

博士論文

高時空間解像度河川情報を用いた河川流域シミュレーションの高度化  
(Advanced river basin simulation using high spatiotemporal resolution river information)

2024年3月

大 中 臨

山口大学大学院創成科学研究科

## 目 次

第1章 序論	1
1.1 研究背景	1
1.2 目的	5
1.3 本論文の構成	5
【参考文献】	7
第2章 近年の豪雨災害調査研究に見られる河川シミュレーションの課題	9
2.1 概説	9
2.2 近年の大規模豪雨災害に対する知見と課題	9
2.2.1 平成30年7月豪雨	9
2.2.1 令和元年東日本台風	11
2.2.2 令和2年7月豪雨	14
2.2.3 将来気候を踏まえた水災害対策の現状	18
2.3 各課題の整理と本研究の新規性	19
2.4 第2章のまとめ	20
【参考文献】	21
第3章 UAVリモートセンシングを用いた河川情報モニタリング手法の開発と適用	23
3.1 概説	23
3.2 UAVを用いた水面下を含む河道地形モニタリング手法の開発	23
3.2.1 緒論	23
3.2.2 UAVを用いた水面下の写真測量手法の概要	23
3.2.3 宍道湖におけるUAV写真測量を用いた浅水域における地形モニタリング	24
3.2.4 佐波川におけるUAVを用いた河床形状モニタリング	29
3.2.5 まとめ	39
3.3 水上・空中両用UAVを用いた粒度分布把握手法の開発と適用	39
3.3.1 緒論	39
3.3.2 現地調査	40
3.3.3 SPD4の適用限界（水深）に関する検討	42
3.3.4 SPD4による粒度分布推定手法の検討	43
3.3.4 まとめ	46
3.4 第3章のまとめ	46
【参考文献】	48
第4章 衛星リモートセンシングを用いた河川内地被分類手法の開発と適用	50
4.1 概説	50
4.2 NDVI・決定木・深層学習を用いた地被分類手法の開発と比較	50
4.2.1 緒論	50
4.2.2 衛星リモートセンシングに関する既往研究と目的	50
4.2.3 解析方法	51
4.2.4 解析結果	56
4.3 第4章のまとめ	61

【参考文献】	63
第5章 高時空間解像度河川情報が河川流域シミュレーションの精度に及ぼす影響の検討	64
5.1 概説	64
5.2 実河川における高時空間解像度の河川情報の収集	64
5.2.1 佐波川旧金波堰区間の河床形状の経時変化	64
5.2.2 直轄区間全域の河床形状の把握	72
5.2.3 まとめ	78
5.3 高時空間解像度河川情報が河床変動シミュレーションの精度に及ぼす影響の検討	78
5.3.1 緒論	78
5.3.2 初期条件として与える地形の縦断方向の解像度が河床変動シミュレーションの精度に及ぼす影響の検討	79
5.3.3 初期条件として与える粒度分布の解像度が河床変動シミュレーションの精度に及ぼす影響の検討	90
5.3.4 まとめ	98
5.4 高空間解像度の河道断面情報が流出氾濫シミュレーションの精度に及ぼす影響の検討	99
5.4.1 緒論	99
5.4.2 降雨流出氾濫モデルについて	99
5.4.3 解析方法	102
5.4.4 解析結果および考察	105
5.4.5 まとめ	108
5.5 第5章のまとめ	108
【参考文献】	109
第6章 佐波川流域を対象とした高時空間解像度河川情報を用いた将来気候の影響予測	111
6.1 概説	111
6.2 将来気候が佐波川流域の流出氾濫に及ぼす影響予測	111
6.2.1 将来気候シナリオについて	111
6.2.2 解析方法	112
6.2.3 解析結果	117
6.3 河道整備および森林整備による将来気候の水害リスクの低減効果の検討	125
6.3.1 河道整備が将来気候の水害リスクの低減に及ぼす影響予測	125
6.3.2 森林整備が将来気候の水害リスクの低減に及ぼす影響予測	131
6.4 第6章のまとめ	137
【参考文献】	138
第7章 結論	139
7.1 各章の研究成果	139
7.2 今後の展望	141
謝辞	143

## 第1章 序論

### 1.1 研究背景

#### 1.1.1 激甚化する河川災害

1760年代から1830年代にかけて西ヨーロッパで発生した産業革命を契機に人類の産業の発達は一激に進み、人々の生活に多大な恩恵をもたらした。一方で、石油・石炭などの地下資源の大量消費によって炭素循環のバランスが自然本来の状況から大きく崩れ、地球の気温系の平均気温が長期的に上昇し続けている。地球の長期的な気温の上昇は地球温暖化と称され、世界の方々に地球温暖化による影響だと思われる問題が多数発生し、各学会で人類の生活を脅かす様々なシナリオが危惧されているが、その中の一つに災害外力の増加がある。気候変動に関する政府間パネル (IPCC) が発表した第5次報告書によれば、地球温暖化によって、強い熱帯低気圧の活動度の増加が懸念されており<sup>1-1)</sup>、それを支持する多数の研究成果が第5次報告書発表以降にも報告されている<sup>1-2), 1-3), 1-4)</sup>。実際、気象庁が公開している全国のアメダス1300地点における、1時間降水量50mm, 80mmの発生回数<sup>1-5)</sup>をまとめ(図-1.1.1)、1980年から10年間ごとの時間平均を調べると、1980年から1989年、1990年から1999年、2000年から2009年、2010年から2019年それぞれの、50mm/hの雨量の発生回数は、222回、258回、287回、327回、80mm/hの雨量の発生回数は、15回、17回、20回、24回であり、10年平均で両指標とも増加傾向であることが示されている。1時間降水量50mm, 80mmという指標は気象庁の雨の強さの基準で、災害を引き起こす可能性が極めて高い非常に激しい雨もしくは猛烈な雨に分類されているため<sup>1-6)</sup>、その発生回数が年々増加傾向にあることは、災害の激甚化または発生件数が増加することを示唆している。実際に内閣府が公開している気象庁命名の豪雨災害の被害数<sup>1-7)</sup>をまとめたグラフ(図-1.1.2)を見ると、近年は毎年のように豪雨災害が発生しており、特にここ5年間の豪雨災害の被害数を見ると、過去の被害数と比べても群を抜いて高い値が確認されていることが分かる。このように、近年は高強度の雨の発生回数が年々増加傾向にあり、河川災害の被害数も劇的に増加していることが確認できる。

また、今後の降雨量についても、中北・小坂田<sup>1-8)</sup>は、過去事例の解析から得た梅雨豪雨と大気場の関連を基に、高解像度気候モデル出力と「地球温暖化対策に資するメンバー気候予測データベース」(d4PDF)を用いて梅雨豪雨をマルチスケールから解析する事で確度の高い気候変動将来予測を行い、7月上旬及び8月上・中旬において高い有意性をもって梅雨豪雨の発生頻度が増加することや、ほとんど梅雨豪雨が発生していなかった地域において優位に梅雨豪雨の増加が起ることを示している。また、国土交通省<sup>1-9)</sup>は、d4PDF(5km, SI-CAT)及びd4PDF(5km, yamada)の現在気候及び将来気候の計算結果を用いて、DAD解析(ピーク流量の推定などに重要な要素となる流域平均雨量(depth)の最大値の、流域面積(area)や継続時間(duration)に対する特性を定量的に調べる方法)により6つのSST(海面の水温上昇)パターン別に降雨継続時間及び雨域面積毎の降雨量を算出し、当該結果を用いて降雨量・流量の変化倍率と洪水発生頻度の変化を導出している。その結果、全球平均気温が産業革命以降2°C上昇した未来の気候状態では、上昇しない場合と比べて降雨量は1.1倍、流量は約1.2倍、洪水発生頻度は約2倍増加することが示されている。また、原田ら<sup>1-10)</sup>は長良川流域を対象にd4PDFを用いた洪水頻度解析を行い、産業革命以前から平均気温が4度上昇した場合、長良川忠節地点における洪水ピーク流量は最大で33%程度増加し、河川整備計画目標流量8100m<sup>3</sup>/sが生起する確率は、100年以上に1回の頻度が30年に1回にまで増加することを示している。以上述べたように、既存する観測データから既に豪雨災害による被害が激甚化していることが示されているが、今後ますます未曾有の豪雨災害が発生することが非常に高い確信を持って言及されている。

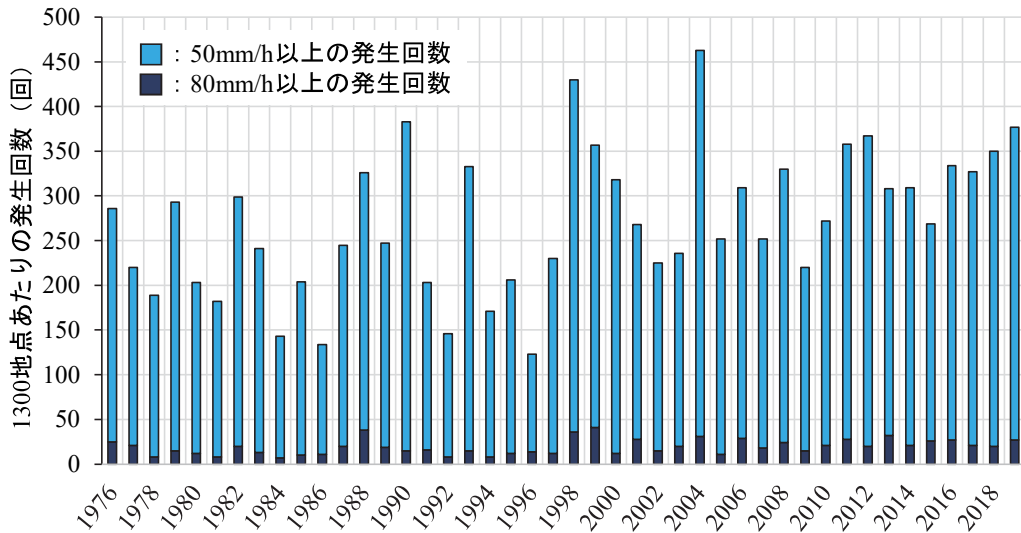


図-1.1.1 全国アメダス 1300 地点における豪雨の発生回数の時系列

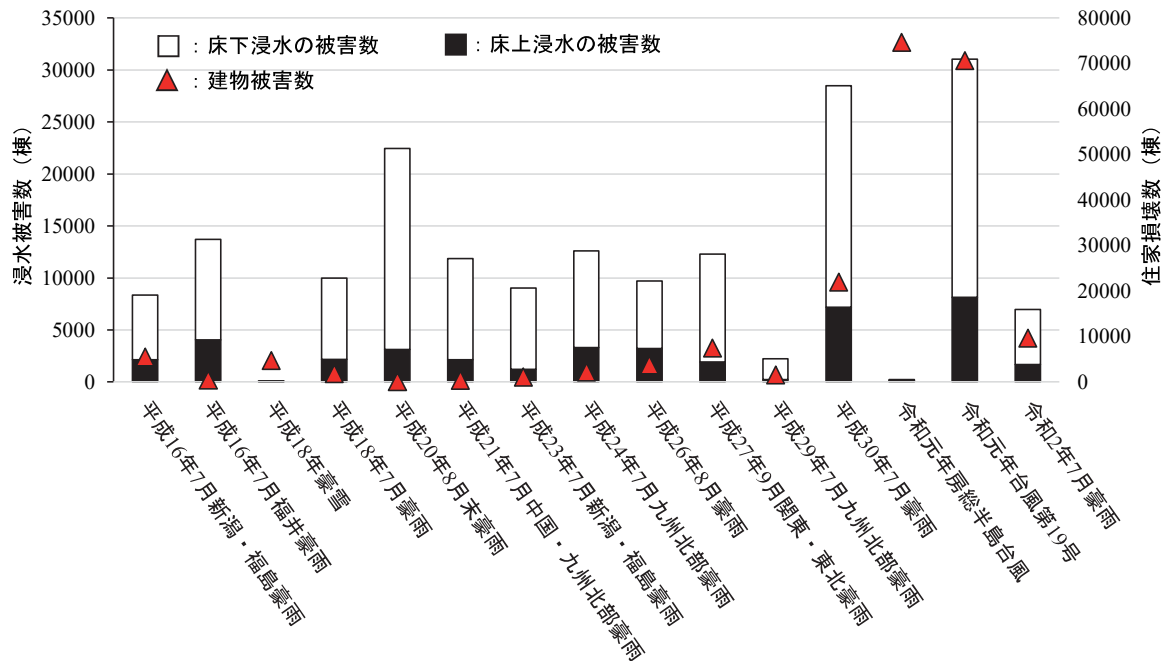


図-1.1.2 過去 20 年における気象庁命名風水害の被害数

### 1.1.2 河川地形測量へのリモートセンシング技術の適用

河川地形情報は河川管理の基盤となる情報であり、従来から3～5年の頻度で河川定期縦横断測量<sup>1-11)</sup>によって縦断図や横断図が把握されてきた。当該手法は、200m間隔で設置された距離杭を対象にレベル等の測量機器を据え付けて横断面を計測する手法であり、計測技術と表記基準との均衡が図られるような手順が確立されている。しかし、災害時のような変状が大きい場合に機動的な復旧対策には適さない測量手法であった。そのような中、リモートセンシング技術を用いた河川地形の把握手法の開発が進められ、例えば航空レーザー測量の成果であるレーザープロファイラ(LP)は平成17年頃から普及しはじめ、面的に解像度の高い河川地形データが入手されるようになり、平成20年には公共測量作業規定にも採用され、平成24年には高精度な数値標高データとして公開された。LPは水中の河川地形は把握できないという問題があったが河川管理の多様な場面での活用を期待する報告書<sup>1-12)</sup>もあり、河川横断測量に代わる、またはより高精度に補間する技術として注目された。また、近年は水中の地形も把握可能なグリーンレーザーを搭載した航

空機によって地形を把握する手法（ALB）の開発が進み、全国の一級河川における河川地形測量に適用されるようになった。実際に当該手法は、平成 23 年から国交省の公募によって適用性が検討され、平成 31 年には航空レーザー測深機を用いた公共測量マニュアル<sup>1-13)</sup>が公開されている。また、航空機とレーザーによる河川地形把握手法のみならず、近年は UAV (Unmanned Aerial Vehicle) や光学衛星などのリモートセンシング技術を用いた観測技術が発展しており、河川の地形測量や地被分類にも適用されている。例えば、UAV を用いた測量では、UAV によって撮影された空撮画像から、SfM (Structure from Motion) -MVS (Multi-View Stereo) を実装したソフトウェアによって地形モニタリングを行うことができ、従来、当該技術は水面下の標高については、光の屈折の影響により実際よりも過小評価してしまう問題点が指摘されていたが<sup>1-14)</sup>、当該問題を補正係数が提唱されており<sup>1-15)</sup>、当該補正係数を使用した場合、水面下把握に適用できる可能性が示されている<sup>1-16)</sup>。また、UAV は従来空中から RGB 画像の撮影を主とした機体が多かったが、マルチスペクトルカメラが搭載された機体や、レーザーを搭載した機体、また水上に浮遊し、水中の画像を撮影できる機体など、様々な用途に活用できる UAV の開発が進んでいる。今後ますます UAV の開発が進み、自動で水深を計測する UAV や植生を伐採する UAV、河川水を採水する UAV など、様々な河川情報の把握に有用な機体が開発される可能性もある。また、光学衛星画像は 1972 年のランドサット 1 号以降、30 年間国土の詳細な様子を撮影し続けているが、近年では解像度が 0.3m のデータを入手できる。また、従来と比較して安価な値段で入手できるようになりつつある他、入手したい時期や領域の衛星画像を検索できるプラットフォームも整備されつつある。既往研究では、衛星画像は主に河川の植生分布や地被分類に適用され、その有用性が示されており<sup>1-17)</sup>、今後ますます発展が期待される。以上のように、UAV、航空機、衛星などのリモートセンシング技術を活用した河川地形や地被の把握手法は従来よりも少ない労力で河川情報を把握する手法として注目され、多くの研究が進められている。これらのリモートセンシング技術は撮影可能な流域スケールとコストが異なり、UAV は広域の撮影が困難であるが高い頻度で撮影できる一方で、衛星は高い頻度での撮影は困難だが流域全体の河川情報を測定できるといった特徴がある。従って、隔年での定期的な流域全体の河川情報の把握には衛星、主要な管理区間の把握には衛星よりも高い頻度で観測のできる航空機によって河川情報を把握し、災害で被災した箇所などの即時性が求められる河川情報の把握には UAV を用いるなど、これらのリモートセンシング技術の特性を考慮しつつ、目的に応じて使い分けることで、河川管理に有用な高時空間解像度の河川データが得られると考えられる。

### 1.1.3 治水計画に対する数値シミュレーションの有用性と課題

河川工学の役割のひとつが、「洪水による水および土砂の氾濫から人類の生命と財産を守る方法を明らかにすること」であり<sup>1-18)</sup>、古くから世界において河川工学に係る技術者・研究者は河川災害に対して数々の研究を行ってきた。河川工学を支える基礎学問が水理学であり、我が国では水理学の重要性が早い時期から認識され、体系化が図られている<sup>1-19)</sup>。水理学の大きな特徴は、少数の基礎法則から導かれ構築される論理体系であることと言える。水の運動を支配するのは大きく運動量保存則と質量保存則の 2 つであり、これらを記述する方程式を用いて水の流れや水と共に流下する物質の動きを予測する手法を多くの研究者がまとめ、河道計画の設定に用いている<sup>1-20)</sup>。また、解析手法も目的に応じて整理されており<sup>1-21)</sup>、従来は河道の流れを縦断方向に一次的にとらえ、横断面内の水理量を断面平均流速や径深などの平均量で代表させて、その縦断方向の変化を計算する次元解析が主流であったが、計算技術の発展に伴い、解析する次元数も拡張され、水深方向に平均した水理量を対象として水理量の平面分布を算定する二次元解析や、流水中の任意の位置における水理量を対象として、その平面及び水深方向の分布を算定する三次元解析へと発展している。特に三次元解析は非静水圧分布となる流れ場にも適用できるため、局所的な流れや湾曲部において 2 次流が発生する流れなどで高い再現性が得られる。また流水のみでなく、土

砂に関する基礎的研究も発展し、土砂の挙動を表す様々な方程式も提案されている<sup>1-22),1-23)</sup>。また、局所的な解析だけではなく、流域全体で降雨流出氾濫を予測する手法もある。そのような基礎的な法則を離散化し、数値シミュレーションによって解析するモデルの開発も多々行われている。例えば、福岡ら<sup>1-24)</sup>は一般曲線座標系を採用し、密集市街地における氾濫流の挙動を予測する事の可能な一般性の高い氾濫シミュレーションモデルを構築している。また内田ら<sup>1-25)</sup>は、デカルト座標系で都市構造を表現するための氾濫流解析の構築を行い、デカルト座標系においても街路網などの氾濫域の複雑な地形情報を捉えることができることを明らかにしている。また、竹林らは混合砂を扱う河床変動モデルを開発<sup>1-26)</sup>し、水路実験及び平面二次元河床変動解析の結果に基づいて、給水・給砂の非定常性と植生の繁茂が河床・流路形態の決定機構に与える影響を検討している<sup>1-27)</sup>。さらに、降雨流出解析モデルとして、立川ら<sup>1-28)</sup>は、流域の空間分布情報をモデルに反映させて出水予測の精度を向上させる分布型流出シミュレーションモデルを開発している。河川では多様な物理現象が進行しており、恒常的に水や土砂が流れているが、極めて緩やかに当該物理現象が進行する場合もあれば、洪水が発生した場合のように一瞬で現象が進行し、人的・物的被害の発生させる場合もある。従って、河川で起きた現象に対してリアルタイムにハードな対策を講じることは難しく、事前に河川内で生じる物理現象を予測し、適切な対策を講じることは治水計画の策定を行う上で非常に重要であり、数値シミュレーションはそのような物理現象の再現や予測に有用であると考えられる。

上記のような河川流、河床変動、流出解析に関わる数値シミュレーションでは、目的によって程度は異なるものの、計算によって導出される値の精度を確保することが非常に重要である。しかし、数値シミュレーションの精度を確保する上で課題となる事柄がいくつか存在する。まず、現在の観測技術では、用意できる初期条件および境界条件の時空間解像度に大きな制限があることである。コンピューターを用いた数値シミュレーションで計算できる物理量の時空間領域は有限であり、必ず計算対象には時空間的な境界が存在する。従って、地形や流量など再現・予測したい期間の計算を行うためには、計算に必要な初期条件と境界条件を用意する必要がある。しかし、河川は水の流れる環境で観測そのものが難しく、日常的に定量的な観測を行える場所や期間は限られている。特に地形や粒度分布などは、前項で述べたように、リモートセンシング技術の発展が進んでいるとはいえ、公共測量としての適用はまだ発展途上であり、ALBを用いた航空レーザ測深による地形把握も5年に一回の頻度である。また、数値シミュレーションが方程式を離散化して解いているという手法の特性上、差分法によっては2次精度、3次精度まで考慮できる手法も存在するとはいえ、初期条件から計算が進展するにつれ、実測との誤差も大きくなる可能性は高くなる。そのため、数値シミュレーションを高い精度で実施するためには、時空間的に高い解像度の観測手法の開発が重要である。また、モデルに入力する初期条件や境界条件の種類も重要である。実河川ではそれぞれの物理現象が相互に影響し合いながら河川というシステムを形成しているため、本来物理現象の予測を行う上で考慮する環境要因は多様にある。しかし、当然ではあるが、数値シミュレーションでは入力した物理量しか計算には考慮されない。例えば粒度分布などは河床変動に大きな影響を及ぼすと考えられるが、観測が非常に困難なため河床の粒度分布のデータは少なく、多くの場合一様粒径を想定して計算される。しかし実河川では一様粒径の環境はほとんど存在せず、多種多様な粒度分布で形成されているため、粒度分布を入力することで計算の精度が向上する可能性がある。従って、現在では観測が難しい物理量を簡易に観測する手法を開発することも、数値シミュレーションの精度を高めるために重要であると考えられる。また、そのような実河川の観測データが蓄積されることで、より現象を詳細かつ適切に記述する方程式の導出にも寄与する可能性があることや実現象を説明できる適切な格子解像度を検証できることも重要である。

以上のように、河川工学において、河川観測技術と河川数値シミュレーション技術は、密接な関わりがあり、河川観測技術の高度化に伴い河川数値シミュレーションの精度も向上する可能性

がある。また、高度化された河川数値シミュレーションは、激甚化が予測される将来気候を考慮した治水計画の策定に寄与すると考えられる。

## 1.2 研究目的

本研究では、今後の河川観測技術、河川シミュレーション技術の高度化を目的として、以下の2項目に関して研究を行った。

### (1) リモートセンシング技術を用いた高時空間解像度の河川モニタリング手法の開発

本研究では、リモートセンシング技術を用いて高時空間解像度の河川データを入手する手法を開発することを目的として、島根県の宍道湖や山口県の1級河川である佐波川を対象に UAV リモートセンシング技術を用いた地形および粒度分布モニタリング手法の開発、佐波川と山口県の2級河川である島田川流域を対象に衛星画像による地被分類手法の開発を進める。

UAV リモートセンシング技術を用いた地形モニタリング手法の開発では、既往研究の手法を浅水域や河川内に適用し、河川横断測量やグリーンレーザー測量などの公共測量手法で得られた結果と比較し、精度や適用範囲、モニタリング地点の河床変動の特性を考察する。

UAV リモートセンシング技術を用いた粒度分布モニタリング手法の開発では、既存の空中・水上両用ドローンと UAV 写真測量を組み合わせ、従来、観測が困難であった河道内冠水部における粒度分布の導出を行い、従来手法で導出された手法との比較を行う。

衛星画像による地被分類技術の開発では、光学衛星画像から、NDVI、決定木、深層学習のそれぞれの手法で地被分類を行い、それぞれの精度を検討するとともに分類結果の特徴を考察する。また、佐波川流域のデータを用いて開発した深層学習モデルを島田川流域に適用して精度を検証し、当該モデルの汎用性を検討する。

### (2) 高時空間解像度の河川データによる河川シミュレーションの高度化

本研究では、高時空間解像度の河川データを用いて河川シミュレーションの精度を向上させることを目的として、佐波川を対象とした河床変動解析および降雨流出氾濫解析の高度化を進める。

河床変動解析では、リモートセンシング技術を用いたモニタリング手法によって得られた地形データを元に、植生や地形データなどの河川シミュレーション用の初期条件を作成し、実際の河床変動の再現計算を行う。また、初期条件として入力する地形の空間解像度と粒度分布の空間解像度を変化させて河床変動計算を実施して実測値との精度を比較し、初期条件として与える地形の空間解像度と粒度分布の空間解像度が河床変動計算の精度にどのような影響を及ぼすのか考察する。また、各条件における河床変動の特徴を考察する。

降雨流出氾濫解析では、航空レーザー測深の結果を元に佐波川の国交省直轄区間における50m間隔の横断線を抽出して、モデルの初期条件として入力し、河道断面を矩形に近似した場合と詳細な河道断面を入れた場合で、降雨流出氾濫解析の精度がどのように異なるか検討する。さらに佐波川流域を対象にキャリブレーションした降雨流出氾濫モデルを用いて将来気候における降雨流出氾濫を行い、将来気候における河道内流量や氾濫状況の現況との差異を検討し、佐波川流域における氾濫リスクの考察を行う。

## 1.3 本論文の構成

本論文は、本章を含め7章で構成されている。各章の繋がりを図-1.3.1に示す。また、各章の内容は、以下に示すとおりである。



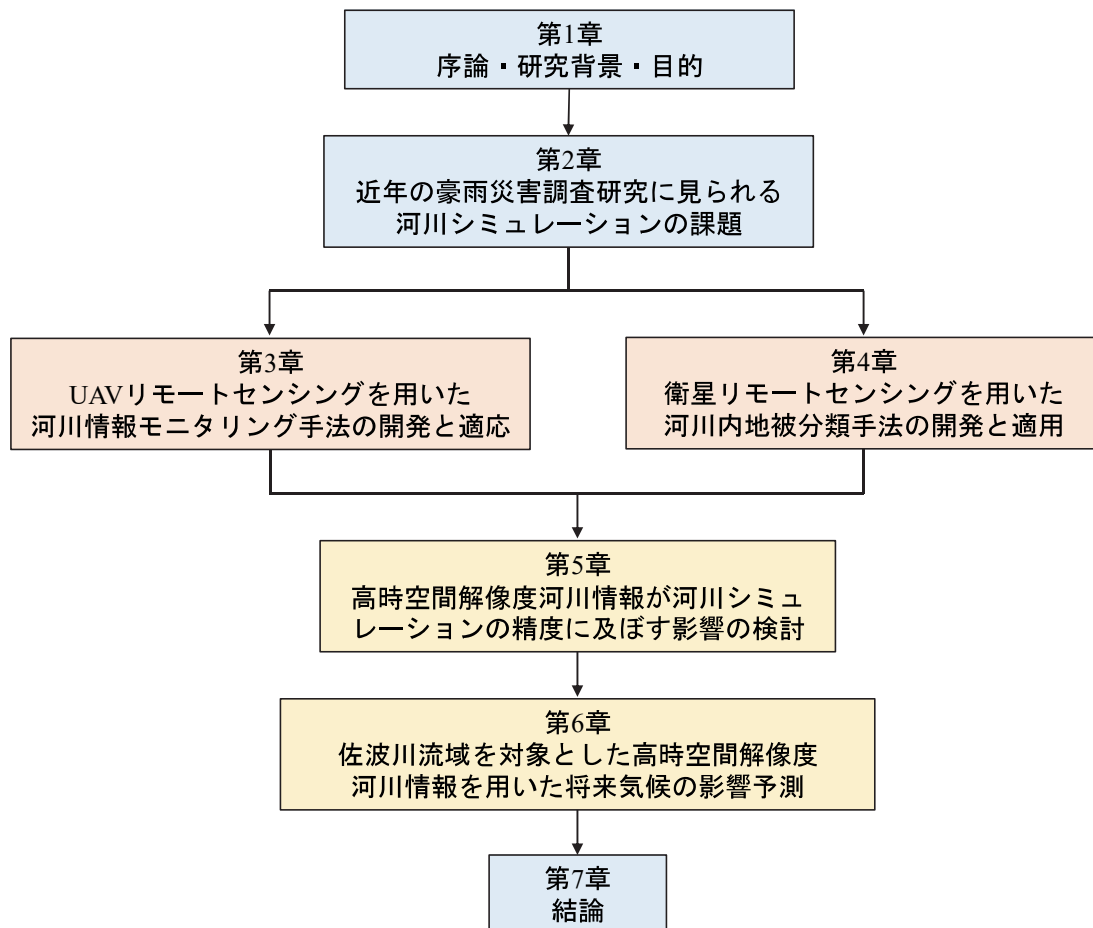


図-1.3.1 本論文の構成

第2章では、近年発生した大規模災害について既往研究を引用し、当該災害調査研究で得られた知見や河川シミュレーションの課題を整理する。

第3章では、UAVリモートセンシング技術を用いた高時空間解像度の河川情報観測手法を開発するため、島根県の宍道湖および山口県の佐波川を対象にUAVリモートセンシング技術を用いた地形観測手法を適用して、地形を入手し、従来手法の結果と比較しその精度を検討する。また、佐波川を対象に、既存の空中・水上両用ドローンとUAV写真測量を組み合わせた粒度分布の観測手法を開発して河川水面下の粒度分布を導出し、その精度を検討する。

第4章では、衛星リモートセンシング技術を用いた河川流域の地被分類手法を開発するため、山口県の佐波川流域および島田川流域を対象にNDVI、決定木、深層学習手法で地被分類を行い、精度を比較する。また、深層学習手法で佐波川流域を対象に作成したモデルを島田川流域に適用して当該モデルの汎用性を確認する。

第5章では、初期条件として与える地形や粒度分布の空間解像度が河床変動シミュレーションの精度に与える影響を検討するため、UAVリモートセンシング技術を用いて観測された実河川の地形データを用いて、河床変動シミュレーションを実施し、その精度を確認する。またそれぞれの地形解像度による河床変動計算結果の特徴を考察する。また、初期条件として与える河道断面の空間解像度の違いが降雨流出氾濫モデルの精度に及ぼす影響を検討するため、佐波川流域を対象に詳細な実河道断面を入力した場合と掘り込み河道を推定した場合とで平成30年7月豪雨の降雨波形を入力した解析を実施し、両ケースの精度を検討する。

第6章では、5章で佐波川流域を対象にキャリブレーションを行った降雨流出氾濫モデルを用いて将来気候における降雨流出氾濫解析を実施して、現在気候との結果と比較し、将来気候における佐波川流域の氾濫リスクの検討を行う。

以上を踏まえ、第7章では各章の結果をまとめ、研究の総論とする。

## 参考文献

- 1-1) IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1268-1271 pp.
- 1-2) R.Bintanja: The impact of Arctic warming on increased rainfall, scientific reports, pp.2,2020.
- 1-3) N.W. Arnell, J.A.Lowe, A.J.Challinor, T.J.Osborn: Global and regional impacts of climate change at different levels of global temperature increase, Climatic Change, pp.379-384, 2019.
- 1-4) Hossein Tabari: Climate change impact on flood and extreme precipitation increases with water availability, scientific reports, pp.6,2020.
- 1-5) 気象庁：大雨や猛暑日など（極端現象）のこれまでの変化，国土交通省気象庁，[https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/extreme/extreme\\_p.html](https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/extreme/extreme_p.html)（2020年8月閲覧）。
- 1-6) 気象庁：雨と風（雨と風の階級表），雨の強さと降り方，2017。
- 1-7) 内閣府政策統括官（防災担当）：災害情報一覧，内閣府，防災情報のページ <http://www.bousai.go.jp/updates/index.html>（2021年1月閲覧）。
- 1-8) 中北栄一・小坂田ゆかり：領域気候モデルと d4PDF を用いた梅雨豪雨の将来変化に関するマルチスケール解析，京都大学防災研究所年報，第 61 号 B，pp.507-532，2018。
- 1-9) 国土交通省：気候変動を踏まえた治水計画のあり方，気候変動を踏まえた治水計画に係る技術検討会，pp.13-15，2019。
- 1-10) 原田守啓，丸谷靖幸，小島利治，松岡大祐，中川友進，川原慎太郎，荒木文明：メンバー気候変動予測データベースを用いた洪水頻度解析による長良川流域の温暖化影響評価，土木学会論文集 B1（水工学）Vol.74，No.4，I\_181-I\_186，2018。
- 1-11) 国土交通省河川局：河川定期縦横断データ作成ガイドライン，2008。
- 1-12) 今井龍一，松井晋，中村圭吾，重高浩一：河川定期横断測量へのレーザプロファイラの適用可能性と今後の展望，土木技術資料 57-7，pp.26-29，2015。
- 1-13) 国土交通省国土地理院：航空レーザ測深機を用いた公共測量マニュアル（案），pp.5，2019。
- 1-14) 渡辺豊，河原能久：UAV を利用した空中写真の河川地形計測への適用性，土木学会論文集 B1（水工学），Vol.72，No.4，I\_1105-I\_1110，2016。
- 1-15) 掛波優作，神野有生，赤松良久，Partama, I. G. Y., 乾隆帝：UAV-SfM 手法を用いた高解像度かつ簡便な河道測量技術の検証，河川技術論文集，Vol.22，pp.79-84，2016。
- 1-16) 神野有生，米原千絵，Partama, I. G. Y., 小室隆，乾隆帝，後藤益滋，赤松良久：UAV と SfM-MVS を用いた河床冠水部の写真測量のための水面補正係数に関する検討，河川技術論文集，Vol.24，pp.19-24，2018。
- 1-17) 小笠原雅人，桑原祐史：衛星画像を用いた那珂川堤外地を対象とした長期バイオマス量変化の推定，土木学会論文集 G（環境），Vol.77，No.5，I\_155-I\_166，2021。
- 1-18) 竹林洋史：河川工学，コロナ社，pp.3，2014。
- 1-19) 日野幹雄：明解水理学，丸善出版株式会社，1983。
- 1-20) 水工学委員会：水理公式集 2018 年版，土木学会，2019。
- 1-21) 国土交通省：河川における洪水流の水理解析，pp.3，2014。
- 1-22) 岩垣雄一：限界掃流力の流体力学的研究，土木学会論文集，第 41 号，pp.1-21. 1956。
- 1-23) 芦田和男・道上正規：移動床流れの抵抗と掃流砂量に関する基礎的研究，土木学会論文集，第 206 号，pp.59-69，1972。
- 1-24) 福岡捷二，川島幹雄，横山洋，水口雅教：密集市街地の氾濫シミュレーションモデルの開発と洪水被害軽減対策の研究，土木学会論文集 No.600，II-44，23-36，1998。

- 1-25) 内田龍彦, 河原能久, 木梨行宏, 伊藤康: デカルト座標系を用いた市街地氾濫流シミュレータの構築と竹原市の高潮氾濫への適用, 水工学論文集, 第 51 卷, pp.517-522, 2007.
- 1-26) 竹林洋史, 江頭進治: 混合砂河床における砂州の動態, 水工学論文集, 第 45 卷, pp.727-732, 2001.
- 1-27) 竹林洋史, 江頭進治, 岡部健士, 寺岡充夫: 給水・給砂の非定常性と植生の繁茂を考慮した砂州及び流路の形成水理条件, 水工学論文集, 第 50 卷, pp.973-978, 2006.
- 1-28) 立川康人, 長谷言, 寶馨: 分布型洪水流出モデルにおける空間分布入力情報の有効性の評価, 京都大学防災研究所年報, 第 46 号, B-2, 2003.

## 第2章 近年の豪雨災害調査研究に見られる河川シミュレーションの課題

### 2.1 概説

第1章でも述べた通り、近年は災害を引き起こす可能性が極めて高い、1時間降水量50mmや80mmの雨量の発生回数が10年平均でも増加傾向にあり、実際に豪雨災害の被害数も増加している。また、IPCCによる第6次報告<sup>2-1)</sup>では、人間の影響が大気、海洋及び陸域を温暖化させてきたことには疑う余地がないと明記されており、そのような地球温暖化による気候変動の将来予測を行った研究<sup>例えば 2-2), 2-3)</sup>では、今後地球温暖化の進行とともにますます未曾有の豪雨災害が発生することが非常に高い確信を持って言及されている。実際に、我が国においては、平成30年、令和元年、令和2年と3年連続で大規模な浸水被害を起こした自然現象が発生した。これらは、気象庁によって、被害の規模が総合的に見て大きなもの、社会的な関心や影響の高いものとしてまとめられている災害をもたらした気象事例<sup>2-4)</sup>としてまとめられており、それぞれ「平成30年7月豪雨」、「令和元年東日本台風」、「令和2年7月豪雨」と命名されている。当該災害については多くの研究者がその実態解明に取り組み、論文としてまとめている。また著者らも、それぞれの災害において、現地調査と数値シミュレーションを実施し、いくつかの知見と課題を得た。本章では、近年の豪雨災害に関する知見や対策のための課題を整理することを目的として、著者らが行った研究と各災害に関する既往の論文から各豪雨災害の特徴や各豪雨災害に関する知見、対策のための課題を集約した。

### 2.2 近年の大規模豪雨災害に対する知見と課題

#### 2.2.1 平成30年7月豪雨

平成30年7月豪雨は、停滞した梅雨前線と台風7号の影響により、2018年6月28日から7月8日にかけて西日本から東海地方を中心に全国的に広い範囲で発生した記録的な大雨である<sup>2-5)</sup>。2019年4月当時、気象庁で公開されている全国1297箇所のアメダスの観測値を調べると、平成30年7月豪雨での最大72時間雨量が過去最高値となっている箇所が137箇所と当時で最も多いことが明らかとなった。これは、当該災害が発生する以前の最高値である平成18年7月豪雨の89箇所を大きく上回る数であり、平成30年7月豪雨が前例の無いほど長時間・広範囲におよぶ豪雨であったことが分かる。この大雨によって死者237名、行方不明者8名、負傷者433名の人的被害と全壊6767棟、半壊11243棟、一部破損3991棟、床上浸水7173棟、床下浸水21296棟の住家被害が発生し、当該被害は1道2府30県に及んだ。

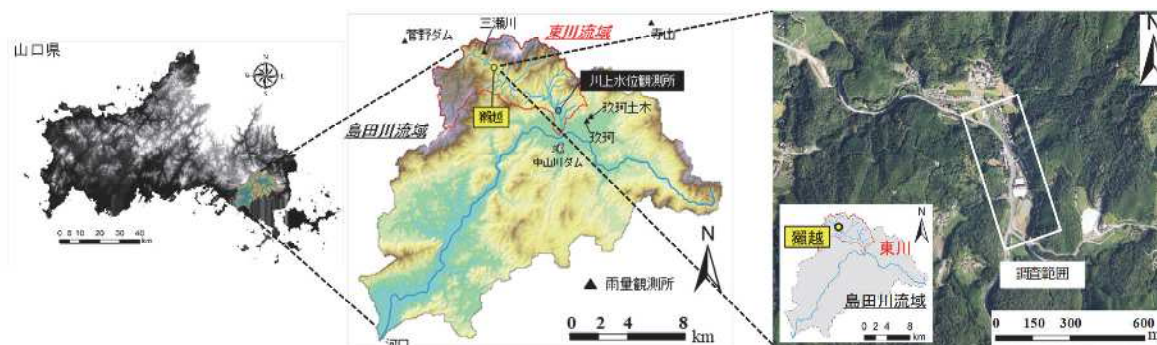
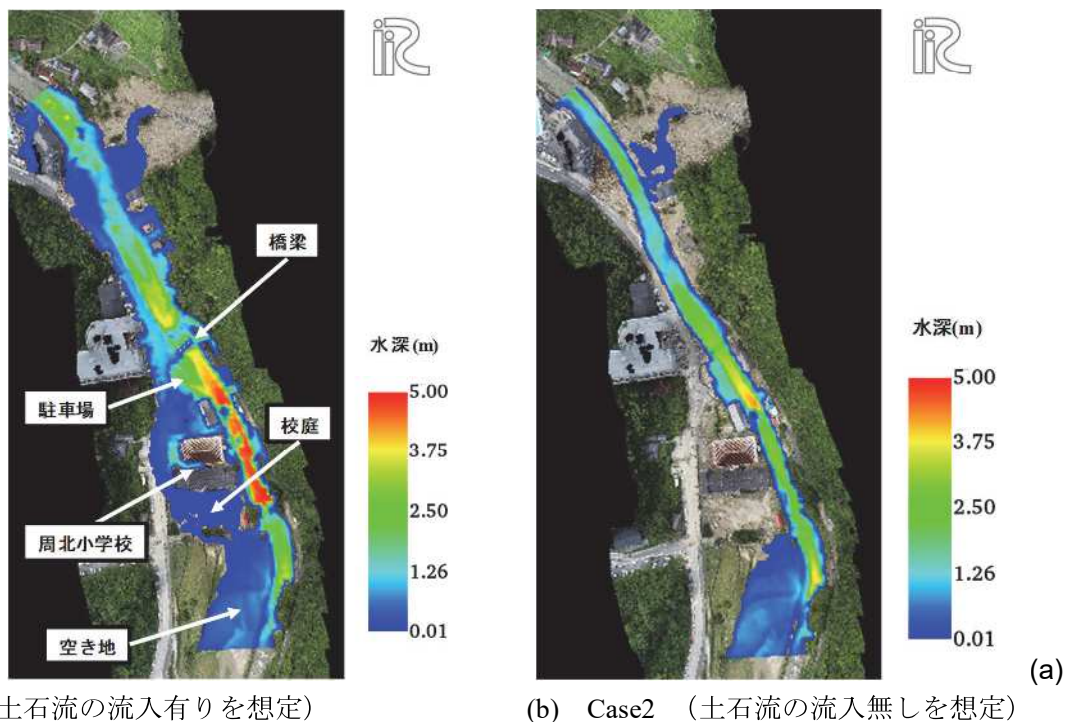


図-2.2.1 瀬越地区の位置および調査範囲



図-2.2.2 被災地周辺のオルソ画像および被災状況



Case1 (土石流の流入有りを想定)

(b) Case2 (土石流の流入無しを想定)

図-2.2.3 氾濫解析から得られたピーク時の水深コンター

当該災害は、多くの土石流、土砂・洪水氾濫や、洪水氾濫を引き起こした。著者ら<sup>2-6)</sup>は、当該災害によって土石流と洪水氾濫の複合災害が発生した、山口県岩国市瀬越地区を対象として踏査および UAV を用いた現地調査を実施するとともに、土石流シミュレーションと降雨流出氾濫シミュレーションを実施した。図-2.2.1 に現地調査域を、図-2.2.2 に被災地周辺のオルソ画像および被災状況を示す。当該災害地点の現地調査時、河道内には土砂や流木が堆積しており、橋脚には大量の流木が挟まっていた。また、道路部には流れによって運ばれたと考えられる土砂や木の破片などが堆積していた。これらの現地の様子から、大量の流木が河道内に供給された後、それらの流木が下流の橋脚に挟まることで、流木がダムとなり道路部に迂回流が発生したことが分かる。

また、図-2.2.3 は災害直後に得られた地形を土石流の流入があった場合 (Case1), 災害後に土砂が撤去された後に得られた地形を土石流の流入が無かった場合 (Case2) として、氾濫シミュレーションを実施した結果である。当該結果より、瀬越地区で発生した河川氾濫は土石流によって運ばれた土砂・流木が河川に流入したことによる河床の著しい増加と、橋梁に流木などが挟まったことによる流水の阻害によって引き起こされ、土石流の発生がなければ河川氾濫は発生しなかったことが明らかとなった。同災害を対象に行われた研究論文はいくつかあり、前野ら<sup>2-7)</sup>は、当該災害で堤防決壊や浸水被害が発生した倉敷市真備地区にて、現地調査および聞き取り調査と包括型氾濫解析モデルによる解析を実施し、当該地域で発生した浸水範囲や浸水深は、ハザードマップとよく一致していることを示している。また、中央防災会議のワーキンググループの提言<sup>2-8)</sup>から、住民は自らの命を守るために、普段から自分が住んでいる地域の災害リスクや避難行動についてハザードマップなどを活用して把握しておくことが重要であると述べている。当該見解は他の論文でも共通の認識がみられ、牛山ら<sup>2-9)</sup>のまとめた「平成 30 年 7 月豪雨災害による人的被害の特徴」では、当該災害の人的被害について 1999 年以降の豪雨災害による犠牲者の傾向と比較し、「洪水」、「河川」犠牲者は 6 割が浸水想定区域付近で発生し、この比率は近年の風水害よりかなり高いことを示している。また、倉敷市で被害が発生した場所はすべて浸水想定区域内で浸水規模も想定範囲内であることから、既に整備されている様々な災害情報を活用していくことの重要性を述べている。以上より、洪水による被害生起の頻度を一定以下に抑制する手段を講じるのはもちろん、それぞれの地域に住む住民一人ひとりが自らの命を守るのに有用なツールや情報を提供することも水工学に携わる技術者・研究者の重要な役割であり、今後の防災・減災に当たってはそのような情報の提供方法や精度が大きな役割を担うと思われる。従って、解析による物理現象の再現性を高めることも今後重要な取り組みの一つである。前述の著者らが行った事例研究で特筆すべき点の一つに、近年の高度化された観測技術、解析技術を用いて災害の実態解明が行われたことがある。従来、河道の測量は光波測距儀、テープ、レベル、トランシット、箱尺を使用し、距離と高低差を測量し、横断線ごとに地形を計測するものであったが、当該方法は多大な調査時間や人員、また調査機材を要するため、災害前後の地形計測のような突発的かつ短スパンの調査への対応が難しい。また、横断線ごとの計測であるため、横断線間の地形は補間された値となる。しかし本研究では、UAV を使った写真測量を採用することで、従来よりも低い労力で、面的かつ高解像度な災害前後の地形を入手している。また、当該研究では、2014 年より土木研究所から公開された、流域一体で降雨流出氾濫解析を行うことができる RRI モデル<sup>2-10)</sup>を使用したことで、瀬越地区のような中小河川流域の上流部かつ水位観測所との距離が離れた地点においても、災害時の降雨分布や氾濫状況を加味した詳細な流量時系列が得られている。この様にスケールの異なるモデルを複合的に使用することで、計算の精度が高まった。また、UAV 写真測量で得られた、高解像度かつ、災害時の形状に限りなく近い地形を氾濫シミュレーションの条件として入力することで、格子間隔 1m ほどの高い解像度で解析を実施し、災害時の流況をより詳細に再現できた。上記のように、観測技術や数値解析の高度化、また物理現象のスケールを考慮した複合的な解析が災害時に発生した物理現象の再現性を高める上で重要であると考えられる。

## 2.2.2 令和元年東日本台風

令和元年東日本台風は、2019 年 10 月 6 日に南鳥島近海で発生し、2019 年 10 月 12 日 19 時前に伊豆半島を強い勢力を保ったまま上陸後、関東地方を通過し、2019 年 10 月 13 日 12 時に比男鹿市で温帯低気圧に変わるまで、東日本を中心に多くの地点で甚大な降雨をもたらした<sup>2-11)</sup>。この大雨により、12 時間降水量では 120 地点の雨量観測所で観測史上 1 位の値を更新した。また、静岡県、神奈川県、東京都、埼玉県、群馬県、山梨県、長野県、茨城県、栃木県、新潟県、福島県、宮城県、岩手県の 1 都 12 県が大雨特別警報を発表する事態となり、当該範囲では、河川の氾濫やがけ崩れ等の発生により、死者 111 名、行方不明者 3 名、負傷者 384 名、住家の全壊 3308 棟、半壊 30024 棟、一部破損 37320 棟、床上浸水 8129 棟、床下浸水 22892 棟の被害が発生し、当該被害は

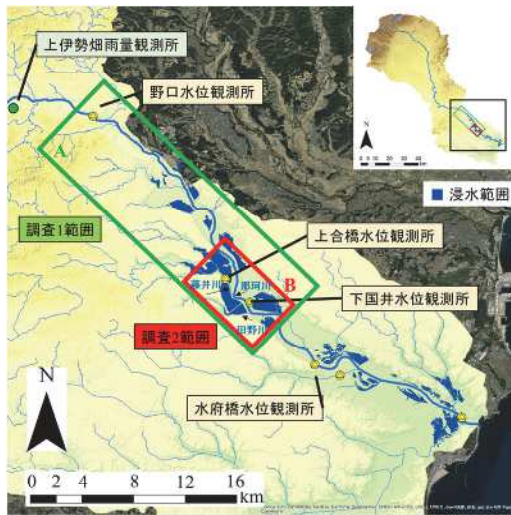
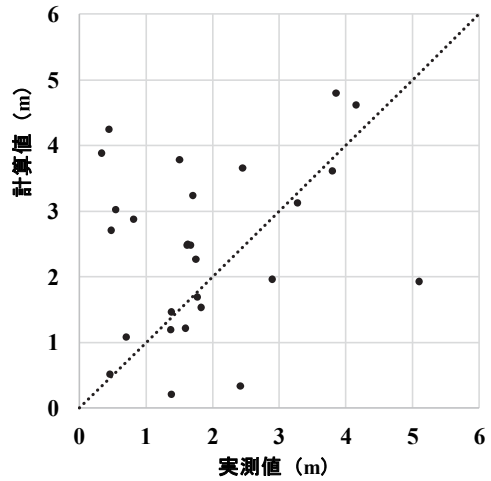


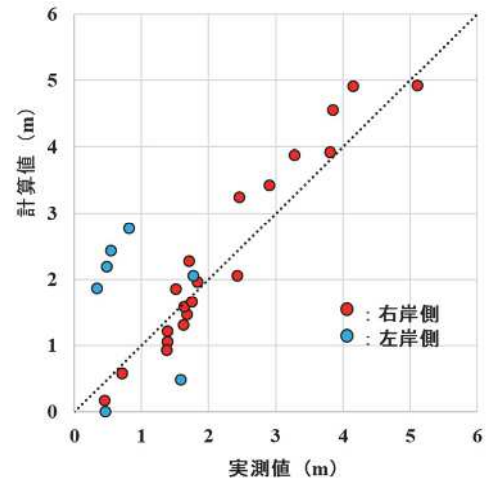
図-2.2.4 調査範囲および今次災害の浸水範囲

1都1道2府34県に及んだ<sup>2-12)</sup>。上記の被害は、過去20年における、気象庁が命名した風水害の内、住家損害の被害は2番目、床上浸水、床下浸水の被害は最も多く<sup>2-13)</sup>、過去の災害と比較しても、非常に被害の大きい災害であった。上記の被害は、東北・関東甲信地方の主要な一級河川に集中し、吉田川（宮城県）、阿武隈川（福島県、宮城県）、千曲川（長野県）、越辺川・都幾川（埼玉県）等で破堤・越流等が発生した。

当該災害に対し、著者ら<sup>2-14)</sup>は、氾濫被害の大きかった河川の一つである那珂川を対象に、被害の大きかった地域の踏査および UAV を用いた現地調査、那珂川全流域を対象とした RRI モデルによる流出解析および不定流の平面 2 次元解析モデルである iRIC の Nays2Dflood を用いて支川流量も考慮した氾濫解析を行い、氾濫水の挙動を再現した。その結果、現地調査において藤井川では、背水の影響を受けていたことが示唆され、降雨流出氾濫解析では藤井川において確認された本川の影響によるバックウォーター現象を数値シミュレーションで再現できた。以上から、RRI モデルおよび iRIC の Nays2Dflood を用いた流出氾濫再現シミュレーションによって、バックウォーター現象の対策やその特性の把握できることが示され、これら数値シミュレーションは、今後の防災・減災対策を考える上で有用なツールであることを示した。当該研究では、平成 30 年 7 月豪雨時と同様に、UAV 写真測量等を用いた現地調査と数値シミュレーションによる災害の実態解明を行っている。本論文で大きく示された特徴の一つが数値シミュレーションを行う際に使用する地形や格子の解像度による再現性の違いである。前論文では、リーチスケールでモデルを使用する際に使用する境界条件の流量を用いるために RRI モデルを使用した。本研究では、上記目的に加えて那珂川流域全体（流域スケール）を対象とした降雨流出氾濫解析（解析[1]）と那珂川と藤井川の合流部周辺（リーチスケール）を対象とした iRIC の Nays2D Flood による氾濫解析（解析[2]）で得られた氾濫水深の精度を比較した。その際、両解析とも使用する地形は基盤地図情報の 5 m メッシュの解像度のものを用い、解析[1]では格子解像度が 200 m、解析[2]では格子解像度は 20 m とした。



(a) 那珂川流域全体を考慮した氾濫解析  
(格子解像度：200m×200m)



(b) 合流部周辺の詳細な氾濫解析  
(格子解像度：50m×50m)

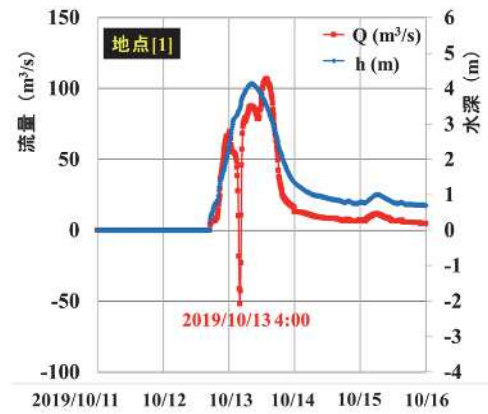
図-2.2.5 浸水深の実測値と計算値の比較



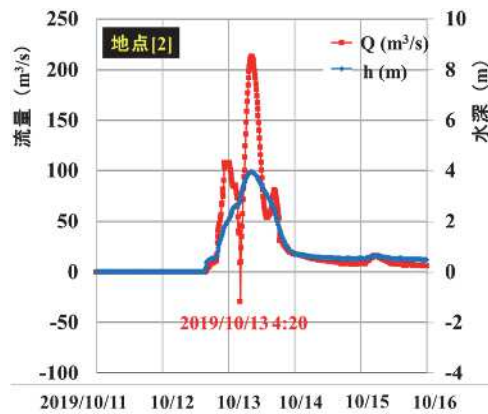
図-2.2.6 藤井川の流量算定位置

図-2.2.4 は現地調査範囲および浸水範囲，図-2.2.5 は，解析[1]と解析[2]で得られた浸水深と現地調査で得られた実績水深との比較である．両者を比較すると，解析[1]では誤差が平均 1.21 m，解析[2]では誤差が平均 0.35 m と，計算精度に大きな差が確認された．これは，計算格子の解像度が細かいほど，解析結果の精度が向上する可能性を示唆している．また，災害時に発生した実現象の解明における数値シミュレーションの有用性も示された．従来，災害の再現計算で数値シミュレーションによるバックウォーター現象の再現は行われた事例がなかった．しかし，本研究では氾濫流の平面 2 次元不定流計算を，およそ流下方向に 20 km，横断方向に 4 km の範囲において 20 m の計算解像度で実施したことで，藤井川のバックウォーター現象を再現した．図-2.2.6 は，那珂川の支川である藤井川の流量を算定した位置（藤井川と那珂川の合流部付近および藤井川破堤地点付近），図-2.2.7 は当該地点におけるハイドログラフである．流量が負の値を示している時，当該地点では支川の流れが本川の急激な水位上昇によって堰き止められ，流下方向と反対の流れ（バックウォーター）が発生していることを示している．この結果は，現地で発生の可能性が示唆されたバックウォーター現象の発生を裏付けるものであっただけでなく，バックウォーター現象のタイミングや流量規模，水位の上昇幅，破堤のタイミングなどを定量的に評価できることを明らかにした．上記のように，数値シミュレーションを行うことで，バックウォーター現象など，災害時における複雑な水理現象を再現し，その特性を把握することが出来る．また，氾濫解析を行うにあたり，空間的な解像度が細かいほど，計算の精度は向上することが示唆されている．

また，当該災害のような未曾有の豪雨災害を受け，国交省は当該災害が発生した翌年（2020 年）に流域治水<sup>2-15</sup>という方針を発表した．流域治水は気候変動による災害の激甚化・頻発化を踏まえ，上流，下流，本川，支川の流域全体を俯瞰し，あらゆる関係者の協働による治水対策である．この流域治水に絡め，川越ら<sup>2-16</sup>は当該災害を受けて全国規模で最多となる死者の認められた福島県の災害特徴をまとめており，「河川・流域整備」の課題にむけた対応案の一つに，「洪水許容や対応も視点に入れた流域を俯瞰して捉える流域治水の体系づくり」を挙げている．今後の河川管理では流域治水の概念が主流となり，流域全体で治水対策を講じる体系を構築する必要がある．



(a) 地点[1]の流量時系列



(b) 地点[2]の流量時系列

図-2.2.7 藤井川における流量の推定結果



このような体系づくりを行うにあたっても高精度の数値シミュレーションは有用であり、その空間解像度が高い解析ほど詳細な検討が行えると考えられる。

### 2.2.3 令和2年7月豪雨

令和2年7月豪雨は、7月3日から7月31日にかけて日本付近に停滞した前線の影響で温かく湿った空気が継続して流れ込んだことにより発生した豪雨であり<sup>2-17)</sup>、日本全国で多くの人的・物的被害をもたらした豪雨災害である。この大雨で全国アメダス観測値が観測史上1位を更新した地点は、3時間、6時間、12時間、24時間、48時間、72時間降水量でそれぞれ15地点、17地点、18地点、20地点、30地点、40地点、40地点であり、熊本県、鹿児島県、福岡県、佐賀県、長崎県、岐阜県、長野県で大雨特別警報を発表する事態となった。この大雨によって、死者84名、行方不明者2名、負傷者77名の人的被害と全壊1621棟、半壊4504棟、一部破損3503棟、床上浸水1681棟、床下浸水5290棟の住家被害が発生し、当該被害は1都2府38県に及んだ<sup>2-18)</sup>。

当該災害に対し、著者ら<sup>2-19)</sup>は、氾濫危険水位を超えた水系の内、破堤および甚大な人的・物的被害の発生した河川の一つである球磨川流域の球磨村および人吉地区を対象に災害発生直後における踏査およびUAVを用いた現地調査を実施するとともに、流出氾濫再現シミュレーションを実施した。その結果、球磨村の渡地区では堤防付近で7mを超える浸水被害が発生した事が明らかとなった。また、球磨村および人吉地区では、狭窄部による水位上昇及び球磨川のバックウォーターの影響を受けた支川の氾濫によって氾濫の拡大したことが示された。また、球磨村の渡地区にある養護老人ホーム千寿園における氾濫の状況を再現でき、千寿園周辺支川における大幅な水位上昇が行った事が明らかとなった。さらに、人吉市街地下流の標高が低く流れの集まりやすい場所では、堤内地から河川内への強い戻り流が長時間にわたって発生しており、それによって2か所での破堤が起こった可能性が高いことが示された。当該研究では、平成30年7月豪雨および令和元年東日本台風を対象に行った研究と同様に、現地におけるUAVを用いた調査と流出氾濫シミュレーションを実施し、災害の実態解明を試みているが、数値シミュレーションによる検討をさらに詳細に実施している。本研究では、iRICのNays2D Floodを用いて、Case1、Case2、Case3の3つ段階に分けて氾濫解析を実施しており、Case1として浸水被害集中地域全体を対象とした解析、Case2として人的被害の発生した老人ホーム千寿園付近を対象とした解析、そしてCase3として破堤地点付近を対象とした解析を実施している。本節2項で言及したように、シミュレーションに用いる計算格子の解像度によって解析の精度が異なるため、各解析で対象としている領域に応じて格子解像度を調整し、解析を実施した。Case1の解析では、球磨村人吉地区の約12kmの範囲を対象に10mの計算解像度で支川も考慮した氾濫計算を実施し、渡水位観測所などで本川及び支川の水位時系列の再現性の高い解析結果を得た。図-2.2.8は、調査範囲、今次災害の浸水範囲および解析範囲、図-2.2.9は、Case1で得られた最大水深、図-2.2.10は最大流速のコンターである。水深は特に下流の狭窄部周辺で高い値が確認されている。また、人吉城近く、永野川と鹿目

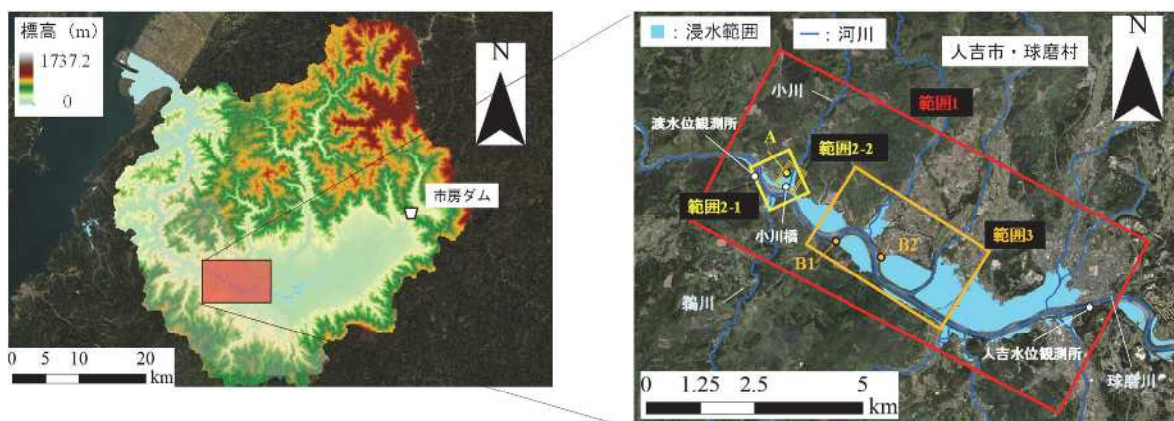


図-2.2.8 球磨川流域における調査範囲および今次災害の浸水範囲

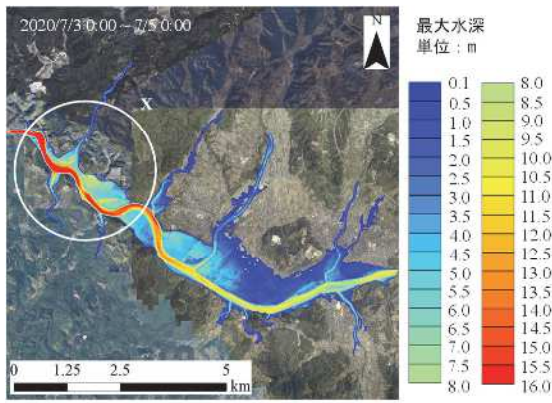


図-2.2.9 最大水深のコンター(Case1)

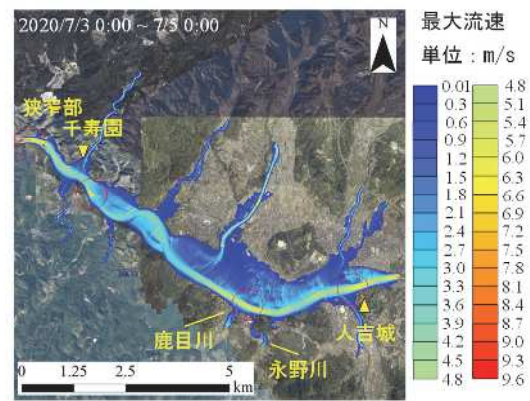


図-2.2.10 最大流速のコンター(Case1)

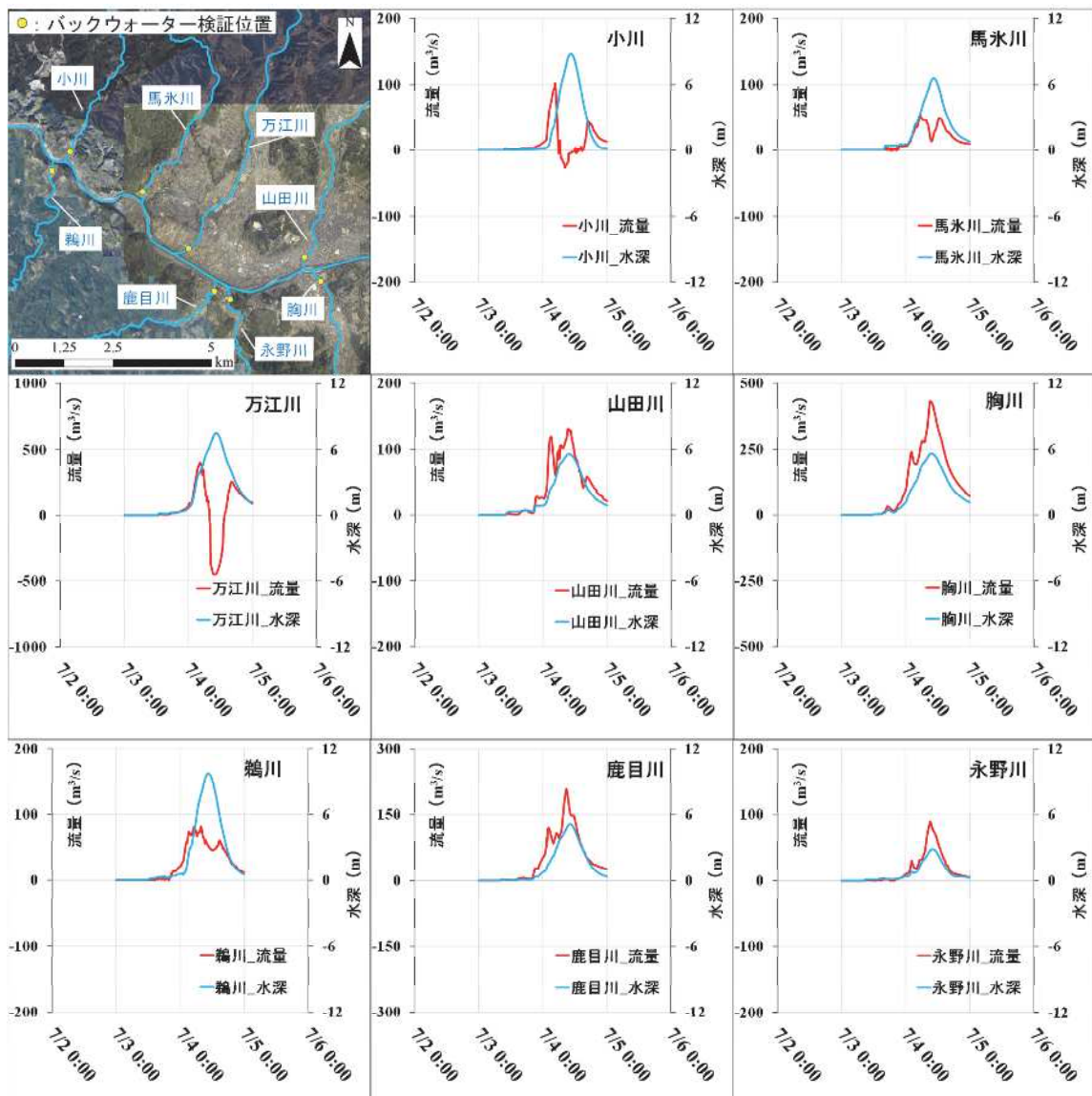


図-2.2.11 各支川の背水検証位置および検証位置における流量と水深の時系列

川の合流部付近、千寿園上下流の狭窄部の本川において  $6\text{ m/s} \sim 9\text{ m/s}$  の流速が確認された。また、人吉市内や球磨村では堤内地においても  $3 \sim 4\text{ m/s}$  の非常に速い流れが確認された。また、図-2.2.11のように、本結果から球磨村、人吉地区を流下する支川におけるバックウォーターの有無とタイミングを明らかにした結果、万江川より下流では狭窄部付近の水位上昇の影響を受けてバックウ

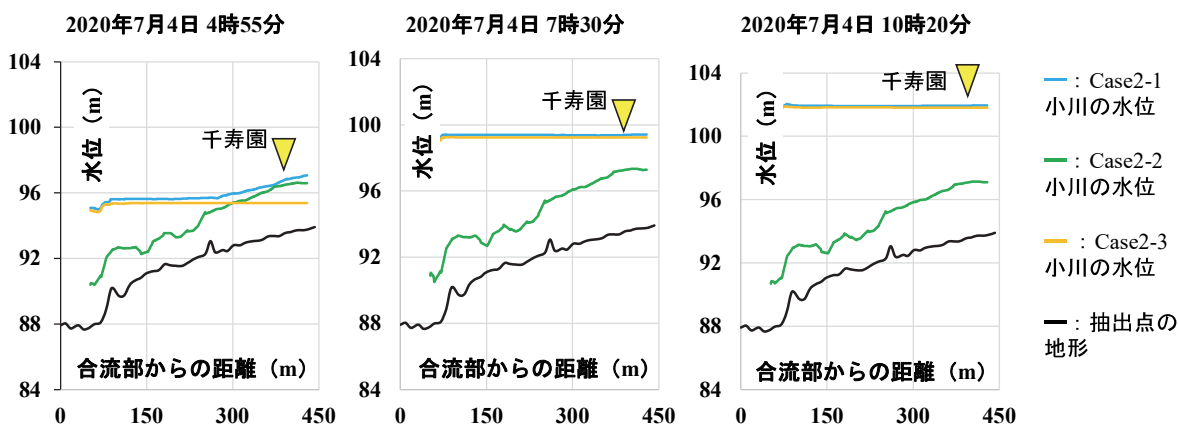


図-2.2.12 各時刻における Case2-1, Case2-2, Case2-3 の河川水位の縦断分布の比較

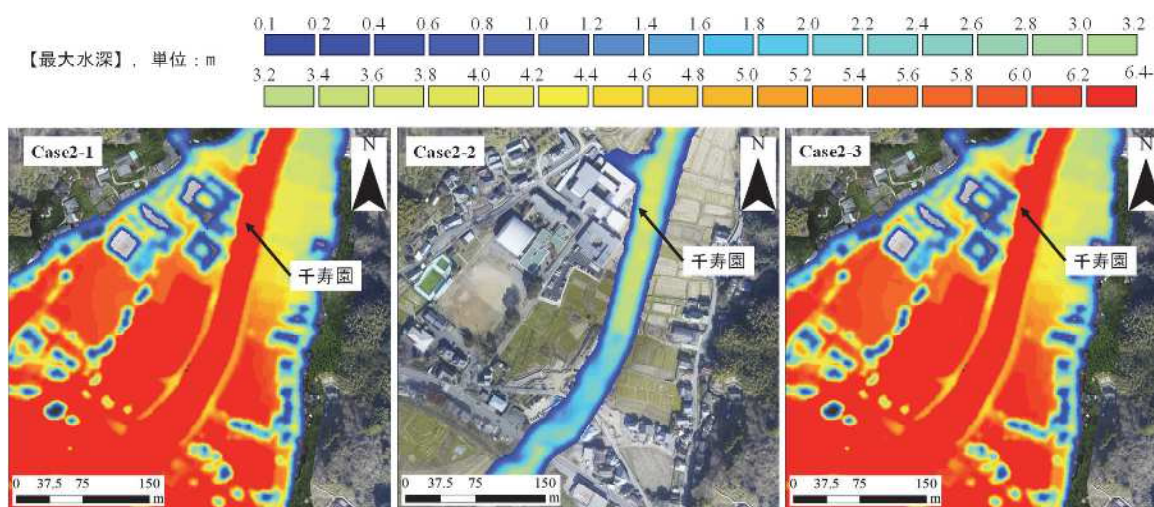
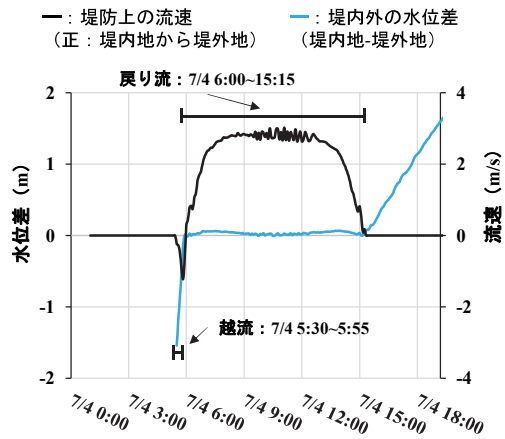
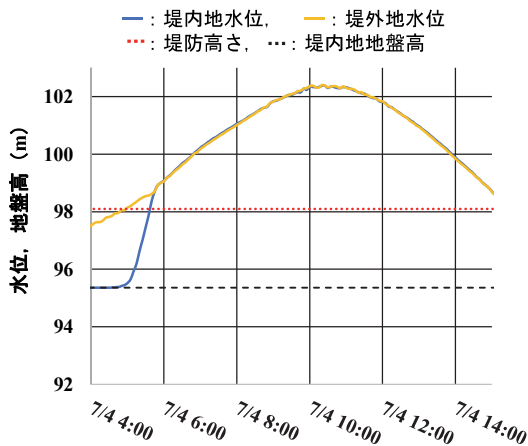


図-2.2.13 Case2-1, Case2-2, Case2-3 の最大水深コンター

オーターの影響を受けている様子が確認された。Case2 の解析では、渡地区周辺を対象に、約 700 m×700 m の範囲を 3 m の格子解像度 3 m の計算解像度で氾濫解析を実施し、堤防越流のタイミングや、千寿園に氾濫流が到達したタイミングを明らかにした。また、本地区は球磨川の支川である小川が流下しており、Case2 では小川における背水の影響を検討するために、本川と小川の流入がある場合 (Case2-1)、小川のみを対象とした場合 (Case2-2)、小川の流量をゼロとした場合 (Case2-3) の 3 ケースで解析を行った。図-2.2.12 は、各ケースにおける河川水位の縦断分布の比較である。また、図-2.2.13 は各ケース最大水深のコンターである。結果、実際の証言とほとんど相違の無いタイミングで堤防の越流や千寿園への氾濫流の流入の様子を再現した。また、Case2-1, 3 では氾濫水が渡地区全体に及んでいるのに対して、Case2-2 では氾濫は千寿園裏の一部にとどまり、小川差右岸側への住宅地への氾濫は発生しなかった。これらの結果から、球磨川からの氾濫流が渡地区における大規模な氾濫を引き起こしたことや小川にお

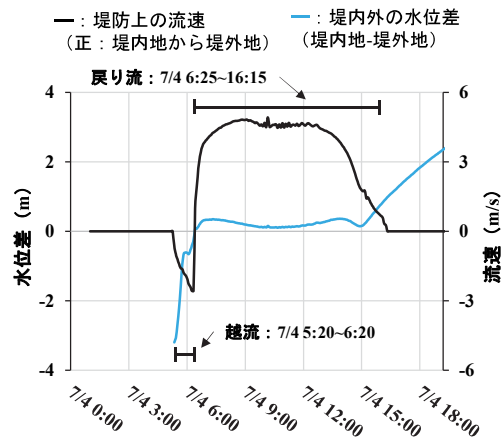
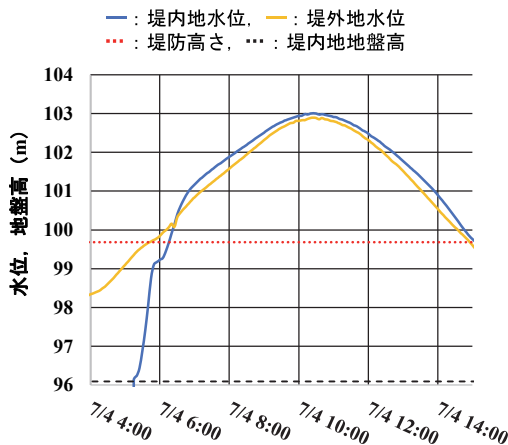


図-2.2.14 Case3 の氾濫解析範囲および境界条件入力位置



(a) 破堤地点近くの堤内外地における水位時系列 (b) 堤防上の流速と堤内外の水位差

図-2.2.15 破堤地点1の検証結果



(a) 破堤地点近くの堤内外地における水位時系列 (b) 堤防上の流速と堤内外の水位差

図-2.2.16 破堤地点2の検証結果

いて本川の水位上昇に伴う背水の影響で大幅な水位上昇が発生した事が示され、支川と本川の合流部の危険性が明確に示された。Case3の解析では、破堤した地点周辺を対象に4km×3kmの範囲を3mの格子解像度で解析を実施し、破堤地点周辺の流れを再現から破堤要因を考察した。図-2.2.14が解析対象範囲および破堤地点位置、図-2.2.15が、破堤地点1、図-2.2.16が破堤地点2における解析によって得られた水位と堤内外の水位差の時系列である。解析の結果、破堤した堤防天端では、堤内地から堤外地へ向かう、速い戻り流が生じており、現地での状況も鑑みると、この戻り流が原因で破堤が発生した可能性が非常に高いことが示された。当該結果は、平面2次元の解析によって破堤地点周辺を堤内外も含めて一体的に解析したことで明らかになったことであり、堤内外の水位差や堤防上の流速などを定量的に評価できる点でも、数値シミュレーションの有用性が示された。

上記のように、本検討でも数値シミュレーションがバックウォーターや戻り流などの災害時における複雑な水理現象を再現し、合流部における危険性や戻り流の発生しやすい箇所などを明確に示した。また、堤防決壊の要因についての判断材料になっており、数値シミュレーションを実施して物理現象を再現することで、現象を理解してその対策を講じる上での高い有用性が示された。しかしながら、本研究を行った中で、今後数値シミュレーションを実施して治水を考える上での複数の課題も見られた。一つは、堤防高さの過小評価である。Case3の解析を実施した際に、破堤した2地点の内1地点における越水のタイミングが、2時間ほど早かった。これは、計算時に堤防高さが平均化され、実際よりも過少に評価していることが要因である可能性があり、越水

や破堤のタイミング等を再現する上で非常に大きな課題である。本解析ケースにおける元の地形の解像度が 5 m、格子の空間解像度が 3 m であるため、格子が入力した地形形状を再現していないとは考えづらく、計算に反映する地形の解像度が高くなれば精度が改善する可能性がある。しかし、現在、国土数値情報で公開されている地形データは 5 m が最も高い解像度であるため、より高い解像度の地形データの入手が重要であると考えられる。さらに、当該災害では、流水のみを考慮し、河床変動については考慮していない。当該災害に関する論文として、田端ら<sup>2-20)</sup>は、球磨村、人吉地区を対象に洪水流と氾濫流、河床変動の一体解析を行い、洪水水位波形の伝搬特性、人吉市街地と狭窄区間集落の氾濫流の挙動と被災形態の関係の解明を試み、複面的蛇行流れが発生したことを示し、複面的蛇行流れが形成された渡地区や狭溢区間の坂本地区では蛇行部の内岸側に相当する箇所でも高速流が生じ、このような流れが家屋被害に繋がったことを示している。また、本論文の中で田端らは、人吉盆地区間では、河道縦横断面形変化、河道から堤内地への氾濫や戻り、連続した橋梁群による抵抗の影響が、洪水波形の縦断変化に顕著に表れるため、このような区間では河道と氾濫域の流れを一体的に精度よく解く必要があることを示している。当該計算の条件を見ると、堤外地の地形は平成 29 年度から令和元年度の測量成果を、堤内地の地形は平成 27 年度のレーザープロファイラデータを元に設定されており、初期河床の粒度分布には平成 17 年度の河床材料調査結果が用いられている。既存に公開されているデータの時空間解像度は高いとは言いがたく、特に河床変動も考慮した解析を行う場合は、初期地形の解像度や粒度分布は大きな影響があると考えられるため、精度の向上を目指すのであれば、それらを高頻度でモニタリングする手法の確立が重要であると考えられる。

