

博士論文

大陸河川沿岸デルタ域における  
複合洪水氾濫モデリングに関する研究

Development of a modelling framework for compound  
flooding in coastal deltas of the world's continental rivers

池内 寛明

Hiroaki Ikeuchi

2019年2月15日

東京大学大学院 工学系研究科 社会基盤学専攻

## 論文要旨

河川洪水および高潮災害は、世界各地において毎年のように甚大な人命被害・経済被害を引き起こす代表的な自然災害である。21世紀初頭を生きる現代の我々にとって既に大なる脅威であるということに留まらず、現在進行中の地球温暖化に伴う気候変化により、水害リスクが今後更に増加するのではないかという懸念が強まっている。それだけではなく、複数の災害が同時もしくは僅かな時間差をもって来襲するケースにおいては、それらのいずれかが個々に起こる場合よりも深刻な被害を生みかねない。水害の分野において同事象は「複合水害」と呼ばれ、近年になって社会的・科学的な関心の高まりが見られる。

そのような複合水害に対し特に脆弱なのが、河川の河口部に形成されるデルタと呼ばれる地域である。デルタは、河川が運搬する土砂によって形成される地形であり、河口部に位置し河川流量が大きくなりがちであるため、河川洪水の影響を受けやすい。一方で、強風や急激な気圧変化に伴って生ずる高潮は、海底地形の勾配の緩やかな沿岸部において大きくなる傾向があるため、多くのデルタ地域にとって高潮は深刻な課題である。このことを考慮すると、デルタ地域における水害リスクを推定する上では、河川洪水と高潮の双方を同時に考慮することが重要であると言える。

全球規模の河川氾濫モデルは、衛星データの整備や計算機能力の向上など技術の進歩に伴い、ここ10年間で急速な発展を遂げ、洪水ハザードマップの作成や洪水予報システム、気候変化影響評価など、幅広い分野で活用されている。流域最下流部のデルタ地域を含む流域全体における河川流下と氾濫過程を一体的に解析可能であること、また全球任意の地域に対し適用可能であることから、デルタ地域における洪水氾濫解析において全球モデルは有用なツールとなりうる。しかし、全球河川氾濫モデルを用いた既往の研究において高潮の影響を考慮したものはこれまでに存在していなかった。

以上の背景を踏まえ本論文では、全球河川高潮結合モデルを開発し、デルタ地域における河川洪水と高潮の複合水害シミュレーションを行う枠組みを構築することを目指す。最先端の全球河川氾濫モデルと全球潮汐高潮再解析データセットを結合することによって、全球規模での河川高潮結合モデルの開発を行う（第3章）。また全球モデルの枠組みを維持しつつ、モデルの計算解像度よりも細かな物理過程が表現できるようになることを目的として、任意の領域に対し領域2次元氾濫モデルを展開するための手法を提案する（第4章）。さらに、開発した全球河川高潮結合モデルと2次元氾濫モデル構築手法を統合することによって、沿岸デルタ地域における河川洪水高潮複合水害シミュレーションを実行する（第5章）。以下、各章の要旨を記述する。

第2章では、本論文で用いた河川氾濫モデルと沿岸水位再解析データセットについて説明している。河川氾濫モデルについては最先端の全球規模（CaMa-Flood）・領域規模のモデル（LISFLOOD-FP）を選定し、各々の特徴およびモデルを用いる上での課題について議論する。沿岸水位データセットについては、全球潮汐高潮再解析データセット（GTSR）および熱帯低気圧による高潮イベントでの沿岸水位の再現実験データについて述べている。

第3章では、全球潮汐高潮再解析より得られる時系列の沿岸水位を全球河川氾濫モデルに導入する枠組みを構築し、河川高潮複合水害シミュレーションを実行するとともに、ガンジスデルタでのサイクロン・シドルによる高潮遡上の再現実験を行う。全球規模でのシミュレーションの結果、特に低平地や沿岸部において、海面水位変動が河川洪水氾濫に対し有意に影響を及ぼすことが明らかになった。特に影響の大きかった東南アジアの主要な6河川を対象として詳細な分析を行い、ピーク水位の増大や河川水位季節変動の強化など、海面水位変動が及ぼす影響の地理的な違いを考察した。またガンジスデルタとメコンデルタにおいて、結合モデルにおいて水位の観測値の再現性が向上することを確認した。さらに開発したモデルを、ガンジスデルタに2007年に来襲したサイクロン・シドルに対し適用し、河川を通じた高潮の遡上現象の再現に取り組んだ。その結果、河口において生じた6 mを超える高潮が、河川を遡上し河口から遥か200 km離れた地点においてもなお0.7 m程度の水位の上昇を引き起こすことが確認でき、高潮が河川氾濫シミュレーションに対し及ぼす影響の大きさを明らかにした。

第4章では、全球河川氾濫モデルをネスティングする領域2次元河川氾濫モデルの構築手法を開発する。全球規模でデータ整備がなされシミュレーションが実行可能な全球モデルの利点を活用し、任意の領域を対象として領域モデルを構築することが可能なツールを作成した。これによって、全球河川モデルの計算解像度よりも小さいスケールで生じるような現象を表現することを目的として、広大な流域の最下流部に対象領域を絞って2次元モデルでの解析を実行することができるようになった。2次元モデルに必要な地形データの整備にあたっては、流下方向が上下左右の4方向のいずれかによって定義されることを踏まえ、標高と河道位置に関するデータ補正手法を提案した。この補正を適用することで、河川洪水氾濫解析における流下方向の連続性を確保し、滑らかな水面標高分布を表現することが可能になった。

第5章では、第3章と第4章にて得られた知見を統合し、デルタ地域における複合水害シミュレーションを実行する。全球河川高潮結合モデルの枠組みに立脚して、下流部のデルタ域に対して領域2次元モデルを構築することによって、任意のデルタ域を対象として複合水害シミュレーションを行う手法を提示する。エルベ川およびメコン川を対象とし、過去の文献の情報を元に仮想的な高潮データを作成して感度実験を行うとともに、全球モデルと領域2次元モデルとの間での氾濫解析結果の比較を行った。大規模な水文過程によって規定される河川流量については2実験で大差なかったが、氾濫域については領域モデルと全球モデルで大きく異なっていた。具体的には、氾濫域の計算結果は高潮なし実験では過小、高潮実験では過大な浸水域を示し、その差はおよそ1 m程度であった。この原因について考察した結果、全球モデルにおいて高速計算を実現可能にする単位集水域の仮定が、浸水域の推定において大きく影響を及ぼしていることが示唆された。また高潮来襲時期が河川洪水のピークと一致する複合水害の事例を想定したシナリオの作成及び感度実験を行い流路方向の水面標高分布について解析した結果、水面標高の絶対値については河川洪水時よりも非河川洪水時の方が大きい一方で、高潮による水面標高の増加分については河川洪水時よりも非河川洪水時のほうが大きいことが分かった。これは、上流河川流量が大きい場合には高潮によって水面標高が増加することへの影響が相対的に小

さくなることが原因として挙げられた。さらに、メコン川を対象におこなった実験では、LISFLOOD-FP では平坦な沿岸地形に沿って高潮が陸域内部へと侵入する過程が表現された一方で、CaMa-Flood ではそれが表現されなかった。これについては、CaMa-Flood において高潮を河口グリッドでの水位上昇として与えることによって、河道内での水位の上昇の結果として陸域での浸水深の増加が表現されることとなり、陸域での高潮遡上が表現できないことが理由として考えられる。最後に、全球モデルの枠組みにおいて2次元モデルを導入することによって、新たに得られる情報について議論した。その結果、全球モデルで見られたような単位集水域の影響を受けずに浸水深のピーク到達日時の空間分布を得られる点や、全球モデルでは得られなかった2次元流速分布によって、細かいスケールで生じる浸水プロセスを可視化できる点が明らかになった。これらの知見は、今後モデルを洪水リスク評価や洪水予測などへ応用・実装していく際に有用であり、意義のあることである。

第6章では、本論文の主要な結論を要約するとともに、今後の研究の方向性の提示を行う。

# 目次

<b>第 1 章</b>	<b>序論</b>	<b>1</b>
1.1	背景	1
1.2	既往研究とその課題	3
1.3	研究目的	4
1.4	本論文の構成	5
<b>第 2 章</b>	<b>全球・領域河川氾濫モデルおよび沿岸水位データセットの概要</b>	<b>6</b>
2.1	はじめに	6
2.2	河川氾濫モデル	6
2.2.1	全球河川氾濫モデル CaMa-Flood	6
2.2.2	領域 2 次元氾濫モデル LISFLOOD-FP	10
2.3	沿岸水位データセット	12
2.3.1	全球潮汐高潮再解析データ GTSR	12
2.3.2	IBTrACS データを用いた熱帯低気圧イベントにおける高潮再現シミュレーション	13
<b>第 3 章</b>	<b>全球河川高潮結合モデルの構築</b>	<b>14</b>
3.1	背景と目的	14
3.1.1	背景	14
3.1.2	目的	15
3.2	手法	16
3.2.1	使用したモデルとデータおよび実験設定	16
3.2.2	CaMa-Flood における海面水位境界条件の表現	16
3.3	結果と考察	17
3.3.1	全球および大陸スケールでの河川洪水高潮複合水害シミュレーション	17
3.3.2	ガンジスデルタとメコンデルタにおける結合モデルの検証	18
3.3.3	サイクロン・シドルによる高潮の河川洪水への影響の再現実験	22
3.3.4	本研究の課題	29
3.4	本章のまとめ	30
<b>第 4 章</b>	<b>全球河川氾濫モデルをネストする領域 2 次元モデルの構築手法の開発</b>	<b>32</b>
4.1	背景と目的	32
4.1.1	背景	32
4.1.2	目的	33

4.2	手法	33
4.2.1	全球河川氾濫モデルへの領域モデルネスティング手法の構築	33
4.2.2	統合モデル結合環境 GLOFRIM への CaMa-Flood の組み込み	39
4.2.3	流下方向連続性確保のための補正の有無の影響を考察するための実験設定	40
4.3	結果と考察	41
4.3.1	流下方向連続性確保のための補正の有無の影響	41
4.4	本章のまとめ	44
<b>第5章</b>	<b>デルタ地域における複合水害シミュレーション</b>	<b>46</b>
5.1	背景と目的	46
5.1.1	背景	46
5.1.2	目的	47
5.2	手法	48
5.2.1	対象とした複合水害事例	48
5.2.2	エルベ川河口における仮想高潮データの作成	48
5.2.3	使用したモデルと実験設定	51
5.3	結果と考察	52
5.3.1	河川流量の検証	52
5.3.2	沿岸域複合氾濫シミュレーションの結果	54
5.3.3	氾濫シミュレーションにおけるモデル間での計算結果の違いに関する考察	60
5.3.4	水面標高の河道縦断面方向プロファイルに関する考察	63
5.3.5	メコン川における高潮なし実験のモデル間比較	67
5.3.6	メコン川における高潮実験のモデル間比較	68
5.3.7	2次元氾濫過程の導入に伴い新たに得られる情報に関する考察	71
5.4	本章のまとめ	73
<b>第6章</b>	<b>結論と今後の展望</b>	<b>75</b>
6.1	本研究の結論	75
6.2	本研究の意義	75
6.3	本研究の課題	76
6.4	今後の展望	76
<b>付録A</b>	<b>高潮実験における沿岸域氾濫シミュレーションの結果</b>	<b>78</b>

# 図一覽

1.1	既往研究と本研究の位置付け	4
2.1	FLOW 手法による全球河道網構築の概要	8
2.2	CaMa-Flood における単位集水域の概念	9
2.3	LISFLOOD-FP におけるサブグリッド地形	12
2.4	GTSR の沿岸水位再現性	13
3.1	GTSR の結合の有無による 2005 年における年最大河川水位の差分 ( $m$ )	18
3.2	GTSR における 2005 年最大潮位 ( $m$ )	19
3.3	東南アジア 6 河川河口グリッドにおける GTSR の沿岸水位と CaMa-Flood で計算された河川水位の時系列変化	20
3.4	CaMa-Flood と GTSR の結合実験によって計算された河川水位の検証	22
3.5	GTSM によって計算されるサイクロン・シドルでの高潮水位の検証	25
3.6	2007 年 11 月 15 日のガンジスデルタにおける noSurge 実験と Surge 実験で の浸水深とその差分	27
3.7	図 3.6 と同様だが 11 月 16 日の結果	28
3.8	モデルによって再現されたサイロン・シドル来襲時の河川水位の時系列変化	29
4.1	ネスティング手法の概念図	34
4.2	LISFLOOD-FP モデル用地形データ構築手法フローチャート	35
4.3	18 秒解像度での河道地形データ推定手法のイメージ図	37
4.4	流下連続性確保のための標高データ補正	38
4.5	36 秒解像度の LISFLOOD-FP での河道幅・河道深	39
4.6	流下方向連続性確保のための補正の有無による河川流量再現結果への影響	41
4.7	2002 年 12 月 14 日における D8 実験および D4 実験での水面標高空間分布図	43
4.8	図 4.7 と同様だがその拡大図	44
5.1	エルベ川での河川流量と沿岸水位	48
5.2	1973 年エルベ川での高潮事例	49
5.3	surge4S 実験におけるエルベ川河口部沿岸水位 ( $m$ )	50
5.4	メコン高潮実験において沿岸水位を与えた領域	51
5.5	LISFLOOD-FP での対象領域と Neu Darchau 観測地点における河川流量 のシミュレーション結果	52
5.6	メコン川における河川流量の検証	53
5.7	メコン川における河川水位の検証	54

5.8	2002年11月12–17日の CaMa-Flood の noSurge 実験での浸水深空間分布	55
5.9	2002年11月12–17日の LISFLOOD-FP の noSurge 実験での浸水深空間 分布 . . . . .	56
5.10	2002年11月12–17日の CaMa-Flood の surge6L 実験での浸水深空間分布	57
5.11	2002年11月12–17日の LISFLOOD-FP の surge6L 実験での浸水深空間分布	58
5.12	2002年11月14日における沿岸部での浸水ピクセル数の比較 . . . . .	59
5.13	noSurge 実験における CaMa-Flood と LISFLOOD-FP の浸水深計算結果の 差分 . . . . .	60
5.14	noSurge 実験における各計算タイムステップとタイムステップ間における 単位集水域内での水面の変化の概念図 . . . . .	61
5.15	surge6L 実験における CaMa-Flood と LISFLOOD-FP の浸水深計算結果の 差分 . . . . .	61
5.16	surge6L 実験における各計算タイムステップとタイムステップ間における 単位集水域内での水面の変化の概念図 . . . . .	62
5.17	エルベ川下流部における運河を通じた水の流れ . . . . .	63
5.18	surge 実験での水面標高河道縦断面方向プロファイル . . . . .	64
5.19	rivsrsg 実験での水面標高河道縦断面方向プロファイル . . . . .	65
5.20	surge 実験と rivsrsg 実験での河道縦断面方向の水面標高およびその増加分 の比較 . . . . .	66
5.21	高潮なし実験でのメコンデルタにおける浸水深の時間変化のモデル間比較 .	67
5.22	図 5.21 と同様だが 2002年10月1日から12月1日までの月毎の結果 . . . .	68
5.23	CaMa-Flood によって計算されたメコンデルタにおける高潮による浸水深 の増加分 . . . . .	69
5.24	LISFLOOD-FP によって計算されたメコンデルタにおける高潮による浸水 深の増加分 . . . . .	70
5.25	2002年11月14日から17日までの期間での、浸水深のピーク到達日時の 空間分布 . . . . .	72
5.26	高潮遡上前後での水面標高と流速分布 . . . . .	73
A.1	2002年11月12–17日の CaMa-Flood の surge4S 実験での浸水深空間分布	79
A.2	2002年11月12–17日の LISFLOOD-FP の surge4S 実験での浸水深空間分布	80
A.3	2002年11月12–17日の CaMa-Flood の surge4L 実験での浸水深空間分布	81
A.4	2002年11月12–17日の LISFLOOD-FP の surge4L 実験での浸水深空間分布	82
A.5	2002年11月12–17日の CaMa-Flood の surge6S 実験での浸水深空間分布	83
A.6	2002年11月12–17日の LISFLOOD-FP の surge6S 実験での浸水深空間分布	84



## 表一覽

3.1	ガンジスデルタとメコンデルタでの水位の検証における相関係数，最小二乗誤差，および相対誤差 . . . . .	23
3.2	サイクロン・シドルにおける最高浸水高の検証 . . . . .	24
4.1	流下方向連続性確保のための補正の有無による河川流量再現結果の相関係数と最大流量 ( $m^3/s$ ) . . . . .	42
5.1	エルベ川での仮想高潮データ作成におけるシナリオ一覧 . . . . .	49
5.2	Neu Darchau 観測地点における河川流量再現結果の相関係数と最大流量 . .	52

# 論文目録

## 第3章

Ikeuchi, H., Y. Hirabayashi, D. Yamazaki, S. Muis, P.J. Ward, M. Verlaan, H.C. Winsemius, S. Kanae (2017) Compound simulation of fluvial floods and storm surges in a global coupled river-coast flood model: Model development and its application to 2007 Cyclone Sidr in Bangladesh. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 9, 1847–1862, doi:10.1002/2017MS000943.

# 第1章 序論

## 1.1 背景

本論文を執筆している2018年、我が国は度重なる洪水被害に見舞われた。7月には平成30年7月豪雨が発生し、西日本を中心として多くの河川において堤防の決壊・越流とそれに伴う土砂災害が生じ、200名を超える死者を出し平成最悪の洪水イベントとなった。同年9月には台風21号が日本列島を来襲し、それに伴って生じた高潮によって関西国際空港が浸水し機能不全に陥るなど、甚大な経済被害が発生した。本年は日本だけでなくインド、インドネシア、ネパール、アメリカ、スペイン、フランス、イタリアなど世界各地で大規模な洪水や高潮被害が頻発している。洪水被害は過去40年間で世界全体で1兆ドルの被害をもたらしてきたと推定され [MunichRe, 2014]、今なお深刻な課題であることは明白である。

特に河川の河口部に形成されるデルタと呼ばれる地域は、河川の氾濫によって生じる河川洪水や、サイクロンやハリケーンなどの低気圧の活動に伴い生じる沿岸洪水といった複数の洪水リスクを有している [Wong et al., 2014] [Tessler et al., 2015]。一方でデルタ地域は世界で5億人以上の人口を包含する人口密集地であるだけでなく、淡水と海水が混在する汽水域であるがゆえに豊富な生態系サービスを提供しており、社会的・経済的にも重要な地域である [Syvitski and Saito, 2007]。また、今後長期的に予測されている地球温暖化に伴う気候変化や人口増加といった社会経済状態の変化によって、デルタ地域における洪水リスクは一層深刻化することが懸念されている（例えば河川洪水については [Hirabayashi et al., 2013] [Cisneros et al., 2014] [Winsemius et al., 2016] [Ward et al., 2017] [Alfieri et al., 2017] など。海岸洪水に関しては例えば [Androulidakis et al., 2015] [Lin and Emanuel, 2016] [Vousdoukas et al., 2017] [Vousdoukas et al., 2018] など）。それゆえ、世界のデルタにおける複合水害のリスクを適切に推定することは、そこに位置する人的・経済的な損失の抑制や、今後の社会基盤施設設計における科学的な根拠の提示という意味において重要である。

河川洪水と海岸洪水の双方が同時もしくは数日程度の差をもって来襲するようなケースは compound floods（複合水害）と呼ばれ、近年研究者コミュニティからの注目を集めている。そもそも複合水害より先に気候科学の分野において compound events という概念が早くから確立され [Seneviratne et al., 2012] [Leonard et al., 2014]、洪水・山火事・熱波・旱魃など様々な自然災害を対象としてその概念が応用されてきた [Zscheischler et al., 2018]。一方で、水災害の分野における複合水害に関する研究は比較的最近になって多く出てきている。例えば、沿岸水位と局地降水量の関連については中国福州市 [Lian et al., 2012]、ラインデルタ [Kew et al., 2013]、オーストラリア東海岸 [Zheng et al., 2014]、北

アメリカ [Wahl et al., 2015] など、沿岸水位と河川流量の関連についてはライン・ミュゼデルタ [Klerk et al., 2015][Khanal et al., 2018]などで、観測値とモデルを用いて各々の極値に統計的な依存性があることを報告している。また河川流量と海面水位の観測値の統計的依存性について全球規模での調査を行った最新の研究 [Ward et al., 2018] では、全観測点の内 22–36%の地点において有意な相関が確認されたと報告している。これらの研究も含め、水文気候学における複合災害を扱った研究のレビュー論文 [Hao et al., 2018] が出版されていることから、近年の複合災害に関する関心の高まりが伺える。

一方、デルタ地域のような広大な集水面積を有する流域における洪水氾濫解析や洪水リスク評価に当たっては、広域に適用可能な河川モデルを用いることが必要となる。近年発展の著しい全球河川氾濫モデルは、全球規模で得られる水文地形データをベースとしているためデータの乏しい流域にも適用できる点 [Ward et al., 2015]、流域スケールから大陸スケールまで幅広い規模を対象とした氾濫解析を行うことが可能である点 [Trigg et al., 2016] [Mateo et al., 2017]、洪水脆弱性や洪水リスクに関する地域間比較 [Hirabayashi et al., 2013][Jongman et al., 2015][Tanoue et al., 2016]を行うことができるといった点において、大きな利点を持つ。全球河川氾濫モデルは一般的に、陸面過程モデルによって計算される流出量と水文地形データを入力として、河川を通じて陸域から海洋までの地表流の流下過程を解くものである。近年の衛星観測データの整備 [Yamazaki and Trigg, 2016] や計算機能力の向上に伴い、全球河川氾濫モデルの開発が盛んに行われつつある。

しかし、水害リスクの大きい沿岸デルタ域に対して全球河川氾濫モデルが適用される事例は少ないのが現状である。Global Flood Partnership (GFP) という全球洪水に関わる研究者・実務者・国際機関従事者などのコミュニティが主体となって実施している相互比較プロジェクト (MIP) は 2016 年、世界の各研究機関で開発されている 6 個の全球河川モデルを対象として初めて行われた相互比較プロジェクト (MIP) で得られた知見を報告している [Trigg et al., 2016]。その中で、大河川沿いの氾濫については多くのモデルが一致した浸水域を再現した一方で、特に沿岸デルタ域において顕著な違いが見出されたと述べられている。この原因として彼らは、分岐流など沿岸域が有する複雑な水動態が存在することを理由に挙げている。Joint Research Centre と欧州中期予報センター (ECMWF) が共同開発している洪水早期予報システムである GloFAS [Alfieri et al., 2013] も MIP へ参加していた一研究チームであり、全球での洪水ハザードマップを作成する手法を提案している [Dottori et al., 2016] が、その性能の評価においてもミャンマーのイラワジデルタにおいて海岸洪水が表現できていないことが浸水域が過小評価されている点に言及している。また [Trigg et al., 2016] に続く MIP の取り組みとして、観測値を用いた全球河川氾濫モデルの検証と相互比較を初めて行った結果について報告する論文が 2018 年に出ている [Bernhofen et al., 2018] もの、デルタ域については沿岸洪水がモデル内で考慮されていないということを理由として、解析対象から除外している。

以上の内容を換言すれば、デルタ地域における河川・高潮複合水害は社会的・科学的に重要なテーマであり、扱うべき空間スケールの大きさおよび世界のデルタの多くに共通する課題ゆえに全球モデルの利用が求められる一方で、全球規模のモデルにおいて複合水害を妥当に表現するためのフレームワークが欠けているという点が、いまだに課題として残っ

ていると言える。

## 1.2 既往研究とその課題

本節では前節で述べた課題に対し、特に河川・海岸洪水のモデル開発・応用研究について既往研究をレビューする。まず、取り扱う物理過程に関して河川洪水のみ・海岸洪水のみ・河川海岸複合洪水の3種類に、扱われているスケールに関して領域スケール・全球スケールの2種類に分類できる。領域スケールのモデルについては、これまでに多くのモデルが開発されてきている。領域スケールの河川モデルについては、2次元洪水モデルの LISFLOOD-FP[Bates and De Roo, 2000][Neal et al., 2012], 降雨を入力として流出・氾濫過程を一体的に解析可能な RRI[Sayama, 2015] などが代表的なものとして挙げられる。領域スケールの高潮モデルについては、地中海全域を対象として開発された MeCSM[Androulidakis et al., 2015], オーストラリア・ケアンズやアメリカ・フロリダを対象として応用事例 [Lin and Emanuel, 2016] のある ADCIRC[Westerink et al., 1992], ヨーロッパ全域を対象とした高潮将来予測 [Vousdoukas et al., 2017] などで使用されている Delft3D-FLOW Model[Hydraulics, 2006] などが挙げられる。複合水害を取り扱っている事例では、バングラデシュ[Karim and Mimura, 2008], 台湾 [Chen and Liu, 2014], イギリス [Skinner et al., 2015] などを対象として、河川と高潮の相互作用が取り扱われた研究がある。領域スケールの研究では一般的に領域固有の地形や河道のデータが使われていることが多く、他流域への適用が容易でない点が課題である。

一方全球規模のモデルは、領域スケールのモデルと比べると数は少ないものの近年急速に発展を遂げ、それに伴い研究の数も増えてきている。全球河川モデルは、[Manabe and Stouffer, 1988] が大気海洋結合モデル内において陸域から海洋への水輸送を取り扱った例を皮切りに、[Vörösmarty et al., 1989] や [Miller et al., 1994] によって 0.5–2.5° 解像度の全球河道網および線形貯留モデル（河川流量が貯水量に比例すると仮定）が導入され、同様のモデルが多く開発された（例えば TRIP[Oki and Sud, 1998] など）。その後線形貯留モデルでは定常状態が仮定されていた流速について時間変動性を考慮する試みが行われたり [Arora and Boer, 1999][Oki et al., 2003], 河道に加えて氾濫原貯水槽を導入することによる洪水時の水位上昇の抑制効果が表現された [Coe et al., 2002][Coe et al., 2008][Decharme et al., 2008][Beighley et al., 2009]。以上の全球河川モデルの発展を踏まえ近年では、拡散波方程式の導入により水位勾配で規定される河川流量の計算を実現するモデル [Yamazaki et al., 2011] やダウンスケール手法による高解像度浸水深マップの生成 [Winsemius et al., 2013], St. Venant 方程式を1次元で解くモデル [de Paiva et al., 2013], 洪水予測システムの開発 [Dottori et al., 2016] などが行われ、モデル開発に加えて応用事例研究が活発に進められている。しかし上述したように全球河川モデルの歴史は比較的浅く、GFPが主体となって実施されている世界初のモデル間比較プロジェクトが進行中という段階であり [Trigg et al., 2016][Bernhofen et al., 2018], 先に指摘した様に沿岸水位が陽に考慮されていない。全球海岸モデルについては、沿岸域の脆弱性に関するデータベースである DIVA[Hinkel and Klein, 2009] やそれをもとに全球沿岸域海岸洪水将来予測を実施した例

[Hallegatte et al., 2013][Hinkel et al., 2014] などがあるものの、全球規模で水力学モデルを用いて沿岸水位再解析データセットが作成されたのは [Muis et al., 2016] が初めてである。[Muis et al., 2016] のデータセットは GTSR と呼ばれ、極端水位データセット (DCESL) との比較 [Muis et al., 2017]、エルニーニョ・南方振動と海岸洪水の関係 [Muis et al., 2018]、熱帯低気圧による高潮再現性の向上 [Bloemendaal et al., 2018] など多くの研究へと応用されている。しかし、これらでは河川流入水の影響や高潮の河川洪水への影響といった河川との相互作用が考慮されていない。以上をまとめると図 1.1 のように要約することができる。

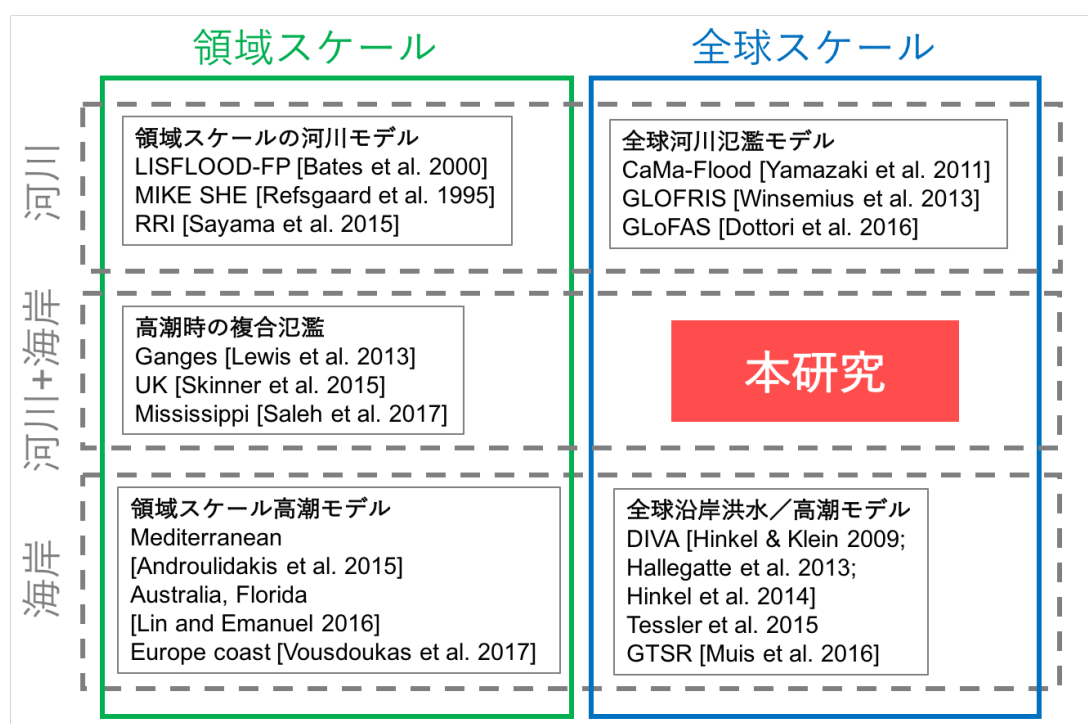


図 1.1: 既往研究と本研究の位置付け

### 1.3 研究目的

以上を踏まえた本研究の目的は、デルタ域における洪水リスクのより定量的かつ正確な把握である。この目的の実現のため、以下の3点の課題に取り組む。

- 全球規模河川洪水・高潮結合モデル開発
- 全球モデルの沿岸域ネスティング（全球河川氾濫モデルと領域2次元氾濫モデルの結合）手法の開発
- 沿岸域における複合水害シミュレーション

1点目については全球規模の河川洪水・高潮結合モデルを世界で初めて開発するという点、2点目については全球モデルから任意領域で2次元氾濫モデルを実行するための手法を構

築するという点, 3点目については全球モデルの枠組みをベースに据えつつ沿岸域の複雑な水動態の表現に取り組むという点に, 各々新規性を有する.

## 1.4 本論文の構成

本論文の以降の章の構成は以下の通りである. 第2章では, 本論文で用いた河川氾濫モデルと沿岸水位データセットについて述べる. 第3章では, 本研究において開発した全球河川洪水・高潮結合モデルの概要および複合水害シミュレーションへの応用について述べる. 第4章では, 全球規模のモデルと領域モデルの効率的な結合環境を構築するためのネスティング手法について説明する. 第5章では, 第2・3章において開発したフレームワークを用いて, デルタ地域における複合水害シミュレーションを行った結果について紹介する. 第6章では本研究の結論と今後の展望について議論する.

## 第2章 全球・領域河川氾濫モデルおよび沿岸水位データセットの概要

### 2.1 はじめに

本章では、次章以降で用いる全球および領域河川氾濫モデルと、沿岸水位データセットについて概要を説明する。河川氾濫モデルについては全球モデルである CaMa-Flood、領域モデル LISFLOOD-FP を、沿岸水位データセットについては GTSR を紹介する。説明に当たっては網羅的になることを避け、特に次章以降の議論の中で重要な論点となるポイントに焦点を当てるため、詳細については各項目で引用されている文献を参照されたい。

### 2.2 河川氾濫モデル

#### 2.2.1 全球河川氾濫モデル CaMa-Flood

本研究では全球河川氾濫モデルとして Catchment-based Macro-scale Floodplain model (CaMa-Flood) [Yamazaki et al., 2011] を用いた。全球河川氾濫モデルとは、陸から河川を通じて海洋に到達するまでの地表水の流下過程を全球規模で解くモデルであり、陸面過程モデルから計算される流出量を入力とし、河川を通じた水平方向の水輸送を連続式と運動方程式によって解き、計算された貯水量から氾濫面積や水位を診断的に求める。CaMa-Flood はその開発以降、地域スケール・大陸スケール・全球スケールなど様々な規模での洪水物理現象の再現 [Yamazaki et al., 2012b][Yamazaki et al., 2014b], 洪水リスク評価や感度分析 [Hirabayashi et al., 2013][Ikeuchi et al., 2015][Mateo et al., 2014][Mateo et al., 2017], 気候モデルや水文モデルの相互比較プロジェクト [Lim et al., 2018][Zhao et al., 2017], 物質循環 [Siswanto et al., 2017] など、多岐に渡る分野に応用されている。本研究では、沿岸デルタ域における河川洪水と高潮の複合水害シミュレーションを行うことを目的としているので、河川流量や浸水深、浸水規模などをシミュレートする手段として CaMa-Flood を使用する。

本研究で全球河川氾濫モデルとして CaMa-Flood を採用する理由としては、主に以下の2点が挙げられる。

#### 局所慣性方程式

まず1点目に、運動方程式として局所慣性方程式が用いられている点が挙げられる。局所慣性方程式とは St. Venant 式において移流項のみ無視したものであり、式 2.1 のよう



に表される.

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + gA \frac{\partial h}{\partial x} + gA \frac{\partial z}{\partial x} + \frac{gn^2|Q|Q}{R^{4/3}A} = 0 \quad (2.1)$$

ここで  $Q$  は流量 ( $m^3/s$ ),  $A$  は河道断面積 ( $m^2$ ),  $h$  は水深 ( $m$ ),  $z$  は河床標高 ( $m$ ),  $R$  は径深 ( $m$ ),  $g$  は重力加速度 ( $m/s^2$ ),  $n$  はマンニングの粗度係数 ( $m^{-1/3}s$ ),  $x$  は流下距離 ( $m$ ),  $t$  は時間 ( $s$ ) である. 上式の第2項は水圧項であり, 背水効果を表現可能であることを意味している. したがって, 背水効果の表現を通じて高潮による河川洪水への影響を表現することが可能であり, 本研究の目的に合致する. この局所慣性方程式は英国ブリストル大学の研究チーム [Bates et al., 2010][de Almeida et al., 2012][de Almeida and Bates, 2013] によって安定かつ効率的な解法が発見され, これまでにいくつかのモデルにおいて実装されている [Bates et al., 2010][Yamazaki et al., 2013][Tanaka et al., 2018]. 式 2.1 は,  $i_s$  を水面勾配として式 2.2 のように陽解法で差分化される.

$$Q^{t+\Delta t} = \frac{Q^t - \Delta t g A i_s}{1 + \frac{\Delta t g n^2 |Q^t|}{h^{4/3} A}} \quad (2.2)$$

### 単位集水域とサブグリッド地形

2点目に, 単位集水域とサブグリッド地形による洪水氾濫過程の表現が挙げられる. まず, CaMa-Flood において河道網の構築手法として用いられている Flexible Location of Waterways (FLOW) 手法 [Yamazaki et al., 2009] について説明する (図 2.1). FLOW 手法で必要な入力情報は, 高解像度表面流向データ the hydrological data and maps based on shuttle elevation derivatives at multiple scales (HydroSHEDS) [Lehner et al., 2008][Lehner and Grill, 2013] および高解像度標高データ the Shuttle Radar Topography Mission 3-arcsecond Digital Elevation Model (SRTM3 DEM) [Farr et al., 2007] である. 解像度はいずれも 3 秒 (赤道上でおよそ 90  $m$ ) であるが, これを同じく FLOW 手法で一度 18 秒 (赤道上でおよそ 540  $m$ ) にアップスケールしたものを以下で用いている. 計算格子グリッドは 15 分 (赤道上でおよそ 25  $km$ ) とし, ここではグリッド格子で区切られる部分をセル, 高解像度での格子をピクセルと呼ぶこととする. まず各セルに対しその中で最大の流域面積を持つピクセルが抽出され, これを代表ピクセルと呼ぶ. 次に, 各代表ピクセルから HydroSHEDS 上で次の代表ピクセルに到達するまで流下先を探索する. このようにして代表ピクセルを接続していくことによって, 河道セルの上流・下流関係が規定され, 河道網が構築される. 同時に, 各代表ピクセルに集水されるピクセルの集合によって形成される集水域のことを, 各セルに対応する「単位集水域」として定義する (図 2.1(b) の黒線で囲まれた各部分). 各単位集水域について, HydroSHEDS 上での代表ピクセル間の距離を河道長, 代表ピクセルでの標高をそのセルでの標高, 単位集水域の面積を単位集水域面積として定義する.

