment supply termination, *J. Geophys. Res.*, 117, 2011JF002254, <https://doi.org/10.1029/2011JF002254>, 2012.
- Wang, L., Cuthbertson, A., Pender, G., and Zhong, D.: Bed Load Sediment Transport and Morphological Evolution in a Degrading Uniform Sediment Channel Under Unsteady Flow Hydrographs, *Water Resources Research*, 55, 5431–5452, <https://doi.org/10.1029/2018WR024413>, 2019.
- Waters, K. A. and Curran, J. C.: Linking bed morphology changes of two sediment mixtures to sediment transport predictions in unsteady flows, *Water Resources Research*, 51, 2724–2741, <https://doi.org/10.1002/2014WR016083>, 2015.
- White, D. C., Morrison, R. R., and Nelson, P. A.: Experimental Observations of Floodplain Vegetation, Bedforms, and Sediment Transport Interactions in a Meandering Channel, *JGR Earth Surface*, 128, e2023JF007136, <https://doi.org/10.1029/2023JF007136>, 2023.
- Whiting, P. J., Dietrich, W. E., Leopold, L. B., Drake, T. G., and Shreve, R. L.: Bedload sheets in heterogeneous sediment, *Geol*, 16, 105, [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)016<0105:BSIHS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016<0105:BSIHS>2.3.CO;2), 1988.

- Wilcock, P. R.: Two-Fraction Model of Initial Sediment Motion in Gravel-Bed Rivers, *Science*, 280, 410–412, <https://doi.org/10.1126/science.280.5362.410>, 1998.
- Wilcock, P. R., Kenworthy, S. T., and Crowe, J. C.: Experimental study of the transport of mixed sand and gravel, *Water Resources Research*, 37, 3349–3358, <https://doi.org/10.1029/2001WR000683>, 2001.
- Wilcock, P. R. and Crowe, J. C.: Surface-based Transport Model for Mixed-Size Sediment, *J. Hydraul. Eng.*, 129, 120–128, [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(2003\)129:2\(120\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(2003)129:2(120)), 2003.
- Wong, M. and Parker, G.: One-dimensional modeling of bed evolution in a gravel bed river subject to a cycled flood hydrograph: BED EVOLUTION WITH FLOOD HYDROGRAPH, *J. Geophys. Res.*, 111, n/a-n/a, <https://doi.org/10.1029/2006JF000478>, 2006.
- Zinger, J. A., Rhoads, B. L., and Best, J. L.: Extreme sediment pulses generated by bend cutoffs along a large meandering river, *Nature Geosci*, 4, 675–678, <https://doi.org/10.1038/ngeo1260>, 2011.

5. 結論

本研究は、外力変化に敏感な礫河川を対象に、短期間で起こる流量・土砂供給条件の変化が河道に与える影響とその影響が伝わる範囲に着目してきた。近年、地形変化を伴う水害が発生しやすいことが明らかになってきている **knickpoint**（勾配や川幅が急変する箇所）に焦点を絞り、**knickpoint** で起こる河床変動メカニズムにおける砂州の役割を解明した後に、短期的な流量パターンの違いが出水時の地形変動に与える影響の把握を行った。さらに、長期的な視点から見て平衡状態が維持された水路を対象に、上流での短期的な非平衡土砂供給が、交互砂州が発達した下流地形へ与える影響、およびその伝播過程を明らかにした。以下に各章での検討から得られた知見を以下に示す。

1 章では、本研究の背景・目的を述べるとともに、本研究の内容との要約と構成について記述した。

2 章では、河床変動は動的平衡状態を満たす方向に起こるとのコンセプトの下で、出水時に大規模な河床・河道変動が生じやすい勾配や川幅が急変する箇所 (**knickpoint**) における河床変動特性を明らかにすることを目的とした二次元河床変動計算を実施した。この結果、砂州や蛇行といった平面形状は、動的平衡時の河床の縦断形状に大きく影響を及ぼすことが明らかになった。これは、砂州によって流れが局所的に集中することで、同じ条件下の平坦床時よりも土砂流下能力が高くなるからである。さらに、流量が少ないほど流れの集中が顕著になるため、砂州による土砂流下能力の増加効果が強く表れる。このように本章では、**knickpoint** での河床変動特性や動的平衡形状を検討する際に、砂州や蛇行といった平面形状の影響について考慮する必要があることを示した。