#### 2.2.4 将来気候を踏まえた水災害対策の現状

上記の豪雨災害に関する研究論文では、将来気候における水災害の激甚化も指摘されている。平成 30 年 7 月豪雨を対象に、小坂田ら<sup>2-21)</sup>は、平成 30 年 7 月豪雨のように長期間に渡り梅雨前線が停滞し、多くの総雨量をもたらすような豪雨が、地球温暖化の影響によって将来変化を明らかにするため、将来気候の大量メンバーデータである d4PDF や RCM05 の解析を実施し、将来気候において、同様の豪雨が増加するわけでは無いが、もし同様の豪雨が発生した場合は、平成 30 年 7 月豪雨以上の総雨量をもたらされる可能性があり、災害もより甚大な被害をもたらす危険性を示している。また、令和元年台風第 19 号の災害を対象とした研究で、田中ら<sup>2-22)</sup>は、関東・東北・甲信越地方の d4PDF 年最大洪水ピーク流量を用いて、台風 19 号による極致流量および氾濫水系数の再現期間とその将来変化を推定することを目的として解析を実施し、台風 19 号による洪水ピーク流量の再現期間は鳴瀬川で約 540 年、阿武隈川で約 120 年と推定され、4 度上昇気候下では約 32~100 年、約 16~58 年と高頻度化することを示している。また、令和 2 年 7 月豪雨でも、小松ら<sup>2-23)</sup>は、当該災害における九州での被害や、球磨川流域における浸水、気象状況等を分析し、筑後川流域における雨の降り方が強化・広域化していることを示している。以上のように、大規模な被害の発生した近年の水災害以上の豪雨災害が今後高頻度に発生する可能性が指摘されている。従って、今後の河川管理を実施する上では、解析の精度を高め、将来気候における水理現象を予測し、それぞれの流域に最適な河川整備を実施する必要があると考えられる。このような状況下で、国土交通省は、気候変動の影響や社会状況の変化などを踏まえ治水計画を「過去の降雨実績に基づく計画」から「気候変動による降雨量の増加などを考慮した計画」に見直す計画を策定しており、パリ協定が目標としている世界の平均気温の上昇を 2 度に抑えるシナリオ（2 度上昇）での降雨量で河川整備を進めている<sup>2-24)</sup>。この降雨量は、九州北西部、九州南東部、中国西部、四国南部、瀬戸内、紀伊南部、山陰、近畿、中部、北陸、関東、東北西部、東北北部、北海道北部、北海道南部のそれぞれの地域区分で 2 度上昇シナリオにおける将来気候における降雨量変化倍率が設定され、既定計画から雨量標本のデータ延伸を一律に 2010 年までにとどめ、2010 年までの雨量標本を用い、定常の水文統計解析により確率雨量を算定し、これに降雨量変化倍率を乗じた値を対象降雨の降雨量としている。上記手法は定常解析手法であり、実務上、当面

の対応として策定されている。そのため、d4PDFなどの非定常解析による降雨量予測値を用いて河川計画に用いる基本高水の妥当性を確認することも言及されている。地域ごとに将来気候の影響は異なり、流域ごとに降雨流出特性は異なるため、特定の流域を対象に非定常解析を用いた将来降雨量による流域スケールでの降雨流出解析を行い、対象流域の将来気候における降雨流出特性を把握することは今後の河川整備計画を策定する上で非常に有用であると考えられる。

### 2.3 各課題に対する既往研究と本研究の新規性

2節の検討より、今後は「流域治水」に代表される流域一体の河川管理が重要であり、その実現のためには、広域の高時空間解像度の河川情報を活用して、河川流域シミュレーションの高度化を図ることが必要不可欠であることが示された。また、河川シミュレーションの課題として「高解像度の河川データの充実化」と「高解像度の河川データを用いた河川シミュレーションの高精度化」、「将来気候を考慮した解析」が挙げられた。観測データを用いて河川シミュレーションを高度化させた事例として、RRIモデルは、河道断面を矩形近似するのが一般的であるが、定期横断測量成果の活用により、河川水位予測の精度が向上した事例も報告<sup>2-25)</sup>されている。しかしながら、200mより細かい格子解像度で計算を行う場合においては、定期横断測量の各横断面間で河床地形を補間する必要がある。そのため、より高解像度な格子解像度でシミュレーションを行う場合においては、詳細な現象の解明が難しい場合も考えられる。一方、近年ではALB測量技術が普及しつつあり、これまで取得困難であった高空間解像度な三次元点群データを得ることが可能になっている。しかし、当該データを用いて降雨流出氾濫解析モデルを高度化した事例は皆無である。こうした高解像度な地形データを数値シミュレーションに活用することで、流域全体の流況の変化からリーチスケールの河道区間における地形の変化までを高精度に解析できることが考えられる。また、河川シミュレーションの高度化を実現するための河川データとしては、ALB測量成果だけでは不十分であり、例えば年ごとに出水前後の地形変動を把握するといった時間解像度の高い測量にはUAVを用いた測量が適している。例えば津田ら<sup>2-26)</sup>は、芦田川下流において、UAVを用いた河床地形モニタリングを行うことで同年の6月、9月、12月の河川地形を把握し、当該データと数値シミュレーションを用いて樹木伐開と河道修正後の砂州上の河床変動や植生の遷移状況を明らかにしている。しかし、当該検討は砂州の領域での検討に留まっている。また、粒度分布の把握手法に関して、寺田ら<sup>2-27)</sup>はUAVを用いて河川の粒度分布を推定する手法を検討しているが水面下では行っていない。それは、UAVを用いた地形及び河床材料モニタリング手法に関して水面下の測量手法が確立されていないためである。平面二次元の流れ場や河床変動解析においては、ALBデータの使用が横断面内の流速分布や河床変動計算の精度に与える効果について検討した事例はいくつか報告されている<sup>2-28),2-29)</sup>。そのため、空間のみならず時間的にも高解像度な水面下の粒度分布や地形データは河床変動モデルの高度化に寄与すると考えられる。また、河川シミュレーションを行うにあたり、地被分類は非常に重要なパラメータであるが、公開されているデータの時空間解像度は粗く、効率的に地被を把握する手法が求められている。佐藤ら<sup>2-30)</sup>など、衛星画像と機械学習を用いて河川地被を把握する手法の開発は取り組まれているが、使用する衛星データや手法は研究によって異なるため、NDVIや機械学習など各解析手法における地被分類の精度を比較し、各手法の特徴を把握する必要があると考えられる。また、将来気候を考慮した水害リスク評価に関して、矩形断面を設定した降雨流出氾濫解析では、水位の計算値に関しては実際との乖離があり、氾濫域などの詳細な検討が困難である。阿部ら<sup>2-31)</sup>は実断面を入力したRRIモデルを用いて鬼怒川と小貝川における水位、流量、浸水区域の気候変化影響評価を行っているが、解像度が250mであり、一部区間の水位の再現性に課題がある。リモートセンシング技術を用いて得られた詳細な河道断面を入力することによって、より高空間解像度のモデルを作成でき、広い流域での将来気候における氾濫リスク評価を高精度に実施できる可能性がある。

そのため、本研究における3章以降の章では、事例の少ない水面下の地形および河床材料のモニタリング手法の開発、衛星画像を用いた地被分類手法の開発と、リモートセンシング技術を用

いて観測された高時空間解像度の河川データを用いた河床変動モデルおよび流出氾濫モデルの高度化を行った。また、高時空間解像度の地形データを入力した降雨流出氾濫モデルを用いて将来気候における水害リスクの評価を行うと共に、流域治水対策の具体的な効果を検討した。

## 2.4 第2章のまとめ

近年発生した豪雨災害による浸水被害は、複合災害の様な例を除けば、既存のハザードマップで示された傾向と一致している領域が多く、今後の防災減災のためには、住民一人一人の命を守る行動に資する情報の提供が重要である。また、今後は流域治水が取り組まれ、流域全体を考慮した河道計画が主流となる。このような状況下で、リモートセンシング技術を用いた測量は、従来よりも高い解像度で地形形状を入手でき、当該データを用いた物理現象のスケールに合わせたモデルを複合的に用いた河川シミュレーションは、流域の堤内外で発生する河道流の再現性を高めるため、防災・減災に資する有用な測量技術になると考えられる。また、解析で予測できる水位や流量、河床変動量などの物理諸量の信頼性が高まれば、より具体的かつ有効的な治水計画が設計可能になると考えられる。しかし、現状では公開されている地形の解像度は5m程度であり、中小河川の地形や堤防の高さを反映するのに十分であるとは言い難い。今後の河川シミュレーションの解析精度を高めるためにはより高解像度の地形データを、流域全体で入手する必要があると考えられる。また、今後河床変動を考慮した解析が注目される中で、解析の精度を高めるのであれば、地形のモニタリングだけでなく、粒度分布や植生などのモニタリングの高解像度化、高頻度化は非常に重要であると考えられる。リモートセンシング技術を用いて効率的に河川地形を入手する検討は行われているものの、UAVを用いた水面下の粒度分布や河川地形の観測手法は確立されていない。また、公開されている衛星画像やUAVも多様な種があるため、事例の蓄積は重要であると考えられる。また、将来は前節で述べた災害よりも大規模な降雨現象が従来よりも高頻度に発生することが予測されているため、当該災害に備えるためには、それぞれの流域における将来気候における流出氾濫現象を予測し、適切な河道計画を策定することも重要であるが、詳細な河道断面を入力して将来気候における降雨流出氾濫解析を行った例は少ない。詳細な河道断面を入力することで、水位や氾濫域の評価をより具体的に実施できると思われる。

そのため、本研究における3章以降の章では事例の少ない水面下の地形および河床材料のモニタリング手法の開発、衛星画像を用いた地被分類手法の開発と、リモートセンシング技術により観測された高時空間解像度の河川データを用いた河床変動モデルおよび流出氾濫モデルの高度化を行った。また、高時空間解像度の地形データを入力した降雨流出氾濫モデルを用いて将来気候における水害リスクの評価を行うと共に、流域治水対策の具体的な効果を検討した。

## 参考文献

- 2-1) 文部科学省及び気象庁：IPCC 第 6 次評価報告書第 1 作業部会報告書 政策決定者向け要約 暫定訳 概要, pp.6, 2022.
- 2-2) 中北栄一・小坂田ゆかり：領域気候モデルと d4PDF を用いた梅雨豪雨の将来変化に関するマルチスケール解析, 京都大学防災研究所年報, 第 61 号 B, pp.507-532, 2018.
- 2-3) 原田守啓, 丸谷靖幸, 小島利治, 松岡大祐, 中川友進, 川原慎太郎, 荒木文明：メンバー気候変動予測データベースを用いた洪水頻度解析による長良川流域の温暖化影響評価, 土木学会論文集 B1 (水工学) Vol.74, No.4, I\_181-I\_186, 2018.
- 2-4) 気象庁：気象庁が名称を定めた気象・地震・火山現象一覧,  
[https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/meishou/meishou\\_ichiran.html](https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/meishou/meishou_ichiran.html) (2023 年 10 月 23 日閲覧).
- 2-5) 気象庁：「平成 30 年 7 月豪雨」及び 7 月中旬以降の記録的な高温の特徴と要員について, pp.1-2, 2018.
- 2-6) 大中臨, 赤松良久, 河野誉仁, 山口皓平：平成 30 年 7 月豪雨における島田川水系東川の土石流・河川氾濫の複合災害の実態解明, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol.75, No.1, pp.260-269, 2019.
- 2-7) 前野詩朗, 赤穂良輔, 二瓶泰雄, 赤松良久, 吉田圭介：2018 年豪雨による倉敷市真備地区の被災状況と包括型氾濫解析モデルによる氾濫シナリオの検討, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol.75, No.1, pp.387-402, 2019.
- 2-8) 中央防災審議会：平成 30 年 7 月豪雨を踏まえた水害・土砂災害からの避難のあり方について (報告), 平成 30 年 7 月豪雨による水害・土砂災害からの避難に関するワーキンググループ, 2018.
- 2-9) 牛山素行, 本間基寛, 横幕早季, 杉村晃一：平成 30 年 7 月豪雨災害による人的被害の特徴, 自然災害科学 J.JSNDS, 38-1, pp.29-54, 2019.
- 2-10) 佐山敬洋, 岩見洋一：降雨流出氾濫 (RRI) モデルの開発と応用, 土木技術資料, Vol.56, No.6, pp.1-4, 2014.
- 2-11) 気象庁：台風第 19 号による大雨, 暴風等, 災害をもたらした気象事例, pp. 1-35, 2019.
- 2-12) 内閣府：令和元年台風第 19 号等に係る被害状況等について, 2020.
- 2-13) 内閣府：防災情報のページ, 災害状況一覧, <http://www.bousai.go.jp/updates/> (2020 年 4 月 20 日閲覧) .
- 2-14) 大中臨, 赤松良久, 平田真二, 佐山敬洋：令和元年台風第 19 号による那珂川流域の流出氾濫解析シミュレーション, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol.76, No.1, pp.304-314, 2020.
- 2-15) 国土交通省：流域治水プロジェクト, [https://www.mlit.go.jp/river/kasen/ryuiki\\_pro/index.html](https://www.mlit.go.jp/river/kasen/ryuiki_pro/index.html) (2023 年 10 月 23 日閲覧).
- 2-16) 川越清樹, 鈴木皓達, 阿部翼：令和元年台風第 19 号による福島県の災害特徴, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol.76, No.1, pp.329-345, 2020.
- 2-17) 気象庁：令和 2 年 7 月豪雨, pp. 1-47, 2020.
- 2-18) 内閣府：令和 2 年 7 月豪雨による被害状況等について, 令和 3 年 1 月 7 日 14 時 00 分現在, 2021.
- 2-19) 大中臨, 赤松良久, 矢野真一郎, 二瓶泰雄, 山田真史, 佐山敬洋：令和 2 年 7 月豪雨における球磨川渡-人吉地区の河川氾濫の実態解明, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol.77, No.1, pp.203-214, 2021.
- 2-20) 田端幸輔, 後藤岳久, 竹村吉晴, 酒匂一樹, 福岡捷二：令和 2 年 7 月球磨川豪雨における洪



- 水流と氾濫流の一体解析による人吉市街地と狹隘区間の集落の被害分析, 河川技術論文集, 第 27 巻, pp.597-602, 2021.
- 2-21) 小坂田ゆかり, 中北英一: 平成 30 年 7 月豪雨の特徴および地球温暖化による影響評価, 土木学会論文集 B1 (水工学) Vol.75, No.1, pp.231-238, 2019.
- 2-22) 田中智大, 小林敬汰, 立川康人: d4PDF を用いた 2019 年台風 19 号による氾濫水系数の再現期間とその将来変化分析, 土木学会論文集 B1 (水工学) Vol.76, No.1, pp.159-165, 2020.
- 2-23) 小松利光, 橋本彰博, 押川英夫: 九州における今後の豪雨災害リスクとその対策, Vol.77, No.1, pp.158-166, 2021.
- 2-24) 国土交通省 水管理・国土保全局: 河川整備基本方針の変更の考え方について, 2022.
- 2-25) 山田 真史, 佐山 敬洋, 山崎 大, 渡辺 恵: 日本全域分布型水文モデルへの河道測量横断面反映手法の開発と水位再現性の検証, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol.78, No.1, pp.7-22, 2022.
- 2-26) 津田将行, 尾島勝, 仲嶋一, 中越信和: 芦田川下流試験域における UAV 空撮による河床変動に関する調査・解析, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol.77, No.2, I\_793-I\_798, 2021.
- 2-27) 寺田康人, 藤田一郎, 浅見佳世, 渡辺豊: UAV による撮影画像を用いた洪水前後の砂州上粒度分布の計測, 土木学会論文集 B1 (水工学) Vol.71, No.4, I\_919-I\_924, 2015.
- 2-28) 中山 彰人, 赤穂 良輔, 前野 詩朗, 吉田 圭介: 河床高データの解像度と計算格子サイズが河床変動解析に及ぼす影響に関する検討, 河川技術論文集, 第 29 巻, pp.107-112, 2018.
- 2-29) 吉田 圭介, 前野 詩朗, 間野 耕司, 山口 華穂, 赤穂 良輔: ALB を用いた河道地形計測の精度検証と流況解析の改善効果の検討, 土木学会論文集 B1(水工学), 第 73 巻, No.4, pp.I\_565-570, 2017.
- 2-30) 佐藤拓也, 岩見収二, 百瀬文人, 宮本仁志: 複数時点の衛星画像を用いた機械学習による河川地被変化の検出手法, 河川技術論文集, 第 26 巻, pp.521-525, 2020.
- 2-31) 阿部紫織, 若月泰孝, 中村要介, 佐山敬洋: RRI モデルを用いた鬼怒川・小貝川における水位・流量・浸水区域の気候変化影響予測, 土木学会論文集 B1 (水工学) Vol.74, No.5, I\_7-I\_12, 2018.

## 第3章 UAV リモートセンシングを用いた河川情報モニタリング手法の開発と適用

### 3.1 概説

第2章では、今後の河川管理に高時空間解像度のモニタリング手法が重要であることを示した。本章では、UAV リモートセンシングを用いた河川情報モニタリング手法の開発と湖沼や実河川へ適用した結果について示す。

### 3.2 UAV を用いた水面下を含む河道地形モニタリング手法の開発

#### 3.2.1 緒論

近年では、迅速かつ高精度に地形を把握する技術として、UAV(Unmanned Aerial Vehicle)による空撮と、SfM (Structure from Motion) -MVS (Multi-View Stereo) を実装したソフトウェアによる写真測量(本章では、以下 UAV 写真測量と称す)が注目されており、樹林や稲作の管理やモニタリングなど多くの適用事例がある<sup>3-1),3-2)</sup>。一方、UAV 写真測量による水面下の地形の把握においては、水中における光の屈折によって見かけの点が真の位置より高く推定されてしまうという問題が生じる。そのため、地形データを補正するための最適な水面屈折補正係数が提唱されており<sup>3-3),3-4)</sup>、その水面屈折補正係数を使用して河川水面下の地形を把握する試みも行われている<sup>3-5),3-6)</sup>。また、UAV 写真測量は流域内で特に土砂動態の激しい箇所などの局所的かつ高頻度なモニタリングに優れており、現況の測量技術<sup>3-7)</sup>と組み合わせることで災害の激甚化への対応など、今後の河川管理上、有用な測量技術になると考えられる。しかしながら、この技術を湖沼の浅水域に適用した例は皆無であり、実河川に適用して冠水部における精度を詳細に比較した事例も少ない。このような状況において、UAV 写真測量を用いた水面下の地形把握と精度の確認についてはさらなる事例の蓄積が必要である。

本章では、水面屈折補正係数を適用した UAV 写真測量と既存の冠水部における測量方法との差異を明らかにするため、流水の無い島根県宍道湖の浅水域に適用して横断測量成果と比較した結果と、流水のある山口県佐波川に適用して、航空レーザー測深結果と比較した結果を報告する。

#### 3.2.2 UAV を用いた水面下の写真測量手法の概要

図-3.2.1 に UAV 写真測量手順の概略を示す。UAV 写真測量では、はじめに予め設定した空撮範囲内に対空標識(空撮の前に座標値を測定した上で空中写真に写るように地上に設置する標識<sup>3-8)</sup>)を設置後に単点測量を行う。単点測量には一般的に GNSS (Global Navigation Satellite System/全球測位衛星システム) が用いられている。GNSS とは、米国の GPS、日本の純天頂衛星、ロシアの GLONASS、欧州連合の Galileo 等の衛星測位システムの総称であり、様々な衛星の測位データを受信することで、GPS (Global Positioning System) よりも高い精度で、位置データを入手することが出来る<sup>3-9)</sup>。対空標識を設置後、UAV による撮影を行い、空撮範囲内の空撮画像を得る。その後、SfM-MVS と水面下の補正を以下の手順で行い、空撮範囲のオルソ画像および DSM (Digital Surface Model : 数値表層モデル) を作成する。[1]画像間のマッチング、[2]標定点の座標、標高データを GCP (Global Control Point) として入力、[3]バンドル調整によるカメラパラメータの最適化、[4]点群データの生成、[5]DSM (Digital Surface Model : 数値表層モデル) の作成、[6]水域部の DSM を、ArcMAP (Esri 社) のトレンド機能およびラスタ演算機能と水面屈折補正係数 (1.420) を用いて補正。ここで、SfM とは、画像と映った対象物の幾何学形状とカメラの動きを同時に復元する手法<sup>3-10),3-11)</sup>であり、タイポイントの自動取得、バンドル法によるカメラの位置姿勢及びタイポイントの 3 次元座標の算出、多視点画像計測による点群生成、自由表面形状モデリングから

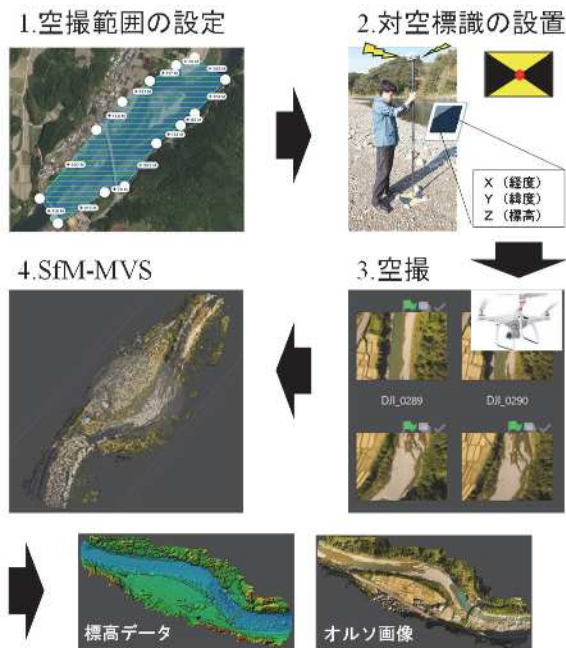


図-3.2.1 UAV 写真測量のフロー

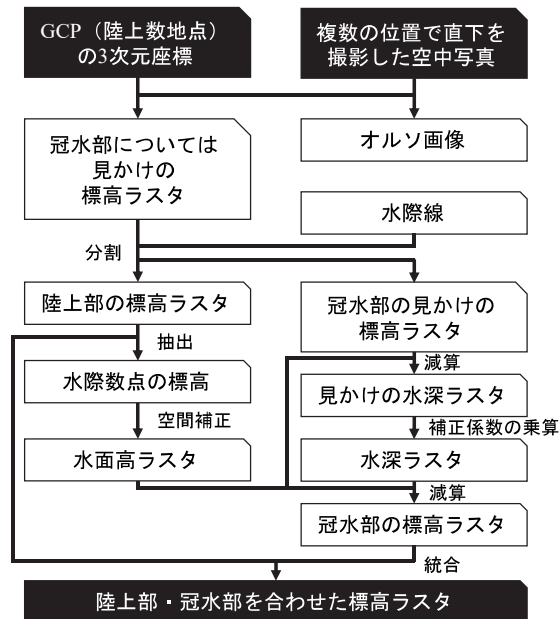


図-3.2.2 冠水部補正のフロー

なる。MVSとは、ステレオ画像間のマッチングに基づく3次元形状復元<sup>3-12)</sup>であり、マッチングコスト(類似度)の計算、周辺領域におけるコストの集約、視差の計算と最適化、視差の改善からなる。また、バンドル調整とは、3次元座標の推定に必要なカメラパラメータを、標定点を元に各画像の撮影の位置、向き、内部パラメータ、対応付けられた特徴点の3次元座標を関連付ける連立方程式を出来るだけ満たし、かつ標定点の座標の推定値が実測値と出来るだけ一致するように求める作業である。また、ArcMapのトレンド機能とは、指定された範囲で指定したポイントに一致するようなサーフェスを作成する機能であり、当該機能を用いて水位となるラスタデータを作成し、当該ラスタデータの値から標高ラスタデータの値を差し引くことで水深を算出する。[6]の作業フローは図-3.2.2に示す通りである。

### 3.2.3 宍道湖における UAV 写真測量を用いた浅水域における地形モニタリング

#### 3.2.3.1 調査対象域

研究の調査対象域は、島根県北東部に位置する宍道湖である(図-3.2.3)。宍道湖では、沿岸における水環境改善を目的とした浅場造成事業が実施されており、整備効果の確認や順応的管理のため、定期的なモニタリング調査が行われている<sup>3-13)</sup>。本研究では、浅場造成箇所及び予定箇所である宍道湖のエリアA(図-3.2.4(a))、エリアB(図-3.2.4(b))、エリアC(図-3.2.4(c))を対象として図中の横断線における横断測量と UAV 写真測量を実施した。

#### 3.2.3.2 調査方法

UAVによる空撮は、風速が小さく、年間で透明度が比較的高かった2019年11月23日、横断測量は、2019年11月27日、28日に行った。横断測量は、既設の測点を踏査、点検後、レベル、トータルステーションおよびスタッフを用いて測点より決められた側線方向の地形・地物の変化点について図-3.2.4(a), (b), (c)に示す横断線について実施した(合計29線、368点)。UAV写真測量は、最初にUAVの空撮領域に図-3.2.4(a), (b), (c)の黄色の四角で示す箇所に対空標識を設置し、X,Y,Zの3次元位置座標を仮想基準点方式のネットワーク型RTK-GNSS測量(Trimble R4-3s)により測量した後、当該領域をUAV(DJI社Phantom 4 ProV2)によって空撮した。対空標識の設置間隔は、国土交通省のマニュアル<sup>3-14)</sup>を参考にし、100m以内に収まるようにした。しかし、水域部に関しては標定点を配置することが困難であったため、なるべく沿岸に近い場所に配置した。



図-3.2.3 宍道湖における調査地点

表-3.2.1 各エリアにおける UAV 設定条件

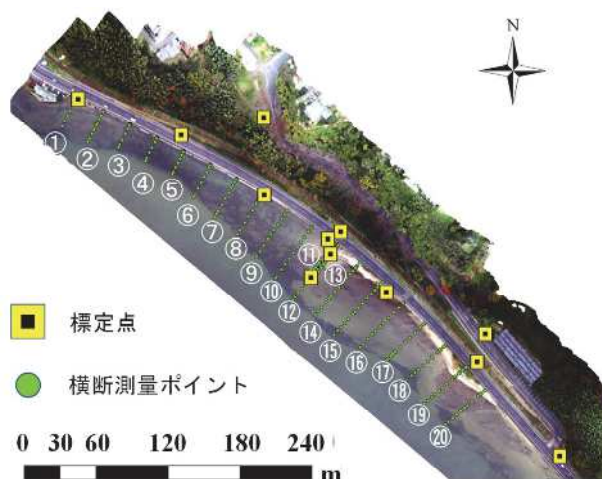
	エリアA	エリアB	エリアC
撮影高度 (m)	80	80	80
飛行経路長 (m)	4913	2448	7021
航路上のオーバーラップ率 (%)	80	80	80
航路間のオーバーラップ率 (%)	80	80	80
マージン (m)	0	0	0
ジンバルピッチ (°)	-90	-90	-90
撮影時間 (分)	12	9	28

表-3.2.2 各エリアにおける UAV 写真測量の精度検証

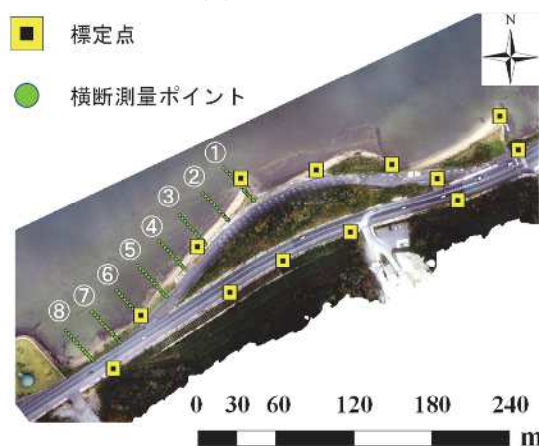
	エリアA	エリアB	エリアC
撮影画像枚数	236枚	148枚	432枚
キーポイント制限	100000	350000	350000
タイポイント制限	30000	30000	30000
最大残差 (m)	0.097	0.057	0.046
残差平均 (m)	0.045	0.026	0.024
標準偏差 (m)	0.025	0.014	0.012

空撮によって得られた画像より、Metashape professional (Agisoft LLC) にて SfM-MVS を行い、本節 2 項で示した手順で当該地区のオルソ画像および DSM を作成した。水域部と陸域部はオルソ画像を元に目視で判断した。エリア A、エリア B、エリア C における撮影時の UAV 設定条件を表-3.2.1 に示す。各地点とも重複率はオーバーステップ、サイドステップともに 80% に設定し、鉛直方向のみの撮影とした。

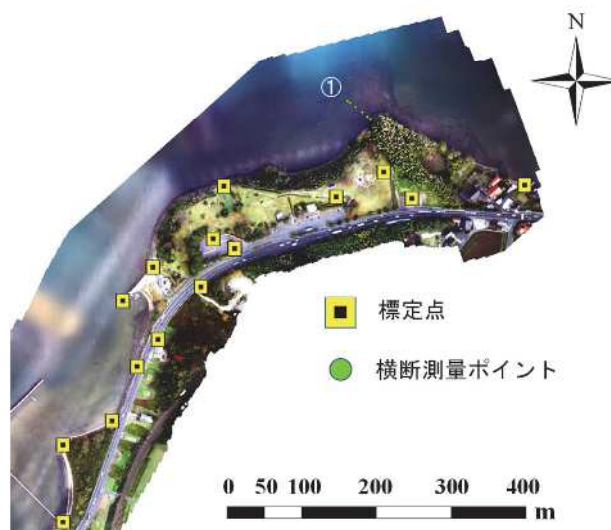
また、浅場整備箇所であるエリア A、エリア B について、浅場整備前後の漂砂状況を把握するため、浅場が整備された平成 28 年度に実施された横断測量成果と、本研究で実施した UAV 写真測量、および同年に実施された横断測量で得られた結果から土砂収支を求め、比較を行った。土砂収支は、工事計画図と横断測量または UAV 写真測量で得られた断面図を重ね合わせ、各側線で



(a) エリア A

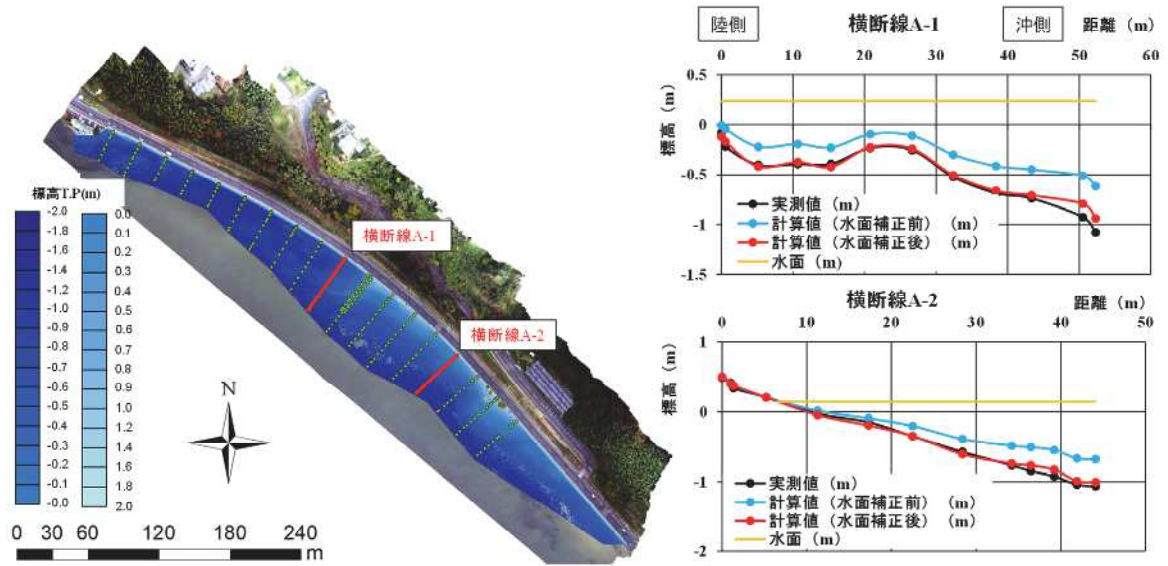


(b) エリア B

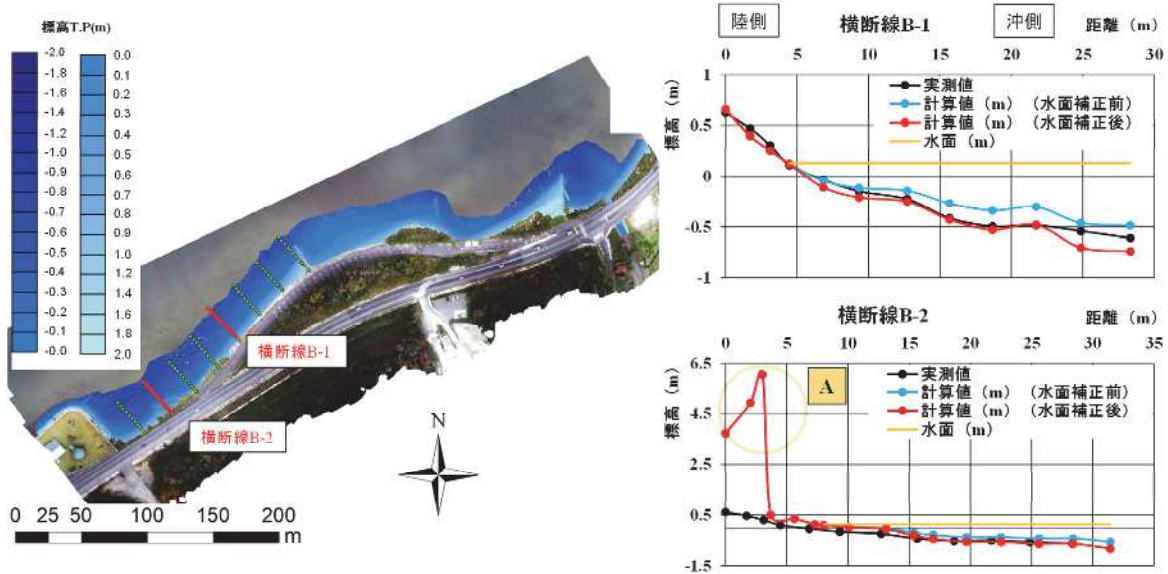


(c) エリア C

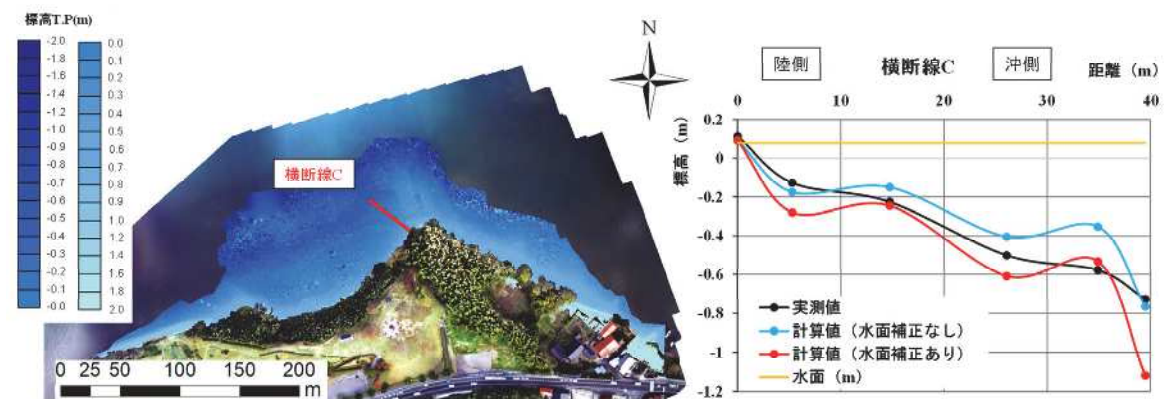
図-3.2.4 各調査地点の詳細



(a) エリア A



(b) エリア B



(c) エリア C

図-3.2.5 写真測量の DSM および実測値と計算値の比較

の「A：堆積面積」と「B：侵食面積」を求め、平均断面法で A と B それぞれの土量を求めた。平均断面法では 2 点間の両断面積 (A1, A2) の平均断面積と、2 点間の距離 (L) を乗じて、2 点間の体積 (V) を求めた ( $V = (A1 + A2) \times L \div 2$ )。各縦断方向の測点間体積を算出し、合計を範囲内

表-3.2.3 各エリアにおける実測値と計算値の平均誤差

	平均誤差 (m)			
	水面補正前		水面補正後	
	外れ値 除去前	外れ値 除去後	外れ値 除去前	外れ値 除去後
エリアA	0.228	0.153	0.106	0.051
エリアB	0.340	0.249	0.095	0.058
エリアC	0.109	0.094	0.123	0.069

の土量とした。

### 3.2.3.3 調査結果

#### (1) 地上での測量精度 (UAV 写真測量)

表-3.2.2 に、各地点における撮影画像枚数および標定点で、UAV 写真測量によって得られた地形データと実測値との残差と標準偏差をまとめている。国土交通省は、UAV 写真測量で得られた地形データの精度（地理情報レ

ベル 250 として使用する場合）として、標定点との標準偏差が 0.06 m 以下、最大残差が 0.12 m 以下と定めている<sup>3-14)</sup>が、全てのエリアにおいて上記条件が満たされていることが分かる。

#### (2) 水面下の測量精度 (UAV 写真測量)

図-3.2.5(a), (b), (c)はそれぞれ、図中に赤線で示した横断線における横断測量の結果と、UAV 写真測量で得られた DSM のデータを比較したグラフである。水面補正前の UAV 写真測量によって得られた DSM は、横断測量の結果と大きく外れているが、水面補正後は、概ね一致していることが確認できる。しかし、図-3.2.5(b)の A に示すように、植生の下などの横断測量をした箇所の上に遮光性の高い物体がある場合や、図-3.2.5(c)に示すエリア C の時のように、水面反射もしくは水面の揺れの影響によるアライメントの失敗によって、大きく実測値と外れている箇所も存在した。そのため、本研究では横断測量と UAV 写真測量で得られた DSM の誤差を調べる際、当該横断測量における各点の横断測量の結果と UAV 写真測量で得られた DSM データとの標準偏差で、当該箇所の誤差を除いた値が 3 以上の箇所は外れ値と判断して<sup>3-15)</sup>、削除した場合での検討も行った。表-3.2.3 には各エリアにおける、横断測量で得られた地形データと UAV 写真測量で得られた地形データの平均誤差を示している。水面補正を行った状態では、エリア A、エリア B、エリア C の平均誤差はそれぞれ、外れ値を含む場合は、0.106 m、0.095 m、0.123 m、外れ値を除去した場合は 0.051 m、0.058 m、0.069 m の値となった。なお、水面補正を行っていない状態では、エリア A、エリア B、エリア C の平均誤差はそれぞれ、外れ値を含む場合は、0.228 m、0.340 m、0.109 m、外れ値を除去した場合でも、0.153 m、0.249 m、0.094 m であった。また、図-3.2.6 は浜佐田地区における、水面補正前と水面補正後の実測値と推定値の散布図である。両者を比較すると、水面補正後は両者がおおよそ 1 対 1 の関係に補正されていることが確認できる。以上から、完全に補正が出来ていない箇所も複数点存在するが、本研究で採用した水面屈折補正係数 (1.420) によって、UAV 写真測量によって得られた DSM の水域部を補正すると、精度が大幅に改善されることが示された。したがって、UAV 写真測量によって得られた DSM の水域部における真値との誤差は、1.420 を当該水域部の水深に乗じて補正計算を行うことで概ね改善されることが明らかとなった。本研究では外れ値を横断測量と UAV 写真測量で得られた DSM の値から判定したが、横断測量を実施しない場合でも、オルソ画像や現地の様子から概ね除去することが可能と考えられる。また、本研究の UAV 写真測量で得られた DSM の値は、水深 2m 以内の箇所では、外れ値の発生は少なかったことから、宍道湖の浅水域では透明度の高い時期に 2m 程度の水深まで UAV 写真測量が適用できる可能性がある。

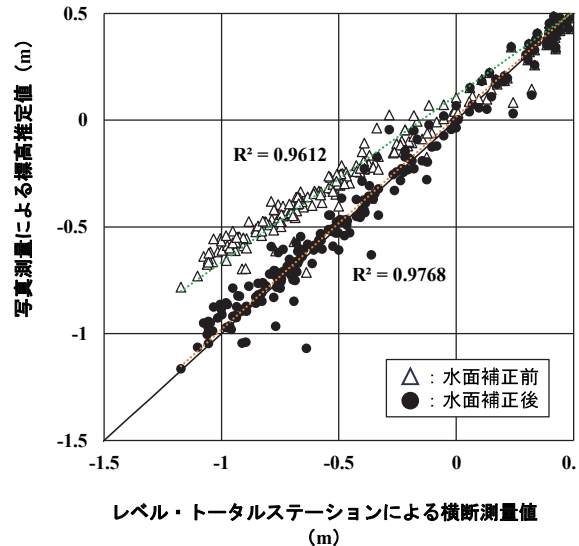


図-3.2.6 水面補正前後の実測値と推定値の散布図

表-3.2.4 エリア A およびエリア B における土砂収支

	横断測量		UAV写真測量	
	エリアA	エリアB	エリアC	エリアB
土砂投入量 (m <sup>3</sup> )	1255	591	1255	591
残存量 (m <sup>3</sup> )	551	293	635	278
浸食量 (m <sup>3</sup> )	704	299	620	313
土砂の残存率 (%)	44	49	51	47

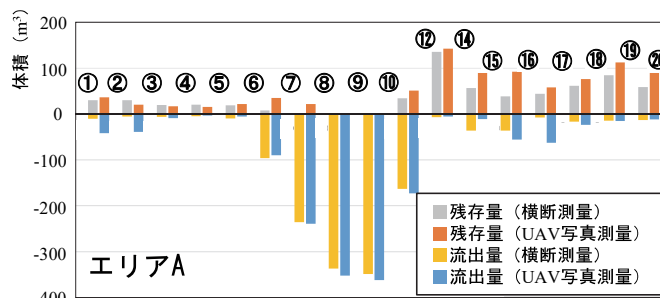


図-3.2.7 エリア A における UAV 写真測量と横断測量の土砂収支の比較

### (3) 土砂収支の把握 (UAV 写真測量, 横断測量)

浅場整備箇所であるエリア A, エリア B について, 土砂収支の状況を調査した。表-3.2.4 はエリア A およびエリア B において, 浅場整備前の平成 28 年に実施された横断測量成果とこの度実施された横断測量および UAV 写真測量の結果を比較して導出された土砂投入量 (m<sup>3</sup>), 残存量 (m<sup>3</sup>), 流出量 (m<sup>3</sup>), および土砂の残存率 (%) である。横断測量と UAV 写真測量との土砂の残存率の差は, 2~7%であり値

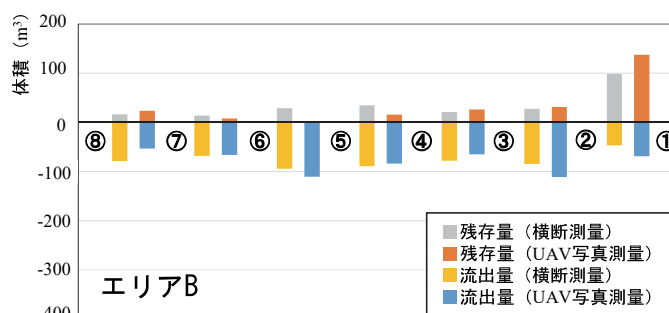


図-3.2.8 エリア B における UAV 写真測量と横断測量の土砂収支の比較

に大きな差がないことが分かる。また, 図-3.2.7, 図-3.2.8 には, エリア A, エリア B での侵食・堆積の傾向を示している。グラフ内の番号は, 図-3.2.5 で示した各地点で測量を実施した横断線の番号に対応している。結果として, エリア A は, 横断線⑦~⑩の浅場整備区間で非常に多くの土砂が流出傾向にあり, ⑫~⑳の間で堆積傾向にある。また, エリア B は全体的に流出の傾向にあり, 横断線①~②の東側突堤付近に堆積している状況が確認できる。このように, UAV 写真測量は, 横断測量と比べて若干過大評価になる傾向があるものの, その傾向を良く表しており, 両者の結果は極めて類似していることが分かる。これらのことから, UAV 写真測量結果は漂砂状況を捉えており, かつ面的に深浅状況を把握できる点において UAV 写真測量は有効な手段と考えられる。

#### 3.2.3.4 まとめ

宍道湖における浅場造成箇所及び予定箇所を対象に, 横断測量と UAV 写真測量を実施し, 横断測量を実施した 29 線, 全 368 点で, 横断測量で得られた地形データと, UAV 写真測量と SfM-MVS によって作成した DSM を比較した。外れ値を除去した上で, DSM の水域部の値を水面屈折補正係数で補正しなかった場合の誤差は, 全点で 0.165 m, 補正した場合の誤差は, 全点で 0.059 m であった。このことから, 本手法は湖沼における浅水域の DSM の補正に有効であり, UAV 写真測量によって得られた DSM の水域部における真値との誤差は, 1.420 を当該水域部の水深に乗じて補正計算を行うことで概ね改善されることが示唆された。また, 宍道湖の浅水域では透明度の高い時期に 2 m 程度の水深まで UAV 写真測量が適用できる可能性があることが分かった。さらに, 平成 28 年に実施された横断測量成果と, この度実施した UAV 写真測量とおよび横断測量のそれぞれの手法から得られた土砂収支を比較したところ, その差は 2~7%で, 堆積・侵食の傾向は両手法とも類似していた。これらのことから, UAV 写真測量結果は漂砂状況を捉えており, かつ面的に深浅状況を把握できる点において UAV 写真測量は湖沼の浅水域における土砂動態のモニタ

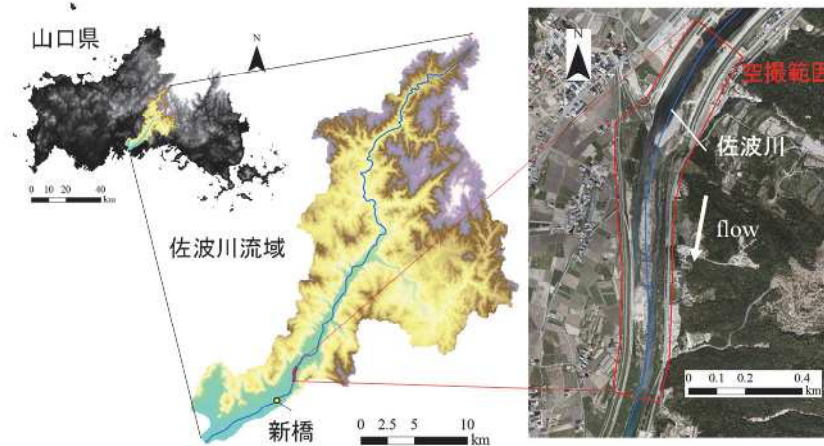


図-3.2.9 地形モニタリング対象域と空撮範囲

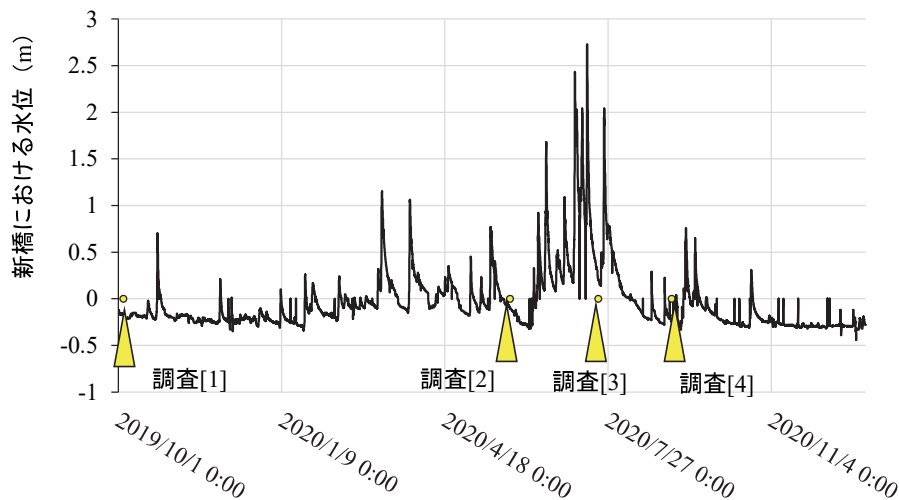


図-3.2.10 調査実施日と水位時系列（新橋）

リングに有効な手段と考えられる。

### 3.2.4 佐波川における UAV を用いた河床形状モニタリング

#### 3.2.4.1 調査方法

##### (1) 地形変化モニタリング

図-3.2.9 に UAV 写真測量による佐波川における河床形状のモニタリングを行った空撮範囲を示す。本空撮範囲は、河口から 9.6kp から 10.8kp までの範囲であり、2006 年 6 月に流下能力の増加を目的として、10k 483 の位置にあった旧金波堰が撤去されている。また本地点では、平成 30 年 7 月豪雨によって護岸が被災し、2019 年 7 月から 2020 年 3 月まで護岸改修工事が行われた。設定した空撮範囲の面積は約 0.281 km<sup>2</sup> であり、河道と堤防の標高が確実に捉えられる範囲に設定した。図-3.2.10 に 2020 年の新橋における水位の時系列と空撮実施日を示す。モニタリングは、空撮に適した風速や、空撮範囲の水位を鑑み、2019 年 10 月 4 日（以下、調査[1]）、2020 年 5 月 28 日（以下、調査[2]）、2020 年 7 月 27 日（以下、調査[3]）、2020 年 9 月 4 日（以下、調査[4]）に行った。空撮範囲のモニタリングに使用した UAV は DJI 社 Phantom 4 ProV2 を、仮想基準点方式のネットワーク型 RTK-GNSS 測量機材には Trimble R4-3s を用いた。空撮範囲内で対空標識を設置した位置は図-3.2.11 に示している。対空標識は UAV を用いた公共測量マニュアル<sup>3-14)</sup>の規定に従い、各標定点の隣接する距離が概ね辺長 200 m 以内に収まるように配置した。しかし河道内の砂州の移動により、設定した場所に対空標識を置くことが困難な場合は、配置位置を若干変更している。空撮によって得られた画像より、Metashape professional (Agisoft LLC) にて SfM-MVS を行い、本章 2 節で示した手順で当該地区のオルソ画像および DSM を作成した。なお、SfM-MVS





図-3.2.11 空撮範囲および対空標識の設置位置

を行う際、水面反射の著しい写真はステレオモデル作成用の画像から削除している。作業フロー[6]の、標高ラスタの分割、抽出、空間補正、減算、補正係数の乗算、統合などの処理は、Esri社のArcMap10.6.1およびArcMap10.8.1を用いた。水域部と陸域部はオルソ画像を元に目視で判断した。撮影時のUAV設定条件を表-3.2.5に示す。重複率はオーバーステップ、サイドステップともに80%に設定し、鉛直方向と斜め方向（天頂角が45度）の撮影を行った。また、水面反射の影響の少ない画像を採用するため、撮影範囲全体を囲むように斜め撮影を実施している。また、どの調査日の水質も目視で河床が確認できる解像度であった。

(2) 対空標識を用いた写真測量とRTKを搭載したUAVのみを用いた写真測量との比較

2021年5月14日に、Phantom4 pro V2に加え、Phantom4 RTKによる空撮を行った。Phantom4 RTKはネットワーク型RTK-GNSSをサポートしており、電子基準点をベースとした補正情報によってドローンの撮影位置情報を高精度に把握し、撮影画像のメタ情報として書き込むことが出来る<sup>3-16)</sup>。従って、Phantom4 RTKを使用したUAV写真測量を行うことによって、GNSS測量が理論上は不要となり、測量の効率向上が期待される。本研究でも、Phantom4 RTKによって得られた撮影画像の処理時は、GNSSによって得られた標定点の位置データをGCPとして入力せず、撮影画像の位置情報を元に地形データとオルソ画像を作成した。なお、Phantom4 RTKで得られる高度は楕円体高であるため、各撮影画像の座標におけるジオイド高を国土地理院のジオイド高計算用のサイト<sup>3-17)</sup>により把握し、標高に修正した上でSfM-MVSを行った。Phantom4 pro V2の撮影画像の処理は前項と同様の手順で行った。撮影時のUAV設定条件を表-3.2.6に示す。Phantom4 RTKの撮影条件は、高田ら<sup>3-18)</sup>の方法を参考に設定した。また条件をなるべく合わせるため、両撮影時カメラのパラメータを手動で設定し、シャッター速度：1000、f値：4、ISO：100で撮影を行った。また、空撮開始時の風速は3.8 m/sであった。

表-3.2.5 各調査日におけるUAV空撮条件

	調査[1]	調査[2]	調査[3]	調査[4]
撮影高度 (m)	80			
飛行経路長 (m)	12676 (鉛直) +3069 (斜め)			
航路上のオーバーラップ率 (%)	80			
航路間のオーバーラップ率 (%)	80			
マージン (m)	0			
ジンバルピッチ (°)	-90, -45			
撮影時間 (分)	32 (鉛直) +13 (斜め)			

表-3.2.6 両UAVの空撮条件

	Phantom4 pro V2	Phantom4 RTK
撮影高度 (m)	80	80
航路上のオーバーラップ率 (%)	80	80
航路間のオーバーラップ率 (%)	60	60
マージン (m)	0	0
ジンバルピッチ (°)	-90, -45	-30
撮影時間 (分)	32 (鉛直) +13 (斜め)	16

表-3.2.7 各調査日におけるUAV写真測量の精度

	2019年	2020年		
	10月4日	5月28日	7月27日	9月4日
最大残差 (m)	0.062	0.067	0.032	0.031
残差平均 (m)	0.024	0.019	0.016	0.020
標準偏差 (m)	0.013	0.013	0.008	0.006

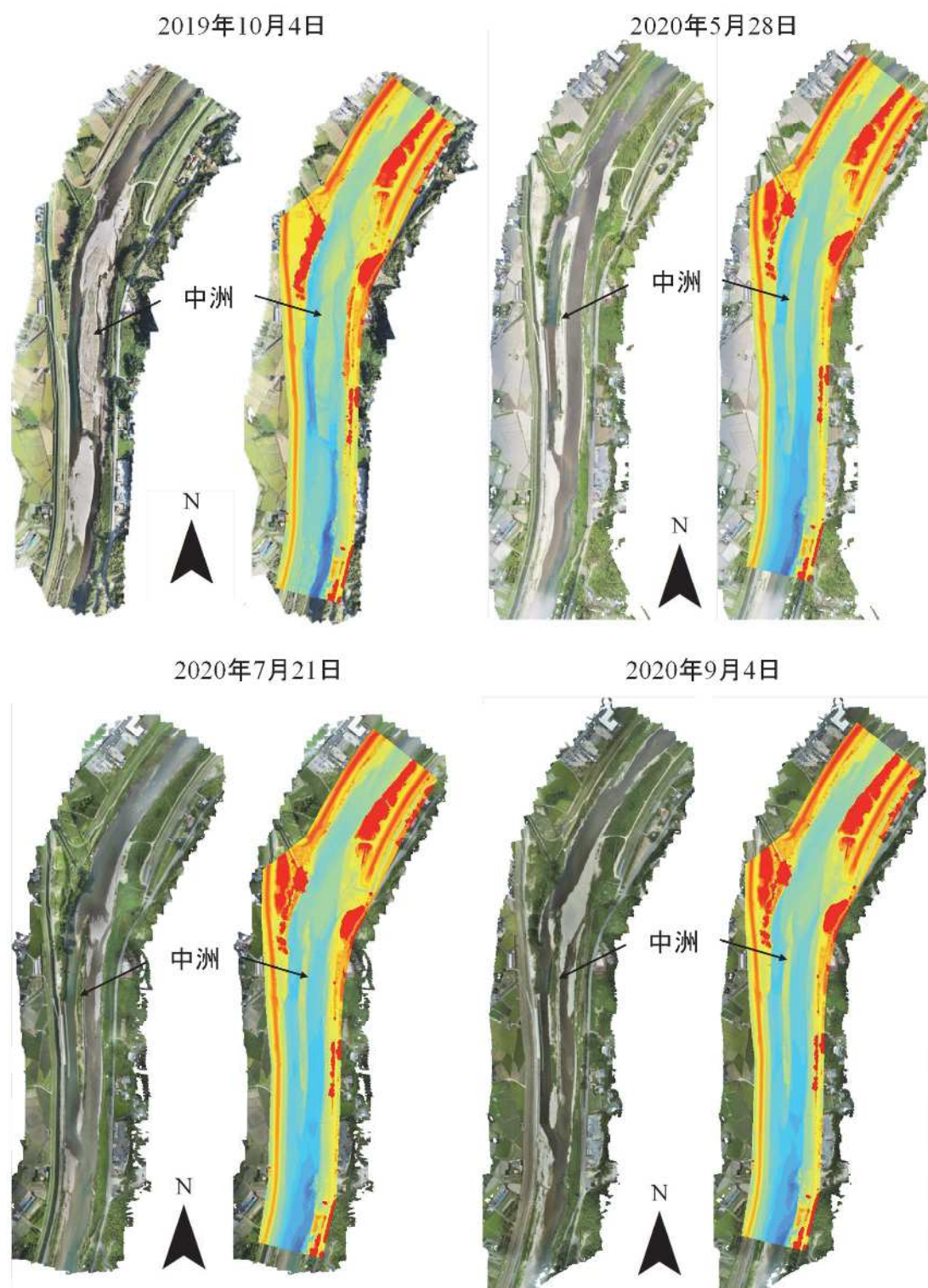
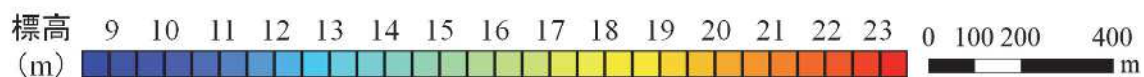


図-3.2.12 各調査日におけるオルソ画像および標高コンター

### 3.2.4.2 調査結果

#### (1) 地形変化モニタリング

表-3.2.7 に、各調査日における UAV 写真測量の精度を示す。国土交通省は、UAV 写真測量で得られた地形データの精度（地理情報レベル 250 として使用する場合）として、標定点との標準偏差が 0.06 m 以下、最大残差が 0.12 m 以下と定めている<sup>3-14)</sup>が、全ての調査日において上記条件が

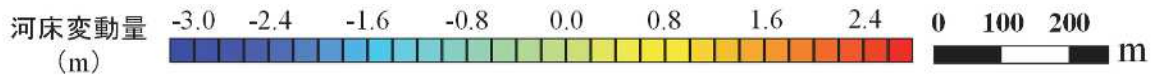


図-3.2.13 各期間における河床変動量コンター

十分に満たされていることが分かる。

図-3.2.12 に、2019 年および 2020 年に実施した各調査日でのオルソ画像および DSM のコンターを示す。UAV 写真測量によって得られた DSM は、護岸の凹凸などが詳細に捉えられており、各調査日の解像度はそれぞれ、0.0240 m、0.0257 m、0.0256 m、0.0256 m（平均 0.025 m）と高い解像度が得られていた。モニタリングを始めた 2019 年 10 月 4 日時点では、オルソ画像で大規模な中洲が形成されている事が確認できるが、前述のように本地点では、平成 30 年 7 月豪雨によって被災した護岸の改修工事および河床掘削工事を 2019 年 7 月から 2020 年 3 月まで実施しており、当該中洲は人為的に作られたものであった。また、護岸工事が終わって約 2 か月後の 2020 年 5 月 28 日の地形では、中洲より左岸側に右岸側よりも幅の広い流路が形成されていた。本流路は、工事終わりに人工的に作られた河道と考えられる。2020 年 7 月 21 日の地形では、5 月 28 日には確認された中洲の上流部が崩れ、左岸側に堆積している様子や下流側への土砂の堆積も見られる。これは、令和 2 年 7 月豪雨と重なる、7 月 14 日頃に大きな出水があり、中洲の上流部が崩れたことや上流から運ばれた土砂が堆積したためだと考えられる。また、中洲の植生も繁茂している様子が確認でき、中洲で、5 月 28 日に比べて、0.003 km<sup>2</sup>ほど、領域が増えていたことが示された。2020 年 9 月 4 日の地形では、中洲より右岸側の流路で多少堆積の傾向が見られるものの 7 月 21 日の地形とほとんど変化していないことが示された。表示範囲における河道内の砂州の面積を調

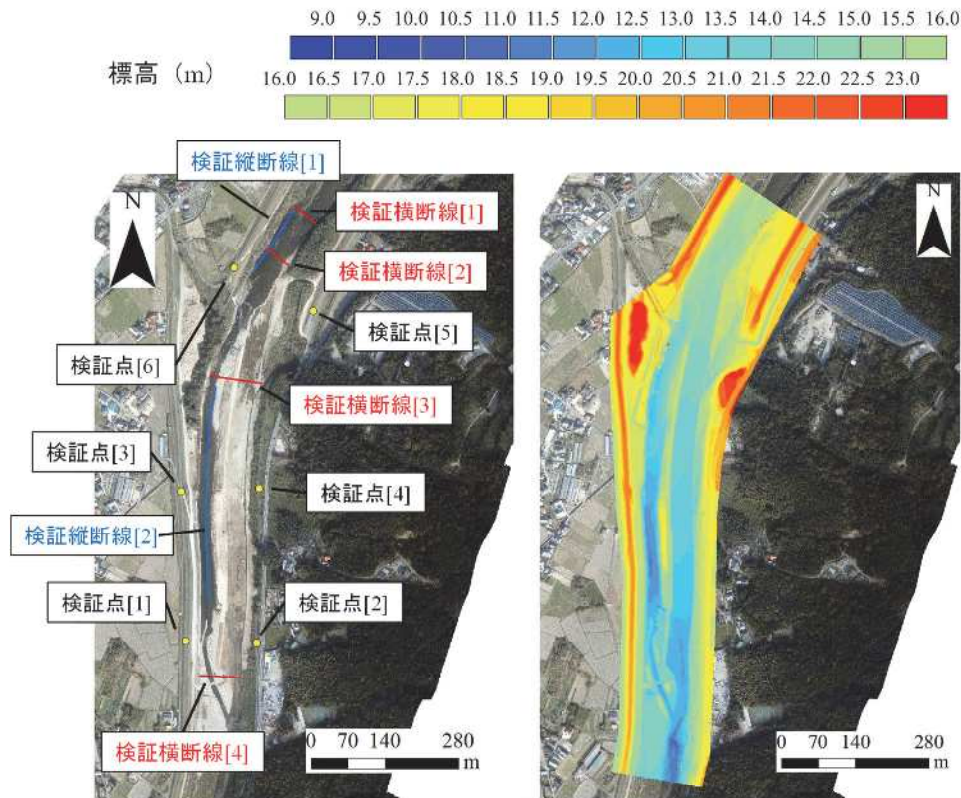


図-3.2.14 航空レーザー測深で得られたモニタリング範囲のオルソ画像と標高コンター

べると、調査[1]～[4]それぞれで、 $0.061 \text{ km}^2$ 、 $0.031 \text{ km}^2$ 、 $0.029 \text{ km}^2$ 、 $0.044 \text{ km}^2$ という値が示され、護岸工事後に $0.030 \text{ km}^2$ ほど砂州部分が取り除かれ、出水によってさらに $0.002 \text{ km}^2$ ほど減ったが、その後1か月半という比較的短期間で $0.015 \text{ km}^2$ ほど領域が広がったことが示された。

図-3.2.13は、河道内における各撮影時期の河床変動量を表したコンターである。河床変動量を検証した範囲について、各時期において植生や人工構造物が集中している範囲は除外している。検討の結果、工事が行われた期間（2019年10月4日から2020年5月28日）で最も河床変動量が多く、平均 $0.54 \text{ m}$ ほど洗堀傾向であった。また、河床変動評価領域全体の標準偏差は $1.04 \text{ m}$ であった。ボリュームとして確認すると、領域全体で約 $16546 \text{ m}^3$ の堆積、約 $53518 \text{ m}^3$ の洗堀であった。詳細を検討すると、上流側で堆積傾向、中洲より右岸側の護岸が設置された付近では堆積傾向、左岸側で土砂が撤去された地点は洗堀傾向になっていた。また、護岸が設置された付近より下流側の中洲の部分で洗堀の傾向、河道側で堆積の傾向が示された。次に多かった期間が出水期であり、平均して $0.06 \text{ m}$ ほど洗堀傾向であった。また、河床変動評価領域全体の河床変動量の標準偏差は $0.59 \text{ m}$ であった。ボリュームとして確認すると、領域全体で約 $17376 \text{ m}^3$ の堆積、約 $49072 \text{ m}^3$ の洗堀であった。本期間では、上流側で洗堀の傾向、砂州の上流側で堆積傾向が示され、護岸設置付近で洗堀の傾向が示された。砂州より下流側では堆積の傾向が示されている。そして、7月27日から9月4日にかけては平均して $0.05 \text{ m}$ ほど洗堀傾向であった。また、河床変動評価領域全体の標準偏差は $0.15 \text{ m}$ であった。ボリュームとして確認すると、領域全体で約 $2745 \text{ m}^3$ の堆積、約 $6374 \text{ m}^3$ の洗堀であった。本期間では、他の期間と比較すると特徴的な河床変動がほとんど見られなかった。以上から、本モニタリング手法によって、短期間での河道内の地形の砂州や植生の変化の様子や、河床変動の様子を面的に把握でき、洗堀が発生して護岸の崩壊が起こる可能性のある個所や土砂堆積が活発で砂州の発達しやすい箇所などを把握できることが示された。

2019年11月16日に、佐波川では航空レーザー計測が実施された。航空レーザー測深は、低速可能なヘリコプターに、水面でも反射しない緑色の光を使用したグリーンレーザー装置を取り付け、水陸同時に河道の3次元計測を可能にした測量方法であり、平成31年には国土地理院によっ

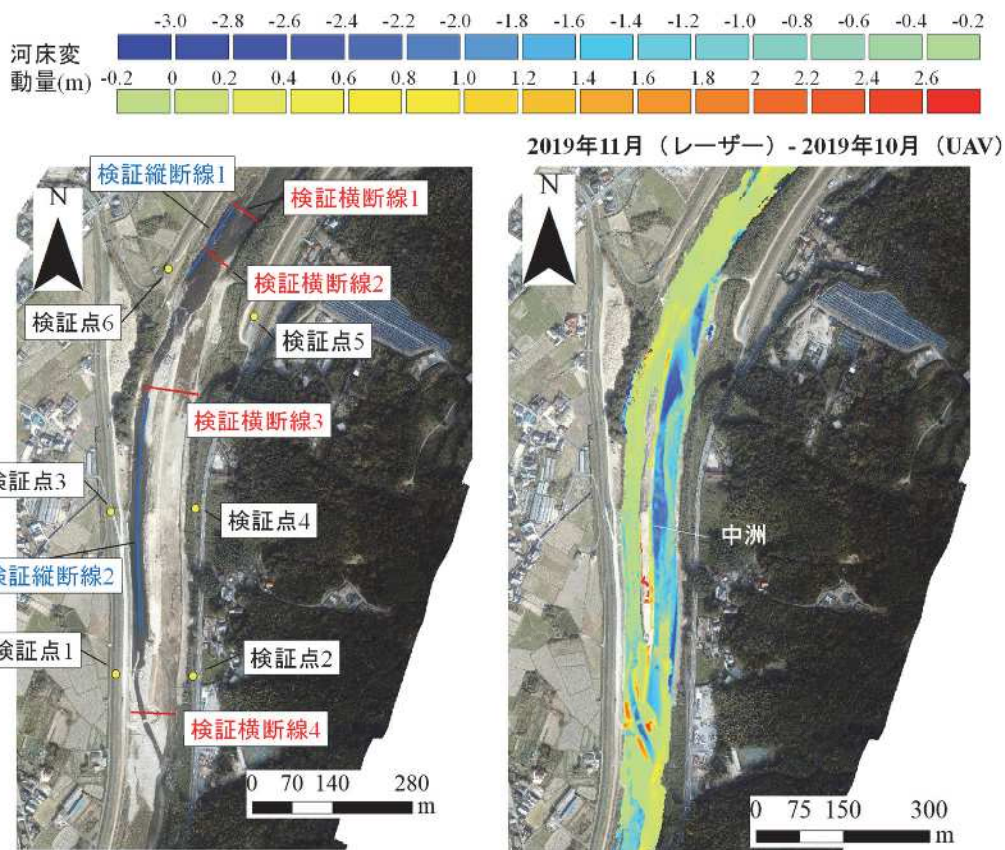


図-3.2.15 航空レーザー測深によって得られたオルソ画像および航空レーザー測深によって得られた標高（2019年11月）と UAV 写真測量によって得られた標高（2019年10月）の差分コンター

て公共測量を行うためのマニュアル<sup>3-19)</sup>も公開されている。当該測量方法によって、水中部を含む河川空間全体のモニタリングが可能であり、地図情報レベル 500 の公共測量が可能である。なお、当該航空レーザー測深には、ライカ製の ChiropteraII が使用されている。図-3.2.14 は実施された航空レーザー計測によって得られた当該区間の標高と計測時のオルソ画像である。護岸工事期間中に計測されたものであり、2019年10月4日に UAV 写真測量によって得られた画像と比較しても河道が大きく変動していることが確認できる。図-3.2.15 は航空レーザー計測によって得られた標高から UAV 写真測量によって得られて標高を差し引いたコンターである。中洲より右岸側が洗掘傾向にあり空撮範囲の下流側は堆積傾向にあった。河床変動評価領域全体の平均河床変動量は $-0.47\text{ m}$ であり、全体的に洗掘の傾向が確認された。また、同領域全体の標準偏差は $0.91\text{ m}$ であった。これは、前述したように、当該区間では平成30年7月豪雨影響で被災した護岸の改修工事および河床掘削工事が2019年7月から2020年3月まで実施されており、当該工事の影響によって大きな河床変動が生じたためと考えられる。ボリュームとして確認すると、領域全体で約 $11369\text{ m}^3$ の堆積、約 $53452\text{ m}^3$ の洗掘であり、2020年5月までの河床変動が生じた土砂量との割合として69%の土砂堆積と81%の洗掘が2019年11月時点で

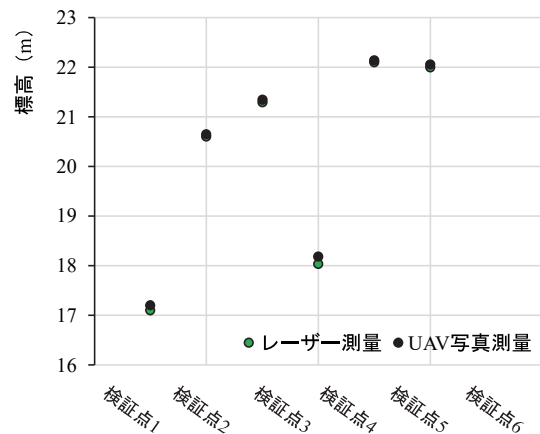


図-3.2.16 UAV 写真測量と航空レーザー測深で得られた標高の比較（検証点）

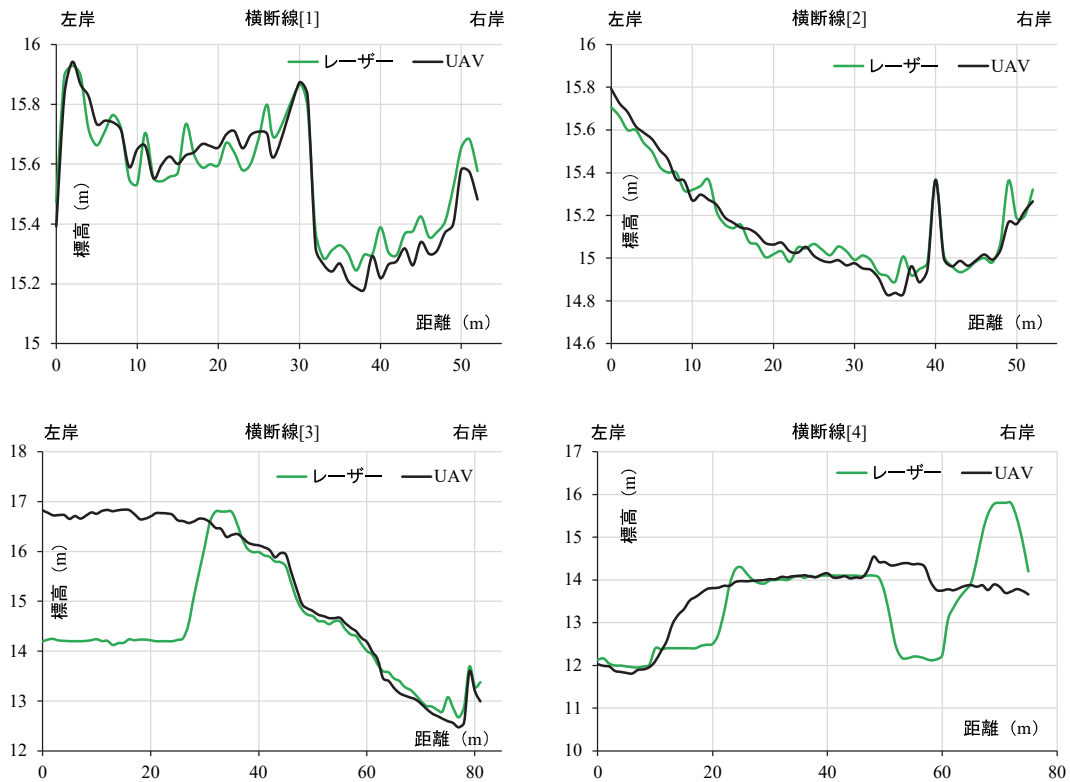


図-3.2.17 UAV写真測量と航空レーザー測深で得られた標高の比較（検証横断線）

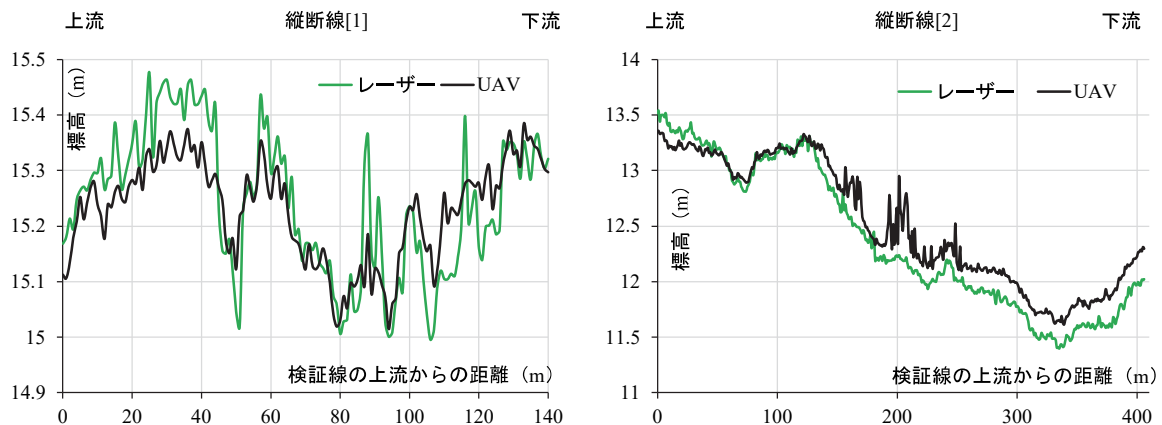


図-3.2.18 UAV写真測量と航空レーザー測深で得られた標高の比較（検証縦断線）

あったことが明らかになった。続いて、護岸工事の影響が小さいと思われる箇所（河床変動の絶対値が小さい箇所）の横断線と縦断線（図-3.2.15：横断線[1]，[2]，縦断線[1]）と影響が大きいと思われる箇所（河床変動の絶対値が大きい箇所）の横断線と縦断線（図-2.9：横断線[3]，[4]，縦断線[2]），および年中で標高の変化が無い堤防上や道路上の検証点（図-2.9：検証点[1]～[6]）における航空レーザー測量によって得られた標高と，UAV写真測量によって得られた標高を比較した。図-3.2.16は，検証点における標高を比較した結果である。検証点における航空レーザー測量とUAV写真測量との誤差の平均は約0.075 m，最大誤差は0.15 mであり，高い精度で一致していることが示された。また，図-3.2.17は横断線における標高を比較したグラフである。護岸工事の影響が小さいと思われる検証横断線[1]および[2]では，横断線を1 m 間隔で分割した場合の各点における標高の最大誤差がそれぞれ0.196 m，0.170 m，平均誤差がそれぞれ0.047 m，0.061 mと非常に高い精度で一致していた。護岸工事の影響が大きいと思われる横断線[3]および[4]において，横断線[3]では航空レーザー計測実施日までに左岸側で工事による大きな洗堀があったことが示され，

表-3.2.8 各 UAV 写真測量の精度

	Phantom4 pro V2	Phantom4 RTK
最大残差 (m)	0.024	0.124
残差平均 (m)	0.012	0.025
標準偏差 (m)	0.006	0.021