HydroSHEDS と SRTM3 DEM からは導出できないパラメータである河道幅と河道深については, 以下の方法によって計算される. まず河道幅  $W$  ( $m$ ) については, データが利用可能な場合は全球河道幅データベース Global Width Database for Large Rivers

(GWD-LR[Yamazaki et al., 2014a]) の値を用い、それ以外については式 2.3 によって決定される。また河道深  $B$  ( $m$ ) については式 2.4 によって決定される。

$$W = \max(0.40 \times R_{up}^{0.75}, 10.0) \quad (2.3)$$

$$B = \max(0.14 \times R_{up}^{0.40}, 2.00) \quad (2.4)$$

ここで  $R_{up}$  とは、年最大 30 日上流流出量 ( $m^3/s$ ) を表す。

FLOW 以前の全球河川モデルにおける河道網構築手法では、計算格子を単純にグリッドで分割し隣接 8 グリッドから最急勾配法 [Miller et al., 1994] によって流下方向が定義されていたため、手作業による流下方向の補正が必要 [Oki and Sud, 1998] であったり、各グリッドに対応する集水面積が現実を反映していない点が課題であった。しかし FLOW 手法の開発によって、より現実的な河道情報を抽出し全球モデルにおける地図データにそれを反映させることができるようになった点が大きな特長である。

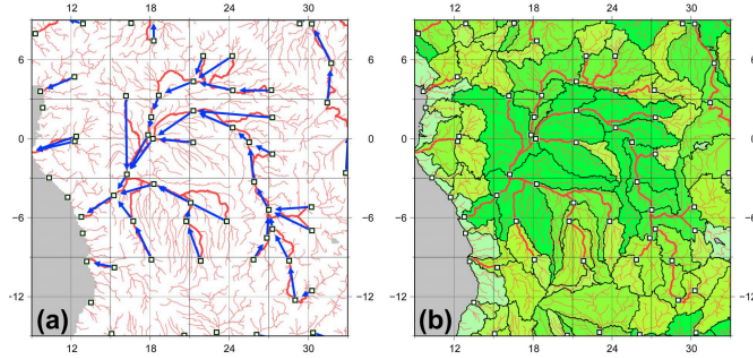


図 2.1: FLOW 手法による全球河道網構築の概要 (図は [Yamazaki et al., 2011] より引用, 修正)。

CaMa-Flood では、上で述べた単位集水域の地形を、河道貯水槽と氾濫原貯水槽の 2 つで構成されるサブグリッド地形で近似し、河道貯水槽から溢れ出た水が氾濫原貯水槽へ渡されるといった表現方法を通じて河道からの氾濫過程を表現する (図 2.2)。

計算された河道貯水量  $S_r$  ( $m^3$ ) および氾濫原貯水量  $S_f$  ( $m^3$ ) の情報から、浸水面積  $A_f$  ( $m^2$ )、河道水深  $D_r$  ( $m$ )、氾濫原水深  $D_f$  ( $m$ ) が診断的に導出される。具体的には、グリッド内総貯水量を  $S$  ( $m^3$ )、河道長を  $L$  ( $m$ ) としたとき、 $S \leq W \times B \times L$  の条件下では、

$$\begin{aligned} S_r &= S \\ D_r &= \frac{S_r}{WL} \\ S_f &= 0 \\ D_f &= 0 \\ A_f &= 0 \end{aligned}$$

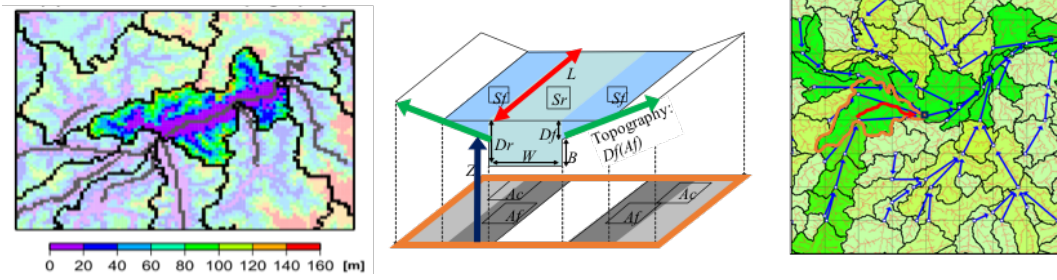


図 2.2: CaMa-Flood における単位集水域の概念. 左図: 氾濫原における河道からの高さ, 中央: サブグリッド地形の概念図, 右図: 単位集水域 (背景の緑色) とその境界 (黒線). 赤線は衛星から得られた高解像度表面流向データ, 青線はモデルでの河道を表す (図は [Yamazaki et al., 2011] より引用, 修正).

それ以外, つまり  $S > W \times B \times L$  の条件下では,

$$\begin{aligned}
 S_r &= S - S_f \\
 D_r &= \frac{S_r}{WL} \\
 S_f &= \int_0^{A_f} (D_f - D(A)) dA \\
 D_f &= D_r - B \\
 A_f &= D^{-1}(D_f)
 \end{aligned}$$

という式によって計算される.

この「河道貯水槽と氾濫原貯水槽の間で水面標高が一致するように, 前者から溢れ出た水が後者へと渡される」という仮定の導入によって, 例えばアマゾン川において氾濫原を考慮しない場合と比べて氾濫原での水の滞留が表現されることにより観測値に近い河川流量が再現できるようになるなど, サブグリッド地形による氾濫原の表現という仮定の妥当性が示されている [Yamazaki et al., 2011].

また, 貯水量や流量などは 15 分解像度で計算されるが, 浸水深については高解像度の地形データを参照することによるダウンスケールが可能である. 具体的には, 各単位集水域において計算された水面標高と, その単位集水域に含まれる各ピクセルでの標高の双方の差分を取ることで, 各ピクセルでの浸水深を計算することができる. このような手法は CaMa-Flood に限らず他のモデル (例えば GLOFRIS [Winsemius et al., 2013]) でも採用されており, 高解像度での浸水域や浸水深の情報を効率的に導出することができる.

### CaMa-Flood 新バージョン (ver3.9.2)

第 5 章にて紹介するメコン川での実験結果については, 本論文執筆段階で開発が進められている CaMa-Flood の最新版である ver3.9.2 を使用した. モデルの大枠は, 上までで

説明してきた ver3.6.2 と同様であるが、最新版では入力となる地形データに Multi-Error-Removed Improv-Terrain DEM (MERIT DEM)[Yamazaki et al., 2017] が使用されている。SRTM3 DEM には絶対標高バイアスや植生バイアスなど多くのバイアスが含まれており、氾濫計算において大きな不確実性の要因となっていた（例えば [Pokhrel et al., 2018] など）。MERIT DEM は SRTM3 DEM に含まれるこれらのバイアスを補正したデータセットであり、メコンデルタのような低平地における標高についても大幅に精度が向上したことが報告されているため、メコンデルタでの解析については MERIT-DEM が実装された最新版である ver3.9.2 を使用することとした。解像度についても上のバージョンから変更があり、高解像度地形データは 15 秒である。計算解像度については上と同様 15 分である。

### 全球河川氾濫モデルの課題

一方で、CaMa-Flood に限らず一般的な全球河川氾濫モデルの課題として、グリッド内での詳細な水動態が無視されるという点が挙げられる。この点については後の章で重要な論点となるため、詳細に説明する。CaMa-Flood の場合、単位集水域内の水が河川と氾濫原の間、および上流部と下流部の間それぞれにおいて、計算ステップの終了後瞬時に交換され、一定の水面標高を取る。まず河川と氾濫原間の水交換の過程に関しては、図 2.2 の中央で示されているサブグリッド地形において、グリッド内水位が河道深さよりも大きくなる時点から氾濫が開始する。そのため河道から溢れた氾濫水の氾濫原上での移動は考慮されず、氾濫水が即時氾濫原に広がることになる。また単位集水域内の上下流部については、本来それぞれ一つ上流グリッドからの流入量および一つ下流グリッドへの流出量が発生するため、現実的には単位集水域内で水位差が生ずるはずである。しかし、各計算タイムステップの後に単位集水域内の水位は均等にならされ、結果として個々のグリッドに対応する水位が一つの値として出力される。これが、単位集水域内において計算ステップ終了後に直ちに上下流部で水が交換されるということの意味である。

前項で説明したように、一般的に全球河川氾濫モデルで用いられている浸水深のダウンスケール手法では、各グリッドで計算された水面標高とそのグリッド内に存在する高解像度での各ピクセルでの標高を比較し浸水判定を行うため、高解像度での浸水域や浸水深のデータが出力されるとはいえ、単位集水域の影響が残存する可能性が考えられるであろう。

上記で説明してきた、全球河川氾濫モデルにおいて用いられている種々の仮定は、1次元の全球河川モデルから2次元の面的な氾濫域の情報を効率的に導出する上では大きな利点であるものの、氾濫原上での水動態については無視されてしまう点が課題といえる。このことは、モデルを利用し結果を解釈する上で留意しなければならない点である。

#### 2.2.2 領域2次元氾濫モデル LISFLOOD-FP

本研究では、領域2次元氾濫モデルとして LISFLOOD-FP[Bates and De Roo, 2000][Neal et al., 2012] を使用した。LISFLOOD-FP は、前進の河川モデル LISFLOOD[De Roo et al., 2000][Van Der Knijff et al., 2010] に氾濫原スキームが導入されたモデルであり、30 秒（赤

道上約 1 km) [Wilson et al., 2007] や 9 秒 (赤道上約 270 m) [Biancamaria et al., 2009] といった空間解像度で使用されてきた。氾濫原上での 2 次元流れを解くため、氾濫原地形が解像される必要がある。LISFLOOD-FP では CaMa-Flood と同じ局所慣性方程式が運動方程式として実装されており、流出量を入力として連続式と運動方程式によって河川の流下過程を解くという全体の枠組みも同様である。ただし LISFLOOD-FP は 2 次元モデルであり東西南北に隣接する 4 つのセルに対して  $x, y$  の 2 つの次元の方向に差分化されるため、 $h$  を水深 (m),  $Q$  を流量 ( $m^3/s$ ),  $A$  を  $i, j$  番目のセルの面積 ( $m^2$ ),  $i, j$  をそれぞれ  $x, y$  方向の座標として、連続式は式 2.5 のように表される。

$$h_{i,j}^{t+\Delta t} = h_{i,j}^t + \frac{Q_x^{t+\Delta t}{}_{i-1/2,j} - Q_x^{t+\Delta t}{}_{i+1/2,j} + Q_y^{t+\Delta t}{}_{i,j-1/2} - Q_y^{t+\Delta t}{}_{i,j+1/2}}{A_{i,j}} \quad (2.5)$$

$x, y$  方向では同じ手法で解かれることを踏まえ以下  $x$  方向のみで表すこととすると、局所慣性方程式 2.1 は、 $\Delta x$  をセルの幅 (m),  $g$  を重力加速度 ( $m^2/s$ ),  $q^t$  を時間ステップ  $t$  における単位幅流量 ( $Q^t/\Delta t$ ),  $S$  を隣接セル間の水面勾配,  $n$  をマンニングの粗度係数 ( $m^{-1/3}s$ ),  $h_{flow}$  を水深 (m) として、陽解法によって差分化され式 2.6 のように表される。

$$Q_{i+1/2}^{t+\Delta t} = \frac{q_{i+1/2}^t - gh_{flow}^t \Delta t S_{i+1/2}^t}{1 + g\Delta t n^2 |q_{i+1/2}^t| / (h_{flow}^t)^{7/3}} \Delta x \quad (2.6)$$

式 2.6 の  $h_{flow}$  と  $S$  は、 $z$  をセル標高 (m) として以下の式 2.7 および 2.8 のように決定される。

$$h_{flow}^t = \max(h_i^t + z_i, h_{i+1}^t + z_{i+1}) - \max(z_i, z_{i+1}) \quad (2.7)$$

$$S_{i+1/2}^t = \frac{(h_i^t + z_i) - (h_{i+1}^t + z_{i+1})}{\Delta x} \quad (2.8)$$

CaMa-Flood 同様グリッド内に河道と氾濫原を仮定するサブグリッド地形の導入により河道からの氾濫過程が表現される (図 2.3)。河道を有するグリッドについては河道幅と河道深の 2 つのパラメータが定義され、河道を溢れた水が氾濫原を流れることとなる。河道を通じた水の流下についても式 2.6 と同様に表され、予め定義された上下左右 4 個の流下方向への 2 次元流が解かれる。モデルのグリッド格子は CaMa-Flood とは異なり、単純な四角形状で定義される。またマンニングの粗度係数については、CaMa-Flood と条件を統一するため河道では 0.03, 氾濫原では 0.1 という値を設定した。

氾濫原流を 2 次元で解くことができる点が特長であるが、その代償として CaMa-Flood と比べると計算負荷が大きくなるのが欠点である。一例を挙げると、[Sampson et al., 2015] のように LISFLOOD-FP を大陸規模の氾濫シミュレーションへ適用した事例が存在するものの、90 m 格子で  $10^\circ \times 10^\circ$  の領域を対象に行った計算で 2000 時間を要したことが同論文中で報告されており、計算負荷が大きいことが分かる。

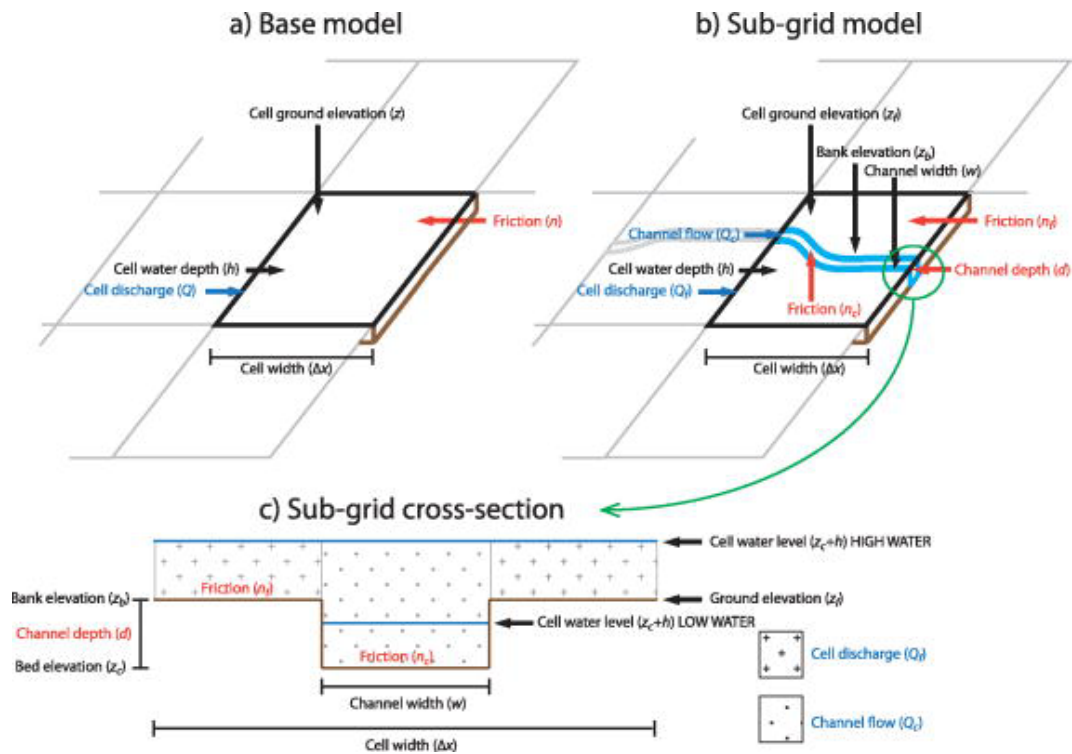


図 2.3: LISFLOOD-FP におけるサブグリッド地形の概念図. 図は [Neal et al., 2012] より引用.

## 2.3 沿岸水位データセット

### 2.3.1 全球潮汐高潮再解析データ GTSR

Global Tide and Surge Reanalysis (GTSR) Dataset [Muis et al., 2016] は、水力学モデルのシミュレーションに基づく世界初の全球沿岸水位再解析データセットである。沿岸水位の要素として潮汐と高潮を考慮し、潮汐については Finite Element Solution 2012 (FES2012) [Carrère et al., 2012], 高潮については Global Tide and Surge Model (GTSM) [Kernkamp et al., 2011] によって各々計算を行い、それらの足し合わせとして沿岸水位を求めている。FES2012 は衛星高度計のデータを同化する全球潮汐モデルであり、10 分毎に  $1/16^\circ$  の解像度で潮位が計算される。このモデルは [Stammer et al., 2014] によって他の潮汐モデルよりも再現性の高い結果を示していることが報告されている。GTSM は、非構造格子に基づく Delft3D Flexible Mesh モデル [Hydraulics, 2006] を使用することにより、外洋では  $0.5^\circ$ 、沿岸部では  $1/20^\circ$  といったように場所によって異なる解像度での計算メッシュで計算を行っている。気象外力として ERA-Interim [Dee et al., 2011] から得られる風速と大気圧のデータを、また入力 of 海底地形データとして the General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO, 空間解像度  $1/60^\circ$ ) を用い、1979 年から 2014 年までの日平均沿岸水位を提供している。[Muis et al., 2016] は GTSR と世界の 472 地点での観測潮位 (UHSLC, <http://uhslc.soest.hawaii.edu/data/download/fd>) との比較を行い、1980–2011 年平均で平均二乗誤差は  $0.15\text{ m}$ 、相関係数は  $0.83$  と高い再現性があったこと

を報告しており（図 2.4），本研究で沿岸水位データとして使用することは妥当と言える。ただし GTSR で考慮されていない物理現象として，淡水流入・潮汐と高潮の相互作用，密度差によって駆動される海面水位変動が挙げられる。



図 2.4: 1980–2011 年の期間で GTSR の UHSLC の観測潮位と比較したときの最小二乗誤差。[Muis et al., 2016] より引用。

### 2.3.2 IBTrACS データを用いた熱帯低気圧イベントにおける高潮再現シミュレーション

[Muis et al., 2016] は，GTSR が熱帯低気圧によって引き起こされるような極端に大きい沿岸水位については過小評価の傾向があることを報告している。その原因として，気象外力として用いられている ERA-Interim の時空間解像度が粗い（6 時間毎， $0.75^\circ$ ）ことが挙げられている。そこで [Verlaan et al., 2016] は IBTrACS [Knapp et al., 2010] の熱帯低気圧観測データを元に，Wind Enhance Scheme ([https://content.oss.deltares.nl/delft3d/manuals/Delft3D-WES\\_User\\_Manual.pdf](https://content.oss.deltares.nl/delft3d/manuals/Delft3D-WES_User_Manual.pdf)) によって計算された風速と気圧場の情報を GTSM への入力として用いることで，熱帯低気圧による高潮の再現性の向上を試みた。本研究では次章にて，2007 年にバングラデシュに來襲したサイクロン・シドルを対象事例として取り上げるため，本高潮イベントにおける沿岸水位データを用いる。

計算対象時間は 2007 年 11 月 10 日の 6 時から 15 日の 18 時であり，この 15 日の 18 時という日時はサイクロン・シドルがバングラデシュへと上陸した時刻である。これは IBTrACS で熱帯低気圧來襲時点までのデータしか提供されていないことに起因するが，本研究では高潮による河川洪水への影響を評価することが目的であるため，高潮來襲以降の沿岸水位データも必要となる。そこで本研究では 15 日の 18 時以降について潮汐成分のみ外挿を行うことで，サイクロン上陸以降の沿岸水位データを作成した。

## 第3章 全球河川高潮結合モデルの構築

### 3.1 背景と目的

#### 3.1.1 背景

世界のメガデルタと呼ばれる地域は、河川からの越流に伴う河川洪水や熱帯低気圧の活動に伴う高潮など、複数の水害リスクに対し脆弱である [Wong et al., 2014]. デルタ地域は世界全体で5億人以上の人口を有しているため [Syvitski and Saito, 2007], 水害リスクは社会的に大きな問題である. 特に、ガンジス・ブラマプトラ・メグナデルタ（以下ガンジスデルタと呼ぶ）を含む東南アジアのメガデルタ地域は、モンスーン性の激しい降雨やサイクロンの活動による高潮被害が深刻である [Syvitski et al., 2009]. また、将来の気候変化によってそのような地域での洪水リスクが助長されることが予想されている. 河川洪水については世界的に、特にアジアやアフリカにおいて、降水量の増加とそれに伴う河川流量の増加により洪水リスクが増加する可能性が報告されている [Cisneros et al., 2014][Hirabayashi et al., 2013][Winsemius et al., 2016]. また一部の沿岸地域において、気候変化によって高潮リスクが増大することが示唆されている [Androulidakis et al., 2015][Lin and Emanuel, 2016][Vousdoukas et al., 2016]. 河川洪水と高潮が同時もしくは連続的に生じる際には、それらいずれかが生じる場合よりも大きな被害をもたらすことが既往の研究により明らかになっている [Kew et al., 2013][Klerk et al., 2015][Wahl et al., 2015][Khanal et al., 2018]. このような複合災害に対する我々の理解を深めることの必要性が、研究者コミュニティだけでなく災害情報を利用するユーザー側においても認識されている [Seneviratne et al., 2012][Leonard et al., 2014]. それゆえ、河川洪水と高潮の複合水害がメガデルタ地域に及ぼす影響を明らかにすることは、社会的に重要な課題であると言える. このメガデルタ地域における水害という点は世界の多くの地域で共通する課題であることから、大陸規模から全球規模といった大きなスケールに対し適用可能なモデルが有用なツールとなりえる.

近年になって、大規模なスケールを対象とした河川洪水リスク評価の研究が急速な発展を遂げている. 具体的には、洪水頻度解析 [Milly et al., 2002][Hirabayashi et al., 2008][Yoshimura et al., 2008][Dankers et al., 2014][Trigg et al., 2016] に始まり、洪水被害人口推定 [Hirabayashi et al., 2013][Jongman et al., 2012b], そして洪水被害額推定 [Jongman et al., 2012a][Ward et al., 2013][Ward et al., 2014][Winsemius et al., 2016][Ward et al., 2017] がなされている. これらの研究は、大陸規模から全球規模の河川氾濫モデル（例えば PCR-GLOBWB-DynRout [Winsemius et al., 2013], LISFLOOD [De Roo et al., 2000][Van Der Knijff et al., 2010]）の開発・応用を通して達成されてきたが、河川洪水と高潮の相互を取り扱っている応用事例は存在しない. その理由としては、河川洪水における背水効果の取扱がなかった



ことや、全球の沿岸水位データが存在しなかったことが挙げられる。「背水効果」とは下流における水位変化が上流側の水位へと影響を及ぼす現象のことを言い、河口部において水位の上昇をもたらす高潮が発生する際、背水効果によって河川を通じた水位の上昇の上流側への伝搬が生じる。ほとんどの全球河川モデルでは、背水効果を表す圧力項が無視された運動学波を運動方程式として採用しているため、高潮による河川洪水への影響を表現することができない。

近年河川洪水と高潮の相互作用をモデル化する研究に対し急速に注目が高まっている [Hoitink and Jay, 2016][Ward et al., 2015]。例えば、2次元や3次元のモデルを数  $km$  程度の比較的小さいスケールに適用した研究事例がバングラデシュ [Karim and Mimura, 2008]、台湾 [Chen and Liu, 2014]、英国 [Skinner et al., 2015] などを対象として行われている。しかしながら、計算コストの大ききゆえにそのようなモデルを大陸規模や全球規模へ拡張することは非現実的であり、小さい領域を対象とした応用にとどまっている。高潮に関する研究についても近年活発に研究が進められており、例えば [Hallegatte et al., 2013] や [Hinkel et al., 2014] は世界の沿岸洪水損失の推定を行っている。また [Muis et al., 2016] は、水力学モデルに基づくものとしては初めての沿岸水位再解析データセット (Global Tide and Surge Reanalysis, GTSR) の開発を行った。しかし、これらの研究は沿岸水位の極値を分析したものにとどまっており、河川洪水に対し及ぼす影響までは議論がなされていない。

### 3.1.2 目的

以上を踏まえ、本章では

1. 全球河川高潮結合モデルの開発
2. 開発したモデルを全球およびアジアのメガデルタ地域に対し適用し、河川高潮複合水害シミュレーションを実行

という2点を目的とする。この目的の達成のため、全球高潮潮汐再解析データセット GTSR と全球河川氾濫モデル CaMa-Flood とを結合し、大規模河川洪水氾濫の物理的モデリングの手法を前進させる。ここでその前段階となる既往研究について触れる。[Ikeuchi et al., 2015] は、将来長期的 (21 世紀末を想定) に生ずると予想されている海面水位の上昇が、ガンジスデルタにおける河川洪水氾濫に及ぼす影響の評価を行った。その結果、1  $m$  や 2  $m$  といった海面上昇により河川洪水による浸水深の増加が広範囲で生じることが示唆された。しかし [Ikeuchi et al., 2015] では、高潮により引き起こされるような沿岸水位の時空間的な差異を無視している点が課題として残っていた。それゆえ本章において、全球規模での河川洪水と高潮の複合水害シミュレーションを実行可能な手法の枠組を提示することを目的とする。また開発したモデルを、2007年にベンガル湾へ来襲したサイクロン・シドルをケーススタディとして適用し、高潮が河川洪水に及ぼす影響について考察する。

## 3.2 手法

### 3.2.1 使用したモデルとデータおよび実験設定

本研究では全球河川氾濫モデル CaMa-Flood, 全球潮汐高潮再解析データセット GTSR を使用した。これらの詳細については第 2 章にて説明しているため, ここでは本章でのモデルの実験設定について論点を絞って説明する。CaMa-Flood への入力となる流出量については, 陸面過程モデル MATSIRO-GW を用いて [Kim et al., 2009] によって作成された流出量データを使用する。MATSIRO [Takata et al., 2003] とは the Minimal Advanced Treatments of Surface Interaction and RunOff の略称であり, 大気と陸面の間のエネルギーと水の交換過程を再現する。MATSIRO に地下水物理過程を導入したものが MATSIRO-GroundWater (MATSIRO-GW) [Koirala et al., 2014] であり, 本研究ではこれに気象外力 JRA-25 [Onogi et al., 2007] を入力して得られる流出量データを使用した。

計算の対象期間は 1979 年から 2010 年までとし, 日毎の出力を行った。空間解像度は, 全球ランでは 15 分 (赤道上で約 25 km), バングラデシュとメコンにおけるモデルの検証では 0.1 度 (赤道上で約 10 km) に設定した。浸水深については, 2 章にて説明した方法により 18 秒 (赤道上で約 500 m) にダウンスケールを行った。

### 3.2.2 CaMa-Flood における海面水位境界条件の表現

CaMa-Flood と GTSR を結合するに当たっては, 沿岸水位の値を河川流量計算へ反映させるスキームが必要となる。デフォルトのバージョンでの CaMa-Flood では河口での水位が SRTM の水準原点に対し 0 m となるような仮定が置かれている。河川流量を計算する上では, 沿岸水位変動がそれに及ぼす影響は無視しうるほど小さいことが一般的であるが, 沿岸部や低平地においては有意に影響を及ぼすことが予想される。それゆえ本研究では, 以下の 2 点で示されるような CaMa-Flood で沿岸水位の影響を表現可能なスキームの実装を行う。

1. 全球沿岸水位データを各計算時間ステップ (本研究では GTSR の時間解像度である 10 分に設定) において読み込み
2. 河口グリッドにおいて沿岸水位変動を考慮した流量計算を実行

CaMa-Flood における河口の位置と GTSR が出力する沿岸水位の位置は, 必ずしも一致しない。極端に離れた地点での沿岸水位を境界条件として用いることは適切ではないと判断し, 以下の通り閾値を設定した。まず CaMa-Flood における各河口に対し GTSR での出力が存在する地点の中から最近傍地点を探索し, それらの距離が 50 km 未満の場合には結合を行い, 50 km 以上の場合には該当する GTSR の地点が存在しないものと判断し河口の水面標高は常に 0 m として与えられる。これは結合地点の下図が GTSR のグリッドの精度に依存することを意味し, 不確実性の要因の一つであると言える。

### 3.3 結果と考察

#### 3.3.1 全球および大陸スケールでの河川洪水高潮複合水害シミュレーション

GTSR の沿岸水位データと結合された CaMa-Flood で、全球河川洪水氾濫シミュレーションを行った。図 3.1 は、GTSR の有無による年最大河川水位の差分を表したものである（GTSR 結合実験での結果から非結合実験での結果を引いたもの）。全球で見るとほとんどの地点においてその差分は比較的小さい（ $< 0.1 \text{ m}$ ）一方で、アマゾン流域のような低平地において広範囲で水位の増加が見られる点や、東南アジア地域の多くの河川流域において  $0.5 \text{ m}$  を超えるような有意な影響が河川水位に及んでいる点が確認できる。同年における GTSR の年最大値を図示したのが図 3.2 である。これを見ると、北米大陸やヨーロッパ西部、東南アジアなどの沿岸部において比較的高い水位を示している点は図 3.1 と同様である一方で、アマゾン流域やシナイ半島などは比較的低い値を示しており、図 3.1 で見られた傾向とは必ずしも一致しない。このことは、沿岸水位変動が河川水位へ及ぼす影響について、沿岸水位の絶対的な大きさだけでは説明しきれないことを示唆しており、本研究のような河川モデルを用いた評価を行う必要があるということが出来る。

特に広範囲に結合の影響が見られた東南アジアにおいて、流域面積が  $160,000 \text{ km}^2$  以上の 6 つの大河川を選択し、動的な海面水位変動が河川洪水へ及ぼす影響について考察する。その 6 つの河川とは、インダス・ガンジス・イラワジ・チャオプラヤ・メコン・長江である。図 3.3 は、各河川について、入力となる GTSR の沿岸水位（上図）と、GTSR との結合実験（赤）および非結合実験（青）における河口での水位の時系列変化（下図）を示している。インダス・イラワジ・チャオプラヤ・メコン川においては、GTSR の結合の有無による水位の差分は最大  $0.5 \text{ m}$  程度に達している。一方でガンジス川と長江においては  $1 \text{ m}$  を超えるようなさらに大きな影響が確認できる。例えば 2006 年のガンジス川では GTSR の結合により  $1.32 \text{ m}$ 、2002 年の長江では  $1.33 \text{ m}$  程度の河川水位の増加があった。これは GTSR で出力される沿岸水位がこの 2 河川河口部において  $1 \text{ m}$  を超えるような大きな値を取っているためであり、その原因としては双方とも外洋に面しつつも狭い地形に挟かれているという地理的特徴が挙げられる。またチャオプラヤ川においては GTSR との結合によって河川水位変動の傾向が強化されていることが確認できる。具体的には、高水位が  $0.32 \text{ m}$  程度増加している一方で低水位は  $0.40 \text{ m}$  程度低くなっていた。さらにメコン川においても、高水位の増加（約  $0.20 \text{ m}$ ）、低水位の低下（ $0.17 \text{ m}$ ）が見られた。以上の結果から、海面水位変動が河川水位のシミュレーション結果に対し、有意かつ地域によって異なる影響を及ぼすことが明らかになった。

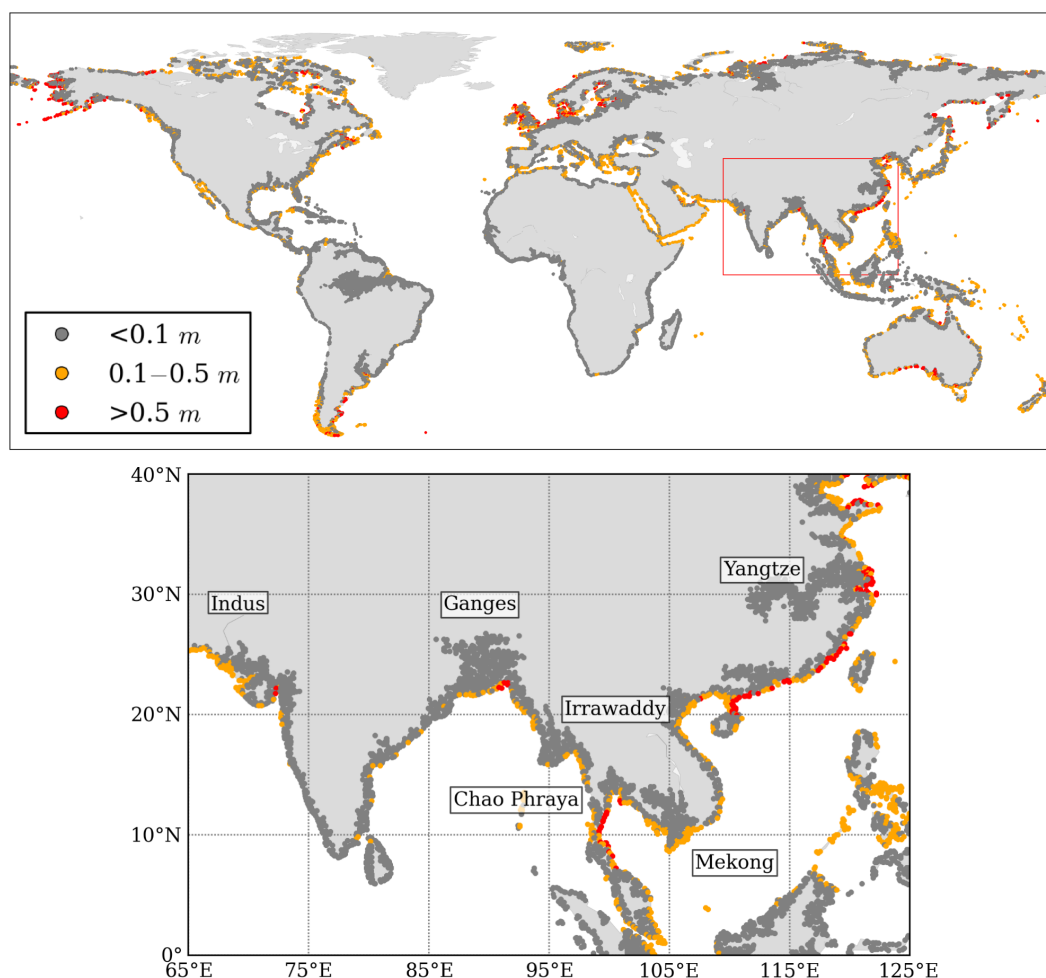


図 3.1: GTSR の結合の有無による 2005 年における年最大河川水位の差分 ( $m$ )。全球の結果 (上図) と、東南アジアを対象に大陸スケールでの結果 (下図) に分けて示している。下図の領域は、上図において赤枠で示された範囲に該当する。図は [Ikeuchi et al., 2017] より引用。

### 3.3.2 ガンジスデルタとメコンデルタにおける結合モデルの検証

結合モデルの妥当性を評価するため、水位の観測値を用いて計算結果の検証を行った。対象値としてガンジスデルタ (図 3.4 (a), (c)) およびメコンデルタ (図 3.4 (b), (d)) を選定した。観測地点 (ガンジスデルタは CD: Chandpur, DL: Daulakhan, RY: Rayenda の 3 地点, メコンデルタは CT: Can Tho, MTo: My Tho, MTu: My Thuan の 3 地点) はいずれも、図 3.4 (a) と (c) に示すようにデルタ沿岸域に位置している。GTSR との結合によって、水位の再現性が向上していることが分かる。例えば、相関係数については全観測地点で僅かではあるが向上しており、ガンジスデルタについては最小二乗誤差および相対誤差も減少している (表 3.1)。さらに、ガンジスデルタの全観測地点において、GTSR の結合によって水位が有意に増加しており、その変化は CD では  $0.97\text{ m}$ 、DL では  $1.19\text{ m}$ 、RY では  $0.48\text{ m}$  であった。なお観測値には欠損値が含まれており (図 3.4 の灰色の線で空