3 章では、**knickpoint** を有する実際の河川（北海道十勝川水系ペケレベツ川）を対象に、出水時に発生しうるハイドログラフを複数ケース与えて、ピーク流量やハイドログラフ形状が流路形態および河岸侵食に与える影響について検討した。本研究では、二次元河床変動計算モデルを用いてこれらの検討を行っている。この結果、河岸侵食量を決定するパラメータは **knickpoint** の上流と下流で異なっていた。土砂堆積傾向が顕著な上流側では総流量が支配的なパラメータであったのに対し、巨視的に見て堆積量と侵食量が釣り合っていた下流側ではピーク流量が支配的なパラメータとなった。つまり、**knickpoint** を対象に河岸侵食特性を検討する際には、その場の土砂輸送状態を考慮する必要がある。また、出水中に **Chute cut-off**（蛇行内岸をショートカットする流れ）が形成される場合、複数のピークを有するハイドログラフにおいては、ピークの訪れる順番も重要なパラメータとなる。これは、**Chute cut-off** をはじめとした各流路形態が形成されるタイミングを考慮する必要性を示すものである。

4 章では、3 章で取り扱ったような短期的な流量・土砂供給条件の変化による影響が

第5章 結論

下流に伝わる過程およびその影響範囲に着目し、混合粒径を考慮した二次元河床変動計算を実施した。非平衡給砂の影響が及ぶ範囲は、均一粒径条件においては Hydrograph Boundary Layer（以下 HBL）と呼ばれる限定的な区間にとどまることが知られている。一方、混合粒径条件下では HBL を越えて **bedload sheets** が進行するため、HBL より下流の河床にまで外力変化の影響が到達し得ることが知られている。本研究は、これまで一次的に取り扱われてきた既往研究を二次元に拡張することで、HBL より下流に位置する砂州への影響に関して検討した。この結果、HBL を越えて進行する **bedload sheets** は、交互砂州動態に影響を及ぼしていた。具体的には、全粒径の輸送性を向上させる **bedload sheets** の到達は、砂州表面の粒径分布に影響を及ぼし、波長をはじめとした砂州の形状特性を不規則にすることが明らかとなった。ただし、**bedload sheets** の構造は砂州構造よりも十分に小さいため、砂州内部を進行する過程で完全に消滅した。本研究では、交互砂州をはじめとした移動性の大規模河床形状が支配的な河川において、非平衡給砂の影響は HBL より下流の砂州動態にまで及ぶものの、その影響範囲は限定的となることを示した。

本研究では、これまで着目されてこなかった **knickpoint** での河床変動特性を明らかにするとともに、砂州のような平面形状が存在する場での外力変化による影響範囲について検討を進めてきた。気候変動が進行することにより外力変化はより一層激しくなるため、今後は河川地形の変化が活発になると予想される。このような中、基礎的な河床変動特性に着目した本研究の知見は、地形変化を伴う水害原因の把握だけでなく、将来的な地形変化予測を踏まえた河道設計・管理に対しても有益なものであると考えている。

謝辞

本研究の遂行にあたり、研究室内外様々な方にお世話になりました。

指導教官である岩崎理樹准教授には、修士のころからご指導いただいていた。研究について何一つわからない私に対して、研究の計画・方向性から数値計算法といった技術的なところまで懇切丁寧に教えていただきました。また、日々の活動の中で、研究者としての姿勢や心がけについても学ばせていただきました。私が修士にまでたどり着けたのは岩崎先生のおかげであると強く感じております。ありがとうございました。今後ともよろしくお願いいたします。

研究室配属当初の指導教官であった清水康行教授（現在：北海学園特任教授）には、研究の面白さややりがいについてユーモアを交えながら教えていただきました。先生が退官された後も、学会や勉強会などでは気にかけてくださいました。清水先生のおかげで研究の道に進む決意ができました。ありがとうございました。

また、学部時代には久加朋子特任准教授（現在：富山県立大学准教授）にもお世話になりました。先生からはフィールドワークのやり方だけでなく、初めての投稿論文の執筆を指導していただきました。ありがとうございました。

広島大学の井上卓也准教授には、進路や海外短期滞在などの様々な点からお世話になりました。ありがとうございました。

研究室の秘書である大波美栄子さんには、度重なる複雑な出張申請の際に大変お世話になりました。ありがとうございました。

博士論文の副査である泉典洋教授、渡部靖憲教授からは、論文の質を高める指摘・助言をいただきました。また、その他の審議委員会の先生方にも大変お世話になりました。ありがとうございました。

博士課程時の研究室の同期（南くん）、たくさんの後輩たち（大河内くん・高橋くん・児玉くん・中根さん・奥山くん・有田くん・大屋くん・樋口くん・馬場くん・宮本くん・島屋さん・浜山さん・大谷くん・三山くん・上原くん・長谷川さん・秋山さん・山口くん）にも大変お世話になりました。ありがとう。

北海道河川財団からは三年間の生活費の支援をいただきました。また、北海道大学アンビシャス博士人材フェローシップ、北海道大学 EXEX 博士人材フェローシップ、学術振興会特別研究員（DC2）からはそれぞれ一年間の生活費の支援と研究費を支給していただきました。皆様のご支援に心より感謝いたします。

最後に、ここまで就職もせずに、学生生活を続けることを容認してくれた家族には大変感謝しております。ありがとうございました。

水圏防災・環境研究室
田鍋 颯一