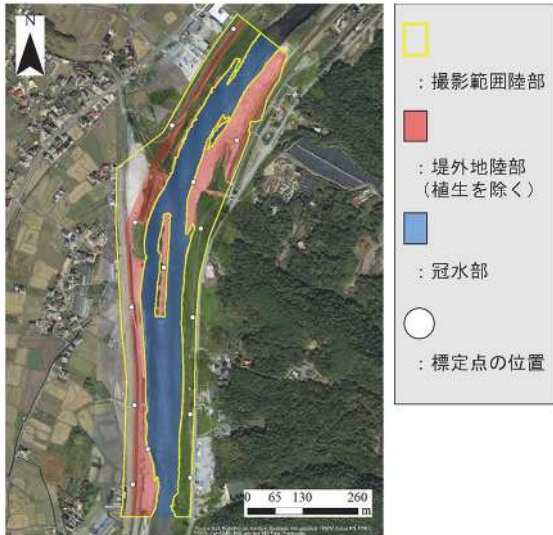


図-3.2.20 測量成果を比較した冠水部と陸部の範囲

横断線[4]でも河道中央部付近の標高の高い箇所(砂州)より左右岸で人為的に洗堀されている様子が確認できた。横断線を1m分割した場合の各点における標高の最大誤差はそれぞれ、2.682 m, 2.224 m, 平均誤差はそれぞれ1.002 m, 0.667 mであったが、横断線[3]の右岸側(40m~81m)や横断線[4]の砂州部分(27m~46m)は、それぞれ平均誤差が0.156 m, 0.038 mと、両者の値がほとんど一致していることが示された。図-3.2.18は、縦断線における標高を比較したグラフである。縦断線[1]では、航空レーザー計測はUAV写真測量よりも縦断的に標高の変動幅が大きいものの、両者の平均誤差は約0.060 m, 最大誤差は0.22 mであり非常に高い精度で一致していた。縦断線[2]では、全体的に航空レーザー計測によって得られた標高よりUAV写真測量によって得られた値が高かった。やや逆勾配となっている区間(上流からおおよそ75m~125m)の後(上流からおおよそ126mから350m)の区間で洗堀の傾向が大きかった。縦断線[2]の上流からおおよそ200mあたりで、UAV写真測量で得られた標高が高くなっていることに関して、図-3.2.19は、当該地点のオルソ画像であり、白い根固めブロック周辺で川底が見えるほど水深が浅くなっていることが確認できる。白

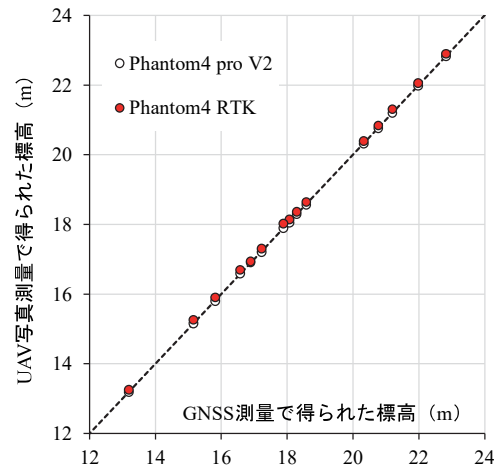


図-3.2.21 標定点における標高の比較

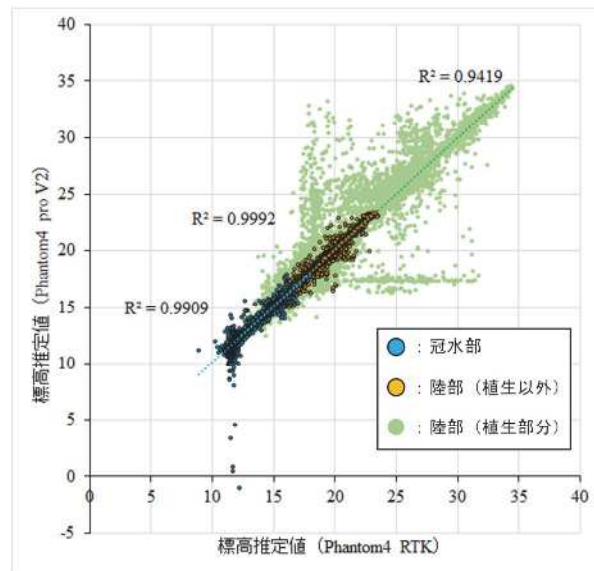


図-3.2.22 各写真測量で得られた標高値散布図

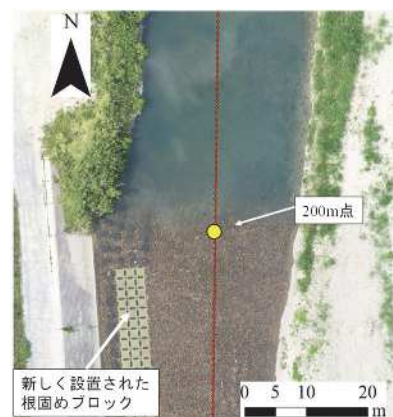


図-3.2.19 縦断線[2]の上流から200mの付近におけるオルソ画像拡大図

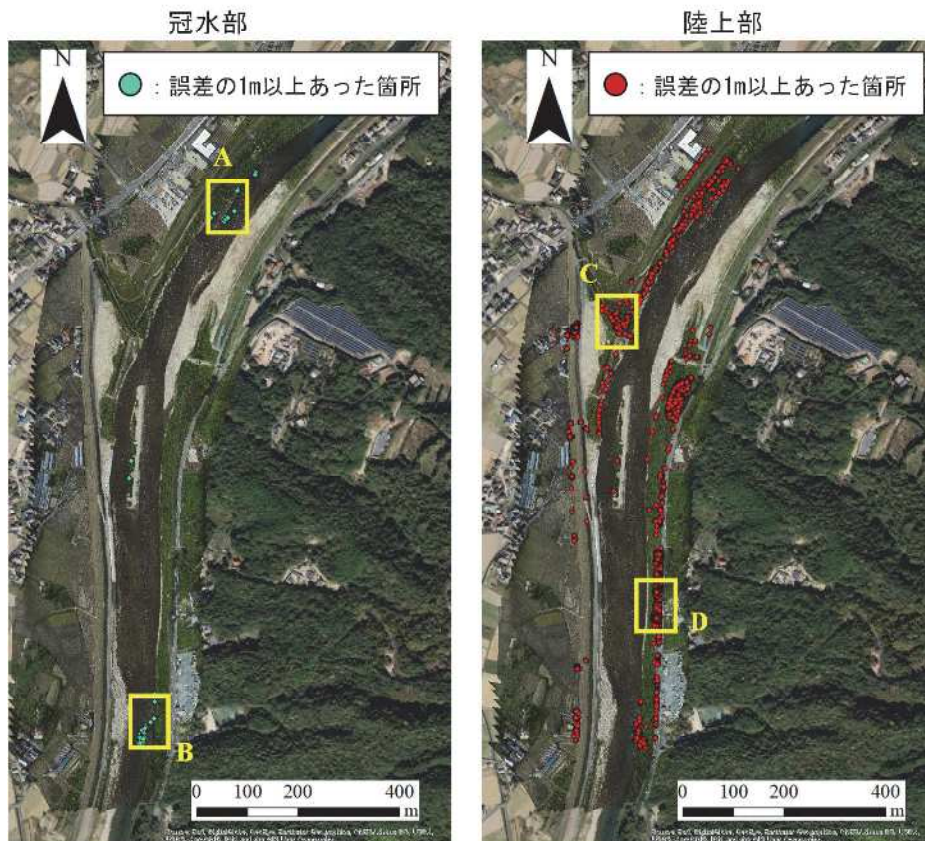


図-3.2.23 両手法で誤差が大きかった地点（全体図）

い根固めブロックは護岸工事によって新しく設置された構造物であり、現場では、根固めブロック周辺で土砂の堆積があった。UAV 写真測量の結果はこの土砂の堆積を反映していると考えられる。以上、UAV 写真測量と航空レーザー計測の地形測量の結果を比較すると、砂州上や護岸工事の影響が小さいと思われる箇所では、陸地だけではなく冠水部においても非常に高い精度で両者の値が一致していることが示された。従って、UAV 写真測量によって得られた成果は、航空レーザー測量によって得られた成果と大きな差異はなく、水面下の測量にも適用可能であると考えられる。

## (2) 対空標識を用いた写真測量と RTK を搭載した UAV のみを用いた写真測量との比較

最初にそれぞれの手法において、GCP として入力した座標と SfM-MVS によって推定された標高推定値との差異を比較した。表-3.2.8 に Phantom4 proV2 と Phantom4 RTK それぞれの手法での、GCP として入力した座標における標高推定値との統計量を示している。なお Phantom4 pro V2 では標定点、Phantom4 RTK では撮影画像にメタ情報として書き込まれた座標を GCP として入力している。それぞれの手法において両者を比較した結果、入力した GCP の値と推定値との誤差は、両測量成果とも国土交通省の定める基準値以内であった。続いて、GNSS 測量によって得られた値と各測量成果の値を比較した。図-3.2.20 に撮影範囲における陸部と冠水部の領域と標定点の位置を、図-3.2.21 に当該標定点の位置における GNSS 測量と各写真測量で得られた標高の散布図を示す。Phantom4 pro V2 で得られた標高の誤差は、平均 0.01 m（標準偏差 0.01 m，最大誤差 0.03 m）であり、Phantom4 RTK で得られた標高の誤差は、平均 0.09 m（標準偏差 0.02 m，最大誤差 0.15 m）であった。地図情報レベル 500 での標高の精度は標定点での標準偏差が 0.12 m 以内、最大値 0.24 m 以内であるとされており<sup>3-15)</sup>、Phantom4 RTK を使用した UAV 写真測量で得られた成果は、当該基準を満たしていると考えられる。現況で使用されている航空レーザー測深機を用いた測量では、最高で地図情報レベル 500 までの精度の測量成果が運用されているため<sup>3-19)</sup>、実務上問題ない精度で地形を把握できていると考えられる。



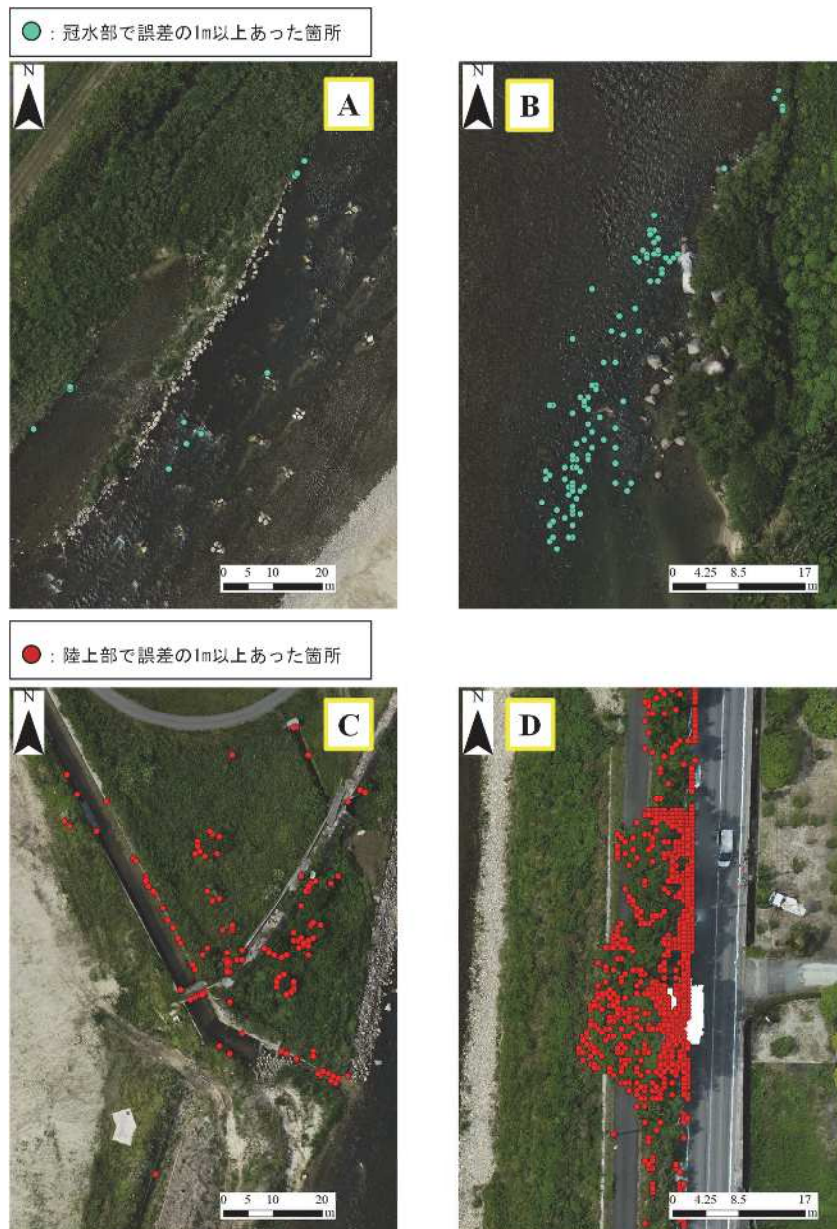


図-3.2.24 両手法で誤差が大きかった地点（詳細図）

冠水部と陸上部分に分けた測量範囲内（図-3.2.20）にて、 $0.5\text{ m} \times 0.5\text{ m}$ の格子を作成し、それぞれの格子の重心点において両値を比較した。また、陸部はさらに植生箇所とそれ以外の箇所で比較を行った。図-3.2.22 にそれぞれの標高の散布図を示す。また、図-3.2.23 および図-3.2.24 に冠水部と陸上部で誤差が1 m 以上あった箇所を示す。冠水部分の両値の決定係数は0.9909 であり多くの地点で当てはまっていたが、白波立っている箇所や水深の深い箇所もしくは植生との境界付近等で Phantom4 RTK の測量成果に外れ値が見られた。抽出した全 336647 点の内、1 m 以上の誤差があった箇所が 125 点、1 cm 未満の誤差であった箇所が 16180 点であり、平均の誤差は 0.08 m（標準偏差 0.07 m）であった。また、陸部の両値の決定係数は 0.9814 であり、多くの地点で当てはまっていたが、植生のある箇所に誤差の大きい点が集中していた。抽出した全 561032 点の内、1 m 以上の誤差があった箇所が 5792 点、1 cm 未満の誤差であった箇所が 13706 点であり、平均の誤差は 0.13 m（標準偏差 0.35 m）であった。高田ら<sup>3-18)</sup>は植生を多く含む斜め画像はタイポイントの数や質を低下させることを指摘しており、陸部で誤差が大きくなったのは同様の原因であると考えられる。植生が誤差を大きくする理由は、風により植生の位置が安定しないことが原因と考えられる。また、植生部分を除去した場合の堤外地陸部の平均誤差は 0.09 m（標準偏差 0.05 m）

であった。なお、誤差が大きかった箇所は大部分が竹藪や葦などの相対的に背の高い植生や冠水部との境界付近であった。

以上の結果から、Phantom4 RTK で得られた結果と Phantom4 pro V2 の結果の誤差は、堤外地の植生以外の陸部と冠水部の地形を含め $\pm 8.5$  cm であり、両手法ともほぼ同等の精度で地形を把握できることが明らかとなった。調査時には、計 20 点の対空標識の設置と測量、そして回収に 2 時間 15 分ほどの時間を要したが、Phantom4 RTK を使用した写真測量は、対空標識位置を GCP として使用していないため、現地で要した調査時間は 25 分の空撮のみであり、大幅に測量時間を短縮できた。

### 3.2.5 まとめ

本節では、宍道湖における浅場造成箇所及び予定箇所を対象に、横断測量と UAV 写真測量を実施し、横断測量を実施した 29 線、全 368 点で、横断測量で得られた地形データと、UAV 写真測量と SfM-MVS によって作成した DSM を比較した。外れ値を除去した上で、DSM の水域部の値を水面屈折補正係数で補正しなかった場合の誤差は、全点で 0.165 m、補正した場合の誤差は、全点で 0.059 m であった。このことから、本手法は湖沼における浅水域の DSM の補正に有効であり、UAV 写真測量によって得られた DSM の水域部における真値との誤差は、1.420 を当該水域部の水深に乗じて補正計算を行うことで概ね改善されることが示唆された。また、宍道湖の浅水域では透明度の高い時期に 2 m 程度の水深まで UAV 写真測量が適用できる可能性がある。また、UAV 写真測量と横断測量の土砂収支を比較したところ、その差は 2~7% で、堆積・侵食の傾向は両手法とも類似していた。これらのことから、UAV 写真測量結果は漂砂状況を捉えており、かつ面的に深浅状況を把握できる点において UAV 写真測量は湖沼の浅水域における土砂動態のモニタリングに有効な手段と考えられる。

また、水面屈折補正係数を適用した UAV 写真測量によって佐波川の河口より 9.6kp から 10.8kp までの範囲（旧金波堰周辺）の河床形状のモニタリングを行った結果、短期間での河道内の砂州の変化の様子や、河床変動の様子を面的に把握でき、測量区間における河床変動量など、定量的な諸量が詳細に把握でき、洗堀によって護岸が破壊されやすい箇所や堆積によって砂州の発達しやすい箇所を把握できることが示された。また、UAV 写真測量によって得られた成果は航空レーザー測量によって得られた成果と大きな差異は無く、水面下の測量にも適用可能であることが明らかとなった。さらに、本手法は RTK 搭載 UAV を使用することで、RTK 非搭載 UAV を使用した場合よりも、同等の精度を確保しつつ大幅な測量時間の短縮を期待できることが示唆された。

## 3.3 水上・空中両用 UAV を用いた粒度分布把握手法の開発と適用

### 3.3.1 緒論

河川の表層河床材料は地形や河川生物の生息場、植生分布などの河川環境に大きな影響を及ぼすため、河道管理に必要不可欠な河道特性に関わる情報の一つである。しかし、その調査は人力による試料採取や計測が主流となる場合が多い上、流速や水深などの制約があり多大な労力を要する。効率的な粒度分布の把握手法として、寺田ら<sup>3-20)</sup>は、無人航空機 (UAV: Unmanned Aerial Vehicle) で得られた空撮画像と、画像から粒度分布を自動で計測する画像解析手法 (BASEGRAIN) によって掛保川の砂州における表面粒度分布の測定を行っており、得られた粒度分布から対象とした砂州における石礫の移動特性を明らかにしている。また、原田ら<sup>3-21)</sup>は、長良川島田地区の砂州を対象に UAV と BASEGRAIN を用いて推定した粒度分布と、面格子法を用いた粒度分布の実測値を比較し、画像解析手法で判別可能な粒径以上の粒子が卓越する場では概ね両者が一致する事を示している。また、平生ら<sup>3-22)</sup>は複数の撮影条件でデジタルカメラと UAV による砂州表層の撮影を行い、手動で河床材料の輪郭をトレースした画像から粒度分布を導出した場合と BASEGRAIN



図-3.3.1 SplashDrone4 の概観および撮影画像

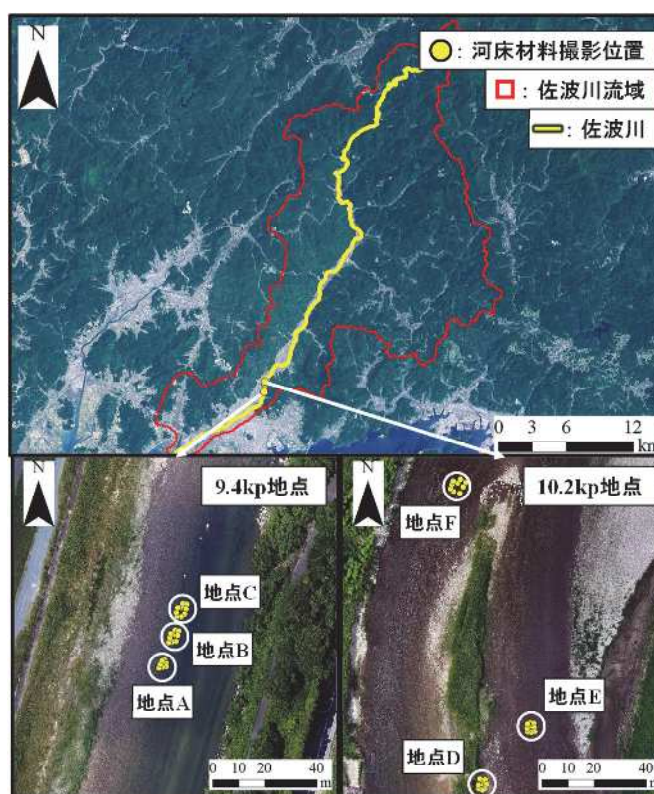


図-3.3.2 河床材料調査地点

を用いて粒度分布を導出した場合の代表粒径 $d_{60}$ の算定結果を比較し、高度等の条件はあるが、UAVから得られた画像から推定した粒度分布でも良好な解析結果が得られている。以上の研究成果より、UAVとBASEGRAINを使用した粒度分布の推定手法は、砂礫河床における粒度分布の推定に有効であることが示されている。しかし、いずれの研究成果も砂州が粒度分布の対象領域であり、河川水面下の粒度分布にUAVを用いた例は皆無である。

近年、Splash Drone4 (Swell pro社、以下SPD4と称す)と呼ばれる水上・空中両用のUAV (図-3.3.1)が開発されている。SPD4は防水レベルがIP67であるため、雨中での飛行や、カメラを水中に入れて河川水面下の河床の撮影が実施できる。SPD4より得られた画像から河川水面下の粒度分布を測定できれば、より多様な地点での河床材料の把握が可能になると考えられる。

そこで本研究では、河川水面下の粒度分布を効率的に把握する手法を開発することを目的として、山口県佐波川においてSPD4を用いた現地調査とBASEGRAINを用いた画像解析により、河川内に侵入することなく効率的に河床の粒径を計測する手法を開発した。また、当該手法を用いた粒度分布の導出結果と従来手法の結果を比較し、その有用性を検討した。

### 3.3.2 現地調査

#### 3.3.2.1 現地調査方法

現地調査は、2022年7月22日に山口県の一級河川である佐波川の9.4kpおよび10.2kp (図-3.3.2)を対象に行った。当該範囲は、佐波川流域でも治水上・環境保全上重要な箇所であり、水深や河床材料が多様なエリアである。当該地点における河床材料撮影地点を図-3.3.2に示す。河床材料の撮影はA～Fの6地点で行い、それぞれの地点で9枚ずつ(計54地点)、面積格子法<sup>3-23)</sup>に倣い、以下の流れで河床材料の撮影を行った。[1]GNSS測量システム(Trimble社製 Trimble R4-3s)により座標を測定。[2]座標測定地点に、縦40cm×横40cmで10cm間隔の格子を設置。[3]デジタルカメラ(RICHO WG-6 Ver.1.02, 5184 pix×3888 pix)とSPD4に取り付けられたジンバルカメラ(iCatch SP5K Series, 4608 pix×2592 pix)を用いて、設置した格子と河床材料を撮影。[4]撮影地点における水深の計測(C～F地点)。なお、デジタルカメラによる撮影の際は、底にアクリ

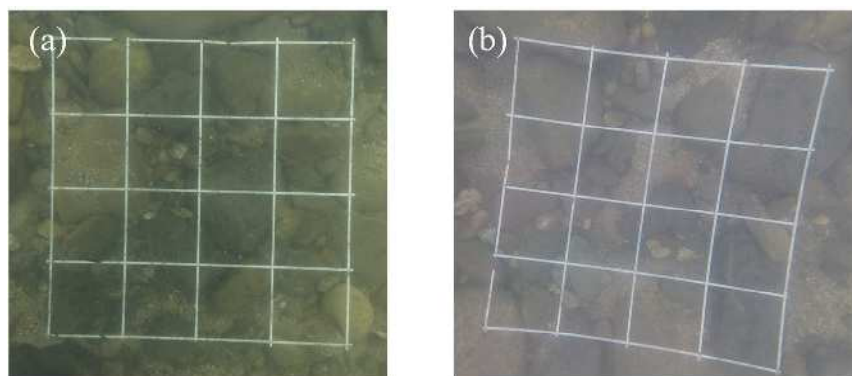


図-3.3.3 撮影画像の一例 (a: デジタルカメラ, b: スプラッシュドローン)

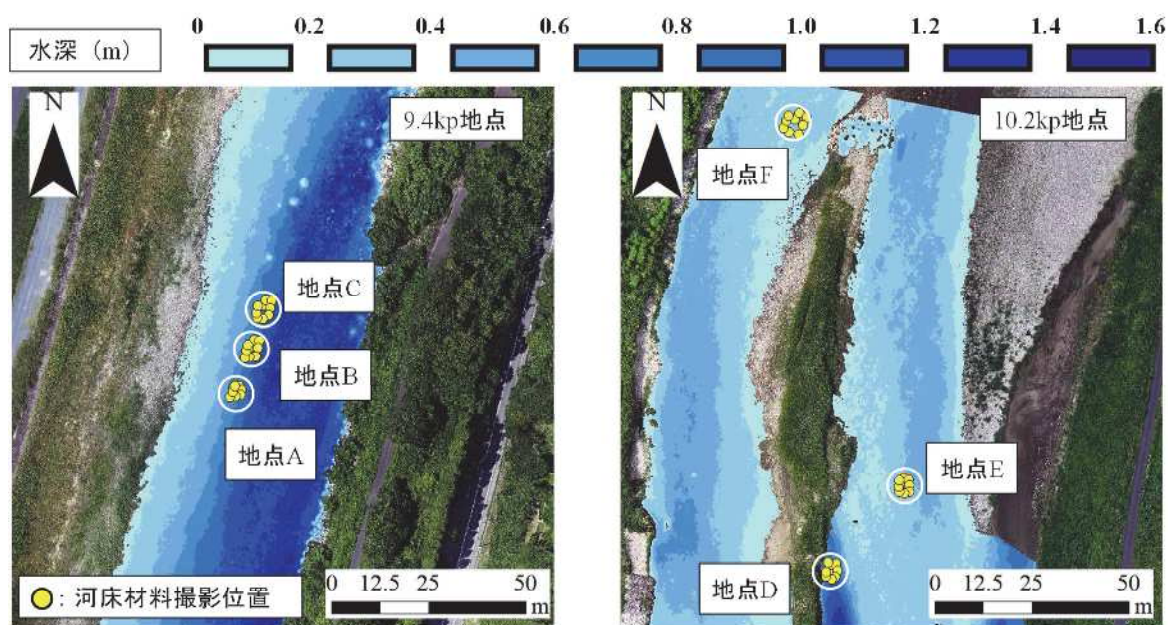


図-3.3.4 UAV 写真測量によって得られた水深コンター

ル板を貼り付けた箱を用いることで、波や反射の影響を軽減している。また、水深は設置した格子の中心から標尺を用いて計測している。デジタルカメラによる撮影の際は格子の直上付近で撮影を行ったが、SPD4による撮影の際は、上流からSPD4を流下させ、SPD4がおおよそ格子の中央を横切るタイミングで撮影を行った。

河床材料の撮影後、当該範囲を対象にUAV (DJI社製 Phantom 4 RTK) を用いた空撮を実施し、SfM-MVS (Structure from Motion-Multi View Stereo) にてオルソ画像と当該地点のDSMを作成した。作成のソフトには、Metashape professional (Agisoft LLC) を用い、作成の際にはPhantom 4 RTKによって撮影画像にメタ情報として書き込まれた座標を使用した。なお、Phantom4 RTKで撮影された画像に書き込まれる座標は絶対精度5cmを満たしている。また、前節で述べたように、当該地点で行われたPhantom4 RTKのみを使用した写真測量では地図情報レベル250を満たす精度の河川地形が捉えられていることが示されたため、本検討における空撮時のUAV設定条件は当該空撮時と同じ値を用いた。また、得られたDSMは2節に記述した手法で冠水部における屈折補正を行った。

### 3.3.2.2 現地調査結果

現地調査にて得られた河床材料の画像を図-3.3.3に示す。図-3.3.3の(a)がデジタルカメラによって得られた写真の一例であり、河床材料の輪郭を鮮明に捉えていることが確認できる。一方、SPD4によって得られた図-3.3.3の(b)は河床材料の輪郭を捉えられてはいるが、レンズがFOV92.6°

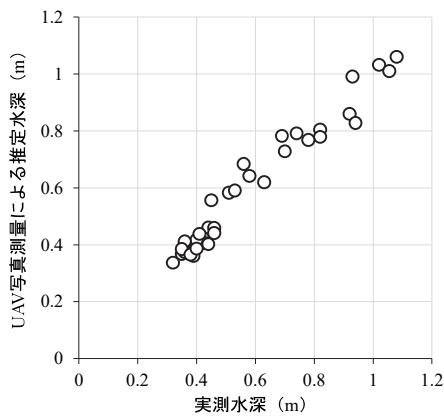


図-3.3.5 水深の実測値と推定値の比較

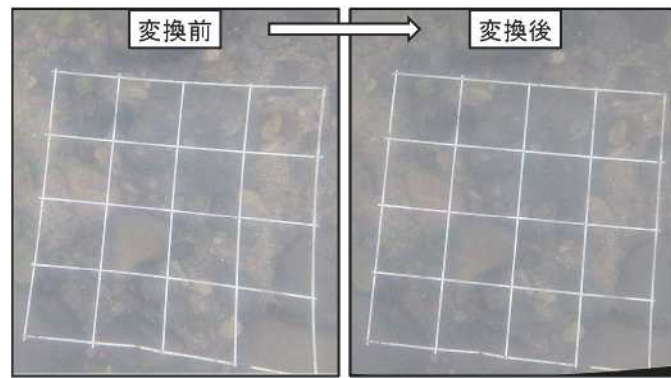


図-3.3.6 魚眼レンズの射影変換前後の画像

の魚眼レンズであるため、四方に引っ張られるような形で大きく歪んでいた。また、UAV 写真測量によって得られた調査領域における水深のコンターを図-3.3.4 に示す。調査地点の水深は 0.32 m～1.08 m の値を取り、A, B, C, D の地点は水深が深く、E, F は比較的水深が浅い地点であることが確認できる。図-3.3.5 は実測水深と UAV 写真測量から推定された水深の散布図である。実測値と推定値の誤差の平均は 0.038 m であり、本検討における UAV 写真測量では、約 4 cm の誤差で水深を把握した。

### 3.3.3 SPD4 の適用限界（水深）に関する検討

SPD4 による粒度分布の推定を行う前段階として、SPD4 の水深の適用限界を検討した。検討方法としては、はじめにスプラッシュドローンから撮影された画像の歪み補正を実施して正射影の画像に変換し、次に歪み補正された当該画像の縮尺（撮影された画像の 1 ピクセルあたりの距離）と当該画像が撮影された地点における水深との関係を統計的に解析した。

#### 3.3.3.1 魚眼レンズ写真補正ソフトによる撮影画像の変換

SPD4 で撮影された画像には歪みが発生していたため、無償の魚眼レンズ写真補正ソフトウェアである uonome<sup>3-24)</sup>を用いて撮影画像の射影変換を行った。uonome における射影変換式の拘束条件として、魚眼の画像の半径 (RAD\_FISH\_VAL) と、視点から投影する平面までの距離 (DIST\_FISH\_VAL) を任意で設定する必要があるが、本検討では、それぞれ 0.35, 0.5 とし、全ての画像の変換に本パラメータを適用した。変換前後の画像を図-3.3.6 に示す。射影変換後は魚眼レンズによる歪みが解消されていることが確認できる。なお、格子が平坦な河床に設置された画像を対象に、射影変換後の格子の外枠 4 辺それぞれの画素数を計測した所、ばらつきはほぼ見られず、それらの変動係数は 1.5%未満であった。

#### 3.3.3.2 画像の縮尺と水深の関係の検討

SPD4 を用いる際、飛行や水上における安定性の関係上 SPD4 と本研究で用いたような格子 (40 cm×40 cm) を同時に運搬することは非常に困難である。SPD4 で撮影された画像と水深は、線形に比例すると考えられるため、SPD4 で得た画像の縮尺を推定するためには、当該撮影地点における水深が非常に重要なパラメータとなる。しかし、水深が浅い場合、河床材料との衝突などの影響により機体が傾きやすく、当該地点における水深と撮影画像の縮尺の関係が適用できなくなる可能性がある。そこで、撮影地点において水深を計測した地点 C～F における射影変換後の画像の縮尺と撮影地点における水深の関係を検討した。図-3.3.7 は地点 C～F における射影変換後の画像と当該画像が撮影された地点における水深である。画像は縮尺が読み取れる画像を選定し、撮影画像の縮尺は、画像の中心に最も近い格子区画 4 辺の画素数の平均値と、実際の格子の長さから導出した。また、水深は実測値を用いた。

図-3.3.8 に撮影した画像における 1 cm あたりの画素数と撮影地点における水深の散布図を示

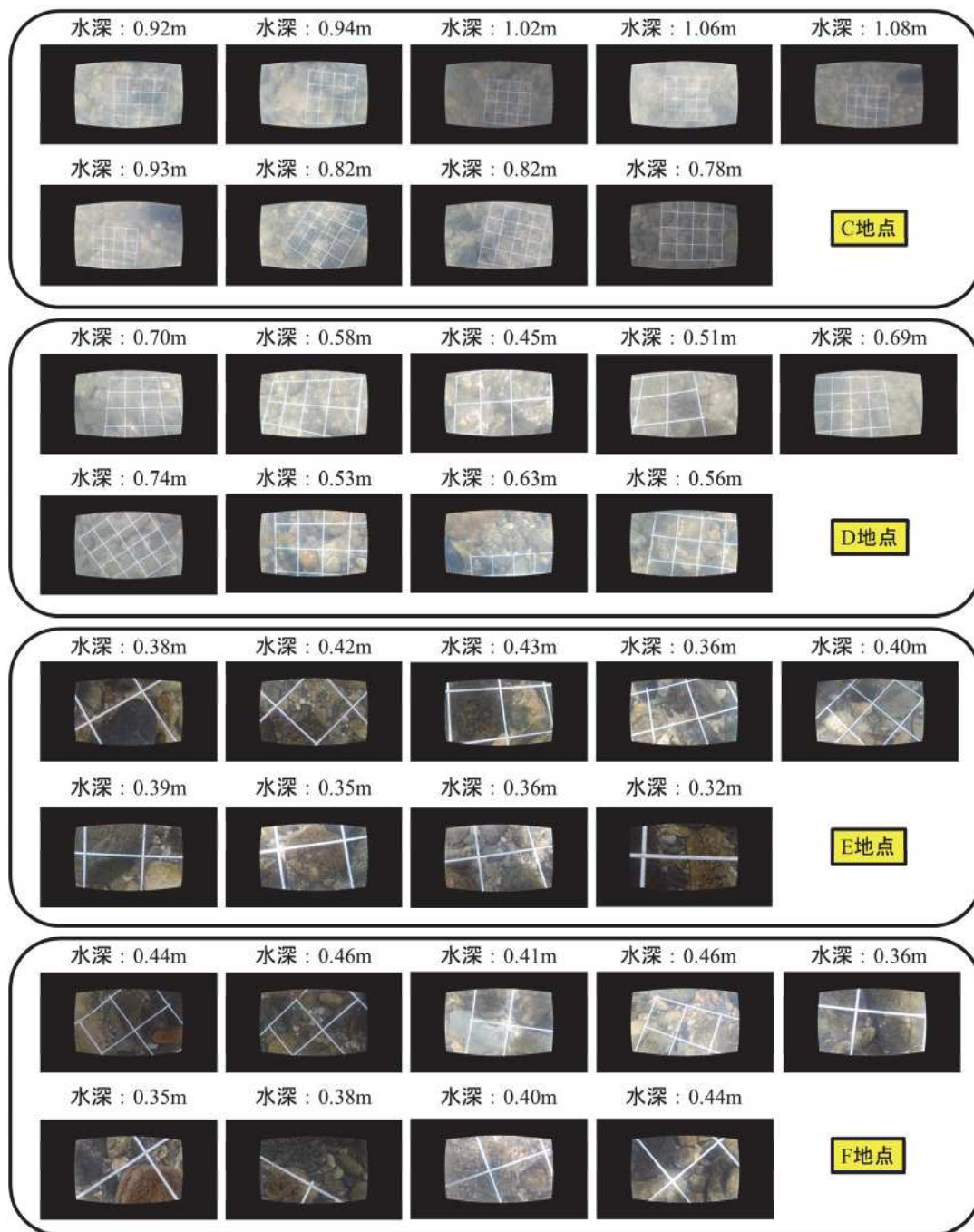


図-3.3.7 スプラッシュドローンから得られた歪み補正後の画像と撮影地点における水深

す。水深が 0.5 m 未満の地点では、回帰曲線から外れている地点が多いことが確認できる。これは前述したように水深が 0.5 m 未満の地点は河床材料との接触があったことと、地点 E と F は地点 C と D よりも流れが速い地点が多く、機体に傾きが生じたためと考えられる。SPD4 の喫水は 0.2 m 程度ではあるが、河床材料の撮影に用いる場合は 0.5 m 未満の水深での撮影には適さないことが明らかとなった。

### 3.3.4 SPD 4 による粒度分布推定手法の検討

3項の結果を踏まえ、水深が0.5 m以上の地点が多い、地点AからCを対象にSPD4による粒度分布推定手法（以下、WADPSM（Water and Aerial Drone-based Particle Size Measuring）法と称す）の開発と当該手法による粒度分布の導出を行った。また、面積格子法<sup>3-23)</sup>との比較によって、WADPSM法の有用性について検討した。

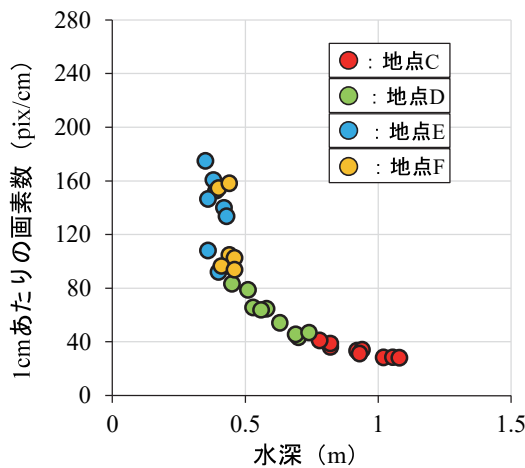


図-3.3.8 実測水深と1 cmあたりの画素数との散布図 (2022/7/22 に計測[C~F 地点])

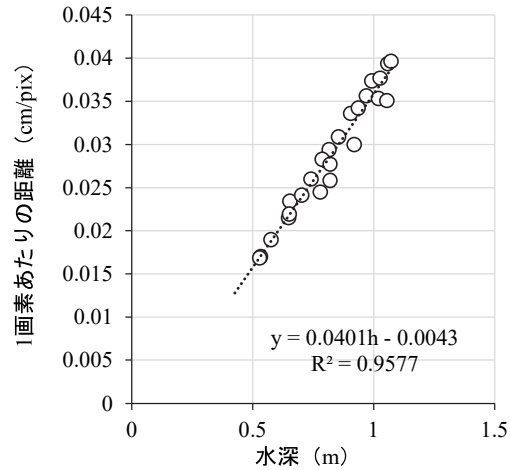


図-3.3.9 実測水深と1画素あたりの距離との散布図 (2022/7/22, 1/10 に計測[C 地点])

### 3.3.4.1 水深と撮影画像の縮尺と関係式の導出

#### (1) 導出方法

水深を実測した地点 C における SPD4 の撮影画像は 9 枚であったため、サンプル数を増やすため、2023 年 1 月 10 日に地点 C 周辺で SPD4 による追加の撮影および水深の計測を実施し、計 24 地点における水深と画像の縮尺から回帰式 (以下、縮尺推定式と称す) を導出した。縮尺推定式を導出する際は、画像の中心に格子の中心点を含む格子区画が写っている画像を選定し、画像の中心に最も近い格子区画 4 辺の画素数の平均値と実際の格子の長さ (10 cm) から縮尺を導出した。

#### (2) 導出結果

図-3.3.9 に縮尺推定式の導出に用いた地点における水深と、撮影画像の縮尺の散布図を示す。両者はおおよそ線形の関係であることが確認できる。当該散布図から作成された縮尺推定式は式 (3.1) であり、決定係数は 0.958 であった。

$$y = 0.0401 h - 0.0043 \quad (3.1)$$

ここで、 $y$  は、撮影された画像の 1 画素あたりの距離 (cm/pix)、 $h$  は水深 (m) である。

### 3.3.4.2 WADPSM 法と面積格子法による粒度分布の比較

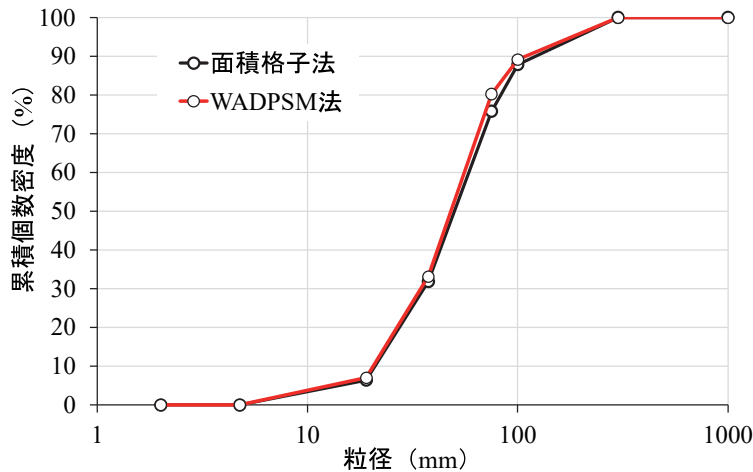
#### (1) 解析方法

本研究で導出した縮尺推定式の汎用性を確認するため、縮尺推定式の導出に使用しなかった地点 A および B で、WADPSM 法による粒度分布の結果と面積格子法による粒度分布の結果を比較した。WADPSM 法による粒度分布の導出は以下の通りである。[1] SPD4 で撮影された射影変換後の画像から河床材料の輪郭を、ArcMap10.8.1 (Esri 社) にてトレース。[2] 撮影画像の高さに相当する矩形ポリゴン (基準ポリゴン) を作成。[3] 上記[1], [2]のポリゴンのみの画像を出力。[4] 撮影画像における縦の画素数 (1541 pix) と[3]で出力した画像 (解析用画像) の基準ポリゴンの比、および縮尺推定式によって得られた当該地点における撮影画像の縮尺から解析用画像の縮尺を導出。[5] 解析用画像を Basegrain<sup>3-25), 3-26)</sup>に入力し、各河床材料の短径と長径を計測。[6] [5]によって得られた短径 ( $D_s$ ) と長径 ( $D_l$ ) から、式 (3.2) によって中径 ( $D_m$ ) を計算し、式 (3.3) によって代表粒径 ( $D_r$ ) を導出。

$$D_m = (D_s + D_l) \times 0.5 \quad (3.2)$$

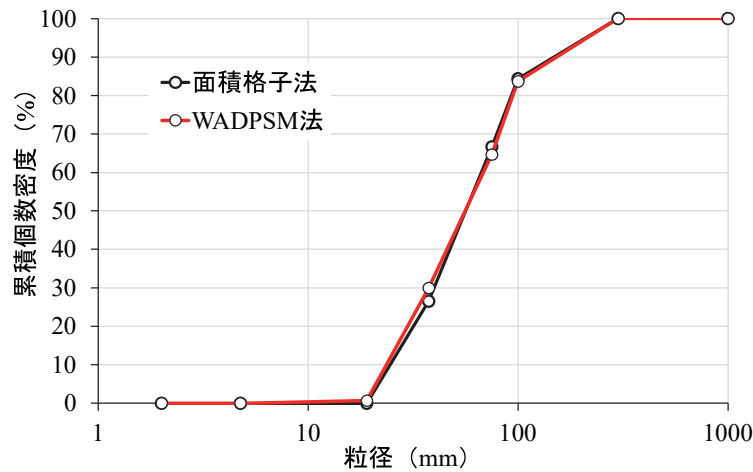
$$D_r = (D_s \times D_l \times D_m)^{1/3} \quad (3.3)$$

[7] ふるい分析で採用するふるい目の粒径階を参考に、粒径階を、2 mm, 4.75 mm, 19 mm, 37.5 mm, 75 mm, 100 mm, 300 mm, 1000 mm に設定した後に代表粒径を元に河床材料を整理し、各粒径階における個数密度分布を算定。なお、BASEGRAIN で直接粒度分布を推定することも可能



粒径階 (mm)	累積個数密度 (%)	
	面積格子法	WADPSM法
2	0	0
4.75	0	0
19	6.37	7
37.5	31.85	33.12
75	75.8	80.25
100	87.9	89.17
300	100	100
1000	100	100

(a) 地点 A における両手法で得られた粒度分布



粒径階 (mm)	累積個数密度 (%)	
	面積格子法	WADPSM法
2	0	0
4.75	0	0
19	0	0.68
37.5	26.53	29.93
75	66.67	64.63
100	84.35	83.67
300	100	100
1000	100	100

(b) 地点 B における両手法で得られた粒度分布

図-3.3.10 粒度分布導出結果

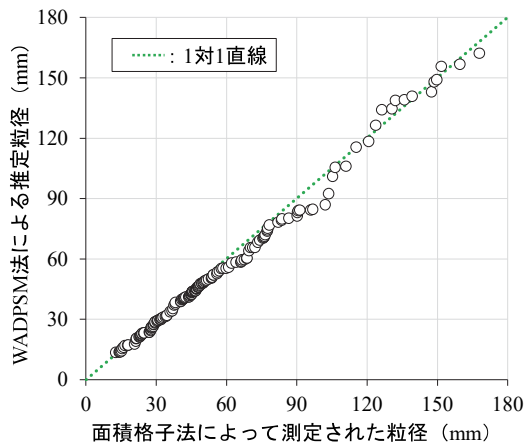
であるが、本研究ではより定量的な評価のため、短径と長径の計測にとどめた。

面積格子法による粒度分布の導出では、デジタルカメラで得られた画像から、河床材料のトレースを行い、基準ポリゴンを格子幅、撮影画像の縮尺を撮影画像における格子の画素数と実際の格子幅から推定している。その他の手順については WADPSM 法と同様である。

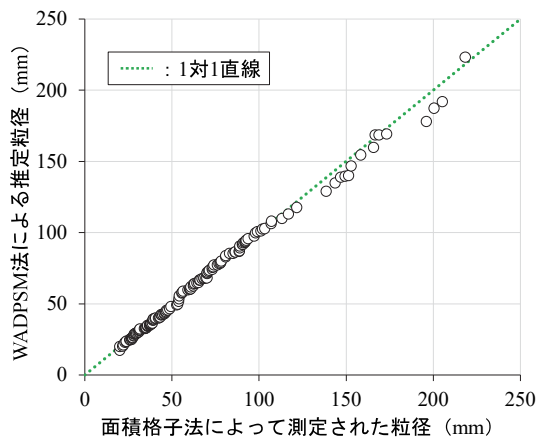
## (2) 解析結果

図-3.3.10(a), (b)に地点 A, B それぞれにおける、面積格子法によって導出された粒度分布と WADPSM 法によって導出した粒度分布を示す。両地点とも両手法の結果がおおよそ一致しており、各粒径階における累積個数密度の誤差は 3.5%未満であった。4.75 mm 以下の粒子に関して、本研究では対象とならなかったが、BASEGRAIN は 23pix 以上の粒子までは検出することが知られているため<sup>3-27)</sup>、解析用画像のサイズに留意すれば、当該粒子も検出可能である。また、図-3.3.11(a), (b)に、デジタルカメラで撮影された画像と SPD4 で撮影された画像で共通する河床材料(地点 A : 157 サンプル, 地点 B : 147 サンプル)を対象に推定された粒径の散布図を示す。各手法で推定された粒径の差異を検討した結果、地点 A は各河床材料の誤差の平均が約 3.03 mm, 相対誤差(粒径に対する誤差の比率)の平均は約 5.54%, 代表粒径 d60 の相対誤差は 5.88%であった。また、地点 B は各河床材料の誤差の平均が約 2.03 mm, 相対誤差の平均は約 2.98%, 代表粒径 d60 の相対誤差は 2.13%であった。また、WADPSM 法によって推定された粒径は、地点 A で





(a) 地点 A.



(b) 地点 B.

図-3.3.11 粒度分布導出結果

92%, 地点 B で 63% の河床材料を過小評価するという傾向が示された。これは、UAV 写真測量によって得られた水深が実際よりも若干過小評価し、WADPSM 法による縮尺 (cm/pix) が小さくなったためと考えられる。実際に、地点 A, B に近い地点 C の水深の実測値と推定値を比較すると、9 地点中 7 地点で水深が平均 4 cm ほど過小評価されていた。以上より、本検討において SPD4 法で推定された河床材料の粒径は、過小評価する傾向があるものの、実務でおおよそ適用できる精度<sup>3-22)</sup>を確保していることが示された。当該地点における画素と水深の関係は縮尺推定式の導出には適用していないため、本研究で導出された縮尺推定式の汎用性は高いと考えられる。また、当該検討において WADPSM 法で縮尺を推定する際に使用した水深は、UAV 写真測量から推定された値であるため、SPD4 と UAV 写真測量を組み合わせることで河川内に侵入することなく、効率的に水面下の河床表層の粒度分布を把握できる可能性が示された。

### 3.3.5 まとめ

山口県佐波川の 9.2kp および 10.2kp の 54 地点を対象に、水上・空中両用ドローン (Splash Drone 4: SPD4) を用いた河床材料の撮影と水深の計測、UAV 写真測量および BASEGRAIN を用いた画像解析を行い、水深と SPD4 より得られた画像から河床の粒径を計測する手法 (WADPSM 法) を開発した。その結果、WADPSM 法は河床が確認できる場合、水深 0.5 m 以上の水深において適用可能であった。また、WADPSM 法で得られた粒度分布は面積格子法で得られた粒度分布とほぼ同じ値を示し、河道計画や環境評価に関する実務において概ね精度を確保できる解析精度を示した。また、SPD4 と UAV 写真測量を組み合わせることで河川内に侵入することなく、効率的に水面下の河床表層の粒度分布を把握できる可能性が示された。本研究では、SPD4 が適用できる水深の下限値を示したが、今後は上限値の検討や、濁度等の影響に関する検討が必要である。また、手動で河床材料の輪郭をトレースしたため、今後は SPD4 で得られた画像から自動で輪郭を抽出する手法の検討も必要であると考えられる。

## 3.4 第3章のまとめ

本章では、UAV リモートセンシング技術を用いた河川情報モニタリング手法の開発と実河川へ適用を行い、UAV リモートセンシング技術が、今後の河川管理に有用である可能性を示した。以下に得られた知見および今後の課題を示す。

1) UAV リモートセンシング技術と水面屈折補正係数を適用した測量手法を島根県の宍道湖における浅水域に適用し、横断測量で得られた標高と比較を行った結果、宍道湖の浅水域では透明度

の高い時期に2m程度の水深までUAV写真測量が適用できる可能性があることが分かった。さらに、平成28年に実施された横断測量成果と、この度実施したUAV写真測量とおよび横断測量のそれぞれの手法から得られた土砂収支を比較したところ、その差は2~7%で、堆積・侵食の傾向は両手法とも類似していた。これらのことから、UAV写真測量結果は漂砂状況を捉えており、かつ面的に深浅状況を把握できる点においてUAV写真測量は湖沼の浅水域における土砂動態のモニタリングに有効な手段と考えられる。

2) 上記手法を佐波川の河口より9.6kpから10.8kpまでの範囲における河床形状のモニタリングに適用した結果、短期間での河道内の砂州の変化の様子や、河床変動の様子を面的に把握でき、測量区間における河床変動量など、定量的な諸量が詳細に把握でき、洗堀によって護岸が破壊されやすい箇所や堆積によって砂州の発達しやすい箇所を把握できることが示された。また、UAV写真測量によって得られた成果は航空レーザー測量によって得られた成果と大きな差異は無く、水面下の測量にも適用可能であることが明らかとなった。さらに、本手法はRTK搭載UAVを使用することで、RTK非搭載UAVを使用した場合よりも、同等の精度を確保しつつ大幅な測量時間の短縮を期待できることが示唆された。

3) 山口県佐波川の9.2kpおよび10.2kpの54地点を対象に、水上・空中両用ドローン(Splash Drone 4:SPD4)を用いた河床材料の撮影と水深の計測、UAV写真測量およびBASEGRAINを用いた画像解析を行い、水深とSPD4より得られた画像から河床の粒径を計測する手法(WADPSM法)を開発した。その結果、WADPSM法は河床が確認できる場合、水深0.5m以上の水深において適用可能であった。また、WADPSM法で得られた粒度分布は面積格子法で得られた粒度分布とほぼ同じ値を示し、河道計画や環境評価に関する実務において概ね精度を確保できる解析精度を示した。また、SPD4とUAV写真測量を組み合わせることで河川内に侵入することなく、効率的に水面下の河床表層の粒度分布を把握できる可能性が示された。

4) リモートセンシング技術と水面屈折補正係数を適用した測量手法について、当該手法は水深の深い箇所や植生のある箇所は正確な標高を簡易に得ることが難しいことが示されたが、明確な適用基準は得られていない。また、水上・空中両用ドローンを用いた粒度分布の把握手法に関して、どのくらいの深さや濁度まで適用可能なのか詳細な検討は行われていない。またこの度は手動で撮影された画像から河床材料の輪郭を抽出しているため、当該作業に多大な労力を要している。また、本手法は、写真で撮影された河床材料の輪郭から粒径を計測しているため、入手できる情報は河床表層の粒度分布であるだけでなく、はまり石など河床表面では正確に計測できない河床材料も存在する可能性がある。また、この度使用したSPD4はRTKが搭載されておらず、撮影された画像に書き込まれる撮影位置情報にはGPS特有の0.5~5mの誤差がある可能性がある。

## 参考文献

- 3-1) 濱侃, 早崎有香, 望月篤, 鶴岡康夫, 田中圭, 近藤昭彦: 小型 UAV と SfM-MVS を使用した近接画像からの水稻生育モニタリング, 水文・水資源学会誌, Vol.29, No.1, pp.44-54, 2016.
- 3-2) 朝香智仁, 青山定敬, 岩下圭之, 工藤勝輝, 藤井壽生: 小型 UAV が観測した空中写真による海岸クロマツ林の樹高推定, 海岸林学会誌 9(2), 91-96, 2010.
- 3-3) 掛波優作, 神野有生, 赤松良久, Partama, I. G. Y., 乾隆帝: UAV-SfM 手法を用いた高解像度かつ簡便な河道測量技術の検証, 河川技術論文集, Vol.22, pp.79-84, 2016.
- 3-4) 神野有生, 米原千絵, Partama, I. G. Y., 小室隆, 乾隆帝, 後藤益滋, 赤松良久: UAV と SfM-MVS を用いた河床冠水部の写真測量のための水面補正係数に関する検討, 河川技術論文集, Vol.24, pp.19-24, 2018.
- 3-5) 清水隆博, 秋田麗子, 野間口芳希, 米倉瑠里子, 佐藤隆洋, 炭田英俊: 河川管理における UAV の活用方策に関する現地実証試験, こうえいフォーラム, Vol.26, pp. 59-65, 2018.
- 3-6) 大中臨, 赤松良久, 佐藤領星, 山口皓平, 小室隆, 乾隆帝: 耳川におけるダム通砂が土砂動態及びアユ現存量に及ぼす影響の検討, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.75, No.2, I\_391-I\_396, 2019.
- 3-7) 一般財団法人国土技術研究センター: 総合土砂管理計画策定の手引き第 1.0 版, pp.71, 2019.
- 3-8) 内閣府: テラドローン, 写真測量を効率化する GPS 内蔵の対空標識を販売, [https://qzss.go.jp/news/archive/aeropoint\\_170309.html#:~:text=%E5%AF%BE%E7%A9%BA%E6%A8%99%E8%AD%98%E3%81%A8%E3%81%AF%E3%80%81%E6%92%AE%E5%BD%B1,%E6%8A%80%E8%A1%93%E3%81%8C%E5%BF%85%E8%A6%81%E3%81%A7%E3%81%97%E3%81%9F%E3%80%82](https://qzss.go.jp/news/archive/aeropoint_170309.html#:~:text=%E5%AF%BE%E7%A9%BA%E6%A8%99%E8%AD%98%E3%81%A8%E3%81%AF%E3%80%81%E6%92%AE%E5%BD%B1,%E6%8A%80%E8%A1%93%E3%81%8C%E5%BF%85%E8%A6%81%E3%81%A7%E3%81%97%E3%81%9F%E3%80%82) (最終閲覧日時: 2023 年 10 月 8 日).
- 3-9) 国土地理院: GNSS とは, [https://www.gsi.go.jp/denshi/denshi\\_aboutGNSS.html](https://www.gsi.go.jp/denshi/denshi_aboutGNSS.html) (最終閲覧日時: 2023 年 10 月 8 日).
- 3-10) Carlo Tomasi, Takeo Kanade: Shape and Motion from Image Streams under Orthography: a Factorization Method, International Journal of Computer Vision, 9:2, pp.137-154, 1992.
- 3-11) 織田和夫: 第一回 SfM の概要とバンドル調整, 写真測量とリモートセンシング, 55 巻 3 号, pp.206-209, 2016.
- 3-12) 布施孝志: 第二回 SfM と多視点ステレオ, 写真測量とリモートセンシング, 55 巻 4 号, pp.259-262, 2016.
- 3-13) 国土交通省中国地方整備局出雲河川事務所: 浅場造成事業 (宍道湖・中海), <https://www.cgr.mlit.go.jp/izumokasen/jimusho/jigyo/asaba-souzei/index.html>, 2020 年 4 月 6 日閲覧.
- 3-14) 国土交通省国土地理院: UAV を用いた公共測量マニュアル (案), pp.16-23, 2016.
- 3-15) 内田治: SPSS による回帰分析, オーム社, pp.15, 2013.
- 3-16) DJI: Phantom4 RTK, <https://www.dji.com/jp/phantom-4-rtk/info> (最終閲覧日時: 2023 年 10 月 8 日).
- 3-17) 国土地理院: ジオイド高計算, [https://vldb.gsi.go.jp/sokuchi/surveycalc/geoid/calcgh/calc\\_f.html](https://vldb.gsi.go.jp/sokuchi/surveycalc/geoid/calcgh/calc_f.html) (2023 年 10 月 8 日閲覧).
- 3-18) 高田雅也, 水津佑輔, 松岡祐二, 野末晃, 神野有生: 造成地の GCP 不使用型 UAV 写真測量の SfM 段階における撮影方法・解析設定の影響, 日本写真測量学会 令和 2 年度年次学術講演会発表論文集, pp.43-46, 2020.
- 3-19) 国土交通省国土地理院: 航空レーザー測深機を用いた公共測量マニュアル (案), pp.5, 2019.
- 3-20) 寺田康人, 藤田一郎, 浅見佳世, 渡辺豊: UAV による撮影画像を用いた洪水前後の砂州上粒度分布の計測, 土木学会論文集 B1 (水工学) Vol.71, No.4, I\_919-I\_924, 2015.

- 3-21) 原田守啓, 荒川貴都, 大井照隆, 鈴木英夫, 沢田和秀 : UAV と水域化手法による河川地形計測手法の検討, 河川技術論文集, 第 22 巻, pp.67-72, 2016.
- 3-22) 平生昭二, 阿佐美敏和, 吉村真, 西口祐輝, 河合彩里伊 : UAV 撮影画像処理による河床表層粒度分布把握に関する基礎的研究, 河川技術論文集, 第 24 巻, 2018.
- 3-23) 村上正人 : 河床材料調査, 砂防学会誌, Vol.71, No.6, pp.59-63, 2019.
- 3-24) uonome : <https://github.com/karaage0703/uonome/releases>, 2023.
- 3-25) Detert, M., Weitbrecht, V.: User guide to gravelometric image analysis by BASEGRAIN: Advances in Science and Research, S. Fukuoka, H. Nakagawa, T. Sumi, H. Zhang (Eds.), Taylor & Francis Group, London, ISBN 978-1-138- 00062-9, pp. 1789-1795, 2013.
- 3-26) BASEGRAIN : <https://basement.ethz.ch/download/tools/basegrain>.
- 3-27) Detert, M., Weitbrecht, V.: Automatic object detection to analyze the geometry of gravel grains – a free stand-alone tool, Taylor & Francis Group, London, ISBN 978-0-415- 62129-8, pp. 595-600, 2012.

## 第4章 衛星リモートセンシングを用いた河川内地被分類手法の開発と適用

### 4.1 概説

前章では、UAV リモートセンシング技術を用いた、河川地形および河床の粒度分布を観測する手法を開発し、その有用性を示した。本章では、衛星リモートセンシング技術を用いた流域内の土地被覆分類手法の開発と実河川に適用した結果を示す。

### 4.2 NDVI・決定木・深層学習を用いた地被分類手法の開発と比較

#### 4.2.1 緒論

近年、気候変動に伴う豪雨災害の激甚化により、河川氾濫や河川構造物の被災が増加している。山口県では 108 水系、474 河川を管理しており、災害後にすべての河川の被災状況を早期に把握することは困難を極める。また、河道内の樹林化および藪化や、みお筋の固定化などの進行は、洪水時の流下能力の低下や生態系の変容、河川景観の悪化などを引き起こすため、治水や環境保全に対する悪影響が懸念される。これらの課題を改善する上で、河道内の地被状況を把握する必要性は高まっている。現在、河道内の地被状況を把握するために、河川水辺の国勢調査では、航空写真の目視判読や踏査などにより、河川区域の地被状況を示す環境基図が作成されている。土地被覆状況は流域全体での把握が目指されるため、踏査はもちろん、1 回の空撮がリーチスケール程度の領域である UAV 写真測量は流域全体の把握には適しておらず、多大な労力を要する。

一方、近年開発が進んでいる衛星リモートセンシングは長期間および広範囲の定点観測が可能であることから、河道内の土地被覆状況の把握・モニタリングに有用だと考えられる。したがって、本研究では、現地踏査や UAV 空撮などを必要としない、衛星リモートセンシングによる土地被覆分類法（NDVI 法、決定木法、深層学習法）を比較検討した。

#### 4.2.2 衛星リモートセンシングに関する既往研究と目的

衛星リモートセンシングを用いた、土地被覆分類の既往研究として、また、衛星画像から機械学習以外の画像解析によって地被分類を実施した研究として、小笠原ら<sup>4)1)</sup>は、茨木県那珂川の堤外地を対象に、Landsat および ALOS/AVNIR2 衛星データの近赤外の DN (Digital Number: 画像濃淡値) および NDVI (正規化植生指標: Normalized Difference Vegetation Index) を用いて地被分類を実施しており、既往文献<sup>4)2)</sup>では、土地被覆を適切に分類するための NDVI の閾値が示されている。以上より、主に植生量・植生率などを推定するために用いられる NDVI も地被分類に有用であると考えられる。また、JAXA では高解像度土地利用土地被覆図<sup>4)3)</sup>が公開されており、この図の一部は光学衛星データや、SAR 衛星データ等を入力とした決定木 (Decision Tree) を用いて作成しているため<sup>4)4)</sup>、決定木も地被分類に有用であると考えられる。

また、佐藤ら<sup>4)5)</sup>は、河道内を対象として 4 バンド光学衛星画像と UAV 空撮画像を併用し、機械学習による土地被覆分類を実施することで、水面、裸地、植生を比較的高い精度で分類できることを示している。このように衛星画像を対象とした機械学習による地被分類は、継続的かつ効率的な河道内地被状況の把握が期待される。また、機械学習を用いた地被分類の既往研究として、宮脇ら<sup>4)6)</sup>は、8 バンドを有する Worldview-2 の衛星画像を用いて、富山県庄川の河口から 8km の河川区域を対象に、現地調査と機械学習を併用した河川域における植生図作成手法を提案しており、詳細な分光反射特性を把握できる 8 バンド光学衛星画像が、植生図作成のための植生分類において有用であることを示している。さらに、Wang et al.<sup>4)7)</sup>は、中国江蘇省の沿岸湿地を対象に、

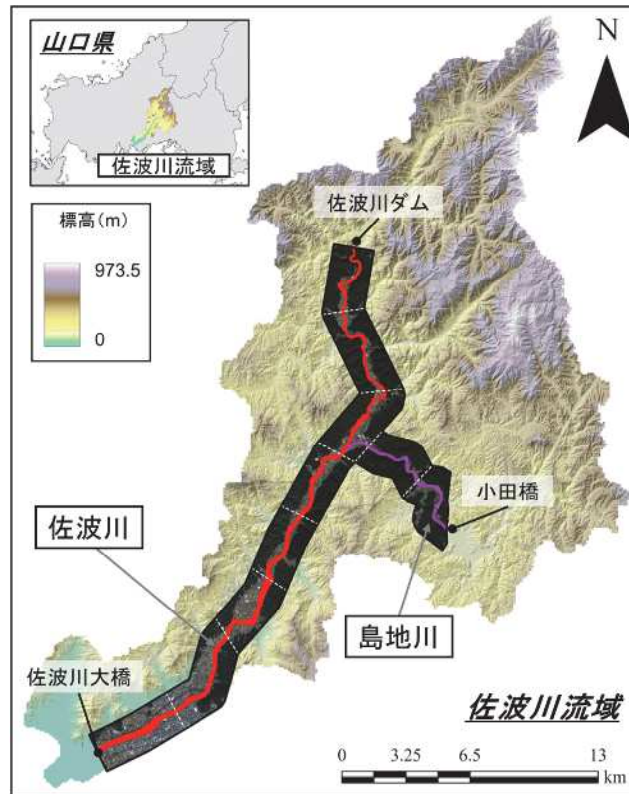


図-4.2.1 モデル作成および検証に使用した衛星画像の概要（佐波川流域）

Worldview-2 と Landsat の衛星画像を用いて、機械学習による地被分類を実施し、Landsat と比較して高解像度である Worldview-2 を用いることによって、比較的高精度な地被分類が可能であることを示している。以上より、8 バンド光学衛星画像である Worldview-2 は機械学習を用いた地被分類に有用であると考えられるが、河川区域を対象とした地被分類を検討した研究のうち、8 バンド光学衛星画像を用いた例は少ない。また、河川区域を対象とした地被分類の研究のうち、流路延長 10 km を超えるような長距離延長を対象とした検討は少ないため、様々な反射特性への適用などの汎用性は不明である。なお、以上で述べた各地被分類の手法を詳細に精度検証した例は無く、それぞれの有用性について検討が必要である。

従って、本章では、河道内での地被分類の研究において使用事例の少ない、Worldview-2 の高解像度 8 バンドマルチスペクトル光学衛星画像を用いて、NDVI および決定木、機械学習（深層学習）による地被分類手法を開発し、これらの手法を、リーチスケールおよび衛星画像全体の広域の土地被覆分類に適用して、それらの結果を詳細に比較した。また、当該手法の汎用性の検証のため、各手法を対象流域の異なる衛星画像へ適用し、分類精度を検証した。

#### 4.2.3 解析方法

##### 4.2.3.1 研究対象および検証方法

本研究では、Worldview-2 の 8 バンド光学衛星画像を用いて、河道内における地被分類用の深層学習モデル、決定木モデルの開発と検証を行った。ここで、Worldview-2 とは、アメリカの Maxar Technologies が運用している光学衛星であり、世界最高レベルの解像度（およそ 2.0 m）を有し、

表-4.2.1 Worldview-2 の概要

打ち上げ	2009年10月8日
軌道高度	770km
マルチスペクトルの分解能	1.84m（直下視） 2.07m（オフナディア20度）
観測幅	17.7km
センサ1画素あたりの情報量	11bits

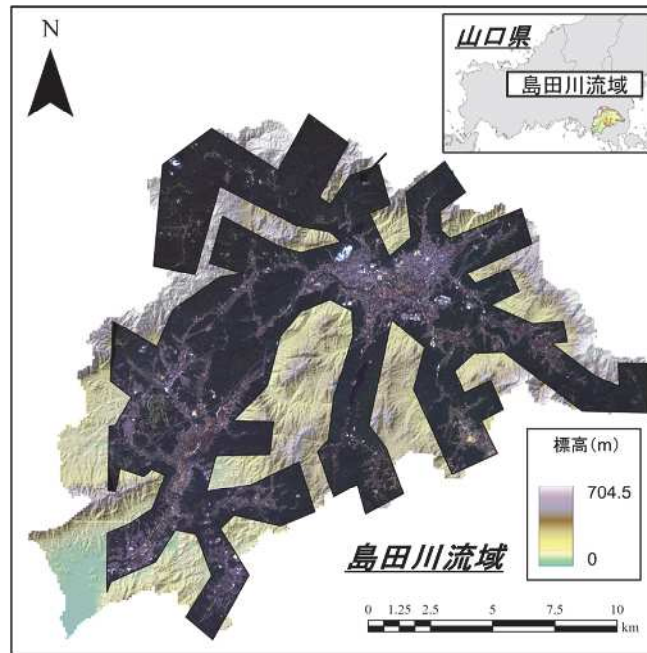


図-4.2.2 検証に使用した衛星画像の概要（島田川流域）

Coastal Blue (400-450 nm), Blue (450-510 nm), Green (510-580 nm), Yellow (585-625 nm), Red (630-690 nm), Red-Edge (705-745 nm), NIR1 (770-895 nm), NIR2 (860-1040 nm) の波長帯の 8 バンドのマルチスペクトルセンサー有することが特徴である。Worldview-2 の概要を表-4.2.1 に示す。当該衛星は、2009 年に打ち上げられ、最大 138 km×112 km の範囲を連続撮影することが出来る。本研究では、当該衛星から撮影された 2 水系の衛星画像を使用した。1 つは、撮影日 2021 年 11 月 7 日、地上分解能 2 m、一級水系である佐波川本川の佐波川大橋から佐波川ダムまでの流路延長約 30 km の河川区域および、支川の島地川の合流部から小田橋までの流路延長約 8 km の河川区域とした衛星画像（以下、佐波川衛星画像と称す。）であり、もう 1 つは、撮影日 2022 年 5 月 27 日、地上分解能 2.4 m、山口県の二級水系である島田川流域の本川および支川沿いを撮影した衛星画像（以下、島田川衛星画像と称す。）である。佐波川衛星画像を図-4.2.1 に、島田川衛星画像を図-4.2.2 に示す。なお、本研究では佐波川衛星画像を用いて地被分類モデルを開発し、佐波川衛星画像および島田川衛星画像を用いて作成したモデルの精度検証を実施した。なお、解析には衛星画像間の地表面の日射放射の違いを抑えるため、以下の式(4.1), (4.2)を用いて、本衛星画像の DN (Digital Number, 画像濃淡値) 値から分光反射率に変換した。

$$L = \left( \frac{absCalFactor}{effectivebandwidth} \right) \times DN \quad (4.1)$$

$$\rho = \frac{L \times \pi \times d^2}{E_{sun} \times \cos\theta} \quad (4.2)$$

ここで、 $L$  : 放射輝度,  $absCalFactor$  : 衛星画像の補正係数,  $effectivebandwidth$  : 有効バンド幅,  $DN$  : デジタルナンバー (画像濃淡値),  $\rho$  : 分光反射率,  $d$  : 地球太陽間距離 (AU),  $E_{sun}$  : 分光太陽照度,  $\theta$  : 太陽天頂角である。なお、反射率変換には、リモートセンシング用の画像処理システムの統合アプリケーションである ENVI5.6 (Harris Geospatial 社) の Radiometric Calibration ツールを用いた。なお、各値は、各衛星画像のメタデータを参照して入力している。なお、WorldView-2 衛星画像には、解像度およそ 0.5 m のパンクロマティック画像が含まれ、これを用いたパンシャープン処理によって、仮想的にさらに高解像度のマルチスペクトル画像を得ることが出来るが、本処理によって各地被本来の反射特性が失われる可能性が高いため、本研究ではパンシャープン

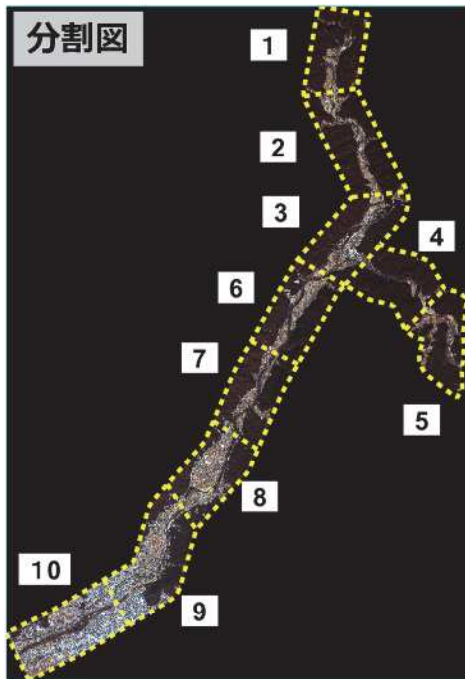


図-4.2.3 佐波川衛星画像の10区画への分割図

表-4.2.2 ENVI Deep Learning Module の学習パラメータ

Patch Size パッチサイズ	208
Training / Validation Split (%) 学習データとバリデーションデータの比	90
Number of Epochs エポック数	100
Number of Patches per Image 1画像あたりのパッチの数	100
Augment Scale and Rotation スケール変化や回転によるデータの水増し	Yes
Shuffle Rasters 画像間のシャッフル	On
Blur Distance ROI周辺へのブラー処理	0
Class Weight クラス間の重みに関するパラメータ	Min:2, Max:3
Loss Weight 損失関数に関するパラメータ	0.9

処理を実施していない。また、同様の理由により、現在、地被分類手法で主流となっているセグメンテーションについても実施していない。これにより、本研究では、各地被本来の反射特性をピクセル単位で分類することとなる。

#### 4.2.3.2 地被分類手法

本研究では、以下に示す3つの各分類手法により、衛星画像を水域・裸地・植生の3種に分類した。ここで、植生は草本と木本に分けて分類することが望ましいが、検証の際、厳密に目視でそれらを分類することが困難であったため、草本と木本をまとめて植生として分類している。なお、水域・裸地・植生の3分類でも、みお筋や砂州、植生域などの概括的な地被状況の把握が可能であり、分類結果を用いることで各地被カテゴリーの変遷の把握に有用であると考えられる。

はじめに、NDVIを用いた地被分類方法について説明する。NDVIは植物に含まれるクロロフィルが赤色域の光を強く吸収し、近赤外光を強く反射するという原理を利用した指数であり、植生量や植被率の推定をはじめ、植生分類など多くの研究で使用事例がある。NDVIは式(4.3)のように与えられる。

$$NDVI = \frac{NIR-Red}{NIR+Red} \quad (4.3)$$

ここで、NIR：近赤外波長域(Near InfraRed)の反射率、Red：赤色域の反射率を示す。なお、Worldview-2衛星画像には、近赤外波長域のバンドが2種類存在するが、本検討では、波長の大きいNIR2(860-1040 nm)を用いた。既往文献<sup>42)</sup>より、NDVIは雲・雪面・水面で負値を示し、部分的あるいは完全に植生に覆われた領域では0.20前後の値を示すことが記載されていたため、本検討では、NDVIが負値では水域、0以上0.2未満では裸地、0.2以上では植生と定義し、地被分類を実施した。なお、NDVIの算出および地被分類には、ArcGIS Pro 2.7.0 (Esri社)を用いた。本検討では、近赤外波長域と赤色域の反射率のみを用いるため、4バンド光学衛星画像などの様々な光学衛星画像に適用できることが期待される。以下では、この手法をNDVI法と称す。



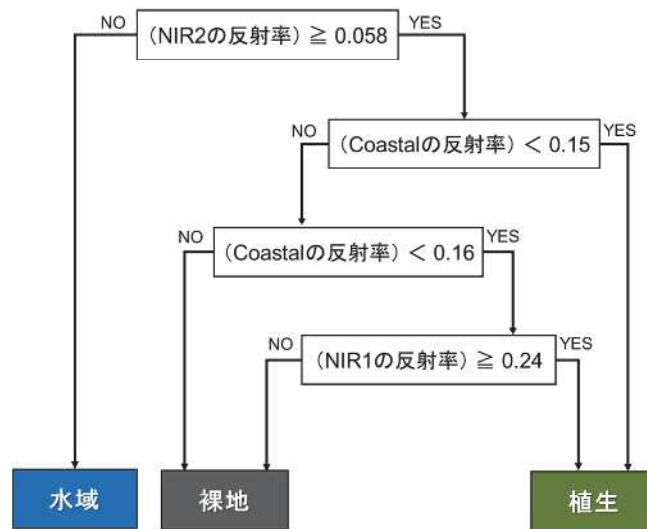


図-4.2.4 作成した決定木の概要

次に、R の rpart ライブラリ<sup>48)</sup>を用いて作成した決定木 (Decision Tree) を用いた地被分類について説明する。なお、本ライブラリでは、ジニ不純度 (Gini's Diversity Index) を指標として決定木を構築する CART (Classification and Regression Trees) アルゴリズムによる決定木分析が可能である。なお、ジニ不純度は式(4.4)のように表すことができる。

$$\text{Gini's Diversity Index} = 1 - \sum_{i=1}^c \left( \frac{L_i}{N_i} \right)^2 \quad (4.4)$$

ここで、 $L_i$ : ラベル数、 $N_i$ : データ数である。CART アルゴリズムでは、このジニ不純度を最小化する処理が実施されることにより、最適な決定木モデルを得ることができる。本検討では、前述した深層学習よりも簡易かつ解釈が容易な地被分類を実施できることが期待される。はじめに、データセットの用意のため、ArcGIS Pro2.7.0 を用いて、佐波川衛星画像の河道内で、目視で判読した水域・裸地・植生の位置で各 1000 個のポイントを作成した。次に、当該ポイント上で衛星画像の 8 バンドの反射率をそれぞれ抽出した。以上で得られる、各地被カテゴリーの正解データを目的変数、8 バンドそれぞれの反射率を説明変数とし、rpart ライブラリにより決定木を作成した。ここで、作成した決定木を図-4.2.4 に示す。作成した決定木のノード中に選定されたバンドは、可視光域の中で、最も波長が小さい Coastal Blue のバンドと、近赤外波長域の NIR1、NIR2 のバンドであった。これは、水域や植生域では、Coastal Blue および近赤外波長域の感度が高いことより<sup>49)</sup>、これらの分類に適していたためと推察される。次に、この決定木を ENVI の Decision Tree ツールを用いて衛星画像全体に適用させ、地被分類を実施した。以下、本手法を決定木法と称す。

次に、ENVI5.6 の Deep Learning Module による深層学習を用いた地被分類について説明する。本モジュールは、畳み込みニューラルネットワーク (CNN) をベースとしており、GUI ベースで 8 バンド全ての分光反射特性と空間情報を基に地被分類をすることができる。はじめに、佐波川衛星画像を入力後、教師データとなる ROI (Region of Interest: 関心領域) を作成した。なお、本モジュールでは、ROI 上のスペクトル情報と空間情報から学習を実施することができる。ここで、水域は河道を 250 m ごとに分割し、各分割点付近で 2 個の ROI を矩形で作成した。裸地および植生は、佐波川衛星画像をおおよそ面積の等しい 10 区画 (図-4.2.3) に分割し、分割した衛星画像の 1 区画内で、それぞれ 100 個の ROI を矩形で作成した。以上の処理によって作成された ROI は