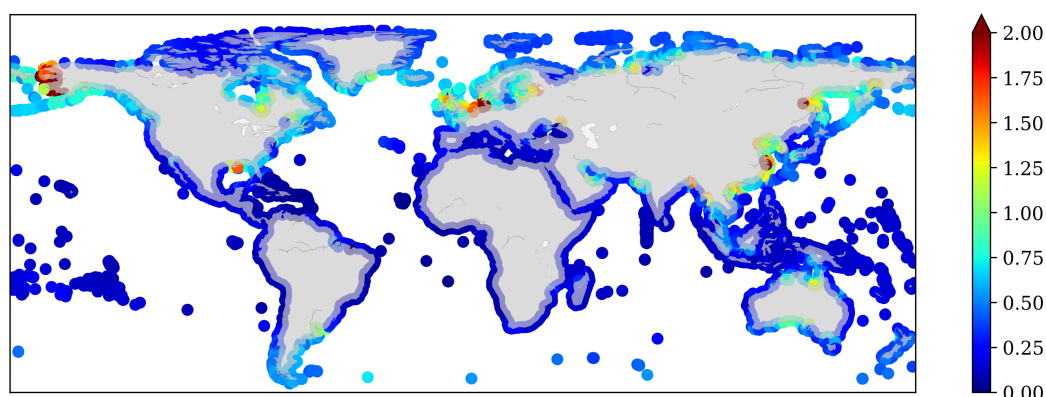


図 3.2: GTSR における 2005 年最大潮位 (m)

白になっている部分), 相関係数や最小二乗誤差などの計算においては観測値が利用可能であった日時のみを対象として計算を行っている。

GTSR と CaMa-Flood の結合実験結果では水位の再現性に向上が見られた一方で、その影響は比較的小さかった。これは、大陸河川での水位は主に上流からの河川流量によって決定されており、沿岸水位の変動が河川水位の決定に対し及ぼす影響がそれよりも相対的に小さいことが原因として考えられる。加えて、DL では計算された水位が観測値と比べて過小評価になっており、RY については観測値の再現性が低い。この原因としては、河道幅と河道深という 2 つの河道パラメータを決定する際の潜在的な誤差が考えられる。2.2.1 節にて説明したように、河道幅については全球河道幅データベース GWD-LR もしくは経験式によって推定された値を用いている。今回の場合は、CD と DL での河道幅の値は GWD-LR によって決定されているが、RY では経験式による推定値である。ガンジスデルタのような沿岸部では、内陸部と比べると GWD-LR が示す河道幅の値が大きくなる傾向がある。その原因としては、沿岸部において河川からの淡水流入と海水の内陸部への侵入の双方が発生することによって河道幅を厳密に定義することが困難であることが挙げられる。加えて河道深については全球規模でのデータベースは存在せず、経験式のみを頼らざるを得ない。経験式のみで河道幅と河道深の 2 つの河道パラメータが決定されている RY のような地点では、そのことが観測値とモデルの計算結果に不一致が生じている原因となっていることが考えられる。RY での不一致のその他の理由として考えられるのは、ケルビン波によって駆動される季節周期の海面高度変動の存在である。[Rao et al., 2010] によりベンガル湾ではケルビン波による海面高度が 0.5 m 程度に達することが、また [Tazkia et al., 2017] により半日周期の太陰潮が 10 cm オーダーで変動することがそれぞれ報告されているが、これらのような複雑な海洋物理過程は現在用いている GTSR においては考慮されていない。さらに、メコン川での水位は観測値と比べると全体的に過大評価になっており、表 3.1 にて最小二乗誤差が比較的大きいことからそれが伺える。この理由としては、分岐河道 (図 3.4(b) で緑色の線で表されている河道) における河道深が低いために、主河道 (図 3.4(b) で青色の線で表されている河道) から分岐河道へ流入する流量が減少し、結果として主河道における水位が大きくなっていることが考えられる。今日、河

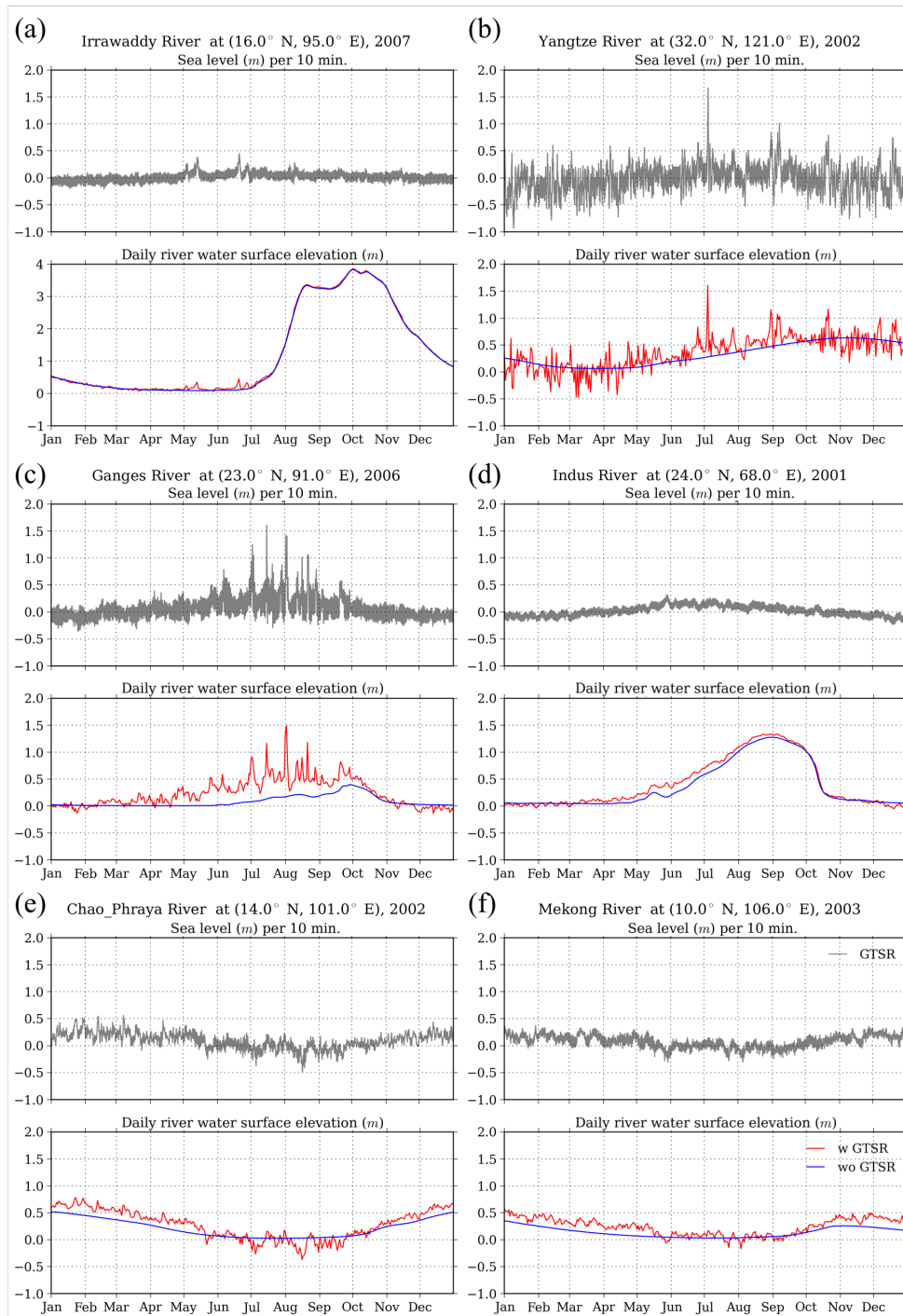


図 3.3: 東南アジア 6 河川河口グリッドにおける GTSR の沿岸水位 (m) と CaMa-Flood で計算された河川水位 (m) の時系列変化. (a) 2007 年イラワジ川 (b) 2002 年長江 (c) 2006 年ガンジス川 (d) 2001 年インダス川 (e) 2002 年チャオプラヤ川 (f) 2003 年メコン川の結果を表し, 各図の中で上図が GTSR 沿岸水位, 下図が CaMa-Flood 河川水位の結果を示している. CaMa-Flood の結果の図では, 赤線が GTSR との結合実験の結果, 青線が結合なしの実験結果である. 図は [Ikeuchi et al., 2017] より引用.

道深の推定は全球河川モデルにおける最大の不確実性要因の一つとして残っており、現在もこの問題を解決すべく推定結果を向上させるような研究が行われつつあるというのが現状である [Durand et al., 2008][Yoon et al., 2012]. 以上のような課題が残ってはいるものの、GTSR との結合によって CaMa-Flood での水位再現性が向上したということは、本研究で開発した全球河川高潮結合モデルがより妥当な計算結果を達成することができることを示唆している.

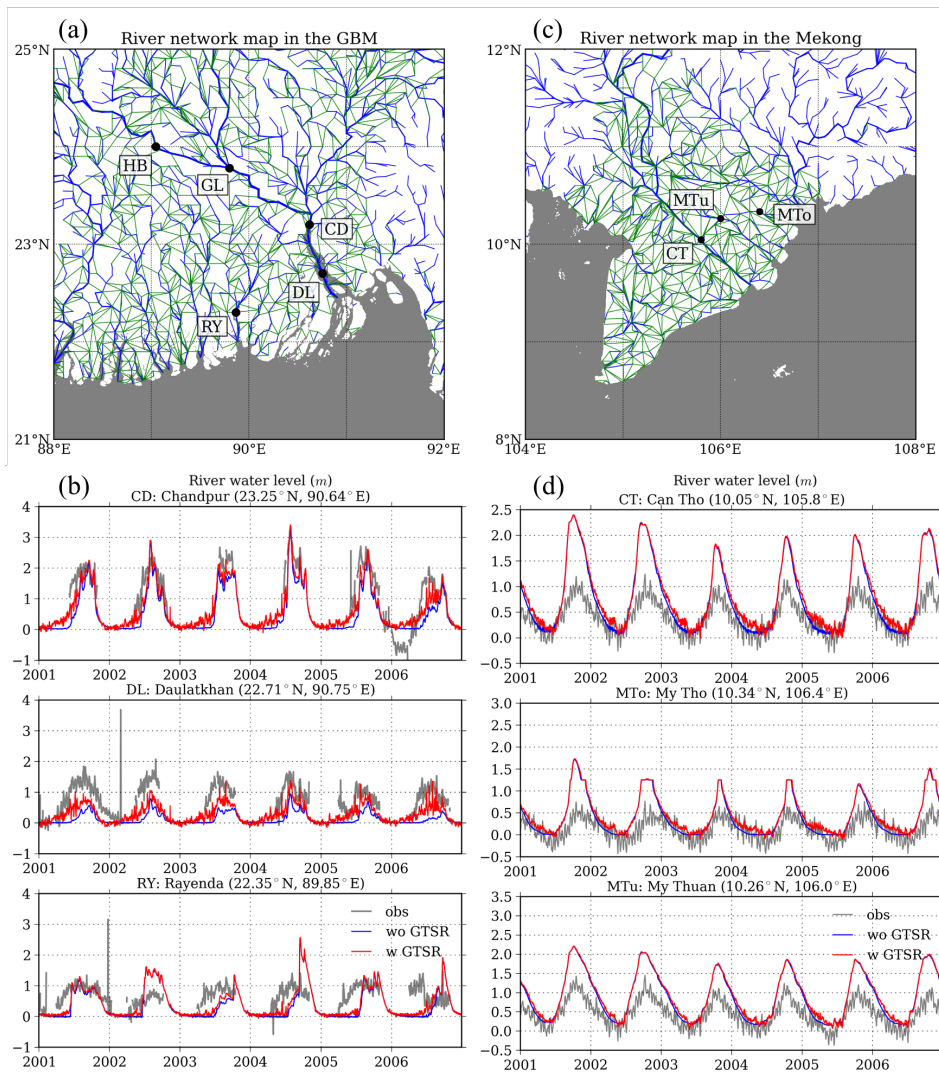


図 3.4: CaMa-Flood と GTSR の結合実験によって計算された河川水位の検証. (a) は CaMa-Flood における河道網と、ガンジスデルタにおける観測地点 (CD, DL, RY) を図示している. 青線は主河道, 緑線は分岐河道を表している. 各観測地点における名前と緯度経度に関する情報は (b) にて示されている. HB と GL の 2 つの地点については図 3.8 にて用いられる. (b) モデルによって計算された河川水位 (m) の, ガンジスデルタ 3 地点における観測値との比較による検証. 灰色の線が観測値, 赤色と青色の線が GTSR との結合あり/なし実験における CaMa-Flood での河川水位の計算結果を表す. 灰色の線において空白になっている部分は観測の欠損値を表す. (c) 図 3.4(a) と同じだがメコンデルタでの結果を表す. (d) 図 3.4(b) と同じだがメコンデルタでの結果を表す. 図は [Ikeuchi et al., 2017] より引用.

### 3.3.3 サイクロン・シドルによる高潮の河川洪水への影響の再現実験

結合モデルの応用に先立ち, GTSM で計算されたサイクロン・シドルの高潮水位データの検証を行った. 観測値については Bangladesh Inland Water Transport Authority



表 3.1: ガンジスデルタとメコンデルタでの水位の検証における相関係数, 最小二乗誤差, および相対誤差

河川名	地点名	GTSR 結合の有無	相関係数	最小二乗誤差 (m)	相対誤差 (%)
ガンジス	CD	無	0.712	0.670	29.9
		有	0.723	0.511	15.0
	DL	無	0.554	0.762	77.7
		有	0.614	0.545	51.1
	RY	無	0.232	0.619	32.9
		有	0.261	0.559	21.8
メコン	CT	無	0.889	0.551	-83.29
		有	0.890	0.580	-99.2
	MTo	無	0.697	0.411	-174
		有	0.748	0.426	-211
	MTu	無	0.908	0.538	-91.1
		有	0.914	0.560	-99.6

(BIWTA) より提供を受けた. なお本節で使用する高潮データは, 極端水位について過小評価の傾向が見られる GTSR ではなく, 高潮の再現性の向上のために IBTrACS による熱帯低気圧の風速と気圧場の観測値データを GTSM へ入力することによって計算された水位データ (2.3.2 節参照) を使用していることに注意されたい. 図 3.5 (a) は Khepupara と Hiron Point の 2 地点での観測およびモデル計算による水位を表す. GTSM の出力箇所について比較すると (図 3.5 (b)), Khepupara の近傍に GTSM の出力がないことが分かる. 一方で, Hiron Point では観測地点と非常に近い位置に GTSM の出力があることが分かるため, GTSM の計算結果の内 Hiron Point のもののみ図 3.5 (a) では図示している.

図 3.5 (a) の観測値とモデル計算による水位を比較すると, 水位の周期および振幅が近い値を示している (およそ 12 時間と 1.6 m) 一方で, 潮汐や高潮のタイミングと絶対値については, それぞれおよそ 2 時間と 0.8 m 異なることが分かる. [Krien et al., 2016] にて言及されているように, サイクロンの到達時刻に関して現地観測とサイクロンのトラックデータ (彼らの論文では Joint Typhoon Warning Center のデータが用いられている) との間に差が生じる場合がある. 本研究では 2.3.2 節で述べたように IBTrACS のデータを使用しており, 図 3.5 でのサイクロン来襲タイミングの差もこのことが原因の一つであると考えられる. 加えて, 本研究では MSS CNES CLS2011 ([www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/auxiliary-products/mss.html](http://www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/auxiliary-products/mss.html)) によって得られた平均海面高度を観測水位の値から引いたにもかかわらず, 水位の観測値と計算結果との間に絶対値の差が残存している. これは, 計算に用いているモデルである GTSM の計算解像度が粗いため, ベンガル湾での沿岸地形や底面摩擦のパラメタリゼーションに潜在的なバイアスが存在す

ることに起因していると考えられる。

サイクロン・シドルの高潮の水位に関しては、図 3.5 から分かるように、モデルの計算結果が Hiron Point での観測値よりも遥かに大きな値を取っている。この過大評価の理由としては、モデルへの入力データとして用いられている海岸地形 GEBCO のバイアスが考えられる。[Krien et al., 2016] の Figure 3 にて、GEBCO の海底地形が極端に浅い (2–4 m) ことが報告されており、それによって一部の地点で高潮水位が過大になっている可能性がある。過大評価のその他の要因としては、前段落で述べた点に加え、観測地点とモデル出力箇所の位置が異なっているという点 (例えば、図 3.5 (a) で水位をプロットしている GTSM の地点は、Hiron Point と比べるとやや海側の方に位置している) が挙げられる。また観測値自体に含まれる誤差も要因の一つであると考えられる。Khepupara での観測水位は 11 月 15 日の 18 時までは増加傾向を示しているが、その直後に観測機器による計測が止まってしまったことが報告されている [Krien et al., 2017]。したがって、観測値が本イベントにおける高潮の最大水位を捉えきれていない可能性が排除できない。

サイクロン・シドルにおけるピーク水位に関する GTSM の再現性について評価を行うため、現地調査による浸水高が報告されている 2 つの文献値を参照した。具体的には [JSCE, 2008] と [IWM, 2009] であり、これらの値は [Lewis et al., 2013] によって紹介されている。表 3.2 は、サイクロン・シドルにおける最高浸水高の検証結果を示している。GTSM の出力については、観測地点の最近傍点での値を用いている。結果として、モデルで得られた高潮水位の最大水位は 5.61 m であり、文献値で報告されているような 5.00 m や 6.47 m といった非常に高い水位をよく再現できているといえることができる。

表 3.2: サイクロン・シドルにおける最高浸水高の検証

	緯度 (°N)	経度 (°E)	最大浸水高 (m)
JSCE (2008)	22.23	89.83	6.47
IWM (2009)	22.30	89.85	5.00
GTSM	22.01	89.56	5.61

サイクロン・シドル再現実験により得られた高潮水位を入力とした CaMa-Flood を用いて、河川洪水氾濫シミュレーションを実行した。図 3.6 と 3.7 は、高潮ありの実験 (以後 Surge 実験と呼ぶ) と高潮なしの実験 (以後 noSurge 実験) で計算された浸水深および両者の差分 (Surge 実験の結果から noSurge 実験の結果を引いたもの) の空間分布を図示している。また図 3.8 は、4 地点における浸水深の時系列変化を示している。同図において、実線と点線はそれぞれ Surge 実験と noSurge 実験での浸水深の結果を示している。両者とも時間解像度は 10 分であるが、noSurge 実験での浸水深の変化は緩やかなものになっている。この理由としては、大陸河川では河川水位変動が海水面変動と比べて緩やかであるということ、入力に用いられている MATSIRO-GW の流出量が日毎のデータであることが考えられる。パドマ川 (ガンジス川とブラマプトラ川の合流部から下流の部分に該当) 河口地点での浸水深は、14 時頃に 2 m を超える水位の上昇が開始し、4 時間後 (18 時頃)

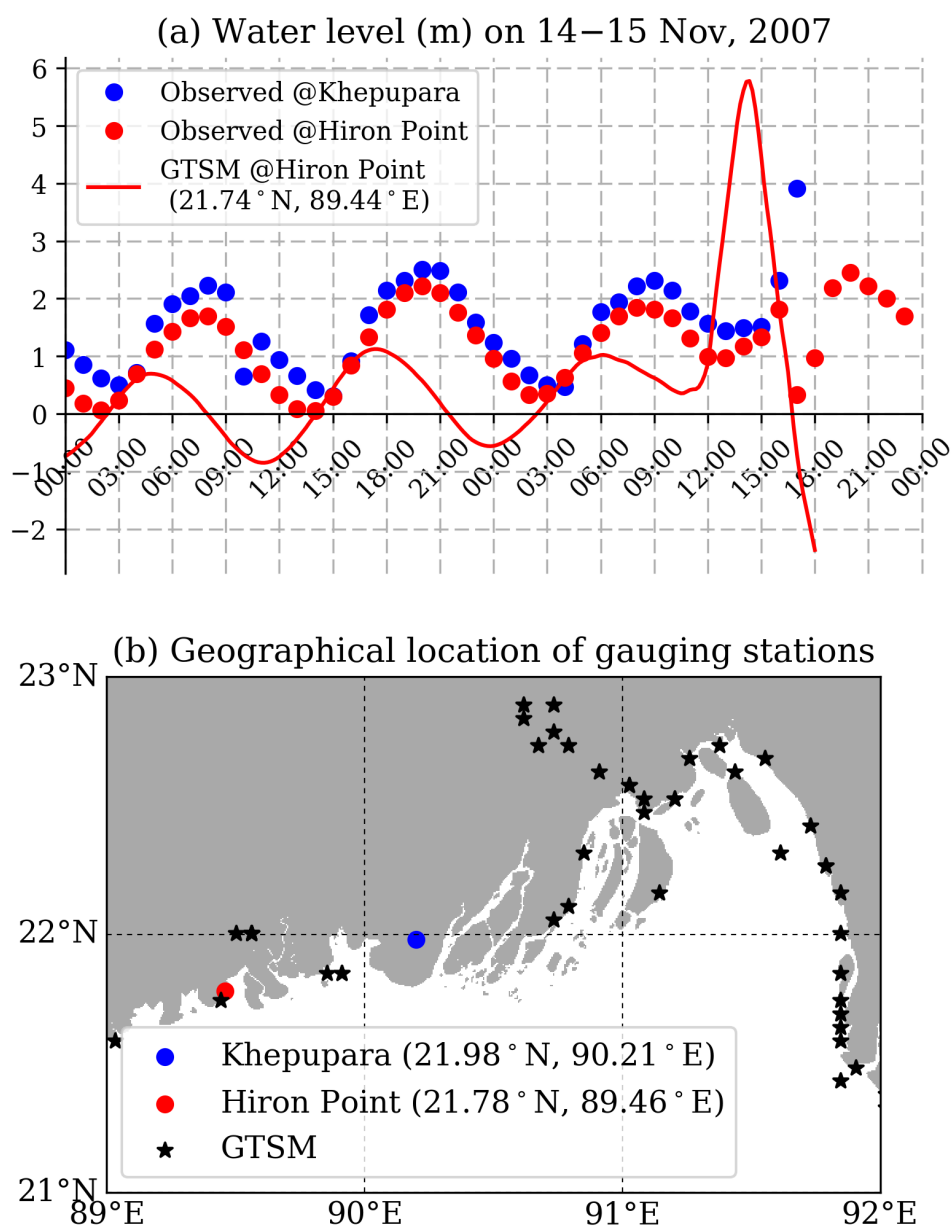


図 3.5: GTSM によって計算されるサイクロン・シドルでの高潮水位の検証. (a) 2007 年 11 月 14–15 日の GTSM (赤線) と観測値 (赤点および青点) の比較. (b) GTSM の出力箇所 (黒星) と観測地点 (赤点および青点). 図は [Ikeuchi et al., 2017] より引用.

に浸水深は  $3\text{ m}$  を超えるピーク水位に到達する. それ以降は, パドマ川での浸水深は減少し始める一方で, 上流であるガンジス川とブラマプトラ川では浸水深が増加し続けており, 河口から  $200\text{ km}$  離れた地点 (図 3.8 の GL) においても  $0.7\text{ m}$  を超えるような水位の増加が確認できる. なお同時帯 (2007 年 11 月 15–16 日にかけて) では観測値を得ることができなかったため, 計算結果を観測値と比較することはできなかった.

図 3.6 と 3.7 において，高潮によって生じた水位の上昇が河川を通じて遡上していく過程が明瞭に表現されている．沿岸水位変動を考慮しない場合（noSurge 実験），図 3.8 の点線で示されるように浸水深は低いままであり，高潮イベントを対象とした河川洪水氾濫シミュレーションにおける沿岸水位変動が極めて大きな影響を持つことが示唆される．加えて，高潮インパクトの河川を通じた遡上は背水効果を通じて表現されるものであり，これは [Ikeuchi et al., 2015] によって示されたような，海面上昇が河川洪水氾濫解析において重要な役割を果たすという知見を支持するのみならず，サイクロン由来の高潮イベント時の洪水氾濫の時空間的な特徴を明らかにするという点で新たな知見を与えるものである．

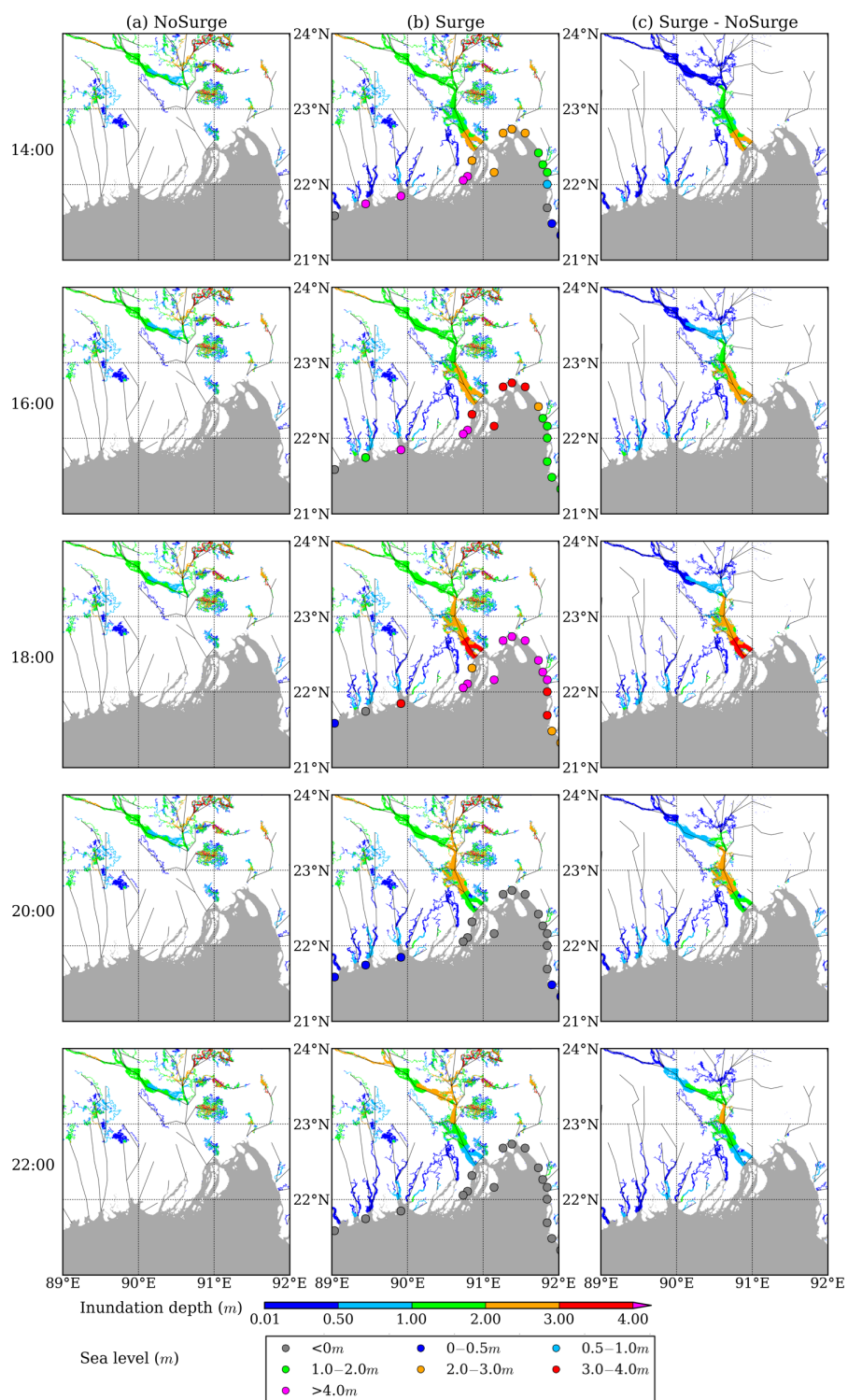


図 3.6: ガンジスデルタにおける (a) noSurge 実験と (b) Surge 実験での浸水深 ( $m$ ) と (c) その差分. 2002 年 11 月 15 日における 2 時間毎の浸水深の空間分布を図示している. (b) において点で示されているのは, GTSM によって再現された沿岸水位 ( $m$ ) を表す. 図は [Ikeuchi et al., 2017] より引用.

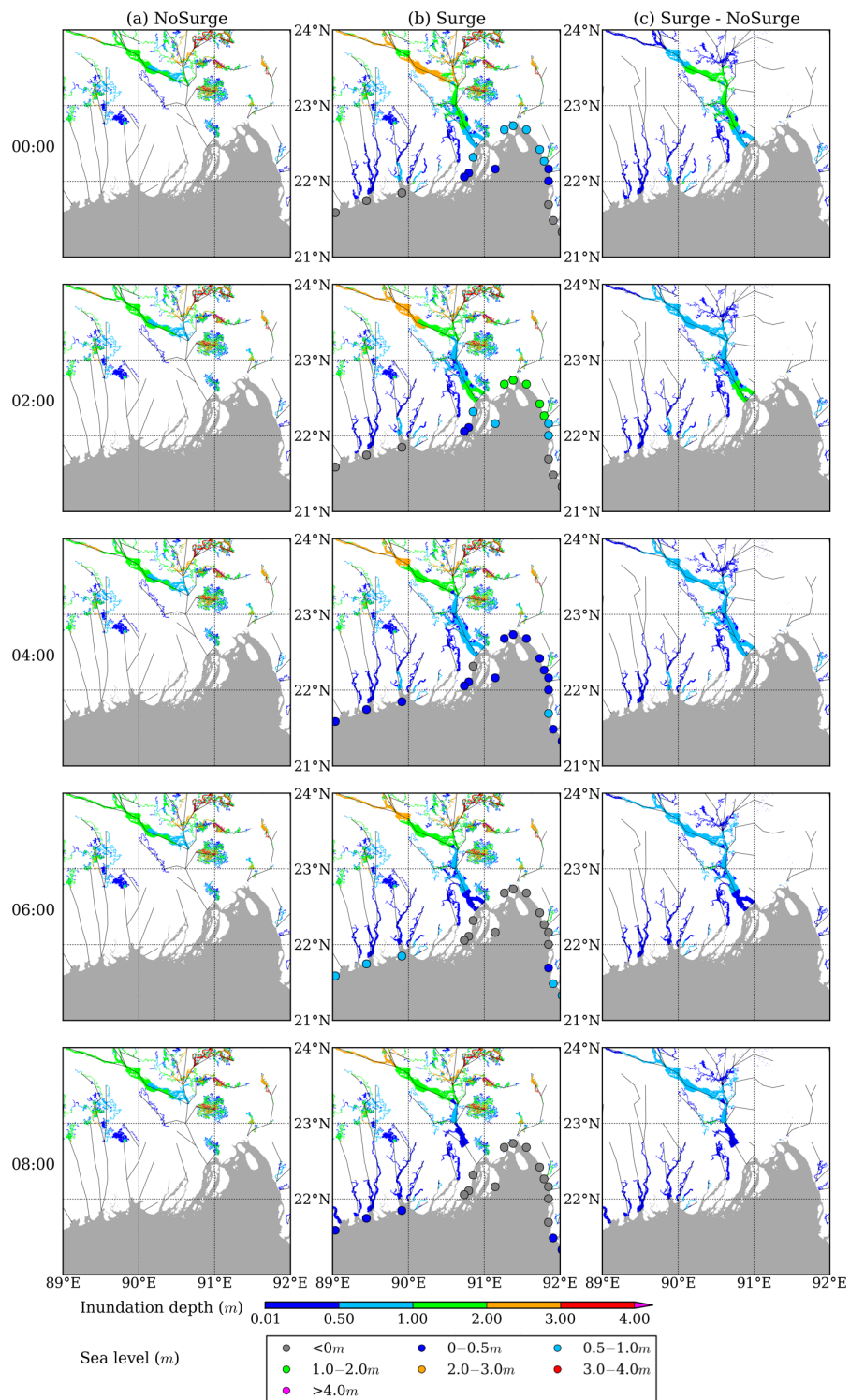


図 3.7: 図 3.6 と同様だが、高潮ピーク後の 11 月 16 日の結果。図は [Ikeuchi et al., 2017] より引用。

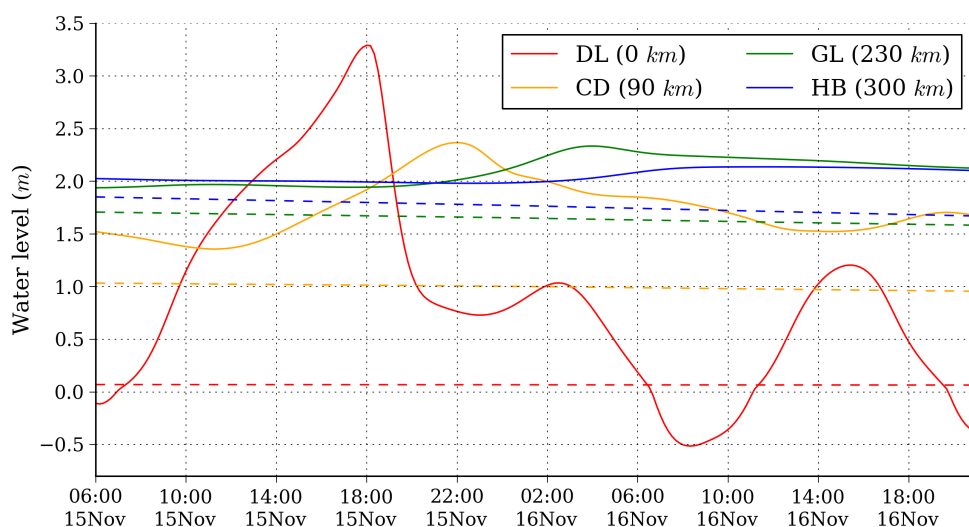


図 3.8: モデルによって再現されたサイロン・シドル来襲時の河川水位 ( $m$ ) の時系列変化. 実線と点線は各々 Surge 実験, noSurge 実験における結果を表す. 4 地点の空間的な位置に関しては図 3.5 (a) で示されている. 判例において各地点名の後に記されている数字は, 河口からの距離を示している. 図は [Ikeuchi et al., 2017] より引用.

### 3.3.4 本研究の課題

本研究にはいくつかの課題が残っている. 本項にて河川氾濫モデル CaMa-Flood, 沿岸水位再解析データセット GTSR, 結合手法について各々の課題を説明する.

#### CaMa-Flood

CaMa-Flood は河道の分岐を考慮した河川洪水氾濫シミュレーションを実行することができるものの, 運河などの小さい水路を通じた水の流れについては, それらを分岐河道として分類することの困難さ故に表現することは現状できていない. このことによって, 例えば 2005 年ハリケーン・カトリーナの事例において見られたような, 航路を通じた高潮の遡上などのケース [Ebersole et al., 2010] においては, 浸水深の推定結果が過小評価になる恐れがある. また 3.3.2 節において議論したように, CaMa-Flood では河道深が経験式によって推定されており, このことが過大評価や過小評価の原因となっている可能性がある.