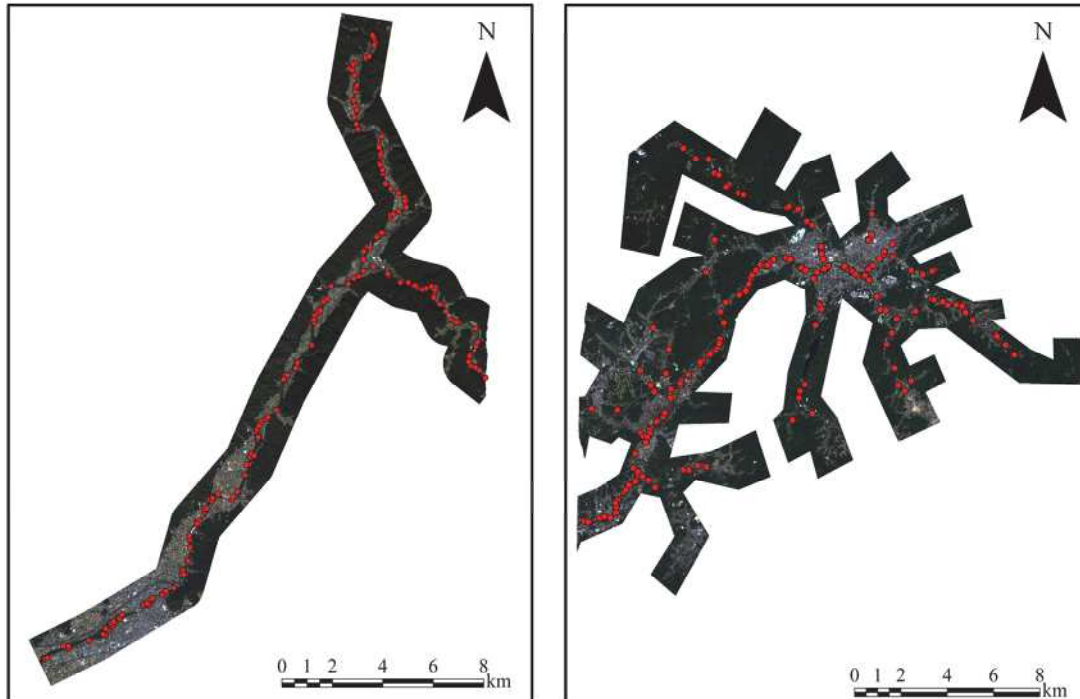


図-4.2.6 広域での検証に選定した地点（各 200 地点）

水域が計 300 個，裸地および植生がそれぞれ計 1000 個である．次に，学習パラメータ（表-4.2.2）を設定し，学習を実施した．ここで，各パラメータの値は，本モジュールの説明資料<sup>4+10</sup>に基づき，Tensor Board で学習の損失や精度，再現率を確認し，学習状況が良好であったものを採用した．そして，学習させたモデルを用いて地被分類を実施した．以下，本手法を深層学習法と称す．

#### 4.2.3.3 リーチスケールでの検証方法

各手法による地被分類結果の詳細な検証のため，佐波川衛星画像内の，佐波川の旧金波堰周辺（9.4kp から 10.8kp，河道幅約 121 m から約 234 m，図-4.2.5）における検証を実施した．はじめに，当該地点を対象に目視による地被分類を実施した．次に，本結果と，各手法による分類結果を比較した．各分類結果の評価のため，水域・裸地・植生の箇所のを，当該地被カテゴリーであるピクセルを真，その他ピクセルを偽とし，機械学習などの精度評価で扱われる，適合率（Precision），再現率（Recall），および両者の調和平均である F 値（F1\_score）の評価指標を用いて評価した．各指標を式(4.5)，(4.6)，(4.7)に示す．

$$Precision = \frac{TP}{TP+FP} \quad (4.5)$$

$$Recall = \frac{TP}{TP+FN} \quad (4.6)$$

$$F1_{score} = \frac{2 \times Precision \times Recall}{Precision + Recall} \quad (4.7)$$

ここで，*TP*：True Positive（真陽性，目視と分類結果が一致し，当該地被カテゴリーである面積），*FP*：False Positive（偽陽性，目視では当該地被カテゴリーでないが，当該地被カテゴリーであると分類された面積），*FN*：False Negative（偽陰性，目視では当該地被カテゴリーであるが，当該地被カテゴリー以外であると分類された面積）である．なお，これらの評価指標は，機械学習の精度

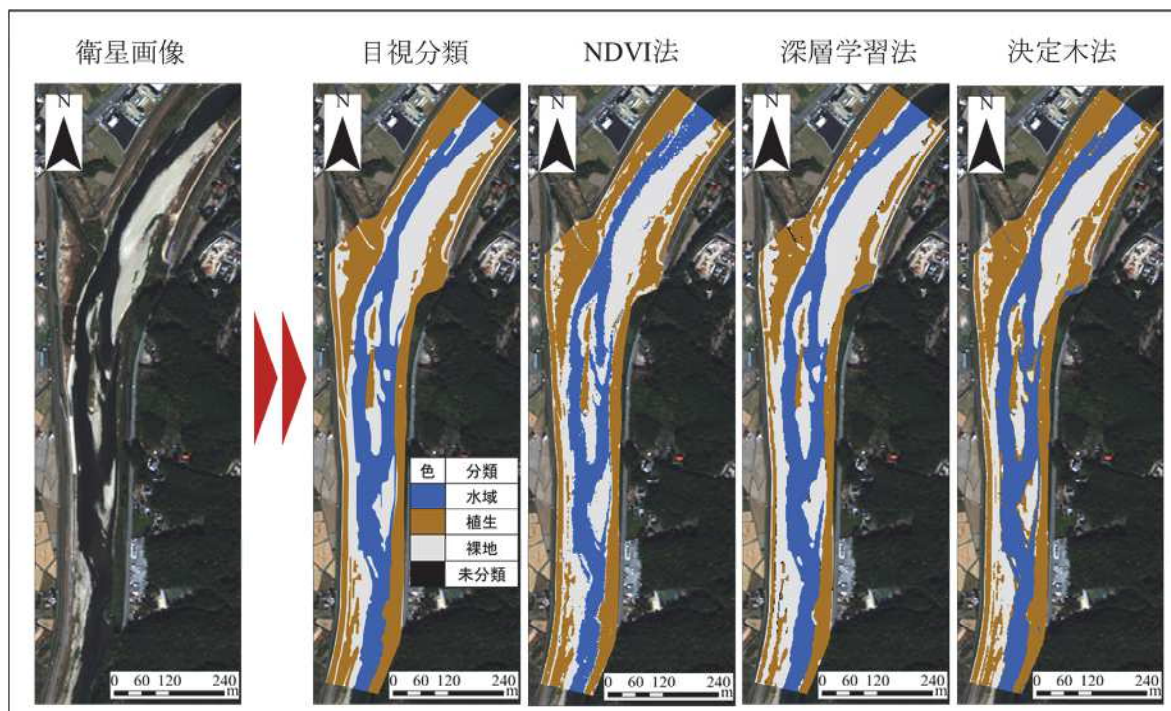


図-4.2.7 検証地点における分類結果の概観

評価で一般的に用いられるものである。

#### 4.2.3.3 広域での検証方法

次に、衛星画像全体における分類精度の評価および、モデルの作成に用いていない衛星画像に対する汎用性の検証を行った。はじめに、佐波川衛星画像および島田川衛星画像を対象に各手法により地被分類を実施した。その後、ArcGIS Pro2.7.0を用いて、両衛星画像の河川区域で、無作為に200地点を選定し(図-4.2.6)、当該地点で目視による地被分類を実施した。なお、地点の選定の際は、ArcGIS Pro2.7.0内のPythonモジュールを用いて、一様乱数により無作為に地点を選ぶプログラムを記述し、実行した。次に、各地点における目視分類結果と、各手法による分類結果を、適合率と再現率、F値の評価指標を用いて比較検証した。なお、ここでは、*TP* : True Positive (真陽性、目視と分類結果が一致し、当該地被カテゴリーである地点数)、*FP* : False Positive (偽陽性、目視では当該地被カテゴリーでないが、当該地被カテゴリーであると分類された地点数)、*FN* : False Negative (偽陰性、目視では当該地被カテゴリーであるが、当該地被カテゴリー以外であると分類された地点数)として各評価指標を算出した。

#### 4.2.4 解析結果

##### 4.2.4.1 リーチスケールでの検証結果

ここで、検証地点における衛星画像および、目視と各手法による分類結果の概観を図-4.2.7に示す。また、目視による分類結果と各手法による分類結果のクロス集計表を表-4.2.3に、各評価指標を図-4.2.8に示す。これより、今回検討した全ての分類手法において、平均F値が0.89以上となっており、本検証地点における分類の精度が良好であった。以下にそれぞれの分類手法で見られた特徴について記述する。

NDVI法は、すべての地被カテゴリーにおいて、再現率が0.90付近となっており、各地被カテゴリーにおいて、見逃しが少ないことが考えられる。また、NDVI法で水域であるピクセルを裸地と誤分類している傾向が見られた(図-4.2.9)。これは、当該箇所は水深が浅いピクセルであるため、河床の反射特性が混ざったミクセル(Mixed pixel)となり、NIR2のバンドの反射率がRedのバンドの反射率よりも大きくなり、NDVIが負値となくなると、裸地と誤分類されたと考えられ

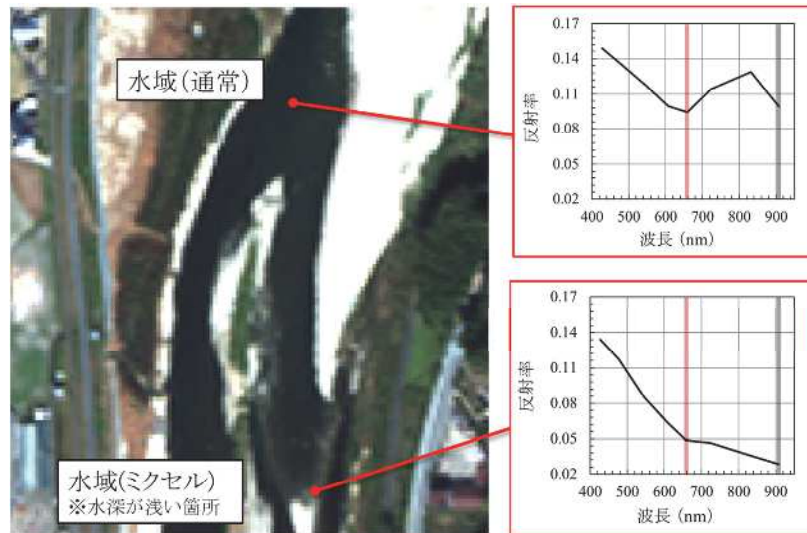


図-4.2.9 水域とミクセルの反射特性の比較



図-4.2.10 目視およびNDVI法における植生抽出結果

る。また、裸地の適合率が低くなっているが、この要因として、前述した水深の浅いピクセルや、水域と植生域の境界付近のミクセルで、裸地と誤分類する傾向であるためと考えられる。本手法は検討した手法の中で最も簡便なものであるが、平均F値は0.89と他の手法とあまり差が無い結果であったことから、今回検討に用いたような地上分解能2.0m程度の高解像度の光学衛星画像であれば、中流から下流域などの河道幅が100mを超える空間スケールの大きい領域では、本手



(a) 目視

(b) 決定木法

図-4.2.11 目視および決定木における植生抽出結果

法であっても高精度な分類が可能であることが示された。ここで、NDVI法を用いた植生域の抽出結果と目視による分類結果の比較を図-4.2.10に示す。図-4.2.10より、NDVI法による分類結果は目視による分類結果とほとんど相違が無いことが確認でき、NDVI法は植生域におけるF値が0.91と高く、植生の高精度な抽出が可能であることが示された。

目視による水域の抽出結果と決定木法による抽出結果を図-4.2.11に示す。図-4.2.11より、決定木法による水域の抽出結果が非常に高いことが確認できる。なお、水域におけるF値は、と非常に高い値であった。また、NDVI法と同様に、異なる地被カテゴリーの境界付近のミクセルで誤分類が多い傾向であったが、決定木法が分類の際に詳細な反射率の値を用いるため、そのようなミクセルでは反射率の値が変動することにより誤分類が多い傾向であったと考えられる。差は少ないが、本検証では、決定木法が最も平均F値が高く、分類精度が高いことが明らかとなった。また、このような決定木を作成することで、各地被カテゴリーの反射特性を見ることが出来る。作成のための教師データを任意の地被カテゴリーとして、決定木を作成することで、任意の地被カテゴリーの反射特性を把握できることが期待される。

深層学習法は、水域のF値が0.94と、水域の分類精度が非常に高いことが示された。また、植生域であるピクセルを裸地と誤分類する傾向であり、裸地の再現率が低かった。このような誤分類は、主に枯草が存在するような植生の活性が低いピクセルが多く、そのような箇所は裸地土壌と反射特性が似ていたためであると考えられる。また、その他の分類精度は高精度であり、誤分類は非常に少ない傾向であった。また、深層学習法は、学習パラメータにより、分類結果がかな

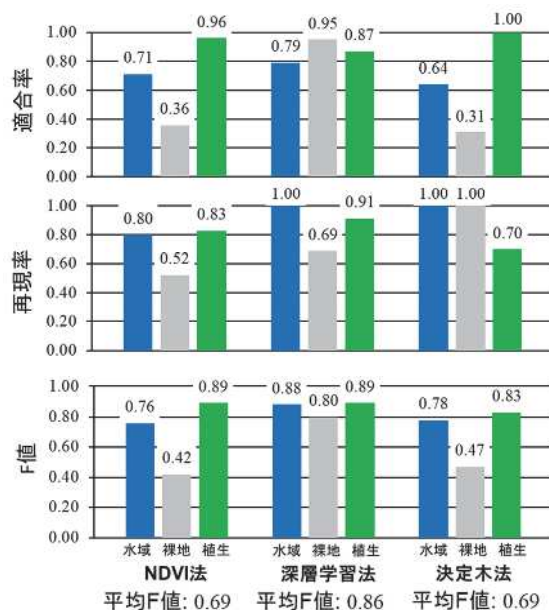
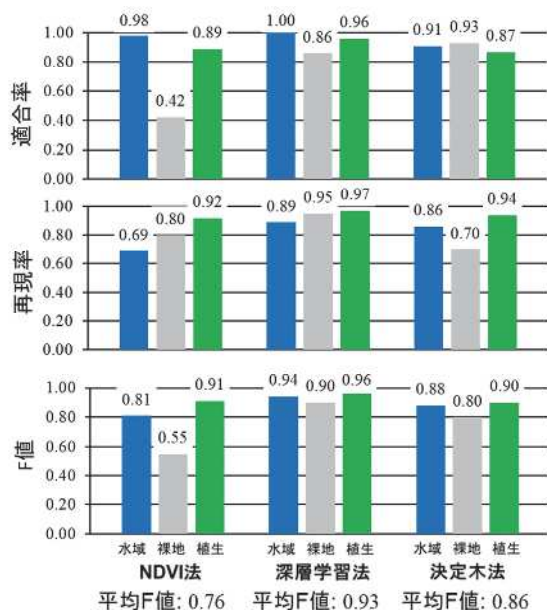


図-4.2.12 広域での評価指標による検証結果 (佐波川衛星画像) 図-4.2.13 広域での評価指標による検証結果 (島田川衛星画像)

り異なることが検討の中で分かっており、今回示した結果は試行錯誤の上で、最も精度の良かったものである。特に、Loss Weight のパラメータは未分類のピクセルと大きく関係しており、本パラメータを 1.0 とすると未分類のピクセルは無くなるが、分類精度がやや低下した。したがって、今回は未分類のピクセルがあるものの、分類結果が良好であった Loss Weight を 0.9 とした分類結果を示している。

以上より、決定木法と深層学習法が、水域の分類精度が高いことが示された。また、NDVI 法は、他の手法と比較して、植生域における分類精度が最も高いことが示された。さらに、NDVI 法と決定木法は異なる地被カテゴリーの境界付近などに存在する、異なる地被カテゴリーの反射特性が混在するミクセルでの誤分類が多い傾向であった。それに対し、深層学習法はそのような箇所での誤分類が少なかった。また、大西ら(411)によると、ピクセルベースの土地被覆分類は、ゴマ塩状の微小な誤分類が多く発生する問題があると指摘されており、NDVI 法と決定木法ではそのような誤分類が見受けられたが、深層学習法ではほとんど見受けられなかった。

#### 4.2.4.2 広域での検証結果

佐波川衛星画像内の河川区域での 200 地点および島田川衛星画像内の河川区域での 200 地点での、各手法による各地被カテゴリーの適合率、再現率および F 値による検証結果を図-4.2.12、図-4.2.13 に示す。島田川衛星画像は、佐波川衛星画像と比較して、解像度が粗く、多くの支流が含まれるため、河道の空間スケールが小さい箇所が多く、そのような箇所では、河道内における複数の土地被覆カテゴリーの反射特性が含まれるミクセルの割合が多かった。これにより、島田川衛星画像での検証結果は、佐波川衛星画像での検証結果と比較すると、ミクセルにおける誤分類数が多くなり、全体的に分類精度が低いと推察される。

NDVI 法は、リーチスケールでの検証の際と同様に、水深の浅い水域のピクセルを裸地と誤分類することが多かったため、水域の再現率と裸地の適合率が低く、他手法と比較して水域の誤分類が多い傾向であった。また、島田川衛星画像に適用した際は、裸地の再現率が大幅に低下しているが、前述した理由により、裸地域のピクセルのうち、他の地被カテゴリーの反射特性が混ざったミクセルの割合が増えているためと推察される。また、本手法ではリーチスケールでの検証および広域での検証結果で、いずれも植生の F 値が 0.90 程度となっており、植生の分類精度が高い

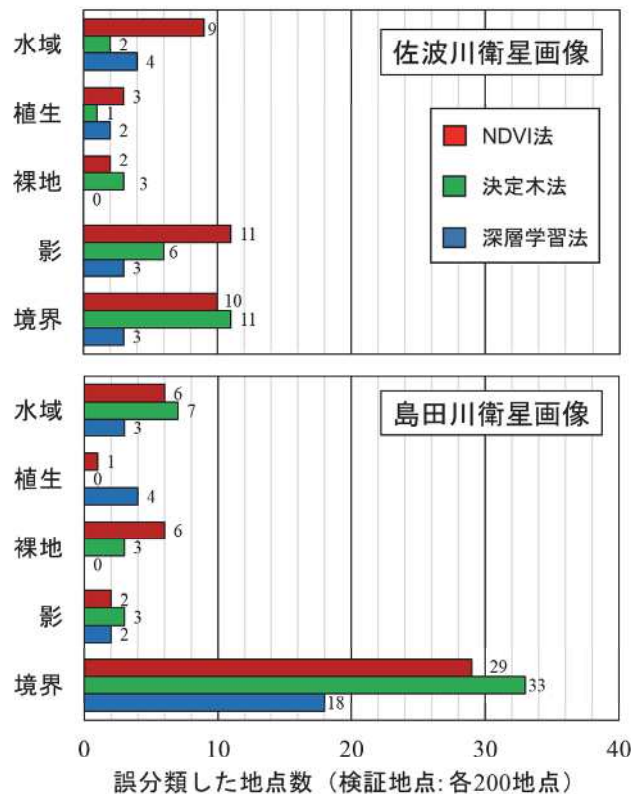


図-4.2.14 広域での検証において誤分類した地点

ことが示された。したがって、本手法は、植生域を抽出する際には有用であると考えられる。

決定木法は、決定木モデル作成に用いた佐波川衛星画像に適用した際は、平均F値が0.86と比較的高く、全体の分類精度は高かった。しかし、モデル作成に用いていない島田川衛星画像に適用した際は、水域および裸地域が植生と誤分類されることが増加し、適合率が低下した。両衛星画像で日射の影響を抑えるための分光反射率変換を実施しているため、各地被カテゴリーの反射特性は、おおよそ統一されているものと考えられる。しかし、前述したように、島田川衛星画像では、河道内の水域や裸地域のピクセルが、他の地被カテゴリーの反射特性が含まれたミクセルが多くなるため、そのような場所での誤分類が多くなったためと考えられる。

深層学習法は、モデル作成に用いた佐波川衛星画像に適用した際は、すべての地被カテゴリーでF値が0.90を超え、非常に高精度な分類が可能であることが示された。また、モデル作成に用いていない、島田川衛星画像に適用した際も、平均F値は0.86と各手法の中で最も高い値となった。これは、多くのパターンの反射特性を持つ教師データを学習させているため、各地被の様々な反射特性に対応できているためと考えられる。したがって、今回検討した手法の中で深層学習法は最も汎用性が高い手法である可能性がある。

次に、本検証における、佐波川衛星画像および島田川衛星画像それぞれの各地被カテゴリーの誤分類した地点数を図-4.2.14に示す。また、同図に各地被カテゴリーのうち河畔林や人工構造物の影になっている地点のピクセル（ラベル：影）および異なる地被カテゴリーの境界付近のピクセル（ラベル：境界）を、各地被カテゴリーと別で集計している。佐波川衛星画像に適用した際は、NDVI法および決定木法は、影や境界での誤分類が多い傾向であったが、深層学習はそのような誤分類が少ない傾向であった。これは、深層学習法でモデルを作成する際、作成した教師ROIに含まれる反射特性が多様であることが要因の1つと考えられる。また、深層学習法では、8バンド全ての反射率を考慮することができるため、複雑な反射特性と地被カテゴリーとの関係性を学習していると推察される。したがって、深層学習法では、他の地被カテゴリーの反射率が混在す

るミクセルであっても、比較的高精度で分類できたと考えられる。また、全ての手法において、島田川衛星画像に適用した際は、境界における誤分類が多い傾向であったが、前述のように、島田川衛星画像は佐波川衛星画像と比較して、解像度が粗く、多くの支流が含まれる河川の空間スケールが小さい箇所が多く、当該箇所では、複数の土地被覆カテゴリーの反射特性が含まれるミクセルの割合が多かったため考えられる。深層学習法は、佐波川衛星画像に適用した際は境界での誤分類が少なかったが、島田川衛星画像に適用した際は、NDVI法や決定木法と比較すると少ないものの、境界での誤分類が多い傾向である。これは、モデル作成に用いていない島田川衛星画像には、佐波川衛星画像で作成したモデルでは正確に分類できないようなピクセルが増えたためであると考えられる。以上より、各手法を適用する衛星画像の解像度や河川の空間スケールによって、ミクセルの量とともに精度が大きく変化するものの、深層学習法は比較的汎用性が高く、高精度な地被分類が可能であることが示された。

### 4.3 第4章のまとめ

本研究では、8バンドを有する Worldview-2 衛星画像を用いて NDVI 法、深層学習法、決定木法による土地被覆分類を実施し、各手法を比較検証した。以下にその結果をまとめる。

#### 1) NDVI 法

- [1] 本手法は、近赤外波長域と赤色域のバンドのみを用いるため、8バンドの衛星画像のみならず、4バンドの衛星画像にも適用可能である。
- [2] NDVI を算出後、閾値を設定し地被分類を実施することができるため、作業のためにかかるコストが非常に低い。
- [3] 細かな反射率の違いの影響を受けやすいため、異なる地被カテゴリーの反射特性が混在するようなミクセルでは、誤分類が多くなる。
- [4] 本検討のように、解像度が高い衛星画像 (2.0m/px 程度) に適用する場合は、河川幅が 100m 以上であるような空間スケールの大きい地点であれば、高精度な地被分類が期待できる。
- [5] すべての検証で植生域の F 値が 0.90 程度であったことから、植生域の抽出などには非常に有用であると考えられる。
- [6] 水深が浅い箇所では、NDVI が負値をとらないことがあるため、水域と正しく分類できないことが多い傾向であった。

#### 2) 決定木法

- [1] 本手法は、深層学習法に比べて、簡便かつ、結果の解釈が容易であるという利点がある。
- [2] 水域の分類精度が比較的高く、水域の抽出に有用であると考えられる。
- [3] NDVI 法と同様に、細かな反射率の違いの影響を受けやすいため、異なる地被カテゴリーの反射特性が混在するようなミクセルでは、誤分類が多くなる。
- [4] NDVI 法と同様に、解像度が高い衛星画像 (2.0m/px 程度) に適用する場合は、河川幅が 100m 以上であるような空間スケールの大きい地点であれば、高精度な地被分類が期待できる。

#### 3) 深層学習法

- [1] 教師データの作成や、学習パラメータのキャリブレーションなど他の手法と比較して実施にかかるコストが高い。
- [2] 今回検討した手法の中で最も高精度な地被分類が可能である。
- [3] 作業量が多いが、GUI ベースでの地被分類が可能であるため、実施難易度は高くない。
- [4] 教師データに与えたようなピクセルであれば、当該地点が異なる地被カテゴリー反射率が混ざったミクセルであっても正確な地被分類が可能である。
- [5] 上記の理由により、多様な反射特性を持つような場所で教師データを作成することで、汎用



性がさらに向上すると推察される。

以上の結果より、NDVI 法および決定木法は、細かな反射率の影響を受けやすく、異なる地被カテゴリーの境界付近などの、複数の地被カテゴリーの反射特性が含まれるミクセルで誤分類が多い傾向であった。したがって、これらの手法は、今回用いたような高解像度衛星画像（地上分解能 2.0m 程度）に適用する場合は、本研究のリーチスケールでの検証地点のような、河道幅が 100m を超える、ミクセルが少ない地点では高精度な分類が期待できる。また、今回検討した、全ての検証において NDVI 法は植生域の F 値が 0.90 程度と、非常に分類精度が高く、植生域を抽出する際には有用であると考えられる。深層学習法は、多様な教師データを作成することで、8 バンドの複雑な反射特性を考慮できるため、今回検討した地被分類手法の中で最も分類精度が高かった。また、深層学習法はモデル作成で用いていない衛星画像へ適用した際も分類精度が高く、本手法の汎用性の高さが示された。上記の理由により、深層学習法は教師データが多様な反射特性であるほど汎用性が高まると考えられ、様々な地点で教師データを作成すべきであると考えられる。

## 参考文献

- 4-1) 小笠原雅人, 桑原祐史 : 衛星画像を用いた那珂川堤外地を対象とした長期バイオマス量変化の推定, 土木学会論文集 G (環境), Vol. 77, No. 5, I\_155-I\_166, 2021.
- 4-2) H. G. Jones, R. A. Vaughan (監訳: 久米篤, 大政謙次) : Remote sensing of vegetation, 森北出版株式会社, pp. 216-221, 2017.
- 4-3) JAXA 第一宇宙技術部門 : 高解像度土地利用土地被覆図 HP  
<<https://earth.jaxa.jp/ja/data/2562/index.html>>
- 4-4) 高橋陪夫, 奈佐原顕郎, 田殿武雄 : 日本における JAXA 高解像度土地利用土地被覆図, Map, 51, 2号, pp. 44-49, 2013.
- 4-5) 佐藤拓也, 岩見収二, 百瀬文人, 宮本仁志 : 衛星画像と UAV 空撮画像を併用した機械学習による河川地被分類手法の検討, 河川技術論文集, 第 25 巻, pp. 199-204, 2019.
- 4-6) 宮脇成生, 井川耕太, 鈴木研二, 鈴置由紀洋, 池内幸司 : 高解像度人工衛星画像と AI を用いた河川域植生図作成手法の開発, 河川技術論文集, 第 26 巻, pp. 289-294, 2020.
- 4-7) Xiaxue Wang, Xiangwei Gao, Yuanzhi Zhang, Xianyun Fei, Zhou Chen, Jian Wang, Yayi Zhang, Xia Lu and Huimin Zhao : Land-Cover Classification of Coastal Wetlands Using the RF Algorithm for Worldview-2 and Landsat 8 Images, Remote sensing, 11( 16), 2019.
- 4-8) Terry Therneau and Beth Atkinson : rpart Recursive Partitioning and Regression Trees, R package version 4.1.16 , 2022.
- 4-9) Digital Globe: The Benefits of the 8 spectral Bands of Worldview-2, 2009 .  
<[http://satimagingcorp.s3.amazonaws.com/site/pdf/WorldView-2\\_8-Band\\_Applications\\_Whitepaper.pdf](http://satimagingcorp.s3.amazonaws.com/site/pdf/WorldView-2_8-Band_Applications_Whitepaper.pdf)>
- 4-10) L3Harris Geospatial Solutions, Inc. : ENVI Deep Learning Tutorial Extract Multiple Features, 2020.  
<<https://www.l3harrisgeospatial.com/Portals/0/pdfs/ENVIDeepLearningMultiClassTutorial.pdf>>
- 4-11) 大西暁生, 前崎隆一 : オブジェクト分類手法による詳細土地被覆情報の取得と地表面温度の再現性に関する研究, 土木学会論文集 G, Nol. 70, No. 5, I\_59-I\_69, 2014.

## 5.1 概説

第3章、第4章では、近年の豪雨災害の課題解決に資する取り組みの第一段階として、高解像度のモニタリング手法の開発とその精度検証を実施した。本章では、当該技術を実河川に適用して高時空間解像度の河川データを収集し、当該データを元に数値シミュレーションを実施し、その精度検証を行った結果について示す。

## 5.2 実河川における高時空間解像度の河川情報の収集

### 5.2.1 佐波川旧金波堰区間の河床形状の経時変化

#### 5.2.1.1 調査方法

3章の2節および3節で対象とした山口県の一級河川である佐波川の旧金波堰周辺を対象に約2年間のモニタリング調査を実施した。図-5.2.1にモニタリング対象区間を再掲する。3章でも説明したように、本空撮範囲は、河口から9.6kpから10.8kpまでの範囲であり、2006年6月に流下能力の増加を目的として、10k483の位置にあった旧金波堰が撤去されている。また本地点では、平成30年7月豪雨によって護岸が被災し、2019年7月から2020年3月まで護岸改修工事が行われた。また、2021年3月には、流下能力向上のため10.6kp左岸側の樹木の伐採および掘削工事が行われた。設定した空撮範囲の面積は約0.281km<sup>2</sup>であり、河道と堤防の標高が確実に捉えられる範囲に設定した。図-5.2.2にモニタリングを開始した月である2019年10月から2022年11月までの新橋水位流量観測所における水位の時系列と空撮実施日を示す。モニタリングは、空撮に適した風速や、空撮範囲の水位を鑑み、2019年10月4日（以下、調査[1]）、2020年5月29日（以下、調査[2]）、2020年7月21日（以下、調査[3]）、2020年9月4日（以下、調査[4]）、2021年3月18日（以下、調査[5]）、2021年5月14日（以下、調査[6]）、2021年7月20日（以下、調査[7]）、2021年8月31日（以下、調査[8]）、2022年6月16日（以下、調査[9]）、2022年10月7日（以下、調査[10]）に行った。また、2022年1月22-23日には、佐波川流域の直轄河道区間全体を

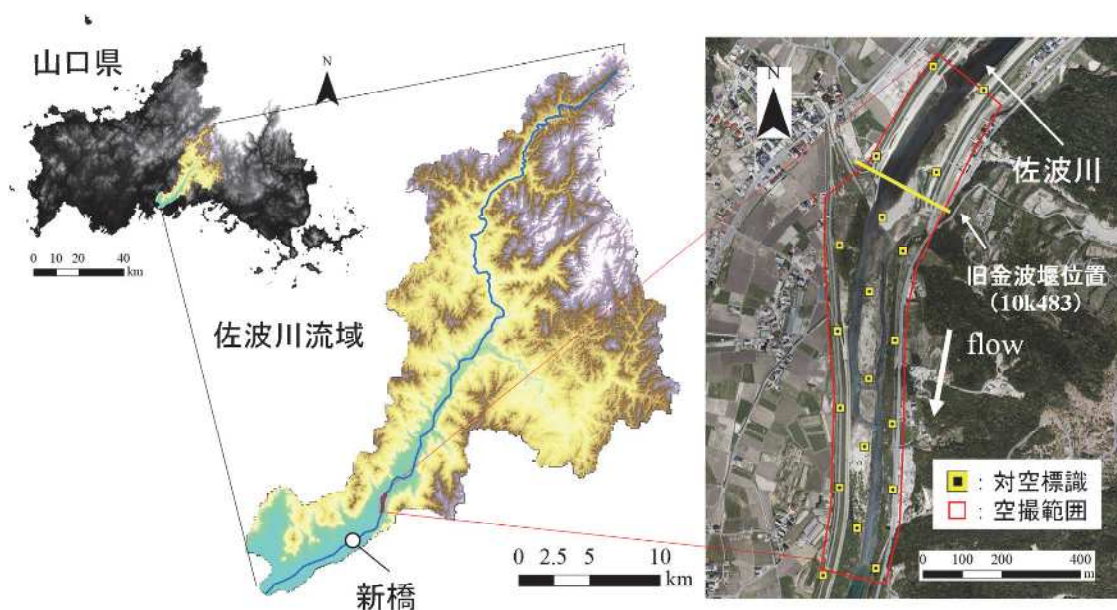


図-5.2.1 地形モニタリング対象域と空撮範囲

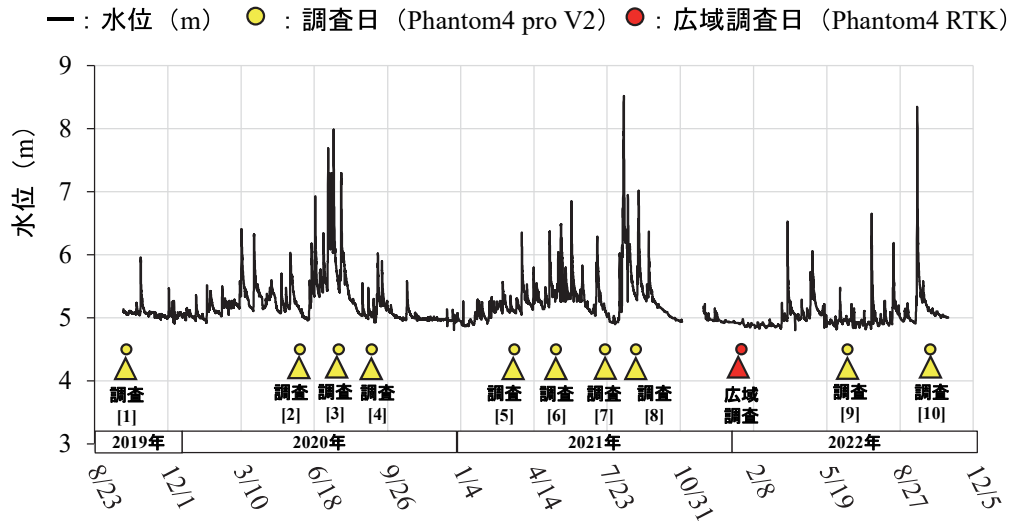


図-5.2.2 新橋における流量 (m<sup>3</sup>/s) と調査実施日

表-5.2.1 各調査日における UAV の空撮条件

	調査[1]	調査[2]	調査[3]	調査[4]	調査[5]	調査[6]	調査[7]	調査[8]	調査[9]	調査[10]
撮影高度 (m)						80				
飛行経路長 (m)						12676 (鉛直) + 3069 (斜め)				
航路上のオーバーラップ率 (%)						80				
航路間のオーバーラップ率 (%)						80				
マージン (m)						0				
ジンバルピッチ (°)						-90, -45				
撮影時間 (分)						32 (鉛直) + 13 (斜め)				

表-5.2.2 各調査日における UAV の空撮条件

	調査[1]	調査[2]	調査[3]	調査[4]	調査[5]	調査[6]	調査[7]	調査[8]	調査[9]	調査[10]
撮影時風速 (m/s)	3	4.3	3.3	2.1	3.1	3.5	3.8	2.5	2.0	3.9
最大残差 (m)	0.062	0.067	0.032	0.031	0.118	0.030	0.029	0.075	0.071	0.063
残差平均 (m)	0.024	0.019	0.016	0.02	0.024	0.013	0.017	0.021	0.022	0.01
残差標準偏差 (m)	0.013	0.013	0.008	0.006	0.024	0.006	0.007	0.017	0.013	0.007

対象とした広域の UAV による地形把握調査を行った。佐波川金波堰周辺のモニタリングに使用した UAV は DJI 社 Phantom 4 ProV2 を、仮想基準点方式のネットワーク型 RTK-GNSS 測量機材には Trimble R4-3s を用いた。空撮範囲内で対空標識を設置した位置は図-5.2.1 に示している。対空標識の設置方法および空撮から空撮領域のオルソ画像および DSM 作成までのフローは 3 章と同様にした。撮影時の UAV 空撮条件を表-5.2.1 に示す。重複率はオーバーステップ、サイドステップともに 80% に設定し、鉛直方向と斜め方向（天頂角が 45 度）の撮影を行った。また、カメラの設定はどの撮影も EV 値が 0 となるように自動でシャッタースピードなどを調整する、Auto 機能を用いて撮影を行った。

### 5.2.1.2 調査結果

表-5.2.2 に、各調査日において、GNSS 測量によって得られた標定点上の座標と、UAV 写真測量によって推定された座標の残差の最大値、平均値、標準偏差を示す。地図表現精度の最高レベルである地図情報レベル 250 の基準は、国土地理院のマニュアルで、残差の標準偏差が 0.06 m 以内、最大値が 0.12 m 以内と定められているが、どの調査日もその基準を満たしていた。

図-5.2.3 に、調査[1]から調査[5]までの空撮範囲内のオルソ画像と標高を、図-5.2.4 に調査[6]から調査[10]までの空撮範囲内のオルソ画像と標高を示す。モニタリング期間（2019 年 10 月 1 日～2022 年 10 月 31 日）に新橋水位流量観測所で観測された水位と流量の関係をみると水防団待機水

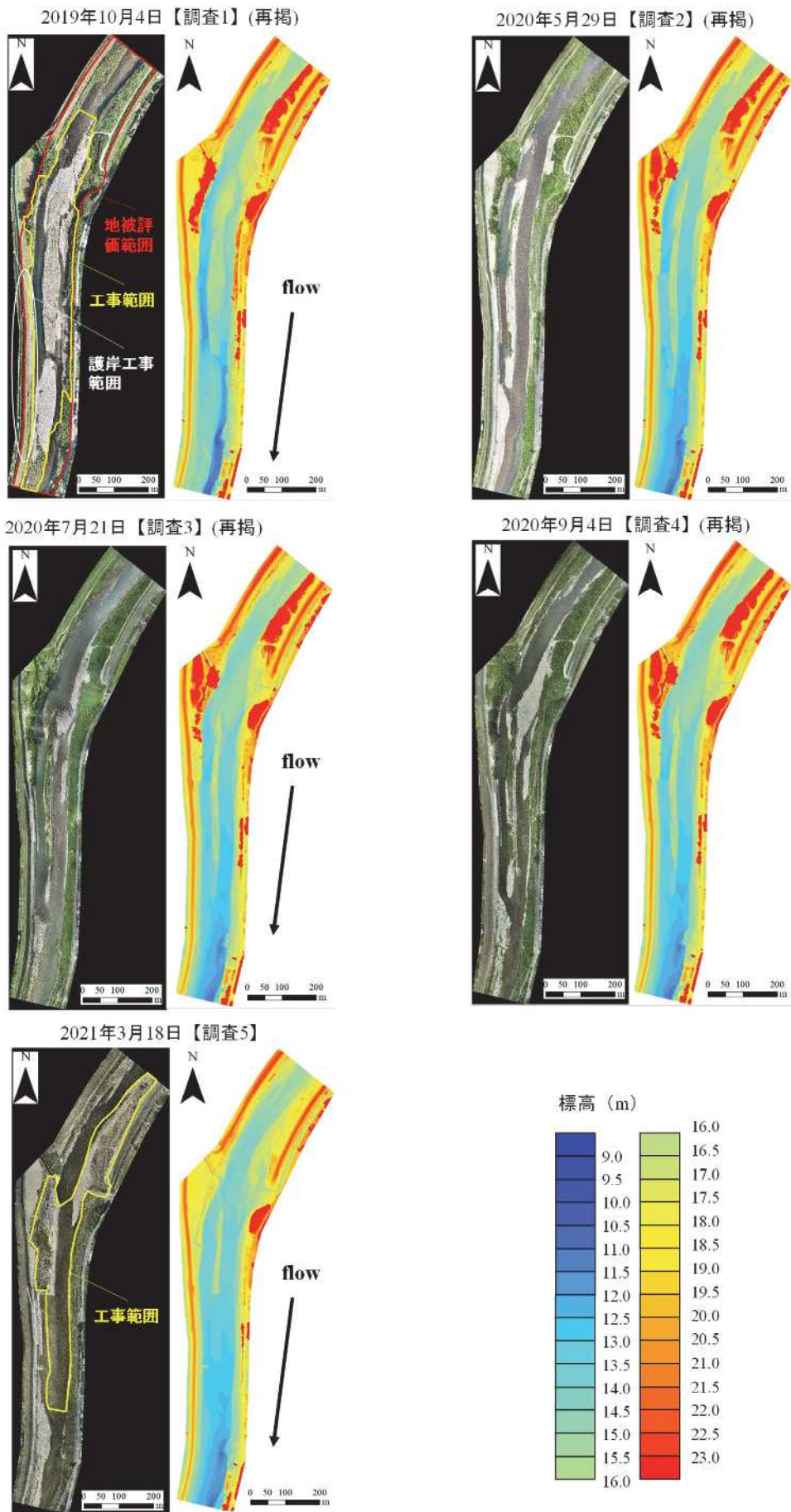


図-5.2.3 調査[1]から調査[5]における空撮区間のオルソ画像と標高コンター (DSM)

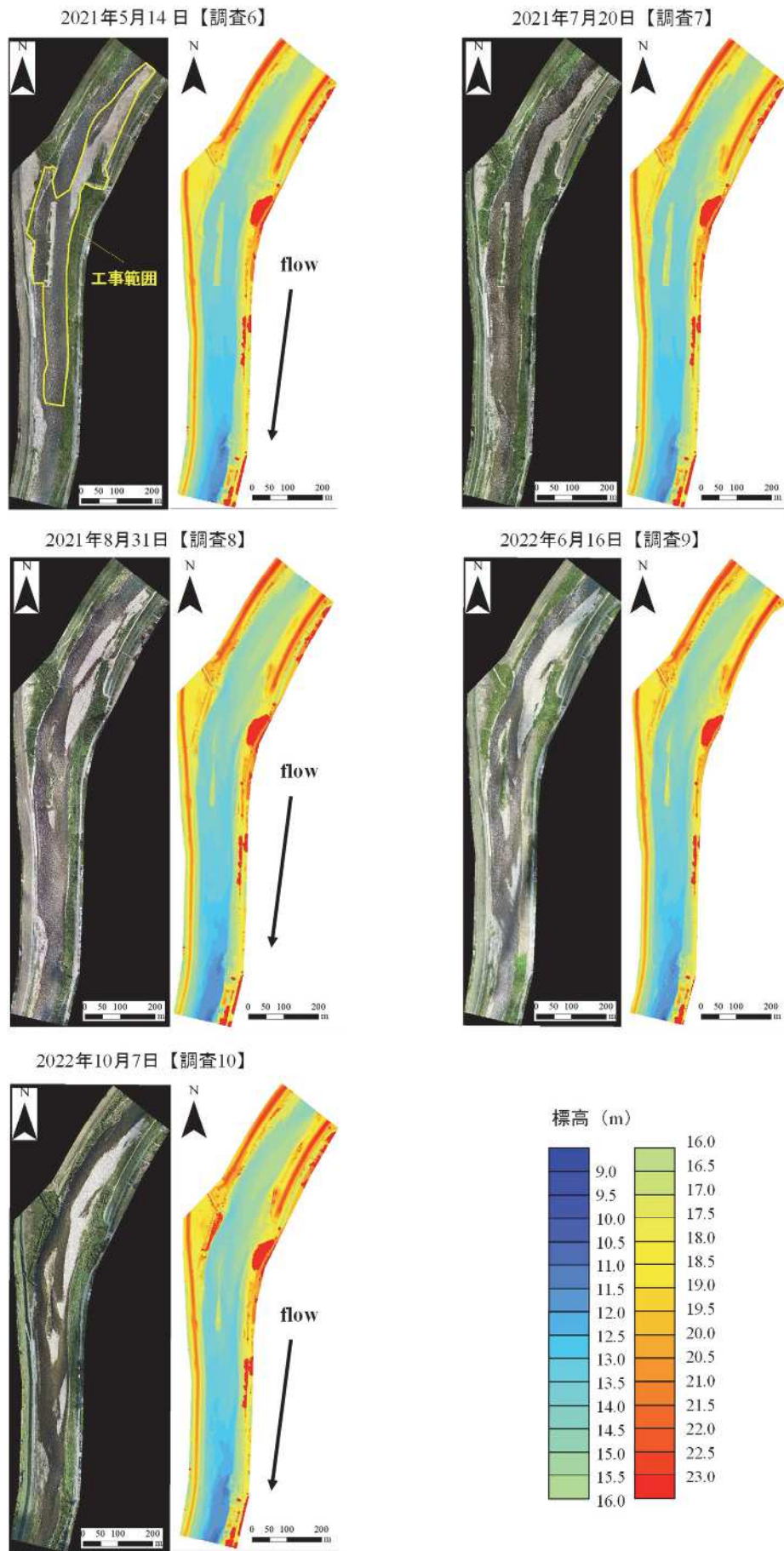


図-5.2.4 調査[6]から調査[10]における空撮区間のオルソ画像と標高コンター (DSM)

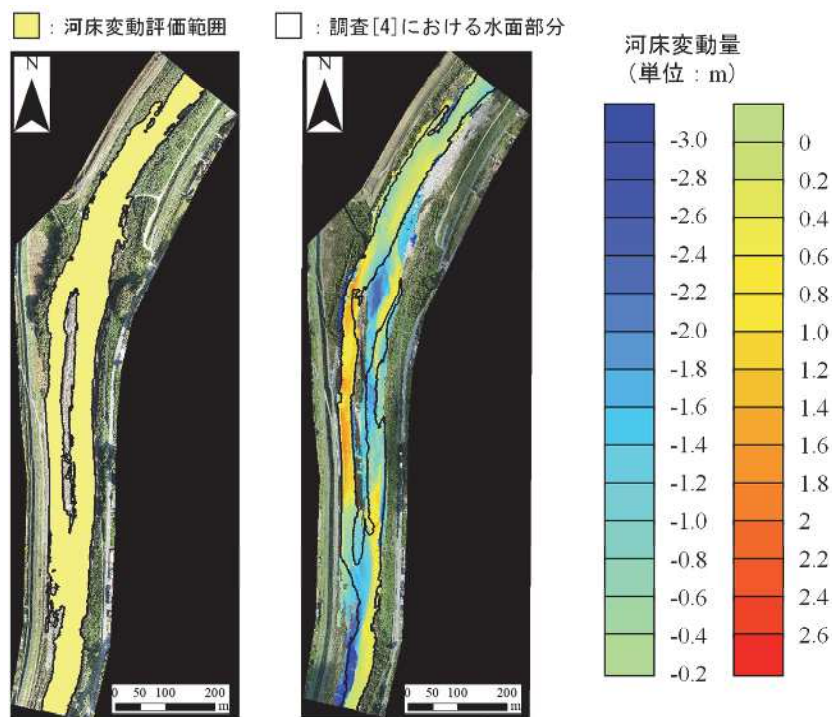


図-5.2.5 調査[10]と調査[1]間の河床変動量コンター

位 (7.958 m) を超えるときの流量は  $765 \text{ m}^3/\text{s}$  であったため、以下、本節では  $765 \text{ m}^3/\text{s}$  以上の流量を挟んだ平水流量から平水流量までの流量波形を大規模出水と称す。また、当該期間の時間流量を大きい順に並べた際、発生頻度が 1%未満となる時の流量が、 $225 \text{ m}^3/\text{s}$  であったため、 $225 \text{ m}^3/\text{s}$  以上  $765 \text{ m}^3/\text{s}$  未満の流量を挟んだ平水流量から平水流量までの流量波形を出水と称す。当該空撮地点では 2019 年 7 月から 2020 年 3 月まで護岸改修工事と掘削工事が行われており、2019 年 10 月から 2020 年 5 月まで大幅に河道内の地形が変動していることが分かる。特に、工事後に河道内に中洲が出現し、中洲を挟んで左岸側に流路が出現していた。その後、2020 年 9 月 4 日の調査[4]までは自然の作用によって地形が変動し、上流側で堆積傾向、下流側で洗堀傾向が見られた。2021 年 3 月には再び河床掘削工事と樹木伐採工事が行われているが、調査[5]のオルソ画像より、空撮領域上流の植生群が伐採され、中洲も人為的に切り取られていることが分かる。その後、再び自然の作用によって地形が変動し、特に調査[8]のオルソ画像と調査[7]のオルソ画像と比較すると、大規模出水によって 2020 年に樹木群があった箇所の領域が大きく変動して新たな滞筋が発生し、中洲も大幅に消失していることが確認できる。2022 年 6 月 (調査[9]) まで大規模出水は無く、オルソ画像を見ると調査[8]と調査[9]で砂州の領域が広がり植生が繁茂していることが確認できる。調査[9]から調査[10]間は大規模出水によって地形が変動して上流の砂州の浸食と中洲の左岸側および下流側で堆積が発生しており、下流に向けて砂州が広がっている様子が確認できる。図-5.2.5 に、河床変動量の評価範囲および、当該検証範囲内における 2022 年 10 月と 2019 年 10 月の間の河床変動量のコンターを示す。検証範囲は、各調査期間で植生があった箇所や測量における外れ値を除外して作成している。黒い枠線が、比較的水位の低かった 2020 年 9 月 (調査[4]) における水域である。当該結果より、モニタリングの 3 年間で、中洲のある領域の右岸側および中洲左岸側下流の、普段主要な流路になっている箇所で 1 m ほどの堆積が発生し、中洲のある領域の左岸側や下流の砂州付近で特に大きな洗堀が発生していることが示された。上述の洗堀が顕著な箇所は、掘削工事の影響を大きく受けていると考えられる。河変動評価範囲内の河床変動量の平均は約  $-0.10 \text{ m}$  であった。また、調査[1]における標高と、調査[10]における標高を比較すると、河道内は全体的に平坦になっており、工事の影響で起伏の激しくなった地形が自然の作用によって平坦化されたが確認できた。図-5.2.3 の地被評価範囲における、水域と水域以外の領域の面積を表-

表-5.2.3 各調査日における地形と各地被面積

	水域面積 (km <sup>2</sup> )	植生および裸地 (km <sup>2</sup> )
調査1 (掘削工事中)	0.048	0.151
調査2 (掘削工事後)	0.077	0.121
調査3 (出水後)	0.079	0.119
調査4	0.064	0.134
調査5 (掘削工事中)	0.072	0.126
調査6 (掘削工事後)	0.091	0.108
調査7	0.085	0.113
調査8 (出水後)	0.088	0.110
調査9	0.072	0.126
調査10 (出水後)	0.074	0.124

5.2.3 に示す。調査[1]から調査[2]にかけてと、調査[4]から調査[6]にかけては、掘削工事後ということもあって砂州の領域が大幅に減少しており、約 0.03 km<sup>2</sup> の減少が見られた。大規模出水が発生した期間である調査[2]から調査[3]、調査[7]から調査[8]、調査[9]から調査[10]では、それぞれ砂州の増減は、-0.002 km<sup>2</sup>、-0.003 km<sup>2</sup>、-0.002 km<sup>2</sup> であり、全ての大規模出水期間で砂州の領域が減少しているが大きくは変動していない。一方で、大規模出水から時間の経過した調査[3]から調査[4]、調査[6]から調査[7]、調査[8]から調査[9]の期間は大きく地形は変動していないが全体的にわずかではあるが堆積傾向が見られ、約 0.005～0.015 km<sup>2</sup> の砂州の増加傾向が見られる。従って、当該地点は工事期間を除くと、砂州の減少量よりも増加量が上回っており、年を通して非常に砂州が発達しやすい地点であることが示された。

図-5.2.6 に、各調査期間中の空撮領域における河床変動量を示す。評価範囲は図-5.2.3 で示した範囲と同一である。各期間の特徴として、工事の影響を大きく受けた期間が、2019年10月から2020年5月（調査[1]から調査[2]）、2020年9月から2021年3月（調査[4]から調査[5]）、2021年3月から2021年5月（調査[5]から調査[6]）であり、それぞれ大きく河床変動が生じていることが確認できる。また、それぞれの年で大規模出水があった期間は、2020年5月から2020年7月（調査[2]から調査[3]）、2021年7月から2021年8月（調査[7]から調査[8]）、2022年6月から2022年10月（調査[9]から調査[10]）であり、大規模出水後も掘削工事後ほどでは無いが、大きな河床変動が生じていた。特に、両調査期間の共通の傾向として、中洲がある領域の左岸側で大きな堆積を生じる傾向であった。図-5.2.7 は上記に示した調査[1]から調査[2]の工事期間および各年の大規模出水期間における大規模出水前後の標高の縦断図である。同図に示す縦断線において2m間隔の点群を発生させて各年の標高値を抽出して比較した。右岸と左岸それぞれの縦断図を示しており、2020年は中洲より上流部分で大規模出水による大きな洗堀が発生し、中洲左岸側および右岸側の始点から約400mから600mの区間で1m近い堆積が発生していた。また中洲の右岸、左岸とも堆積の発生した区間より下流では洗堀に転じていた。これは、2019年度に実施された護岸改修工事によって当該箇所的人為的に土砂が盛られていたことと、中洲直上に堆積した土砂によって河床勾配が急になり、当該地点の無次元掃流力が高くなったためと考えられる。また中洲で洗堀された土砂は下流区間に堆積している様子が確認でき、2020年は工事の影響で上流に堆積していた土砂や人為的に作成された中洲が大規模出水によって崩れて中洲の直上に堆積し、大きな河床勾配が生じて空撮地点中流の土砂が削られ、下流に運ばれたことが示された。2021年の大規模出水について大規模出水後は、中洲の左右岸とも上流・中流付近は河床が堆積の傾向にあり、下流で洗堀が発生していた。縦断線開始点付近でも大きな洗堀が生じていることを鑑みると、2021年はモニタリング地点よりも上流の領域で大規模出水による洗堀が発生し、モニタリング地点まで運ばれたと考えられる。実際に、2021年は3月に工事によってモニタリング地点上流の地形が



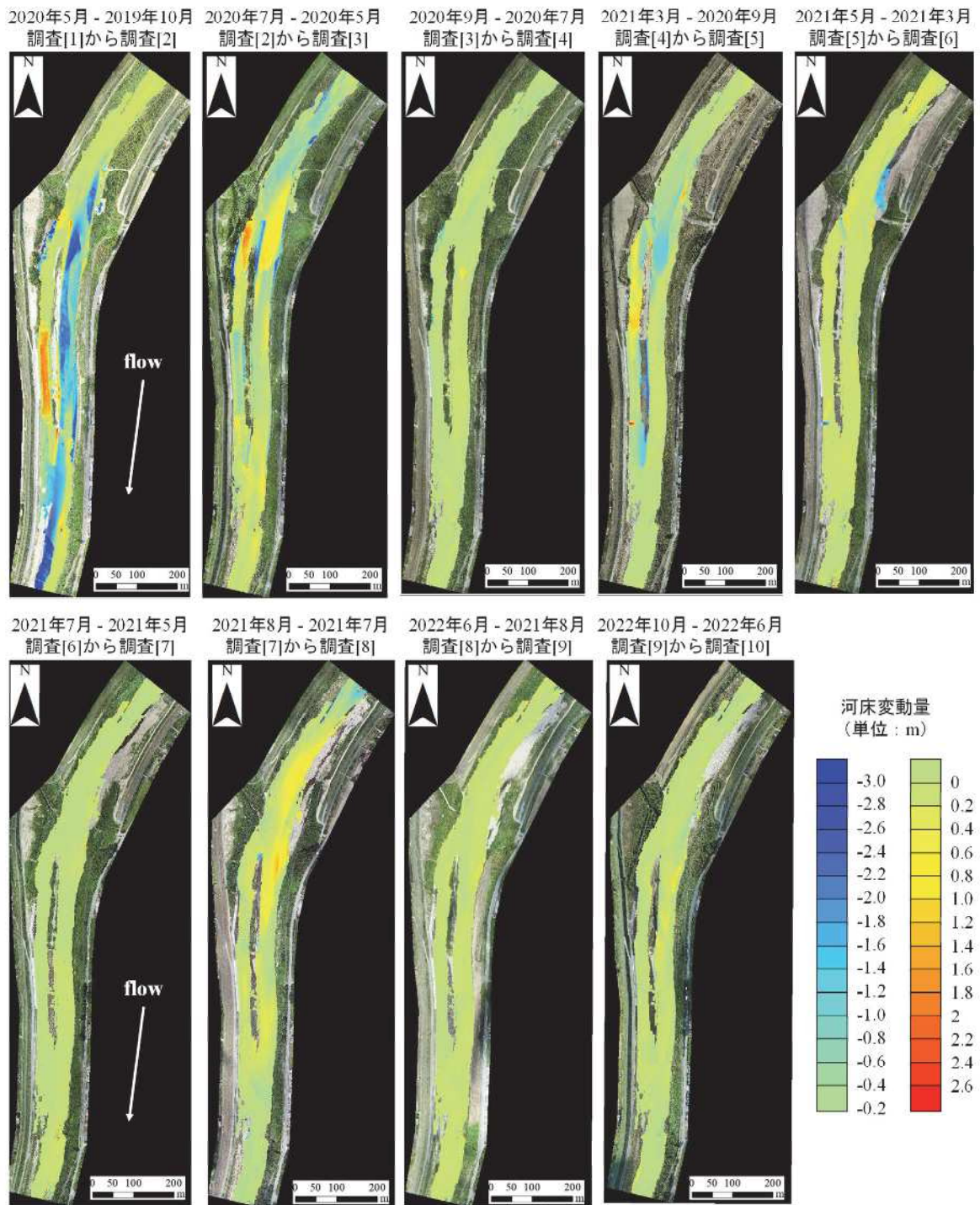


図-5.2.6 各調査期間における河床変動量コンター

変動しており、図-5.2.6の2021年3月から2021年5月の河床変動量コンターを見ても上流部付近で堆積が発生していることが確認できる。そのため、2021年の大規模出水では工事の影響で上流に堆積した土砂がモニタリング地点の上流・中流部付近に運ばれて河床上昇を引き起こし、河床勾配の高くなった下流で洗堀が生じたと考えられる。2022年は、全体的に河床変動量が小さく、中洲より上流と中洲右岸側では大きな河床変動は生じていなかった。一方で、中洲左岸側では最大約50cmの堆積が発生しており、下流付近で最大約20cmの洗堀が発生していた。全体的に河床変動量が少なかった要因として、2022年は2020年や2021年と比較して河床掘削工事が無かったことと、大規模出水の継続時間が短かったことが原因と考えられる。どの年でも、共通して発生している河床変動として中洲左岸側の堆積と最下流の洗堀が挙げられる。中洲左岸側に関しては、全体的に河床高が上昇傾向にあり、土砂が溜まりやすい地形であることが明らかになっ

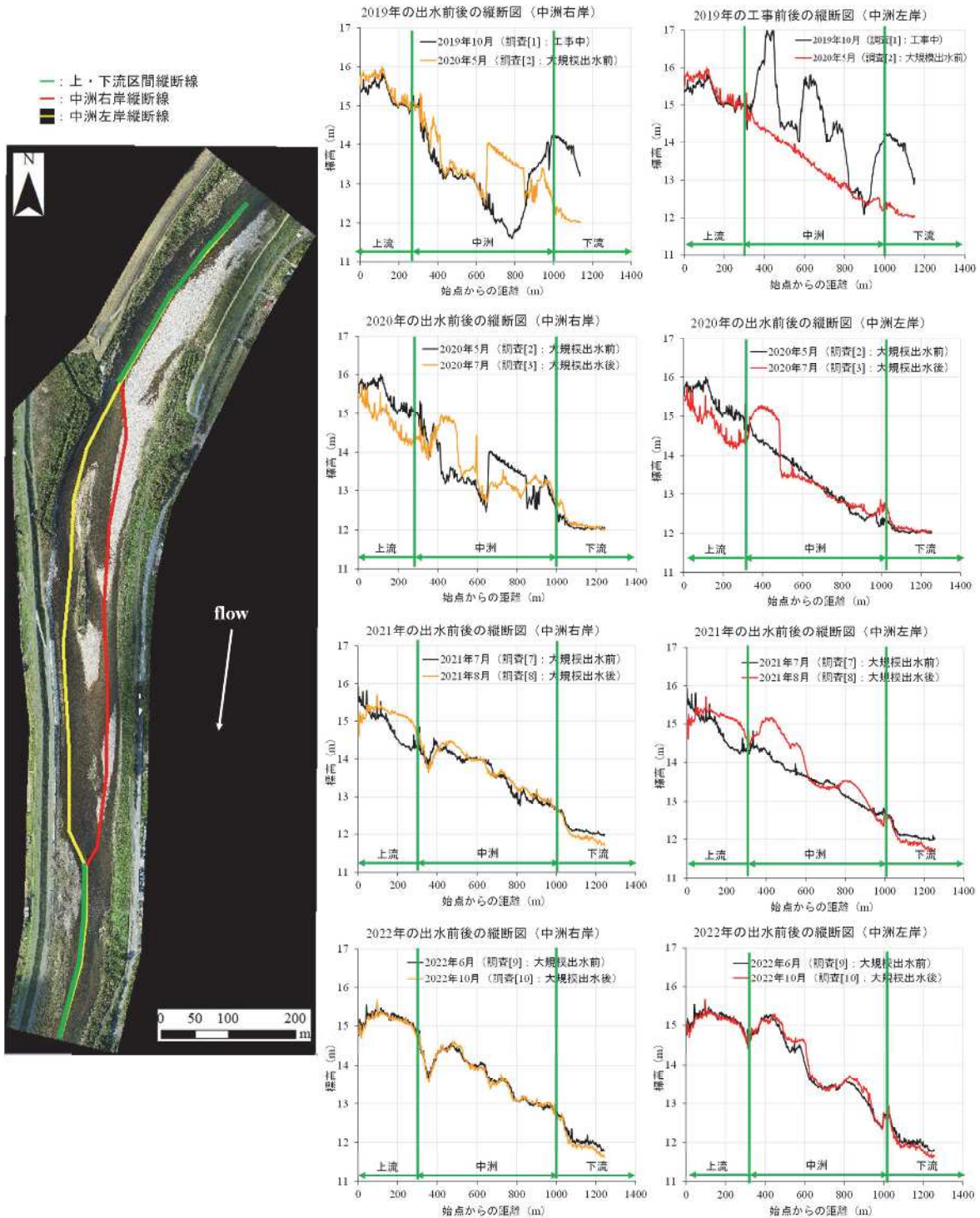


図-5.2.7 縦断線における各年の大規模出水前後の標高

た。また、最下流の淵になっている地形については、大規模出水による洗堀はあるものの翌年の大規模出水前にはおおよそ元の標高に戻っていることから、大規模出水によって洗堀が発生するが、大規模出水後の増水期や平水時に土砂が溜まり元の標高に戻るといったサイクルが発生していると考えられる。また、2020年の大規模出水時以外は中洲右岸側の河床変動量が少ない。これは、2019年の護岸改修工事によって中洲右岸側に設置された根固め工の影響であると考えられる。図-5.2.8に各調査期間における空撮領域内の土砂堆積量と土砂洗堀量を示す。最も変動した土砂量が多いのは、調査[1]から調査[2]の間であり、掘削工事によって大量の土砂が掘削されたことが示された。洗堀量が多い期間は、工事前および2020年の大規模出水前後であった。また、調査[2]

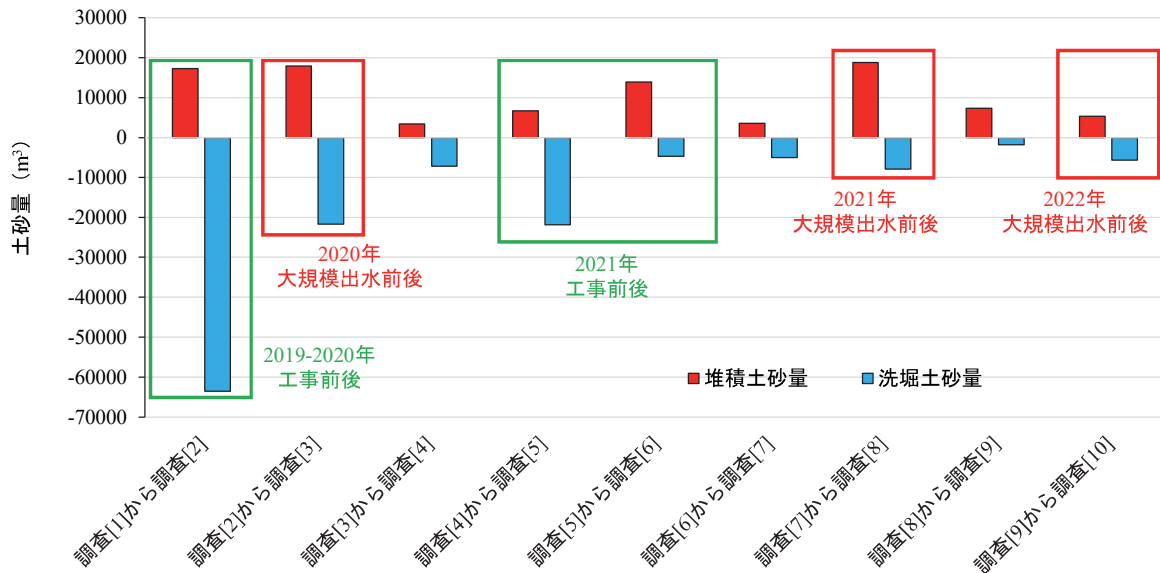


図-5.2.8 各調査期間における空撮領域内の土砂堆積量と土砂洗堀量

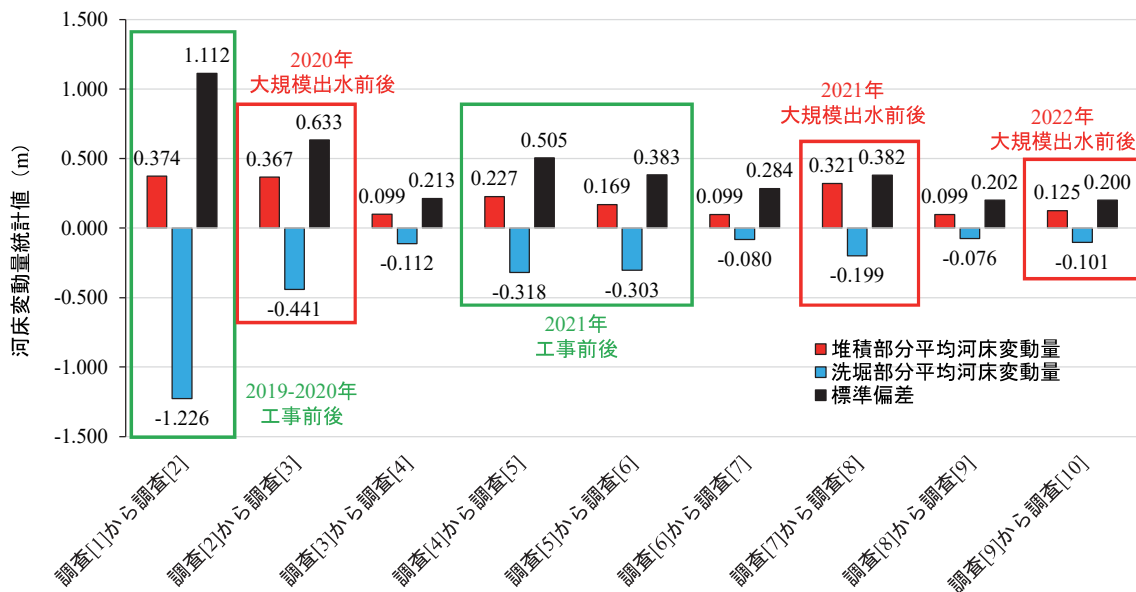


図-5.2.9 各調査期間の洗堀部分と堆積部分の河床変動量の平均値および標準偏差

から調査[3], 調査[7]から調査[8]の大規模出水前後は河床変動が激しくなっていることも示された。また, 2021年および2022年の出水は2020年度の大規模出水に比べ, 土砂の洗堀量が少なく, 空撮領域で大幅な土砂堆積が起きている。実際に, 図-5.2.6のコンター図では, 中洲がある領域の左岸側で1m近い堆積があったことが示されている。工事の無かった当該期間で堆積量が多いことから, 当該領域は土砂の堆積しやすい区間であることが示された。図-5.2.9に各調査期間における洗堀箇所および堆積箇所それぞれの領域における河床変動量の平均値および標準偏差を示す。調査[1]から調査[2]間の工事前後では, 平均約1.2mの洗堀と0.37mの堆積が発生しており, 大きな河床変動が生じていた。また, 2020年の大規模出水前後でも平均約0.37mの堆積と0.44mの洗堀が発生していた。2021年と2022年において, 大規模出水の無い期間は, 平均約0.099mの堆積と約0.08mの洗堀が発生していた。当該領域は大規模出水が過ぎた後の増水期間で土砂が流入し堆積が進行することが示された。

## 5.2.2 直轄区間全域の河床形状の把握

3章では, UAV写真測量によって, 高精度かつ高頻度に河道内の標高を把握できることを示し

た。しかし、調査地点は金波堰付近の 9.6kp から 10.8kp に留まっており、流域治水を推進する上で、より広範囲の土砂動態を把握することは重要であると考えられる。従って、本節では、RTK を搭載した UAV を使用して UAV 写真測量を広範囲に適用し、佐波川直轄区間全域のオルソ画像および河床形状の把握を試みた結果を報告する。

### 5.2.2.1 調査方法

Phantom4 RTK を用いた写真測量によって、佐波川本川直轄河道区間全域の地形把握を試みた。撮影は、図-5.2.10 に示すように、佐波川本川の河道区間を 18 区間に分割して空撮を行った。各区間における空撮時の諸条件を、表-5.2.4 に示す。どの区間とも航路上のオーバーラップ率は 80%、航路間のオーバーラップ率は 60% に設定している。撮影は 2022 年 1 月 22 日と 23 日の 2 日にかけて行い、1 月 25 日に水面下の精度検証用の横断測量を実施した。カメラの設定に関して、本調査では、UAV の飛行速度が、3 節で実施したモニタリング地点の空撮時よりも速く設定する必要があり、Auto 機能を用いるとカメラがぶれる恐れがあったため、どの空撮も EV 値が -1~1、ISO が 100~200 の範囲内で、シャッタースピードを 240~1000 の間で調節しながら撮影を行った。また撮影方向は、空撮の時間を短縮するため、カメラ北向きの一方向のみとした。

### 5.2.2.2 直轄区間全域を対象とした UAV 写真測量の調査結果

図-5.2.11 に調査によって得られた直轄区間全域のオルソ画像および標高コンターを示す。また、図-5.2.12 に 1~5 地点、図-5.2.13 に 6~10 地点、図-5.2.14 に 11~15 地点、図-5.2.15 に 16~18 地点における、それぞれの分割領域におけるオルソ画像と標高の拡大図および精度検証用の横断測量地点を示している。オルソ画像に関してはどの地点とも白抜けが無く撮影領域の河道内の地帯を目視で明確に判別可能な状態で作成できており、標高コンターに関しては、河口域や堰前などの水深の深い箇所では現実的でない値（外れ値）の領域が多い結果となった。具体的に、地点 1、地点 2、地点 6、地点 9、地点 11~16 は当該箇所が目立つ。地点 1、地点 2、地点 9、地点 12、地点 14 の外れ値に関しては、水深が深く河床が捉えられなかったため、標高値の推定値が異常な値を示したと考えられる。また、地点 6、地点 11、地点 13、地点 15、地点 16 に関しては当該地点および当該地点より上流で、護岸もしくは堰の工事が行われており、工事の影響で流出した細粒土砂による強い濁りが発生していたため、河床を捉えられず欠損が激しくなったと考えられる。ま

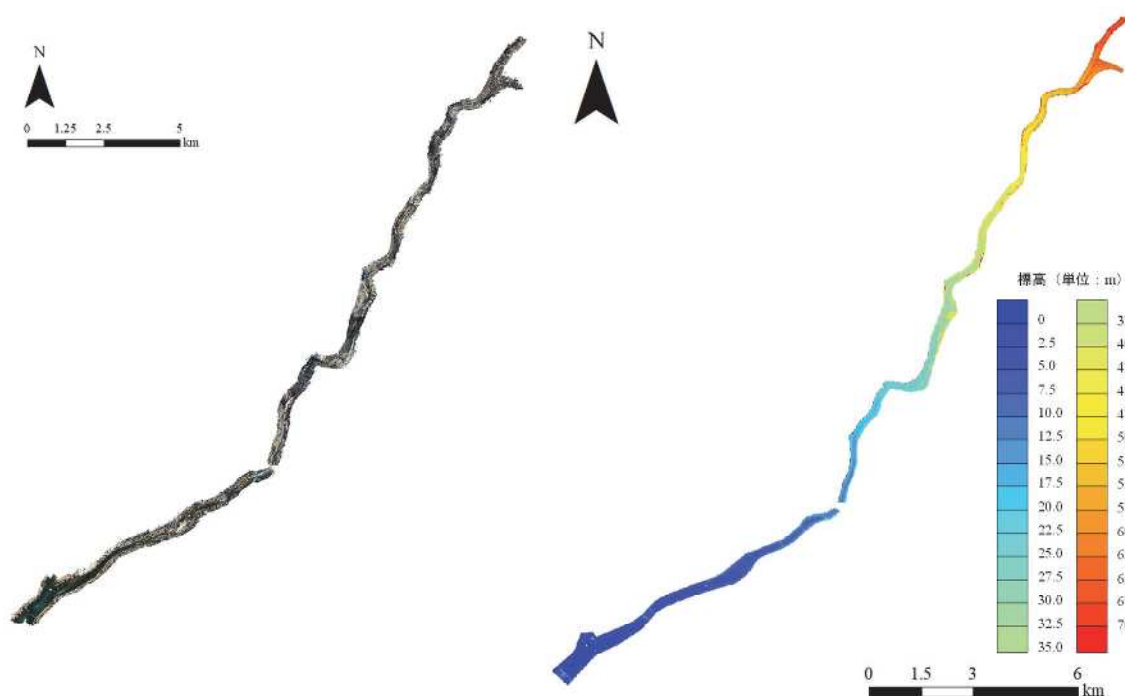


図-5.2.10 RTK を搭載した UAV による佐波川直轄河道区間の測量成果（左：オルソ画像，右：標高コンター）

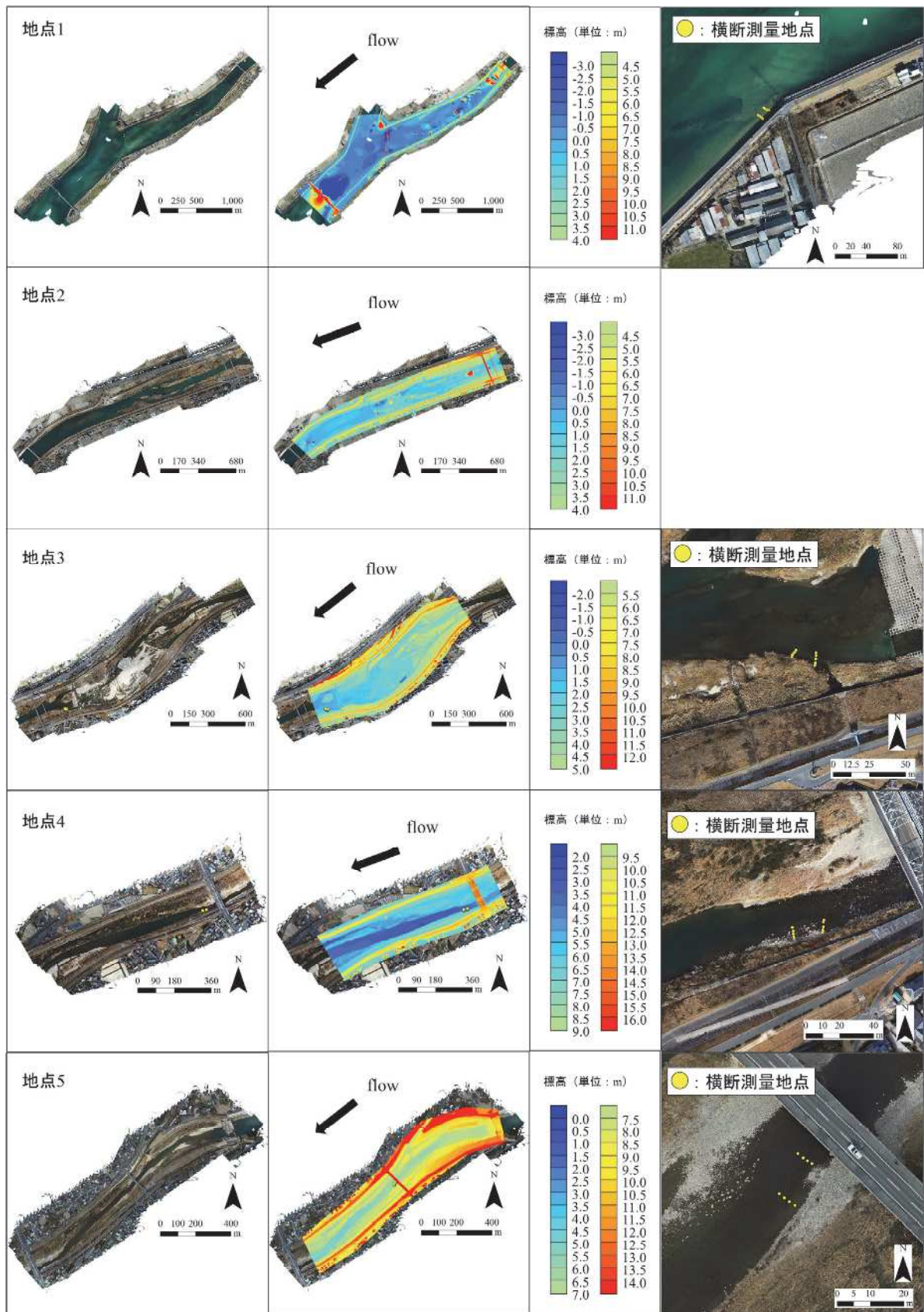


図-5.2.11 地点1～地点5におけるオルソン画像と標高コンターの詳細図

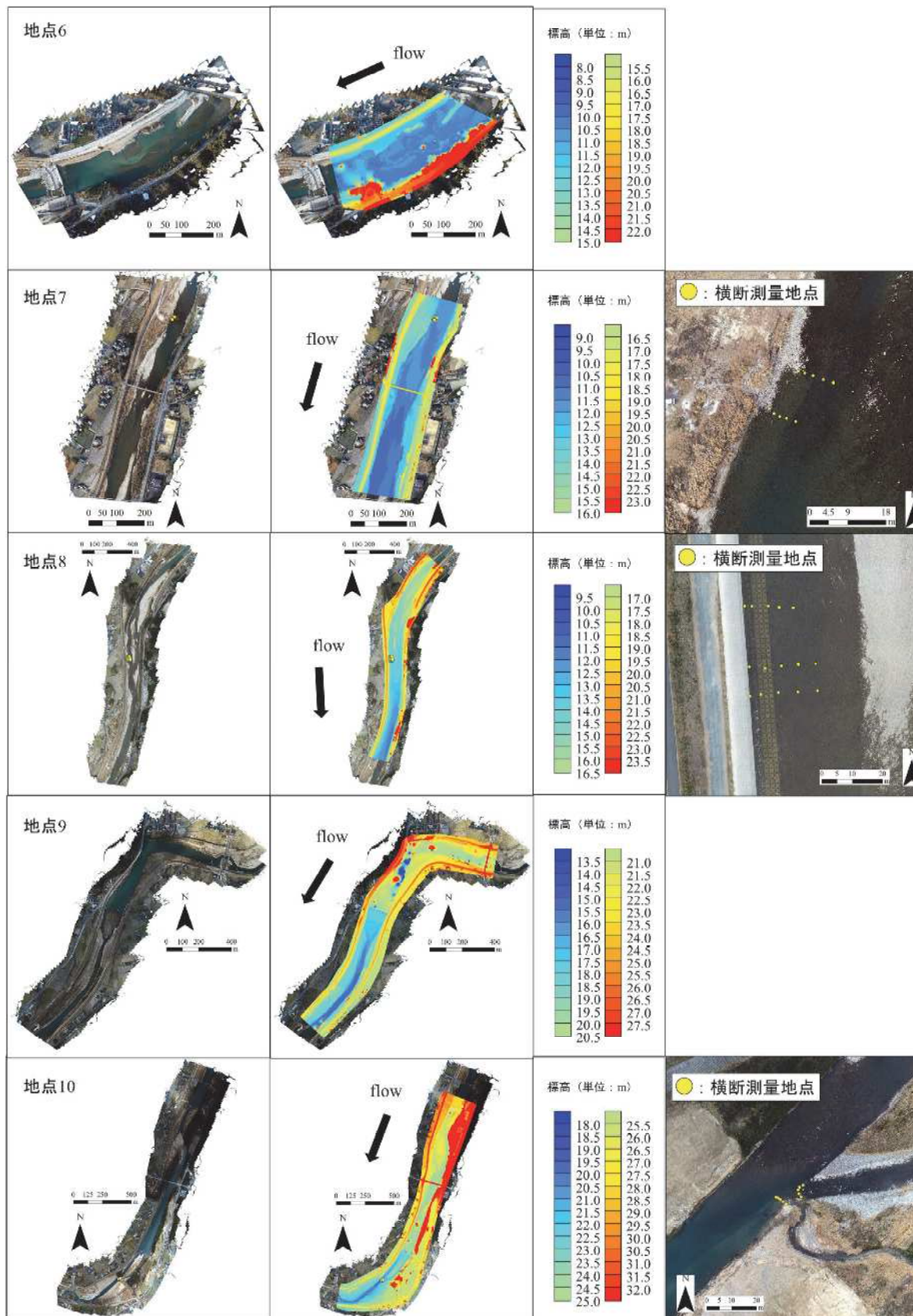


図-5.2.12 地点 6～地点 10 におけるオルソ画像と標高コンターの詳細図

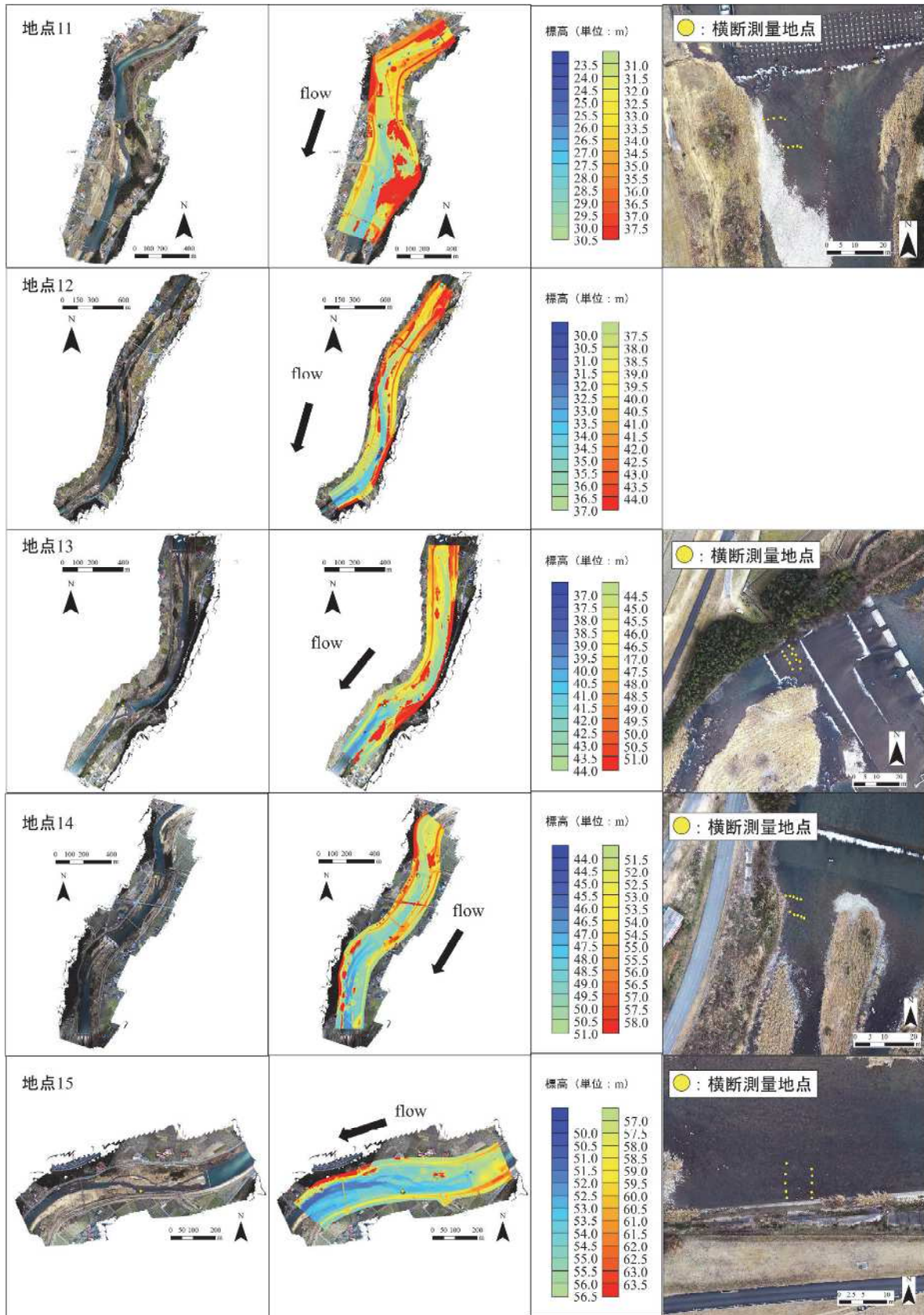


図-5.2.13 地点 11～地点 15 におけるオルソ画像と標高コンターの詳細図

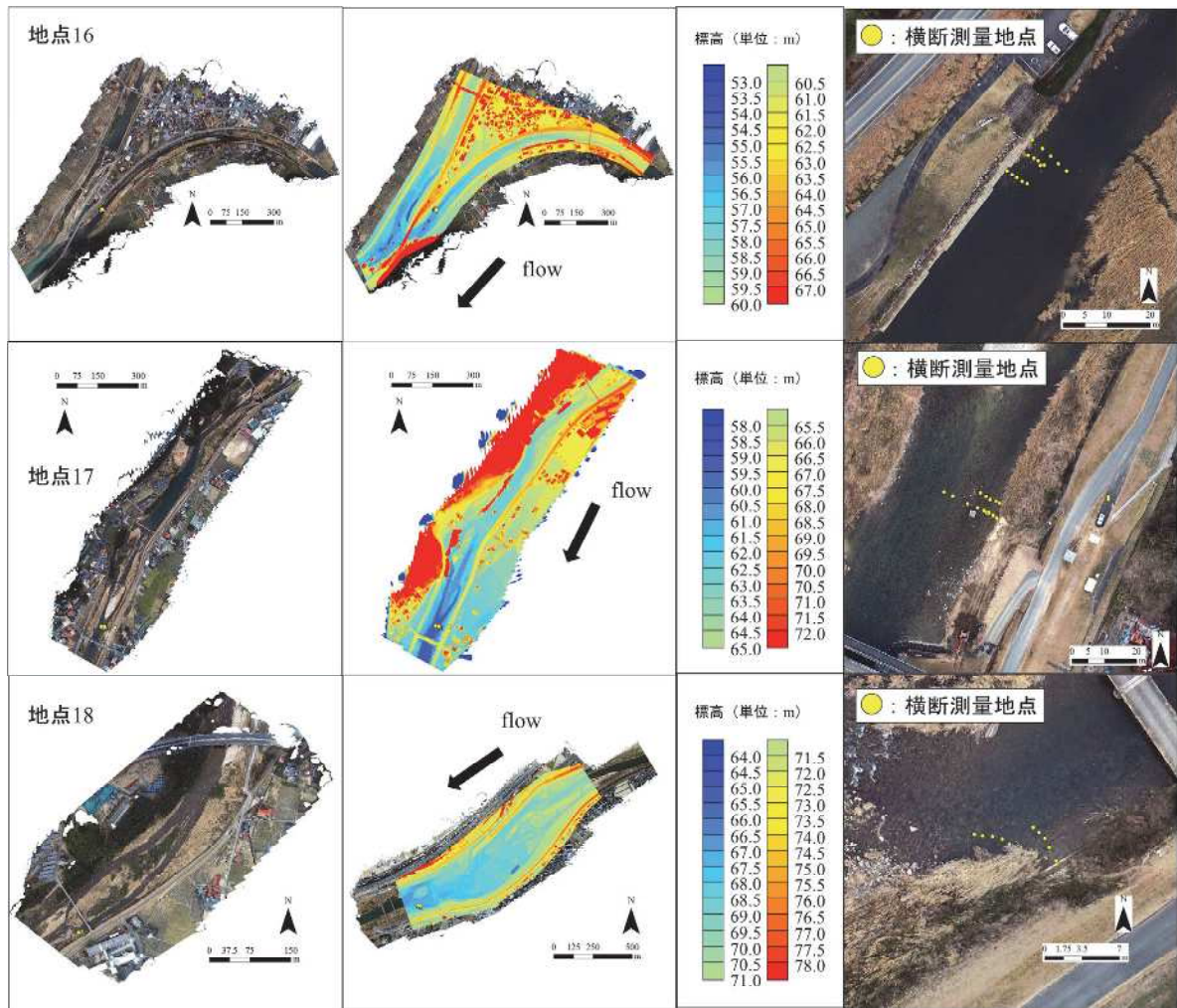


図-5.2.14 地点 16～地点 18 におけるオルソ画像と標高コンターの詳細図

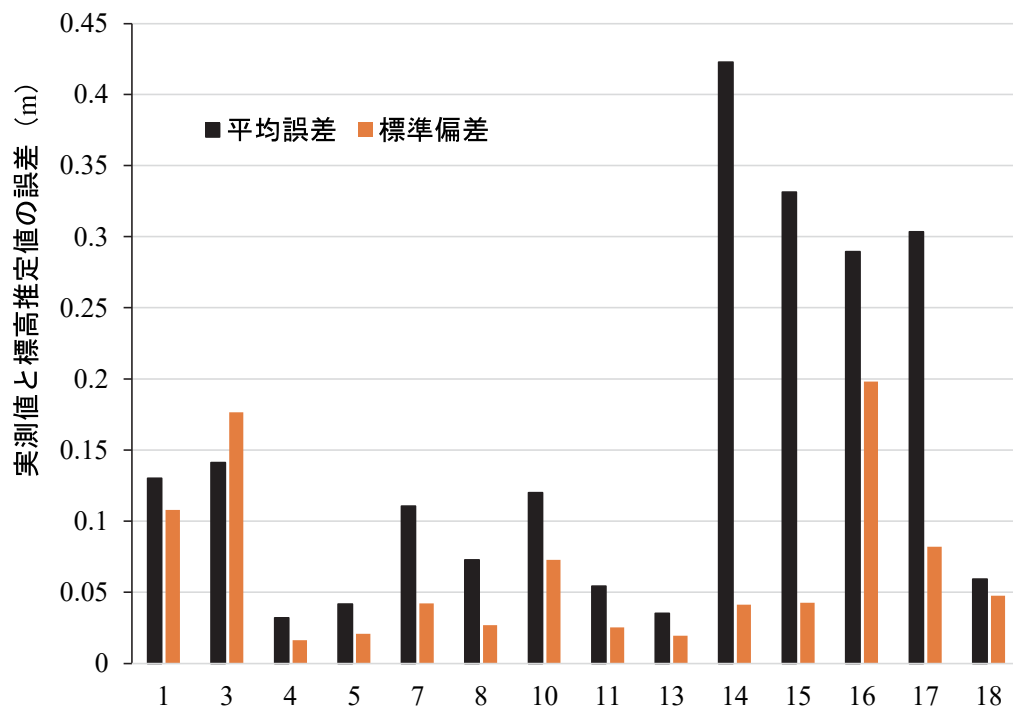


図-5.2.15 横断測量を実施した地点における実測値と推定値との比較



た、横断測量を実施したそれぞれの地点における、実測値と標高推定値の残差の統計値を図-5.2.16に示す。測量成果は、5.6kp から 20.8kp までは比較的良好に水面下の標高データを得ていたが、21kp から 26.0kp までの上流域で、横断測量成果との誤差が大きくなった。手法は統一しており、撮影された画像の精度はすべて 0.10 m 以下であったため、当該地点で大きな誤差が生じた原因を今後解明する必要があるが、誤差が大きかった地点の特徴として、山そのものが映りこんでいる箇所があり、標高差が大きく異なる画像が映りこんだことで、f 値の推定誤差が大きくなった可能性がある。以上、佐波川の直轄区間全体で UAV 写真測量を実施し、オルソ画像と標高の取得を試みた結果、オルソ画像はどの地点とも白抜けが無く撮影領域の河道内の地帯を目視で明確に判別可能な状態で作成することができたが、標高に関しては、水深の深い箇所や濁りの激しい箇所で大外れ値が生じる結果となった。しかし、外れ値が生じていない地点もあり、佐波川流域の直轄区間においては、地点 3～5、地点 7～8、地点 17～18 で UAV 写真測量によって水面下河床形状を時空間的に高解像度にモニタリングが実施できる可能性が示された。また、工事の影響で発生した細粒土砂による濁りの影響で河床が捉えられなかった地点に関しても、工事が無い時期に実施することで UAV 写真測量が適用できる可能性がある。また、この度は一方向のみで計算を行ったが、様々な角度での撮影を行うことで測量精度を向上する可能性もある。

### 5.2.3 まとめ

水面下の UAV 写真測量によって、2019 年 10 月から 2022 年 10 月まで、佐波川金波堰周辺(9.6kp-10.8kp)における UAV 写真測量を実施した。その結果、どの調査日とも国土交通省の定める地図情報レベル 250 の基準を満たす測量成果を得た。また、当該地点は、出水前後で砂州が発達しやすい傾向にあることや、出水によって、中洲の左岸側で土砂が堆積傾向にあること、2020 年度の出水では河床が低下傾向であったが、2021 年度の出水では土砂が堆積傾向にあり、2022 年の出水でも規模は大きくないが土砂が堆積傾向にあったことが示された。また、RTK を搭載した UAV によって、佐波川における直轄区間全域で UAV 写真測量を実施し、オルソ画像と標高データを得た。測量成果は、5.6kp から 20.8kp までは比較的良好に水面下の標高データを得ていたが、21kp より上流域で、横断測量成果との誤差が大きくなった。以上、UAV 写真測量によって、金波堰周辺の地形データを従来よりも高密度かつ高頻度に把握でき、堆積や洗堀の特徴を捉えることができた。さらに、5.6kp から 20.8kp までは効率よく河道内の地形を捉えることが出来る可能性が示された。UAV 写真測量は高頻度に地形の把握が可能であるため、各年の出水の特徴や河川内の土砂堆積の傾向を調べるのに非常に有利である。一方、UAV 写真測量の成果のみでは、水深の深い所や白波の立っている箇所等で標高値が欠損する可能性があるため、河道内の地形把握は航空レーザー測深との併用が重要であると考えられる。

## 5.3 高時空間解像度河川情報が河床変動シミュレーションの精度に及ぼす影響の検討

### 5.3.1 緒論

河川に生じる多様な土砂移動現象あるいは流砂現象に対して、どのような流路変動や河床変動が発生するかを、数値解析法を用いて予測することは非常に重要である。流砂に対する理論から数値解析モデルを作成し、それらのモデルを使用して、河床変動の実態解明や将来予測を行った研究は多くあり<sup>5-1), 5-2), 5-3)</sup>、河床変動や治水、河川内の環境保全に対する様々な知見が得られている。リモートセンシング技術と数値解析モデルを組み合わせ、流砂現象の考察を行った研究として、吉田ら<sup>5-4)</sup>は、岡山県の旭川を対象に従来の航空レーザー計測で用いられる近赤外線波長域のレーザー測距儀と緑色波長域のレーザー測距儀を用いて陸部と水部の地形を計測するシステムである ALB 計測を用いて河道内の地形を計測し、ALB 計測から得られた河道内地形の点群データ

を用いた場合と定期横断測量と LP レーザーで得られた河道内地形データを用いた場合で河床変動解析およびその精度検証を実施し、詳細な河道地形の再現により流況に大きな違いが表れることを示している。また、津田ら<sup>5-5)</sup>は、広島県の芦田川下流部の砂床場を対象に、UAV を用いて得られた河道データや植生データを用いて、河床形状や植生の遷移状況をモニタリングした後に調査期間中の出水を対象とした数値計算を行い、砂州の粒度構成や砂州の特徴、中洲と水面の境との比高差と植生繁茂の関係、さらに砂州の形状に影響を及ぼした出水規模や粒径を考察している。しかし、UAV 写真測量によって面的に把握された地形データと、河川横断測量成果を縦断方向に補間して作成された地形データの両者で、河床変動計算の精度にどのような差異が生じるのか検討した事例は皆無であり、入力する標高の作成方法が河床変動計算の精度にどのような変化が生じるのか実河川データのモニタリング成果を元に検討することは、今後の河川管理に有用であると考えられる。本章では、前節で得られた、高密度かつ高頻度な地形のモニタリング成果を元に河床変動計算を実施し、河床変動モデルの精度検証や、定期横断測量を見立てて作成した地形データを利用した場合との比較を行った。

### 5.3.2 初期条件として与える地形の縦断方向の解像度が河床変動シミュレーションの精度に及ぼす影響の検討

#### 5.3.2.1 解析モデルについて

河床変動モデルには、iRIC<sup>5-6)</sup>の Nays2DH を用いた。本モデルは、河川における流れ、河床変動、河岸浸食の計算を行うために開発された平面二次元ソルバーであり、流れ場の計算モデルである。直交座標系  $(x,y)$  における流れの基礎方程式を以下に示す。

連続式は以下の式(5-1)で表される。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(hu)}{\partial x} + \frac{\partial(hv)}{\partial y} = 0 \quad (5-1)$$

ここで、 $h$  は水深、 $t$  は時間、 $u,v$  は  $x,y$  方向の水深平均流速である。

運動方程式は、以下の式 (5-2)、式 (5-3) で表される。

$$\frac{\partial(hu)}{\partial t} + \frac{\partial(hu^2)}{\partial x} + \frac{\partial(huv)}{\partial y} = -gh \frac{\partial H}{\partial x} - \frac{\tau_x}{\rho} + D^x - \frac{F_x}{\rho} \quad (5-2)$$

$$\frac{\partial(hv)}{\partial t} + \frac{\partial(huv)}{\partial x} + \frac{\partial(hv^2)}{\partial y} = -gh \frac{\partial H}{\partial y} - \frac{\tau_y}{\rho} + D^y - \frac{F_y}{\rho} \quad (5-3)$$

ただし、

$$\frac{\tau_x}{\rho} = C_f \mu \sqrt{u^2 + v^2} \quad (5-4)$$

$$\frac{\tau_y}{\rho} = C_f \nu \sqrt{u^2 + v^2} \quad (5-5)$$

$$D^x = \frac{\partial}{\partial x} \left[ v_i h \frac{\partial u}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ v_i h \frac{\partial u}{\partial y} \right] \quad (5-6)$$

$$D^y = \frac{\partial}{\partial x} \left[ v_i h \frac{\partial v}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ v_i h \frac{\partial v}{\partial y} \right] \quad (5-7)$$

$$\frac{F_x}{\rho} = \frac{1}{2} C_D a_s h_v u \sqrt{u^2 + v^2} \quad (5-8)$$

$$\frac{F_y}{\rho} = \frac{1}{2} C_D a_s h_v v \sqrt{u^2 + v^2} \quad (5-9)$$

ここで、 $h$  は水深、 $t$  は時間、 $u, v$  は  $x, y$  方向の水深平均流速、 $g$  は重力加速度、 $H$  は水位、 $T_x, T_y$  は  $x, y$  方向の河床せん断力、 $F_x, F_y$  は  $x, y$  方向の植生による抵抗力、 $C_f$  は河床せん断係数、 $v_i$  は渦動粘性係数、 $C_D$  は植生の抗力係数、 $a_s$  は単位体積に占める植生の遮断面積、 $h_v$  は植生高さ

水深の低い方である。

渦動粘性係数  $\nu_t$  は、一般的に乱流の代表流速  $v_t$  と代表長さ  $l$  の積で、式 (5-10) で表される。

$$\nu_t = v_t l \quad (5-10)$$

水深と粗度が横断方向に緩やかに変化する流れ場においては、水平方向の渦動粘性係数と鉛直方向の渦動粘性係数は同じオーダーであると仮定し、主として底面摩擦速度と水深が運動量輸送を規定すると考え、渦動粘性係数  $\nu_t$  を以下の式 (5-11) で表す。

$$\nu_t = a u_* h \quad (5-11)$$

ここに、 $a$  は比例定数である。

Fisher や Weibel・Schatzmann の実験によれば、鉛直方向の運動量輸送に関わる  $a$  値が 0.07 程度であるため、カルマン係数  $\kappa$  (0.4) を用いて、渦動粘性係数  $\nu_t$  を以下の式 (5-12) で表す。

$$\nu_t = \frac{\kappa}{6} A u_* h + B \quad (5-12)$$

このモデリングは、乱流統計量についての輸送方程式を必要としないため、ゼロ方程式モデルと呼ばれている。ここで、 $A$ 、 $B$  はユーザーパラメータである。

Nays2DH では、底面の摩擦はマンニングの粗度係数を用いて設定する。平均流速公式にマンニング則を適用した場合、式 (5-4)、式 (5-5) 中の河床摩擦係数  $C_f$  は式 (5-13) で表される。

$$C_f = \frac{g n_m^2}{h^3} \quad (5-13)$$

マンニングの粗度係数は、セル単位に任意の実数値を設定することが可能となっている。また、このマンニングの粗度係数は、Manning-Strickler により、式 (5-14) のように相対粗度高さと関連付けられる。

$$n_m = \frac{1}{7.66 \sqrt{g}} k_s \quad (5-14)$$

ここで、 $k_s$  は相対粗度高さであり、河床材料粒径の 1~3 倍程度である。 $g$  は重力加速度を示す。

植生の抵抗は、植生の抗力係数  $C_D$  と単位体積に占める植生の遮断面積  $a_s$ 、植生高さを用いて設定する。単位体積に占める植生の遮断面積は、セル単位で任意の実数値として設定できる。単位体積に占める初稿性の遮断面積  $a_s$  は清水らが提案した以下の式 (5-15) を用いて算出される。

$$a_s = \frac{n_s D_s}{S_s^2} \quad (5-15)$$

ここで、 $n_s$  は植生本数、 $D_s$  は植生の平均幹径、 $S_s$  はサンプリング格子幅である。

Nays2DH で、河床変動を行う場合の河床変動モデルについて、混合粒径モデルの基礎式を以下に示す。

混合粒径で構成される河床はある粒度分布により構成されているが、この粒度分布を数値的に表すためには、河床の粒径加積曲線を  $n$  階層に分割し、各階層を代表粒径  $d_k$  とその代表粒子の存在確率  $p_k$  で表現する。中央粒径  $d_m$  は以下の式 (5-16) で定義される。

$$d_m = \sum_{k=1}^n p_k d_k \quad (5-16)$$

ここに、 $d_k$  :  $k$  階層の代表粒径、 $p_k$  : 河床全体に占める  $k$  階層の粒子の割合である。

$n$  階層に分割されたそれぞれの階層における流砂量を見積もり、これを足し合わせることで河床変動を計算する。

一般座標系での河床の連続式は、以下の式 (5-17) で表される。

$$\frac{\partial(c_m E_m)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{z}{J} \right) + \frac{1}{1-\lambda} \left[ \frac{\partial}{\partial \xi} \left( \frac{\sum q_{bk}^{\xi}}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left( \frac{\sum q_{bk}^{\eta}}{J} \right) + \frac{\sum (q_{suk} - c_{bk} w_{fk})}{J} \right] = 0 \quad (5-17)$$

ここに、 $z$ ：河床高，下付き添え字は  $k$  階層の粒径階の物理量であることを意味し、 $q_{bk}^{\xi}$ 、 $q_{bk}^{\eta}$ ： $\xi$ 、 $\eta$  方向の掃流砂量， $q_{suk}$ ：浮遊砂浮上量， $c_{bk}$ ：浮遊砂基準点濃度， $w_{fk}$ ：沈降速度である。  
全掃流砂量は、以下の勾配の影響を考慮した芦田・道上式（式（5-18））で表される。

$$q_{bk} = 17P_{mk} \tau_{*ek}^{1.5} \left(1 - K_c \frac{\tau_{*ck}}{\tau_{*k}}\right) \left(1 - \sqrt{K_c \frac{\tau_{*ck}}{\tau_{*k}}}\right) \sqrt{s_g g d_k^3 r_b} \quad (5-18)$$

ここで、 $\tau_{*k}$ ：無次元掃流力， $\tau_{*ck}$ ：限界無次元掃流力， $p_{mk}$ ：交換層における  $k$  階層粒子の占有率及び  $\tau_{*ek}$ ：有効無次元掃流力である。

有効無次元掃流力は、以下の式（5-19）、式（5-20）で表される。

$$\tau_{*ek} = \frac{u_{*em}^2}{sgd_k} \quad (5-19)$$

また、

$$u_{*em}^2 = \frac{V^2}{\left(6 + 2.5 \ln \frac{h}{d_m (1 + 2\tau_{*m})}\right)^2} \quad (5-20)$$

ここに、下付き添え字  $m$  は平均粒径に対する物理量であることを意味する。

また、各粒径の無次元限界掃流力の算定には、遮蔽効果を考慮する必要があり、ここでは、Egiazaroff の式を修正した浅田の式（式（5-21））を用いる。

$$\frac{\tau_{*ck}}{\tau_{*cm}} = \left[ \frac{\log_{10} 23}{\log_{10} \left(21 \frac{d_k}{d_m} + 2\right)} \right]^2 \quad (5-21)$$

ここで、 $\tau_{*cm}$ ：中央粒径の無次元限界掃流力で、岩垣の式を用いて算定する。

全流砂量から  $\xi$ 、 $\eta$  方向の掃流砂量の算定は渡邊の式と芦田・江頭・劉の式から選択できる。渡邊の式による掃流砂量は、以下の式（5-22）および式（5-23）で表される。

$$\tilde{q}_{bk}^{\xi} = q_{bk} \left[ \frac{\tilde{u}_b^{\xi}}{V_b} - \gamma \left( \frac{\partial z}{\partial \xi} + \cos \theta \frac{\partial z}{\partial \eta} \right) \right] \quad (5-22)$$

$$\tilde{q}_{bk}^{\eta} = q_{bk} \left[ \frac{\tilde{u}_b^{\eta}}{V_b} - \gamma \left( \frac{\partial z}{\partial \eta} + \cos \theta \frac{\partial z}{\partial \xi} \right) \right] \quad (5-23)$$

$\gamma$  は長谷川による式を簡易的に各粒径別に拡張し、以下の式（5-24）で表される。

$$\gamma = \sqrt{\frac{\tau_{*ck}}{\mu_s \mu_k \tau_{*k}}} \quad (5-24)$$

芦田・江頭・劉の式による反変成分の掃流砂量は以下の式（5-25）、式（5-26）により求められる。

$$q_{b\xi k} = \frac{\partial \xi}{\partial x} q_{b\xi k} + \frac{\partial \xi}{\partial y} q_{b\eta k} \quad (5-25)$$

$$q_{b\eta k} = \frac{\partial \eta}{\partial x} q_{b\xi k} + \frac{\partial \eta}{\partial y} q_{b\eta k} \quad (5-26)$$

$q_{b\xi k}$  と  $q_{b\eta k}$  は  $x$ 、 $y$  方向の粒径階  $k$  の掃流砂量成分であり、以下の式（5-27）、式（5-28）のように定義される。

$$q_{b\xi k} = q_{bk} \cos \beta_k \quad (5-27)$$

$$q_{b\eta k} = q_{bk} \sin \beta_k \quad (5-28)$$

掃流砂の平均的な方向に対する局所河床勾配（ $\theta$ ）は、以下の式（5-29）で表される。

$$\sin \theta = \cos \beta_m \sin \theta_x + \sin \beta_m \sin \theta_y$$

また、粒径階  $k$  の掃流砂ベクトルの  $x$  軸からの偏差角  $\beta_k$  は以下の式 (5-30) の関係より求める。

$$\tan \beta_k = \frac{\sin \alpha - \Pi \Theta_y \left( \frac{u_{*ck}^2}{u_*^2} \right) \tan \theta_y}{\cos \alpha - \Pi \Theta_x \left( \frac{u_{*ck}^2}{u_*^2} \right) \tan \theta_x} \quad (5-29)$$

ここで、

$$\Pi = K_{ld} + \frac{1}{\mu_s} \quad (5-30)$$

$$\Theta_y = \frac{1}{1 + \tan^2 \theta_x + \tan^2 \theta_y} \quad (5-31)$$

$$\Theta_x = \Theta_y + \frac{\rho}{\rho_s - \rho} \cos^2 \theta_x \quad (5-32)$$

ここに、 $K_{ld}$  ( $\approx 0.85$ ) は抗力と浮力の比である。

混合粒径河床での分級現象を再現するために、芦田・江頭・劉らが提唱した多層モデルの概念を導入する。これは、河床を交換層、遷移層および堆積層に分割するものである。この時、掃流砂層における粒度分布の時間変化は、以下の式 (5-33) で計算される。

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{c_m E_m p_{mk}}{J} \right) + (1-\lambda) p_{bk} \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{z}{J} \right) + \left[ \frac{\partial}{\partial \xi} \left( \frac{q_{bk}^\xi}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left( \frac{q_{bk}^\eta}{J} \right) + \frac{q_{suk} - c_{bk} w_{fk}}{J} \right] \quad (5-33)$$

$$p_{bk} = p_{tk}, \quad \frac{\partial z}{\partial t} \leq 0, \quad E_{sd} \geq E_{be} \frac{c_b}{1-\lambda}$$

$$p_{bk} = 0, \quad \frac{\partial z}{\partial t} \leq 0, \quad E_{sd} < E_{be} \frac{c_b}{1-\lambda}$$

$$p_{bk} = p_{mk}, \quad \frac{\partial z}{\partial t} > 0$$

ここに、 $p_{dmk}$  は交換層底面から  $m$  番目の堆積層内の粒径階  $k$  の存在率、 $c_b$  は交換層内の土砂濃度である。 $E_{be}$  は平衡交換層厚であり、ここでは、以下の式 (5-34) より求めている。

$$\frac{E_{be}}{d_m} = \frac{1}{c_m \cos(\tan \varphi - \tan \theta)} \tau_{*m} \quad (5-34)$$

ここに、 $E_{sd}$  は土層厚、 $E_m$  は交換層厚であり、それぞれ以下の式 (5-35)、式 (5-36) のようになる。

$$E_m = E_{be} \quad E_{sd} \geq E_{be} \frac{c_m}{1-\lambda} \quad (5-35)$$

$$E_m = E_{sd} \frac{1-\lambda}{c_m} \quad E_{sd} < E_{be} \frac{c_m}{1-\lambda} \quad (5-36)$$

なお、Nays2DH では、直交座標系を一般座標系に変換して計算を行っているが、詳細は iRIC のマニュアル<sup>5-7)</sup>を参考されたい。

### 5.3.2.2 解析条件

本検討では、モニタリングを行った期間の内、人為的影響が少なく、かつ出水によって比較的大きな河床変動が発生した、調査[2] (2020/5/29) から調査[3] (2020/7/21) の期間における河床変動の再現計算を行った。図-5.3.1 は解析に入力した流量の時系列および、当該流量が観測された真尾水位観測所の位置である。真尾水位観測所は空撮範囲より約 2.5 km 上流に位置しており、大きな支川は合流しないため、観測された流量の値をそのまま上流端の境界条件として用いた。期間中はおよそ 5 回の 150 m<sup>3</sup>/s 以上のまとまった出水があり (2020/6/19, 2020/6/30, 2020/7/7, 2020/7/11, 2020/7/14), それぞれの最大流量は、283.61 m<sup>3</sup>/s, 184.8 m<sup>3</sup>/s, 397.4 m<sup>3</sup>/s, 371.54 m<sup>3</sup>/s, 462.56 m<sup>3</sup>/s であった。本検討では、初期条件として与える地形データの縦断方向における解像度

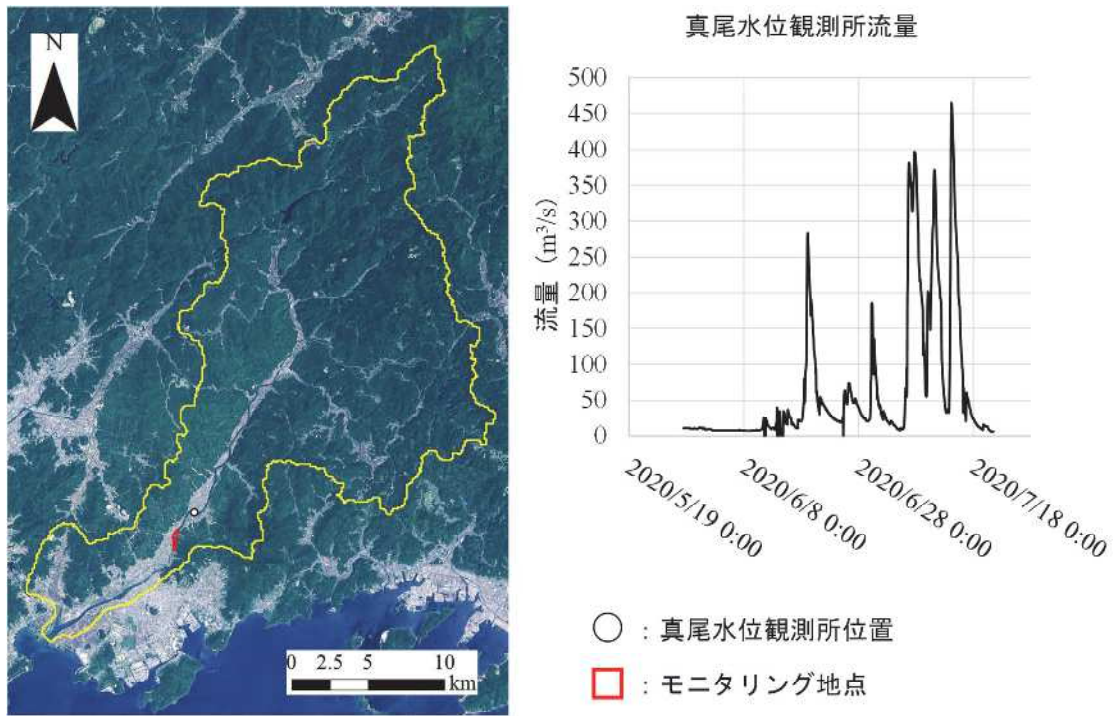


図-5.3.1 真尾観測所位置および解析に入力した流量の時系列

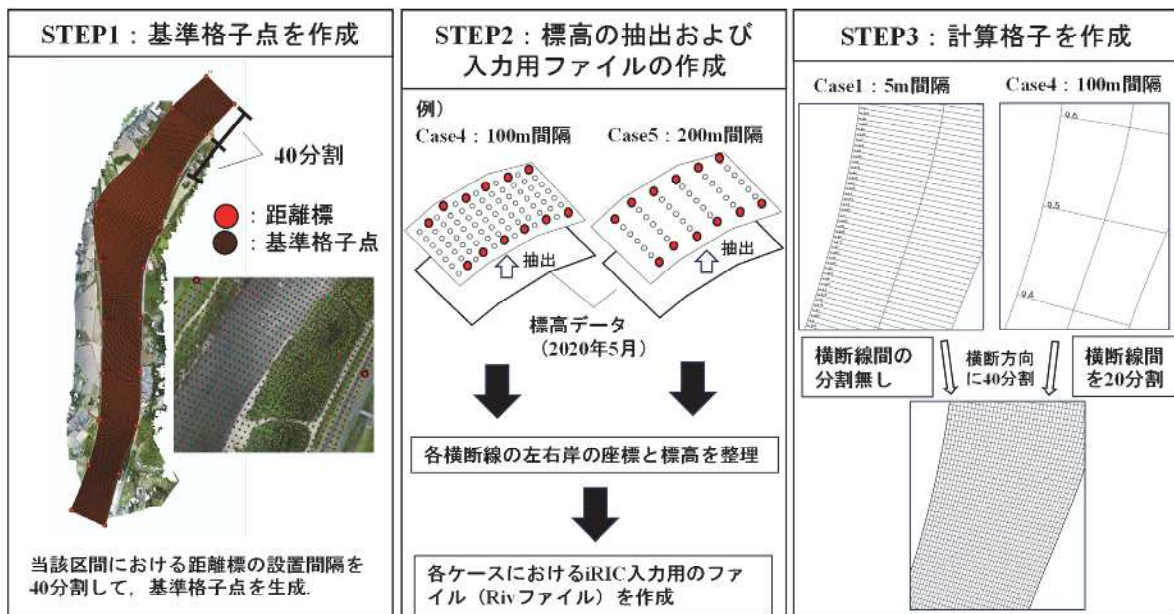


図-5.3.2 入力用地形の作成手順

の違いが河床変動計算の精度に与える影響を検証するため、調査[2]によって得られた測量成果から以下の手順で解析に使用する地形データを作成し、解析を行った(図-5.3.2)。

[1] 国土交通省が定めている左右岸の距離標を結んで横断線を作成。

[2] 横断線を横断方向に40分割(約5m)、各横断線間を縦断方向に40分割(約5m間隔)した点群(基準格子点)を作成し、各点群の位置における標高値を抽出。

[3] 格子基準点から、縦断方向に1点(約5m)間隔、2点(約10m)間隔、10点(約50m)間隔、20点(約100m)間隔、40点(約200m)間隔で各間隔における横断方向の点群を抽出し各縦断間隔の横断測量データとして初期条件として入力するための地形データを作成。

[4] [3]で作成したデータをiRICに入力し、各横断線の横断方向の分割数を40分割、縦断方向の分割数を、横断線間が200m間隔の地形データならば、縦断方向に40分割、100m間隔の地形データならば20分割、50m間隔の地形データならば10分割、10m間隔の地形データならば2

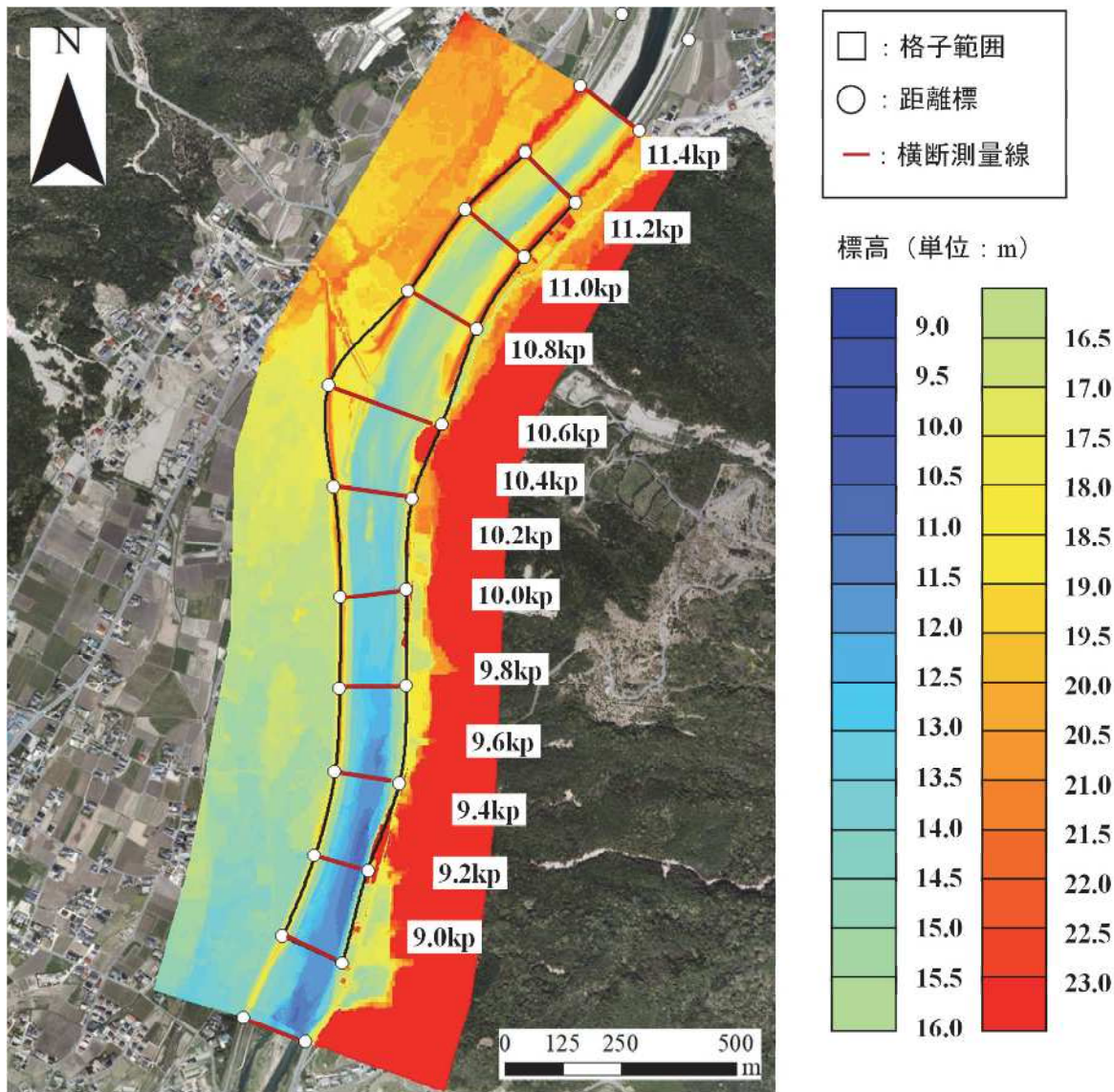


図-5.3.3 基準格子点から抽出する元の標高コンターおよび解析に入力する計算格子範囲

分割, 5 m 間隔の地形データならば分割なしとして格子を作成. なお, [2]で作成した地形の縦断方向の解像度が 5 m の解析を Case1, 10 m の解析を Case2, 50 m の解析を Case3, 100m の解析を Case4, 200 m の解析を Case5 としている. また, iRIC では横断測量と杭座標の地位データから横断測量成果を縦断に補間して地形データを作成する機能が内装されており, Case2~Case5 において入力した横断線間の地形は当該機能を用いて補間された値が用いられている. 上記の手順で示したように, 本検討では各ケースにおける格子数が統一されており, 各ケースにおいて iRIC の機能によって補間された点以外の標高値は同一である. 図-5.3.3 に距離標位置および上記手順[2]で示した格子基準点で抽出する標高コンターおよび本解析における計算格子範囲を示す. 入力用の地形の範囲は, 9.0kp から 11.2kp, 格子の範囲は 11.0kp から 9.2kp までであり, UAV による空撮範囲よりも上下流共に約 200 m 拡張した範囲で計算を行った. 地形データを作成する際には, 植生の繁茂していた箇所や水深の深く欠損のあった箇所, そしてモニタリングの空撮範囲外の領域は 2019 年 11 月に実施された航空レーザー測深によって得られた DTM の値を入力している. 図-5.3.4 に当該計算において評価した固定床箇所および植生箇所を示す. 同図に示すように, 植生箇所は, 植生群ごとに 9 領域に分けている. 表-5.3.1 にそれぞれの植生群の領域において設定した植生高さや密度を示す. 植生高さは当該範囲における UAV によって得られた DSM ラスターから航空レーザー測深によって得られた DTM ラスターによって差分した各ピクセル値の中央値を用いた.

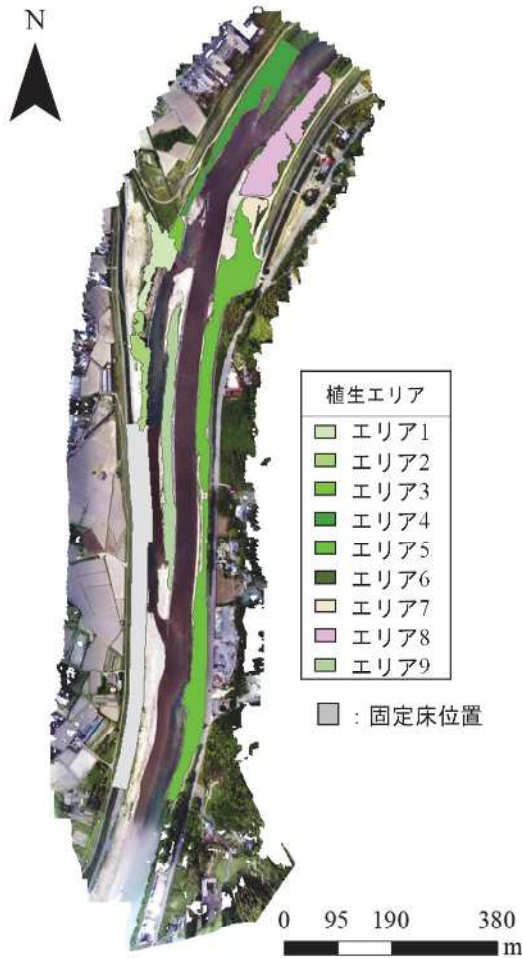


図-5.3.4 初期条件として入力した植生箇所および固定床箇所

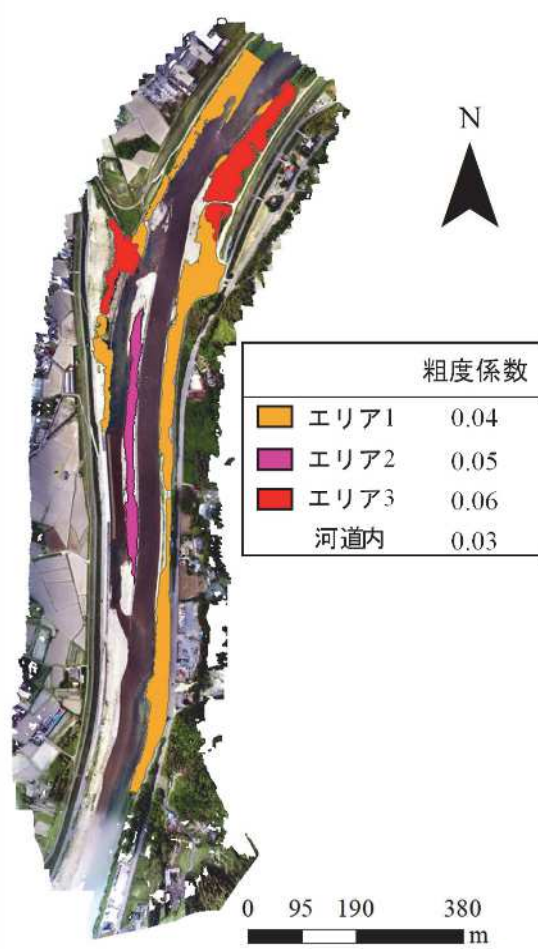


図-5.3.5 各領域の粗度係数値

表-5.3.1 各植生エリアに設定した植生高さ  
と密生度

	植生高さ(m)	密生度
エリア1	5.31	0.286
エリア2	2.72	0.286
エリア3	1.44	0.031
エリア4	1.50	0.031
エリア5	0.70	0.031
エリア6	1.03	0.031
エリア7	2.67	0.286
エリア8	5.63	0.286
エリア9	0.52	0.031

表-5.3.2 iRICに入力したパラメータ一覧

移流項の差分方法	CIP法
流砂の種類	掃流砂
均一粒径の掃流砂公式	芦田・道上式
掃流砂量ベクトル式	芦田・江頭・劉の式
乱流モデル	ゼロ方程式モデル
下流端水位	等流計算
計算タイムステップ(秒)	0.1
計算格子間隔	約5m×5m
計算格子数(各ケース統一)	361×41
初期水面形	等流計算
樹木の抵抗係数	0.7
土砂移動に対する2次流強度	7

また、植生高さと密生度は、前野らの値を参考とし、竹林が繁茂している領域は0.286、草本が繁茂している領域は0.031とした。図-5.3.5に粗度係数を設定した植生領域およびその値を示す。粗度係数の値に関して、河道内は日野の書籍<sup>5-8)</sup>を参考にし、植生は河道計画検討の手引き<sup>5-9)</sup>を参考に植生高さごとに設定した。計算に用いる河床材料は一律粒径とし、後述する2022年7月に実施した当該計算区間における粒度分布調査で得られた全体の粒度分布の中央粒径である48.64mmとした。その他の解析用のパラメータを表-5.3.2に示す。2次流強度などは代表値として設定され



ている値を用いた。また、本検討では、UAV 写真測量を実施した領域より上流の地形は 2019 年に実施された航空レーザー測深の値を使用しており、上流端の境界条件付近は、河床が若干の逆勾配となっていて外れ値が生じやすかったため、上流端より下流 50 m の領域を固定床として計算し、異常な河床変動が起こらないように設定している。

### 5.3.2.3 解析結果

図-5.3.6 に、調査[2]の UAV 写真測量によって得られた河道内標高と各ケースで入力された河道内の初期地形を示す。なお、実測値の標高コンターにて黒丸で囲んでいる領域は植生領域であり、高い値が示されているが、初期条件として入力する際は堤外地の植生部分を削除して標高を入力している。およそ 5 m の縦断間隔で抽出した Case1 の初期地形は実測値と大きく変わらないが、縦断間隔が粗くなるほど再現性が低くなり、特に約 200 m の縦断間隔で抽出した Case5 を確認すると中洲の再現性が低くなる結果となった。特に上流に関しては中洲の不連続性が再現できずに中洲が実測値よりも伸び、反対に下流では実測よりも短くなる傾向であり、中洲のように急激に縦断方向の標高が変化する領域は、縦断方向の解像度が粗いと正しく反映されない様子が示された。図-5.3.7 は、調査[3]によって得られた実測の河道内標高および各ケースで計算された河道内の最終地形である。傾向として、どの計算ケースとも実測よりも中洲途中での流水による浸食が確認された。当該箇所は、初期地形でも中洲の幅が狭くなる箇所であることと、中洲右岸側よりも中洲左岸側は標高が低いため、出水時は右岸側から左岸側に向けて水が流れやすく、地形が浸食されやすい領域であると考えられる。実測で当該地点が崩壊しなかった理由として、当該中洲は人為的に作成されたものであるため、締め固められて浸食されにくくなっている可能性があると考えられる。中洲下流側の再現性は、Case1 から Case5 にかけて悪くなっているが、これは解像度が粗い地形は初期地形の中洲下流側の地形の再現性が低かったためと考えられる。また、中洲の左岸側を見ると、解析結果はどのケースも滯筋となっている領域と砂州となっている領域がはっきりしており、実測と異なる結果となった。これは、河床材料を均一粒径として計算しており、実測よりも流水による洗堀と堆積の傾向が時間経過とともに発達しやすい条件であったことと、解析で設定した粒径の土砂の限界無次元掃流力を超える無次元掃流力を発生させる出水の継続時間が長かったためと考えられる。図-5.3.8 に、調査[2]と調査[3]間の河床変動量の実測値および、各ケースの河床変動量の計算値のコンターを示す。河床変動量を表示する範囲は、植生などの土地被覆が無かった領域としている。解析の結果、実測で確認できる中洲より上流の洗堀傾向、中洲入り口付近の堆積傾向、中洲右岸側下流域の洗堀傾向など当該領域における大まかな河床変動の傾向はおおよそ再現できていた。しかし、細かい領域では縦断方向の解像度が高いケースでの再現性が高く、特に中洲の入り口付近の A で示した領域における河床変動量は、Case4 や Case5 では実測よりも洗堀の傾向が強いのに対して、Case1 はほとんどの領域でその傾向が一致していた。これは、Case4 や Case5 では初期地形として与えた地形が中洲の不連続性を再現できておらず、上流方向に中洲が伸びているような地形であったため、流水が右岸側に集中し、実際よりも当該領域における無次元掃流力が高くなったためと考えられる。また、Case4、Case5 は中洲上流で実測にはない連続した洗堀領域が見られるが、当該エリアは初期地形として与えた地形における中洲が実測よりも上流に伸びている領域と一致している。図-5.3.7 に示す最終地形コンターと合わせて見ると当該領域は出水によって流失し、中洲右岸側に堆積したと考えられる。当該領域の洗堀も当該領域右岸側への堆積も実際にはない傾向であり、中洲の再現性の低さが当該領域では顕著に表れていた。また、下流に関しては、B で示した領域において、Case1 以外のケースで実測と洗堀と堆積の傾向が逆転しており、実測で堆積している領域が計算では大きく洗堀されていた。これも初期地形として与えた地形の中洲の再現性の低さが関係していると考えられ、縦断方向の解像度が粗いケースでは中洲が実際よりも下流方向の中洲の長さが短かったため、傾向の異なる地点に流れが集中し、実測よりも洗堀したと考えられる。実際に、縦断方向の解像度が高い Case1 では洗堀と堆積の領域が逆転する傾向が抑えられていた。どのケースとも共通する傾向と

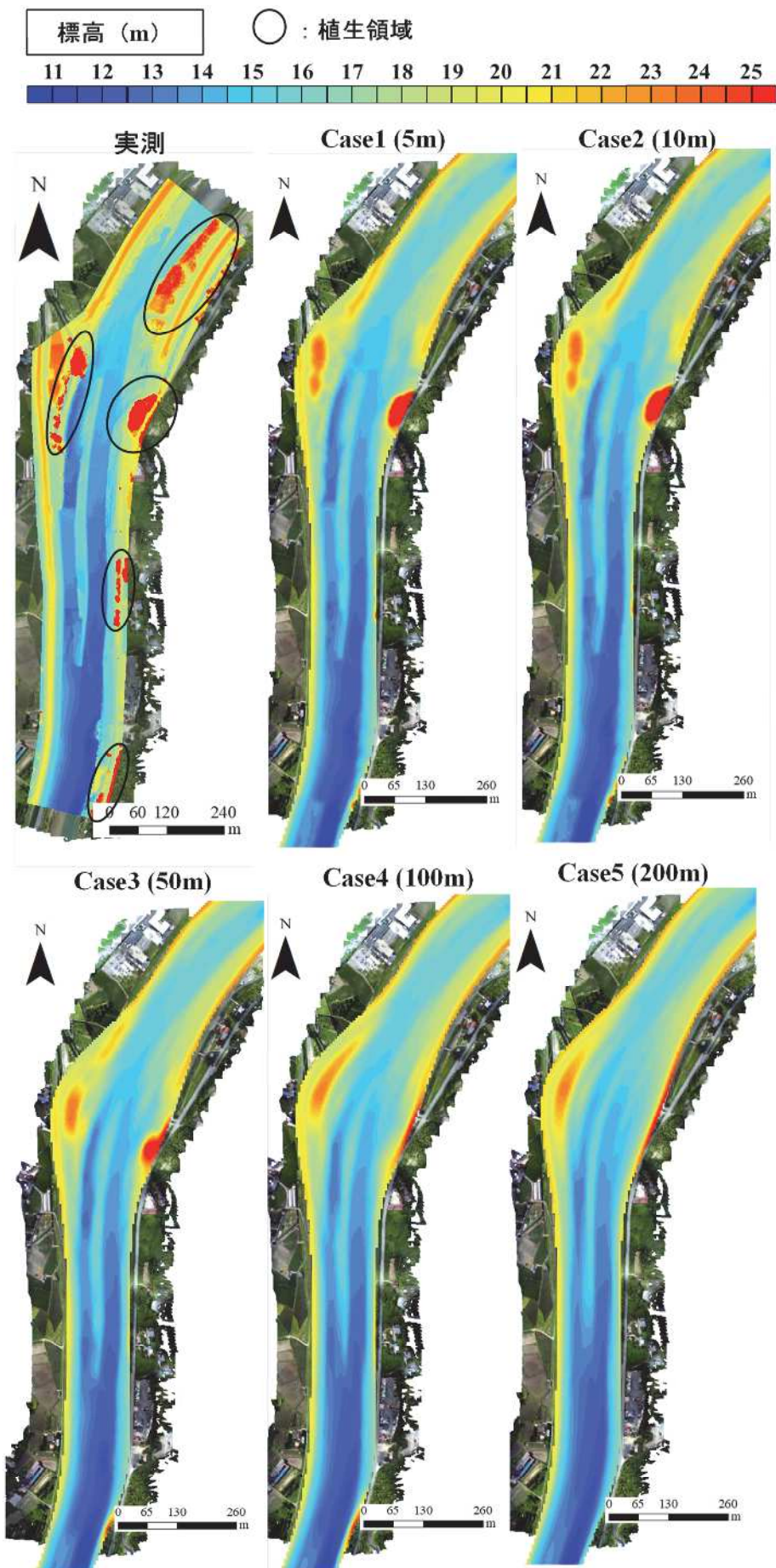


図-5.3.6 調査[2] (2020/5/29) の実測値および各ケースにおける初期地形標高コンター

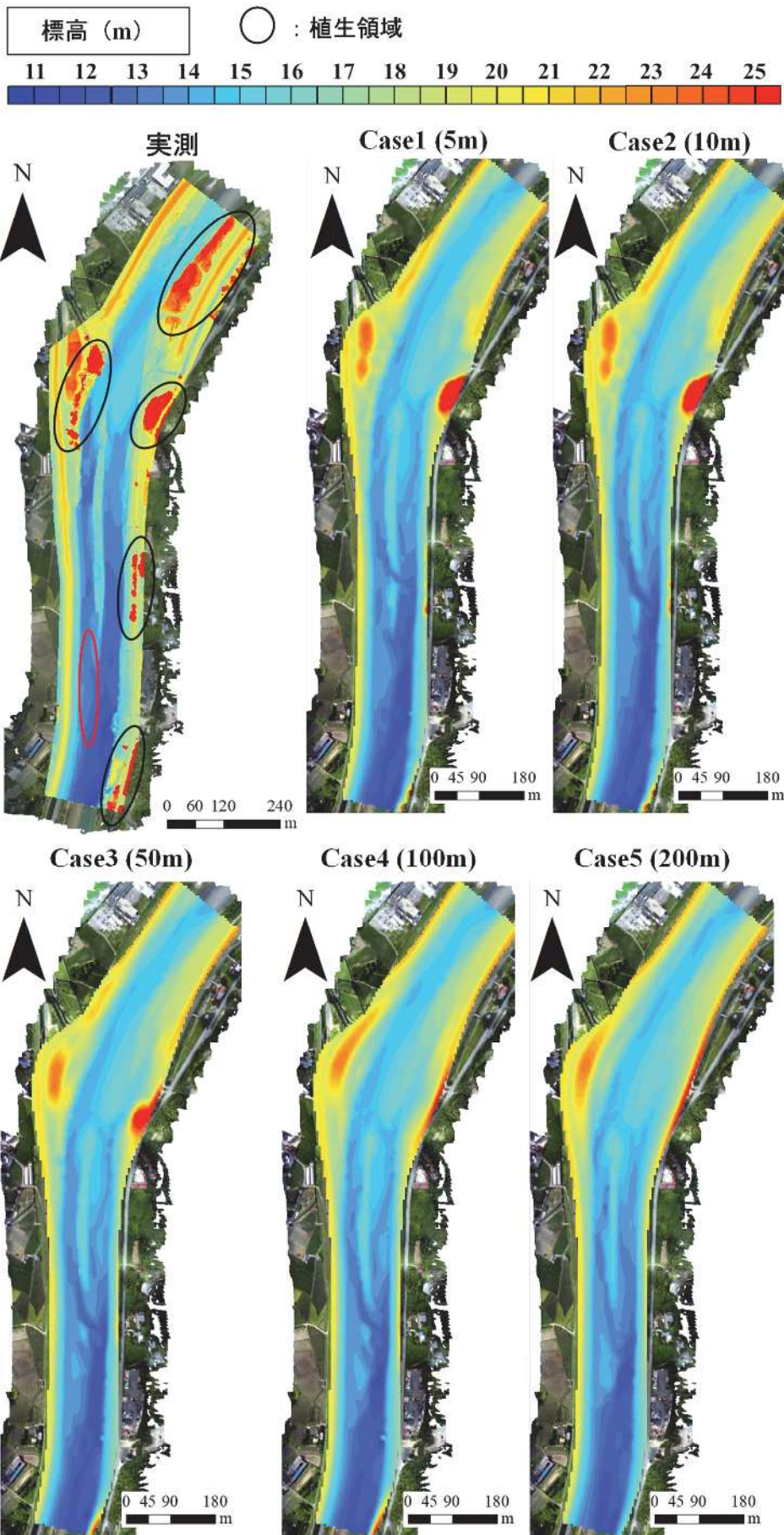


図-5.3.7 調査[3] (2020/7/21) の実測値および各ケースにおける最終地形標高コンター

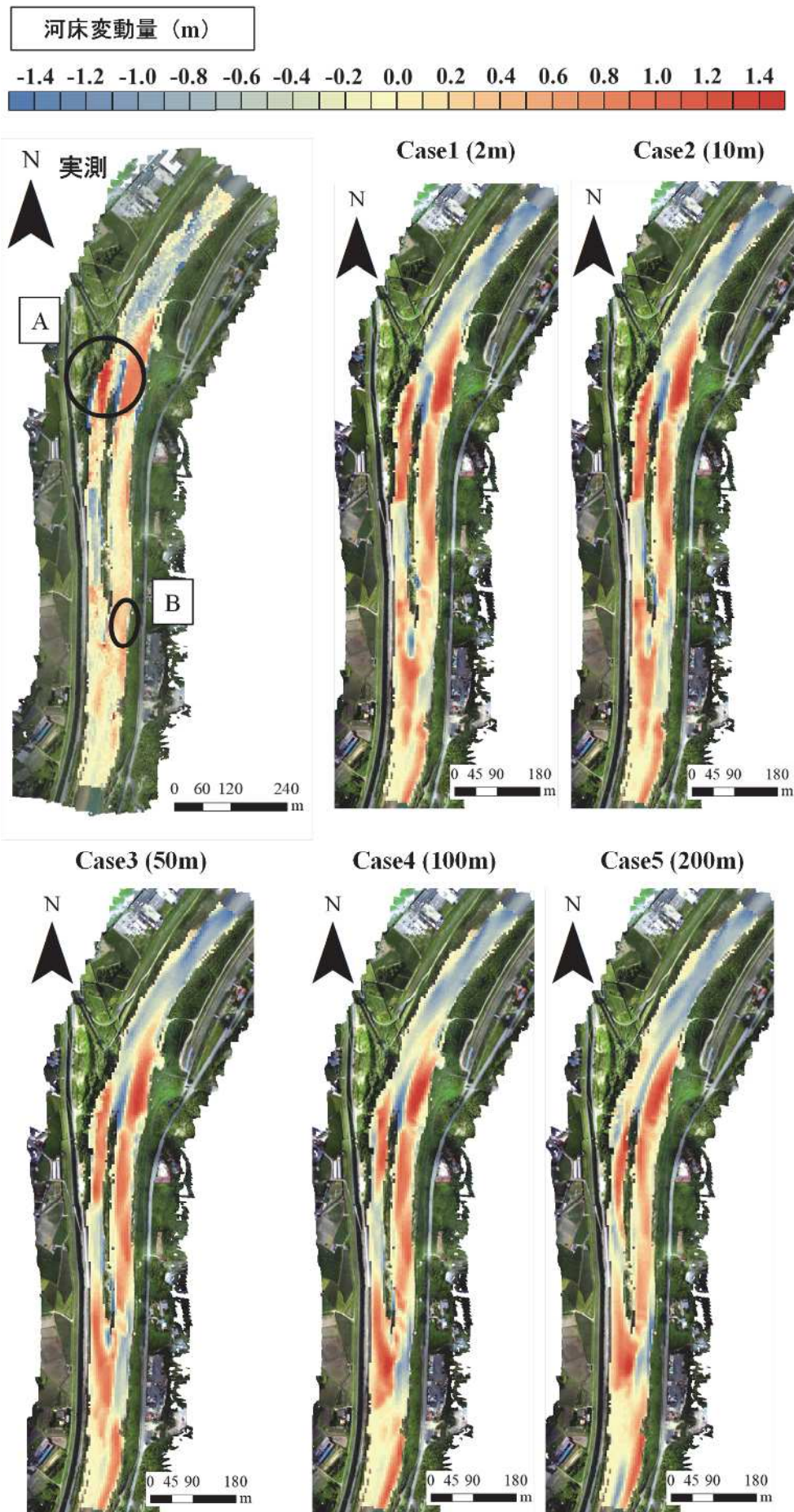


図-5.3.8 実測値と計算値の河床変動量コンター

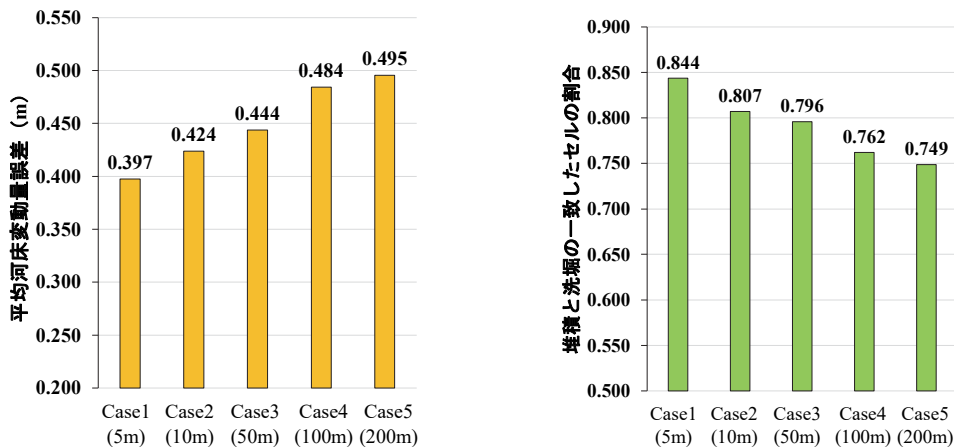


図-5.3.9 各解析ケースにおける平均河床変動量誤差（左）および堆積と洗堀の一致したセルの割合（右）

して、中洲左岸側と下流の右岸側で実際よりも堆積量が多くなっている様子が示された。原因として、中洲左岸側に関しては、当該領域に幹線流路延長が約 2 km（本川の 3.5%程度）の支川が流入しているが、本解析では当該支川を考慮していないことが挙げられる。また、下流の右岸側の堆積に関しては、本解析で中洲が実際と異なり途中で崩壊してしまったことが原因と考えられる。本来中洲は崩壊せず、計算で堆積している領域までが主流路であるため、出水時も当該領域に高速流が流れるが、計算では中洲が途中で崩壊して実際よりも上流で左岸側に主流路形成されて高速流が集まり、図-5.3.7 の赤丸で示した領域のように実際は主流路となっている領域が計算では砂州となってしまったためこのような結果となったと考えられる。また、図-5.3.9 に、河床変動量コンターの表示範囲における各ケースの平均河床変動量誤差および洗堀と堆積の一致したセルの割合を示す。評価範囲は、植生などの土地被覆がない領域とした。また、河床変動量を評価した領域は、実際の河床変動量が 0.2 m 以上の箇所を対象とした。各ケースにおける河床変動計算の結果を見ると、傾向が明確に表れており、領域内における平均河床変動量の誤差は、初期条件として与える地形の解像度が高いほど低くなり、堆積と洗堀の一致したセルの割合は、初期条件として与える地形の解像度が高いほど、高くなる結果となった。この度対象とした 2020 年における出水で河床変動量が大きかった領域は中洲の入り口（水衝部）付近および中洲下流域であり、当該領域は中洲の各ケースで特に初期地形が異なる領域であるため、このように顕著な傾向が表れたと考えられる。以上より、この度検討した計算区間のように、中洲など縦断方向に急激な変化が現れる地形が存在する領域では、初期条件として与える地形の縦断方向の解像度が高いほど、河床変動計算の精度が上昇することが明らかとなった。

### 5.3.3 初期条件として与える粒度分布の解像度が河床変動シミュレーションの精度に及ぼす影響の検討

#### 5.3.3.1 緒論

本検討では、初期条件として与える粒度分布の解像度が河床変動シミュレーションの精度に及ぼす影響を検討するために佐波川流域の旧金波堰周辺において、2022 年の出水の前後の高い頻度で UAV 写真測量と河床材料調査を実施し、縦横断方向に 5 m の地形解像度のデータを用い、与える粒度分布の空間解像度を変化させて河床変動計算を実施し、初期条件としてあたえる粒度分布の空間解像度が河床変動モデル精度に及ぼす影響を検討した。

#### 5.3.3.2 現地調査

##### (1) 現地調査方法

1 節で示した調査[9]（2022 年 6 月 16 日）と調査[10]（2022 年 10 月 7 日）を対象に河床変動計

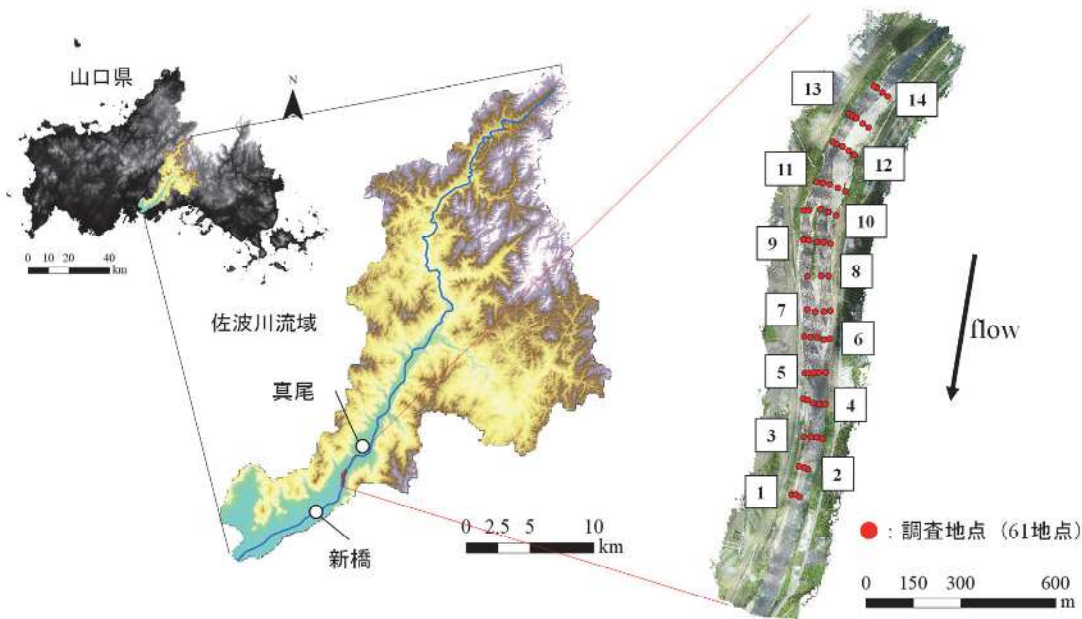


図-5.3.10 調査対象域および河床材料調査地点

算を実施した。当該調査期間中には、2022年9月14日に令和4年台風第14号の影響でまとまった出水が発生している。調査[9]、調査[10]では前述したように Phantom4 RTK (DJI社) を使用した UAV 写真測量を行ったが、調査[9]に関しては、UAV 写真測量に加えて GNSS 測量システム (Trimble 社製 Trimble R4-3s) およびデジタルカメラ (RICOH WG-6 Ver.1.02, 5184 pix×3888 pix) を使用し、面積格子法<sup>5-10)</sup>に倣って河床材料の撮影および粒度分布の導出をおこなった。河床材料の撮影地点を図-5.3.10 に示している。撮影地点は距離標を参考におよそ 100 m の間隔で横断線を 14 線設定し、各横断線上で 3~5 点の撮影地点 (計 61 地点) を設定した。粒度分布導出の手順は以下に示すとおりである。[1] 撮影地点にて、河床材料の上に、なるべく水面と平行になるように、40 cm×40 cm、間隔 10 cm の格子を設置、[2] 格子の中央における座標を、GNSS 測量システムにて計測、[3] 格子全体が収まるように、河床材料の様子をデジタルカメラにて撮影、[4] 撮影した画像を、ArcMap10.8.1 (Esri 社) に出力し、河床材料と格子区間の輪郭をトレースしたポリゴンを作成、[5] 作成したポリゴンを出力した画像を出力、[6] 出力した画像を画像から粒度分布を自動で計測する画像解析ソフトである BASEGRAIN<sup>5-11), 5-12)</sup>に入力し、各河床材料の短径と長径を計測。[7] 短径 ( $D_s$ ) と長径 ( $D_l$ ) から、式 (5-37) によって中径 ( $D_m$ ) を計算し、式 (5-38) によって代表粒径 ( $D_r$ ) を導出

$$D_m = (D_s + D_l) \times 0.5 \quad (5-37)$$

$$D_r = (D_s \times D_l \times D_m)^{(1/3)} \quad (5-38)$$

[8] ふるい分析で採用するふるい目の粒径階を参考に、粒径階を、2 mm, 4.75 mm, 19 mm, 37.5 mm, 75 mm, 100 mm, 300 mm, 1000 mm に設定した後に代表粒径を元に河床材料を整理し、各粒径階における個数密度分布を算定。なお、河床材料の撮影を行う際は、底面にアクリル板を取り付けた箱を用いて撮影を行うことで、水面の反射や波の影響を低減している (図-5.3.11)。また、BASEGRAIN では直接粒度分布を推定することも可能であるが、本研究ではより定量的な評価のため、短径と長径の計測にとどめた。



図-5.3.11 河床材料の撮影風景

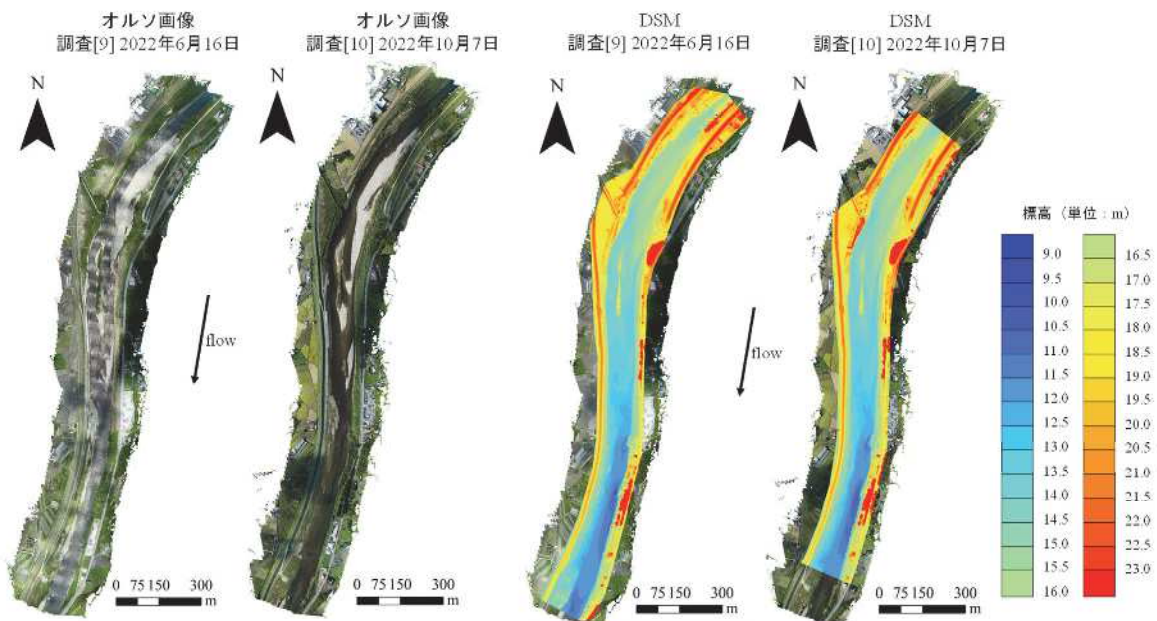


図-5.3.12 調査[9]および調査[10]で得られた各調査日におけるオルソ画像と DSM

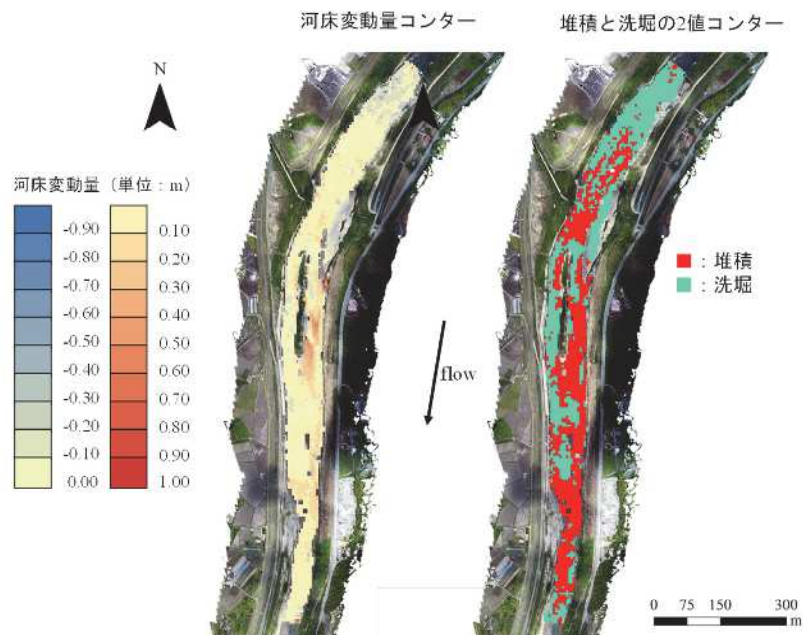


図-5.3.13 調査[9]および調査[10]間の河床変動量および堆積と洗堀の2値コンター

## (2) 現地調査結果

図-5.3.12 に調査 [9]および調査 [10] で得られたオルソ画像および水面屈折補正後の DSM コンターを示す(再掲)。また、図-5.3.13 に出水前後の河床変動量のコンター(再掲)および堆積と洗堀の2値コンターを示す。なお、両観測結果ともに、植生部分は除去しており、水面の反射や波の影響で大きく外れ値が生じていた箇所は除去した上で IDW 法による補間を行った上で河床変動量を導出した。当該地点では、中洲が存在しており、中洲より上流側で洗堀、下流側および中洲左岸側で堆積が発生していることが確認できる。また、堆積の傾向は交互砂州のようになっており、洗堀の規模は小さいが、左右岸交互に洗堀・堆積が発生していたため、左岸側はこのまま砂州が下流に伝播する可能性が高い。2022 年の出水で当該地点では最大約 90 cm の堆積と約 55 cm の洗堀が発生しており、規模としては大きくないものの、中規模の河床変動が発生していた。また、図-5.3.14 に現地調査にて撮影された河床材料の様子を示す。デジタルカメラによって撮影された画像は陸域・水域ともに河床材料の輪郭を鮮明に捉えていることが確認できる。図-5.3.15