#### GTSR

現在の GTSR では, 傾圧効果 (水の密度差に伴う圧力勾配) や, 潮汐と高潮の相互作用が無視されている [Muis et al., 2016]. 波のラディエーション応力による波浪効果 [Bunya et al., 2010] や表面応力を決定する短い周期 [Bertin et al., 2015] といった波の影響も考慮

すべき要素である。特に、潮汐と高潮の相互作用は海面水位に対し有意に影響を及ぼすことが知られている（例えばカナダでの  $0.2\text{ m}$  [Bernier and Thompson, 2007], 英国での  $0.5\text{ m}$  [Horsburgh and Wilson, 2007], ベンガル湾での  $1.0\text{ m}$  [Krien et al., 2017] など）。以上の要素は海面水位を決定する上で重要な要素となりえるため、本研究で用いた GTSR はそのような効果が卓越する地域ではバイアスがある可能性が排除できない。加えて、GTSM の入力地形データである GEBCO は、沿岸の水理を扱う研究において幅広く使用されているものの、[Krien et al., 2016] によれば、彼らがベンガル湾を対象に開発した新たな沿岸地形データと比べると沿岸部において極端に浅い地形になっているなどのバイアスを有していることが明らかになっている。今後の研究においてベンガル湾での沿岸水理過程を適切に解くためには、[Krien et al., 2016] のような最新の海底地形データを使用することが必要だろう。

### 結合手法

今回開発した全球河川高潮結合スキームには、外水氾濫や高潮の陸域での遡上過程が考慮されていない。これは現在の全球河川氾濫モデルにおいて、それらの物理過程を表現するためのスキームが存在していないことに起因する。本研究では沿岸水位変動が河川洪水氾濫に及ぼす影響について考察を行ったが、その逆の現象、すなわち海洋への淡水流入については考慮していない。

以上のような課題が依然として存在してはいるものの、本研究において新たに提示した全球河川高潮結合モデルは、河川洪水と高潮の双方の水害リスクを抱えるデルタ地域における浸水深の予測および洪水リスクの推定を行うに当たり重要な貢献ができるだろう。本研究で示した結合モデルは、大陸規模や全球規模といった大規模な領域を対象とした複合水害モデリングに向けたさらなる研究の進展のためのスタート地点ともなる。

## 3.4 本章のまとめ

本章では、全球河川モデルの枠組に立脚しメガデルタ地域において高潮が河川洪水氾濫に及ぼす影響を表現するという課題に取り組んだ。全球河川氾濫モデルにおいて、河口での動的な水位変動が表現できるようコードの修正を行い、河川モデル内の各河口グリッドに対し、最近傍の潮汐高潮再解析データの値が入力される。開発したモデルを用いて、全球河川洪水高潮複合水害シミュレーションを実行し、特に沿岸域や低平地において海面水位変動が河川水位の再現結果に対し有意に影響を及ぼすことが示唆された。全球河川氾濫シミュレーションにおいて海面水位変動を考慮することによって、ガンジスデルタとメグナデルタにおいて水位の再現性が向上することが確認された。さらに同モデルを、2007年にガンジスデルタに襲ったサイクロン・シドルに対し応用した。サイクロンにより駆動された高潮によって、河口では  $3\text{ m}$  を超えるような水位の上昇が、また河口から  $200\text{ km}$  離れた地点においても  $0.7\text{ m}$  を超えるような水位の上昇が見られるなど、浸水域・浸水深の推定に対し大きな影響を持つことが明らかになった。今後の研究としては、沿岸域における高潮の陸域遡上など、現在のモデル枠組みでは考慮されていない物理過程を導入する



ことによって、より総合的に沿岸域における洪水氾濫解析を実行することができるようなモデル開発が考えられるだろう。

# 第4章 全球河川氾濫モデルをネストする領域 2次元モデルの構築手法の開発

## 4.1 背景と目的

### 4.1.1 背景

河川洪水は、被災者数・経済被害という観点から見て最も深刻な自然災害の一つであり [MunichRe, 2014], 世界各地において人命の損傷や資産の喪失を伴いながら人類に甚大な被害を及ぼしてきた。例えば1995年から2015年の間では、河川洪水によって23億人が洪水被害に遭い、157,000人が亡くなったとされている [UNISDR, CRED et al., 2015]。これに加えて、将来の気候変化に伴いアジアやアフリカなどの地域において洪水リスクがさらに深刻化する懸念が強まっている [Hirabayashi et al., 2013]。それゆえ、洪水リスクを適切に評価することは社会的に重要である。

河川洪水リスクを評価していく上では河川モデルの利用が不可欠であり、これまで地域スケールから全球スケールまで幅広いスケールを対象としたモデルが開発されてきた。第1章でもレビューしたように、領域スケールのモデルでは LISFLOOD-FP [Bates and De Roo, 2000] [Neal et al., 2012], RRI [Sayama, 2015] などが挙げられ、入力データ（流出量, 雨量）、解くべき運動方程式（運動学波方程式, 拡散波方程式, 局所慣性方程式, St. Venant 方程式）、流下方向（4方向, 8方向）など様々な点で異なっているものの、氾濫過程については2次元もしくは3次元の水理方程式を解くことによって、氾濫の詳細な物理を解くことを目的としているものが多い。一方で全球スケールのモデルはここ10年間の発展が目覚ましく、計算機能力の向上, 新たな数値解法の開発 [Bates et al., 2010], 衛星データの精度向上や新たなデータセット開発 [Yamazaki et al., 2017] に恩恵を浴するところが大きく, CaMa-Flood [Yamazaki et al., 2011], GLOFRIS [Winsemius et al., 2013], MGB-IPH [de Paiva et al., 2013], GLoFAS [Dottori et al., 2016] などがその例として挙げられる。全球での河川氾濫シミュレーションを達成するため、高解像度の地形データおよび河道網の情報についてアップスケールを行うなど、計算効率性を高める工夫がなされている。全球モデルは、対象地域で得られるデータが乏しいために洪水リスクが推定困難な場所でのリスク推定や、広域でのリスク推定によりさらなる局所的な解析を行うべきホットスポットの特定などに使われている [Ward et al., 2015]。

上で述べた全球規模・領域規模のモデル双方に対して課題が存在する。全球モデルに関しては、第2章にて CaMa-Flood を例にして、モデルを用いる際に留意すべき点を整理した。具体的には、サブグリッド地形による氾濫過程の表現まではできているものの、計算グリッド内における詳細な水動態は表現できないという点が挙げられる。一方領域ス

ケールのモデルでは、計算時の空間解像度を高めたり氾濫原で2次元もしくは3次元の詳細な氾濫過程を解くことができるという利点の代償として、計算コストが大きくなりがちである点が課題である。この欠点のために、モデルを広い領域に対し適用することが困難になる。一例として、2次元氾濫モデルである LISFLOOD-FP を大陸規模へ応用した [Sampson et al., 2015] などでは、90 m 格子で  $10^\circ \times 10^\circ$  の領域を対象に氾濫計算を行った場合、2000 時間の計算時間が掛かったことを紹介している。また領域スケールのモデルでは、全球での地形データが整備されている全球モデルとは異なり、計算対象領域に応じて地形データを用意する必要があるという点も課題として挙げるができる。

#### 4.1.2 目的

以上の背景を踏まえ、本章では全球河川モデル CaMa-Flood から、任意の領域を対象として領域モデル LISFLOOD-FP を構築する手法を開発することを目的とする。CaMa-Flood では全球シミュレーションを前提としてグローバルな水文地形データが整備されている。具体的には、バイアス補正処理 [Yamazaki et al., 2012a] がなされた全球高解像度地形データ HydroSHEDS がモデルのパッケージの一部として用意されており、任意の領域を対象として洪水氾濫シミュレーションを行うことが可能である。一方で LISFLOOD-FP では基本的に特定の領域を対象としたアプリケーションが想定されているため、モデルのコードのみが提供されており、地形データについてはモデルユーザ自身で用意する必要がある。本章では、全球モデルである CaMa-Flood から、それに用いられているインプット水文地形データを最大限反映する（以下ではこのことをネスティングと呼ぶ）形で、任意の地域を対象として LISFLOOD-FP の領域モデルを生成する手法について説明する。また、次章で述べるモデルの結合シミュレーションを見据えて、CaMa-Flood を統合モデル結合環境 GLOFRIM [Hoch et al., 2017] へと組み込む作業も併せて行ったので、その点についても本章にて説明を施す。

## 4.2 手法

### 4.2.1 全球河川氾濫モデルへの領域モデルネスティング手法の構築

図 4.1 に、ネスティング手法の概念図を示した。本章では一例として、次章にて対象領域となるエルベ川にて本手法を適用した際の結果を示す。図の右側で青線で示されているのが CaMa-Flood での 15 分解像度（赤道上で約 25 km）の河道網であり、緑色で塗られた部分がエルベ川の全流域に該当する。CaMa-Flood での計算対象領域は ( $7-17^\circ\text{E}$ ,  $48-55^\circ\text{N}$ ) であり、赤枠で囲まれた部分 ( $9.7-12.2^\circ\text{E}$ ,  $52.5-54^\circ\text{N}$ ) に対し以降で詳述するネスティング手法を適用し、左の図において示されるような LISFLOOD-FP での地図データ（36 秒解像度、赤道上で約 1 km）を生成する。なお左の図においてグレースケールで示されているのは標高、白から青の線で示されているのは河道幅である。また LISFLOOD-FP への入力として、陸面過程モデルから計算される流出量および LISFLOOD-FP 河道網の上流端での CaMa-Flood の河川流量が与えられる。

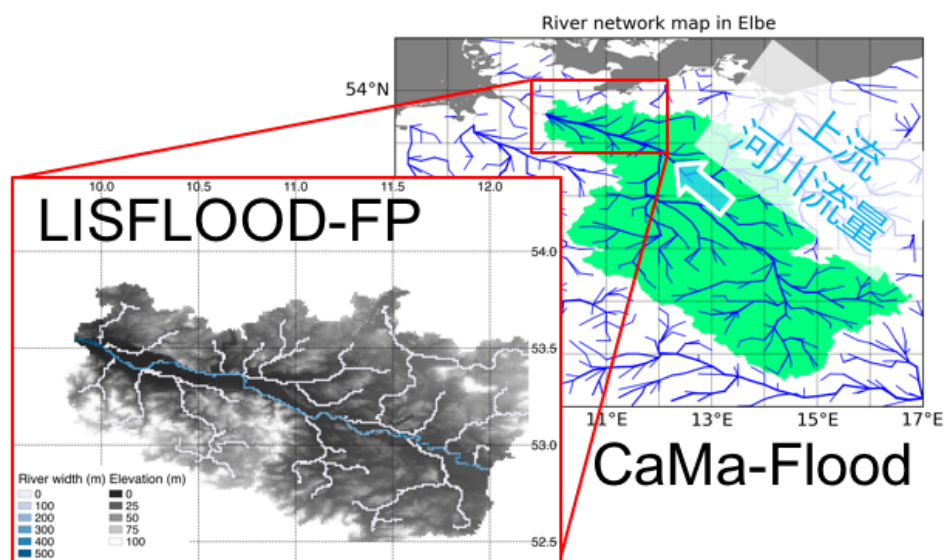


図 4.1: エルベ川流域を例としたネスティング手法の概要。右図の青線は CaMa-Flood での河道網を表しており、緑色で塗られた部分はエルベ川の全流域を示している。赤枠で囲まれた部分に対し本手法を適用し、左図で示される計算対象領域において LISFLOOD-FP を構築する。左図においてグレースケールで示されているのは標高 (m)、白から青に掛けて色が施されているのは LISFLOOD-FP における河道網の位置とその河道幅 (m) を表す。

領域モデルの構築に当たって必要な標高・河道幅・河道深の3種類のデータを得るため、CaMa-Flood で用いられている 18 秒解像度の地形データ及び計算実行用にアップスケールされた 15 分解像度のデータを使用する。LISFLOOD-FP での計算負荷を軽減することを目的として、最終的な計算解像度を 36 秒（赤道上で約 1 km）とする。これは元の高解像度地形データが 18 秒（赤道上で約 500 m）であり、アップスケール作業における簡便さを考慮して決定した値であるが、18 秒の倍数であれば任意の解像度へアップスケールすることが可能である。

本工程は以下の3つの工程に分けられる。

- CaMa-Flood の地図データから LISFLOOD-FP での対象領域の切り取り
- 標高データのアップスケールおよび河道連続性のための補正
- 河道幅と河道深データのアップスケールおよび河道連続性のための補正

フローチャートで全体工程を表したものが図 4.2 である。以下各工程に分けて説明する。

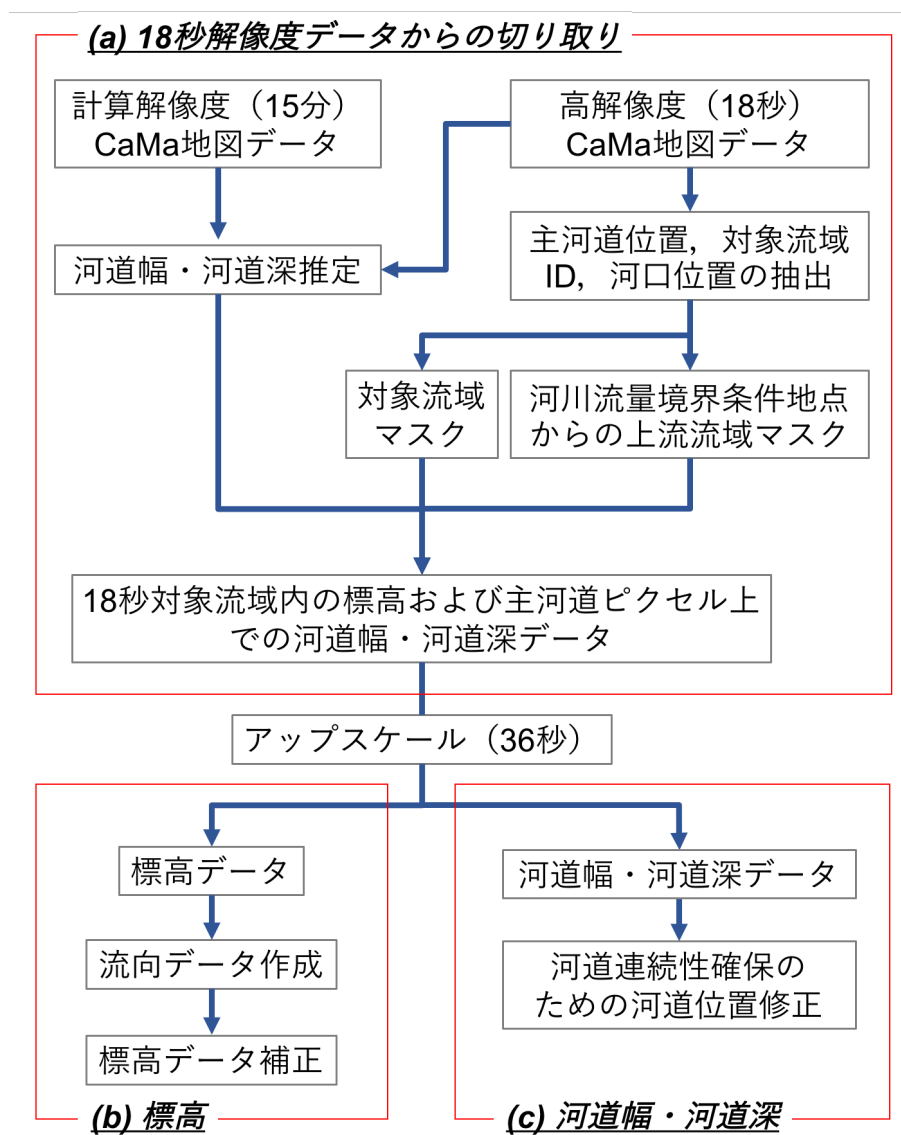


図 4.2: LISFLOOD-FP モデル用地形データ構築手法フローチャート

### CaMa-Flood の地図データから LISFLOOD-FP での対象領域の切り取り

まず、18 秒高解像度地形データを元に主河道の位置、対象流域 ID、河口位置の抽出、流域マスクの作成を行う。LISFLOOD-FP では、1 次元河道網は対象領域中で河道地形データ（河道幅と河道深）の値を持つピクセルの集合として定義される。そのため、河道の位置を定義する必要がある。18 秒解像度での河道幅と河道深の作成手法について、図 4.3 を用いて説明する。

- (i) 図 4.3 (i) の赤線で表されるように、集水面積  $100 \text{ km}^2$  以上のピクセルを河道ピクセルと定義する。
- (ii) 各単位集水域について 1 本の「主河道」を定義し、それに対応する CaMa-Flood での河道地形データを割り当てる。各単位集水域の代表ピクセル（その単位集水域内で最大の集水面積をもつピクセル。定義方法に関する詳細については 2.2.1 節を参照）から上流方向に向かって、同一単位集水域内で最大の集水面積を持つピクセルを探索していくことにより、主河道を定義する。
- (iii) 河道地形データ未定義の全ピクセルについて上流ピクセルを探索していき、河道地形データが定義されているピクセルに到達した場合には、未定義の区間にその値を割り当てる。
- (iv) 以上の工程を経てなお未定義の河道ピクセルは小さい河川や最上流部に位置する河川に限られるため、CaMa-Flood で用いられている最小の閾値の値（河道幅については  $10 \text{ m}$ 、河道深については  $2 \text{ m}$ ）を割り当てる。

対象流域 ID については、Flexible Location of Waterways (FLOW) [Yamazaki et al., 2009] メソッドにより流域毎に割り振られた ID の中で、対象領域に該当する部分の ID を調べた上で、それに該当する対象流域の 18 秒解像度でのマスクを作成する。河口位置の情報は、後で河口における河道幅と河道深の値を CaMa-Flood と LISFLOOD-FP の間で統一する際に必要となるため、ここで抽出を行っている。また、CaMa-Flood からの河川流量のインプットが与えられる点より上流域を LISFLOOD-FP の対象領域から除外するため、この境界条件の点より上流域のマスクについても 18 秒解像度で作成する。

そして、上で作成したデータを用いることによって、LISFLOOD-FP での対象領域における標高・河道幅・河道深データを、18 秒解像度の元のデータから切り出す。そして、流域マスクデータを用いて標高データを、また流域マスクデータと主河道位置データを用いて河道幅・河道深データを、18 秒解像度の元のデータから切り出す。標高データについては、CaMa-Flood に用いているバイアス補正済みの SRTM データ [Yamazaki et al., 2012a] を使用した。

### 標高データのアップスケールおよび流下方向の連続性確保のための補正

計算負荷を軽減することを目的として、標高データ空間解像度を 18 秒から 36 秒へとアップスケールした。標高データのアップスケールの際には、36 秒解像度地形上で生じう

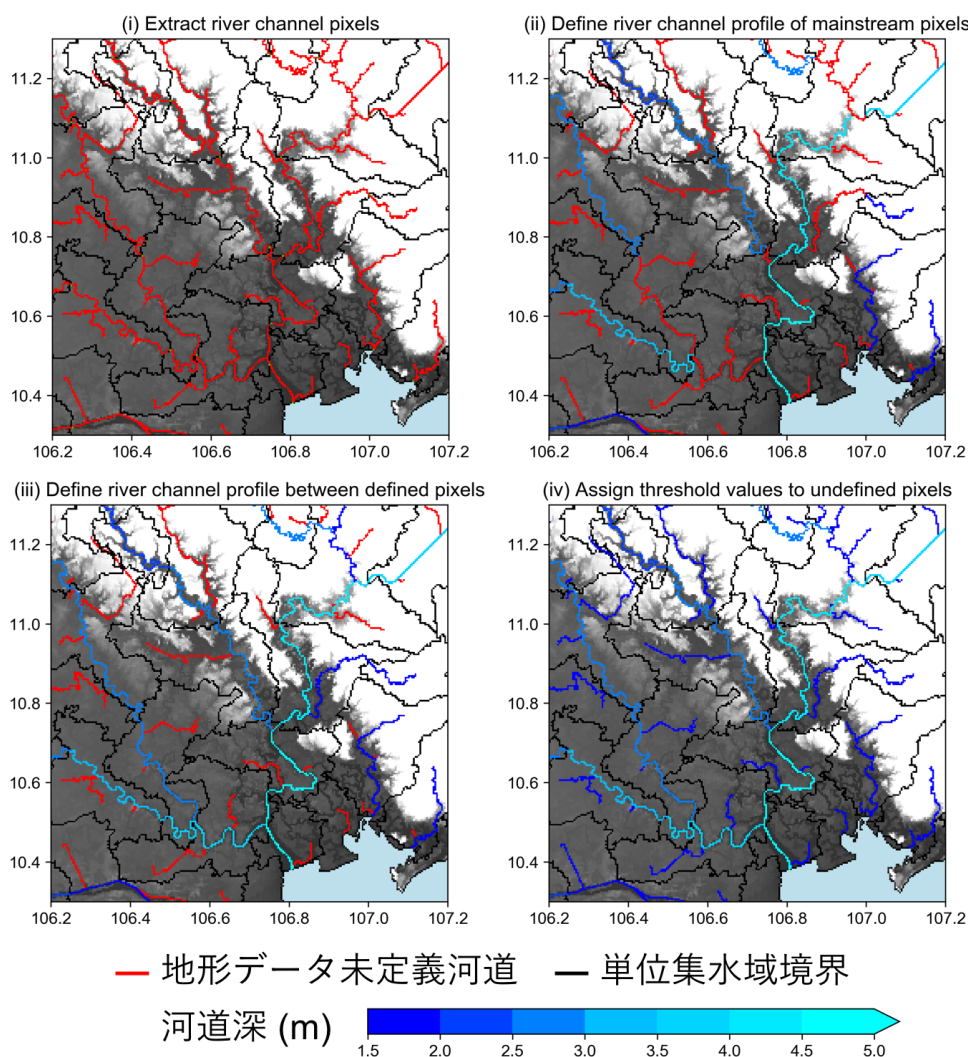


図 4.3: 18 秒解像度での河道地形データ推定手法のイメージ図。河道深での例を示している。各図とも黒線は単位集水域境界を、背景のグレースケールは標高をそれぞれ表す。(i) 集水面積  $100 \text{ km}^2$  以上のピクセルを河道ピクセルと定義。(ii) 各単位集水域の中で 1 本の主河道を定義し、それに対応する CaMa-Flood での河道地形データを割当。(iii) 全未定義ピクセルについて、上流に河道地形データが定義されている河道ピクセルが存在する場合はそれを割当。(iv) なお河道地形データが未定義のピクセルについては、CaMa-Flood で用いられている最小の閾値を割当。

る水の流れの連続性を確保するため、36 秒解像度 1 ピクセル内にある 18 秒解像度 4 ピクセルの中で最小の値のものを選ぶ。ただし、LISFLOOD-FP における流下方向は周囲 8 ピクセルのいずれかで規定されるのではなく、上下左右の 4 方向のいずれかで決まるため、標高データの補正が必要となる。具体的な事例を示しながらこの点について説明する。図 4.4 の左側が元の標高データの値である中央の標高  $29 \text{ m}$  ピクセルからの流下先を考える場合、最急勾配を持つピクセルは右下の  $28 \text{ m}$  であるが、上で説明した通り LISFLOOD-FP では斜め方向の流下先が定義されないため、ここで氾濫原流の連続性が途切れることとな

る。そこでこのような場合は、まず各ピクセルについて最急勾配を持つピクセルとそれを囲む2つのピクセルの標高を調べる（図4.4の左側で34 mと33 mの標高を持つピクセル）。そしてそれらの内標高が低い方を探索し、該当するピクセルでの標高を、中央ピクセルの標高と同じ高さになるように補正を行う（図4.4では33 mのピクセルが選択され、29 mに補正される）。ここで標高が低い方のピクセルを選択する理由としては、補正する値を可能な限り小さくすることによって、浸水深の過大評価を防ぐことを目的としていることが挙げられる。これによって上下左右4方向のいずれかから流下方向が決定されることとなり、氾濫原流の連続性が確保される。

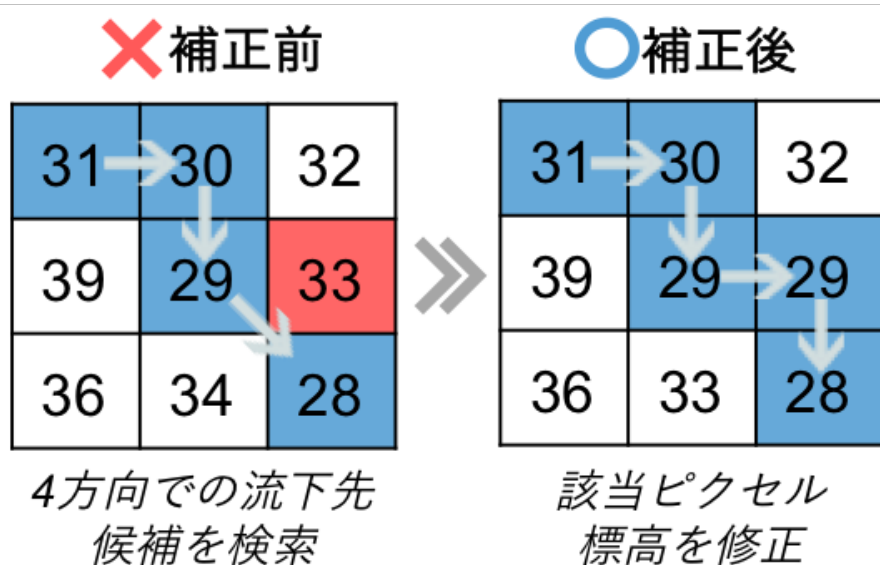


図 4.4: 流下連続性確保のための標高データ補正の概念図。左図において左上のピクセルから最急勾配ピクセルを探索すると右下のピクセルが該当するが、LISFLOOD-FPでは上下左右の4方向のいずれかでのみ流下方向が定義されるため、連続性が確保されない。そのため右図で示されるように、この図の場合は左下のピクセルの標高について、上下左右の4方向のみによって流下方向が決定されるように補正を行う。

#### 河道幅と河道深データのアップスケールおよび河道連続性のための補正

(b)と同様に、(a)にて得られた18秒解像度での河道幅と河道深データについて、36秒へのアップスケールと連続性確保のための補正を行う。ただし、36秒解像度1ピクセル内にある18秒解像度4ピクセルの中で最大の値のものを選ぶ。これは、解像度によらず本流での河道幅や河道深の値を同じ値にするために施した処理である。次に、(b)と同様河道の連続性を確保するため、流下方向が上下左右の4方向以外のピクセルに該当してしまっている場合には、上下左右4方向で接続されるよう河道ピクセルを追加的に定義し、上流もしくは下流のピクセルと同じ河道幅と河道深の値を与えた。最後に、次章で高潮に対する感度実験を行うに当たり、河口ピクセルでの条件をCaMa-FloodとLISFLOOD-FPの間で統一するため、前者での河口グリッドでの河道幅と河道深の値を参照し、後者の河道



ピクセルのそれらと同じ値に修正した。このようにして図 4.5 に示すように、河道の連続性を確保する形で 36 秒解像度での河道地形データを整備することができた。

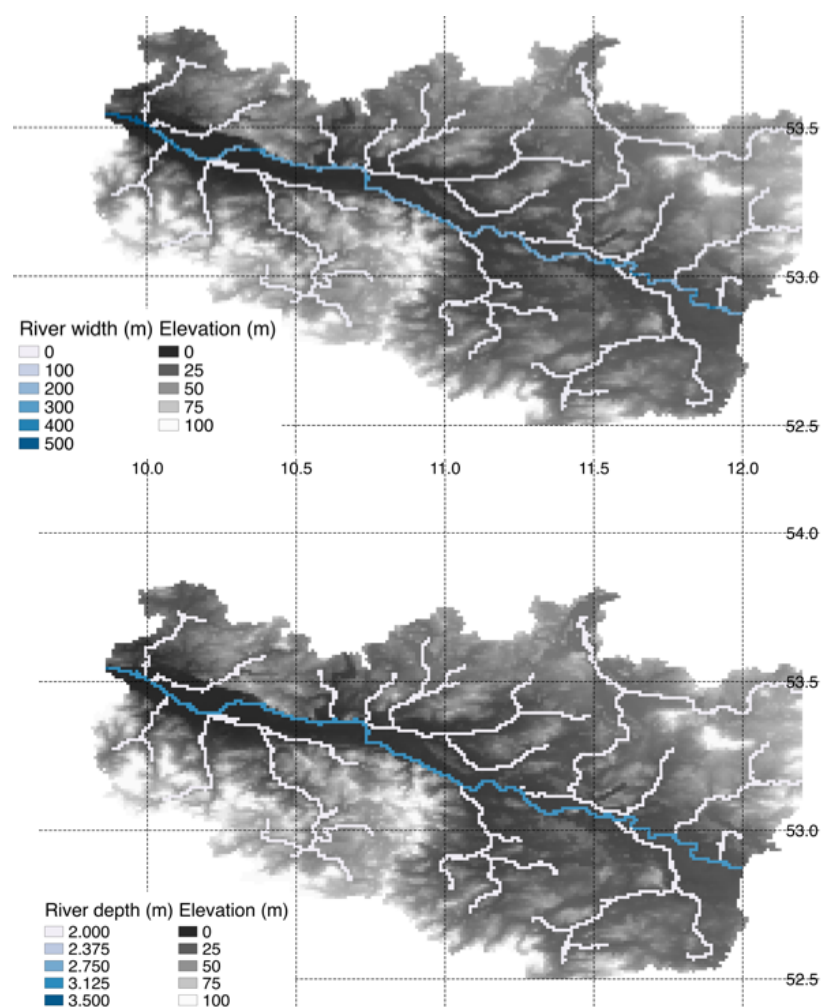


図 4.5: 36 秒解像度の LISFLOOD-FP での河道幅（上図,  $m$ ）・河道深（下図,  $m$ ）

#### 4.2.2 統合モデル結合環境 GLOFRIM への CaMa-Flood の組み込み

モデル開発効率向上のため、統合モデル結合環境 Globally Applicable Framework for Integrated Hydrological-Hydrodynamic Modelling (GLOFRIM[Hoch et al., 2017]) を用い、CaMa-Flood の本結合環境への組み込みを行った。GLOFRIM とは、異なる水文・水理モデル間の結合及び計算実行中のモデル間通信を容易にするフレームワークであり、モデル間通信は Basic Model Interface (BMI)[Peckham et al., 2013] と呼ばれるインターフェースが担う。GLOFRIM version 1 では、陸面過程モデル PCR-GLOBWB[Sutanudjaja et al., 2018], 2次元氾濫モデル LISFLOOD-FP 及び Delft3D-Flow Flexible Mesh[Kernkamp et al., 2011] が実装されている。本研究では CaMa-Flood 用の BMI アダプターを開発し GLOFRIM の統合モデル結合環境への組み込みを行った。これにより、モデル結合時のデータの入出力に関する作業を簡略化することが可能となる。

### 4.2.3 流下方向連続性確保のための補正の有無の影響を考察するための実験設定

標高や河道幅・河道深データの補正の作業の重要性を検証するため、以下に説明するような実験を行った。エルベ川流域全体を対象として、気象外力 ERA-Interim[Dee et al., 2011] を入力として陸面過程モデル PCR-GLOBWB[Sutanudjaja et al., 2018] によって計算された流出量を用いて、CaMa-Flood で河川氾濫シミュレーションを行う。LISFLOOD-FP での対象領域内で最上流地点において、CaMa-Flood によって計算された河川流量および対象領域内全体に対し PCR-GLOBWB から計算された流出量を入力として、LISFLOOD-FP で 2 次元氾濫解析を実行する。LISFLOOD-FP のシミュレーションでは、

- D8 実験：標高データおよび河道地形データについて、単に 18 秒から 36 秒へとアップスケールしたものを使用
- D4 実験：アップスケールされた地形データおよび河道地形データに対し、流下方向の連続性の確保のための補正を行ったものを使用

の 2 種類の実験を行い、上で述べた地形データ補正の影響について考察を行う。2002 年 9 月から 12 月にかけて発生した冬季洪水イベントを対象として、1 日毎に結果を出力し、河川流量の観測値との比較を行う。

## 4.3 結果と考察

### 4.3.1 流下方向連続性確保のための補正の有無の影響

ここでは、河道連続性確保のための補正の有無による洪水氾濫シミュレーション結果への影響について考察する。これ以降、補正前の実験を D8 実験、補正後の実験を D4 実験と呼ぶこととする。

#### 河川流量

図 4.6 では河川流量に関する比較を行っている。2002 年 9 月から 12 月までの Neu Darchau 観測地点での日毎の出力について図示しており、黒線が観測値、青線が D8 実験、赤線が D4 実験の結果を示している。相関係数と同期間での最大流量を比較してみると（表 4.1）、D4 実験での結果は D8 実験の結果よりも相関係数がやや高く（+0.0550）、最大流量もわずかに上昇（+2.52%）していることが分かる。

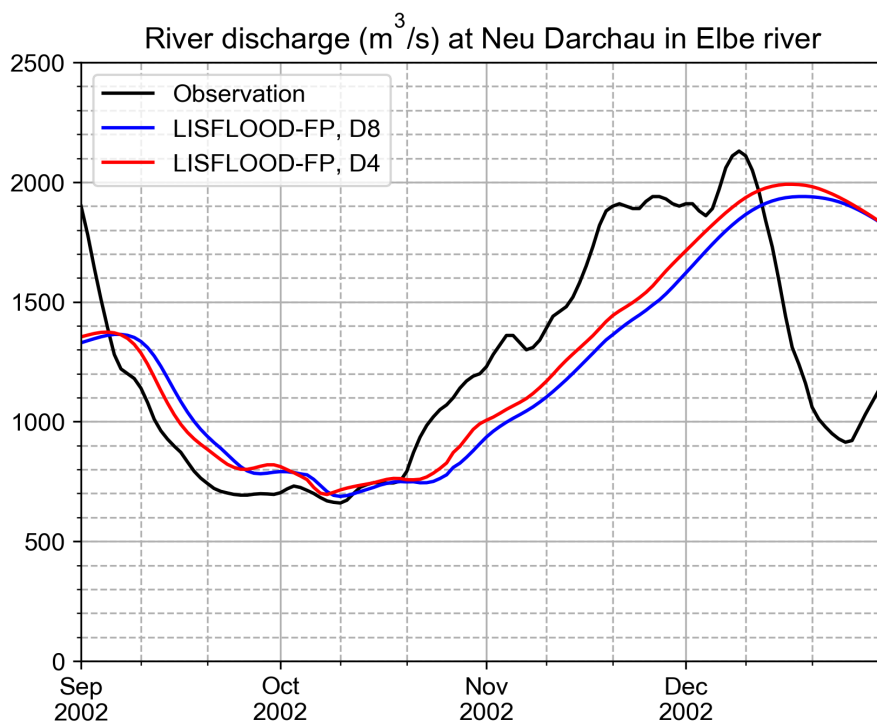


図 4.6: 流下方向連続性確保のための補正の有無による、Neu Darchau 観測地点での河川流量 ( $m^3/s$ ) 再現結果への影響。2002 年 9 月から 12 月までの 4 ヶ月間の日毎の出力を図示している。黒線が観測値、青線が D8 実験、赤線が D4 実験の結果。

#### 水面標高

河川流量の再現性が高くなった理由を考察するため、図 4.7 では水面標高の比較を行っている。図で示しているのは、D4 実験において最大値を取る 2002 年 12 月 14 日における、

表 4.1: 流下方向連続性確保のための補正の有無による河川流量再現結果の相関係数と最大流量 ( $m^3/s$ )

	相関係数	最大流量 ( $m^3/s$ )
D8 実験 (補正前)	0.621	1941.2
D4 実験 (補正後)	0.676	1991.5
観測値	—	2130.0

D4 実験 (図 4.7(a)) および D8 実験 (図 4.7(b)) での水面標高であり, 図 4.7(c) は D8 実験から D4 実験を引いた差分を示している. 図 4.8 に示した拡大図から伺えるように, 例えば  $52.3^\circ N$ ,  $10.5^\circ E$  付近の点において河道上流部において水面標高に非連続な点が生じていること, また全体的に D8 実験の方が浸水域を過大評価していることが分かる (最大で  $10.5 m$  程度). これは, そのような点において流下方向ピクセルが定義されないために水が滞留し, その地点から上流にかけて水面標高が高くなってしまふことが原因と考えられる. 一方 D4 実験 (図 4.7(b)) では, 上流から下流にかけて連続的な水面標高が表現されている.

以上のことから, D8 実験では河道網非接合部においてその地点から上流域河川水の流下が妨げられるために, 主河道での河川流量が減少することが示唆される. その結果として, 図 4.6 において見られるように D4 実験では D8 実験と比べて河川流量の再現性が向上したのと考えられる. 以上から, より現実的な河川氾濫シミュレーションのためには, 本章で紹介したような流下方向の接続性を確保する補正の作業が不可欠であることが示唆される.