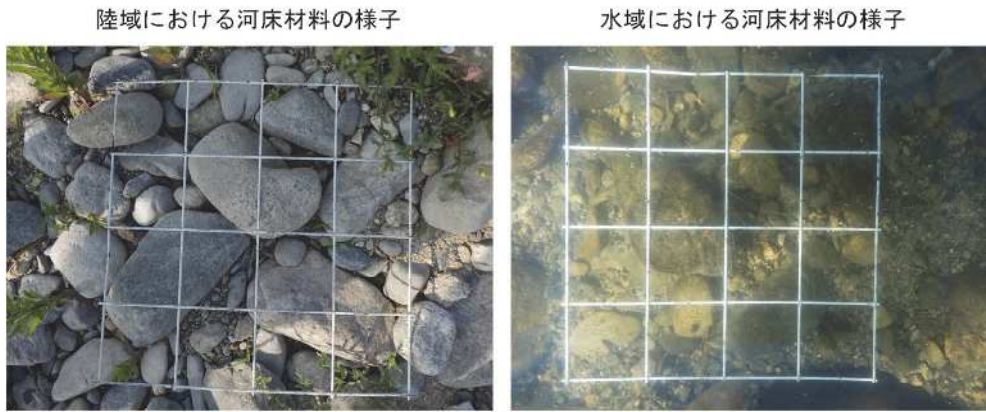


図-5.3.14 調査地点の陸域および水域における河床材料の様子（一部）

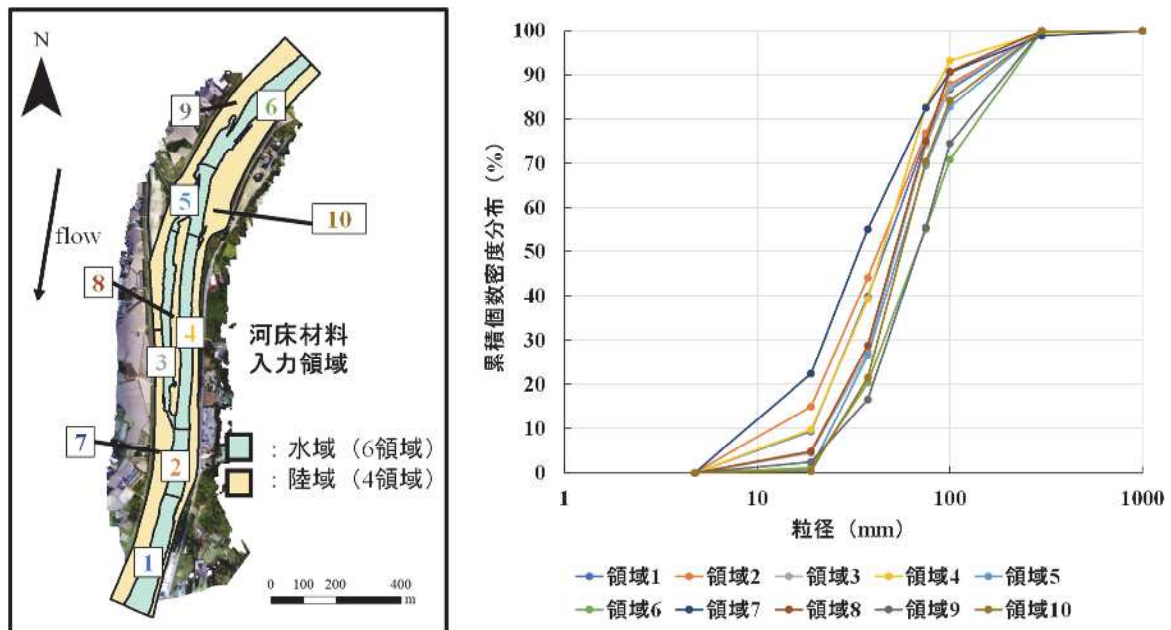


図-5.3.15 各領域における平均河床材料分布

に各調査地点（61 地点）を 10 区分に分け、それぞれの区分における表層の粒度分布を平均した粒度分布を示す。中洲左岸側（領域 4）と中洲直上（領域 5）の粒度分布が似ており、上流の粒度分布が中洲の左岸側に流入していることが確認できる。一方中洲の右岸側（領域 3）は、中洲の粒度分布（領域 8）の分布と近く、中洲の侵食は右岸側で活発であると思われる。全体的な傾向として、中洲を挟んだ上下流で、粒度分布が異なり、上流側（領域 6, 9, 10）は比較的粒度分布が粗く、下流側（領域 1, 2, 7）は比較的粒度分布が細くなる傾向が示された。また、同じ横断線間では、陸域よりも水域の方が、河床材料が細くなる傾向が確認された。

### 5.3.3.3 解析方法

河床変動モデルには、全項と同様、iRIC の Nays2DH を用いた。本検討では、調査[1]の結果をもとに縦断方向に 5 m 間隔の地形解像度で一様粒径にした場合（Case1）と縦断方向に 5 m 間隔の地形解像度で細かい粒度分布を与えた場合（Case2）の 2 ケースで計算を行い、各ケースの河床変動解析結果と実測値との差異を比較した。図-5.3.16 に解析用に入力した地形の範囲および計算格子位置を示す。地形を作成する際、植生部分は除去し、植生が常に繁茂状態にあり、地形の変動が少ないと思われる箇所は 2019 年 11 月に実施された航空レーザー測深の地形で補間し、河道内の植生部分は植生周辺の裸地における標高を抽出した後に idw によって補間を行った。全ケースとも格子の位置と解像度は統一し、格子の解像度はおよそ 5 m×5 m、入力用の地形の範囲は、9.0kp から 11.2kp、格子の範囲は 11.0kp から 9.2kp までとした。また、UAV による空撮範囲よりも上下



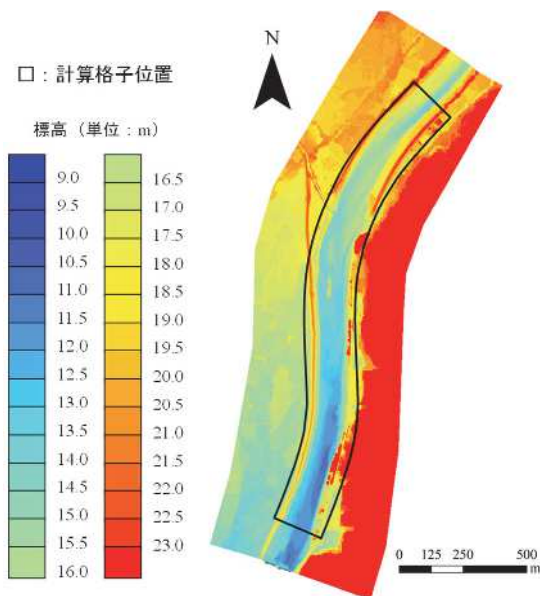


図-5.3.16 解析に入力した地形コンターおよび計算格子範囲

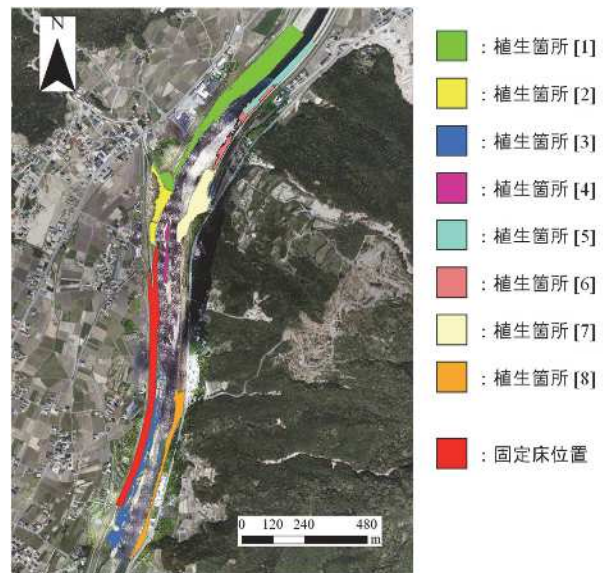


図-5.3.17 植生パラメータ入力箇所および固定床位置

表-5.3.3 植生パラメータ

	植生高さ (中央値)	植生密生度	粗度係数
[1]右岸上流	1.458	0.031	0.04
[2]右岸中流	1.068	0.031	0.04
[3]右岸下流	0.920	0.031	0.035
[4]中洲	1.473	0.031	0.04
[5]左岸上流	0.524	0.031	0.035
[6]左岸上流 竹林	6.081	0.286	0.05
[7]左岸中流	1.197	0.031	0.04
[8]左岸下流	1.943	0.031	0.04

流共に約 200m 拡張した範囲で計算を行った。UAV 写真測量で把握できていない上流域の地形に関しては、2019 年 11 月に佐波川で実施された航空レーザー測深の結果の上流部分における横断線の標高と、UAV 写真測量で把握できている最上流の横断線の標高を線形補間して作成している。また、図-5.3.17 に当該計算において評価した固定床箇所および植生箇所を示す。同図に示すように、植生箇所は、植生群によって領域を 8 に分けている。表-5.3.3 にそれぞれの植生群の領域において設定した植生高さと密生度を示す。植生高さは当該範囲における UAV によって得られた DSM ラスターから航空レーザー測深や IDW 法による補間から得られた DTM ラスターによって差分した各ピクセル値の中央値を用いた。また植生密生度は前野らの研究成果を参考にし、草本箇所を 0.031、竹林箇所を 0.286 としている。粒度分布を与える際、Case2 では、調査地点を、ArcMap10.8.1 を用いてポロノイ分割することによって領域を定めた。図-5.3.18 に河床材料調査地点とポロノイ分割後の領域を示す。なお、粒度分布を与える際、BASEGRAIN では粒径 4 mm の粒子を識別せず、参考文献<sup>5-13)</sup>では、礫床河川の細粒分の占有率は約 20-30%といわれているため、粒度分布調査の結果の内、4.75 mm 以下の細粒分を 20%とした粒度分布を使用した。また、一樣粒径の値は、現地調査で得られた全体の粒度分布の中央値である、48.64 mm とした。その他の解析用のパラメータを表-5.3.4 に示す。粗度係数の値は、日野の書籍を参考に設定した。平衡流砂量に対する供給土砂量の比は 100%とし、交換層の厚さおよび堆積層の厚さは、0.1 m~1 m の範囲で 0.05 m ずつ値を変化させて解析を実施し、Case1 において最も精度の高かった値を採用した。また、図-5.3.19 に上流端の境界条件を示す。上流端に入力する流量は、観測地点から 1 km 程上流

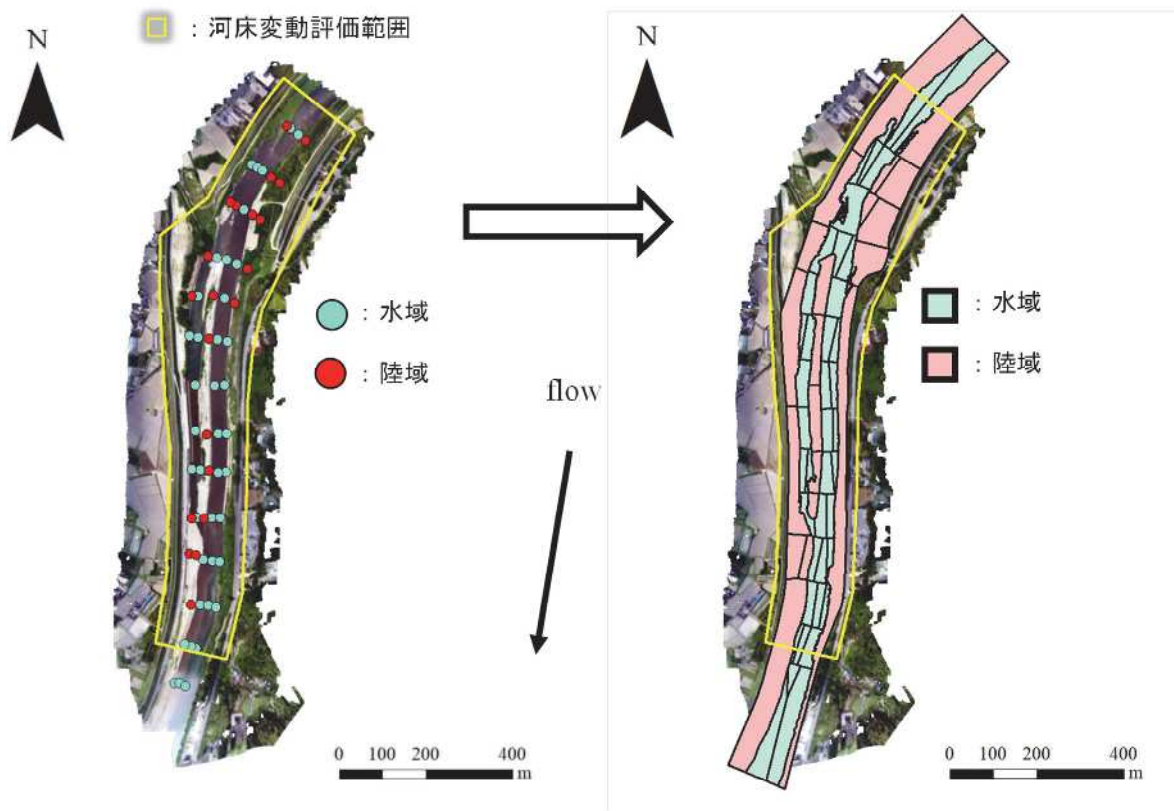


図-5.3.18 河床材料調査地点のボロノイ分割による粒度分布入力範囲

表-5.3.4 iRICによる河床変動計算用のパラメータ

移流項の差分方法	CIP法
流砂の種類	掃流砂
掃流砂量ベクトル式	芦田・江頭・劉の式
乱流モデル	ゼロ方程式モデル
下流端水位	等流計算
平衡流砂量に対する供給土砂量の割合 (%)	100
計算タイムステップ (秒)	0.1
計算格子間隔	5m×5m
計算格子数	373×43
初期水面形	等流計算
樹木の抵抗係数	0.7
交換層の厚さ (m)	0.35
堆積層1層の厚さ (m)	0.35
初期河床以下の全移動層厚 (m)	2
考慮可能な層数	9999
粗度係数 (植生)	0.035~0.05
粗度係数 (河道内)	0.03

にある真尾水位観測所の H-Q 図から求められた流量を使用した。計算時間の短縮のため、全ての値を使用せず、2022年6月16日から2022年10月7日までの流量の内、各出水ピーク時より48時間前後の流量を抽出した。

#### 5.3.3.4 解析結果

図-5.3.20に各ケースおよび実測値における初期地形標高コンターを示す。初期地形では、全ケースとも中洲左右の河道が捉えられていることが確認できる。図-5.3.21に各ケースと実測値における最終地形標高コンターを示す。また、図-5.3.22に各ケースと実測値における河床変動量コンターを示す。Case1, Case2における河床変動量の誤差の平均はそれぞれ0.276m, 0.251m, また、洗堀と堆積の傾向が一致した格子における河床変動量の誤差率（実際の河床変動量と河床変動量誤差の比率）はそれぞれ、58%, 49%であり、Case2が比較的高い精度で洗堀と堆積の領域および

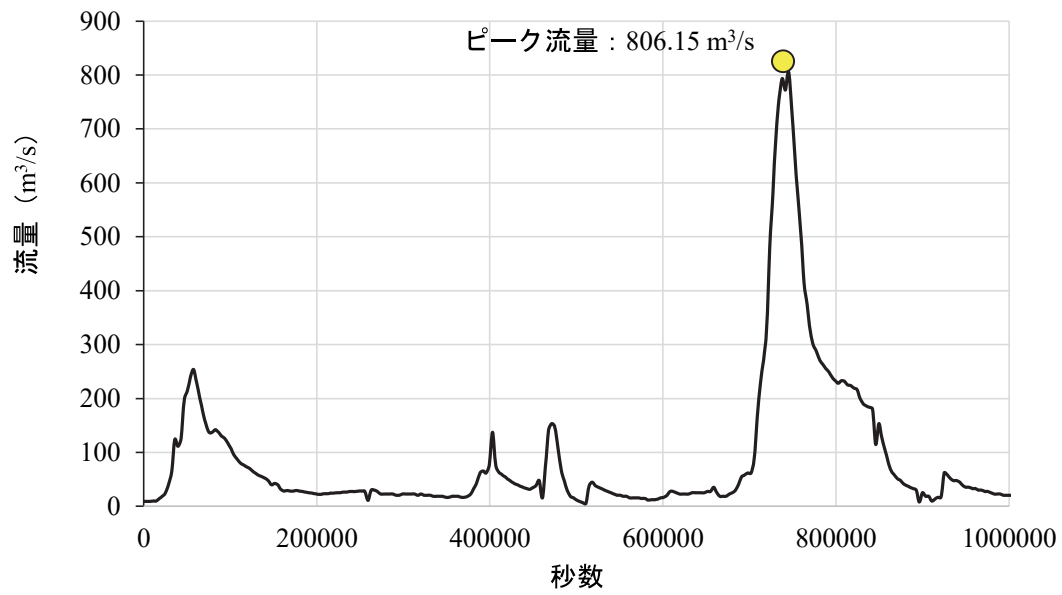


図-5.3.19 上流端境界条件 (流量時系列).

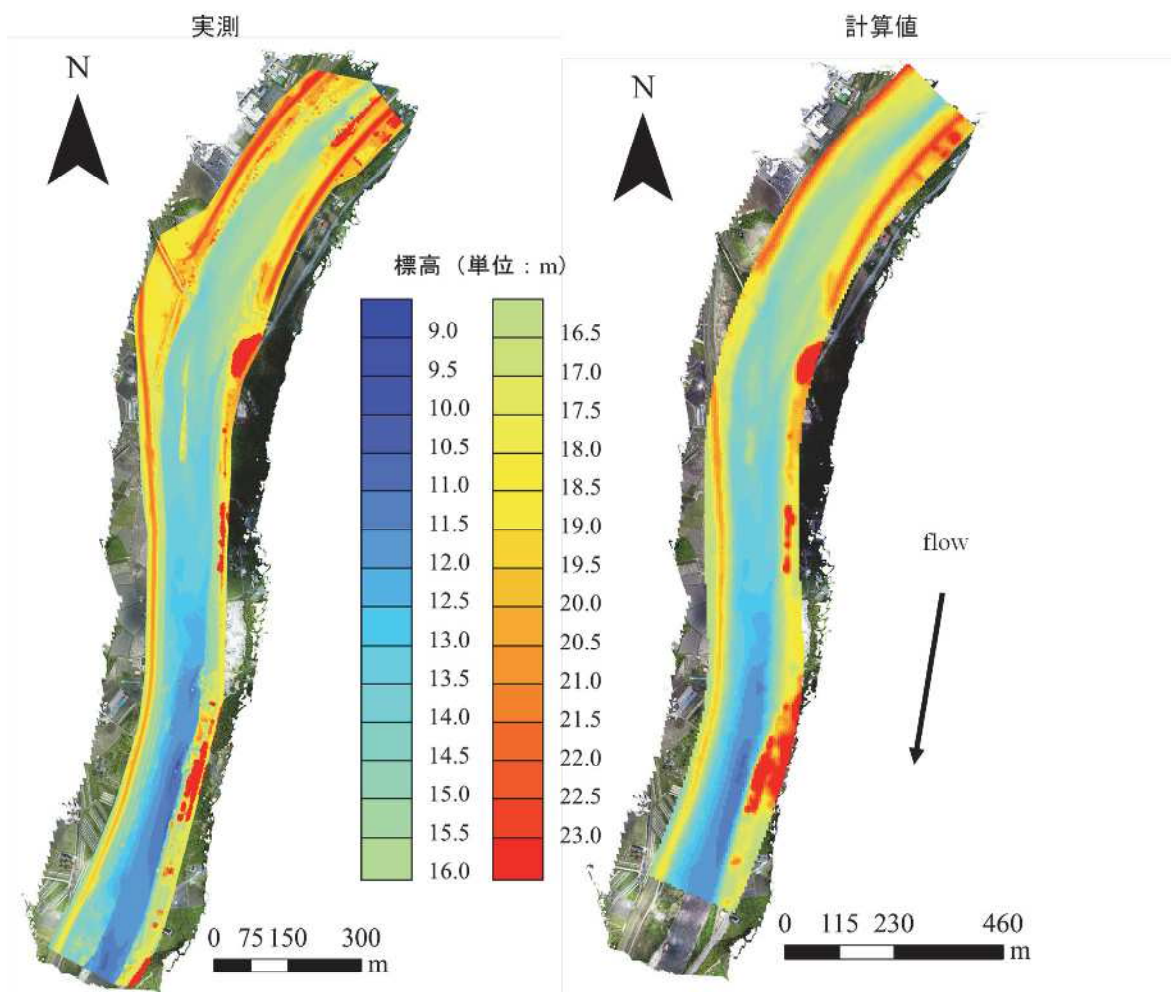


図-5.3.20 モデルに入力した初期河床標高および2022年6月の標高実測値.

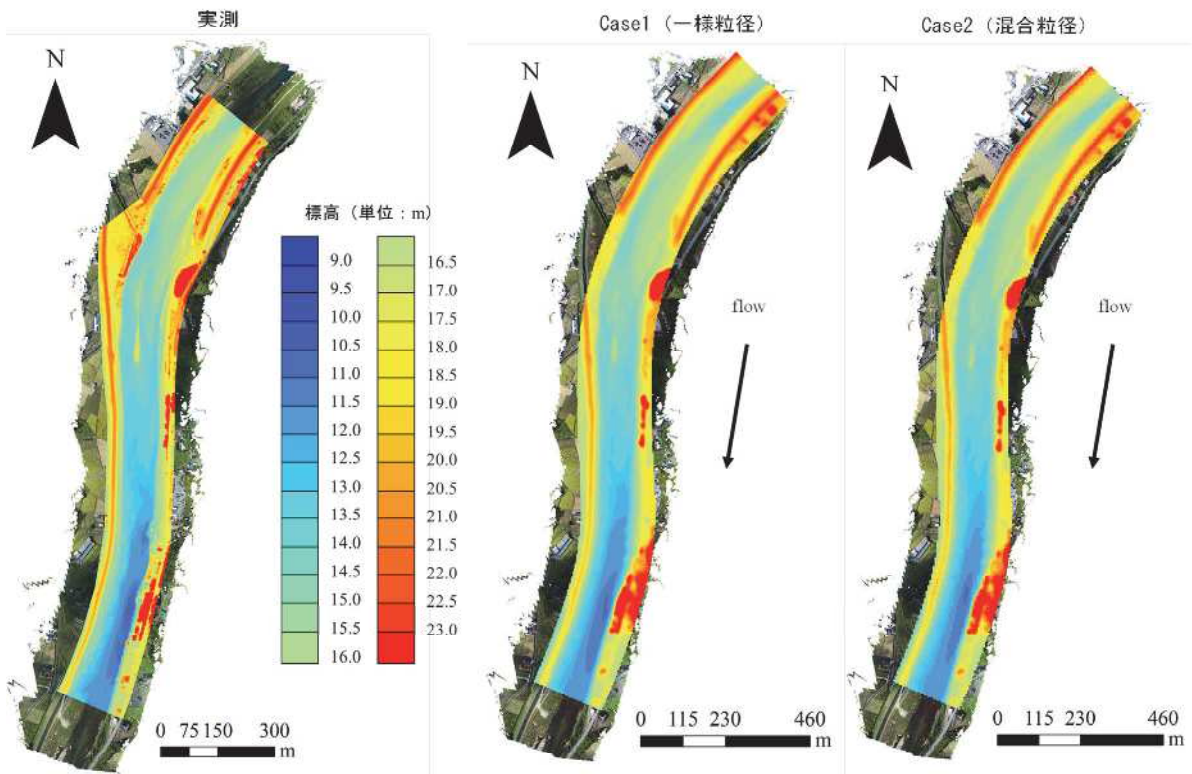


図-5.3.21 各ケースにおける最終河床標高および2022年10月の標高実測値のコンター。

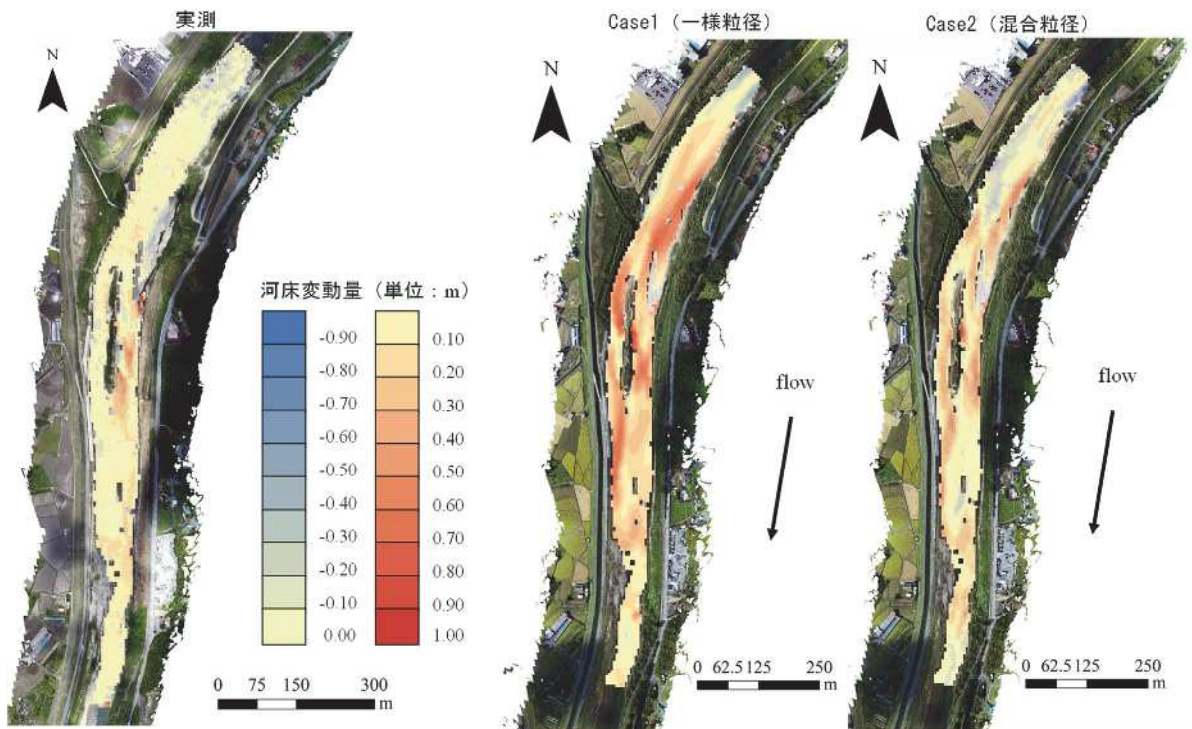


図-5.3.22 各ケースと実測値における河床変動量コンター。

当該領域における河床変動量を再現していた。一様粒径を用いた場合に誤差が大きくなることが示された。図-5.3.23に各ケースと実測値の河床変動量誤差のコンターを示す。Case1で特に誤差が大きかった箇所は、上流左岸側の砂州と中洲の右岸側であった。また、中洲の左岸流路の上流付近でも大きな誤差が生じていた。Case2で特に誤差が大きかった箇所は、Case1と傾向が似てお

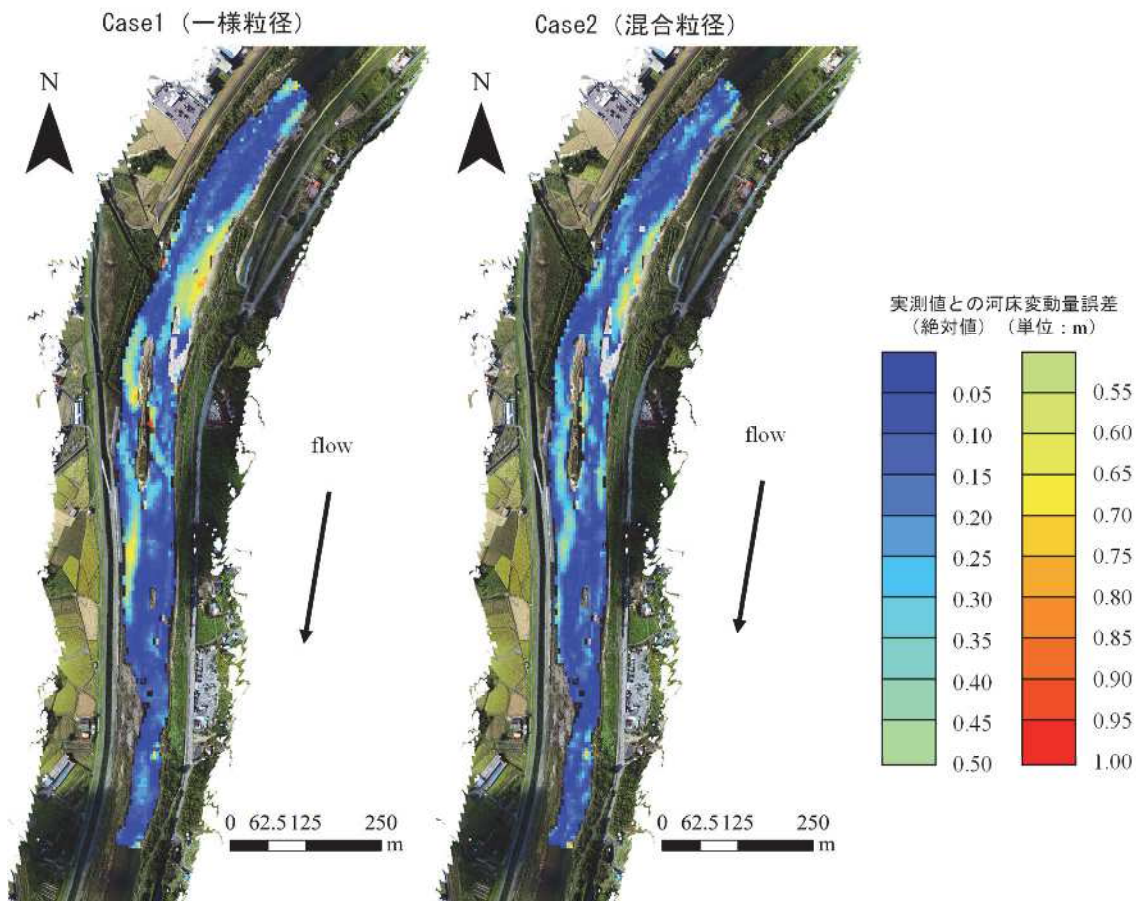


図-5.3.23 各ケースと実測値の河床変動量誤差のコンター。

り、上流左岸側の砂州と、中洲の右岸側であった。両ケースにおける中洲右岸側の堆積は、上流部において実際よりも過大な洗堀が発生したことが原因と考えられる。上流部で洗堀が過大になった原因として、当該区域では上流部右岸側の河床に植石があり流れの抵抗となっていると考えられるが、この度の計算格子の解像度が約 5 m で当該植石などの影響が考慮できず、実際よりも右岸側に速い流れが集中して実際よりも無次元掃流力が高く評価されたためと考えられる。Case1 は Case2 とほぼ同様の傾向を示しているものの、河床変動量誤差の最大値と最小値の幅が Case2 よりも大きくなっている。これは、Case1 の河床材料が一様粒径であり、洗堀と堆積の傾向が時間経過とともに発達しやすい条件であったためと考えられる。最終地形における最深河床部の実測との誤差を比較したところ、Case1 が 0.18 m、Case2 が 0.19 m であった。図-5.3.24 に各ケースと実測値の洗堀と堆積の 2 値コンターを示す。実測と洗堀と堆積の傾向が一致した格子の割合は、Case1、Case2 それぞれで、67%、67%であった。

以上の結果より、本検討における河床変動計算では、粒度分布の解像度が高くなると、洗堀と堆積の傾向は大きく変わらないが、河床変動量誤差が改善されることが示され、入力する河道データの解像度が高い場合、河床変動計算の精度が向上する可能性が示された。また、計算の精度は植石などの細かい地形にも影響されることが示唆され、格子の解像度をより細かくした場合、より計算の精度が向上すると思われる。格子の解像度が細かい場合、計算負荷が増大するため、格子のサイズを変更することなく、細かい地形を反映できるような工夫が必要であると考えられる。

#### 5.3.4 まとめ

本検討では、山口県の一級河川である佐波川流域を対象に、初期条件として入力する河川デー

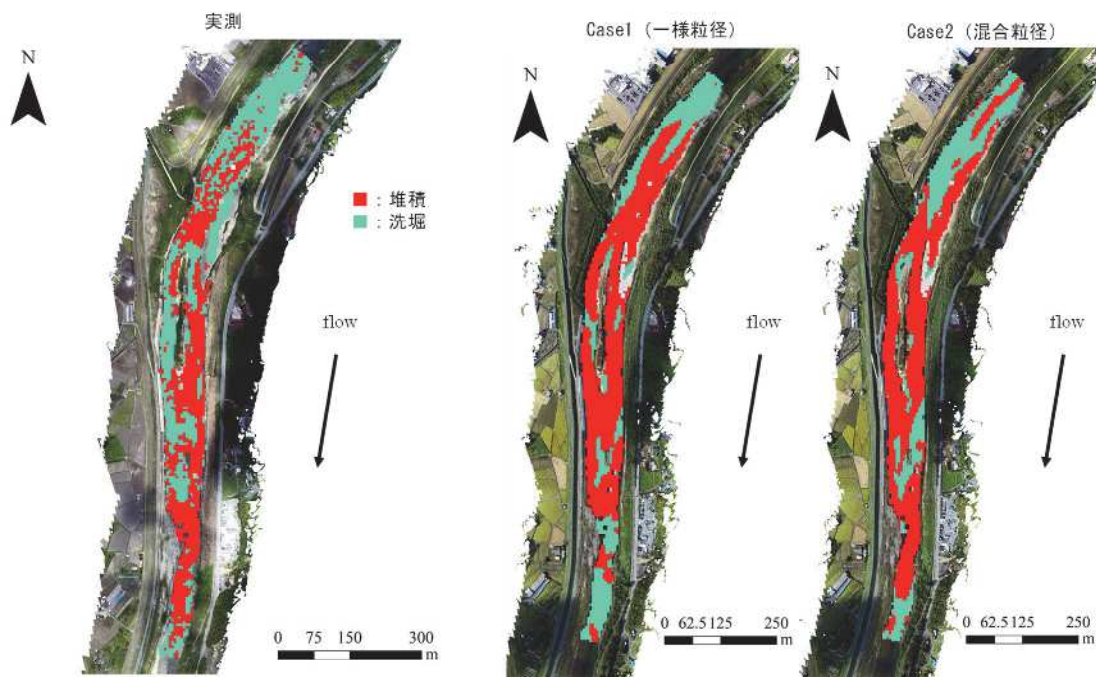


図-5.3.24 各ケースと実測値の洗堀と堆積の2値コンター.

タの空間解像度の違いが河床変動シミュレーションの精度に及ぼす影響を検討するため、初めに2020年の出水を対象に、UAV写真測量で得られた出水前後の地形データを元に、空間解像度の異なる5つケースで河床変動シミュレーションを実施し、実測値との精度を比較した。その結果、中洲など縦断方向に急激な変化が現れる地形が存在する領域では、初期条件として与える地形の縦断方向の解像度が高いほど、河床変動計算の精度が上昇することが明らかとなった。次に2022年の出水を対象に、面積格子法とUAV写真測量を用いた高時空間解像度の粒度分布と河道地形データおよびオルソ画像から、粒度分布を細かく設定した場合と地形解像度を細かく設定した場合で河床変動計算を実施し、精度の差異を検討した。その結果、検討における河床変動計算では、粒度分布の解像度が高くなると河床変動量誤差が改善されることが示され、入力する河道データの解像度が高い場合、河床変動計算の精度が向上する可能性が示された。

## 5.4 高空間解像度の河道断面情報が流出氾濫シミュレーションの精度に及ぼす影響の検討

### 5.4.1 緒論

全項では、河床変動計算を行う際に初期条件として入力する河川情報の空間解像度の違いが、河床変動シミュレーションにどのような影響を及ぼすか検討し、特に地形の空間解像度が高いほど計算精度が向上することを示した。河川管理を行うにあたり、河川における降雨流出氾濫過程を理解することは、管理する河川流域の特性を明確にし、氾濫の危険性が高い箇所や流出の特性を把握する上で重要なため、河川流出氾濫現象の解明も重要な取り組みとなっている。従って、河川氾濫流出解析による流域内の降雨流出現象の再現と予測も重要であり、その精度向上が望まれる。本節では、土木研究所が公開している流域一体型の降雨流出氾濫モデルである、RRIモデルを用いて、初期条件として与える河川断面の空間解像度の違いが流出氾濫シミュレーションの精度に及ぼす影響を検討した。

### 5.4.2 降雨流出氾濫モデルについて

降雨流出氾濫モデル(Rainfall-Runoff-Inundation Model: RRI Model) (図-5.4.1) <sup>5-14),5-15),5-16)</sup>は、降

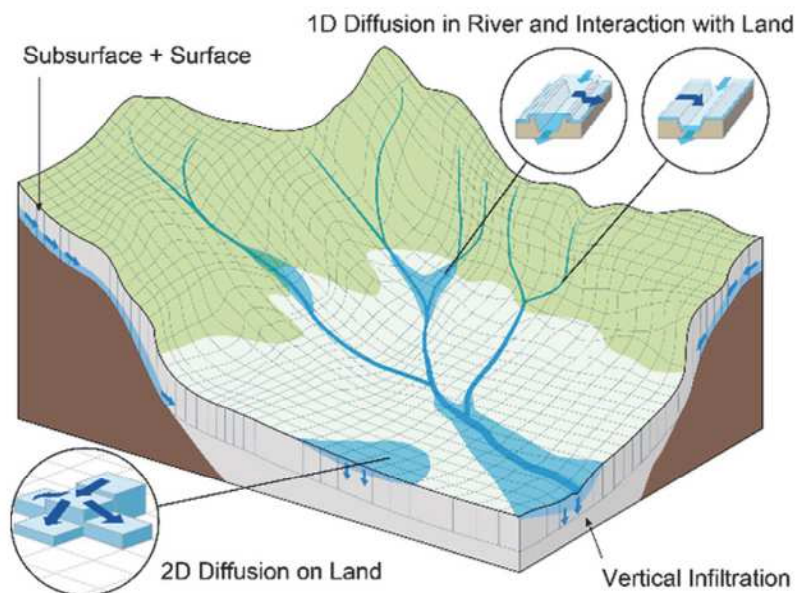


図-5.4.1 RRI モデルのイメージ図 5-15

雨，地形，土地利用，河川断面データを入力として降雨流出から氾濫までの現象を一体的に解析可能なモデルである．このモデルは，流域を斜面と河道のセルに分割し，斜面セルでは二次元，河道セルでは一次元不定流モデルを適用することで流れを追跡する．さらに，このモデルでは河道と斜面の水のやりとりから氾濫流の考慮も可能としている．以下，RRI モデルの基礎式について詳細に説明する．

#### 5.4.2.1 浅水方程式

まず，斜面上の地表面流は式(5-39)～(5-41)で表されるような浅水流方程式に従う．なお，河道・斜面流ともに同一の浅水流方程式に従い，大きく異なる点は一次元，二次元の何れかであるため，ここでは斜面流の浅水流方程式のみを記載している．

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} = r - f \quad (5-39)$$

$$\frac{\partial q_x}{\partial t} + \frac{\partial u q_x}{\partial x} + \frac{\partial v q_x}{\partial y} = -gh \frac{\partial H}{\partial x} - \frac{\tau_x}{\rho_w} \quad (5-40)$$

$$\frac{\partial q_y}{\partial t} + \frac{\partial u q_y}{\partial x} + \frac{\partial v q_y}{\partial y} = -gh \frac{\partial H}{\partial y} - \frac{\tau_y}{\rho_w} \quad (5-41)$$

ここに， $h$ ：地表面からの水深， $q_x$ ： $x$ 方向の単位幅流量， $q_y$ ： $y$ 方向の単位幅流量， $u$ ： $x$ 方向の流速， $v$ ： $y$ 方向の流速， $r$ ：降雨強度， $f$ ：鉛直浸透強度， $H$ ：基準面からの水位， $\rho_w$ ：水の密度， $g$ ：重力加速度， $\tau_x$ ： $x$ 方向のせん断応力， $\tau_y$ ： $y$ 方向のせん断応力である．

式(5-40)，(5-41)の運動方程式の慣性項(右辺の項)は十分に小さいものと仮定して無視すると，

$$q_x = -\frac{I}{n} h^{5/3} \sqrt{\left| \frac{\partial H}{\partial x} \right|} \operatorname{sgn} \left( \frac{\partial H}{\partial x} \right) \quad (5-42)$$

$$q_y = -\frac{I}{n} h^{5/3} \sqrt{\left| \frac{\partial H}{\partial y} \right|} \operatorname{sgn} \left( \frac{\partial H}{\partial y} \right) \quad (5-43)$$

ここに， $\operatorname{sgn}(x)$ は符号関数であり， $x$ が正值の場合は1を，負値の場合は-1を返す．

このように，運動方程式(式(5-40)，(5-41))の慣性項を無視しつつ，式(5-39)の質量保存則と連立する拡散波近似を施すことで斜面及び河道の流量・水深を算出している．

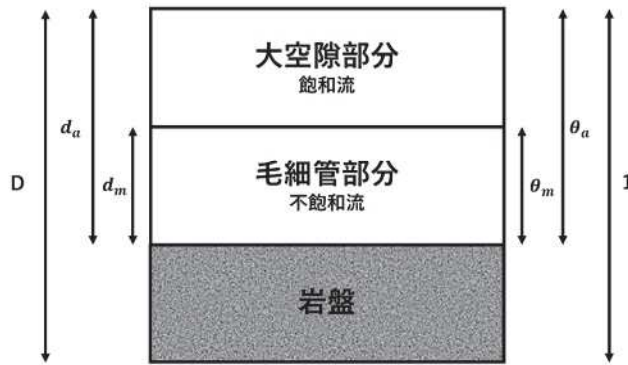


図-5.4.2 土層の構造模式図

#### 5.4.2.2 斜面の側方地中流

次に、山地森林のような斜面で発生する側方地中流に関しては、以下の式(5-44)、式(5-45)で表されるような飽和・不飽和流れの機構を考慮した流量流積関係式<sup>5-17)</sup>に基づいて計算されている。これは、図-5.4.2のように土層を重力水が発生する大空隙部と毛管移動水の流れの場であるマトリックス部分に分け、各部でダルシー則を解くことにより、単位幅流量を算出しているものである。

$$q_x = \begin{cases} -k_m d_m \left(\frac{h}{d_m}\right)^\beta \frac{\partial H}{\partial x} & (h \leq d_m) \\ -k_a (h - d_m) \frac{\partial H}{\partial x} - k_m d_m \frac{\partial H}{\partial x} & (d_m < h \leq d_a) \\ -\frac{1}{n} (h - d_a)^{5/3} \sqrt{\left|\frac{\partial H}{\partial x}\right|} \operatorname{sgn}\left[\frac{\partial H}{\partial x}\right] - k_a (h - d_m) \frac{\partial H}{\partial x} - k_m d_m \frac{\partial H}{\partial x} & (d_a < h) \end{cases} \quad (5-44)$$

$$q_y = \begin{cases} -k_m d_m \left(\frac{h}{d_m}\right)^\beta \frac{\partial H}{\partial y} & (h \leq d_m) \\ -k_a (h - d_m) \frac{\partial H}{\partial y} - k_m d_m \frac{\partial H}{\partial y} & (d_m < h \leq d_a) \\ -\frac{1}{n} (h - d_a)^{5/3} \sqrt{\left|\frac{\partial H}{\partial y}\right|} \operatorname{sgn}\left[\frac{\partial H}{\partial y}\right] - k_a (h - d_m) \frac{\partial H}{\partial y} - k_m d_m \frac{\partial H}{\partial y} & (d_a < h) \end{cases} \quad (5-45)$$

ここに、 $k_a$ 、 $k_m$ は大空隙部、マトリックス部分の透水係数、 $d_a$ 、 $d_m$ は土層厚に有効空隙率を乗じた実質の土層厚であり、 $h$ は水深である。また、 $(h \leq d_m)$ は毛管水流れのみ、 $(d_m < h \leq d_a)$ は毛管水と重力水が混合した中間流、 $(d_a < h)$ は中間流と表面流の組み合わせである。式中の $\partial H/\partial x$ 、 $\partial H/\partial y$ は動水勾配を表している。

#### 5.4.2.3 鉛直浸透流

都市域や水田などのような平坦な土地では、初期の降雨は鉛直方向に浸透することが考えられる。このような場合、鉛直浸透強度を算出することにより、斜面に降った降雨がどれほど基盤岩に浸透するかを見積もる必要がある。この鉛直浸透強度 $f$ は以下の式(5-46)に示す Green Ampt モデル<sup>5)</sup>により計算する。

$$f = k_v \left[ 1 + \frac{(\varphi - \theta_i) S_f}{F} \right] \quad (5-46)$$

ここで、 $k_v$ は鉛直飽和透水係数、 $\varphi$ は土壌の中空隙率、 $\theta_i$ は初期の堆積含有率、 $S_f$ は湿潤前線における吸引圧、 $F$ は累積浸透量である。



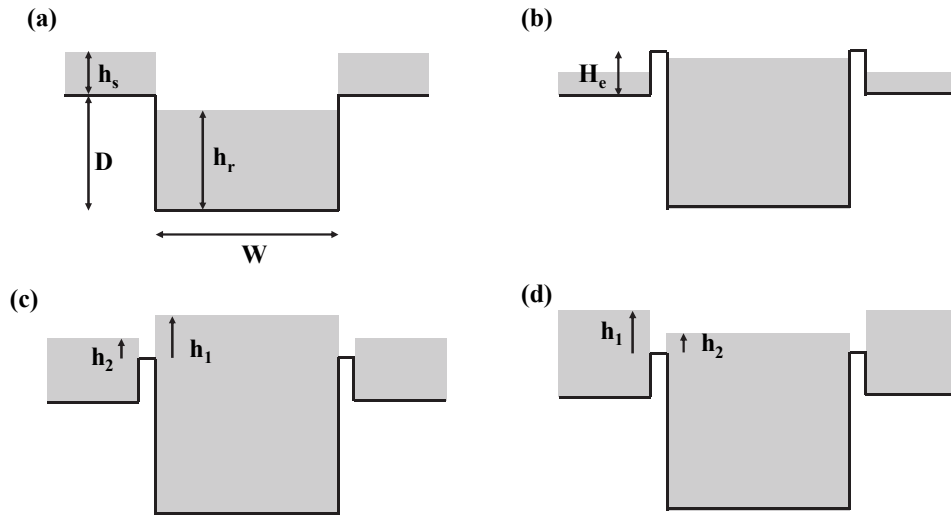


図-5.4.3 斜面と河道の関係

#### 5.4.2.4 河道と斜面との水のやりとり

河道が存在するグリッドセルにおいては、図-5.4.3 に示すように、計算の各ステップで斜面と河道間の水のやり取りを計算している。図-5.4.3 の(a)について、河川水位が地面より低い場合、斜面から河川への流入流量  $q_{sr}$  は以下の段落ち式（式(5-47)）で表される。

$$q_{sr} = \mu_1 h_s \sqrt{gh_s} \quad (5-47)$$

ここに、 $\mu_1$  は定数係数（ $=2/3^{(3/2)}$ ）、 $h_s$  は斜面セル上の水深である。河川水位が地表面よりも低い場合は、堤防がある場合でも式(5-47)を用いて斜面水が河川に流入するように計算される。(b)について、河川水位が地表面よりも高く、河川水位と斜面水位がともに堤防高（ $H_e$ ）より低い場合、斜面と河川の間では水の交換が行われないと仮定している。(c)について、河川水位が堤防天端や斜面水位より高い場合、河川から斜面への流入流量  $q_{rs}$  は、以下の越流式（式(5-48)）で表される。

$$q_{rs} = \begin{cases} \mu_2 h_1 \sqrt{2gh_1} & h_2/h_1 \leq 2/3 \\ \mu_3 h_2 \sqrt{2g(h_1-h_2)} & h_2/h_1 > 2/3 \end{cases} \quad (5-48)$$

ここに、 $\mu_1, \mu_2$  は定数係数、 $h_1$  は河川水位と堤防天端の高低差である。(d)について、斜面水位が堤防天端や河川水位よりも高い場合と同様の式(5-48)で、斜面から河川への流入流量  $q_{sr}$  を算出する。この時、 $h_1$  は斜面水位と河川水位の高低差、 $h_2$  は河川水位と堤防天端の高低差である。

このように、河川水位と斜面との高低差を基に、河道と斜面で交換される流量フラックスを算出することでRRIモデルは氾濫現象の考慮を可能としている。

### 5.4.3 解析方法

RRIモデルは堤外地標高と水位との差を基に河道と斜面の水のやり取りを考慮するため、高精度な氾濫解析をする上で河川水位の再現性が特に求められる。高精度な河川水位予測を図る上で、高解像度な河道断面を解析に用いることは非常に重要であることが指摘されている<sup>5-18), 5-19), 5-20)</sup>。近年、グリーンレーザー<sup>5-21)</sup>を搭載した航空機などのリモートセンシング技術の発達により、多くの一級水系で河床形状の把握に航空レーザー測深が適用されており、高解像度の河道地形を測量可能となっている。この航空レーザー測深により得られた地形を用いることで、高精度な降雨流出氾濫解析が可能になると考えられる。そこで、本研究では河道断面を矩形近似した場合（Case1）と詳細な河道断面を入力した場合（Case2）で解析を実施することで、高解像度な河道断面情報を用いることによる河川水位の精度向上の可能性について検討する。以下、使用したデータ及びモデルパラメータの設定方法の詳細を説明する。

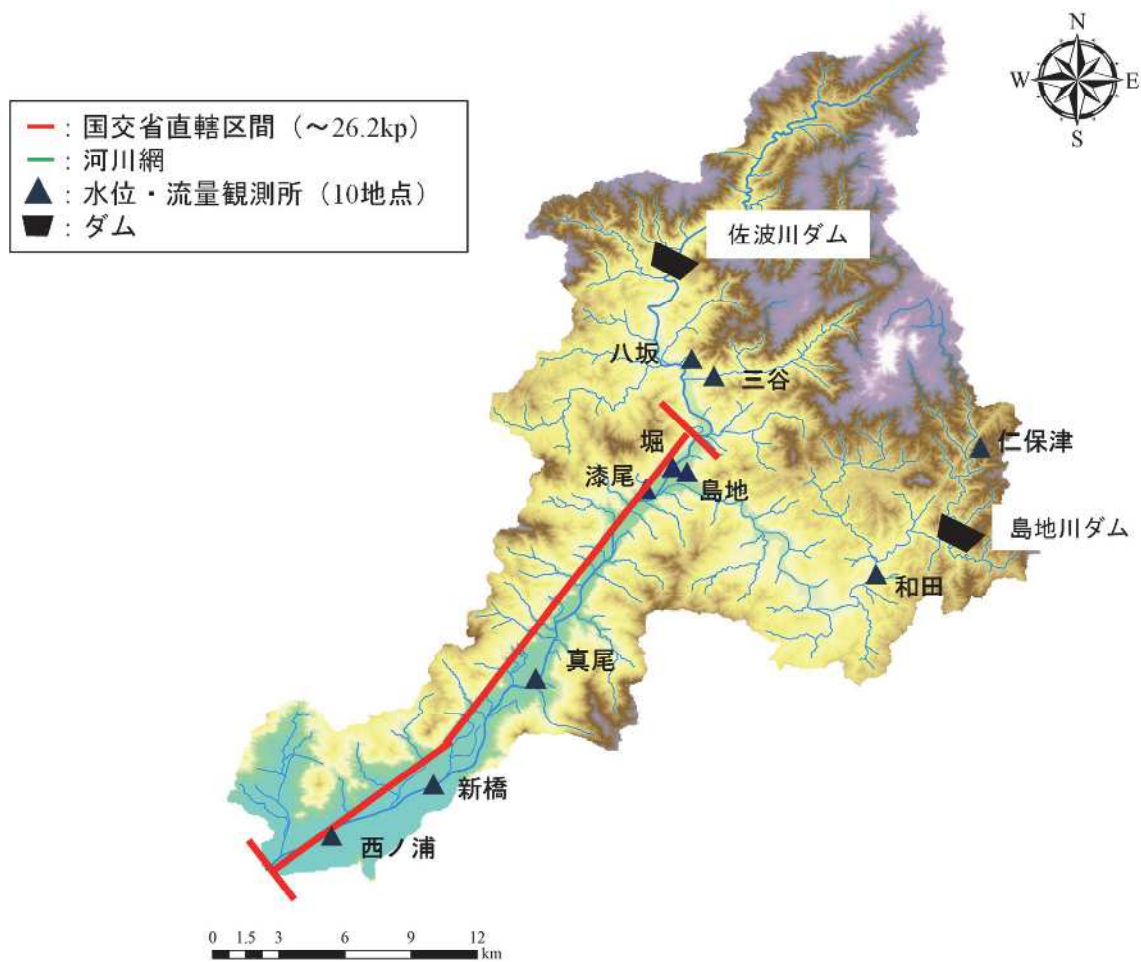


図-5.4.4 佐波川流域図および各観測所位置

#### 5.4.3.1 解析対象領域

本研究では、佐波川流域を対象とした(図-5.4.4). その源を山口・島根県境の三ツヶ峰(標高 970m)に発し、山間峡谷部を流れ、野谷川、三谷川、島地川等の支川を合わせた後、防府市市街地北部を流れて周防灘に注ぐ、幹川流路延長 56 km、流域面積 460 km<sup>2</sup> の一級河川である。なお、流域内に水位・流量観測所は 10 地点存在しており、そのうちの 6 地点が国土交通省の直轄区間に位置している。これらの観測所を対象に Case1, 2 の河川流量、水位の予測精度について検討した。

#### 5.4.3.2 使用データ

まず、地形データに関しては、DEM データ (標高データ)、DIR データ (流向データ)、ACC データ (流量流積データ) を入力した。DEM データは国土地理院<sup>5-22)</sup>より提供されている 5 mDEM を一部 10mDEM で補間を行った DEM データを利用した。当該 DEM データを 50 m 間隔の解像度にスケールアップし、ArcMap10.8.1 (Esri 社) を用いて、サーフェスの平滑化を行った後に、流向データと ACC データを作成した。土地利用データは国交省国土数値情報<sup>5-23)</sup>より公表されており、水田、畑地、山地、都市、水域の 5 つに分類される。この 5 区分のうち、山地は全項で示した側方流を、それ以外は全項の鉛直浸透流を仮定して後述のモデルキャリブレーションを実施した。

次に、河道断面データに関して、佐波川流域の国土交通省直轄区間で 2019 年 11 月に航空レーザー測深による地形の把握が行われているため、本研究で Case1 の検討を行う際には、当該航空レーザー測深の結果を用いて、RRI モデルに入力するための高解像度な河道横断面形状を作成した。なお、河道横断面形状は航空レーザー測深が行われた直轄河道区間の範囲 (0kp~26.2kp) で作成し、航空レーザー測深結果が存在しない本川上流や支川は山田ら<sup>5-24)</sup>によって提案された式を用いて矩形近似した断面形を入力した。

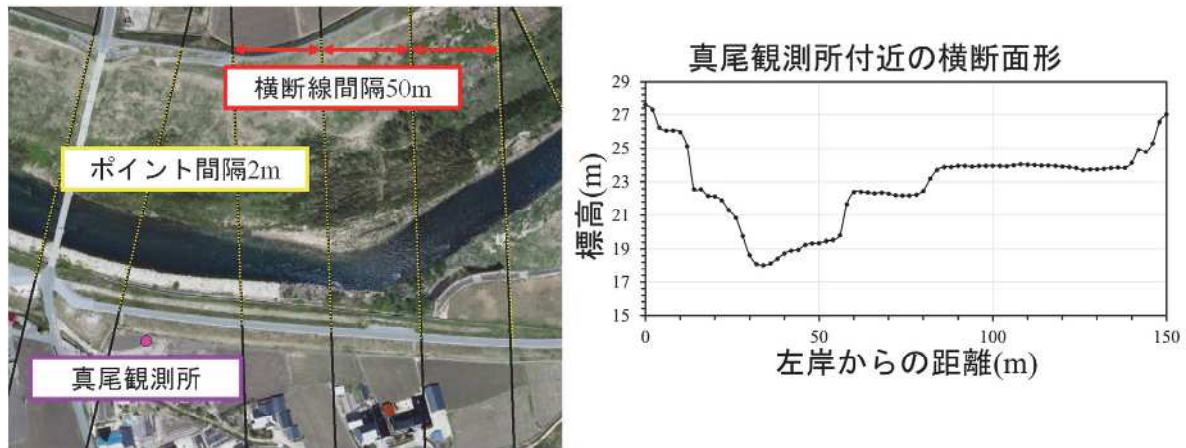


図-5.4.5 横断面形作成方法

本研究では国土交通省が実施した航空レーザー測深結果を以下の方法で RRI モデルに反映した。  
 [1] 測深結果で得られた標高や座標が内包されている点群データから ArcGIS を用いてラスターデータを作成。  
 [2] 標高ラスターデータ上に河口部から上流へ向けて、佐波川の距離標を参考に横断線を 50m 間隔で引き、各横断線に 2m 間隔でポイントデータを発生させて、各ポイントにおける標高を抽出。  
 [3] 抽出したポイントにおける座標から各ポイントの左岸からの距離を導出し、各横断線における河道断面を作成 (図-5.4.5)。  
 [4] 各横断線における河道断面を左岸天端から右岸天端までにトリミング、  
 [5] それぞれの横断線における河道横断面形状を鉛直方向に 100 分割し、各分割区間における河床からの累積の潤辺、河道幅および粗度係数を算出、  
 [6] 算出した値を RRI モデルに入力用のフォーマットに変換。RRI モデルにおける計算の際には、計算対象のセルにおける流量と当該セルの河道長から流積を導出し、当該流積と[5]の情報を基に水深を導出している。  
 本研究で作成した横断面は 536 断面あり、これらの横断面を直轄河道区間に相当する RRI モデルの河道セル一つ一つに与えた。各セルへの割り当てについて、RRI モデル上での国交省直轄区間に該当する河道セル数は 618 セルであるが各河道セルの中心から各横断線への垂線距離を計算し、最も近くにある横断線における河道断面を当該セルの横断面形とした。また、横断面形状 RRI モデルのセルに入力する際には、氾濫域の標高 (基準標高) を設定する必要があるが、当該標高は RRI モデルの河道セルの位置における DEM の値を使用した。RRI モデルに入力するフォーマットでは、航空レーザー測深の結果から作成した横断面形から、基準標高より低い区間を河川区間、高い区間を堤防区間に設定している。

最後に、降雨データには、モデル精度の検証のために平成 30 年 7 月豪雨時のデータを用いた。この豪雨での被害は死者 224 名、行方不明者 8 名、負傷者 459 名。住居全壊 6,758 棟、半壊 10,878 棟、一部破損 3,917 棟、床上浸水 8,567 棟、床下浸水 21,913 棟 (平成 30 年 11 月 6 日現在)<sup>5-25)</sup>。山口県での被害状況は、7 月 5 日から 8 日にかけて断続的に激しい雨が降り、総降水量は、5 日から 8 日にかけて下松 (下松市) で 495.0 mm、玖珂 (岩国市) で 490.0 mm を観測するなど、県中部、東部を中心に大雨となった。1 時間降水量は、下松で 5 日 2 時 1 分までに 86.0 mm の猛烈な雨、玖珂で 7 日 2 時 32 分までに 76 mm の非常に激しい雨が降り、観測史上最大となった。24 時間降水量は、岩国 (岩国市) で 7 日 5 時 10 分までに 343.0 mm と観測史上最大となった<sup>5-26)</sup>。計算対象期間は 2018 年 6 月 24 日 6:00 から 7 月 8 日 18:00 とし、降雨データには気象庁が提供している解析雨量 (解像度: 1 km) を用いた。

### 5.4.3.3 モデルパラメータの設定

モデルパラメータの設定は、大中ら<sup>5-27)</sup>が令和 2 年 7 月豪雨の球磨川での解析に用いた値を基準として設定した後に、柿沼ら<sup>5-28)</sup>の検討で設定された物理性を損なわないような範囲で、式(5-49)に示すような平均二乗誤差 (RMSE) が最小となる組み合わせを各ケースで推定した。

表-5.4.1 パラメータ推定結果

パラメータ	水田	畑地	山地森林	都市	水域
N <sub>river</sub> (河道の粗度係数)	0.03				
N <sub>slope</sub> (斜面の粗度係数)	1.00	0.90	0.90	1.00	1.00
gamma <sub>a</sub> (飽和有効空隙率)	0.10	0.10	0.50	0.40	0.10
ka (飽和水平透水係数)	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
gamma <sub>m</sub> (不飽和空隙率)	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
K <sub>sv</sub> (鉛直方向の飽和透水係数)	2.56d-7	5.56d-7	0.00	0.00	2.56d-7

表-5.4.2 各観測所における実測値と計算値の RMSE (流量 (m<sup>3</sup>/s))

	堀	漆尾	真尾	新橋	仁保津	和田	島地	平均
Case1	48.79	61.10	50.92	62.61	6.90	18.33	35.56	40.60
Case2	50.36	62.79	46.34	68.80	6.90	18.33	35.53	41.29

表-5.4.3 各観測所における実測値と計算値の RMSE (水位 (m))

	堀	漆尾	真尾	新橋	仁保津	和田	島地	平均
Case1	0.539	1.023	2.661	1.207	0.267	0.193	0.798	0.955
Case2	0.268	0.260	0.264	0.192	0.267	0.193	0.770	0.316

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{T} \sum_{t=1}^T (X_{sim,t} - X_{obs,t})^2} \quad (5-49)$$

ここで、T は計算の時間ステップごとに出力された結果の総数、X<sub>sim,t</sub> は各時間ステップにおける計算値、X<sub>obs,t</sub> は各時間ステップにおける実測値である。上記の手法で推定したパラメータの組み合わせを表-5.4.1 に示す。なお、本研究では異なる 5 区分の土地利用を考慮しているため、本来は土地利用ごとにモデルパラメータの最適化をする方法が考えられるが、一般に降雨流出現象で最も支配的なのは側方流のパラメータであるため、山地のみで最適化を実施し、それ以外の土地利用は大中ら<sup>5-27)</sup>の既往研究に従っている。

また、RRI モデルはダムのパラメータも設定可能なため、佐波川ダムと島地川ダムの放流口に相当する河道セルにおいて、ダムのパラメータを設定した。

#### 5.4.4 解析結果および考察

図-5.4.6 に河川流量、図-5.4.7 に水位のヒドログラフにおける各ケースの比較を、表-5.4.2、表-5.4.3 に各観測所における流量と水位の RMSE を示す。なお、八坂観測所では河川流量のデータが一部欠損していたため、流量の精度検討は行っていない。まず、図-5.4.6 の流量ヒドログラフ及び表-5.4.2 より、Case1 および Case2 で河川流量の再現性に大きな差は見られず、断面形状は流量の解析精度に大きな影響を与えないことが明らかとなった。これは、流量が保存量であり断面形状の影響を受けないからであると考えられる。しかし、新橋観測所において Case2 では流量を過小評価していることが分かる。この結果について、新橋の上流に位置している真尾から新橋観測所にかけて実測流量は約 200 m<sup>3</sup>/s ほど増大しているものの、特に Case2 においては真尾、新

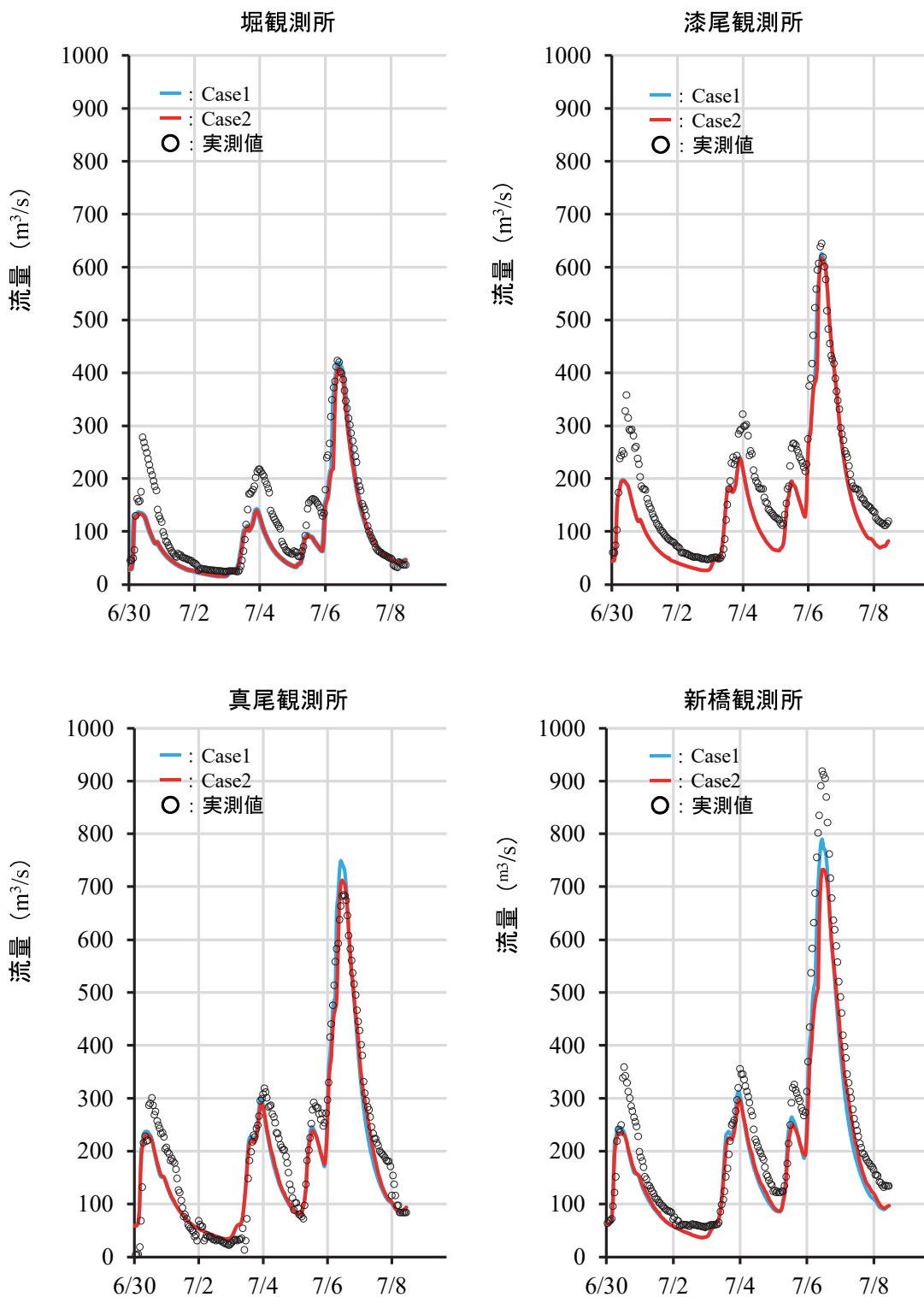


図-5.4.6 本川直轄河道区間の流量の解析結果比較

橋観測所でほとんど流量の変化がなかった。これは、Case2 は実河道断面を入力した際に、図-5.4.3 の(b)のパターンが適用され、斜面標高からの流入が起こらなかったためと考えられる。集水面積の規模をみると、真尾水位観測所から新橋水位観測所までに流入する支川の集水面積は、新橋における集水面積の4%ほどであるが、新橋で観測されたピーク流量の約20%である200 m<sup>3</sup>/sが当該区間で流入しているため、当該区間は降雨流出の激しい区域であり、上流と出水の過程が異なる可能性が高く、この度入力したRRIモデルの土地利用区分およびそのパラメータではその過程を捉えられなかったと考えられる。一方、図-5.4.7の水位ハイドログラフおよび表-5.4.3では、実

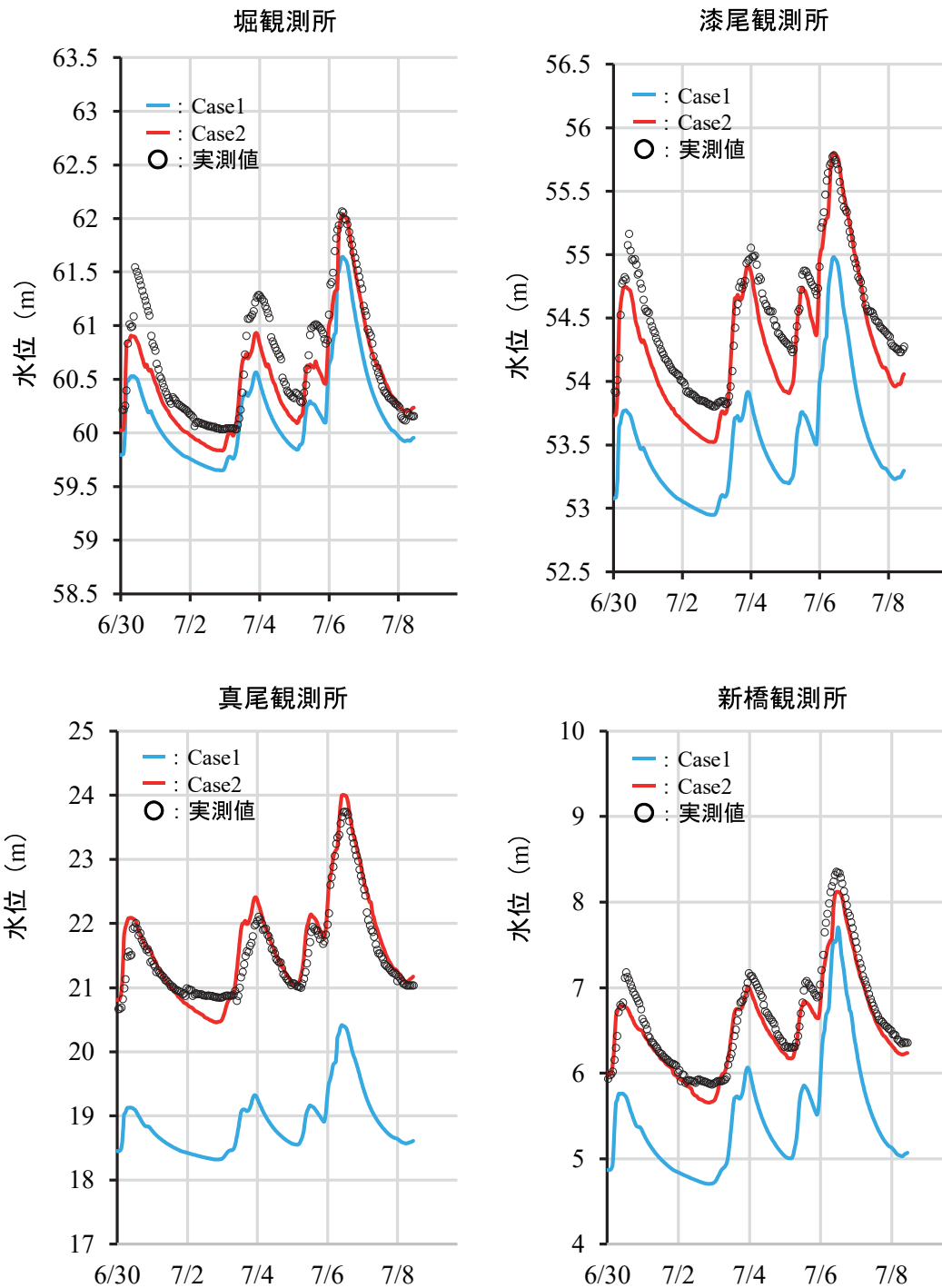


図-5.4.7 本川直轄河道区間の水位の解析結果比較

断面を入力することにより解析精度が大幅に向上することが確認された。これは、Case1では断面形を矩形近似したことにより河床付近の河川幅を過大評価しており水位を過小評価したが、実断面を入力することにより河床付近の河川幅の過大評価が解消され、水位と潤辺の関係が正確になり、より現実に近い水位の時系列変化を再現できたためと考えられる。また、実河道断面を入力していない観測所に相当する河道セルでは、水位の解析精度は両ケースで大きく変化していなかったため、実河道断面を入力することにより水位の解析精度が大幅に向上することが示された。

#### 5.4.5 まとめ

本節では、降雨流出氾濫モデル(Rainfall-Runoff-Inundation Model: RRI Model)を用いて、河道断面を矩形近似した場合と詳細な河道断面を入力した場合で降雨流出解析を実施し、両者の精度を検討した。その結果、実河道断面を入力した場合は、水位の解析精度が大幅に向上することが示され、高解像度な河道断面情報を用いることによる河川水位の精度向上が確認された。

### 5.5 第5章のまとめ

本章では実河川において3年間の河道地形モニタリングを実施し、当該モニタリングで得られた河川情報を元に、初期条件として与える地形の解像度が河床変動計算に及ぼす影響の検討、初期条件として与える粒度分布が河床変動計算に及ぼす影響の検討、高空間解像度の河道断面情報が流出氾濫シミュレーションの精度に及ぼす影響の検討を実施した。

河川情報の収集では、初期条件として与える地形の解像度が河床変動計算に及ぼす影響の検討では、モニタリングを実施した山口県佐波川の旧金波堰周辺(9.6-10.8kp)では、出水前後で砂州が発達しやすい傾向にあることや、出水によって、中洲の左岸側で土砂が堆積傾向にあること、2020年度の出水では河床が低下傾向であったが、2021年度の大規模出水では土砂が堆積傾向にあり、2022年の出水でも規模は大きくないが土砂が堆積傾向にあったことが示された。また、初期条件として与える地形の解像度が河床変動計算に及ぼす影響の検討では、2020の出水を対象に、UAV写真測量で得られた出水前後の地形データを元に、空間解像度の異なる5つケースで河床変動シミュレーションを実施し、実測値との精度を比較した。その結果、中洲など縦断方向に急激な変化が現れる地形が存在する領域では、初期条件として与える地形の縦断方向の解像度が高いほど、河床変動計算の精度が上昇することが明らかとなった。初期条件として与える粒度分布が河床変動計算に及ぼす影響の検討では、粒度分布の解像度が高くなると河床変動量誤差が改善されることが示され、入力する河道データの解像度が高い場合、河床変動計算の精度が向上する可能性が示された。高空間解像度の河道断面情報が流出氾濫シミュレーションの精度に及ぼす影響の検討では、実河道断面を入力した解析は、掘り込み河道を想定した計算よりも水位の再現性が大幅に上昇した。

以上より初期条件として与える河川データの空間解像度は河床変動計算の精度に影響することが示され、空間解像度が高いほど精度が向上する傾向が見られた。また、そのような高解像度の河川データの入手にリモートセンシング技術が有用であり、当該技術は各出水における河床変動特性の検討にも有用であることが示された。モニタリング手法をより高頻度かつ広域に適用することで流域全体の河床変動特性の解明や河床変動モデル、降雨流出氾濫モデルの高度化に寄与すると考えられる。一方で、数値解析では、格子解像度の高さと計算時間にトレードオフの関係があるため、実現象を再現するのに適切な格子解像度を選択する必要がある。この度の検討では縦断方向に急激な変化が生じる中洲で、空間解像度の違いによる計算結果の差異が大きくなったが、差異の少なかった箇所も存在するため、局所的に格子サイズを調整できるようなモデルの開発が非常に有用であると考えられる。

## 参考文献

- 5-1) 芦田和男・道上正規：移動床流れの抵抗と掃流砂量に関する基礎的研究，土木学会論文集，第206号，pp.59-69，1972.
- 5-2) 竹林洋史，江頭進治，岡部健士，寺岡充夫：給水・給砂の非定常性と植生の繁茂を考慮した砂州及び流路の形成水理条件，水工学論文集，第50巻，pp.973-978，2006.
- 5-3) 清水義彦・木葉竹重機・新船隆行：樹林化河道の洪水流況と浮遊砂輸送に関する数値計算，水工学論文集，第44巻，pp.819-824，2000.
- 5-4) 吉田圭介，前野詩朗，間野耕司，山口華穂，赤穂良輔：ALBを用いた河道地形計測の精度検証と流況解析の改善効果の検討，土木学会論文集 B1(水工学)，Vol.73，No.4，I\_565-I\_570，2017.
- 5-5) 津田将行，尾島勝，仲嶋一，中越信和：芦田川下流試験域における UAV 空撮による河床変動に関する調査・解析，土木学会論文集 B1(水工学)，Vol.77，No.2，I\_793-I\_798，2021.
- 5-6) 一般社団法人 iRIC-UC：iRIC Software3.0.19，<https://i-ric.org/ja/>，2022.
- 5-7) 清水康行，竹林洋史，井上卓也，濱木道大，岩崎理樹：iRIC Software Nays2DH Solver Manual，<https://i-ric.org/download/>（2022年3月閲覧）.
- 5-8) 日野幹雄：明解水理学，丸善出版株式会社，pp.142，2013.
- 5-9) 財団法人国土技術研究センター：河道計画検討の手引き，pp.115，2002.
- 5-10) 村上正人：河床材料調査，砂防学会誌，Vol.71，No.6，pp.59-63，2019.
- 5-11) Detert, M., Weitbrecht, V. : User guide to gravelometric image analysis by BASEGRAIN: Advances in Science and Research, S. Fukuoka, H. Nakagawa, T. Sumi, H. Zhang (Eds.), Taylor & Francis Group, London, ISBN 978-1-138- 00062-9, pp. 1789-1795, 2013.
- 5-12) BASEGRAIN : <https://basement.ethz.ch/download/tools/basegrain>.
- 5-13) Detert, M., Weitbrecht, V.: Automatic object detection to analyze the geometry of gravel grains – a freestand-alone tool, River Flow 2012 – Murillo (Ed.), Taylor & Francis Group, London, ISBN 978-0-415-62129-8, 2012.
- 5-14) 佐山敬洋，建部祐哉，藤岡奨，牛山朋來，萬矢敦啓，田中茂信：2011年タイ洪水を対象とした緊急対応の降雨流出氾濫予測 土木学会論文集 B1(水工学)，Vol.69，No.1，14-29,2013.
- 5-15) 佐山敬洋，岩見洋一：降雨流出氾濫(RRI)モデルの開発と応用，土木技術資料 56-6(2014).
- 5-16) ICHARM：降雨流出氾濫モデル(RRIモデル)（閲覧日：2023/02/06）.
- 5-17) 立川康人，永谷言，寶馨：飽和・不飽和流れの機構を導入した流量流積関係式の開発，水工学論文集，第48巻，2004年2月.
- 5-18) Raws, W.J., Ahuja, L.R., Brakensiek, D.L. and Shirmohammadi, A.: Infiltration and soil water movement, *Handbook of Hydrology*, McGraw-Hill Inc., NewYork, 5.1-5.51, 1992.
- 5-19) Fleischmann, A., Paiva, R., and Collischonn, W.: Can regional to continental river hydrodynamic models be locally relevant? A cross-scale comparison, *Journal of Hydrology*, Vol.3, Article 100027, 2019.
- 5-20) 山本浩大，佐山敬洋，近者敦彦，中村要介，三宅慎太郎，寶馨：千種川隆起を対象にした RRI モデルによる降雨流出・洪水氾濫統合型解析，自然災害科学，Vol.36，特別号，p.139-151，2017.
- 5-21) 山田真史，富樫冨佳，佐山敬洋：分布型降雨流出氾濫モデルに適用する中小河川の河道断面推定法，河川技術論文集，Vol.26，pp.211-216，2020.
- 5-22) 国土交通省：ALB（航空レーザー測深）計測データの公開について（閲覧日：2023/02/06）  
（<http://www.skr.mlit.go.jp/nakagawa/disaster-prev/alb.html>）
- 5-23) 国土交通省：国土数値情報ダウンロードサービス（閲覧日：2023/02/06）  
（<https://nlftp.mlit.go.jp/ksj/>）



- 5-24) 国土地理院：基盤地図情報ダウンロードサービス（閲覧日：2023/02/06）  
（<https://fgd.gsi.go.jp/download/menu.php>）
- 5-25) 山口県ホームページ：平成30年7月豪雨（閲覧日：2023/02/06）  
（<https://www.pref.yamaguchi.lg.jp/uploaded/attachment/20218.pdf>）
- 5-26) 大中臨，赤松良久，矢野真一郎，二瓶泰雄，山田真史，佐山敬洋：令和2年7月豪雨における球磨川渡-人吉地区の河川氾濫の実態解明 土木学会論文集 B1（水工学），Vol.77, No.1, 203-214, 2021.
- 5-27) 柿沼太貴，中村要介，伊藤弘之，池内幸司：複数洪水イベントの組み合わせによる洪水氾濫予測に適した RRI モデルパラメータの最適化に関する検討 河川技術論文集，第26巻，2020.

## 第6章 佐波川流域を対象とした高時空間解像度河川情報を用いた将来気候の影響予測

### 6.1 概説

第5章までを通して、高時空間解像度の河川情報が河川シミュレーションの精度を向上させることを示した。本章では、第5章で実施した流出氾濫解析結果を用いて将来気候における佐波川流域における氾濫リスクの評価を行った。

### 6.2 将来気候が佐波川流域の流出氾濫に及ぼす影響予測

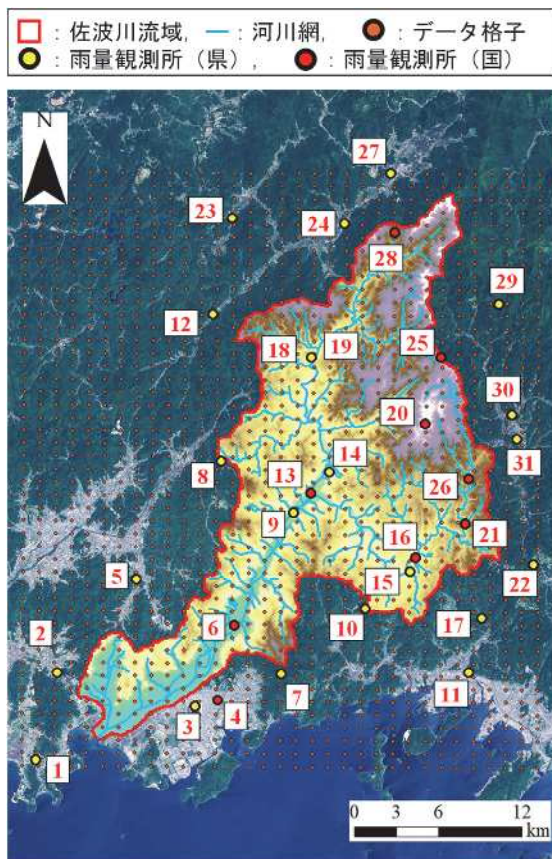
#### 6.2.1 将来気候シナリオについて

本研究では、気候システムを構成する大気、海洋、陸域、氷床等の物理的な変化を定式化した気候モデルの一つである日本域バイアス補正気候シナリオ（データ提供機関：国立環境研究所、水平解像度  $1\text{ km} \times 1\text{ km}$ ）<sup>6-1)</sup>を使用した。以降、このデータの詳細について説明する。

気象庁では、地球温暖化に伴う気候変動の影響評価、緩和策および適応策の策定、地球温暖化に関する科学的知見の普及・啓発等に寄与することを目的に、平成8年度から数年ごとに、最新の気候モデルによる予測実験結果を公表している<sup>6-2)</sup>。

平成29年3月に公表された「地球温暖化予測情報第9巻」<sup>6-3)</sup>および、令和2年12月に気象庁と文部科学省より公表された「日本の気候変動2020」<sup>6-4)</sup>（以下、これらを合わせて第9巻と称す。）では、気候変動に関する政府間パネル（IPCC）が想定する温室効果ガスの排出量に関する4シナリオの下での予測が発表された。これらの4シナリオの内、将来的な世界平均気温の上昇量が低いRCP2.6は、21世紀末（2981年から2100年）の世界平均気温が20世紀末（1986年から2005年）を基準に0.3~1.7℃上昇することを想定したシナリオである。一方、気温上昇量が最も高いRCP8.5は、21世紀末の世界平均気温が、20世紀末から2.6℃から4.8℃上昇する可能性が高いシナリオである。これらのシナリオは、文部科学省「気候変動リスク情報創生プログラム」<sup>6-5)</sup>（平成24年~28年度）および、「総合的気候モデル高度化研究プログラム」<sup>6-6)</sup>（平成29年~令和3年度）の下、気象庁気象研究所が開発したモデルNHRCM02<sup>6-7)</sup>（気象研究所地域気候モデル）による解析結果である。具体的には、全球モデルのMRI-AGCM3.2S<sup>6-8)</sup>（水平解像度20km）による過去・将来実験の解析値を境界条件として、日本域をNHRCM02で解析する力学的ダウンスケーリングを施している。なお、このNHRCM02の将来実験は異なる4つの海面水温（SST）を境界条件とした解析が実施されており、将来気候における数年から数十年周期の自然変動に伴う不確実性を考慮している。これらの4つのSSTはc（cluster）0, c1, c2 および c3 から成り、c0はRCP8.5シナリオ下における各国の全球大気海洋結合モデルから選択された28モデルの解析値の平均である。一方のc1~c3は熱帯域における平均昇温がc0と同一であるが、全球スケールでみた大気場の分布が異なるメンバーである。具体的には、c1は熱帯太平洋中から東部での昇温が小さく、南半球のコントラストも小さい。c2はc1よりさらにエルニーニョ的な変化を示す。c3は熱帯太平洋中から東部における昇温が小さく、南半球のコントラストが大きい等それぞれで特徴がある。

また、本研究で用いたデータはNHRCM02に対してバイアス補正手法の一つであるCDFDM手法<sup>6-9)</sup>を適用している。CDFDM手法は、モデル出力値に対する観測値の比をNHRCM02の過去実験値（1981~2000年：20年分）と観測値を確率変数とした月ごとの累積密度関数から算出し、将来実験値に掛け合わせることで補正する手法である。なお、観測値には農研機構メッシュ農業気象データ<sup>6-10)</sup>を使用している。このように、バイアス補正済みのNHRCM02のデータを利用することにより気候モデルに内在する誤差に起因した氾濫解析の不確実性を軽減することを目的とした。



番号	観測所名	番号	観測所名
1	秋穂 (県)	17	川上ダム (県)
2	鑄銭司 (県)	18	佐波川ダム (県)
3	防府土木 (県)	19	野谷 (国)
4	防府 (国)	20	石ヶ岳 (国)
5	小鯖 (県)	21	高瀬 (国)
6	真尾 (国)	22	向道ダム (県)
7	大平山 (県)	23	下地 (県)
8	仁保 (県)	24	用事 (県)
9	伊賀地 (県)	25	三谷 (国)
10	湯野 (県)	26	仁保津 (国)
11	音羽 (県)	27	朝早橋 (県)
12	篠目 (県)	28	河内山 (国)
13	堀 (国)	29	大潮 (県)
14	小古祖 (県)	30	石ヶ岳 (県)
15	米光 (県)	31	田原橋 (県)
16	和田 (国)		

図-6.2.1 佐波川流域における雨量観測所

## 6.2.2 解析方法

本研究では、先述の NHRCM02 をベースにした CDFDM 手法による日本域バイアス補正気候シナリオ (以下、バイアス補正済み NHRCM02 データと称す) の各 SST(c0~c4) のデータを用いて、佐波川の計画高水に対して疑似温暖化実験を行う。疑似温暖化実験とは、既存の豪雨イベントにおいて、地球温暖化が進行したと仮定した場合に河川流量、河川水位および氾濫規模がどのように変化するかを見積もるものである。この際の河川流量、水位および氾濫解析には、前章 3 節で実断面を入力し、パラメータを調整した RRI モデルを使用した。将来気候下における雨量は、NHRCM02 の降雨データに対して、Quantile delta mapping (QDM) 法<sup>6-11)</sup>により算出した。QDM 法は、気候モデルの過去実験値と将来実験値の比を過去実験値と将来実験値の累積分布関数から算出し、これを観測値に掛け合わせることで補正値を得る手法である。図-6.2.1 に佐波川流域周辺の県および国の雨量観測所およびバイアス補正済み NHRCM02 データのグリッド位置を示す。図-6.2.2 に各雨量観測所に最も近い格子点における各メンバーにおける過去実験と将来実験の各降雨量の階級におけるヒストグラムを示す。また、図-6.2.3 に全観測所の各降雨量の階級におけるメンバーごとのヒストグラムを示す。どの観測所とも将来実験は過去実験と比較して 200 mm/day 以上の雨の発生回数が増加しており、特に過去実験では記録されなかった 300 mm/day 以上の豪雨が発生している。また、c3 で特にその頻度が高くなっていることが確認された。各雨量観測所においては、佐波川の上流に位置する野谷雨量観測所で、どの将来実験のメンバーでも 400~500 mm/day の雨量が発生していた。続いて大潮雨量観測所では c2, c3 のメンバー、仁保雨量観測所では c0, c2 のメンバーで、国交省管理の石ヶ岳雨量観測所では c1, c3 のメンバーで 400~500 mm/day の雨量が発生しており、これらの観測所は佐波川上流部に位置することから、佐波川流域では気候変動の影響によって特に上流部における降雨強度が上昇する可能性が高い。過去実験と



図-6.2.2 各観測所におけるモデル実験値の降雨量ヒストグラム

比較して将来実験はそれぞれ、全雨量観測所における 200 mm/day の雨量の発生回数が c0~c3 のそれぞれで 4.6 倍、2.9 倍、4.5 倍、3.7 倍、平均 3.9 倍に増加していた。c0~c3 それぞれのシナリ

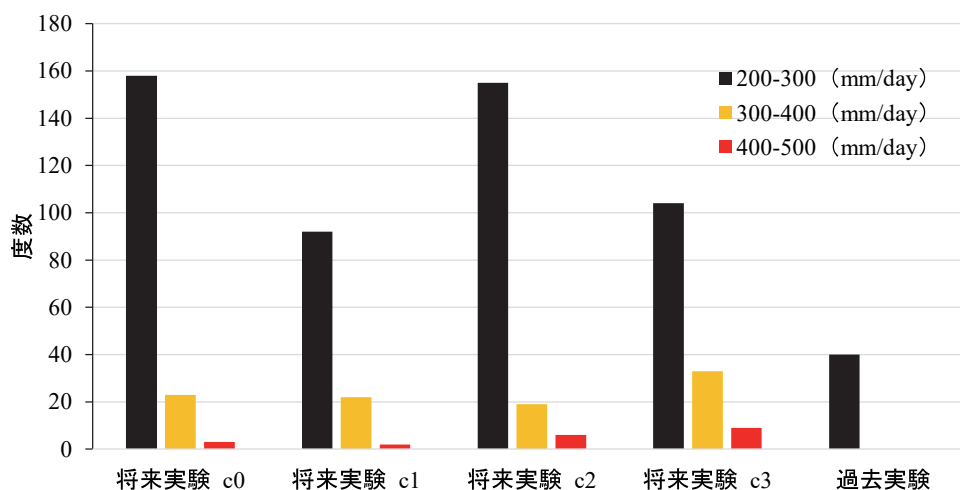


図-6.2.3 全雨量観測所における各モデルの降雨量ヒストグラム

表-6.2.1 各雨量観測所における計画降雨対象期間の計画降雨日雨量 (mm/day)

番号	雨量観測所名	6月24日	6月25日	6月26日	6月27日	6月28日
4	防府	3.19	158.97	130.11	208.86	0.00
5	八坂 (現: 小鯖位置)	6.85	116.42	95.87	160.93	0.00
8	仁保 (現: 仁保津位置)	1.71	150.66	131.82	210.58	0.00
13	堀	10.27	184.90	128.40	232.83	0.00
16	和田	0.00	118.13	174.62	214.00	0.00
18	佐波川ダム	1.71	116.42	119.84	186.61	0.00

オにおける各雨量観測所の最大降雨量の平均は、316.7 mm/day, 303.2 mm/day, 331.2 mm/day, 357.0 mm/day であり、過去実験の平均値と比較して、1.50 倍, 1.44 倍, 1.57 倍, 1.69 倍となっていた。また、佐波川流域内で将来気候雨量の最大値が表れた観測所は c0~c4 のメンバーでそれぞれ、小鯖雨量観測所、国交省管理の石ヶ岳雨量観測所、大潮雨量観測所、高瀬雨量観測所であった。RRI モデルに入力用の将来降雨データ作成にあたり、始めに計画降雨の策定に使用された国の各雨量観測所 (堀、防府、八坂 (現: 小鯖位置)、和田、佐波川ダム、仁保 (現: 仁保津位置)) の座標と各格子点の座標から最も近い格子点における、NHRCM02 の過去実験期間 (1981 年~2001 年) 将来実験期間 (2077 年~2096 年) の日雨量の累積密度分布を作成した。表-6.2.1 に各雨量観測所における計画降雨対象期間 (1964/6/24~1964/6/28) の計画降雨日雨量の値を示す。日雨量が最も高い雨量観測所は、佐波川の中心部に位置する堀雨量観測所であり、6月27日の降雨量に設定された 232.83 mm/day であった。当該雨量観測所は、上記に示したように将来気候下においても高強度の雨の頻度が増える傾向にある地点であった。本研究では、過去実験値の累積分布関数から各雨量観測所の、計画降雨の各日における日雨量の累積頻度を求め、当該累積頻度における過去実験値と将来実験値間の将来変化比を求めた。当該将来変化比を元に、同一の日付で同じになるように、1 時間間隔の将来雨量を得た。将来変化比は各 SST (c0~c4) のそれぞれで将来変化比を算出した。その後、各雨量観測所の位置を基に雨量の入力範囲を図-6.2.4 のようにティーセン分割して将来雨量の空間分布を取得し、RRI モデルに入力することで疑似温暖化実験を実施した。表-6.2.2 に、各雨量観測所の各日におけるメンバー間の平均将来変化を示す。将来変化比は、現況の強高度の雨が観測された日ほど、高い値が示されており、将来気候下では極端事象時の雨量がより平常時よりも大きくなることが示された。一方で 6/24 の、日雨量が比較的少ない日付では降雨量が減少することが示されており、将来気候では現況よりも極端な降雨分布になることが示された。また、図-6.2.5 に特に現況における降雨量および将来変化比の大きかった 6月27日の日雨量

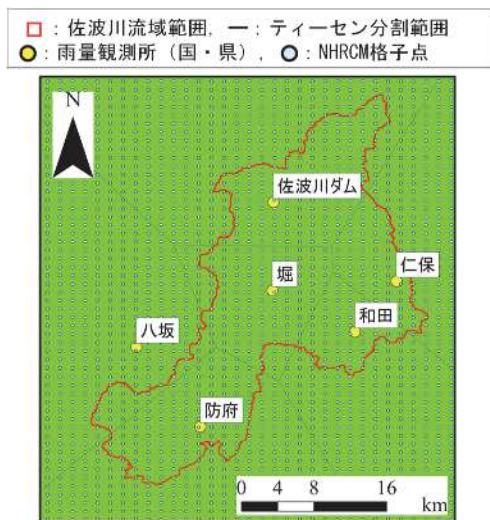


図-6.2.4 ティーセン分割領域

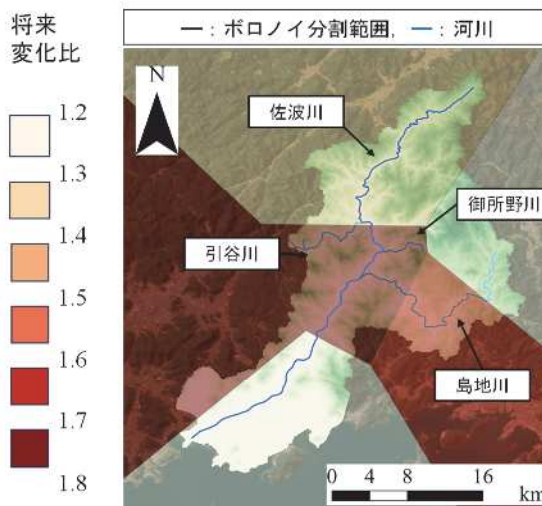


図-6.2.5 各領域における将来変化比（計画降雨の1964年6月24日）対象

表-6.2.2 各雨量観測所の各日における雨量のメンバー間平均将来変化比

雨量観測所名	6月24日	6月25日	6月26日	6月27日	6月28日
防府	0.853	1.121	1.110	1.156	1.000
八坂	0.662	1.141	1.114	1.726	1.000
仁保	0.632	1.042	1.073	1.203	1.000
堀	0.790	1.176	1.182	1.745	1.000
和田	0.895	1.190	1.076	1.610	1.000
佐波川ダム	1.000	1.208	1.161	1.326	1.000

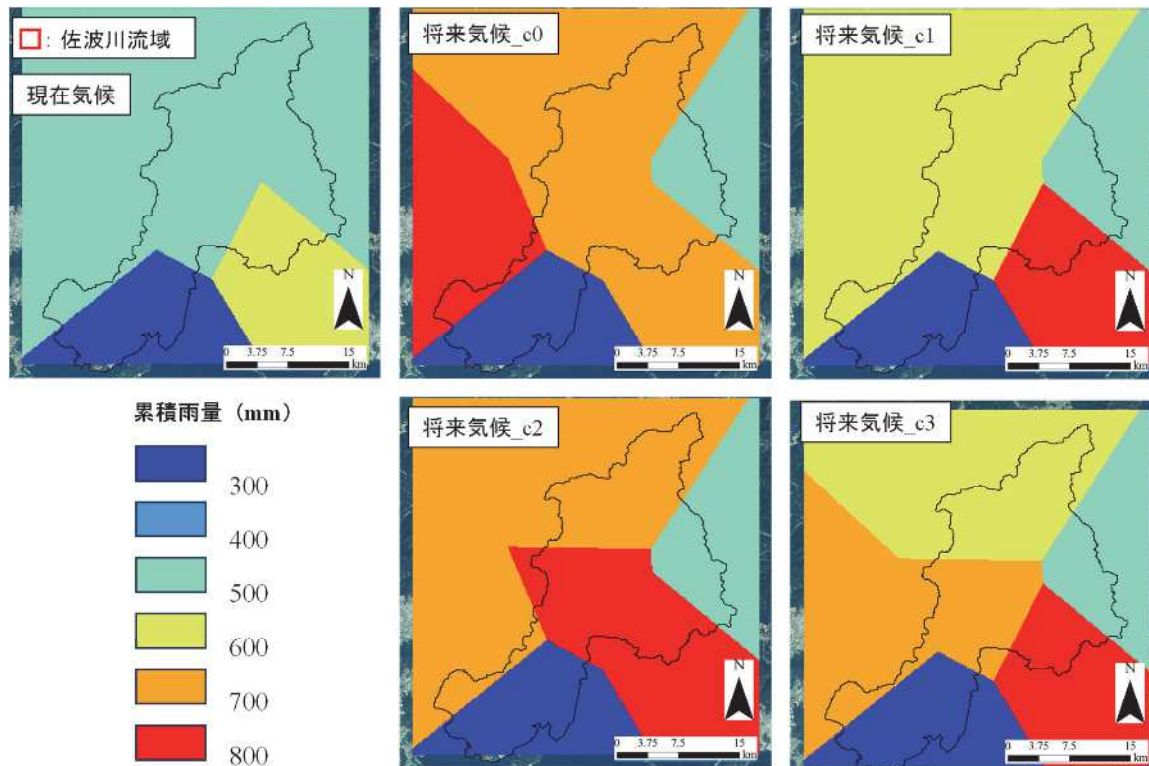


図-6.2.6 現在気候として与えた雨量の累積雨量分布（左）と将来気候として与えた累積雨量分布（右）

を対象としたティーセン分割区間における各メンバー間の平均将来変化比コンターを示す。コンターを見ると上流部における将来変化比が高くなっており、特に佐波川の中流部の引谷川、三谷

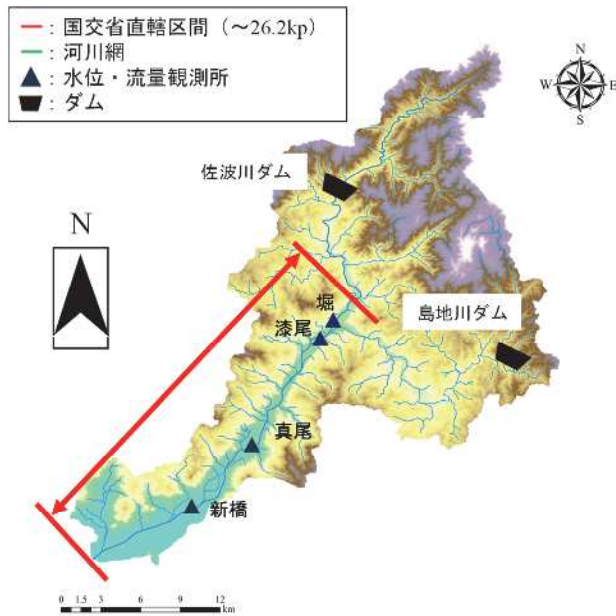


図-6.2.7 解析結果を比較した水位観測所の位置

表-6.2.3 各観測所におけるピーク流量  
( $m^3/s$ )

	堀	漆尾	真尾	新橋
現在気候	685.09	1276.70	1515.43	1524.41
将来気候_c0	1768.85	2645.72	2962.04	2867.17
将来気候_c1	1284.97	2160.15	2348.39	2356.63
将来気候_c2	1881.72	2948.18	3256.22	3183.53
将来気候_c3	1489.91	2605.60	2934.25	2839.52

表-6.2.4 各観測所におけるピーク水位  
(m)

	堀	漆尾	真尾	新橋
現在気候	62.92	56.74	25.68	9.30
将来気候_c0	64.72	58.05	27.04	10.73
将来気候_c1	64.07	57.66	26.57	10.22
将来気候_c2	64.91	58.34	27.04	11.02
将来気候_c3	64.34	58.03	27.04	10.72

川、御所野川、島地川の合流部付近で最も高い値が示された。当該分布より、佐波川流域は将来気候が合流部付近で降雨量が増加する可能性が示唆された。また、図-6.2.6 に現在気候として与えた雨量と将来気候として与えた雨量の累積雨量分布を示す。現在気候と将来気候を比較して、流域全体の累積雨量は増加しており、将来変化比の比較で示されたように現在気候で高い値を示した箇所がより高くなっている。特に c2 のメンバーにおける将来気候は佐波川流域全体で累積降雨量が増大していた。また、累積雨量が 800mm を超える箇所が、メンバーごとに異なっていることが確認できた。当該将来降雨データを用いて、RRI モデルにより各メンバーでの将来気候下における流出氾濫解析を実施した。なお、比較対象となる現況再現結果には 5 章 3 節における平成 30 年 7 月豪雨時の解析結果とし、パラメータやその他の条件は、第 5 章 3 節と同様の値を用いた。なお、将来的な地形変化も河道内に生じると考えられるが、河道地形変化の長期間での将来変化の予測は困難であるため、この度は河床が変化しないことを前提条件とした計算で、現状での地形において将来気候ではどのような危険性があるか評価した解析を行った。

### 6.2.3 解析結果

図-6.2.7 に、解析結果を比較した水位流量観測所の位置を示す。この度の解析では潮位の影響は考慮できていないため、最下流に位置する西之浦水位流量観測所以外の国交省直轄河道区間に位置する観測所を対象とした。なお、図-6.2.8 に各水位流量観測所における現況と将来気候下での流量を比較したグラフを示す。また、表-6.2.3 に各メンバー、各流量水位観測所におけるピーク流量を示す。流量を比較すると、現在気候と比較して将来気候の流量はどのメンバーでも増加しており、各観測所における平均のピーク流量の増加倍率は、c0～c3 で、2.345 倍、2.029 倍、1.897 倍、1.844 倍であった。また、各メンバーにおける平均の最大流量の増加倍率は、堀観測所、漆尾観測所、真尾観測所、新橋観測所それぞれで、2.122 倍、1.666 倍、2.323 倍、2.004 倍であり、上流域の観測所における流量ほど増加倍率が大きくなることが示された。これは、佐波川流域では上流域の降雨量の将来変化比が大きくなっており、将来気候による降雨量増加の影響を強く受けている集水域の割合が上流に位置する観測所ほど高いためと考えられる。また、ピーク流量は漆尾観測所・真尾観測所・新橋観測所では c2, c0, c3, c1 の順に高い値が示されていた。堀観測所は c0 と c2 のピーク流量に差がほとんど無く、堀観測所と漆尾観測所の距離がかなり近いことを

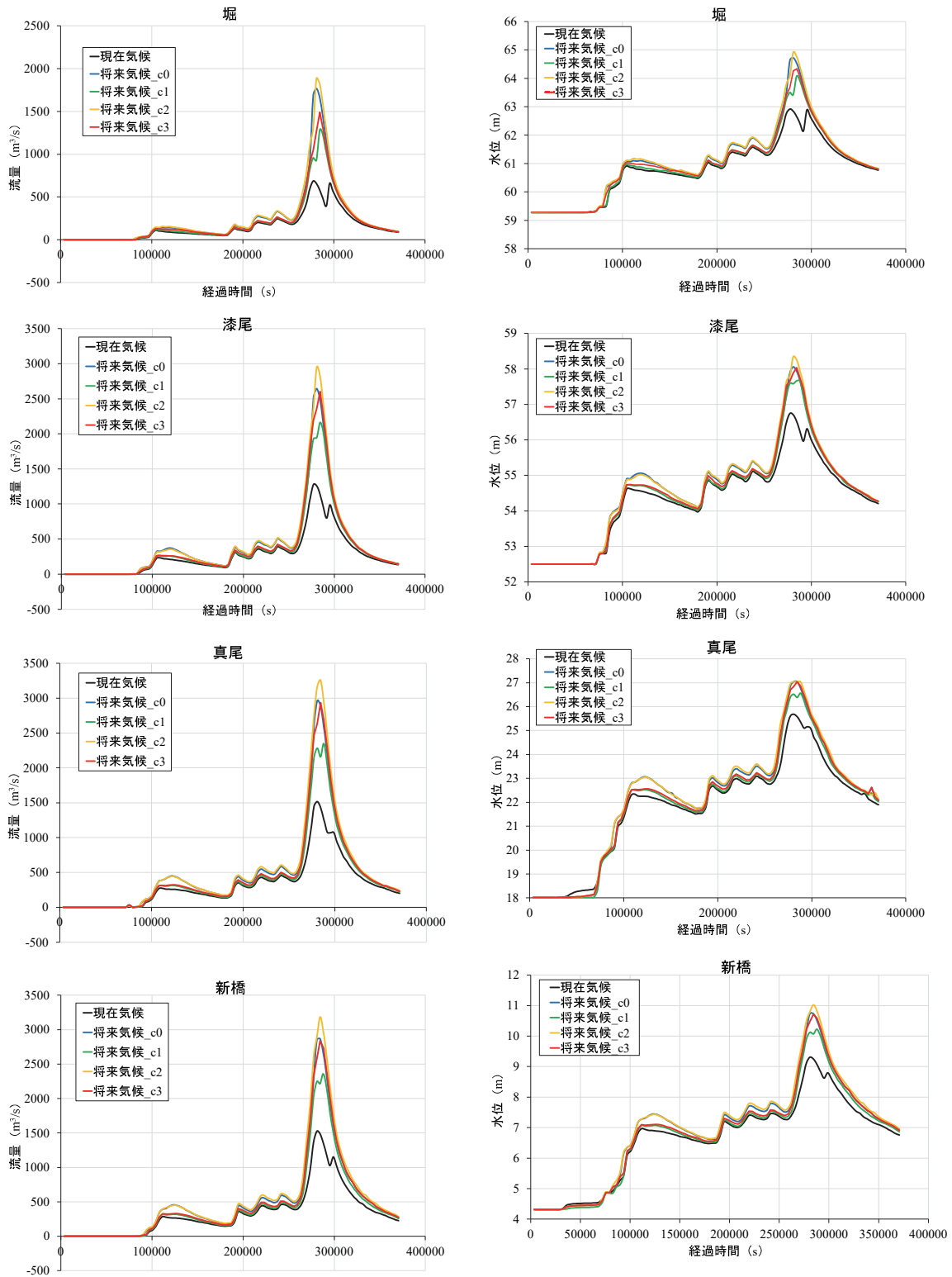


図-6.2.8 各水位・流量観測所における現在気候と将来気候の計算値の比較

鑑みると、c2のメンバーでは堀観測所と漆尾観測所の間に合流する、佐波川で最も集水面積の大きい支川である島地川から流入する流量が大幅に増加する可能性が示唆された。表-6.2.4に各メンバー、各流量水位観測所におけるピーク水位を示す。各観測所のピーク水位を比較すると、各ケースの平均で、1.59 m, 1.28 m, 1.24 m, 1.37 m 上昇しており、特に堀で増加量が大きかった。また、ピーク水位の増加量の最大値は、c2の将来気候メンバーにおける堀水位観測所の1.55 mであった。水深の増加率は、各ケースの平均で、1.32倍、1.21倍、1.36倍、1.29倍であり、平均約



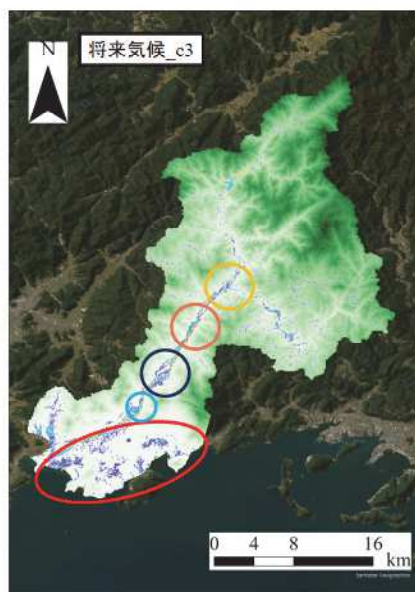
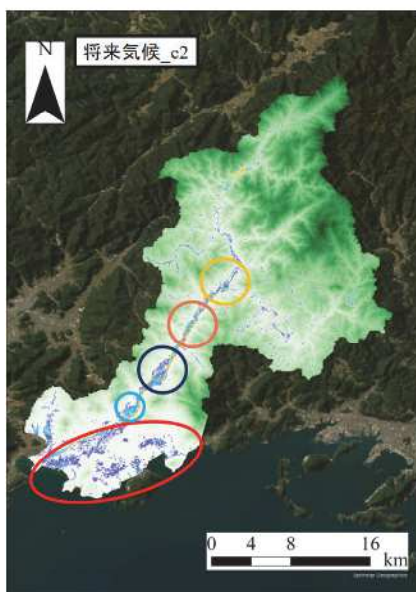
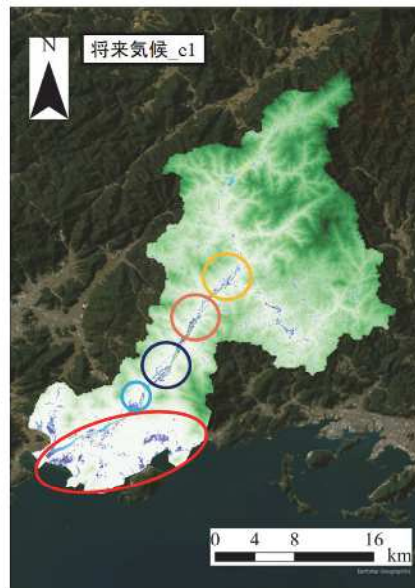
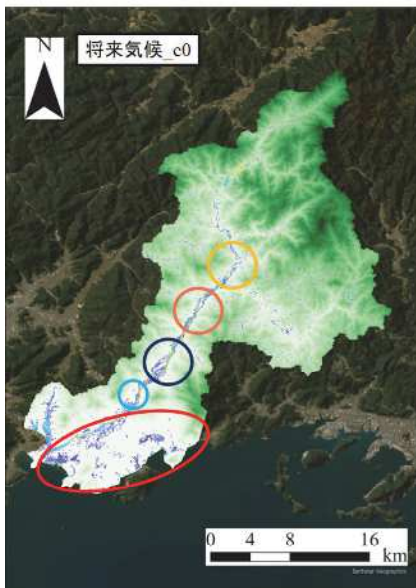
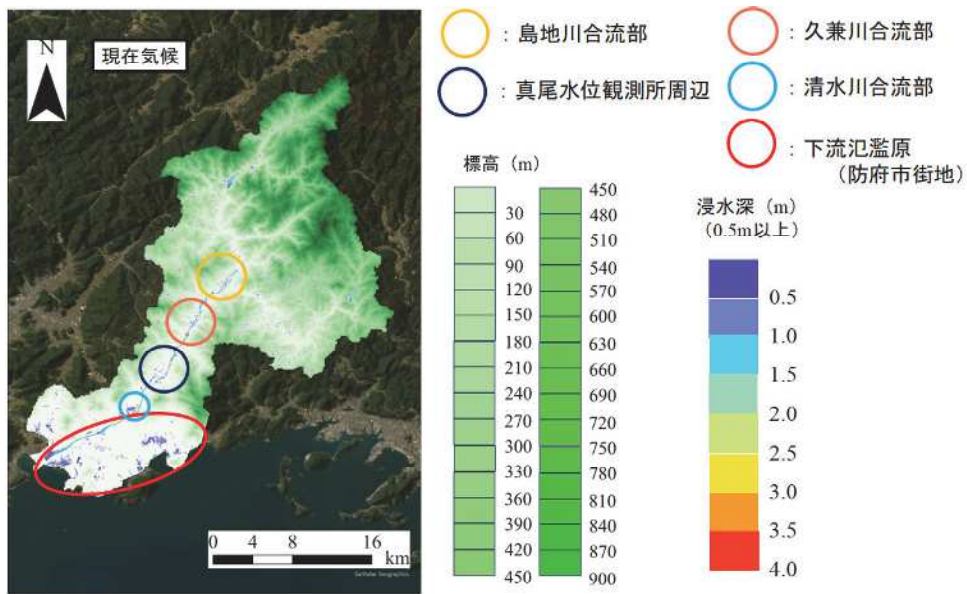


図-6.2.9 現在気候と将来気候の氾濫水深コンター（浸透深+0.5 m 以上）（流域全体）

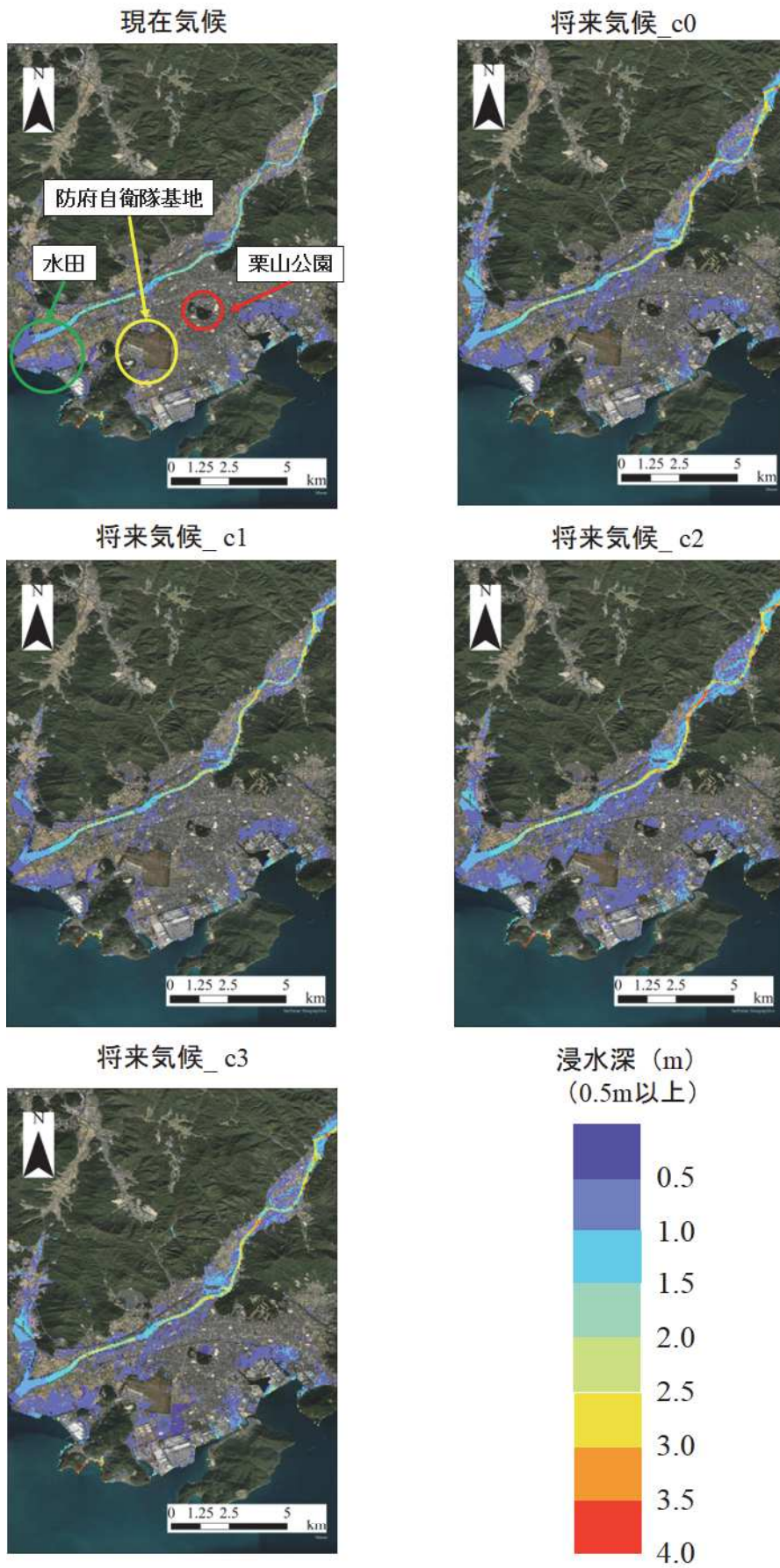


図-6.2.10 現在気候と将来気候の氾濫水深コンター  
(浸透深+0.5 m 以上) (下流氾濫原)

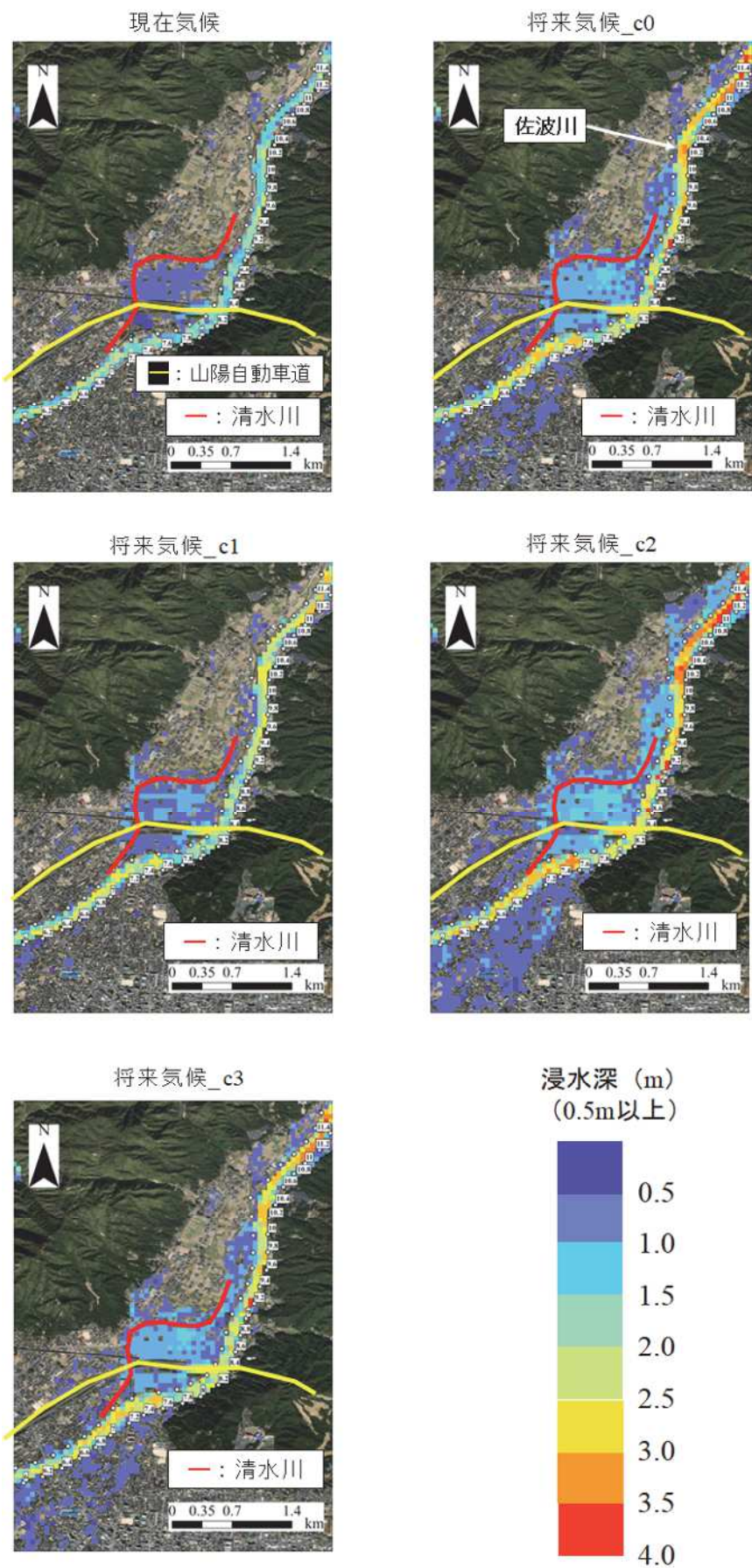


図-6.2.11 現在気候と将来気候の氾濫水深コンター  
(浸透深+0.5 m 以上) (清水川合流部付近)

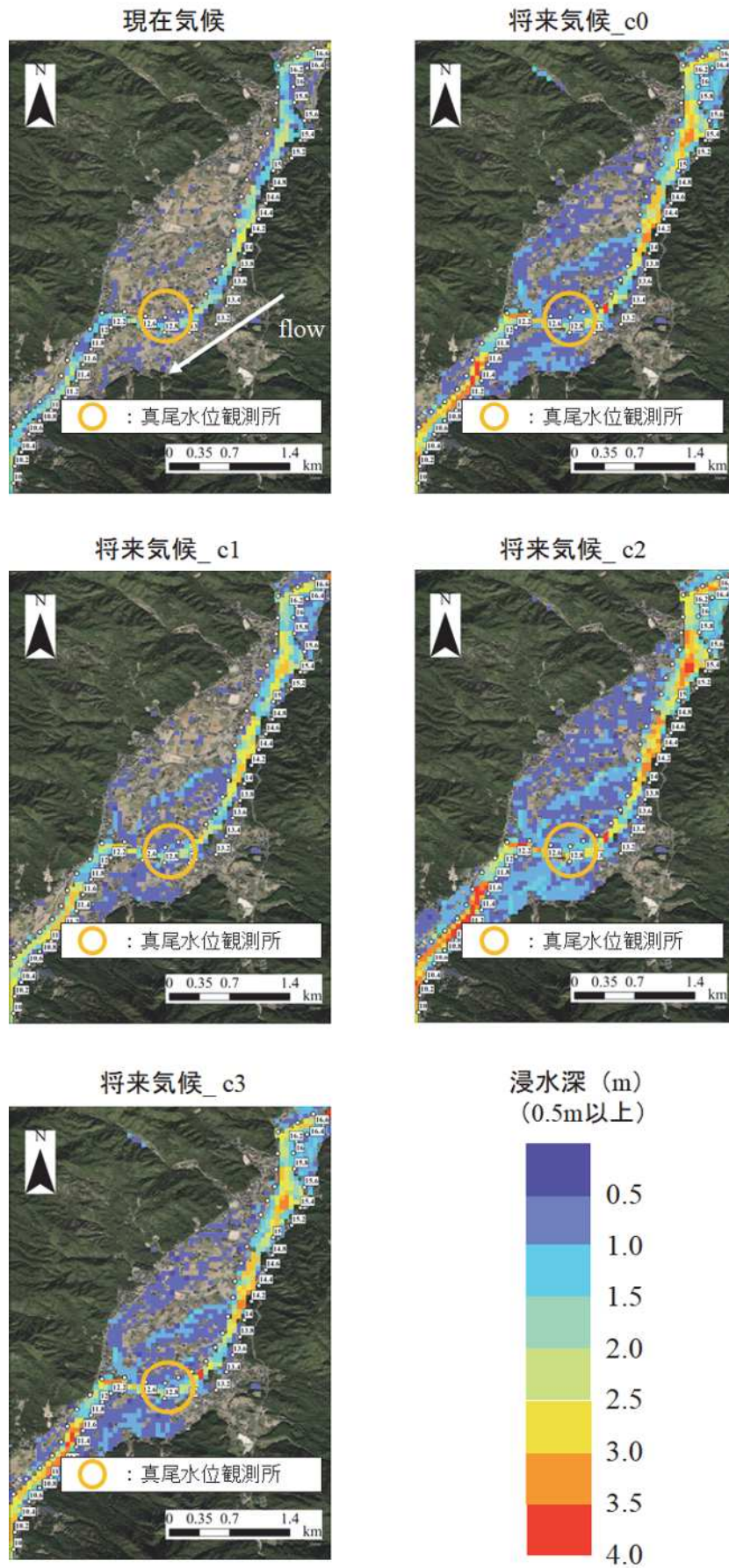


図-6.2.12 現在気候と将来気候の氾濫水深コンター  
 (浸透深+0.5 m 以上) (真尾水位観測所付近)

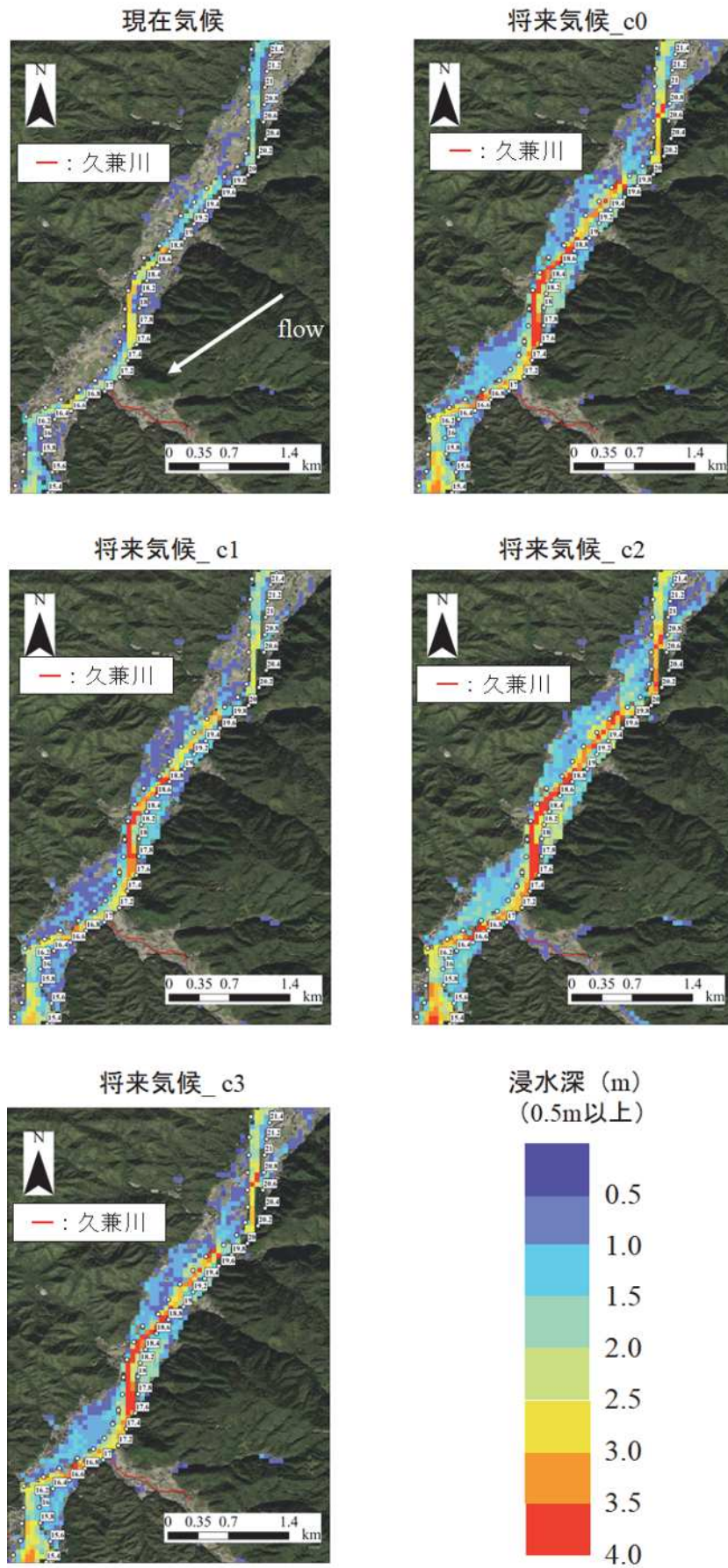


図-6.2.13 現在気候と将来気候の氾濫水深コンター  
(浸透深+0.5 m 以上) (久兼川合流部付近)

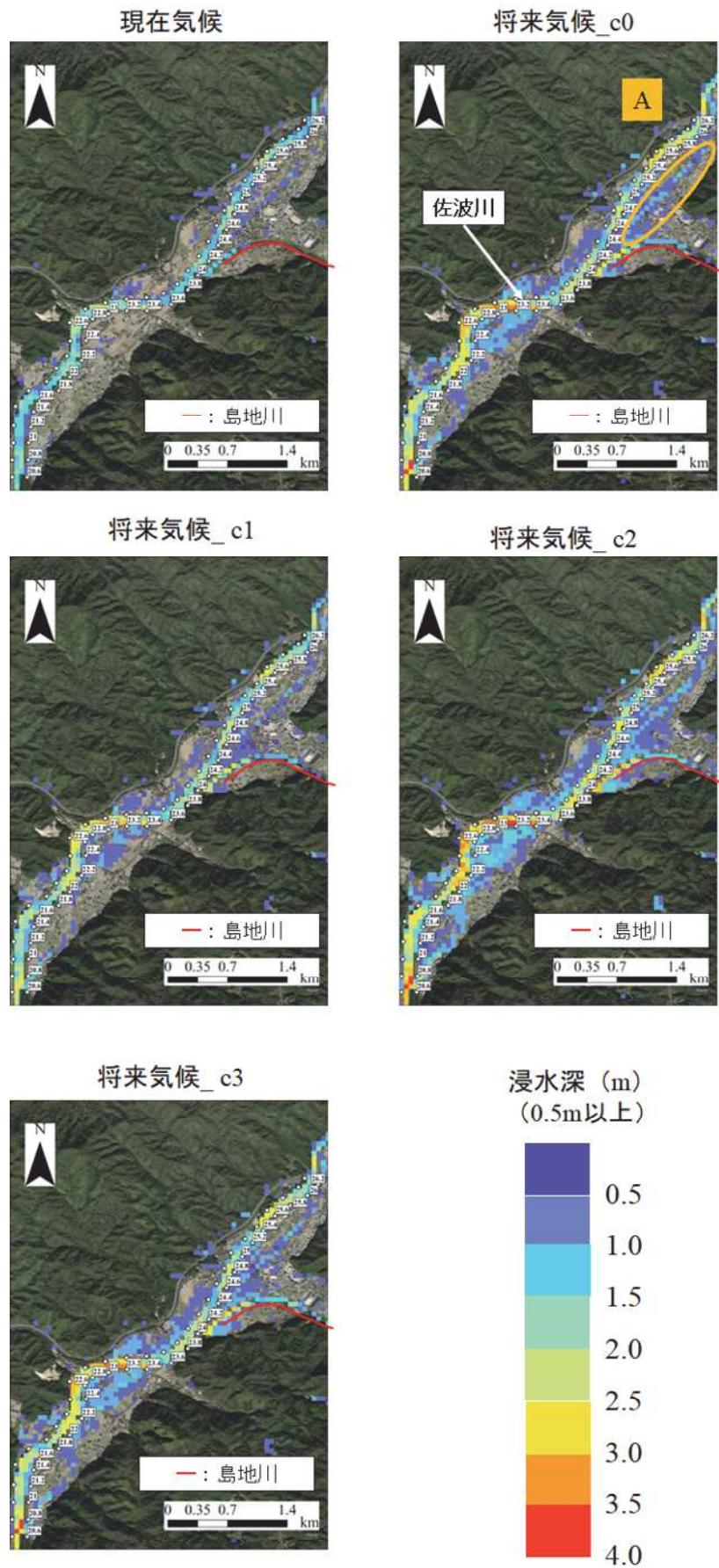


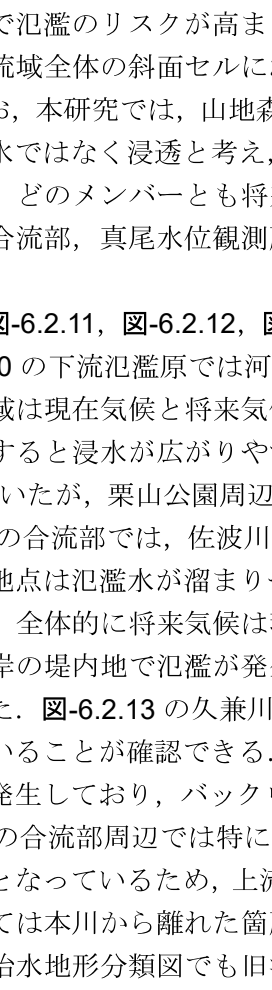
図-6.2.14 現在気候と将来気候の氾濫水深コンター (浸透深+0.5 m 以上) (島地川合流部付近)

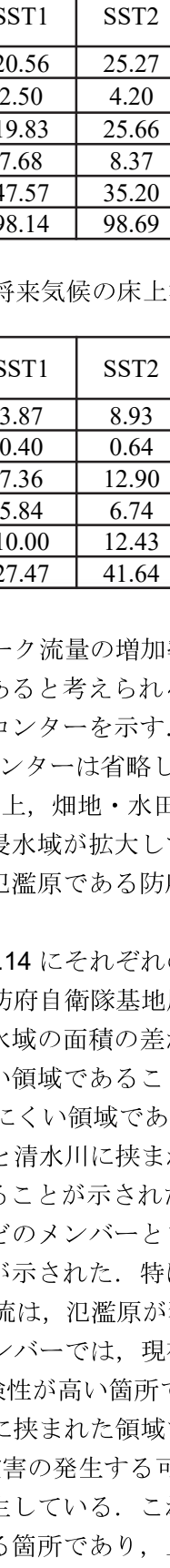
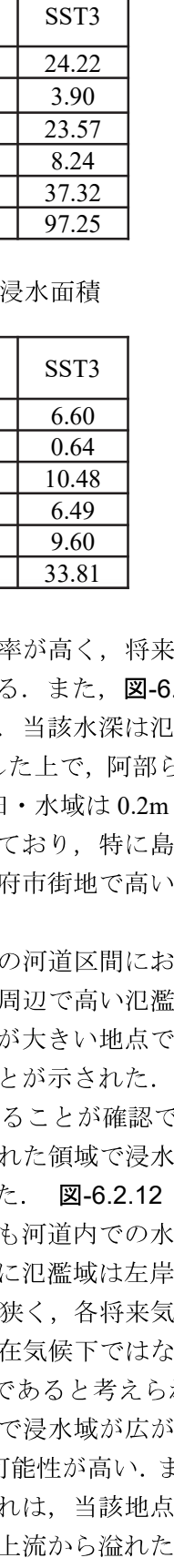
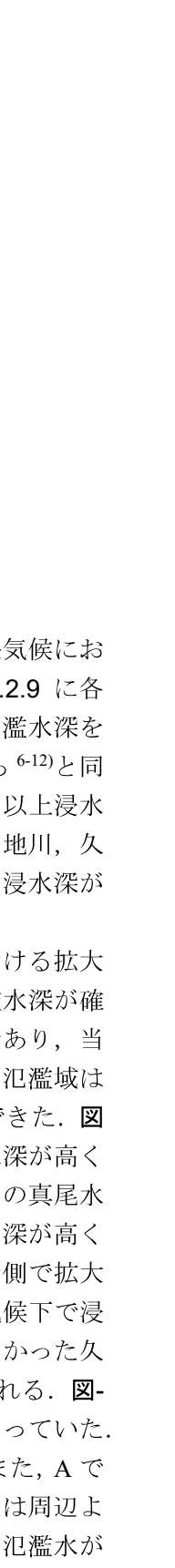

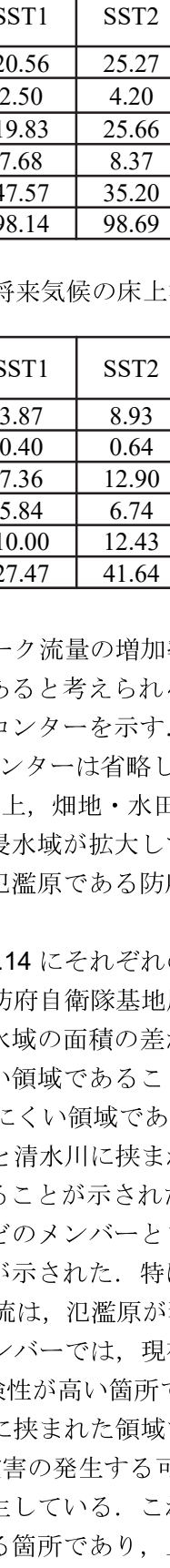
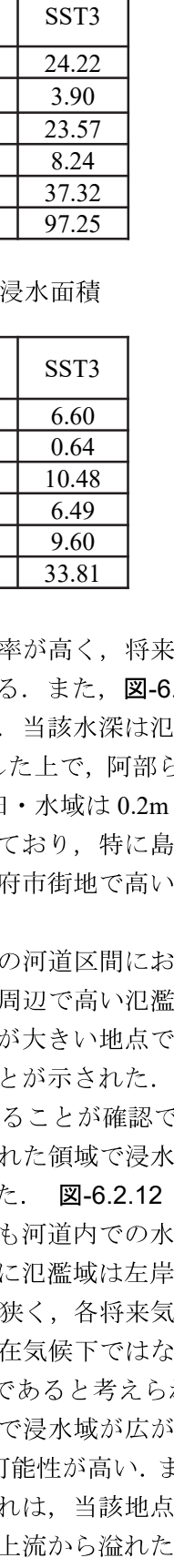
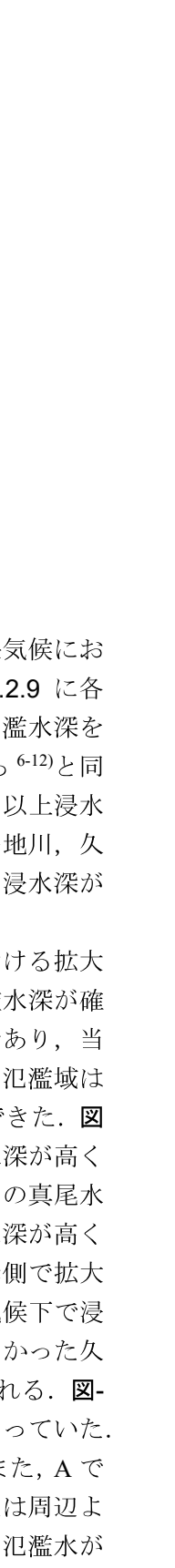

表-6.2.5 各土地利用における現在気候と将来気候の浸水面積

浸水面積 (km <sup>2</sup> ) (浸透深+0.1m以上)	現在気候	SST0	SST1	SST2	SST3
都市	18.79	24.64	20.56	25.27	24.22
畑地	2.21	2.82	2.50	4.20	3.90
水田	14.69	22.71	19.83	25.66	23.57
水域	6.75	8.02	7.68	8.37	8.24
山地森林	37.15	41.13	47.57	35.20	37.32
合計	79.57	99.31	98.14	98.69	97.25

表-6.2.6 各土地利用における現在気候と将来気候の床上浸水面積

床上浸水面積 (km <sup>2</sup> ) (浸透深+0.5m以上)	現在気候	SST0	SST1	SST2	SST3
都市	2.70	6.12	3.87	8.93	6.60
畑地	0.33	0.47	0.40	0.64	0.64
水田	3.64	10.04	7.36	12.90	10.48
水域	5.03	6.40	5.84	6.74	6.49
山地森林	6.49	10.07	10.00	12.43	9.60
合計	18.19	33.09	27.47	41.64	33.81

1.29 倍増加していた。堀水位観測所は水位の増加量やピーク流量の増加率が高く、将来気候における降雨量の増加で氾濫のリスクが高まりやすい箇所であると考えられる。また、-6.2.9 に各メンバーにおける流域全体の斜面セルにおける最大水深コンターを示す。当該水深は氾濫水深を意味している。なお、本研究では、山地森林の浸水深のコンターは省略した上で、阿部ら<sup>6-12)</sup>と同様に土層厚分は浸水ではなく浸透と考え、都市は0.1 m 以上、畑地・水田・水域は0.2m 以上浸水区域を示している。どのメンバーとも将来気候において浸水域が拡大しており、特に島地川、久兼川、清水川との合流部、真尾水位観測所付近、下流の氾濫原である防府市街地で高い浸水深が確認された。

また、-6.2.10、-6.2.11、-6.2.12、-6.2.13、-6.2.14 にそれぞれの河道区間における拡大図を示す。-6.2.10 の下流氾濫原では河口域の氾濫原や防府自衛隊基地周辺で高い氾濫水深が確認された。当該領域は現在気候と将来気候で特に床上浸水域の面積の差が大きい地点であり、当該地点は一度氾濫すると浸水が広がりやすく溜まりやすい領域であることが示された。氾濫域は特にc2で拡大していたが、栗山公園周辺は浸水が起りにくい領域であることが確認できた。-6.2.11 の清水川との合流部では、佐波川と山陽自動車道と清水川に挟まれた領域で浸水深が高くなっており、当該地点は氾濫水が溜まりやすい地形であることが示された。-6.2.12 の真尾水位観測所周辺では、全体的に将来気候は現在気候に比べどのメンバーとも河道内での水深が高くなっており、左右岸の堤内地で氾濫が発生していることが示された。特に氾濫域は左岸側で拡大することが示された。-6.2.13 の久兼川の合流部の上下流は、氾濫原が狭く、各将来気候下で浸水深が高くなっていることが確認できる。特に、c2のメンバーでは、現在気候下ではなかった久兼川周辺の氾濫も発生しており、バックウォーターの危険性が高い箇所であると考えられる。-6.2.14 の島地川との合流部周辺では特に島地川と佐波川に挟まれた領域で浸水域が広がっていた。当該地点は市街地となっているため、上流域で特に人的被害の発生する可能性が高い。また、Aで囲んだ領域については本川から離れた箇所で浸水深が発生している。これは、当該地点は周辺よりも標高の低く、治水地形分類図でも旧河道が通っている箇所であり、上流から溢れた氾濫水が当該地点まで流下したためと考えられる。そのため、当該地点は佐波川本川上流からの氾濫水や、島地川からバックウォーターなどの影響で生じた氾濫水などが集まりやすい地点であり、対策が

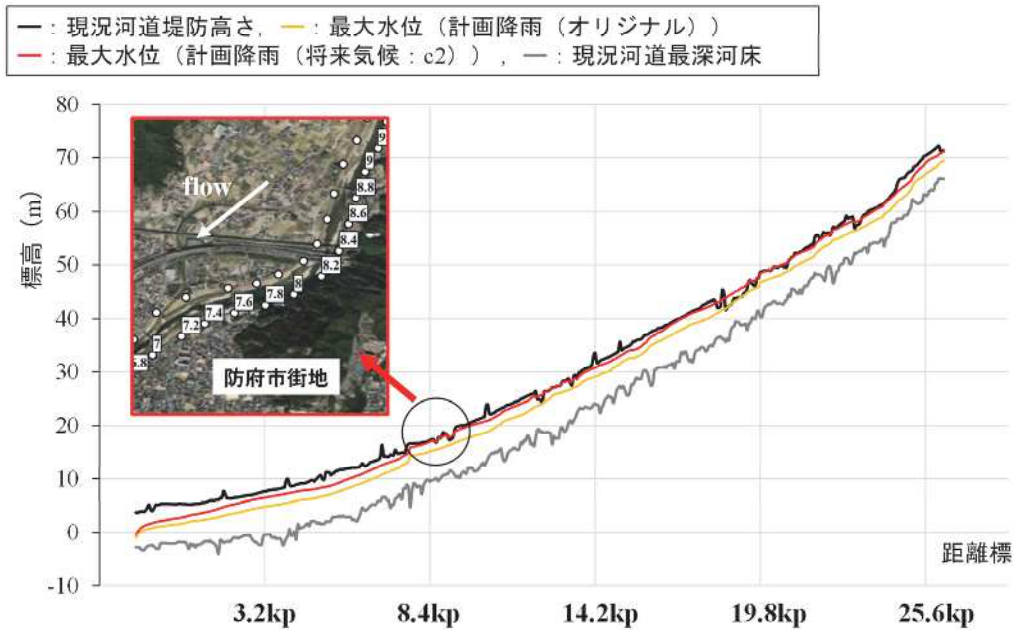


図-6.2.15 現況計画降雨と将来気候下の計画降雨での各河川セルにおける最大水位の縦断図

必要な地点であると思われる。

表-6.2.5, 表-6.2.6 に各メンバーにおける, 土地利用ごとの浸水面積, 床上浸水面積を示す. 当該値も, 各土地利用の浸透深を考慮し, 都市は 0.1 m 以上であった領域を浸水, 0.5 m 以上の領域を床上浸水, 畑地・水田・水域は 0.2 m 以上であった領域を浸水, 0.6 m 以上であった領域を床上浸水, 山地森林は, 0.6 m 以上であった領域を浸水, 1 m 以上であった領域を床上浸水として面積をまとめている. 結果を比較すると, 将来気候は現在気候よりも浸水面積が増加しており, 住居の割合が他の土地利用に比べて高い, 都市, 畑地, 水田における浸水面積を比較すると, c0~c3 でそれぞれ, 1.41 倍, 1.20 倍, 1.54 倍, 1.45 倍拡大しており, 特に c2 で浸水面積が増加していることが確認できた. また, 床上浸水面積は, 都市, 畑地, 水田の土地利用でそれぞれ 2.49 倍, 1.74 倍, 3.37 倍, 2.66 倍広がっており, 佐波川流域では将来気候において水害リスクが増加することが示された. また, 図-6.2.15 は, 現況と比較して最も氾濫域が拡大した c2 のメンバーにおける, 実断面を入力した各河道セルの最大水位と, 現在気候下での最大水位の縦断図である. 縦断図を見ると, 現在気候下では各セルのピーク水位はほとんどが堤防高さを下回っているが, 将来気候下では, 堤防高さを上回る水位が確認できる. 特に, 8.4kp より上流の多くの地点で外水氾濫が発生していた. 一方で, 8.4kp より下流の, 防府市街地と隣接する河道区間では最大水位は堤防高さを上回っていない. このことから, 将来気候においては, 防府市街地より上流地点で特に外水氾濫のリスクが高まることが示された.

### 6.3 河道整備および森林整備による将来気候の水害リスクの低減効果の検討

前節より, 佐波川流域では, 将来気候によって水害リスクが増加することが示唆された. 本節では, 佐波川流域において流域治水対策として行われる予定の河道整備 (築堤・掘削) や森林整備 (国有林・私有林における植栽, 間伐, 森林土壌の育成等) が水害リスクの低減に及ぼす影響を検討した.