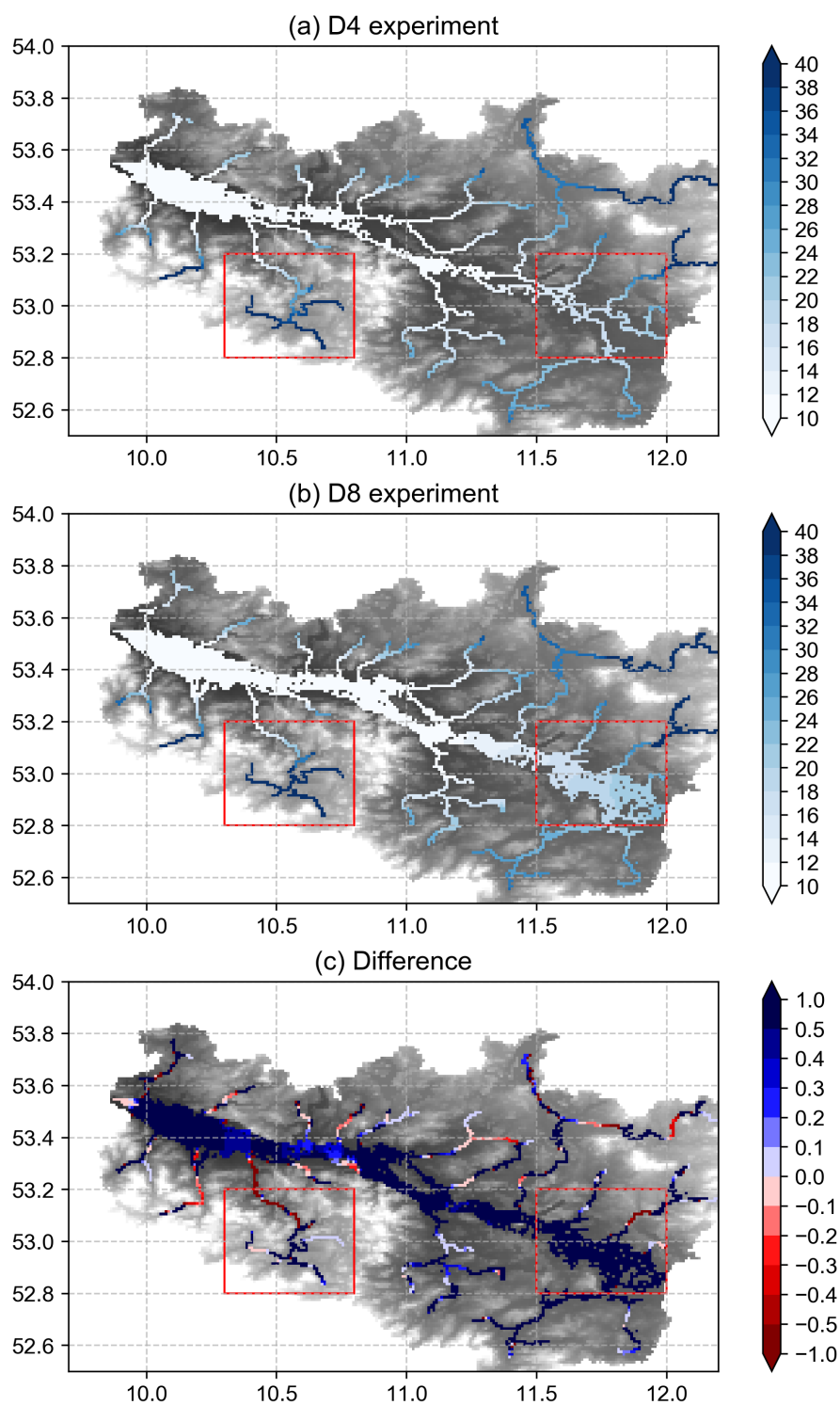


図 4.7: 2002 年 12 月 14 日における D8 実験および D4 実験での水面標高空間分布図. (a) は D4 実験, (b) は D8 実験, (c) は後者から前者の結果の差分を取ったものである. 赤枠は図 4.8 の拡大図で示される範囲に該当する. またグレースケールの背景は標高を表す.

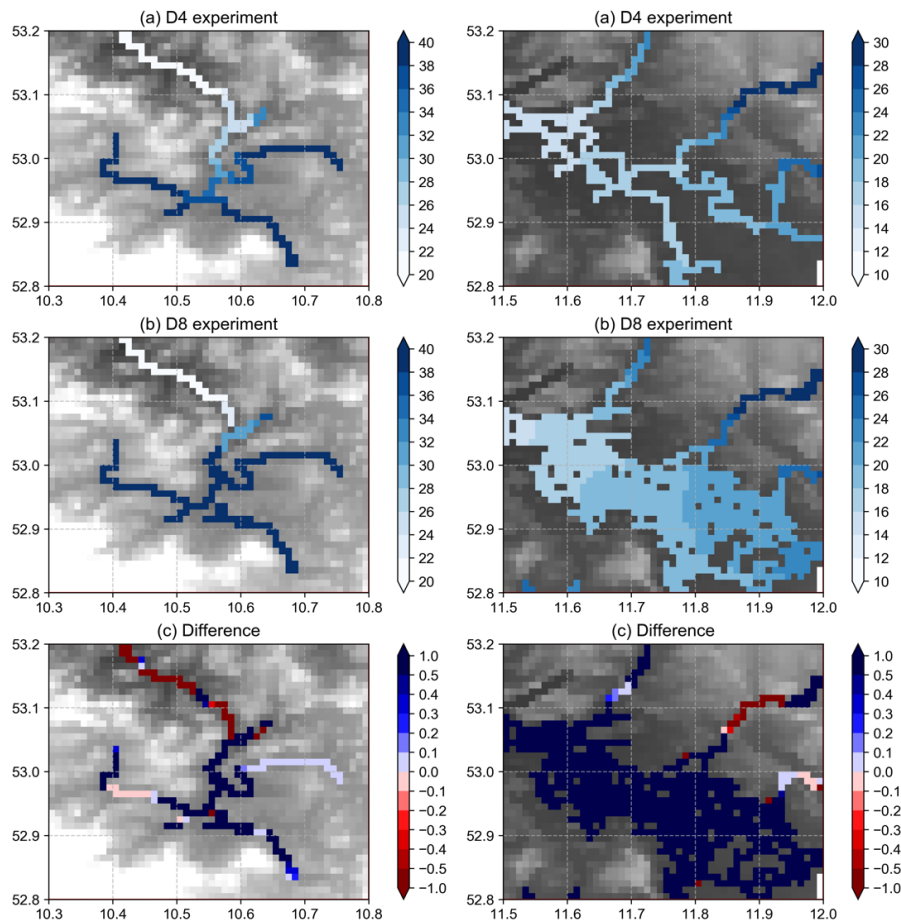


図 4.8: 図 4.7 と同様だがその拡大図。左右の列はそれぞれ図 4.7 中の左右の赤枠部分の拡大図である。なお左右の図および図 4.7 は、図の見やすさのために異なるカラースケールで描画されていることに注意されたい。

#### 4.4 本章のまとめ

本章では、全球河川氾濫モデルである CaMa-Flood から、全球任意の地域を対象として領域 2 次元モデル LISFLOOD-FP を構築する手法について説明した。CaMa-Flood によって推定される上流河川流量を入力として、全球モデルにおける計算解像度よりも小さいスケールにおいて生ずる現象を表現可能な枠組みの構築を目的として、領域を絞って LISFLOOD-FP での 2 次元氾濫解析を適用するというようなケースにおいて用いられることを想定して開発を行った。まず、LISFLOOD-FP への入力として必要な標高・河道幅・河道深の 3 種類のデータについて、CaMa-Flood で用いられている地図データに即して整備を行う手法を開発した。その際、LISFLOOD-FP では上下左右の 4 ピクセルからのみ流下方向が定義されることを踏まえ、標高データの補正を行うことによって流下方向の連続性が確保されるようにする工夫を施した。このように領域モデルを構築する上でのテクニカルな留意点を抽出し、それを解決する手法を確立した点は、本研究の成果の一つとすることができる。また補正を行う前後での地形データを用いて LISFLOOD-FP での河川氾

濫シミュレーションを実行した。計算された河川流量について観測値との比較を行った結果、補正を行うことにより観測流量の再現性が向上することが分かった。その原因としては、流下方向が上下左右の4方向のいずれにも定義されていない地点において流下方向が定義されないため、その地点より上流部において河川水が流下できず滞留してしまうということが挙げられた。水面標高の空間分布について考察を行った結果、連続性が考慮されていない地形データを用いた実験では、河川水の滞留に伴い非連続的な水面が生じるとともに、氾濫域が過大になったり下流部での河川流量が過小になったりと、適切な氾濫解析が実行できなくなることを示した。

本研究で開発した手法は全球任意の領域に適用可能なものであり、例えば河川洪水と高潮の双方が氾濫に影響を及ぼすような沿岸域での複合洪水氾濫シミュレーションなどに応用することができると考えられる。

# 第5章 デルタ地域における複合水害シミュレーション

## 5.1 背景と目的

### 5.1.1 背景

近年、沿岸デルタ地域における河川洪水と高潮の複合水害に対する関心が高まっている。元来、河川洪水・高潮はともにデルタ域における主要な災害として深刻な災害を及ぼしてきたが [Wong et al., 2014][Tessler et al., 2015], それらが同時もしくは数日程度の差を持って生じる複合水害の発生の可能性について、観測値およびモデル計算に基づき示す研究が近年多く報告されてきている [Kew et al., 2013][Klerk et al., 2015][Khanal et al., 2018][Hao et al., 2018][Ward et al., 2018]. 河川洪水と高潮の複合水害時には、それら一方によって生ずる被害よりも大きくなりうるということを考えると、デルタ域において適切に水害リスクを予測するためには、これら双方を取り扱う必要があると言える。

近年開発・発展の著しい全球河川氾濫モデルは、デルタ域を含む大陸河川の流域全体を対象として河川流下を一体的に解くことができる点で有用なツールである。全球河川氾濫モデルとは、河川を通じた陸面から海洋までの水の水平移動を全球規模で解くモデルであり、国スケールから流域スケール、大陸スケール、全球スケールまで、幅広い規模を対象として洪水リスク評価やリアルタイム予測を行うことができる点が特長である。特にデルタ域を含む集水域全体を対象として現地観測に基づく河道や地形に関する情報を得ることは現実的ではなく、全球規模で整備がなされたデータに基づき河川氾濫をシミュレートできることに、全球河川氾濫モデルを用いる利点がある。また、洪水リスクがデルタ域一般的に共通する問題であることを考慮すると、全球任意の領域に対し適用可能であるという点にも、全球モデルを用いる意義があるといえる。

しかしながら、全球モデルで複合水害を取り扱っている研究はほとんど存在しない。既往の全球河川氾濫モデルでは沿岸洪水が考慮されていないことが、2014年以來 Global Flood Partnership (GFP) という研究者・実務者・国際機関の洪水関係者のコミュニティによってリードされてきた全球モデル相互比較プロジェクト (MIP) によって指摘されている [Trigg et al., 2016][Bernhofen et al., 2018]. 特に、MIP において初めて観測値を用いた全球モデルのベンチマーク結果に関する報告がなされている [Bernhofen et al., 2018] において、

In addition to this, delta regions were avoided for analysis to prevent issues associated with the demarcation of fluvial and coastal flooding, the latter of which is not currently represented in the GFMs, although recently



CaMa-Flood was coupled with the results of a Global Tide and Surge Model [28] to simulate the influence of tide and surge on river levels [29].

と述べられていることが、上記の現状を的確に反映している。上記引用文中で [28] として引用されている文献は [Ikeuchi et al., 2017] に該当し、本論文の第3章に他ならない。つまり全球河川洪水・高潮結合モデルを開発し河川洪水氾濫シミュレーションにおける高潮の影響を評価した研究は、本論文執筆時点では本研究しか存在しない。

だが [Ikeuchi et al., 2017] にも、論文中で言及がなされているようにまだ課題が存在している。全球河川モデルの計算解像度よりも小さいスケールで生じるような現象を表現できないという点である。本論文 2.2.1 節にて議論したように、CaMa-Flood に限らず全球河川氾濫モデルでは一般的に、計算グリッド内における詳細な水動態は解くことができず、何らかの仮定を用いることによって河川洪水の氾濫過程を表現する。CaMa-Flood の場合、シミュレーション実行時の各計算タイムステップ終了時に、単位集水域内での水面標高が一定となるよう河道と氾濫原の間、また上流部と下流部において水交換がなされるため、タイムステップ毎に瞬時に水が移動することになる。このような全球河川氾濫モデルにおいて用いられている仮定が、[Ikeuchi et al., 2017] のような河川洪水高潮複合水害シミュレーションに対しどのように影響を及ぼしているのかという点は、未だ明らかにされていない。

単に詳細な洪水氾濫の物理過程を解くという目的であれば、2次元や3次元のモデルを使用することによって達成することは難しくない。現にバングラデシュ [Lewis et al., 2013] や英国 [Skinner et al., 2015]、ミシシッピ川流域 [Saleh et al., 2017] などを対象として河川洪水と高潮の複合水害をシミュレートする研究事例が報告されている。しかし、これらの研究は数 *km* オーダーの適用を対象としたものであり、広域への適用や他流域との比較などへの適用を行うことは容易ではない。また全球規模のモデルとは異なり、領域規模のモデルでは計算対象領域に応じユーザー側で地形などの入力データを準備する必要があるという点も、他地域へのモデルの応用性を阻害する要因となる。

### 5.1.2 目的

以上の問題意識を踏まえ本章では、第3章で述べた全球河川高潮結合モデルと、第4章の全球モデルから領域モデルを構築するネスティング手法とを統合することによって河川洪水と高潮の複合水害現象の再現を行い、

1. 2次元モデルとの比較を通じて、今後全球河川高潮結合モデルが水害リスク評価やリアルタイム予測などへ応用・実装されていく上での課題を解明
2. 2次元氾濫過程の導入によるメリットを議論

することを目的とする。

## 5.2 手法

### 5.2.1 対象とした複合水害事例

本章で LISFLOOD-FP を用いた河川洪水・高潮複合水害シミュレーションを行うに当たり、エルベ川流域とメコン川流域の2つを対象領域として選んだ。エルベ川は河川総延長  $1,094 \text{ km}$ 、流域面積  $148,268 \text{ km}^2$  であり、中央ヨーロッパに位置する大河川の一つである。このエルベ川において2002年に複数回洪水が発生している(図5.1(a))。一方でエルベ川河口地点での海面水位を確認すると、夏季よりも冬季において  $2 \text{ m}$  を超えるような比較的高い海面水位が生じていることが伺える(図5.1(b))。本研究では複合水害を対象としていることを踏まえ、2002年11月から12月にかけて発生している河川洪水イベントを対象として選定した。

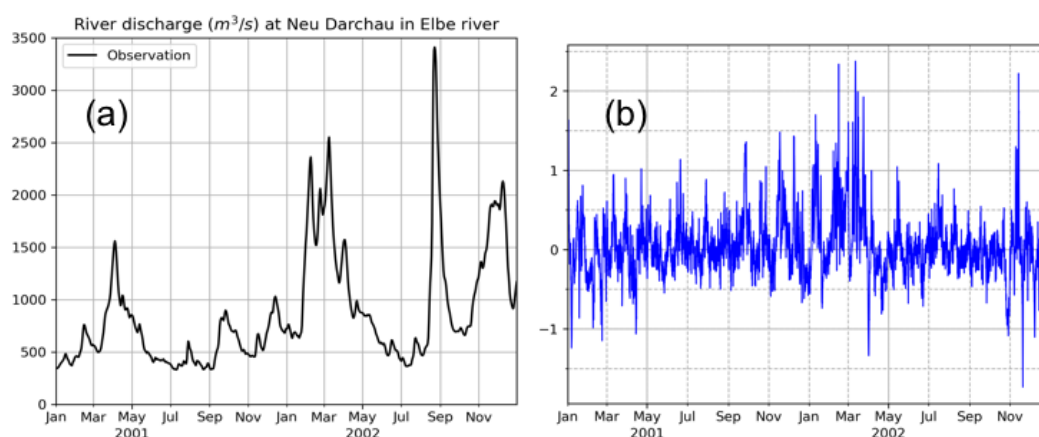


図 5.1: エルベ川の (a) Neu Darchau 観測地点における日河川流量 ( $m^3/s$ ) と (b) エルベ川河口における 10 分毎の沿岸水位 (m).

またメコン川は河川総延長  $4,023 \text{ km}$ 、流域面積  $795,000 \text{ km}^2$  であり、東南アジア地域でも最も大きなデルタ地域の一つである。メコン川では例年9月から11月にかけて河川流量が大きくなる傾向があることに加え、1997年11月に台風 Linda によっておよそ  $2 \text{ m}$  程度の水位上昇を伴う高潮が発生したことが報告されている [Takagi et al., 2017]。

### 5.2.2 エルベ川河口における仮想高潮データの作成

過去の高潮イベントを参照した仮想高潮データ

[Mikhailova, 2011] によると、1976年1月2日から4日にかけて、 $4.3 \text{ m}$  程度の高潮が生じた(図5.2)。これと同程度の高潮がエルベ川河口において異なる水文条件下で生じた際の洪水規模がどのようになるのかという点を明らかにする感度実験を行うことを目的として、以下に述べるような仮想的な高潮シナリオを設定した。

まず、ここでは潮汐ではなく高潮の効果に着目するため、[Mikhailova, 2011] によって報告されている海面水位の情報を踏まえ高潮水位を図5.3のように単純化した。ここでは

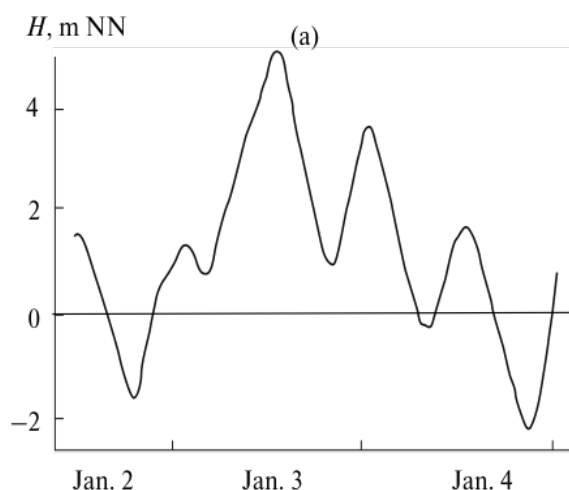


図 5.2: 1973 年エルベ川での高潮事例. 3 日間にかけて  $4.3\text{ m}$  の水位が引き起こされたことが確認できる (図は [Mikhailova, 2011] より引用).

簡単のため高潮の高さを  $4\text{ m}$  とした上で, 上図を元に高潮継続時間を 3 日間とした. また, 対象期間内に GTSR において最大の海面水位を取る 2002 年 11 月 14 日の正午に高潮の最大水位が来襲するという設定とした. したがって, 仮想実験においては 11 月 13 日から 15 日にかけて高潮が来襲するということになる. さらに, 異なる条件の高潮インパクトを見るため, 最大高潮水位と高潮継続時間のそれぞれについて 2 種類の異なる数値を設定し, 上記の実験を含め表 5.1 に示す 4 通りの実験を行った. なおここで「高潮継続時間」というときには, 高潮による水位の増加の開始から元の水位に戻るまでの時間のことを指す. これらの実験の特徴としては, 既往の文献情報や観測データを踏まえて, 想定しうる中で異なる最高沿岸水位と継続期間を設定することによって, どのような要素が洪水被害を深刻なものにする可能性があるのかという疑問に答えられるものであるという点が挙げられる.

表 5.1: エルベ川での仮想高潮データ作成におけるシナリオ一覧

実験名	最高沿岸水位 ( $m$ )	継続期間	継続日数 (日)
noSurge	0	-	0
surge4S	4	11 月 13–15 日	3
surge4L	4	11 月 12–16 日	3
surge6S	6	11 月 13–15 日	5
surge6L	6	11 月 12–16 日	5

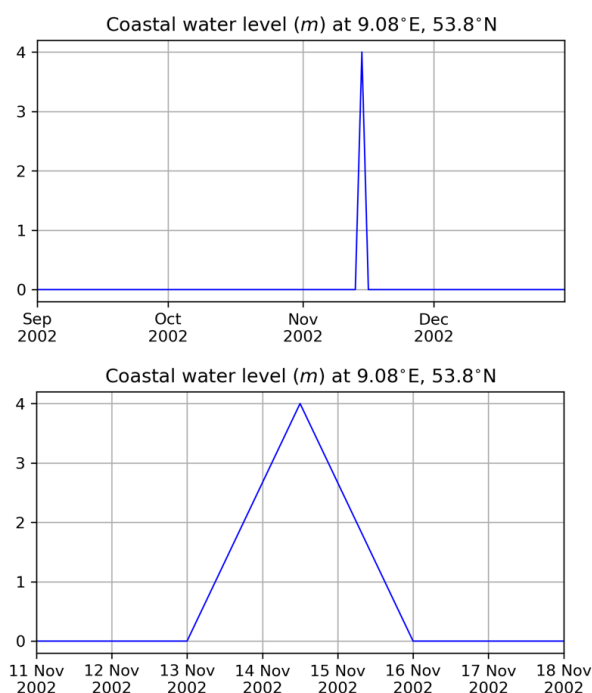


図 5.3: surge4S 実験におけるエルベ川河口部沿岸水位 ( $m$ )。上図は 2002 年の 9 月から 12 月の期間，下図は 11 月の 11 日から 18 日までの期間の拡大図である。2002 年 11 月 13 日から 15 日にかけて， $4 m$  の水位の上昇を表現している。また水位の増加と減少に関しては直線近似している。

#### 河川洪水との同時発生を想定した仮想高潮データ

本研究の目的の一つに，河川洪水と高潮の複合水害の表現が挙げられる。したがって，ここでは前節で作成したシナリオについて，河川洪水と高潮のピークが一致するようなシナリオを別途作成した（以降 rivsrg 実験と呼ぶ）。具体的には surge 実験と同様ではあるが，計算対象期間において河川流量が最大となる 12 月 16 日に高潮のピークが来て，rivsrg4S 実験と rivsrg6S 実験については 12 月 15–17 日，rivsrg4L 実験と rivsrg6L 実験については 12 月 14–18 日の期間に沿岸水位の変化が生じるようなデータを作成した。

#### メコンデルタにおける仮想高潮データ

メコンデルタについてもエルベ川でのケースと同様に仮想高潮データを作成するが，[Takagi et al., 2017] で紹介されている台風 Linda での高潮がおおよそ  $2 m$  程度だったことを踏まえ，2002 年 11 月 1 日から 5 日にかけて  $4 m$  の水位上昇を伴う仮想データを作成し高潮実験を行った。高潮水位を与えた地点としては，メコン川の河口を含む ( $106\text{--}107^\circ$ ,  $9.3\text{--}10.3^\circ$ ) の領域を選んだ (図 5.4)。

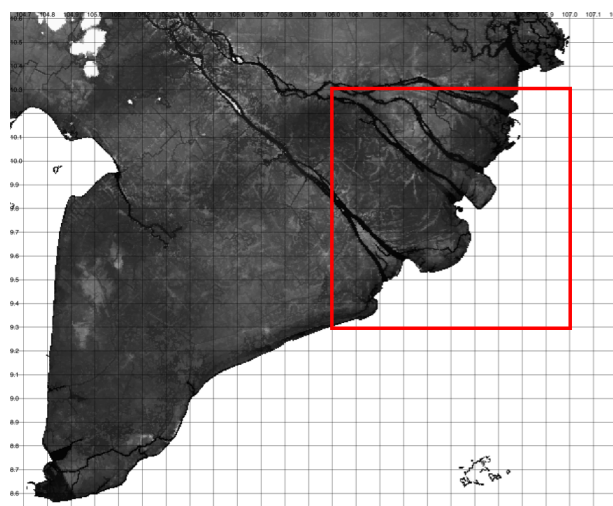


図 5.4: メコン高潮実験において沿岸水位を与えた領域

### 5.2.3 使用したモデルと実験設定

本研究では全球河川氾濫モデルとして CaMa-Flood[Yamazaki et al., 2011], 領域 2 次元モデルとして LISFLOOD-FP[Bates et al., 2010][Neal et al., 2012] を使用するとともに, LISFLOOD-FP の構築およびモデル間の結合については第 4 章で説明した枠組みを使用した. 各モデルの詳細については第 2 章で説明している. 計算対象領域についても第 4 章で示したものと同様に, CaMa-Flood は (7–17°E, 48–55°N), LISFLOOD-FP は (9.7–12.2°E, 52.5–54°N) とした (図 4.1). CaMa-Flood への入力となる流出量については, 気象外力 ERA-Interim[Dee et al., 2011] を入力とした陸面過程モデル PCR-GLOBWB[Sutanudjaja et al., 2018] によって計算されたものを用いている. LISFLOOD-FP での最上流点において CaMa-Flood により計算された河川流量を入力し, それ以外の地点については PCR-GLOBWB の流出量を与えた. また河口沿岸水位の下流端境界条件として, 上で述べた高潮データを入力することによって, 高潮の再現実験を行う. ただし, メコン川での計算については第 2 章で述べた通り, 現在開発が進められている最新版の CaMa-Flood である ver3.9.2 を使用するとともに, 第 4 章で述べた LISFLOOD-FP 領域モデル構築作業に当たっては, 標高および河道データのアップスケールは行わずに元の地形データと同じ解像度 (15 秒) でデータを整備した. 計算対象期間は, エルベ川では 2002 年 8 月から 12 月まで, メコン川では 2002 年 1 月から 12 月までとし, 計算・出力時間解像度は 1 時間である.

## 5.3 結果と考察

### 5.3.1 河川流量の検証

#### エルベ川

2002年冬季のエルベ川の河川流量再現実験を行った。図5.5 (b) は Neu Darchau (観測地点の位置を同図 (a) で示した) における河川流量のモデル計算結果を観測値と比較したものである。表5.2に相関係数と最大河川流量を示した。観測値と比較すると、相関係数はCaMa-Floodでは0.576, LISFLOOD-FPでは0.712となっており、結合ランの方がやや流量変動をよく捉えられていることが分かる。しかし、いずれの計算結果においても流量の立ち上がりが遅く、ピークが10日程度遅れていることが伺える。この原因としては、CaMa-Floodへの入力に用いている、PCR-GLOBWBにより計算された流出量が有する不確実性によるものと考えられる。なお図5.5では、CaMa-Floodと比べてLISFLOOD-FPの方が早いピークを示しているが、これはCaMa-Floodでは単位集水域間での流下方向が基本的には1グリッドであるのに対し、LISFLOOD-FPでは分岐流の発生により流下時間が短くなり、結果としてピークが早くなったということが原因と考えられる。なお上記で説明した点はいくまで河口に対応する単位集水域において当てはまる現象であるという点に注意されたい。

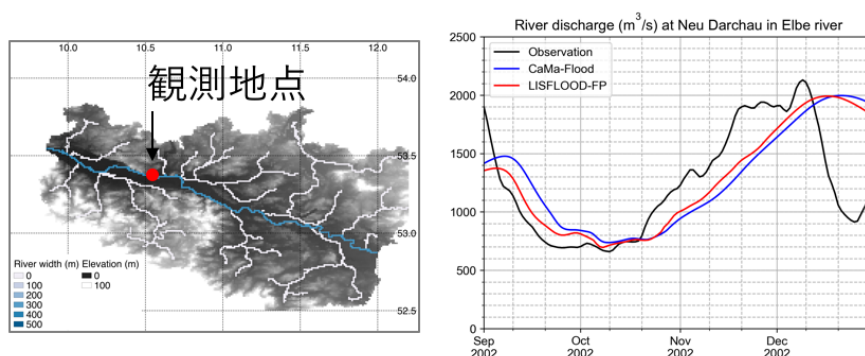


図 5.5: (a) LISFLOOD-FP での対象領域。河口と流量観測地点 (Neu Darchau) の位置を赤点で示した。(b) Neu Darchau 観測地点における河川流量 ( $m^3/s$ ) のシミュレーション結果。黒線が観測値、青線が CaMa-Flood からの出力、赤線が LISFLOOD-FP の出力を表す。

表 5.2: Neu Darchau 観測地点における河川流量再現結果の相関係数と最大流量

	相関係数	最大流量 ( $m^3/s$ )
CaMa-Flood	0.575	1996.1
D4 実験 (補正後)	0.676	1991.5
観測値	—	2130.0

## メコン川

メコン川についても河川流量を用いてモデルの検証を行った。図 5.6 は Phnom Penh (PP), Can Tho (CT), My Thuan (MT) の 3 地点での河川流量を図示している。灰色の線が観測流量, 黒色の線が 30 日平均を取ったもの, 青色と赤色の線がそれぞれ CaMa-Flood および LISFLOOD-FP での結果である。観測流量について 30 日平均を取っているのは, 下流部が感潮区間に該当しその変動が河川流量にも影響しているため, 潮汐変動を取り除くことを目的としている。まず CaMa-Flood で計算された PP での河川流量を LISFLOOD-FP へ渡しているため, PP では CaMa-Flood と観測流量の比較を行っている。この図から分かる通り, CaMa-Flood は観測された流量をよく再現していることが分かる。一方で下流部の 2 点のうちメコン川本流に当たる CT では, CaMa-Flood はピーク流量を過大に, 支流にあたる MT では過小に再現している一方で, LISFLOOD-FP では両者とも観測流量に近い値を再現している。これは, CaMa-Flood よりも LISFLOOD-FP の方が支流への分流がよく表現されていることに起因する。ただし, CaMa-Flood にも [Yamazaki et al., 2014b] によって河道分岐スキームが実装されており, 分岐河道深のパラメータのチューニングによって計算結果が改善することが予想される。

河川水位についても同様の検証を行った (図 5.7)。CaMa-Flood の結果と比べると LISFLOOD-FP はより観測値に近い変動を表現してはいるものの, いずれの地点においても両モデルとも河川水位を過大評価している。この原因としては, 河道深のパラメータのチューニングがをっていないことが考えられる。この点については, 観測値をより妥当に再現できるよう河道深の調整が必要であると言える。

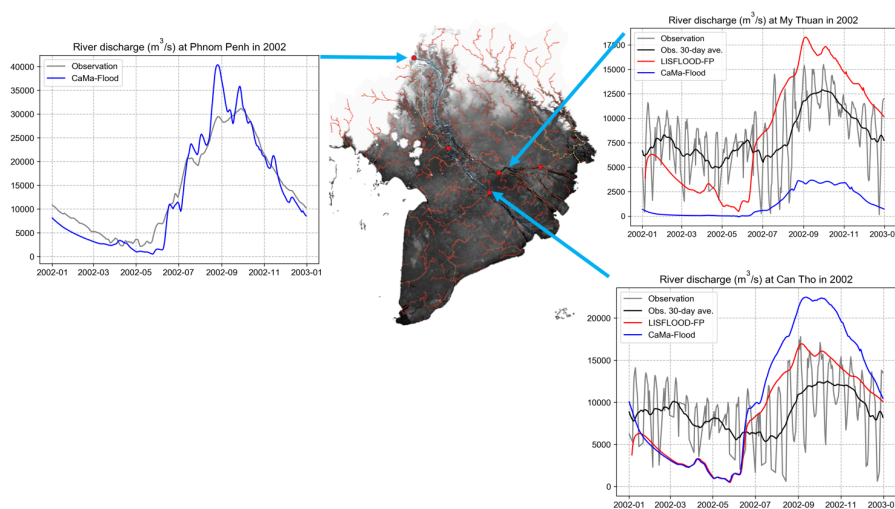


図 5.6: メコン川における河川流量の検証。灰色の線が観測, 黒色の線が観測値の 30 日平均, 青色と赤色の線がそれぞれ CaMa-Flood および LISFLOOD-FP での結果を表す。

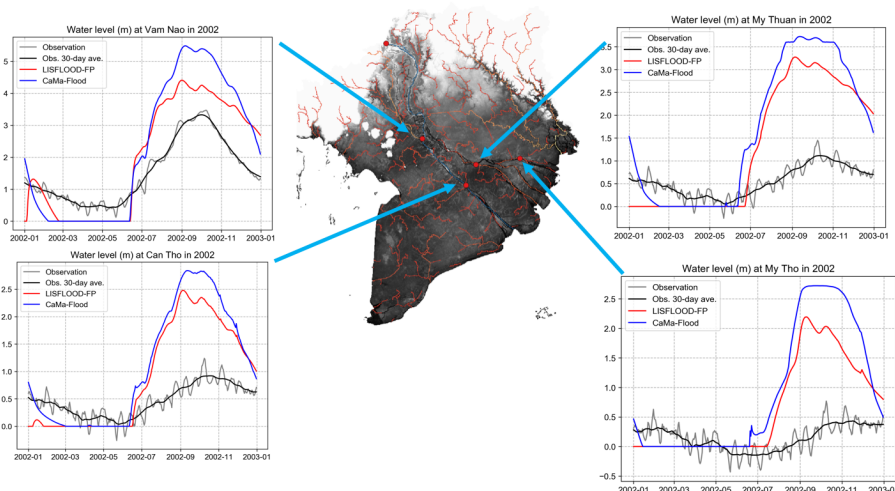


図 5.7: 図 5.6 と同様だが水位の結果を示している。

### 5.3.2 沿岸域複合氾濫シミュレーションの結果

#### 日毎時間最大浸水深の空間分布

これ以降高潮実験での結果については surge6L のもので主に議論していく。図 5.8, 5.9, 5.10, 5.11 は、2002 年 11 月 12 日から 17 日における日毎の時間最大浸水深の空間分布を、CaMa-Flood と LISFLOOD-FP の noSurge 実験、および surge6L 実験、surge6L 実験での結果について、それぞれ示したものである。カラーバーで示しているのが浸水深、グレースケールで示しているのが標高である。両モデルとも、noSurge 実験では緩やかではあるが徐々に浸水深が深くなっている様子が伺える。一方で、surge6L 実験では 12 日 0 時から高潮が来襲し河口での水位が上昇を始め、14 日正午に河口でのピーク水位を迎え 17 日終わりに 0 m に戻る水位変化を与えているため、12 日から 15 日頃に掛けて流域全体の浸水深が増加し、それ以降は減少していくような水深の変化が確認できる。

これらの図から、以下の点を読み取ることができる。まず、図 5.8 と図 5.9 を比較すると、高潮を考慮しない実験 (noSurge 実験) においては、CaMa-Flood が LISFLOOD-FP と比べると全体的に低い浸水深を示している。一方、図 5.10 と図 5.11 を比較すると、高潮実験 (surge6L 実験) においては、逆に CaMa-Flood が LISFLOOD-FP と比べると高い浸水深を示している。さらに、高潮あり・なしの実験ともに、LISFLOOD-FP では滑らかな浸水深分布が表現されているのに対して、CaMa-Flood では浸水深について非連続的な空間分布が伺える。



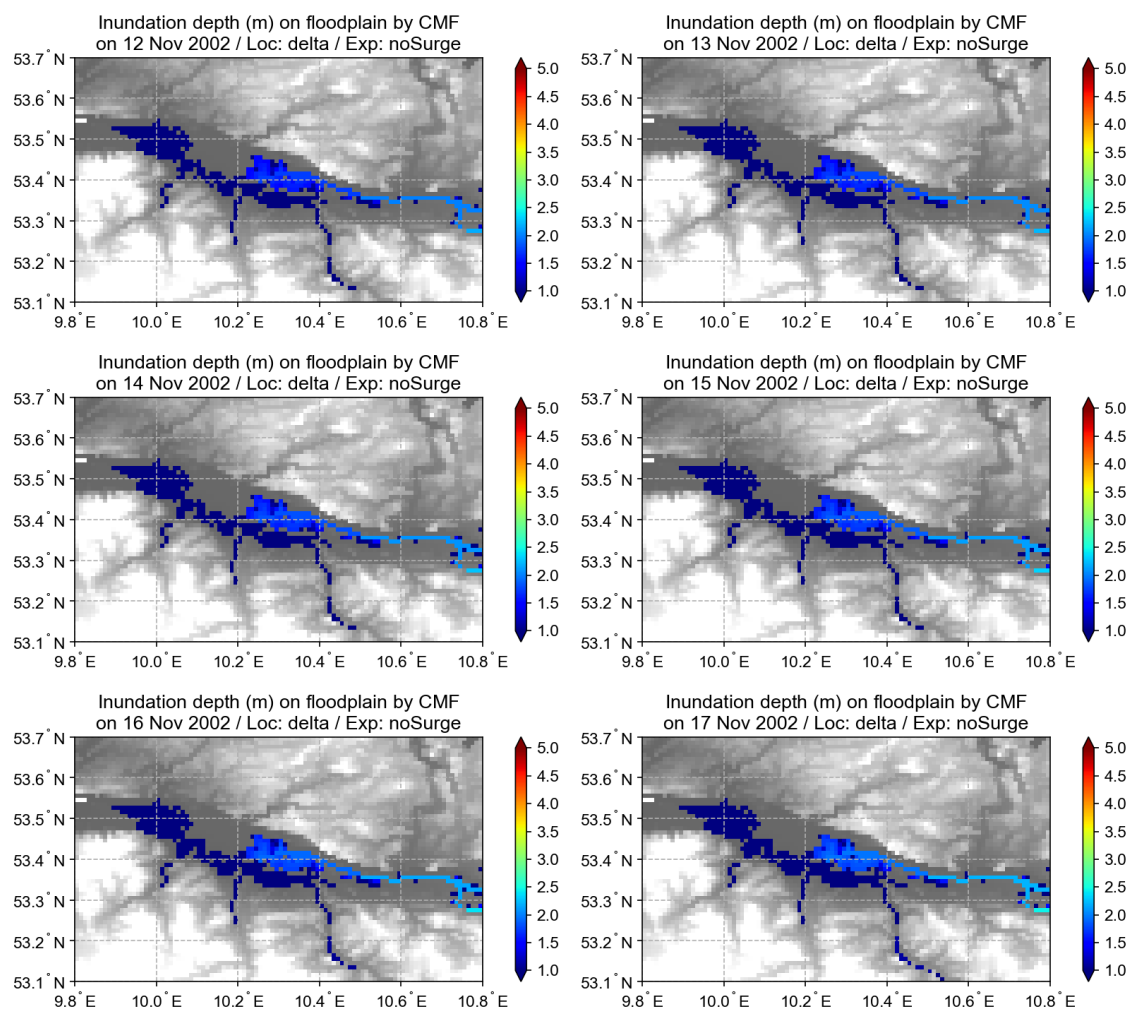


図 5.8: 2002 年 11 月 12–17 日の CaMa-Flood の noSurge 実験での日毎の時間最大浸水深 (m) の空間分布. 背景のグレースケールは標高を表す.