#### 6.3.1 河道整備が将来気候の水害リスクの低減に及ぼす影響予測

##### (1) 佐波川流域の気候変動に備えた河道整備計画について

佐波川流域では, 令和元年東日本台風以降, 流域全体で事前防災対策として流域治水プロジェ



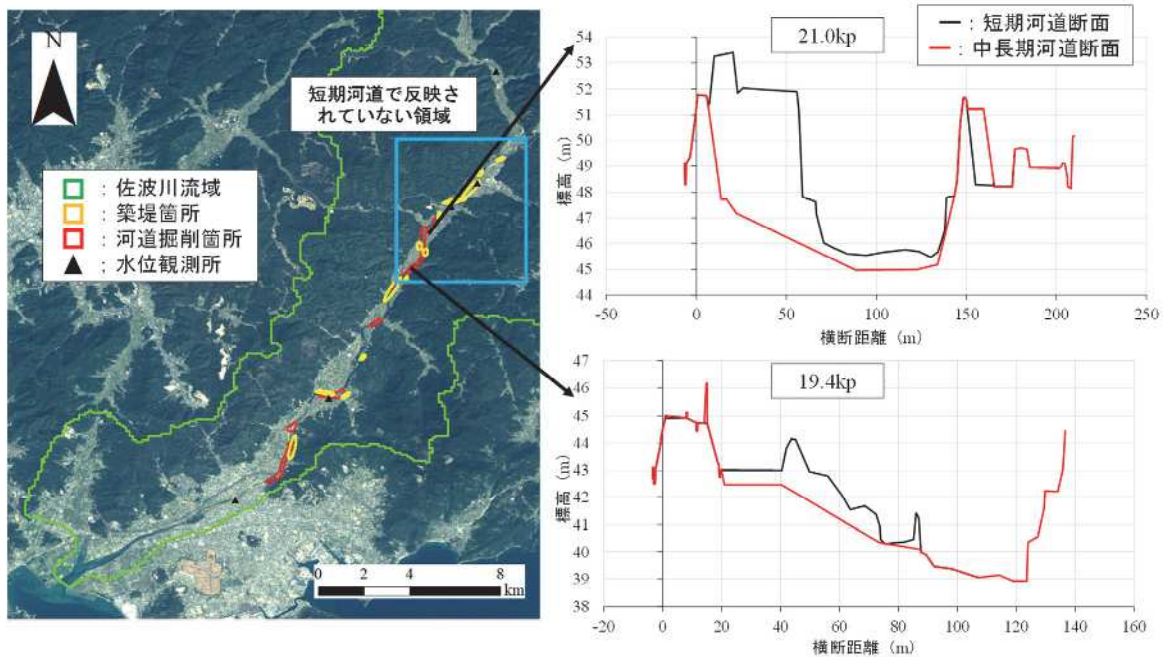


図-6.3.1 流域治水プロジェクトで策定された河道整備（築堤・掘削）区間  
および河道整備前後の断面図

クトが策定されている<sup>6-13</sup>。当該プロジェクトのうち、氾濫をできるだけ防ぐ・減らすための対策として、河道掘削、堤防整備、支川処理、橋梁架替、固定堰の改築、防潮堤の整備などの河川整備（以下、計画河道と称す）が計画されている。

計画河道は短期河道と中長期河道に分けられており、短期河道断面は令和1年に実施した測量断面をベースとして、佐波川の7.7kpに存在する総合堰より下流は令和4年までに実施した掘削工事を反映した断面、総合堰より上流の7.7kp～12.0kpは、令和1年から令和4年に実施した工事を反映した断面、そして12.2kpより上流は整備計画の掘削断面を反映した断面となっており、令和4年までに計画されている河道整備が反映された河道断面である。中長期河道断面は、上記短期河道断面に令和4年以降実施する予定の河道掘削や築堤などの整備計画を反映した河道断面である。図-6.3.1に上記河道整備内容のうち、築堤と掘削が行われる予定の区間および河道整備前後の断面図を比較した例を示す。本検討では、これらの断面情報および前節で使用したRRIモデルを用いて、将来河道断面における水害リスクの変化を検討した。

## (2) 解析方法

国土交通省から提供いただいた佐波川直轄河道区間における将来河道断面図を元に、本研究では以下の手順で地形を作成した。[1] 各距離標における短期河道、中長期河道の断面を元に、iRICを用いて各距離標間が線形補間された地形標高ラスタを作成、[2] 5章3節と同様に、RRIモデルの直轄河道セル位置における横断線上で、標高データを抽出、[3] 抽出した各横断面を、RRIモデルに入力用のファイルに変換。図-6.3.2に短期河道、中長期河道そして令和1年に計測された現況河道の標高コンター図およびRRIモデルの河道セル位置における最深河床縦断図を示す。現況河道は、令和1年の11月に計測された河道であり、短期河道は、赤丸で示した範囲において、現況河道撮影時期から令和4年までに実施された河道整備計画断面が反映されている。中長期河道は、短期河道からさらに工事予定の断面が反映されている。現況河道で最深河床が深くなっている箇所が多くみられるが、これは、現況地形が航空レーザー測深で得られた地形であるのに対して、短期河道と中長期河道の地形は横断測量の結果から各断面間を線形補間して作成しており、作成する過程で、最深河床が均されてしまうことが原因と考えられる。しかし19.0kpより上流では、中長期河道で大きく掘削されている区間があり、将来河道における河道掘削の様子が反映さ

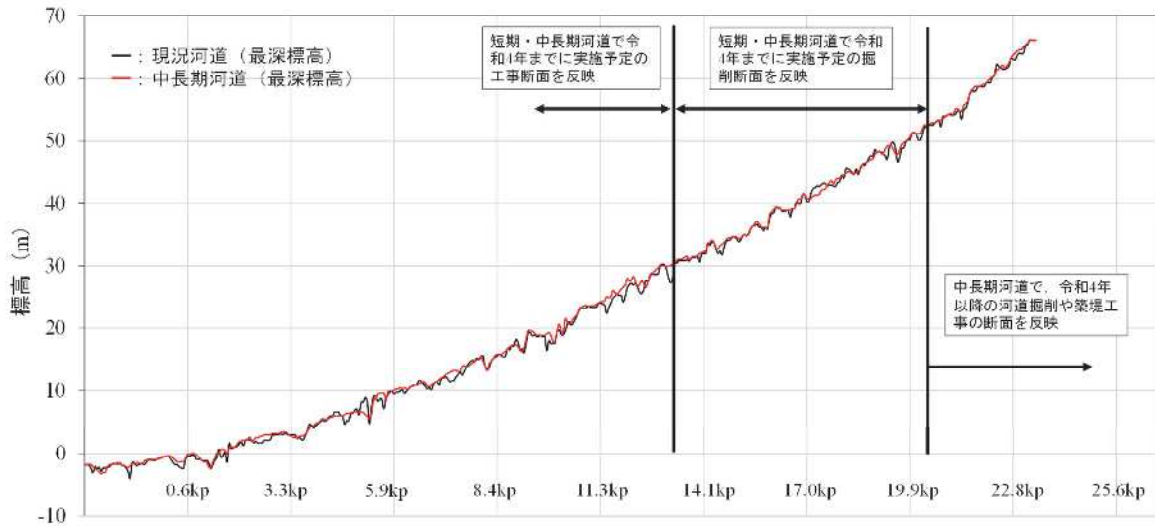
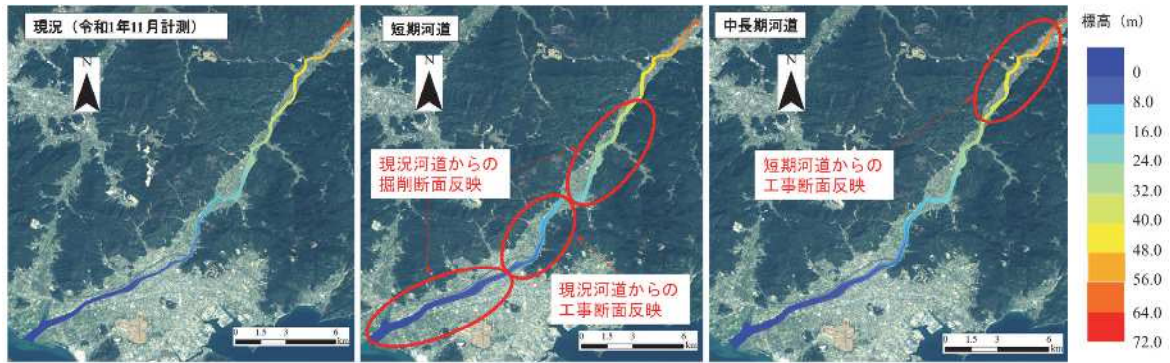


図-6.3.2 各河道断面の標高コンターおよび最深河床縦断面図

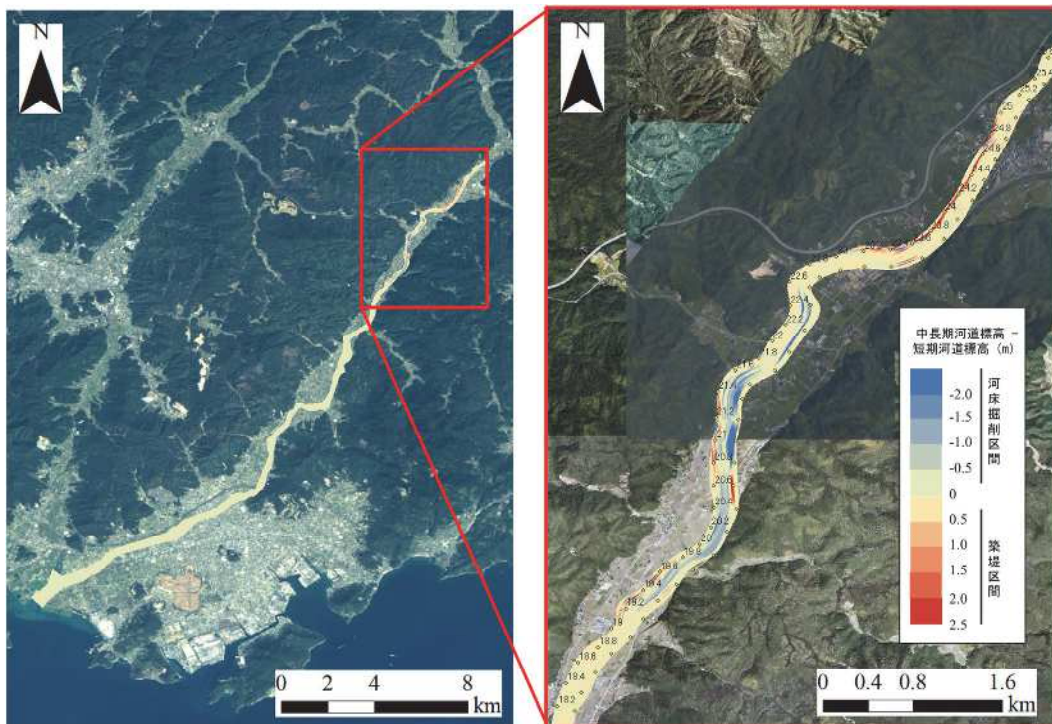


図-6.3.3 中長期河道の河道整備区間および短期河道との差分コンター

れていることが確認できる。図-6.3.3 に中長期河道の地形から短期河道の地形を差し引いたコンターを示す。地形を作成したところ、19.0kp より下流区間では両者に大きな差がみられないが、

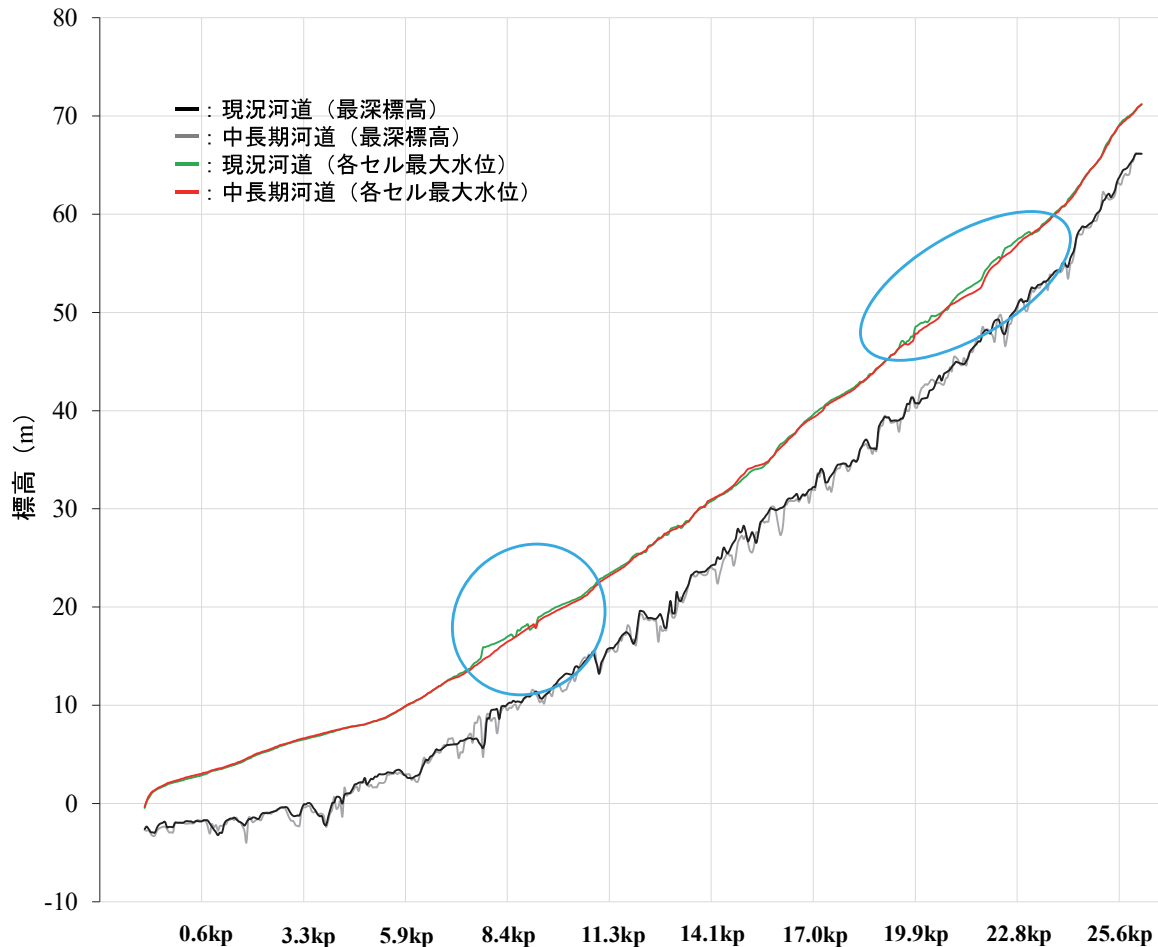


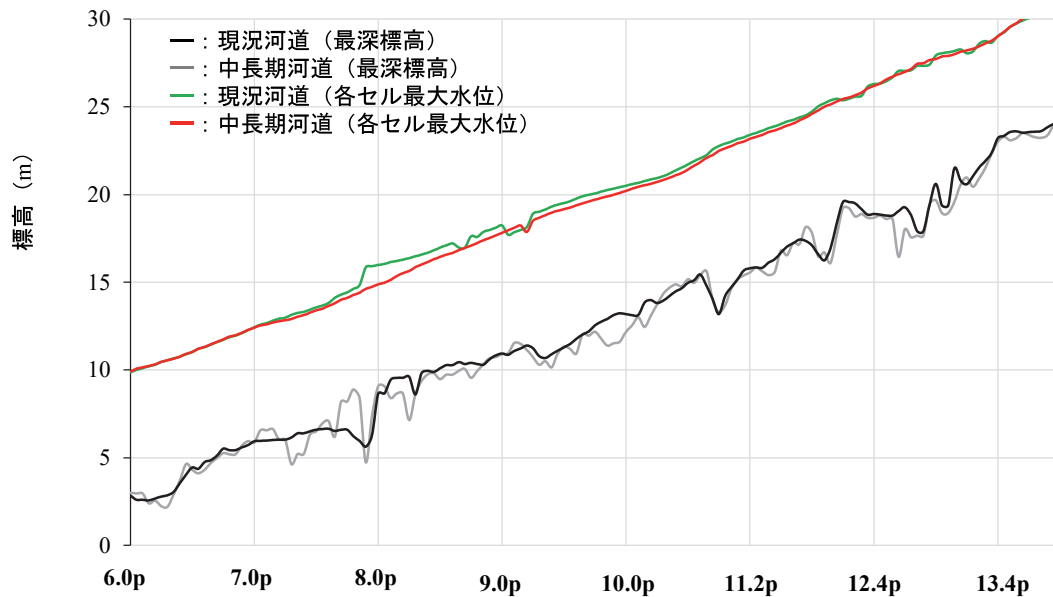
図-6.3.4 各ケースにおける最深河床標高および各地点の最大水位縦断面図

19.0kp から 25.0kp 間で地形に大きな変化がみられる。中長期河道では、短期河道から当該区間でさらに河床掘削や築堤工事が行われる予定であり、寒色の区間で河床掘削、暖色の部分で築堤が行われる箇所を示している。

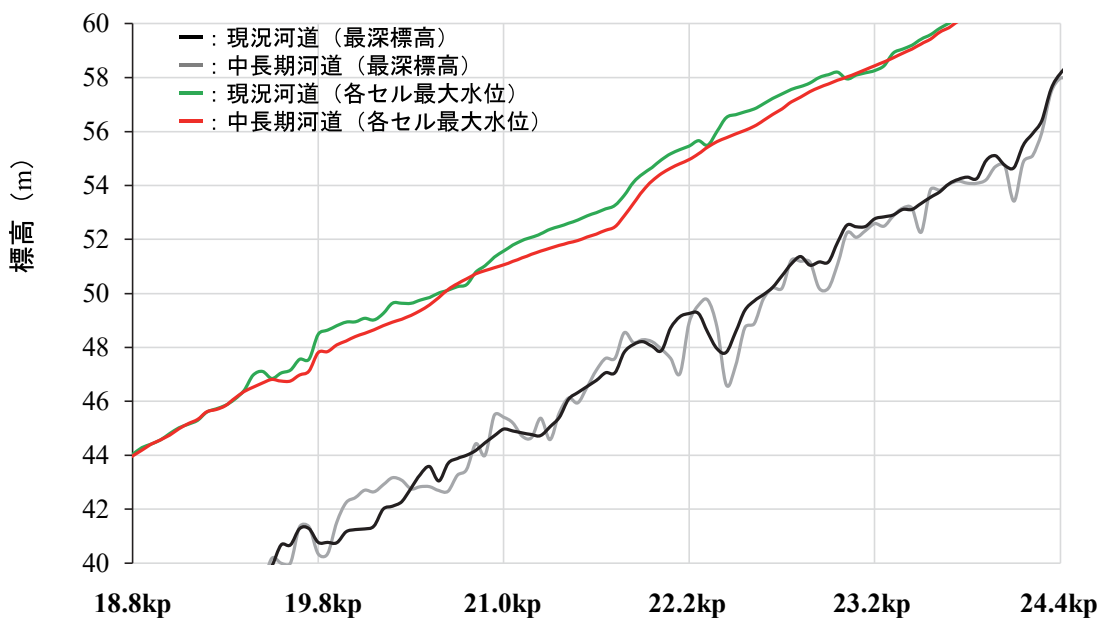
この度の検討では、前章で最も浸水面積の大きかった c2 の将来気候と同一のプロジェクトから国交省直轄河道区間の横断面形状のみを変化させ、中長期河道断面における計算を行い、現況河道における計算結果との比較を行った。

### (3) 解析結果

図-6.3.4 に現況河道、中長期河道での各実河道断面入力セルにおける計算期間内最大水位の縦断面図を示す。現況河道と中長期河道で最大水位に大きな差がみられたのは、青丸で囲んだ、7.2kp～12.0kp、19.0kp～25.0kp の範囲であった。図-6.3.5(a)に 7.2kp～12.0kp の範囲における各断面における各地点の最大水位縦断面図を示す。当該区間では、現況河道が中長期河道より高い水位を示している。これは、現況河道が令和 1 年に実施された航空レーザー測深の測量成果を元に作成されているが、当該区間は航空レーザー測深後に築堤や河床掘削が行われ、中長期河道では工事後の断面が反映されており、河道掘削の効果が表れたためと考えられる。図-6.3.5(b)に 19.0kp～25.0kp の範囲における各ケースの最大水位縦断面図を示す。当該区間では、19.0kp～25.0kp の範囲では、河道掘削が行われる予定の中長期河道断面で水位の低下が見られ、将来河道整備実施予定区間において平均 11.17 cm、最大 122 cm、ピーク水位が低下していることが確認された。築堤区間では現況よりも河道幅が狭くなっていたため、約 53.37 cm 水位が上昇していた。また、図-6.3.6 に下流氾濫原の現況河道と中長期河道の浸水面積のコンター図、図-6.3.7 に 6.0kp～11.4kp、図-6.3.8 に 10.4kp～16.4kp、図-6.3.9 に 15.4kp～21.4kp、図-6.3.10 に 20.6kp～26.2kp 周辺の現況河道



(a) 7.2kp～12.0kp 周辺の最深河床コンターおよび各地点の最大水位縦断面図



(b) 19.0kp～25.0kp 周辺の最深河床コンターおよび各地点の最大水位縦断面図

図-6.3.5 水位差が大きかった地点の最深河床コンターおよび各地点の最大水位縦断面図

と中長期河道の浸水面積のコンター図を示す。浸水域を確認したところ、中長期河道断面は、現況河道断面と比較して、都市、畑地、水田の土地利用における床上浸水面積が減少している箇所が見られ、特に下流の 6.0kp～11.4kp 付近で浸水深の低下効果が確認された。また、流域全体での、畑地、水田、都市の土地利用における床上浸水面積を比較すると、現況河道は、22.47 km<sup>2</sup>、中長期河道は、19.28 km<sup>2</sup>であり、中長期河道で床上浸水が発生した領域が現況よりもおよそ 14%減少していた。また、同様の土地利用における 1m 以上の浸水深が確認された領域は、現況河道で 6.81 km<sup>2</sup>、中長期河道で、4.99 km<sup>2</sup>であり、27%の浸水域の減少が確認された。以上の結果より、外水氾濫は発生するものの、将来河道断面における河床掘削や築堤の影響によって、特に下流側の氾濫水深が抑えられ、氾濫リスクが低減されることが明らかとなった。

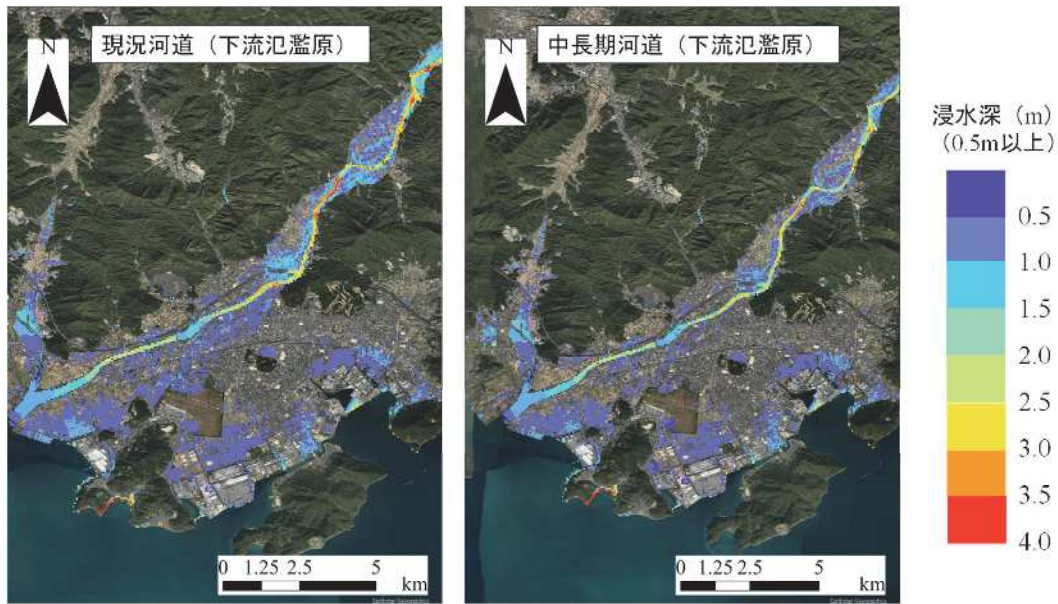


図-6.3.6 下流氾濫原周辺の浸水深コンター（現況と中長期河道）

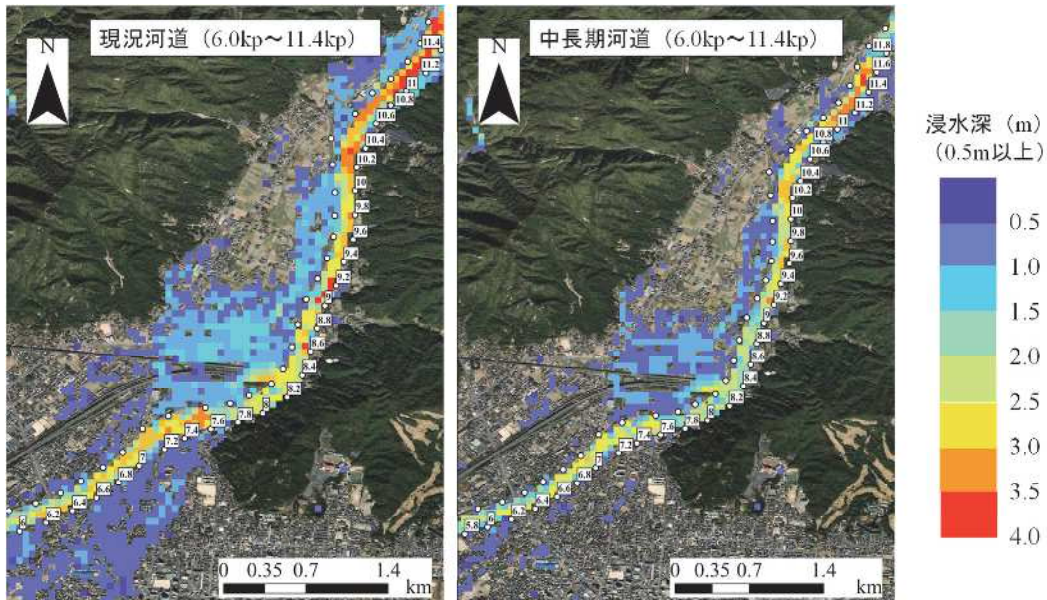


図-6.3.7 6.0kp～11.4kp 周辺の浸水深コンター（現況と中長期河道）

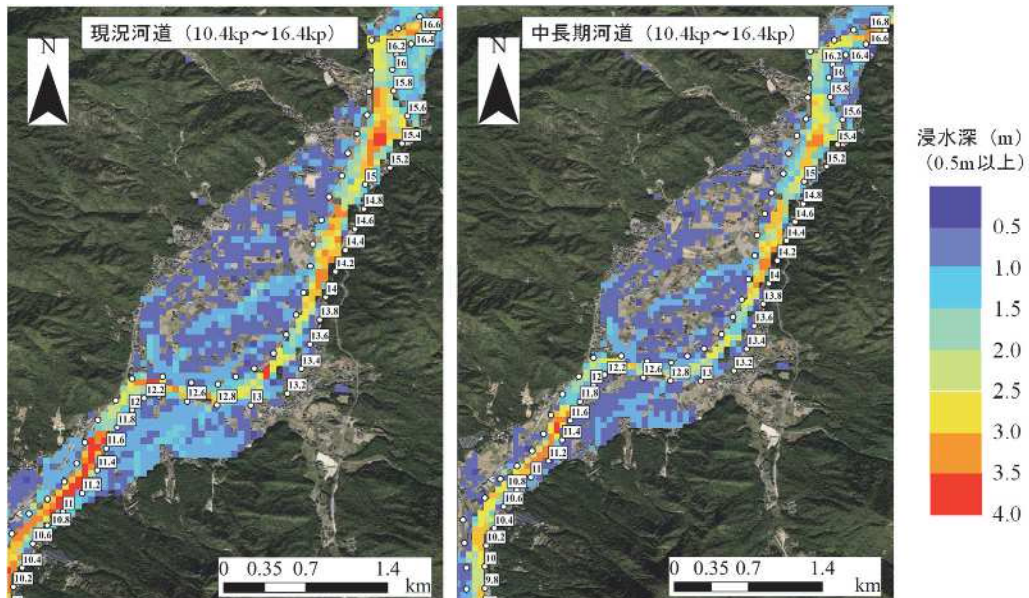


図-6.3.8 10.4kp～16.4kp 周辺の浸水深コンター（現況と中長期河道）

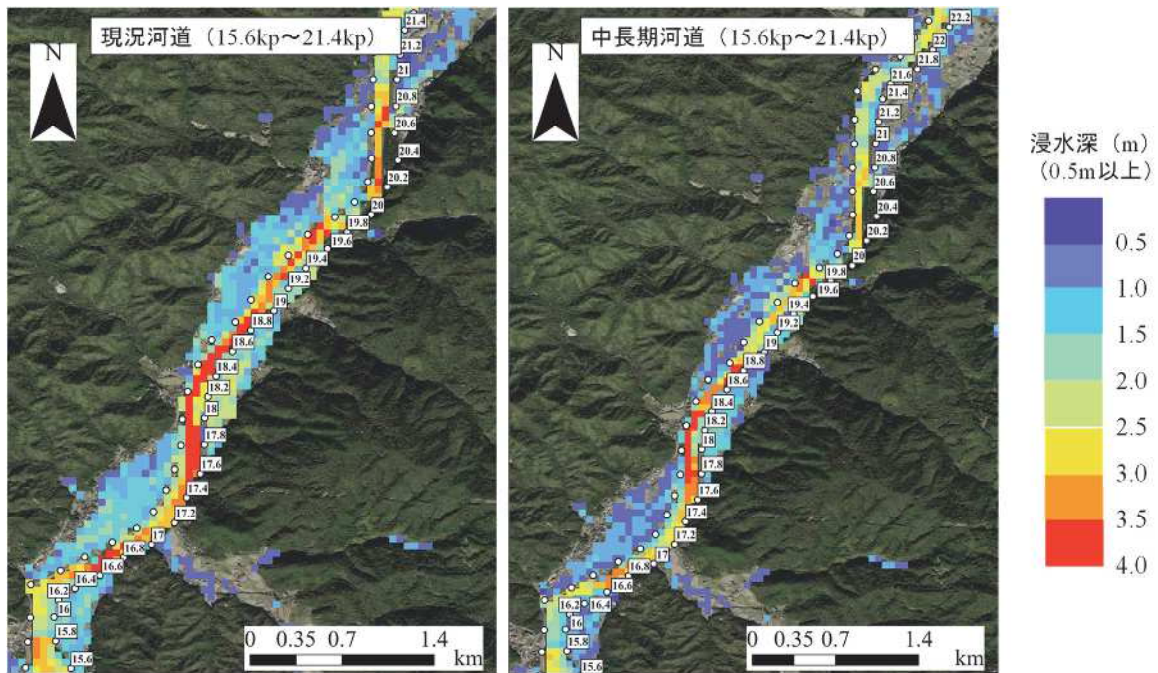


図-6.3.9 15.6kp～21.4kp 周辺の浸水深コンター（現況と中長期河道）

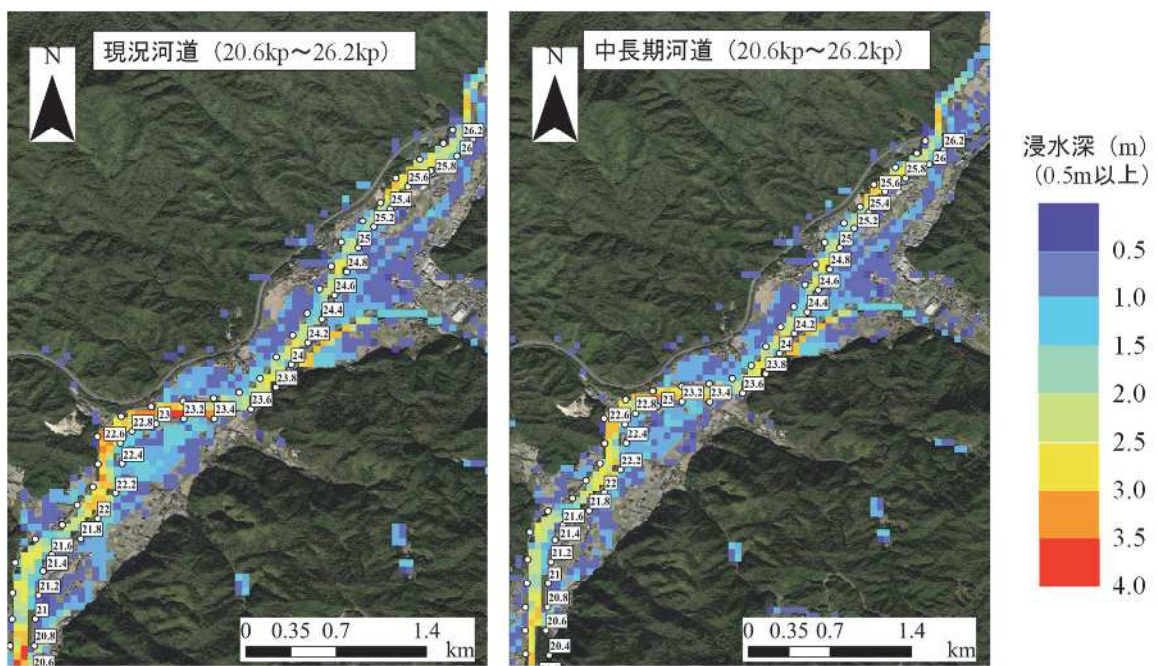


図-6.3.10 20.6kp～26.2kp 周辺の浸水深コンター（現況と中長期河道）

### 6.3.2 森林整備が将来気候の水害リスクの低減に及ぼす影響予測

#### (1) 佐波川流域の気候変動に備えた森林整備計画について

国交省の策定した 佐波川水系流域治水プロジェクトでは、氾濫をできるだけ防ぐ・減らすための対策として、全項の河道整備に加え、治山事業の推進及び森林の整備、保全を計画している。森林には、河川増水量の急激な上昇を軽減する機能である洪水緩和機能と無降水時に河川水を枯渇させることなく安定的に供給する機能である水資源貯留機能があり両者を合わせて水源涵養機能と呼ぶ。上記プロジェクトでは、森林整備によって佐波川流域の水源涵養機能を高めることを目指しており、自然環境が有する多様な機能をインフラ整備に活用する、いわゆるグリーンイン

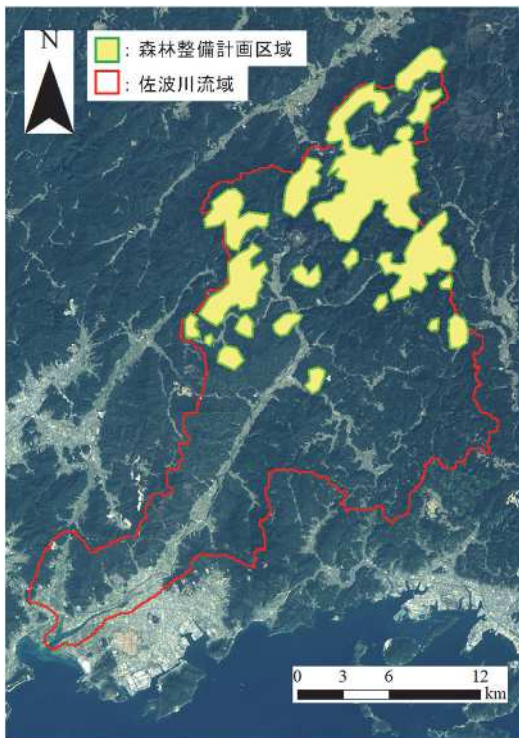


図-6.3.11 森林整備計画区域

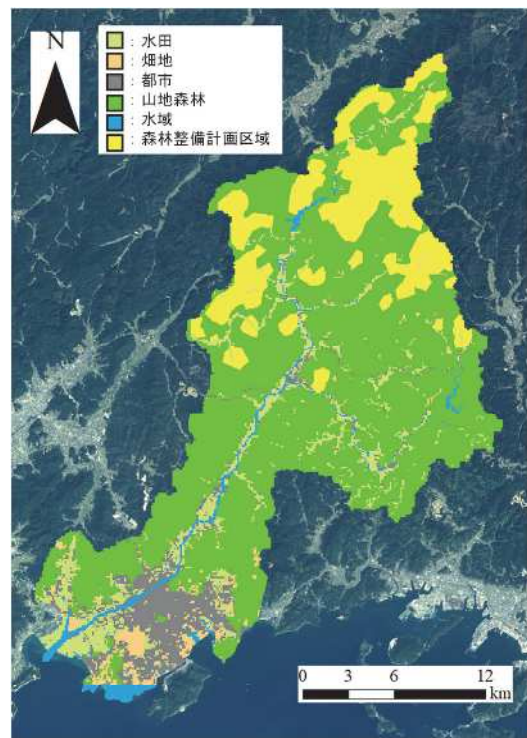


図-6.3.12 土地利用コンター

フラの一つとして計画されている。具体的な森林整備の内容に関する文献は見つからなかったが、森林整備内容には、代表的なものとして人工造林、下刈り、枝打ち、間伐があり、樹木の造成と育成を促す内容となっている。本検討では、当該森林整備計画に関する情報と既往の研究成果および前節で使用した RRI モデルを用いて、森林整備前後における水害リスクの変化を検討した。

## (2) 解析方法

本章で用いた RRI モデルでは、側方流出のみを考慮しているため、設定したパラメータのうち、山地森林の流出に大きく寄与するのは、飽和水平透水係数と飽和空隙率であると思われる。森林整備後では、樹木数が増え、またその根の領域も増えることが期待されるため、森林整備後は斜面流の速さを支配する飽和水平透水係数が変化すると思われる。一方、飽和空隙率は土層厚のうち、水の流れ道となる空隙の体積量を示しているため、大きく変化するとは考え難い。したがって、この度の検討では、森林整備による飽和水平透水係数の変化に着目して森林整備の効果を検討した。森林整備によって飽和透水係数がどのように変化するかモニタリングした事例は非常に少なかったが、藏本ら<sup>6-14)</sup>は、岡山県の林業試験場竜の口森林利水試験地の南谷と、愛知県の東京大学愛知演習林赤津研究林白坂流域を対象に、伐採直後の期間と、森林が回復した後の期間における日降水量と日雨量を用いて、指数関数型タンクモデルを元に、2 流域における森林回復前後の基底流出の速さを決める係数と最大貯留量を逆推定している。その結果、竜の口南谷では、基底流出の速さを決める係数が 0.3744 から 0.2374、最大貯留量が 20.1 から 33.5 に、白坂では、基底流出の速さを決める係数が 0.0669 から 0.0760、最大貯留量が 219.9 から 211.8 に変化したことを示している。白坂は森林回復後に基底流出の速さを決める係数と最大長流量が減少しているが、これは白坂が花崗岩地質の流域であったことに起因しており、当該地質の流域は植生変化の流出への影響が表れにくいと藏本らは考察している。佐波川流域は主流路の右岸側の多くが花崗岩地質、左岸側の多くが変成岩地質であるため、白坂流域と同様に植生変化の流出の影響が表れにくい流域である可能性が高い。しかし、この度の検討では、森林整備計画の影響が将来最大限に発揮すると仮定して、竜の口南谷の基底流出の速さを決める係数の森林回復前後の変化率を参考に、森林整備後は、前節で設定した飽和水平透水係数 ( $3.0 \times 10^{-2}$ ) が 0.6 倍される ( $1.8 \times 10^{-2}$ ) として

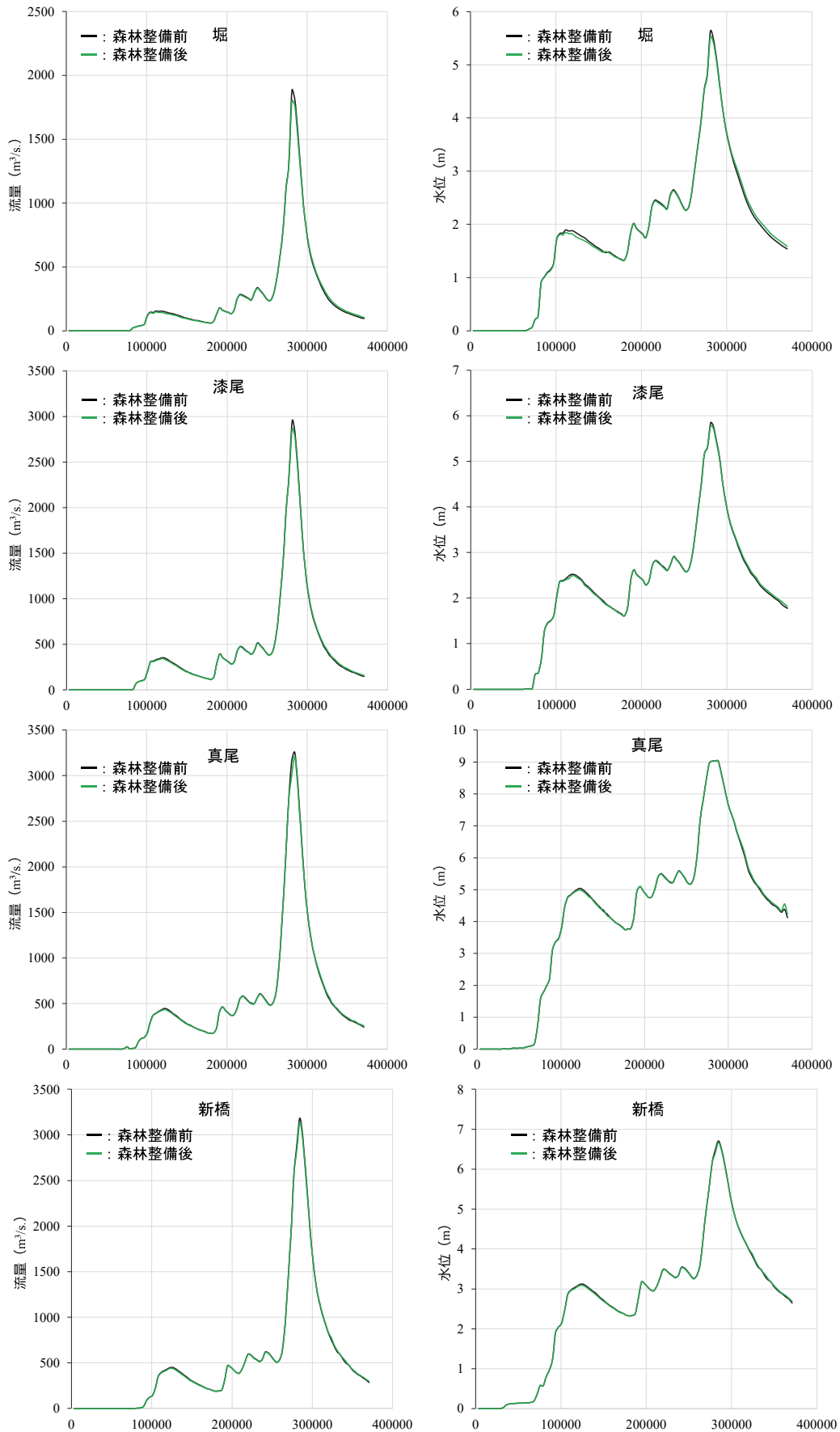


図-6.3.13 各水位観測所の森林整備前後のケースにおける水位と流量の時系列

RRI モデルによる降雨流出氾濫解析を実施した。また、国土交通省は佐波川流域水プロジェクトの位置図にて、今後の森林整備、保全区域を公開している。図-6.3.11 に森林整備、保全が計画さ



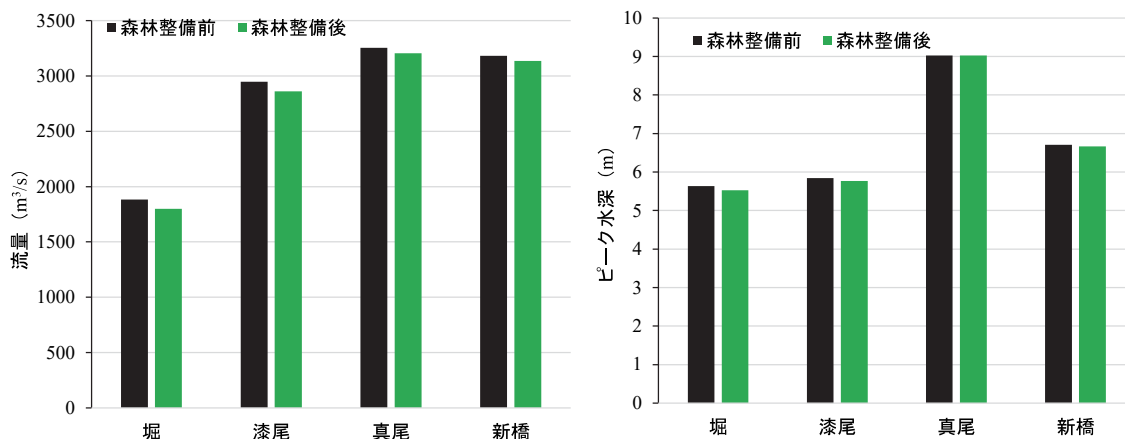


図-6.3.14 各観測所における，森林整備前後のピーク流量およびピーク水深

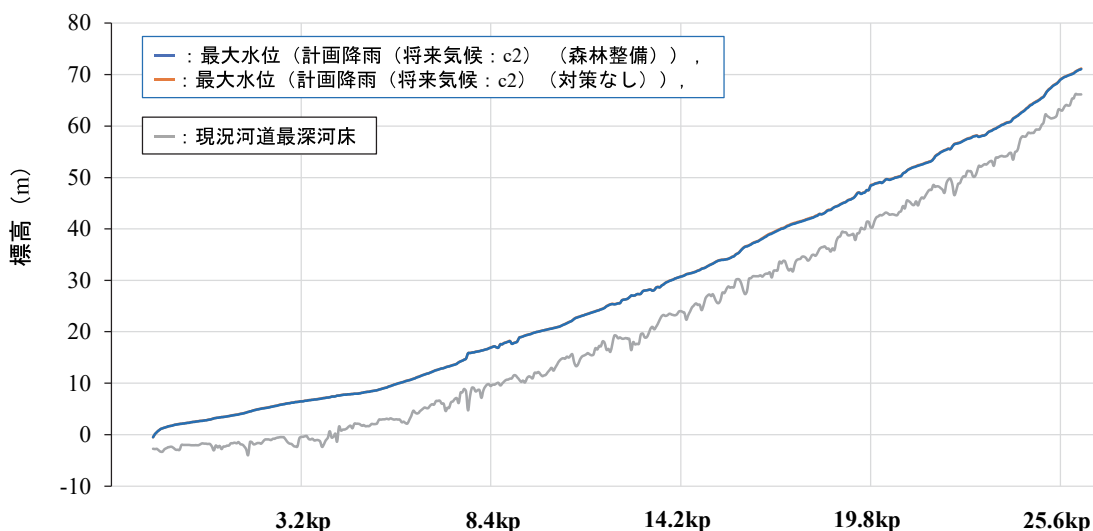


図-6.3.15 森林整備前後の各セルにおける最大水位縦断面図

れている領域を示す。RRI モデルによる検討では，前節における RRI モデルの山地森林の土地利用のうち，当該領域に含まれる領域を森林整備区域とし，元が山地森林のパラメータである森林整備区域の透水係数の値のみを上記の値に変化させて解析を実施した。図-6.3.12 にこの度の検討で入力した土地利用のコンターを示す。それぞれ，前節で使用したモデルに入力したデータと比較して，都市，畑地，水田，水域の土地利用割合は変化しないが，山地森林の約 19.7%の領域が森林整備区域となっていた。

### (3) 解析結果

図-6.3.13 に佐波川直轄河道区間の各水位観測所における森林整備前後における水位と流量の時系列を示す。各観測所とも，森林整備後は森林整備前よりも水位と流量のピークが減少していることが示された。しかし減少した流量の割合はピーク流量の 1.5~4.3%程度であり，大きな効果は得られなかった。図-6.3.14 に各観測所における，森林整備前後のピーク流量およびピーク水深を示す。上流に位置する観測所ほど，森林整備の効果が表れる傾向が確認された。これは，森林整備によって，上流に位置する山地森林の透水係数が低下することにより，流出が遅れ，降雨から流出までの応答が早い上流でその効果が表れたためと考えられる。また，図-6.3.15 に対策が無かった場合と，森林整備を行った場合とのピーク水位の縦断面図を示す。また，縦断面図を比較するとほとんど森林整備前後で変化は見られず，ピーク水位が最大 15 cm 低減することが示された中長期河道の検討と同様，図-6.3.16 に下流氾濫原の現況河道と中長期河道の浸水面積のコンター図，図-6.3.17 に 6.0kp~11.4kp，図-6.3.18 に 10.4kp~16.4kp，図-6.3.19 に 15.4kp~21.4kp，図-6.3.20

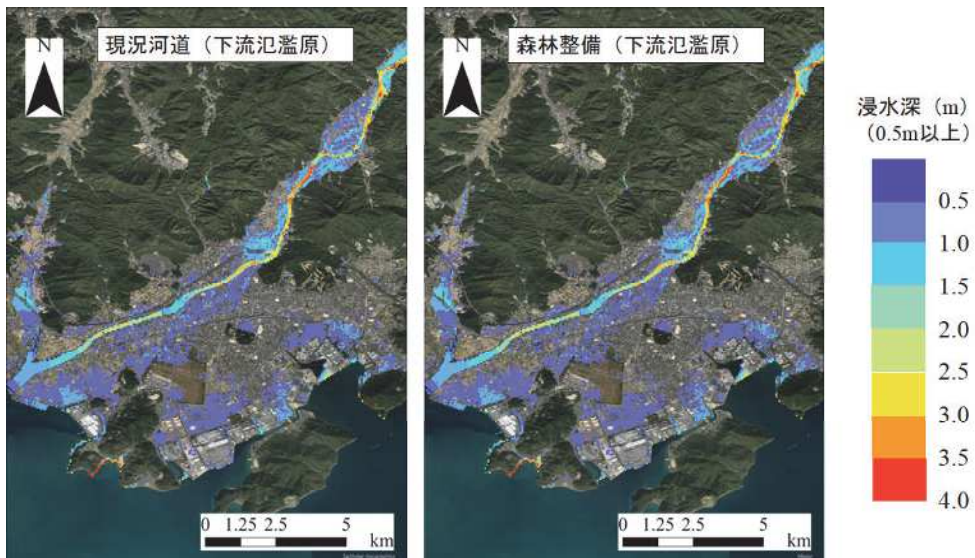


図-6.3.16 下流氾濫原周辺の浸水深コンター（現況と森林整備）

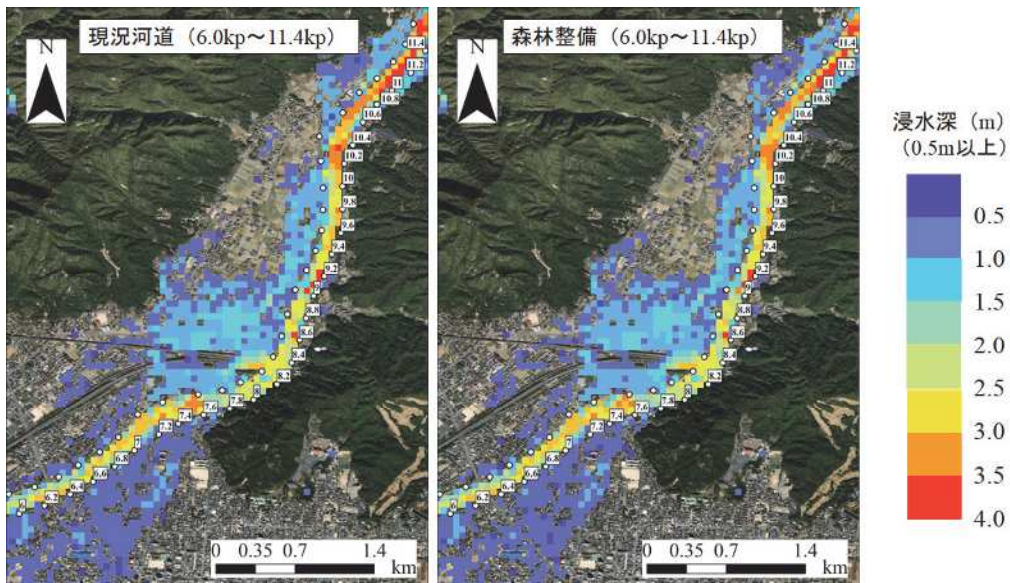


図-6.3.17 6.0kp～11.4kp 周辺の浸水深コンター（現況と森林整備）

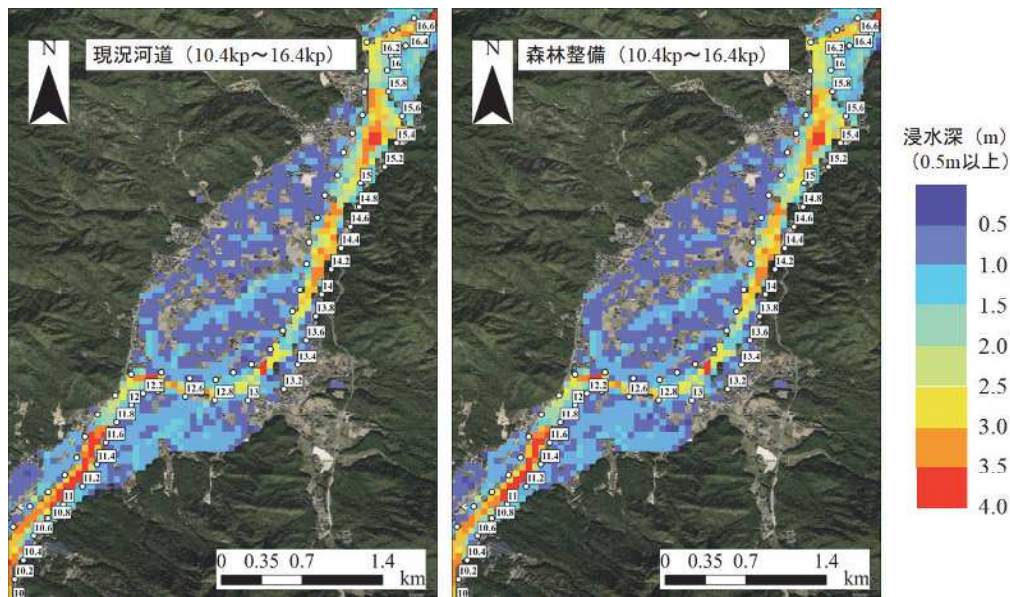


図-6.3.18 10.4kp～16.4kp 周辺の浸水深コンター（現況と森林整備）

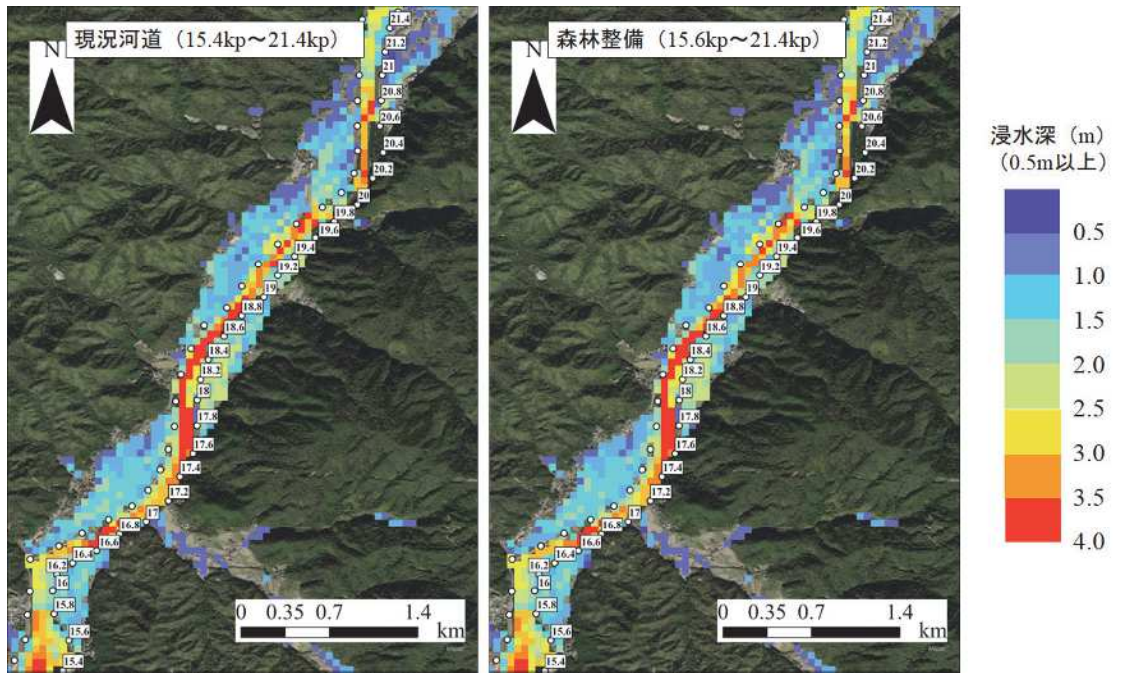


図-6.3.19 15.6kp~21.4kp 周辺の浸水深コンター（現況と森林整備）

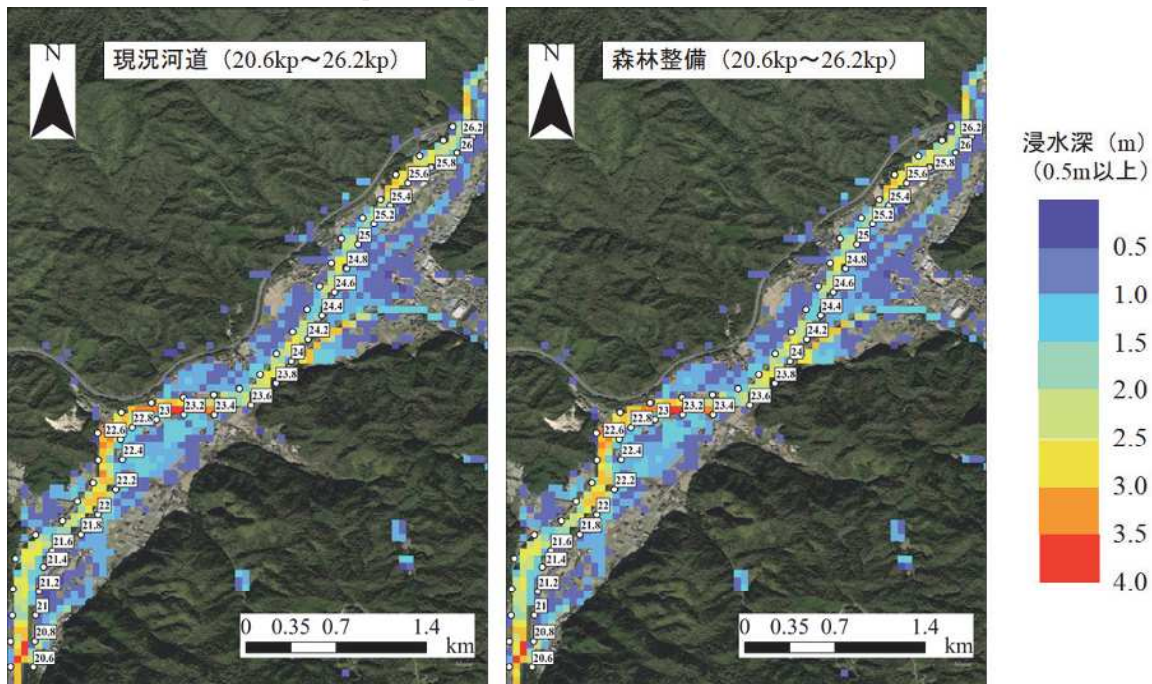


図-6.3.20 20.6kp~26.2kp 周辺の浸水深コンター（現況と森林整備）

に 20.6kp~26.2kp 周辺の現況河道と中長期河道の浸水面積のコンター図を示す。コンターを見ると、森林整備前後で氾濫域はほとんど変化せず、床上浸水や 1 m 以上の浸水域はそれぞれ 4%と 5%減少することが示された。

以上の検討より、計画河道が完成した場合および森林整備ともに、水害リスクを低減することが示されたが、特に計画河道でその効果が大きいことが示された。また、下流より上流区間で森林整備の効果が表れることが示され、流域治水対策によって効果が表れる領域が異なることが示唆された。いずれの検討でも、防府市街地より上流では、佐波川本川からの外水氾濫が発生しており、当該区間では将来気候に対する適切な対策案を講じる必要がある

#### 6.4 第6章のまとめ

佐波川流域を対象に、航空レーザー測深を用いた 50m 間隔の実断面を入力した RRI モデルによる計画降雨の降雨波形を対象とした疑似温暖化実験を行い、4 度上昇シナリオ下における c0～c3 の各メンバーで、将来気候における佐波川流域の氾濫リスク評価を実施した。その結果、流量を比較すると、現在気候と比較して将来気候の流量はどのメンバーでも増加し、各観測所における平均のピーク流量の増加倍率は、c0～c3 で、2.345 倍、2.029 倍、1.897 倍、1.844 倍であった。また、各メンバーにおける平均の最大流量の増加倍率は、堀観測所、漆尾観測所、真尾観測所、新橋観測所それぞれで、2.122 倍、1.666 倍、2.323 倍、2.004 倍であり、上流域の観測所における流量ほど増加倍率が大きくなることが示された。また、各観測所のピーク水位を比較すると、各ケースの平均で、1.59 m、1.28 m、1.24 m、1.37 m 上昇しており、特に堀で増加量が大きかった。また、水位の増加量の最大値は、C2 のクラスターにおける真尾水位観測所の 1.55m であった。水深の増加率は、各ケースの平均で、1.32 倍、1.21 倍、1.36 倍、1.29 倍であり、平均約 1.29 倍増加していた。また、どのメンバーとも 0.5 m 以上の浸水域が拡大しており、特に島地川との合流部や清水川との合流部、久兼川の合流部付近で特に高い浸水深が確認された。また、床上浸水面積を比較すると、現在気候と将来気候のそれぞれのメンバーで、2.49 倍、1.74 倍、3.37 倍、2.66 倍広がることを示された。また各河川セルの最大水位の縦断図を比較すると、将来気候では防府市街地より上流で堤防高さよりも高い水位が確認された。一方で、防府市街地より下流では佐波川本川からの外水氾濫の発生は確認されず、将来気候下では、防府市街地より上流で氾濫リスクが高まることを示された。

また、佐波川流域における将来河道整備と森林整備の影響を検討した結果、将来河道断面は、c2 のメンバーで、最大 122 cm、最大水位を低下させ、対策なしの状況より床上浸水域を 14%減少、1 m 以上の浸水域を 27%減少させる効果が示された。一方、森林整備は、計画河道整備よりも効果は得られず、同メンバーにおける水位低減効果は最大 15cm、床上浸水域および 1m 以上の浸水域の減少効果はそれぞれ 4%と 5%であった。また、いずれの検討でも防府市街地より上流の外水氾濫は抑えられておらず、上流域の氾濫原に対して将来気候に備えた対策案を検討する必要があることが示された。

なお、この度の検討では、将来的な地形の変化を考慮しておらず、現況の河道地形における氾濫リスク評価を行っている。また、洪水時の河床変動は考慮していないため、実河川で生じる土砂の堆積による水位上昇などの影響は考慮できていない可能性がある。また、RRI モデルの境界条件として下流端の潮位は考慮していないため、干潮区間などで水位を過小評価している可能性があるが、下流端のピーク時の水位と堤防高さの差は約 7m あり、佐波川の最大潮位差はおおよそ 4m であるため、潮位分を考慮しても十分な堤防高さはあると思われる。

## 参考文献

- 6-1) 石崎 紀子, 2021: CMIP6 をベースにした CDFDM 手法による日本域バイアス補正気候シナリオデータ, Ver.1.1, 国立環境研究所, doi:10.17595/20210501.001. (参照 2023/01/17)国立環境研究所: 気候変動の影響評価における適切なバイアス補正手法の選択の重要性
- 6-2) 気象庁: 地球温暖化予測情報 (閲覧日: 2023/02/06)  
(<https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/GWP/index.html>)
- 6-3) 気象庁: 地球温暖化予測情報第9巻 (閲覧日: 2023/02/06)  
(<https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/GWP/Vol9/index.html>)
- 6-4) 気象庁: 日本の気候変動2020 (閲覧日: 2023/02/06)  
(<https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/ccj/index.html>)
- 6-5) ICHARM: 文部科学省「気候変動リスク情報創生プログラム」 (閲覧日: 2023/02/06)  
([https://www.pwri.go.jp/icharm/research/articles/project-sousei\\_j.html](https://www.pwri.go.jp/icharm/research/articles/project-sousei_j.html))
- 6-6) 文部科学省: 統合的気候モデル高度化研究プログラム (閲覧日: 2023/02/06)  
(<https://www.jamstec.go.jp/tougou/>)
- 6-7) DIAS: 創生・統合プログラム 5km 格子 NHRCM 日本域気候予測データセット  
([http://metadata.diasjp.net/dmm/doc/NHRCM05\\_SOUSEI-DIAS-ja.html](http://metadata.diasjp.net/dmm/doc/NHRCM05_SOUSEI-DIAS-ja.html))
- 6-8) DIAS: 象研究所全球大気モデル MRI-AGCM3.2S による CMIP6 シミュレーションデータ (HighResMIP) (閲覧日: 2023/02/06)  
([http://metadata.diasjp.net/dmm/doc/CMIP6\\_MRI\\_AGCM3\\_2\\_S\\_HighResMIP-ja.html](http://metadata.diasjp.net/dmm/doc/CMIP6_MRI_AGCM3_2_S_HighResMIP-ja.html))
- 6-9) Iizumi T., Nishimori M., Dairaku K., Adachi A. S., and Yokozawa M.: Evaluation and intercomparison of downscaled daily precipitation indices over Japan in present-day climate: Strength and weakness of dynamical and bias correction-type statistical downscaling methods. *J. Geophys. Res.* 116, D01111, 2011.
- 6-10) 小南靖弘, 佐々木華織, 大野宏之: メッシュ農業気象データ利用マニュアル Ver4.1, 農研機構, 2021.
- 6-11) Olsson J, Berggren K, Olofsson M, Viklander M. 2009. Applying climate model precipitation scenarios for urban hydrological assessment: A case study in Kalmar City, Sweden. *Atmospheric Research*, 7th International Workshop on Precipitation in Urban Areas 92: 364-375, 2009.
- 6-12) 阿部紫織, 若月泰孝, 中村要介, 佐山敬洋: RRI モデルを用いた鬼怒川・小貝川における水位・流量・浸水区域の気候変化影響予測, 土木学会論文集 B1 (水工学) Vol.74, No.5, I\_7-I\_12, 2018.
- 6-13) 佐波川流域治水協議会: 佐波川水系流域治水プロジェクト【位置図】, 2022.
- 6-14) 藏本康平, 篠原慶規, 小松光, 大槻恭一: 森林回復が流出に及ぼす影響-地質の異なる2流域における検討-, 水文・水資源学会誌 Vol.23, No.1, pp.32-42, 2010.

## 第7章 結論

### 7.1 各章の研究成果

本研究では、本研究では、今後の河川観測技術、河川シミュレーション技術の高度化を目的として、リモートセンシング技術を用いた高時空間解像度の河川モニタリング手法の開発と高時空間解像度の河川データによる河川シミュレーションの高度化を行った。また、高度化した降雨流出氾濫モデルを用いて、将来気候における佐波川の氾濫リスク評価を行った。以下に各章の研究成果を示す。

第2章では、大規模な浸水被害が発生し、かつ近年で顕著な災害を起こした「平成30年7月豪雨」、「令和元年東日本台風」、「令和2年7月豪雨」を対象とした調査研究と、著者自身の行ったそれぞれの災害に対する研究から、今後の豪雨災害調査研究に見られる河川シミュレーションの課題について整理した。その結果、今後の防災・減災のためには河川シミュレーションの精度を高めることも重要な取り組みの一つであり、河川シミュレーションの精度を高めるにはより高解像度の地形データを流域全体で入手する必要がある事や、粒度分布や植生などの河川情報のモニタリングの高解像度化、高頻度化が重要であることを示した。また、将来は上記の災害よりもより大規模な降雨現象が従来よりも高頻度に発生することが予測されているため、当該災害に備えるためにはそれぞれの流域における将来気候における流出氾濫現象を予測し、適切な河道計画を策定することが重要であることを示した。

第3章では、UAVリモートセンシング技術を用いた河川情報モニタリング手法の開発と実河川へ適応を行い、UAVリモートセンシング技術と水面屈折補正係数を適用した測量手法は、宍道湖の浅水域では透明度の高い時期に2m程度の水深までUAV写真測量が適用できる可能性があることが分かった。さらに、平成28年に実施された横断測量成果と、この度実施したUAV写真測量とおよび横断測量のそれぞれの手法から得られた土砂収支を比較したところ、その差は2~7%で、堆積・侵食の傾向は両手法とも類似していた。これらのことから、UAV写真測量結果は漂砂状況を捉えており、かつ面的に深淺状況を把握できる点においてUAV写真測量は湖沼の浅水域における土砂動態のモニタリングに有効な手段であることを示した。また、上記手法を佐波川の河口より9.6kpから10.8kpまでの範囲における河床形状のモニタリングに適用した結果、短期間での河道内の砂州の変化の様子や、河床変動の様子を面的に把握でき、測量区間における河床変動量など、定量的な諸量が詳細に把握でき、洗堀によって護岸が破壊されやすい箇所や堆積によって砂州の発達しやすい箇所を把握できることが示された。また、UAV写真測量によって得られた成果は航空レーザー測量によって得られた成果と大きな差異は無く、水面下の測量にも適用可能であることが明らかとなった。さらに、本手法はRTK搭載UAVを使用することで、RTK非搭載UAVを使用した場合よりも、同等の精度を確保しつつ大幅な測量時間の短縮を期待できることが示唆された。また、山口県佐波川の9.2kpおよび10.2kpの54地点を対象に、水上・空中両用ドローン(Splash Drone 4 : SPD4)を用いた河床材料の撮影と水深の計測、UAV写真測量およびBASEGRAINを用いた画像解析を行い、水深とSPD4より得られた画像から河床の粒径を計測する手法(WADPSM法)を開発した。その結果、WADPSM法は河床が確認できる場合、水深0.5m以上の水深において適用可能であった。また、WADPSM法で得られた粒度分布は面積格子法で得られた粒度分布とほぼ同じ値を示し、河道計画や環境評価に関する実務において概ね精度を確保できる解析精度を示した。また、SPD4とUAV写真測量を組み合わせることで河川内に侵入することなく、効率的に水面下の河床表層の粒度分布を把握できる可能性が示された。

第4章では、8バンドを有するWorldview-2衛星画像を用いてNDVI法、深層学習法、決定木法による土地被覆分類を実施し、各手法を比較検証した。その結果、NDVI法および決定木法は、細かな反射率の影響を受けやすく、異なる地被カテゴリーの境界付近などの、複数の地被カテゴリー

一の反射特性が含まれるミクセルで誤分類が多い傾向であった。したがって、これらの手法は、今回用いたような高解像度衛星画像（地上分解能 2.0m 程度）に適用する場合は、本研究のリーチスケールでの検証地点のような、河道幅が 100m を超える、ミクセルが少ない地点では高精度な分類が期待できる。また、今回検討した、全ての検証において NDVI 法は植生域の F 値が 0.90 程度と、非常に分類精度が高く、植生域を抽出するには有用であると考えられる。深層学習法は、多様な教師データを作成することで、8 バンドの複雑な反射特性を考慮できるため、今回検討した地被分類手法の中で最も分類精度が高かった。また、深層学習法はモデル作成で用いていない衛星画像へ適用した際も分類精度が高く、本手法の汎用性の高さが示された。

第 5 章では、実河川において長期の河道地形モニタリングを実施し、当該モニタリングで得られた河川情報を元に、初期条件として与える地形が河床変動計算に及ぼす影響の検討、初期条件として与える粒度分布が河床変動計算に及ぼす影響の検討、高空間解像度の河道断面情報が流出氾濫シミュレーションの精度に及ぼす影響の検討を実施した。河川情報の収集では、初期条件として与える地形が河床変動計算に及ぼす影響の検討では、モニタリングを実施した山口県佐波川の旧金波堰周辺 (9.6-10.8kp) では、出水前後で砂州が発達しやすい傾向にあることや、出水によって、中洲の左岸側で土砂が堆積傾向にあること、2020 年度の出水では河床が低下傾向であったが、2021 年度の出水では土砂が堆積傾向にあり、2022 年の出水でも規模は大きくないが土砂が堆積傾向にあったことが示された。また、初期条件として与える地形が河床変動計算に及ぼす影響の検討では、2020 の出水を対象に、UAV 写真測量で得られた出水前後の地形データを元に、空間解像度の異なる 5 つケースで河床変動シミュレーションを実施し、実測値との精度を比較した。その結果、中洲など縦断方向に急激な変化が現れる地形が存在する領域では、初期条件として与える地形の縦断方向の解像度が高いほど、河床変動計算の精度が上昇することが明らかとなった。初期条件として与える粒度分布が河床変動計算に及ぼす影響の検討では、粒度分布の解像度が高くなると河床変動量誤差が改善されることが示され、入力する河道データの解像度が高い場合、河床変動計算の精度が向上する可能性が示された。高空間解像度の河道断面情報が流出氾濫シミュレーションの精度に及ぼす影響の検討では、実河道断面を入力した解析は、掘り込み河道を想定した計算よりも水位の再現性が大幅に上昇した。

第 6 章では、佐波川流域を対象に、平成 30 年 7 月豪雨の降雨波形を対象とした疑似温暖化実験を行い、4 度上昇シナリオ下の c0~c3 の各メンバーで、将来気候における佐波川流域の氾濫リスク評価を実施した。その結果、流量を比較すると、現在気候と比較して将来気候の流量はどのメンバーでも増加しており、各観測所における平均のピーク流量の増加倍率は、c0~c3 で、2.345 倍、2.029 倍、1.897 倍、1.844 倍であった。また、各メンバーにおける平均の最大流量の増加倍率は、堀観測所、漆尾観測所、真尾観測所、新橋観測所それぞれで、2.122 倍、1.666 倍、2.323 倍、2.004 倍であり、上流域の観測所における流量ほど増加倍率が大きくなることが示された。また、各観測所のピーク水位を比較すると、各ケースの平均で、1.59 m、1.28 m、1.24 m、1.37 m 上昇しており、特に堀で増加量が大きかった。また、水位の増加量の最大値は、c2 のメンバーにおける真尾水位観測所の 0.94m であった。水深の増加率は、各ケースの平均で、1.32 倍、1.21 倍、1.36 倍、1.29 倍であり、平均約 1.29 倍増加していた。また、各河川セルの最大水位の縦断図を比較すると、将来気候では防府市街地より上流で堤防高さよりも高い水位が確認された。一方で、防府市街地より下流では佐波川本川からの外水氾濫の発生は確認されず、将来気候下では、防府市街地より上流で氾濫リスクが高まること示された。床上浸水面積を比較すると、現在気候と将来気候のそれぞれのメンバーで、2.49 倍、1.74 倍、3.37 倍、2.66 倍広がること示された。また、佐波川流域における将来河道整備と森林整備の影響を検討した結果、将来河道断面は、c2 のメンバーで、最大 122 cm、最大水位を低下させ、対策なしの状況より床上浸水域を 14%減少、1 m 以上の浸水域を 27%減少させる効果が示された。一方、森林整備は、計画河道整備よりも効果は得られず、

同メンバーにおける水位低減効果は最大 15cm、床上浸水域および 1m 以上の浸水域の減少効果はそれぞれ 4%と 5%であった。また、いずれの検討でも防府市街地より上流の外水氾濫は抑えられておらず、上流域の氾濫原に対して将来気候に備えた対策案を検討する必要があることが示された。

## 7.2 今後の展望

今後の河川管理では、流域スケールでの流域治水や気候変動への適用が求められる。従って、モニタリングも流域スケールで実施することが望ましい。流域スケールでより高頻度、高解像度のモニタリングを実施するにあたり課題となるのは、労力はもちろん流速の著しく早い箇所や水深の深い箇所、植生が繁茂している箇所など多様な河川環境が存在し、同じ観測手法を全ての環境に適用するには工夫が必要な点である。従って、今後はまず本研究で開発したそれぞれのモニタリング手法の精度を高めつつ、各手法の適応限界まで検討し、どこまでが観測可能でどこから観測が困難になるのかを把握する。そして、既存の観測手法を調べ、それぞれの環境に適した河川観測手法を整理する。もしくは、新たに開発していく。例えば、本研究で検討した、リモートセンシング技術と水面屈折補正係数を適用した測量手法については、適用範囲をより詳細に明確にするために水深もしくは濁度と精度との関係を明確にすることが重要である。また、植生下の標高を得るための簡易的な測量手法の開発も重要である。また、本研究で開発した河床材料の粒度分布推定手法に関しては、あくまで表層のみの計測に留まっており、はまり石など河床表面の情報では正しく粒径を計測できない河床材料も存在すると考えられる。面積格子法は実際の現場でも使用されている手法であり、環境面などでも河床表層の河床材料は重要な情報として認識されている。しかし、大規模な河床変動計算など容積法による粒度分布が重要になるケースもあるため、表層下の粒度分布を効率的に推定する手法の開発が必要と思われる。また、水深や濁度の条件を検討すると共に、撮影された画像から自動的に河床材料の輪郭を抽出する手法の開発が必要である。また、当該手法をより高解像度な粒度分布の把握に適用する場合、外付けの RTK アンテナを搭載するなどして、位置情報の精度の改善を検討する必要がある。そして、観測手法を確立しつつ、この度はリーチスケールでの検討であったが、流域スケールで河川地形や河床材料、地被等の河川情報を収集し、それらのデータを用いて流域全体における河床変動や地被分類などの流域特性を把握する。そして当該データを用いて河川シミュレーションモデルの高度化を行い、その精度を高める。例えば、効率的に粒度分布が把握できるようになる場合、粒度分布から河川の粗度を算出することも可能になると考えられるため、粒度分布と河川粗度との関連性を明確にすることが重要である。また、この度の RRI モデルの計算では現況河道を対象に、河床変動の影響を考慮せず氾濫リスク評価を行ったが、流域全体を考慮して無次元掃流力などの指標を元に、河床が動きやすい区間等を検討することも、気候変動に備えた河川管理に重要であると考えられる。またそのような検討は、適切な粒度分布の設定にも寄与すると思われる。また、近年は土石流と洪水が同時に発生するなど複合災害やマルチハザードと呼ばれる、複数の災害が同時に発生する事例が多くみられている。この度は豪雨による出水のみを考慮したが、マルチハザードに備えるためには、複数の自然現象を考慮した解析技術の開発や検討が重要であると思われる。また、河川管理をするにあたり、過去の災害事例や激化する豪雨を鑑みると、ハード整備だけですべての水害を完全に防ぐことは困難と考えられる。したがって、住み分けなど、ソフト面のアプローチも重要であり、そのようなソフト面の検討において、高精度化した河川シミュレーションを用いて得られた結果は有用な指標になる可能性がある。近年は機械学習なども活用の幅が広がっており、河川は人為的活動、河川生態系、無機的環境要因が複雑に相互に影響し合いながら形成されているシステムであるため、まず観測データを集めることは、河川内における物理環境の予測



に役立つと思われる。また、そのようなデータは、河川シミュレーションを行う際の適切な格子設定や、条件の作成にも役立つと思われる。将来気候における解析では、この度は流量のみの変化を考慮し、河床変動が生じない状況での解析を実施したが、河床変動を考慮することも、今後の河川管理を行う上で重要であると考えられるため、河床変動を考慮した将来気候における氾濫リスク評価を実施し、様々な河道計画を考慮したシミュレーションからより具体的かつ適切な対策案を講じる。また、流域治水では生物多様性保全と持続可能な国土の保全管理も重要視しているため、生物生息場予測手法の高度化も今後の河川管理に有用であると考えられる。河川生物は種ごとに生活史が異なるだけでなく、生態に関連する環境要因も多いため、予測は非常に困難であるが、河床変動は河川生物の生息場に大きく影響し、近年は河川生物の生態に影響する代表的な物理環境の内、流速、水深に加え水温の予測精度も向上している。従って、河床変動計算の精度を高め、他のモデルと複合的に用いることで生物の生息場や成長の予測精度を向上できると思われる。治水と環境保全は古くからトレードオフの関係にあるが、環境の変化による河川生物の生息分布や成長、多様性の変化を高い精度で予測できるようなモデルが開発されれば、治水事業による河川生態系への人為的影響の大きさを定量的に評価でき、治水と河川環境の調和した河川管理の実現に近づくと考えられる。

## 謝辞

本論文は、大学院博士前期課程の2年間及び博士後期課程の3年間の計5年間の研究成果をまとめたものです。本研究を進めるにあたって、お世話になった方々に、この場を借りてお礼申し上げます。

主査の山口大学大学院創成科学研究科・教授・赤松良久先生には、徳山高専から博士前期課程で山口大学に入学した私を研究室に温かく迎え、今日に至るまで丁寧かつ熱心にご指導して下さいました。また、様々な研究や学会発表の機会を与えて下さり、大変貴重な経験をさせていただきました。また、個人的な相談でも真摯に応じて下さり、適切なアドバイスをして下さいました。また体調を崩して思うように研究が進められなくなったときにも親身になって対応して下さいました。至らない点が多かった私に対して、5年間、ご自身が忙しい中にありながらも大変な熱意をもってご指導して下さいたことは、本当に感謝してもしきれません。この5年間の経験は今後の研究生活の大きな糧になると確信しております。ここに深い感謝の意を示します。

また、本研究を進めるにあたって、山口大学大学院創成科学研究科・特命准教授・宮園誠二先生には、入学当時から災害・環境調査のサポートをいただいただけでなく、現地観測に関する知識や技術、データの解析や論文執筆、発表資料、また個人的な事に至るまで多くのご助言・ご指導をいただきました。山口大学大学院創成科学研究科・特命准教授の中尾遼平先生には、現地調査のサポートや論文執筆、発表資料に関して多くのご指導をいただきました。山口大学大学院創成科学研究科・学術研究員・丸山啓太先生、稲葉愛美先生には論文執筆や発表資料に関してご助言・ご指導をいただいただけでなく、研究生活やプライベートでも多くのサポートや励ましの言葉をいただきました。島根大学工学システム土木系学科・助教・河野誉仁先生には、論文執筆や発表資料に関して多くのご指導をいただいただけでなく、学会などでお会いした時、研究室をご訪問して下さいた時に、研究や個人的なことに関して多くのご助言をいただきました。国際農林水産業研究センターの齋藤稔先生には、災害・環境調査で多くのサポートをいただき、また論文執筆や現地調査、発表資料に関して丁寧なご指導をいただきました。福岡工業大学・教授・乾隆帝先生、九州大学の小山彰彦先生には、共著論文で多くのご助言をいただきました。東京理科大学・教授・二瓶泰雄先生には学会で研究に関するアドバイスをいただいただけでなく、東京理科大学の学生同士の繋がりをご提供して下さい、また共著論文でも論文執筆のご指導をいただきました。京都大学・教授・佐山敬洋先生、京都大学・助教・山田真史先生には降雨流出氾濫に用いるRRIモデルに関して多くのご助言をいただき、また共著論文にて論文執筆のご指導をいただきました。九州大学・教授・矢野真一郎先生には令和2年7月豪雨の災害調査に関して貴重な資料をご共有いただき、また共著論文で論文執筆のご指導をいただきました。山口大学工学部知能情報工学科・教授・間普真吾先生には、機械学習に関して多くのアドバイスとサポートをいただきました。ここに感謝申し上げます。

株式会社長大・安木進也様、株式会社エコー・平田真二様には現地調査や論文執筆でご協力をいただきました。RiverLINK・旭一岳様には、河床変動解析や氾濫解析に用いるiRICに関して多くのご助言をいただいただけでなく、モデルの改良のサポートをしていただきました。株式会社イデア青木健太郎様には学会でお会いした時に励ましの言葉を下さっただけでなく、過去の研究論文も送付して下さい、博論の執筆に関してご助言を下さいました。東京理科大学大学院創域理工学研究科・博士後期課程3年・伊藤毅彦様、井上隆様には、月一の合同勉強、研究発表会を共に開催して下さい、研究内容に関して活発な議論やアドバイスをいただきました。ここに、誠意を表します。

同研究室の福丸大智氏には毎日研究に関して活発に議論を交わし、また論文執筆や解析、調査等で多くの協力をいただきました。江口翔紀氏には、衛星画像の解析や論文執筆、調査等で多くの協力をいただきました。宮平秀明氏にも論文のチェックをいただきました。また石橋真帆氏・

青木美千代氏をはじめとした事務補佐員の方々には，研究遂行に必要な事務作業等の面で多くのサポートをしていただきました．また，研究室の先輩，後輩の方々には共に研究を遂行する仲間として，同じ時間を過ごしてきました．厚く御礼申し上げます．

最後に，両親には，長い間心配をかけましたが，ここまで温かく見守り，励まし，応援してくれたこと，心より感謝します．