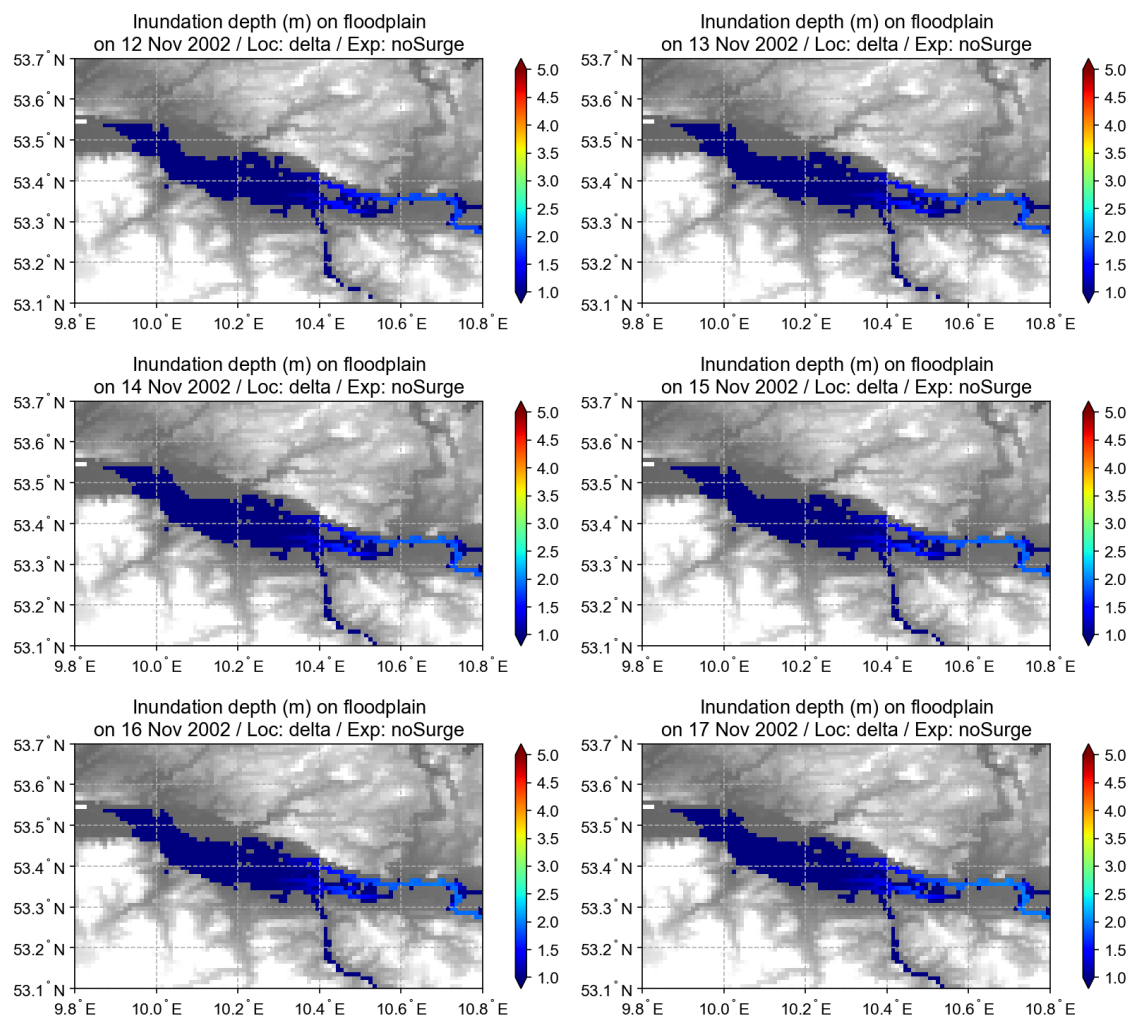


図 5.9: 図 5.8 と同様だが LISFLOOD-FP の noSurge 実験での浸水深空間分布を表す。

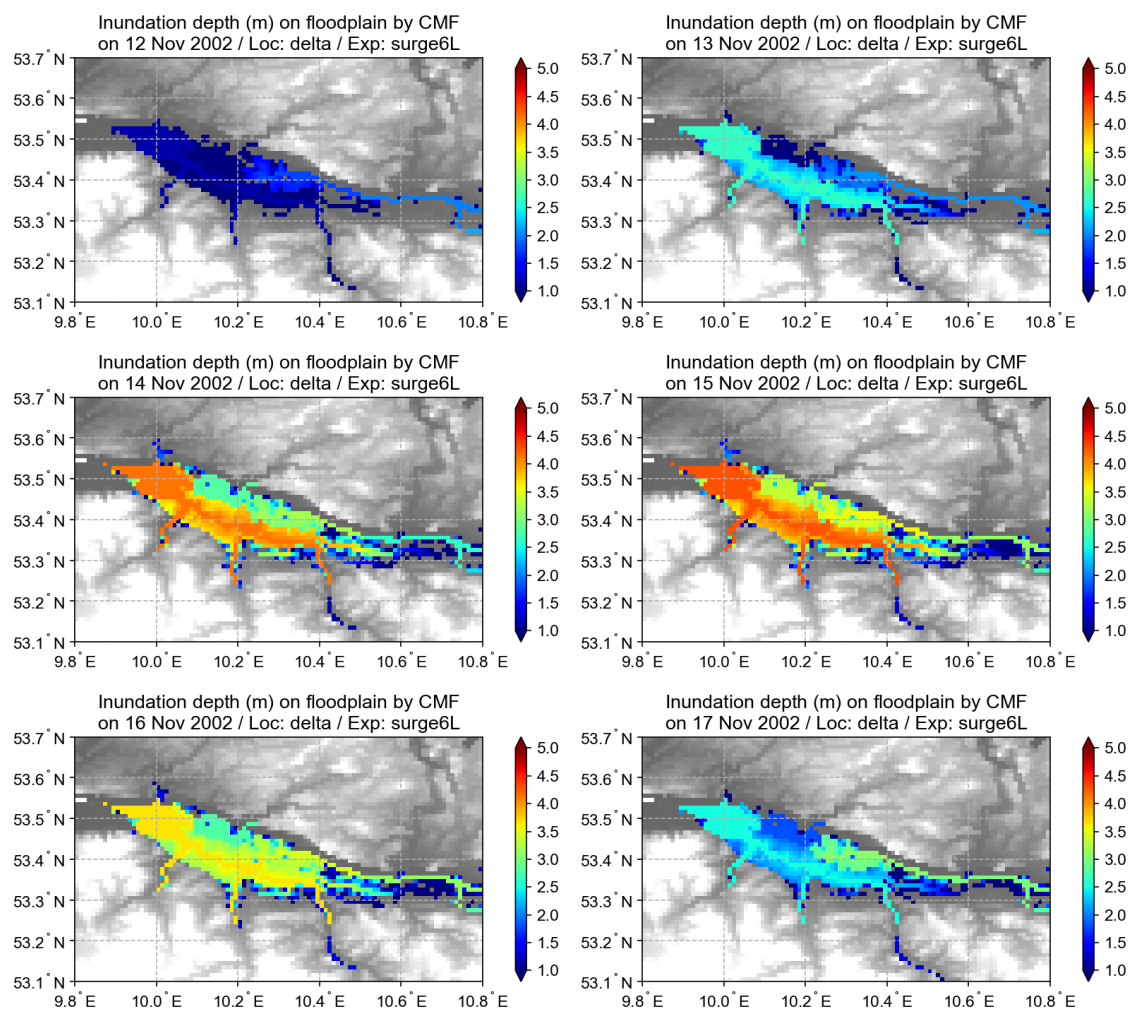


図 5.10: 図 5.8 と同様だが CaMa-Flood の surge6L 実験での浸水深空間分布を表す。

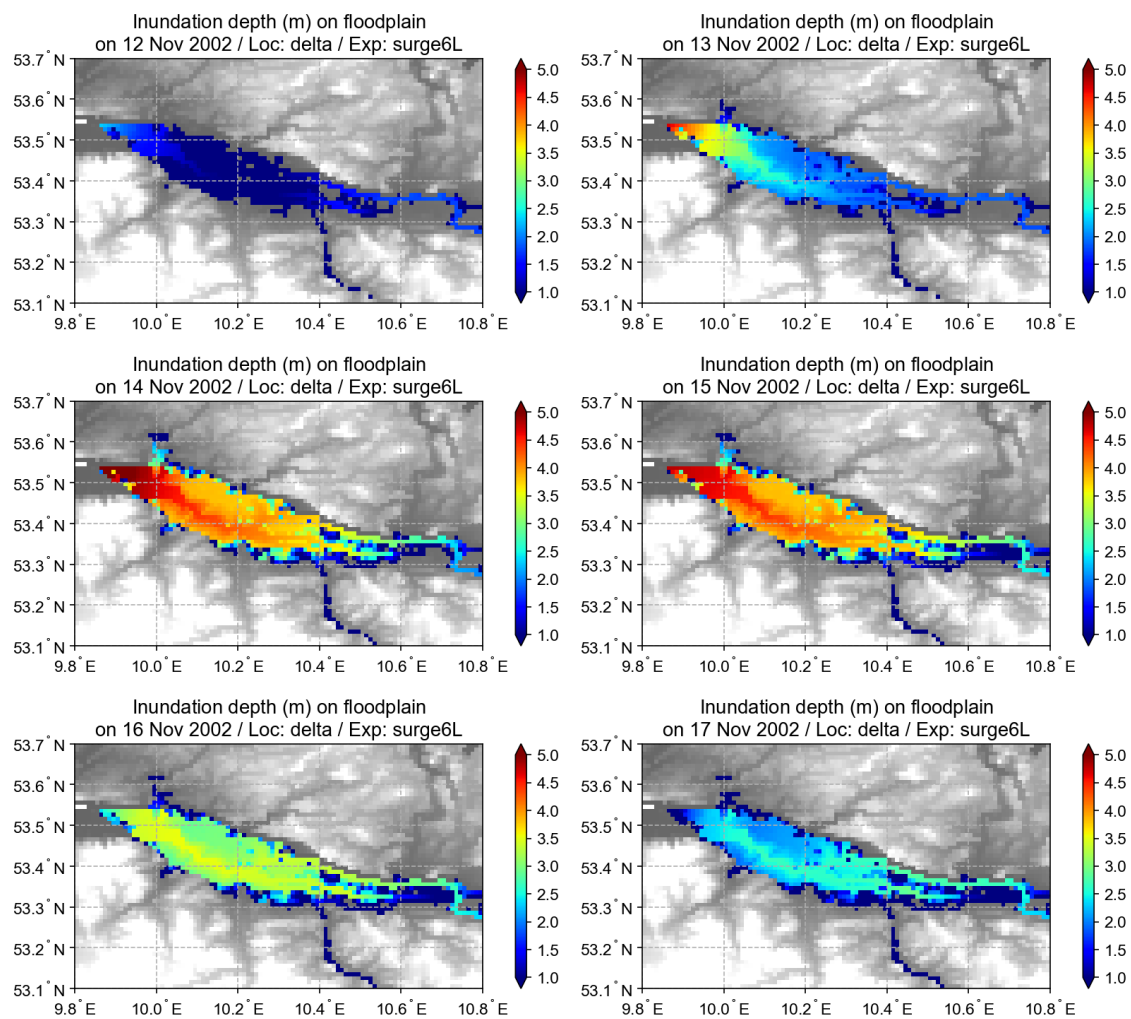


図 5.11: 図 5.8 と同様だが LISFLOOD-FP の surge6L 実験での浸水深空間分布を表す。

## 下流部での浸水規模の実験間比較

上記の解析について、surge6L 実験以外の surge4S, surge4L, surge6S 実験での結果については、付録 A に掲載している。これらの結果を見ると、浸水パターンの時系列変化に関しては、いずれの実験についてもほぼ同様のことが当てはまると言える。これらの結果の中で、11月14日の結果について特に沿岸部（53.3–53.6°N, 9.8–10.3°E）での浸水ピクセル数について比較した（図 5.12）。この図を見ると、CaMa-Flood の方が LISFLOOD-FP と比べて高潮に対し氾濫ピクセル数がより敏感に増加していることや、高潮なし実験において CaMa-Flood が LISFLOOD-FP と比べて過小になっているなど、上で述べたことと同じ特徴が読み取れる。また、CaMa-Flood では surge4L 実験と surge6S 実験の浸水ピクセル数がほぼ同数（noSurge 実験と比べてそれぞれ+371 ピクセル, +376 ピクセル）になっていることや、LISFLOOD-FP では surge4S 実験と noSurge 実験の差分（+21 ピクセル）および surge4L 実験と surge4S 実験の差分（+21 ピクセル）が同数、surge6S と noSurge 実験の差分（+68 ピクセル）および surge6L 実験と surge6S 実験の差分（+48 ピクセル）が近い値になっていることから、浸水規模の推定に対して高潮の継続時間が最大水位と同程度の影響を持つことが分かる。

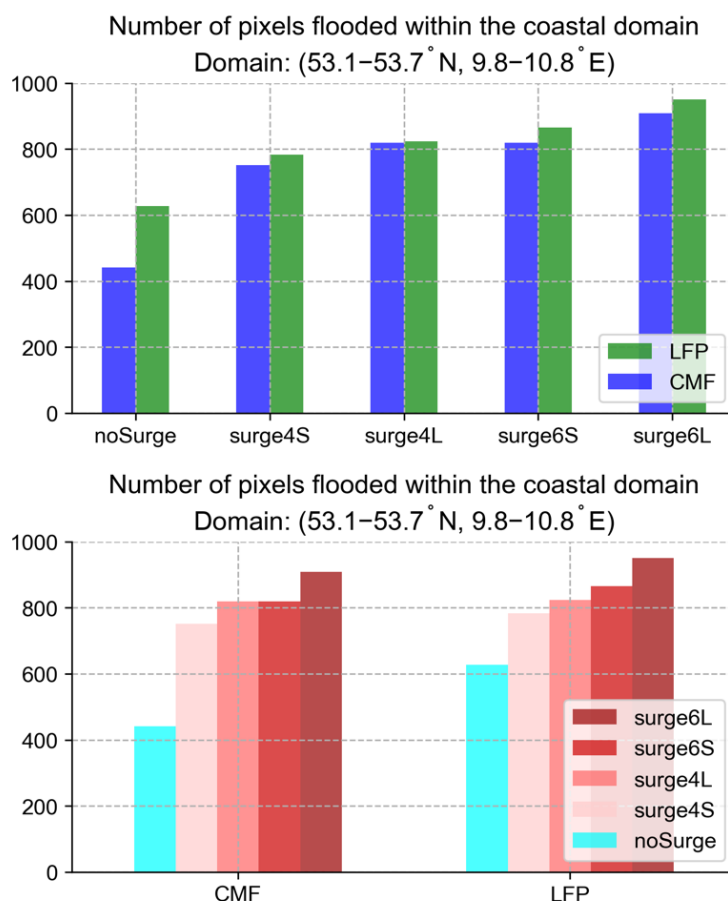


図 5.12: 2002 年 11 月 14 日における沿岸部での浸水ピクセル数の比較。上図は高潮実験毎、下図はモデル毎に示している。

### 5.3.3 氾濫シミュレーションにおけるモデル間での計算結果の違いに関する考察 単位集水域の影響

本項では、前項で述べたような違いが生じる理由について、高潮なしとありの実験それぞれについて考察を行う。まず高潮なしの実験において、図 5.13 の左図で示すように、河口グリッドに対応する単位集水域（図中で赤線で囲まれた部分）内における浸水深が LISFLOOD-FP と比べて小さい。これは、河口単位集水域内では本来氾濫原に留まるべき水が河口まで瞬時に流下してしまうことが原因と考えられる。図 5.14 でこの点に関するメカニズムを説明する。CaMa-Flood の計算中に、あるタイムステップ  $t_i$  から次のタイムステップ  $t_{i+1}$  へと移行するときのことを考える。まず、 $t = t_i$  において、各グリッドとその上下流のグリッドとの水面標高とグリッド間距離から計算された水面勾配に基づき、そのグリッドからの下流への流出量および上流からの流入量が計算される。これに伴い、タイムステップ  $t_i$  と  $t_{i+1}$  の間では、逆流が起きていない状況では各グリッド内で下流側で水位が低く、上流側で水位が高くなるはずである。ところがモデルの出力としては各グリッドで一つの水面の値を得る必要があるため、次のタイムステップ  $t_{i+1}$  へと移るタイミングにおいて、同一グリッド内での水面標高が均一化される。今問題としている河口グリッドに該当する単位集水域において LISFLOOD-FP と比べると水位が低いという現象を上記のメカニズムに即して考えると、狭窄部のようにになっている地形を通じて河口グリッドから海洋へと河川水が流出することによる水面標高の減少が、タイムステップ毎に単位集水域全体へと瞬時に波及するため、水位が低くなっていると言える。

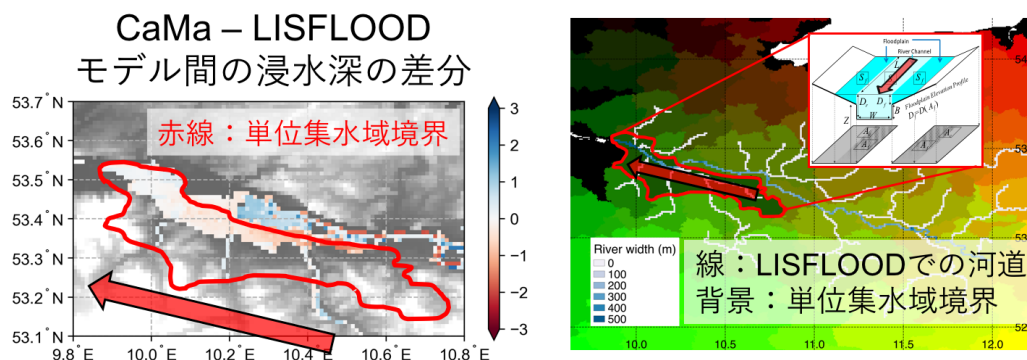


図 5.13: 左図: noSurge 実験における CaMa-Flood と LISFLOOD-FP の浸水深計算結果の差分。赤線で囲まれている部分は、河口グリッドに対応する単位集水域の境界を表す。右図: 単位集水域毎に色分けした図。白から青にかけて色付けされている線は LISFLOOD-FP での河道幅を表す。

一方で高潮実験時には、図 5.15 の左図で示すように、河口グリッドに対応する単位集水域（図中で赤線で囲まれた部分）での浸水深は、高潮なし実験とは異なり LISFLOOD-FP と比べると高くなっていることが分かる。これは、高潮による沿岸水位の変化が、河口単位集水域内において上流地点も含め単位集水域内全体へ瞬時に伝搬してしまうことが原因と考えられる。上記と同様に、図 5.16 に示した模式図を用いて説明する。タイムステップ

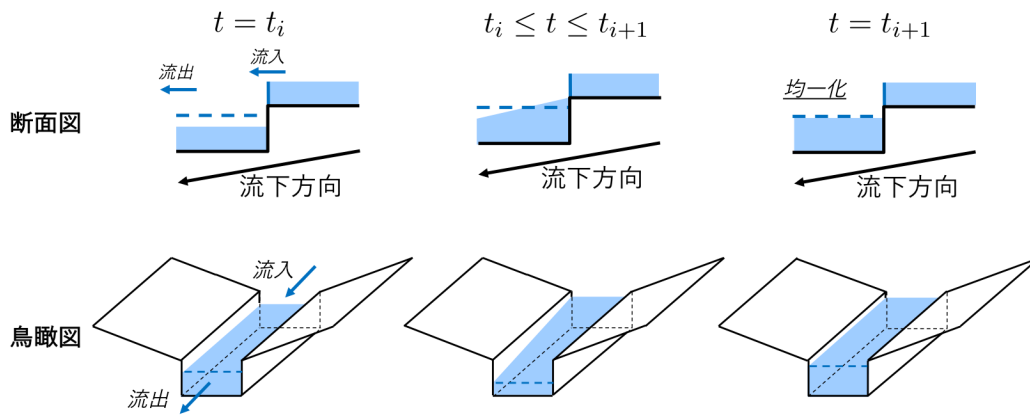


図 5.14: noSurge 実験における各計算タイムステップとタイムステップ間における単位集水域内の水面形の変化の概念図。時刻  $t$  がタイムステップ  $t_i$  からその次のタイムステップ  $t_{i+1}$  へと変化する際の過程を表現している。

$t = t_i$  時に高潮による下流側での水位の上昇があったとする。これに伴いタイムステップ  $t = t_i$  と  $t_{i+1}$  の間では、河口グリッドに対応する単位集水域内において河口側での水位が他の地点よりも現実では相対的に高くなるはずである。しかしタイムステップ  $t_{i+1}$  へ移るタイミングでは、先ほどと同様の理由により単位集水域内の水面標高の均一化がなされるため、下流側での水位の上昇が単位集水域内全体へ瞬時に広がることになる。このことが、LISFLOOD-FP と比べると水位が大きく計算されること、および推定された浸水域に単位集水域の影響が残存することの原因であると考えられる。

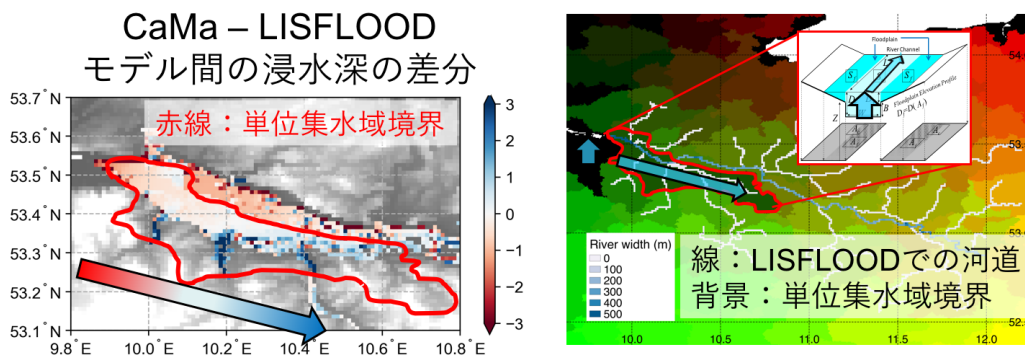


図 5.15: 図 5.13 と同様だが surge6L 実験の結果を表している。

#### 分流による浸水深計算結果への影響

以上では高潮なし・あり実験について、CaMa-Flood における単位集水域の仮定の導入に伴う LISFLOOD-FP との浸水域計算結果の差分発生の原因について考察してきたが、ここでは高潮なし実験の結果について河川の分流の表現という観点からも計算結果の違いについて議論する。両モデル間での浸水深計算結果の差分を示している図 5.17 の (c) を見

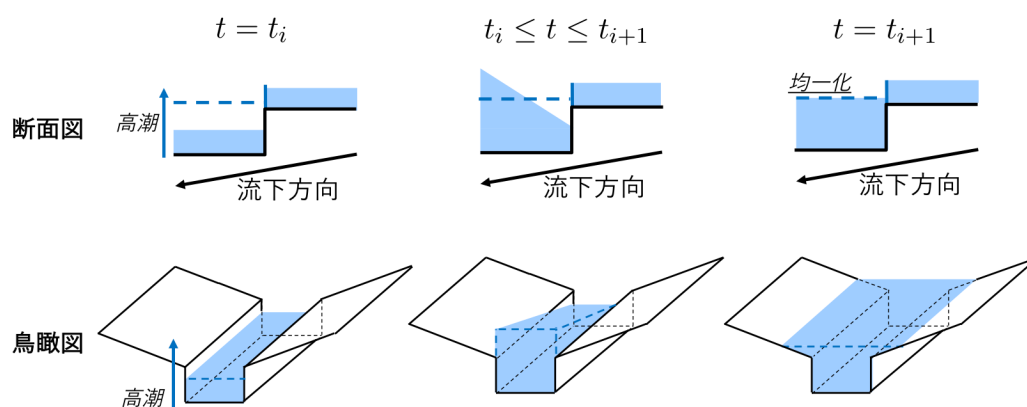


図 5.16: 図 5.14 と同様だが surge6L 実験での場合を表現している.

ると、 $10.2\text{--}10.6^\circ\text{E}$ ,  $53.3\text{--}53.4^\circ\text{N}$  の領域において特に違いが生じていることが分かる。同領域の地図である同図 (d) を見ると、この地域では Seltenkanal や Neetzekanal といった運河が通っており、LISFLOOD-FP ではこれらの運河を通じて河川水が分派し、下流部において再び合流していることが伺える。これらの運河について LISFLOOD-FP で河道として明示的に取り扱ったわけではないが、周囲よりも低い標高を通じて河川からの水が流下したと考えられる。一方 CaMa-Flood では [Yamazaki et al., 2014b] によって河道の分岐スキームが導入されてはいるものの、今回の対象地域では分岐河道を考慮した実験では解消できない数値振動が発生したことを踏まえ分岐を考慮していない実験を行っているため、今回のような運河を通じた河川の分流が表現できていない。



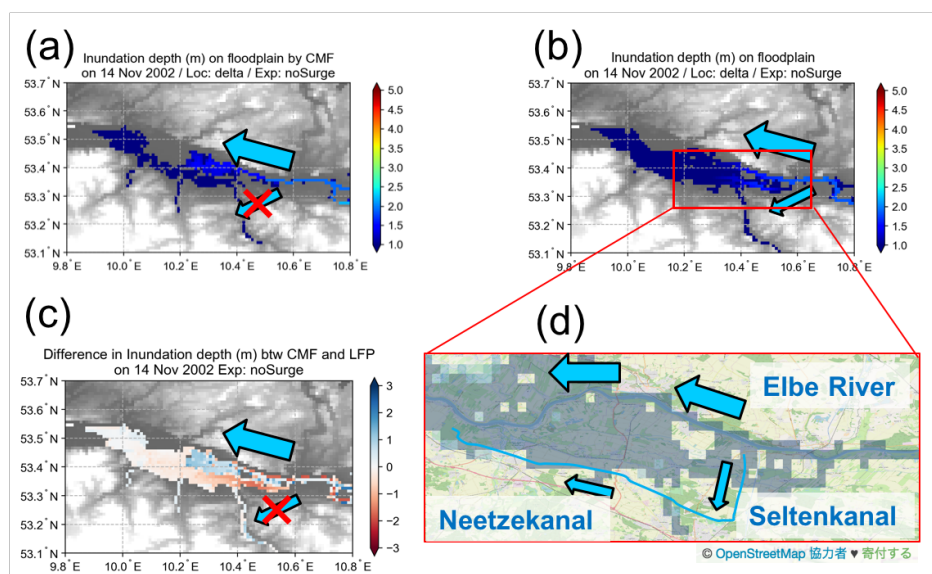


図 5.17: エルベ川下流部における運河を通じた水の流れに関する考察. 図はいずれも noSurge 実験における 2002 年 11 月 14 日の結果を示している. 個々の図はそれぞれ (a) CaMa-Flood での結果, (b) LISFLOOD-FP での結果, (c) 前者から後者の結果を引いた両者の差分, (d) (b) の結果を OpenStreetMap と重ねたものである. (d) では地図から読み取れるエルベ川の本流および代表的な運河の位置を青い線で示した.

### 5.3.4 水面標高の河道縦断面方向プロファイルに関する考察

前節までは高潮実験における浸水深について考察を行ってきたが, ここでは水面標高の観点から議論する. 河口地点から上流部までの主河道沿いの地点での水面標高について解析し, 高潮が河川を通じて上流部へと遡上していく過程において, 全球モデルと領域モデルとの比較することによって, モデルの挙動についての知見を得ることを目的とする. また surge 実験と rivsrg 実験において高潮による水面標高の増加への影響を比較することによって, 河川洪水規模の異なる場合において高潮インパクトがどの程度変化するのかについても議論する.

図 5.18 および図 5.19 は, それぞれ surge 実験と rivsrg 実験での水面標高の河道縦断面方向のプロファイルの時間変化を示している. 各図とも横軸に河口からの距離を取っているため, 左から右にかけて下流から上流にかけての水面標高を表す. また色が濃くなるにつれ規模の大きい高潮実験の結果を表す.

いずれのモデルについても, 時間の経過に伴い河口からまず水位が上昇し, 次第にそれが上流へと伝搬している様子が伺える. ただし, 青線で示されている CaMa-Flood での結果では前節にて議論した通り, 単位集水域内で一律に水面標高が増加している一方で, 赤線の LISFLOOD-FP の結果では水面標高の滑らかな変化が表現されている.

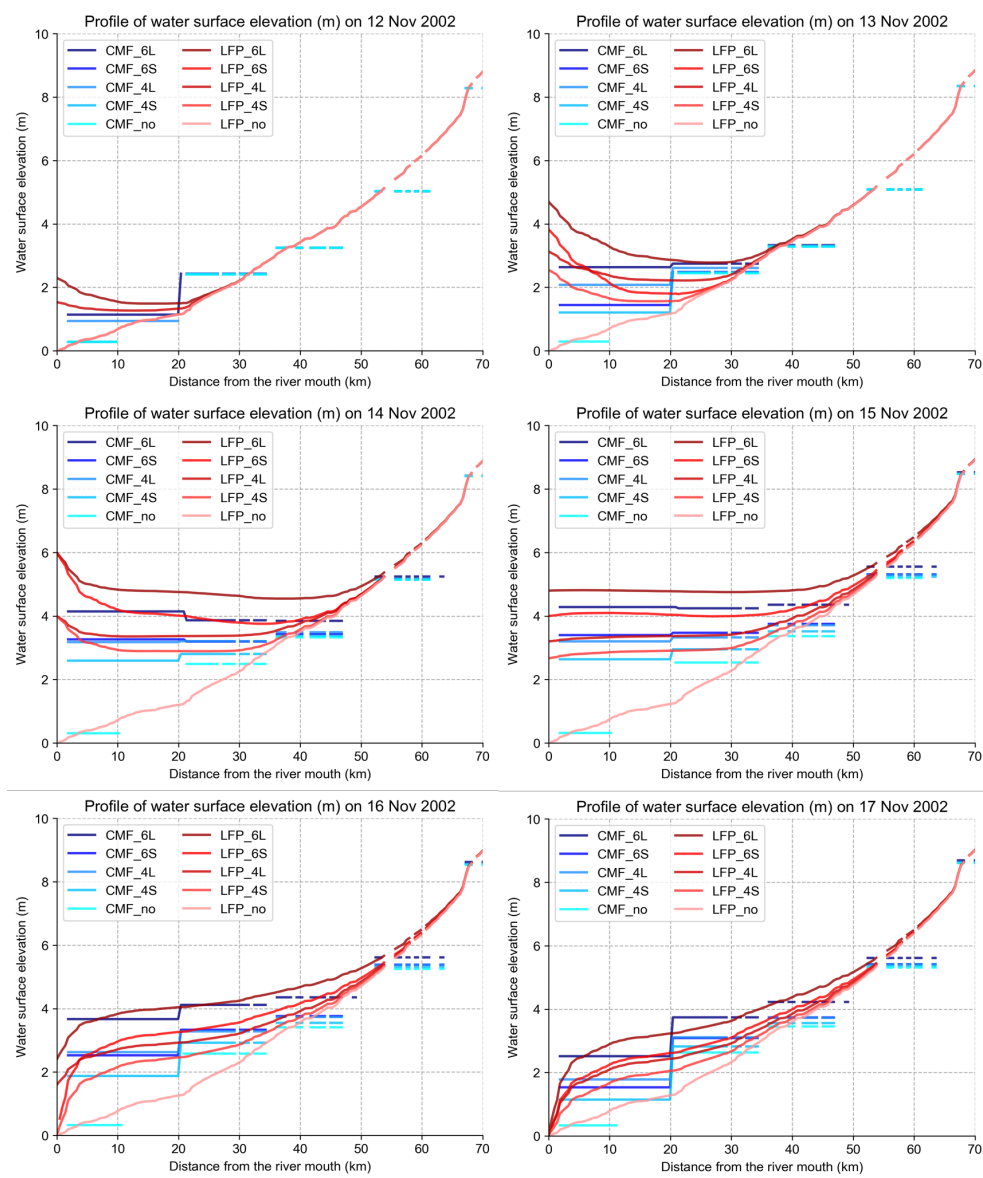


図 5.18: 2002 年 11 月 12 日から 17 日における surge 実験（非河川洪水実験）での水面標高河道縦断面方向プロファイルの時系列変化。横軸に河口からの距離，縦軸に水面標高を取っており，青色および赤色の線がそれぞれ CaMa-Flood，LISFLOOD-FP での結果を示す。色の濃淡の違いは各モデルにおける異なる高潮実験での結果である。

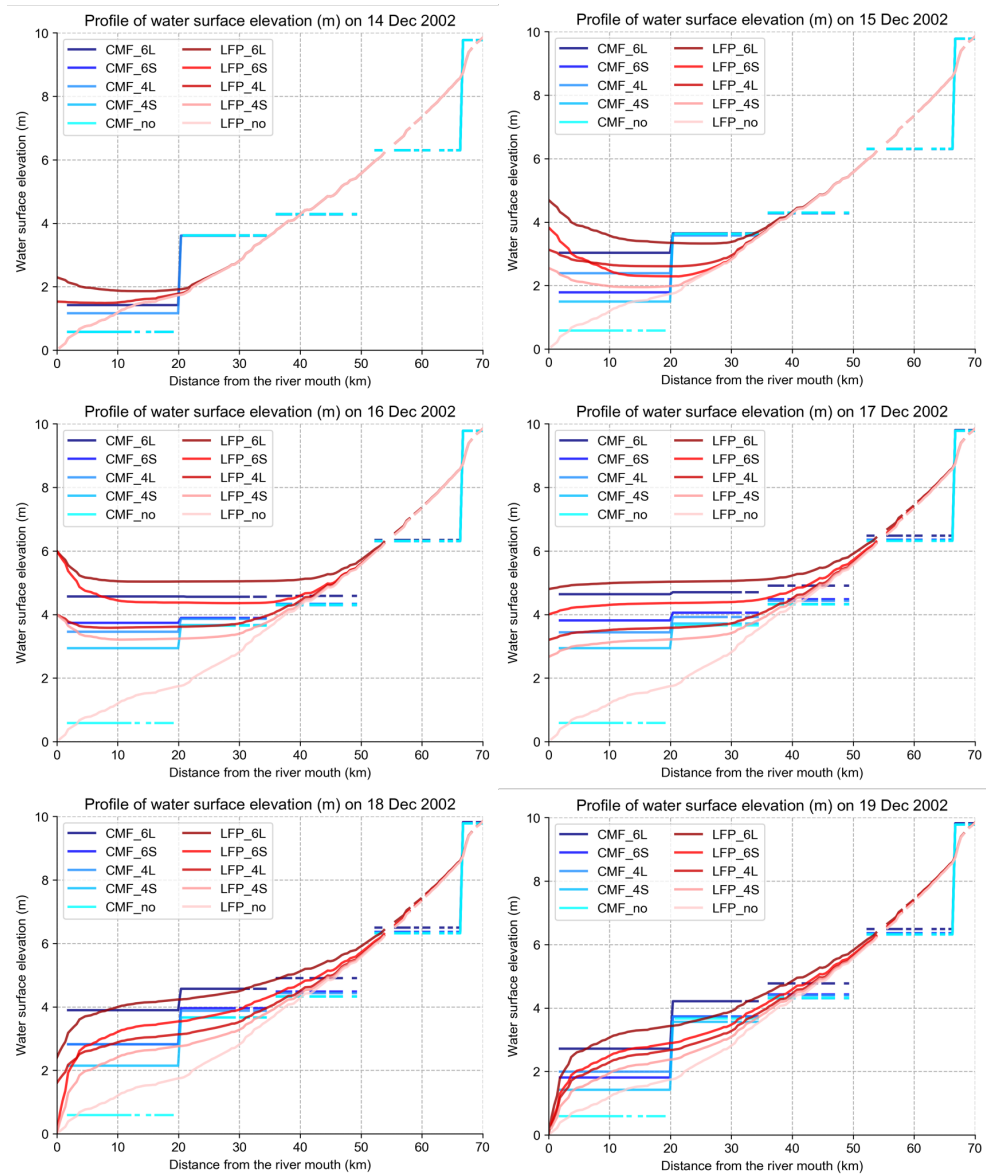


図 5.19: 図 5.18 と同様だが、2002 年 12 月 14 日から 19 日における rivsrg 実験での結果を示している。

一方で図 5.20 では、河川洪水の規模によって高潮の伝搬効果がどの程度異なるのかを、surge6L 実験と rivsrg6L 実験を例として示している。実線が河川洪水時である rivsrg 実験、点線が非河川洪水時である surge 実験での結果であり、図 5.18 や図 5.19 と同様に青線が CaMa-Flood、赤線が LISFLOOD-FP での結果を示している。各図において下図が水面標高の絶対値を、上図が高潮による水面標高の増加分を表す。これらを比較すると、

- 水面標高の絶対値については河川洪水時 > 非河川洪水時
- 高潮による水面標高の増加分については河川洪水時 < 非河川洪水時

ということが分かる。この理由としては、上流の河川流量が大きい場合には、高潮による水位増加への影響は相対的に小さくなるということを示唆しているということができる。

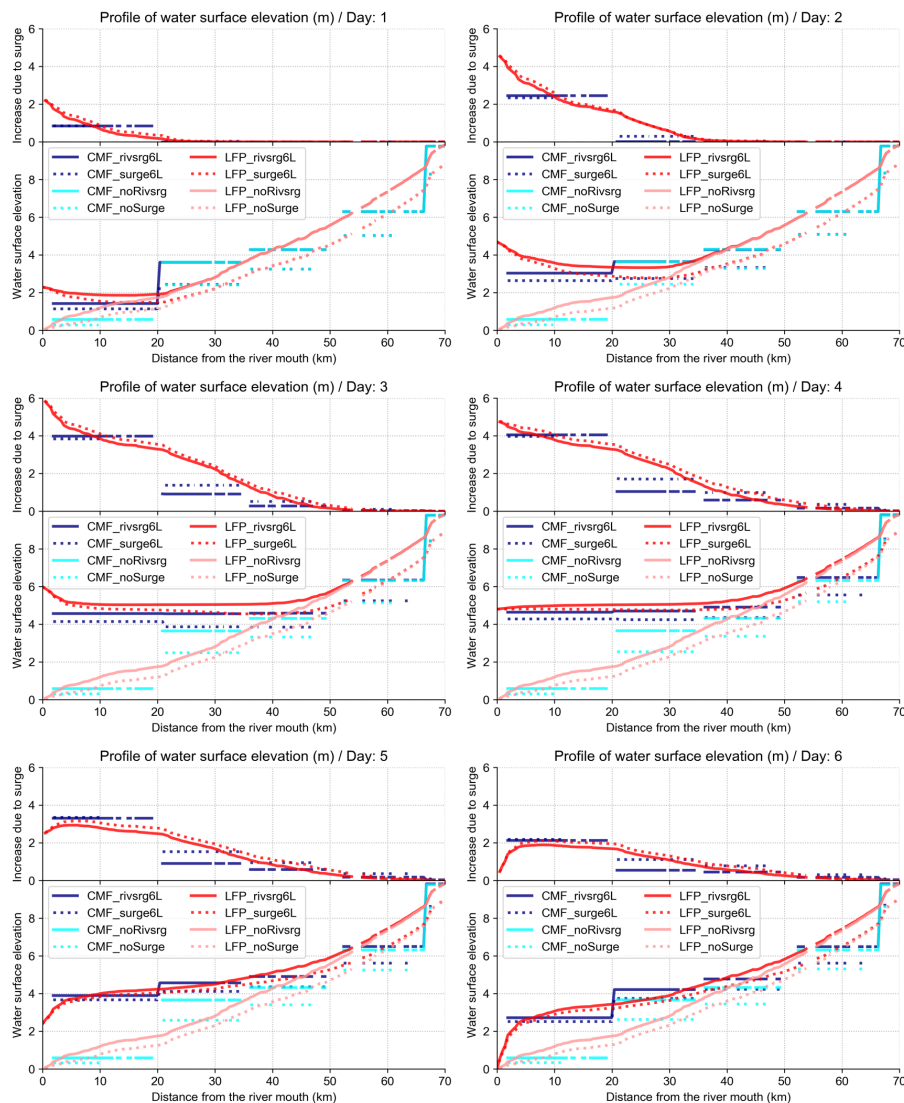


図 5.20: surge 実験と rivsrg 実験での河道縦断面方向の水面標高およびその増加分の比較。各図において下が水面標高の絶対値，上が高潮による水面標高の増加分を示す。surge6L 実験と rivsrg6L 実験での結果を例として示している。

## 5.3.5 メコン川における高潮なし実験のモデル間比較

本項ではまず高潮なし実験を対象として、CaMa-FloodとLISFLOOD-FPとの間で浸水深の計算結果にどのような差が生じるのかについて比較する。これらを比較すると、浸水域の大まかな空間分布や季節変動については両者とも似た結果を表現していることが分かる。この点に加え、浸水域については赤色で表される部分が多い、つまりLISFLOOD-FPの方が広い浸水域を示す結果となっていることから、CaMa-Floodに比べてLISFLOOD-FPの方がより浅く広い浸水深空間分布になっているとすることができる。この原因としては、CaMa-Floodでは単位集水域に拘束されていた氾濫水が、LISFLOOD-FPにおいては滑らかにメコンデルタ低平地に広がっていく氾濫過程が表現されていることが考えられる。

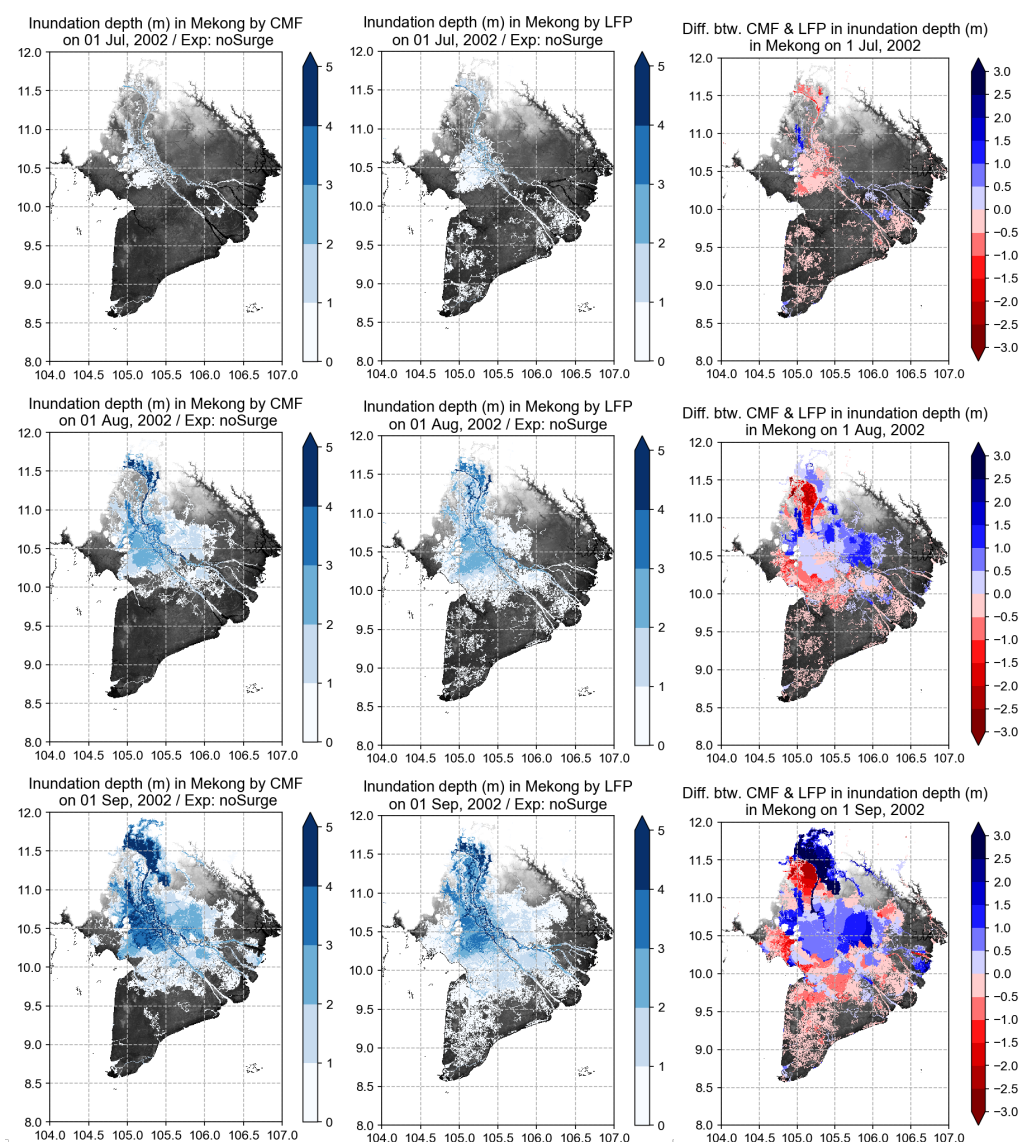


図 5.21: 高潮なし実験でのメコンデルタにおける浸水深 (m) の時間変化のモデル間比較。左列が CaMa-Flood, 中央列が LISFLOOD-FP の結果を表し, 右列が両者の差分である。2002 年 7 月 1 日から 9 月 1 日までの月毎の結果を示している。

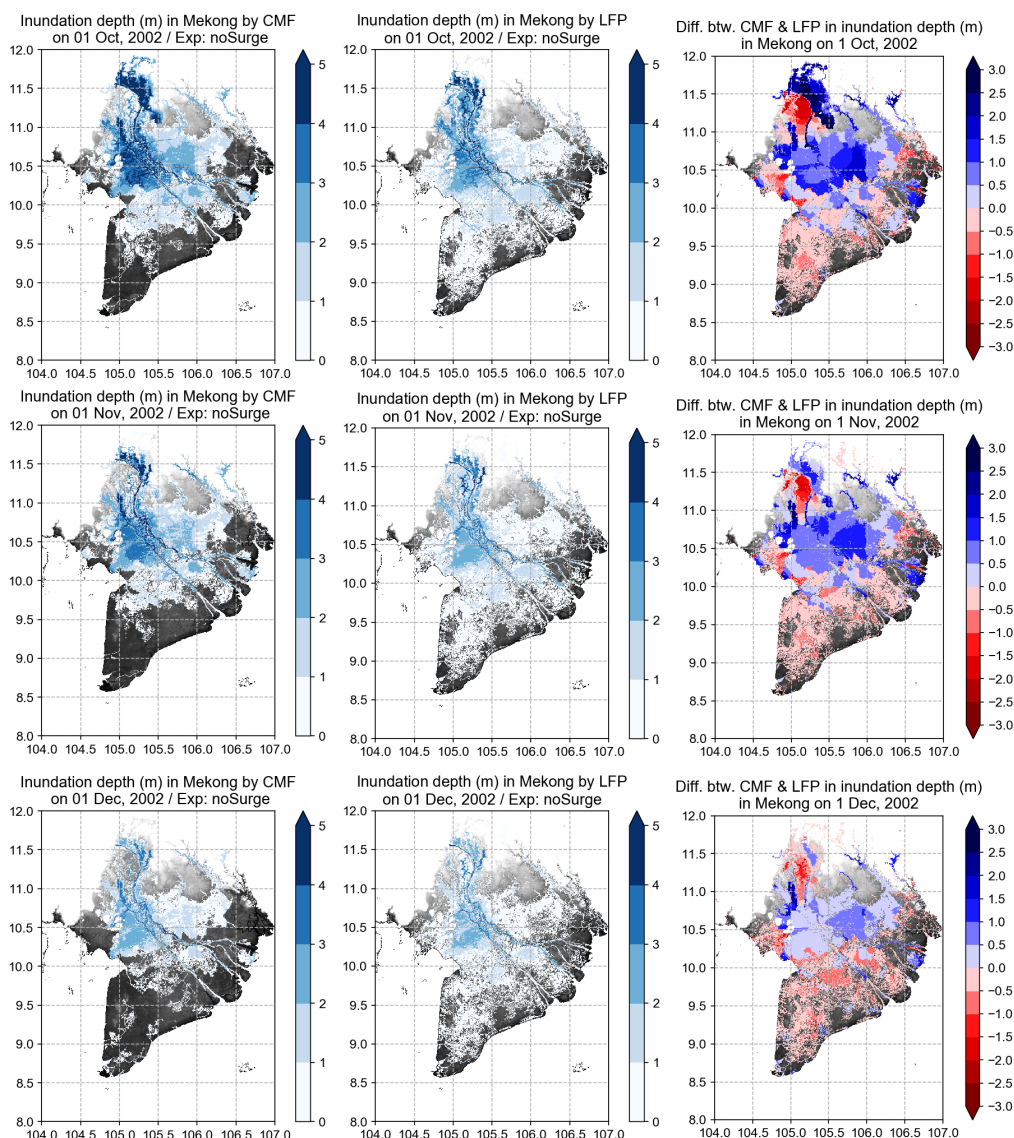


図 5.22: 図 5.21 と同様だが 2002 年 10 月 1 日から 12 月 1 日までの月毎の結果を示している。

### 5.3.6 メコン川における高潮実験のモデル間比較

図 5.23 および 5.24 はそれぞれ、CaMa-Flood と LISFLOOD-FP での surge 実験および noSurge 実験での浸水深の差分を図示したものである。CaMa-Flood では河道での水位がまず上昇し、次に河道から水が溢れる形で陸域での浸水深の増加が生じていることが分かる。一方で LISFLOOD-FP では、河道での水位の上昇とほぼ同時に沿岸部において高潮が陸域へと侵入することによって生じる浸水深の増加が表現されており、これは CaMa-Flood での計算結果では表現されていなかったものである。その理由としては、CaMa-Flood における高潮実験では、河口部での水位の増加として境界条件を変化させることで高潮の影響を表現しており、高潮の陸域遡上過程を全球 1 次元モデルにおいて表現することがで

きていないことが挙げられる。また、CaMa-Flood では浸水深増加分について空間的なパターンが存在、および北緯 10–10.5° の付近に位置する小河川での水位の増加が表現されていないか非常に小さなものになっているのに対し、LISFLOOD-FP ではそれが表現されている。これは、上でも議論した通り CaMa-Flood において用いられている単位集水域の仮定によって、同一単位集水域内で浸水深が一律に増加していること、および沿岸部の小河川が同じ単位集水域に集約されてしまうことが原因と考えられる。

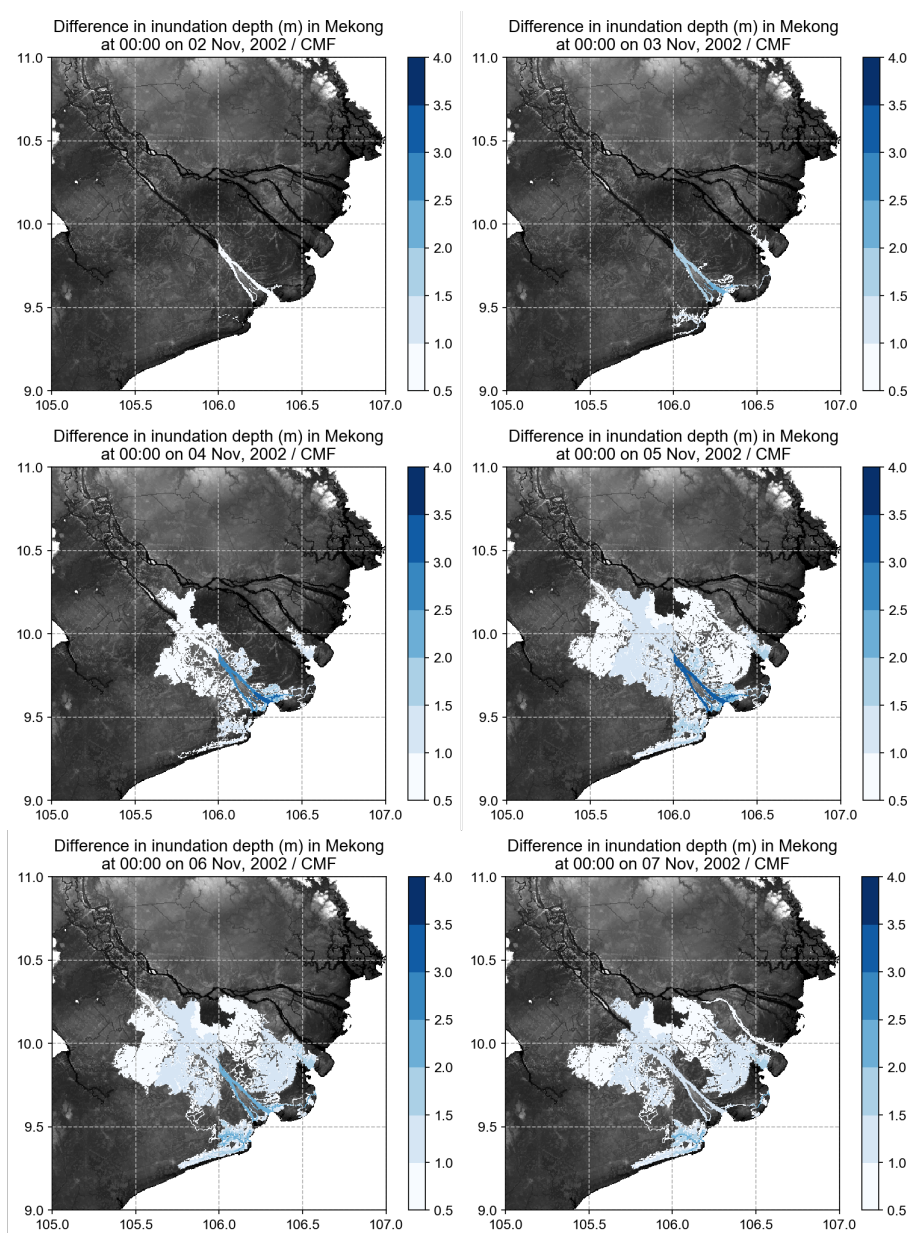


図 5.23: CaMa-Flood によって計算されたメコンデルタにおける高潮による浸水深の増加分 (m)。

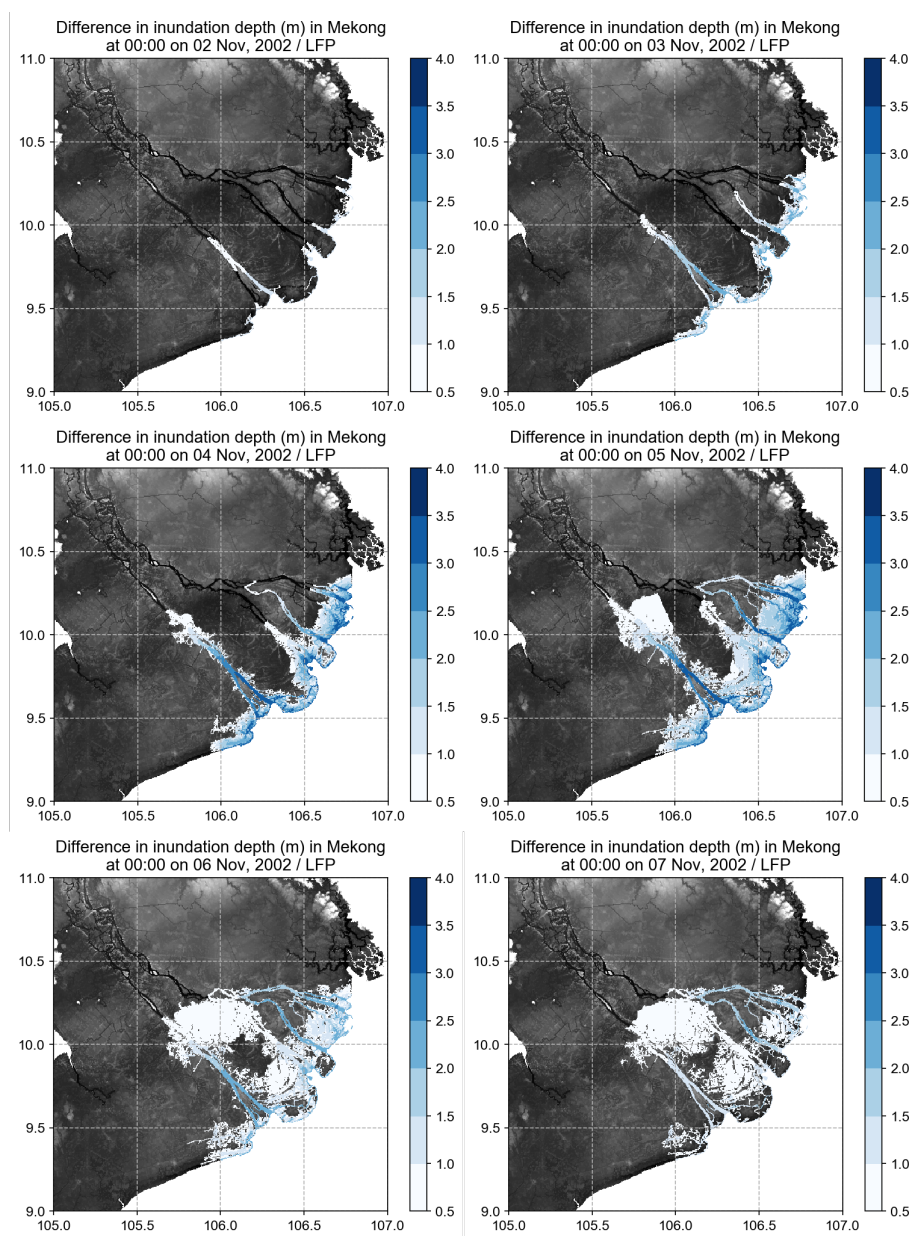


図 5.24: 図 5.23 と同様だが LISFLOOD-FP での結果を示している。



### 5.3.7 2次元氾濫過程の導入に伴い新たに得られる情報に関する考察

最後に本項では、前項までで明らかになった全球河川氾濫モデル CaMa-Flood と領域モデル LISFLOOD-FP の間で見られた浸水域推定における違いを踏まえて、

1. 今後 CaMa-Flood を水害リスク評価やリアルタイム予測などへと応用もしくは実装していく上で、その違いがどのような意味を持つのか？
2. 全球モデルの枠組みに 2次元モデルを導入することにより新たに得られる情報は何か？

という科学的疑問に答えていくこととする。

#### ピーク到達日時の推定結果の違い

図 5.25 は、CaMa-Flood と LISFLOOD-FP での浸水深ピーク到達日時の空間分布を表している。前項で明らかになったように、CaMa-Flood の浸水域の推定結果に単位集水域形状が影響を及ぼすため、ピーク到達日時の推定に対しても影響が見られる。例えば、図 5.25 の青枠で囲まれた部分では LISFLOOD-FP と比べるとピークの到達が半日程度遅く出ている。逆に、赤枠で囲まれた部分では浸水が過大に評価されていることが分かる。この理由としては、本流に接続する小さな支流の一部が単位集水域に含まれることによって、本流での水面標高が支流に対しても反映されてしまったことが挙げられる。

#### 高潮遡上時の流速分布の変化

図 5.26 では、高潮遡上の前後における水面標高の空間分布および流速分布を表している。両図の (b) の部分について比較すると、高潮来襲時に来襲前には見られなかった流路を経て遡上する過程が確認できる。高潮来襲前の図（図 5.26 中の上図）の赤矢印の始点部分から河川の流路が開始し迂回しながら本流へと合流しているが、高潮来襲時の図（図 5.26 中の下図）では、本流から逆流してきた水が同じ経路を辿って再度本流へと合流する過程が見られる。また、(a) および (c) については、高潮来襲前と比べ高潮来襲時に新たな浸水が発生する地域である。流速分布の情報により、そのような地域においてどの方向から浸水が生じるのかということ把握することが可能である。

#### 解析によって得られた示唆

今後モデルを応用・実装していくという文脈で考えたときに、以上の実験および解析から得られる示唆は以下の通りである。

1. 洪水リスク評価の全球モデルでは単位集水域境界が強く影響し、リスク評価を行う上での不確実性の原因となりうる
2. 避難計画の策定においては、流速分布を表現することにより、高潮遡上時に浸水域が広がる過程を把握することができる

3. モデルを用いたリアルタイム洪水予測システムを運用する上で、ピーク到達時刻の面的な情報を提供可能

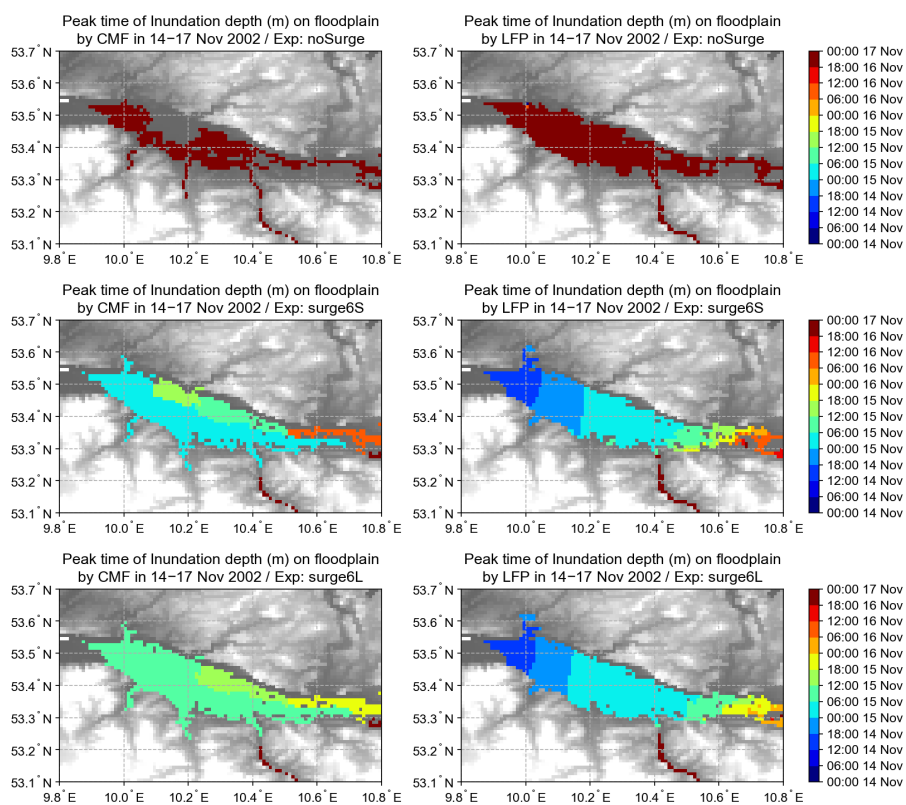


図 5.25: 2002 年 11 月 14 日から 17 日までの期間での、浸水深のピーク到達日時の空間分布。左列が CaMa-Flood, 右列が LISFLOOD-FP の結果を示している。また各図のタイトルに実験名が記載されている。

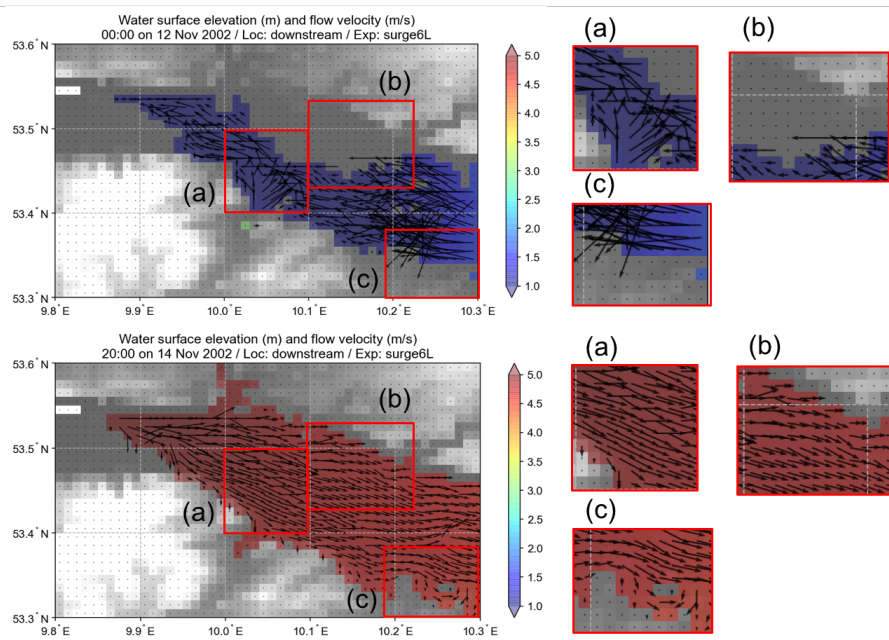


図 5.26: 高潮遡上前（2002 年 11 月 12 日 0 時時点，上図）と高潮遡上時（2002 年 11 月 14 日 20 時時点，下図）での水面標高と流速分布．(a), (b), (c) はそれぞれ上の図の拡大図を表す．

## 5.4 本章のまとめ

本章では，全球モデルの枠組みに立脚して，沿岸デルタ域における河川洪水と高潮の複合水害のシミュレーションを実現する枠組みの構築という課題に挑戦した．第 3 章にて開発した全球河川高潮結合モデルに対し，第 4 章で開発したネスティング手法を適用することによって，任意のデルタ域を対象として 2 次元モデルを用いた複合水害シミュレーションを行う手法を提案した．本章では河川流量・海面水位ともに高かった事例であるエルベ川 2002 年冬季洪水イベントを対象とし，既往の文献情報を元に第 2 章で述べた仮想高潮データを作成し，感度実験を行った．まず高潮を考慮しない実験を対象として，計算された河川流量を観測値と比較したところ，2 次元モデルのほうが全球モデルよりも若干高い再現性を示したものの，その差は大きくなかった．これは，大陸河川での河川流量が大規模な水文プロセスによって規定されており，2 次元氾濫過程の導入が河川流量に対し及ぼす影響が大きくないことを意味している．次に，全球モデル・領域モデル双方を実行し河川洪水・高潮の複合水害シミュレーションを実行した．その結果，2 次元モデルの結果を真値とした場合，全球モデルでは高潮なし実験では氾濫水が過小に，高潮実験では高潮インパクトが過大に評価されることが確認された．また 2 次元モデルでは滑らかな浸水深分布が再現されるのに対し，全球モデルでは浸水域の計算結果において空間的なパターンが生じた．この原因として河口グリッドに対応する単位集水域での水動態の表現の有無が考えられ，単位集水域内での上流部と下流部の間および河道と氾濫原の間それぞれに関して，計算時間ステップ毎に瞬時に水交換がなされ一定の水面標高を取るという全球モデルの仮定が破綻している可能性を指摘した．さらに，複合水害シミュレーションを行う上で

2次元氾濫モデルを用いることの利点について議論した。全球モデルでは得られなかった流速分布に関する情報が得られることにより、細かいスケールで生じる浸水プロセスを表現可能になり、洪水リスク評価やリアルタイム洪水予測など今後モデルが応用・社会実装されていく上で意義のある知見が得られた。今後の研究としては、本章で提案した手法を他の流域に対して適用することで、沿岸デルタ域における複合水害リスク評価研究を更に推進することが挙げられるだろう。

## 第6章 結論と今後の展望

### 6.1 本研究の結論

本論文の主要な結論は以下の通りである。

- 全球河川高潮結合モデルを開発
  - － 全球河川氾濫シミュレーションにおいて特に沿岸部や低平地で海面水位変動の影響が大きいことを明らかにした。
- 開発したモデルを統合モデル環境へ組み込み
  - － カプラーを介して他の水理水文モデルとの容易な結合が可能となり，効率的なモデル開発が実行可能になった。
- 全球モデルから任意の地域を対象として領域2次元モデルを構築する手法を確立
  - － アップスケールやバイアス補正におけるテクニカルな注意点を抽出するとともに，全球モデルで用いられている水文地形データをネストする領域モデルの構築が可能になった。
- 構築した手法を応用し，沿岸デルタ域を対象として河川洪水・高潮複合水害シミュレーションを実行
  - － 全球モデルで用いられている仮定の限界を指摘し，複合水害シミュレーションにおいて2次元モデルを用いる意義を議論した。

以上の点は，本研究の大目的であるデルタ域における洪水リスクのより定量的かつ正確な把握に向けて，重要な貢献をするものと考えられる。

### 6.2 本研究の意義

本研究の意義については以下の通り要約することができる。

- 全球規模と領域規模の河川氾濫モデルの間で地形条件を揃えたモデル開発手法を提案
- 上の手法で整備したモデル双方において氾濫シミュレーションを実行し，氾濫過程の違いについて解析を行った事例は本研究が世界初
- 複合水害シミュレーションにおける全球モデルの物理過程に関する理解を進めるとともに，全球規模の複合水害リスク推定という大目標に向けた課題点を抽出

## 6.3 本研究の課題

本研究には以下に挙げるような課題が存在する。

- 本研究では考慮されていない要素がある。例えば、粗度係数については河道と氾濫原でそれぞれ異なる値を用いてはいるものの、その空間的な分布は考慮していない。また氾濫原における浸透や蒸発についても考慮できていない。ただし、これら粗度係数・浸透・蒸発については、その2次元データがあればLISFLOOD-FPへの入力データとして表現することは可能である。これらの要素は、例えば浸透や蒸発が地表水の割合に大きく寄与するような地域においては重要な水文過程であり、それによって駆動される炭素などの物質循環を表現する場合などに考慮せねばならない事項である。したがって、特にこれらいずれかの要素が効くような領域を対象として、CaMa-FloodとLISFLOOD-FPの氾濫解析結果を比較することによって、全球モデルでどこまで表現できるのか、あるいはどのような要素は表現できないのかといった議論を深めていくことは、モデルを応用していく上で重要な点であると考えられる。
- エルベ川流域を対象とした氾濫解析においてLISFLOOD-FPの地形データをCaMa-Floodに基づいて構築する手法を提示してはいるものの、より詳細かつ正確な河道断面形状データが得られれば氾濫計算結果が異なってくることが予想される。そのようなデータを用いた上で、LISFLOOD-FPを用いることで表現される2次元氾濫過程の導入によって、河川流量や浸水域などの再現性が更に向上可能であることを示していくことも今後必要であろう。
- 本研究で対象とした複合水害イベントにおいて、高潮については既往の高潮イベントに関する文献値を参照しつつ最悪シナリオを想定している一方で、河川流量については洪水イベントの中でも増水期に当たるタイミングでの値を用いて解析を行ったため、河川洪水よりも高潮のインパクトが相対的に大きい状況を対象としていた。高潮について4種類のシナリオを用意し感度実験を行ったのと同様に、河川洪水についても異なるタイミングでの値を用いることによって、高潮に比べて河川洪水の影響がより大きくなるような状況や、両者が拮抗するような状況下での複合水害の解析を行うことにも、大きな示唆があると考えられる。

## 6.4 今後の展望

今後の展望として、大きく2つの点を挙げるができる。

### 1. 開発したモデルの他流域への適用

- 本研究ではエルベ流域に焦点を当て解析したが、同手法を異なる沿岸地形を有するデルタへ応用し、地形の特徴量毎に複合水害インパクトを類型化することが可能になる。

- エルベ川は河口部が狭窄地形であったため、高潮の河川を通じた遡上が支配的であり、高潮の陸域遡上を考慮する必要がなかった一方で、他のデルタ地域においては後者が有意に複合水害氾濫に影響を及ぼす可能性が十分考えられる。本研究で構築した手法ではその現象を表現することも可能であるため、他地域へのさらなる適用を行うことが必要と考えられる。

## 2. 全球モデル開発へのフィードバック

- 本研究では2次元モデル導入による意義についての議論を行ったが、現在は2次元流を導入しないと表現できていない現象を表現できるスキームを全球モデルにおいて開発することは、重要な研究課題であると言える。

## 付録 A 高潮実験における沿岸域氾濫シミュレーションの結果

5.3.2 節で示した結果と同様だが, surge4S, surge4L, surge6S 実験での結果を示す.



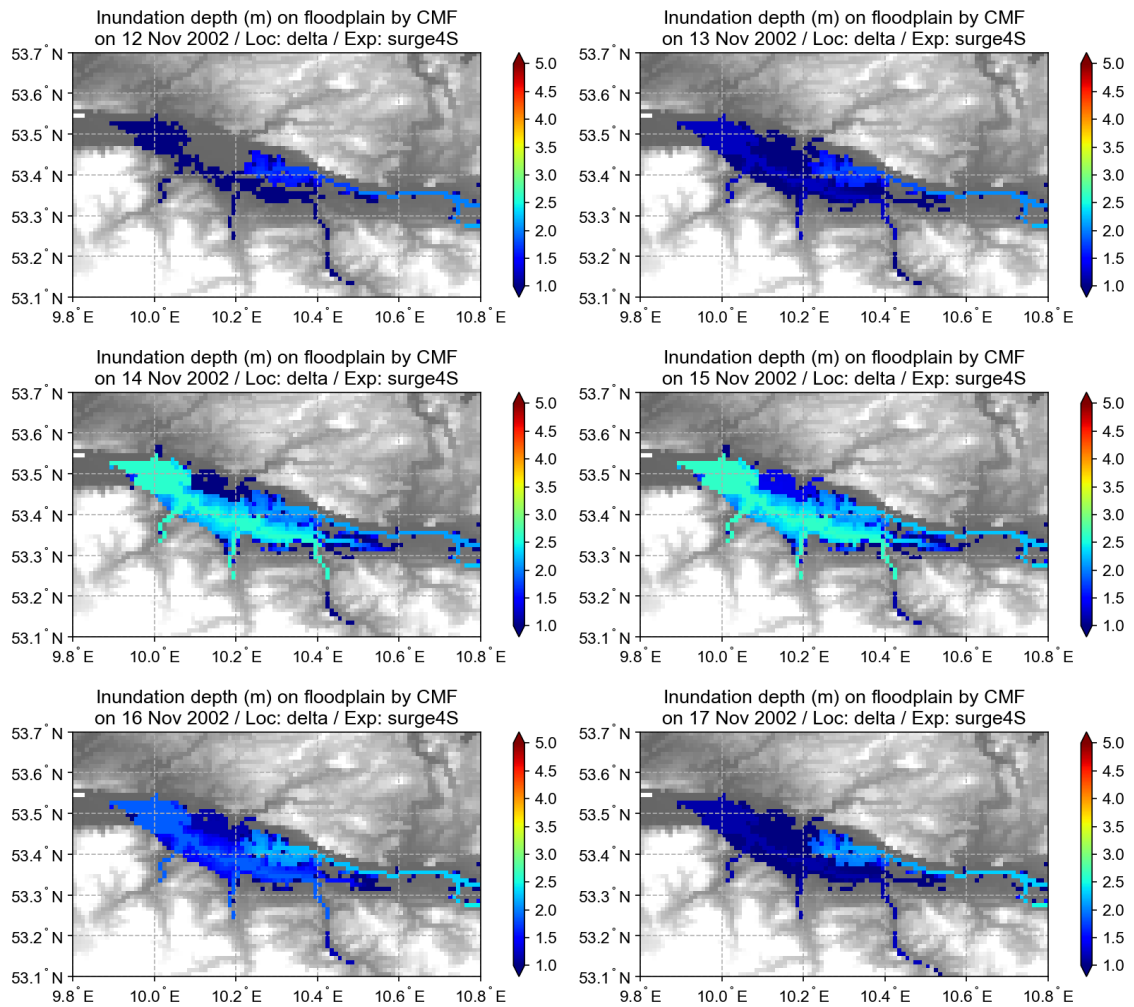


図 A.1: 2002 年 11 月 12–17 日の CaMa-Flood の surge4S 実験での浸水深空間分布

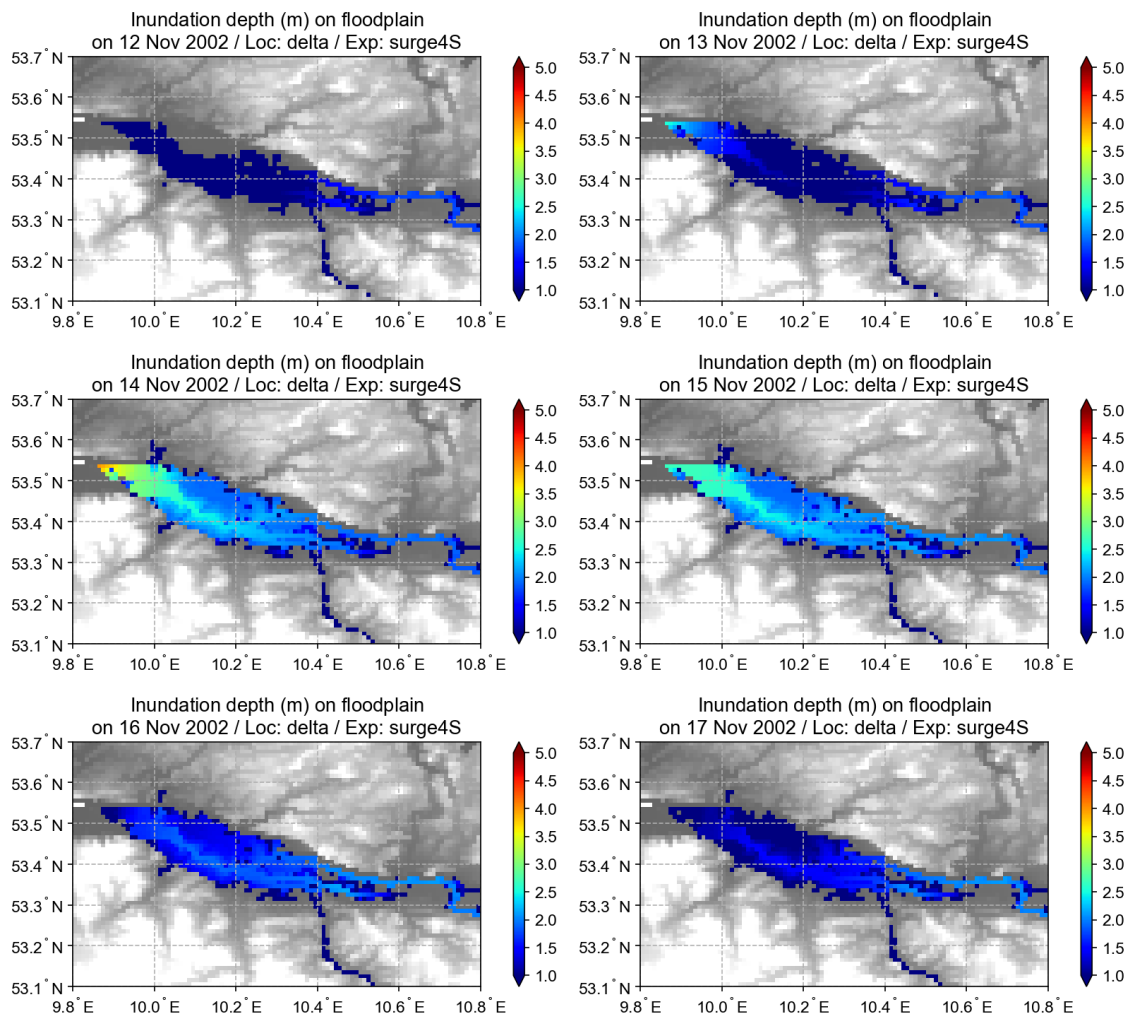


図 A.2: 2002 年 11 月 12–17 日の LISFLOOD-FP の surge4S 実験での浸水深空間分布

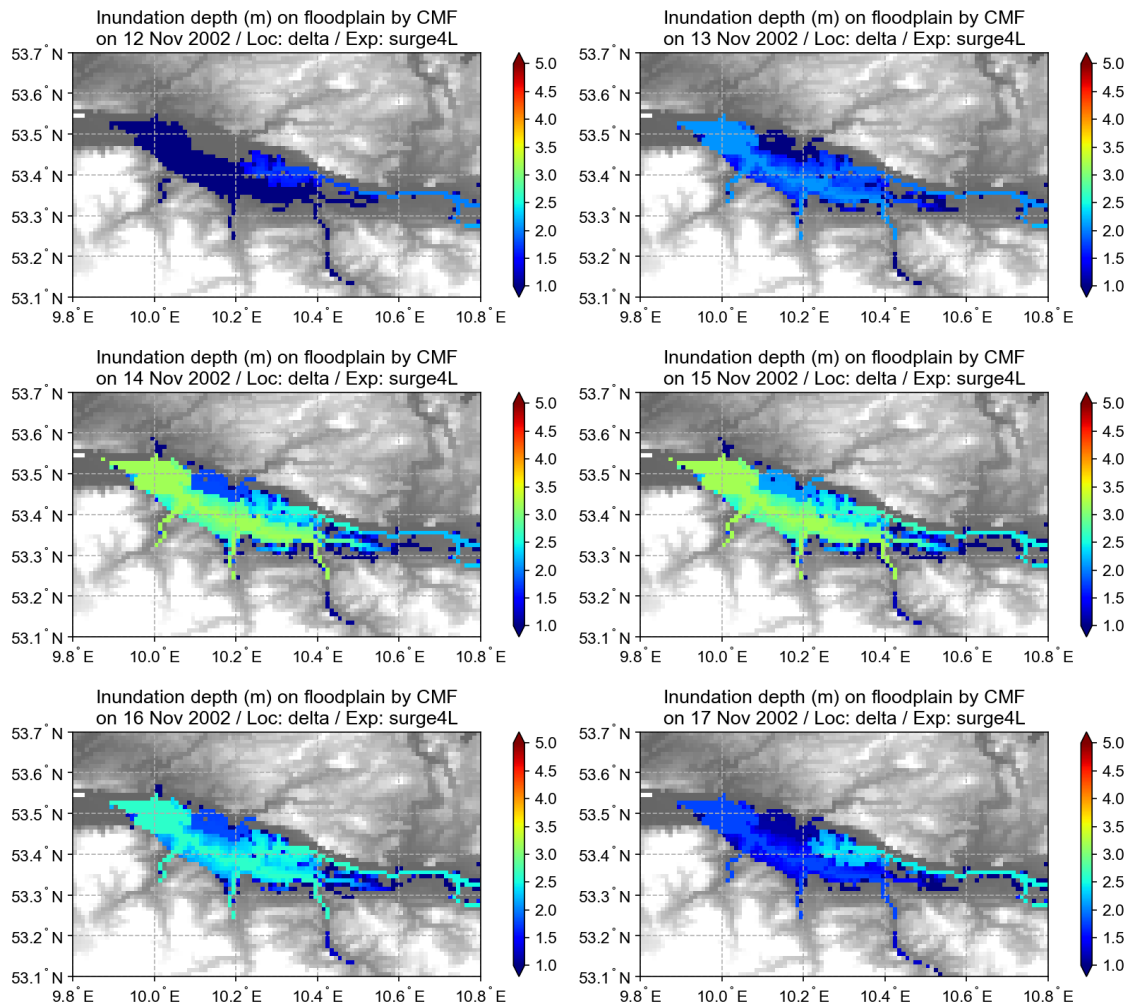


図 A.3: 2002 年 11 月 12–17 日の CaMa-Flood の surge4L 実験での浸水深空間分布

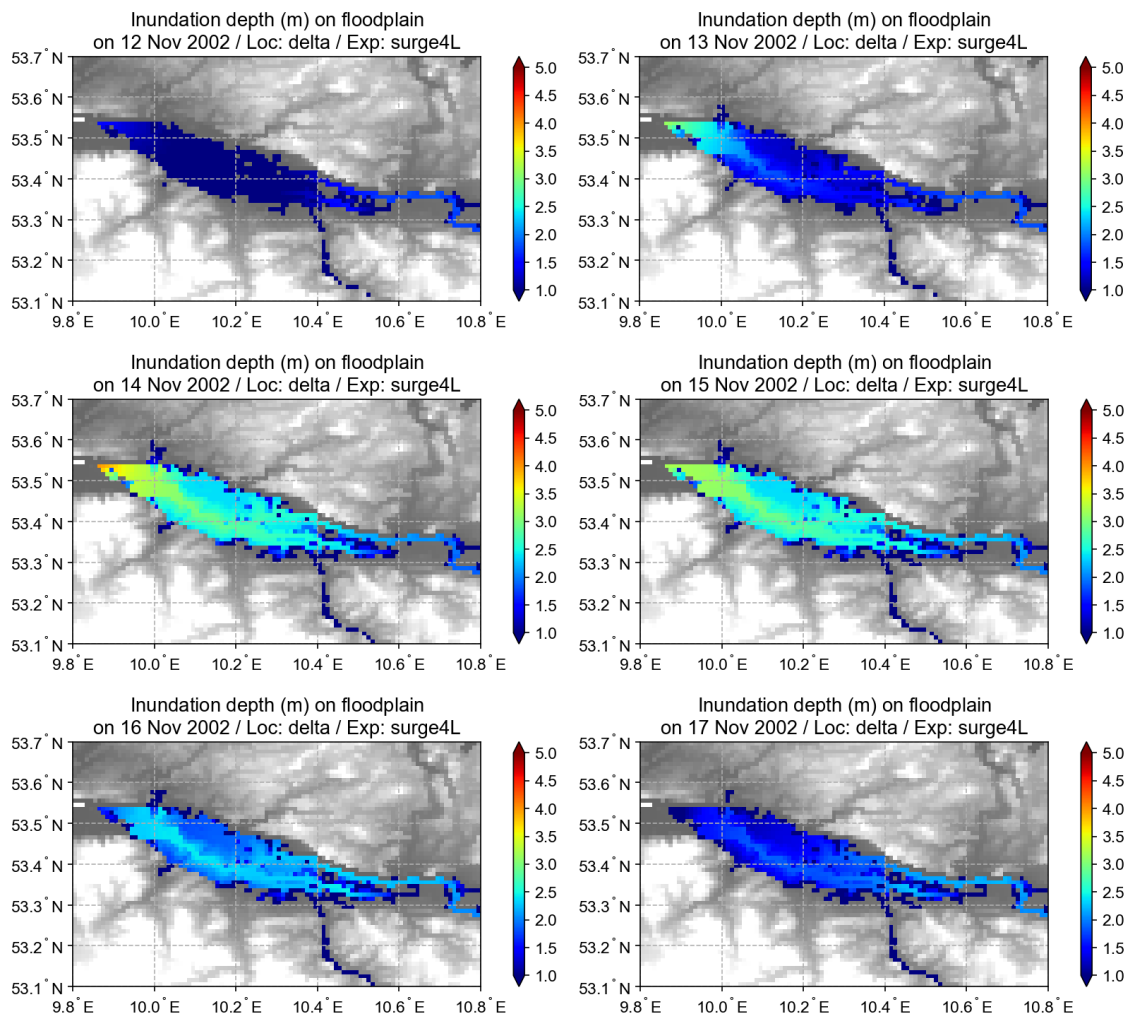


図 A.4: 2002 年 11 月 12–17 日の LISFLOOD-FP の surge4L 実験での浸水深空間分布

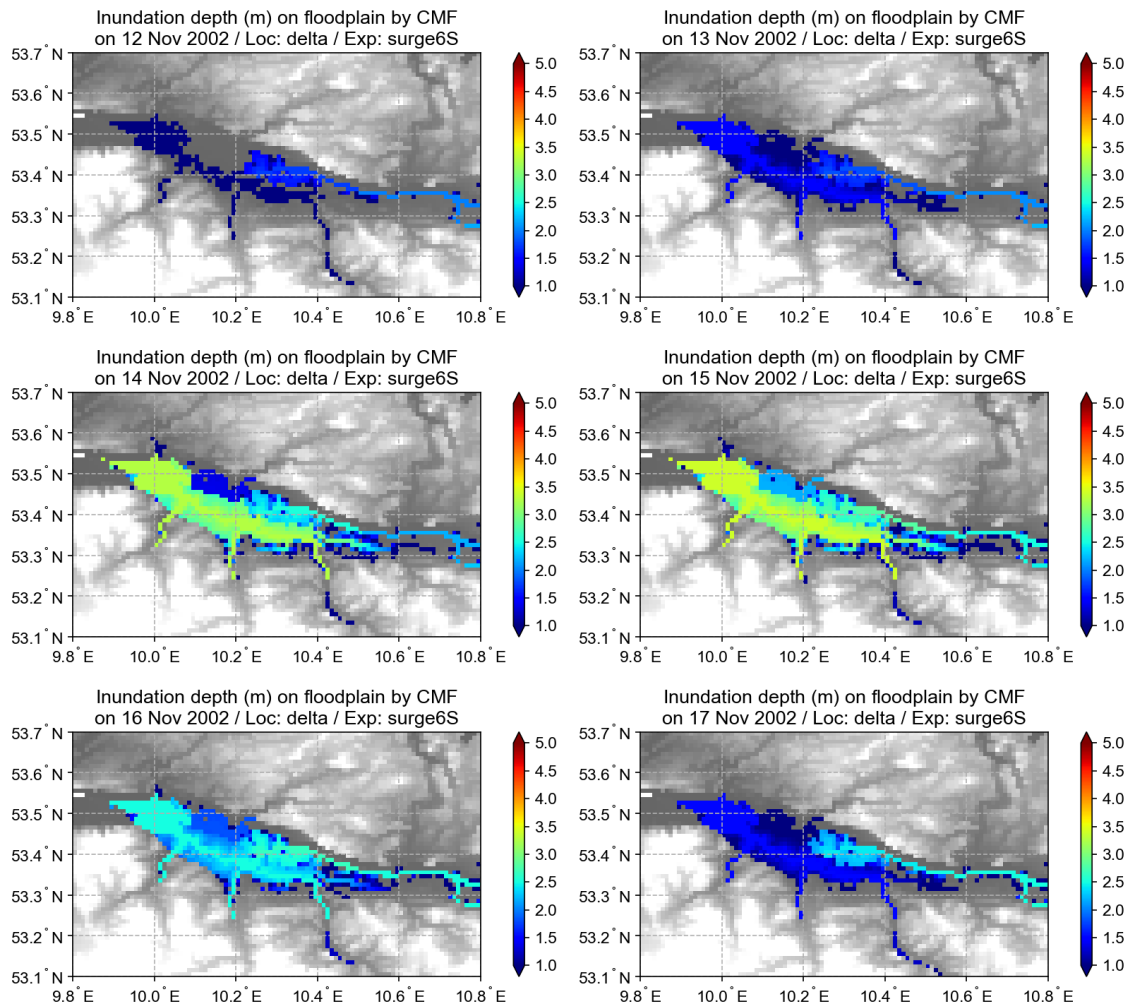


図 A.5: 2002 年 11 月 12–17 日の CaMa-Flood の surge6S 実験での浸水深空間分布

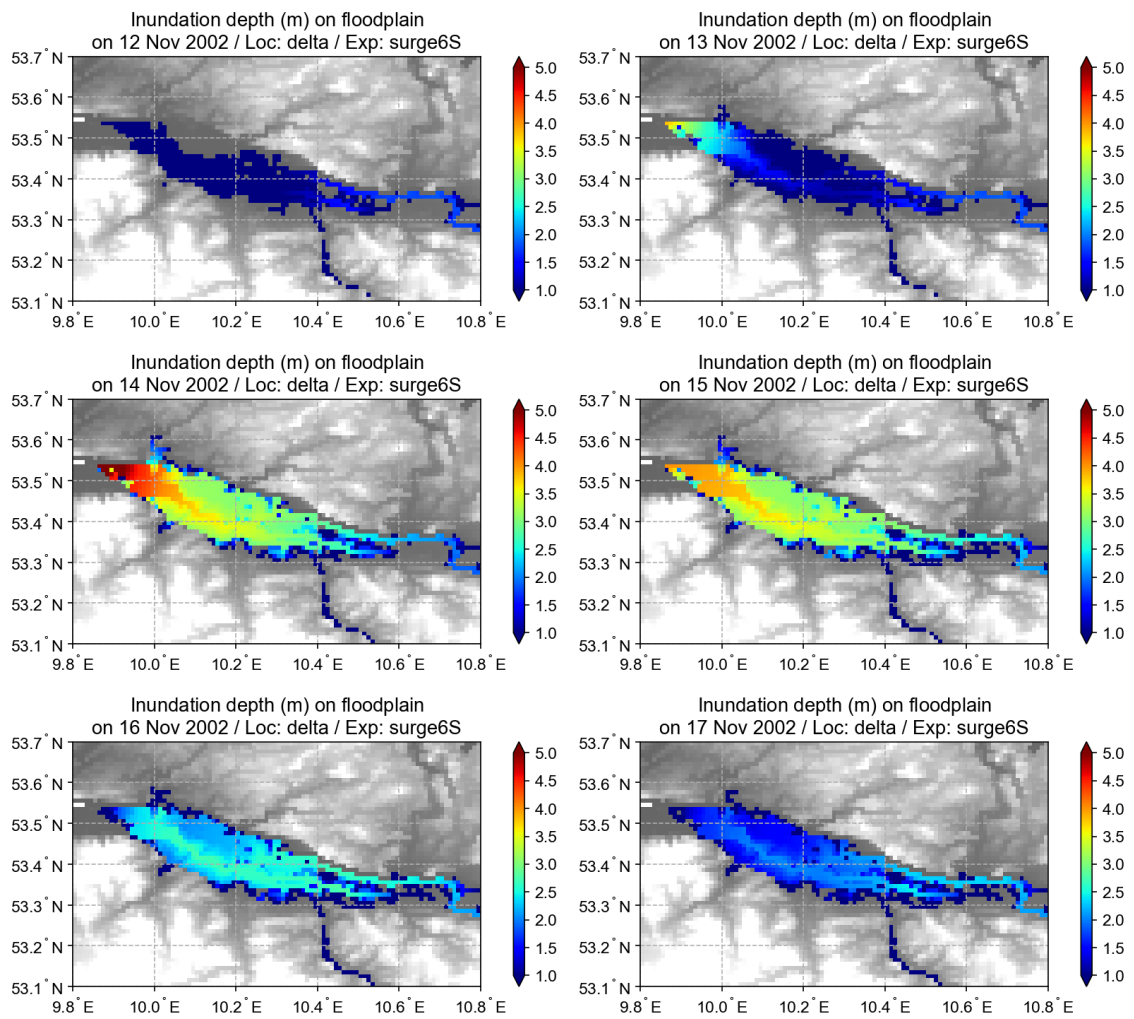


図 A.6: 2002 年 11 月 12–17 日の LISFLOOD-FP の surge6S 実験での浸水深空間分布

## 参考文献

- [Alfieri et al., 2017] Alfieri, L., Bisselink, B., Dottori, F., Naumann, G., de Roo, A., Salamon, P., Wyser, K., and Feyen, L. (2017). Global projections of river flood risk in a warmer world. *Earth's Future*, 5(2):171–182.
- [Alfieri et al., 2013] Alfieri, L., Burek, P., Dutra, E., Krzeminski, B., Muraro, D., Thielen, J., and Pappenberger, F. (2013). GloFAS-global ensemble streamflow forecasting and flood early warning. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(3):1161.
- [Androulidakis et al., 2015] Androulidakis, Y. S., Kombiadou, K. D., Makris, C. V., Baltikas, V. N., and Krestenitis, Y. N. (2015). Storm surges in the Mediterranean Sea: Variability and trends under future climatic conditions. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 71:56–82.
- [Arora and Boer, 1999] Arora, V. K. and Boer, G. J. (1999). A variable velocity flow routing algorithm for gcms. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 104(D24):30965–30979.
- [Bates and De Roo, 2000] Bates, P. D. and De Roo, A. (2000). A simple raster-based model for flood inundation simulation. *Journal of hydrology*, 236(1-2):54–77.
- [Bates et al., 2010] Bates, P. D., Horritt, M. S., and Fewtrell, T. J. (2010). A simple inertial formulation of the shallow water equations for efficient two-dimensional flood inundation modelling. *Journal of Hydrology*, 387(1-2):33–45.
- [Beighley et al., 2009] Beighley, R. E., Eggert, K., Dunne, T., He, Y., Gummadi, V., and Verdin, K. (2009). Simulating hydrologic and hydraulic processes throughout the amazon river basin. *Hydrological Processes*, 23(8):1221–1235.
- [Bernhofen et al., 2018] Bernhofen, M. V., Whyman, C., Trigg, M. A., Sleigh, P. A., Smith, A. M., Sampson, C. C., Yamazaki, D., Ward, P. J., Rudari, R., Pappenberger, F., et al. (2018). A first collective validation of global fluvial flood models for major floods in Nigeria and Mozambique. *Environmental Research Letters*, 13(10):104007.
- [Bernier and Thompson, 2007] Bernier, N. and Thompson, K. (2007). Tide-surge interaction off the east coast of Canada and northeastern United States. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 112(C6).

- [Bertin et al., 2015] Bertin, X., Li, K., Roland, A., and Bidlot, J.-R. (2015). The contribution of short-waves in storm surges: Two case studies in the Bay of Biscay. *Continental Shelf Research*, 96:1–15.
- [Biancamaria et al., 2009] Biancamaria, S., Bates, P. D., Boone, A., and Mognard, N. M. (2009). Large-scale coupled hydrologic and hydraulic modelling of the Ob river in Siberia. *Journal of Hydrology*, 379(1-2):136–150.
- [Bloemendaal et al., 2018] Bloemendaal, N., Muis, S., Haarsma, R. J., Verlaan, M., Apecechea, M. I., de Moel, H., Ward, P. J., and Aerts, J. C. (2018). Global modeling of tropical cyclone storm surges using high-resolution forecasts. *Climate Dynamics*, pages 1–14.
- [Bunya et al., 2010] Bunya, S., Dietrich, J. C., Westerink, J., Ebersole, B., Smith, J., Atkinson, J., Jensen, R., Resio, D., Luettich, R., Dawson, C., et al. (2010). A high-resolution coupled riverine flow, tide, wind, wind wave, and storm surge model for southern Louisiana and Mississippi. Part I: Model development and validation. *Monthly weather review*, 138(2):345–377.
- [Carrère et al., 2012] Carrère, L., Lyard, F., Cancet, M., Roblou, L., and Guillot, A. (2012). FES 2012: a new tidal model taking advantage of nearly 20 years of altimetry measurements. In *ocean surface topography science team 2012 meeting, Venice-Lido, Italy*.
- [Chen and Liu, 2014] Chen, W.-B. and Liu, W.-C. (2014). Modeling flood inundation induced by river flow and storm surges over a river basin. *Water*, 6(10):3182–3199.
- [Cisneros et al., 2014] Cisneros, B. J., Oki, T., Arnell, N., Benito, G., Cogley, J., Döll, P., Jiang, T., and Mwakalila, S. (2014). Freshwater resources, in: *Climate Change 2014: impacts, adaptation, and vulnerability. Part A: global and sectoral aspects. contribution of working group II to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*.
- [Coe et al., 2002] Coe, M. T., Costa, M. H., Botta, A., and Birkett, C. (2002). Long-term simulations of discharge and floods in the Amazon basin. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D20):LBA–11.
- [Coe et al., 2008] Coe, M. T., Costa, M. H., and Howard, E. A. (2008). Simulating the surface waters of the Amazon river basin: impacts of new river geomorphic and flow parameterizations. *Hydrological Processes: An International Journal*, 22(14):2542–2553.
- [Dankers et al., 2014] Dankers, R., Arnell, N. W., Clark, D. B., Falloon, P. D., Fekete, B. M., Gosling, S. N., Heinke, J., Kim, H., Masaki, Y., Satoh, Y., et al. (2014). First



- look at changes in flood hazard in the Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project ensemble. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(9):3257–3261.
- [de Almeida and Bates, 2013] de Almeida, G. A. and Bates, P. (2013). Applicability of the local inertial approximation of the shallow water equations to flood modeling. *Water Resources Research*, 49(8):4833–4844.
- [de Almeida et al., 2012] de Almeida, G. A., Bates, P., Freer, J. E., and Souvignet, M. (2012). Improving the stability of a simple formulation of the shallow water equations for 2-D flood modeling. *Water Resources Research*, 48(5).
- [de Paiva et al., 2013] de Paiva, R. C. D., Buarque, D. C., Collischonn, W., Bonnet, M.-P., Frappart, F., Calmant, S., and Mendes, C. A. B. (2013). Large-scale hydrologic and hydrodynamic modeling of the Amazon River basin. *Water Resources Research*, 49(3):1226–1243.
- [De Roo et al., 2000] De Roo, A., Wesseling, C., and Van Deursen, W. (2000). Physically based river basin modelling within a gis: the lisflood model. *Hydrological Processes*, 14(11-12):1981–1992.
- [Decharme et al., 2008] Decharme, B., Douville, H., Prigent, C., Papa, F., and Aires, F. (2008). A new river flooding scheme for global climate applications: Off-line evaluation over south america. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D11).
- [Dee et al., 2011] Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M., Balsamo, G., Bauer, d. P., et al. (2011). The ERA-interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 137(656):553–597.
- [Dottori et al., 2016] Dottori, F., Salamon, P., Bianchi, A., Alfieri, L., Hirpa, F. A., and Feyen, L. (2016). Development and evaluation of a framework for global flood hazard mapping. *Advances in water resources*, 94:87–102.
- [Durand et al., 2008] Durand, M., Andreadis, K. M., Alsdorf, D. E., Lettenmaier, D. P., Moller, D., and Wilson, M. (2008). Estimation of bathymetric depth and slope from data assimilation of swath altimetry into a hydrodynamic model. *Geophysical Research Letters*, 35(20).
- [Ebersole et al., 2010] Ebersole, B., Westerink, J., Bunya, S., Dietrich, J., and Cialone, M. (2010). Development of storm surge which led to flooding in St. Bernard Polder during Hurricane Katrina. *Ocean Engineering*, 37(1):91–103.
- [Farr et al., 2007] Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., et al. (2007). The shuttle radar topography mission. *Reviews of geophysics*, 45(2).

- [Hallegatte et al., 2013] Hallegatte, S., Green, C., Nicholls, R. J., and Corfee-Morlot, J. (2013). Future flood losses in major coastal cities. *Nature climate change*, 3(9):802.
- [Hao et al., 2018] Hao, Z., Singh, V., and Hao, F. (2018). Compound extremes in hydroclimatology: A review. *Water*, 10(6):718.
- [Hinkel and Klein, 2009] Hinkel, J. and Klein, R. J. (2009). Integrating knowledge to assess coastal vulnerability to sea-level rise: The development of the DIVA tool. *Global Environmental Change*, 19(3):384–395.
- [Hinkel et al., 2014] Hinkel, J., Lincke, D., Vafeidis, A. T., Perrette, M., Nicholls, R. J., Tol, R. S., Marzeion, B., Fettweis, X., Ionescu, C., and Levermann, A. (2014). Coastal flood damage and adaptation costs under 21st century sea-level rise. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(9):3292–3297.
- [Hirabayashi et al., 2008] Hirabayashi, Y., Kanae, S., Emori, S., Oki, T., and Kimoto, M. (2008). Global projections of changing risks of floods and droughts in a changing climate. *Hydrological Sciences Journal*, 53(4):754–772.
- [Hirabayashi et al., 2013] Hirabayashi, Y., Mahendran, R., Koirala, S., Konoshima, L., Yamazaki, D., Watanabe, S., Kim, H., and Kanae, S. (2013). Global flood risk under climate change. *Nature Climate Change*, 3(9):816.
- [Hoch et al., 2017] Hoch, J. M., Neal, J., Baart, F., van Beek, L., Winsemius, H., Bates, P., and Bierkens, M. F. (2017). GLOFRIM v1. 0—A globally applicable computational framework for integrated hydrological–hydrodynamic modelling. *Geoscientific Model Development*, 10:3913–3929.
- [Hoitink and Jay, 2016] Hoitink, A. and Jay, D. A. (2016). Tidal river dynamics: Implications for deltas. *Reviews of Geophysics*, 54(1):240–272.
- [Horsburgh and Wilson, 2007] Horsburgh, K. and Wilson, C. (2007). Tide-surge interaction and its role in the distribution of surge residuals in the North Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 112(C8).
- [Hydraulics, 2006] Hydraulics, D. (2006). Delft3D-FLOW user manual. *Delft, the Netherlands*.
- [Ikeuchi et al., 2015] Ikeuchi, H., Hirabayashi, Y., Yamazaki, D., Kiguchi, M., Koirala, S., Nagano, T., Kotera, A., and Kanae, S. (2015). Modeling complex flow dynamics of fluvial floods exacerbated by sea level rise in the Ganges–Brahmaputra–Meghna Delta. *Environmental Research Letters*, 10(12):124011.
- [Ikeuchi et al., 2017] Ikeuchi, H., Hirabayashi, Y., Yamazaki, D., Muis, S., Ward, P. J., Winsemius, H. C., Verlaan, M., and Kanae, S. (2017). Compound simulation of

- fluvial floods and storm surges in a global coupled river-coast flood model: Model development and its application to 2007 Cyclone Sidr in Bangladesh. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 9(4):1847–1862.
- [Jongman et al., 2012a] Jongman, B., Kreibich, H., Apel, H., Barredo, J., Bates, P., Feyen, L., Gericke, A., Neal, J., Aerts, J., Ward, P., et al. (2012a). Comparative flood damage model assessment: towards a European approach.
- [Jongman et al., 2012b] Jongman, B., Ward, P. J., and Aerts, J. C. (2012b). Global exposure to river and coastal flooding: Long term trends and changes. *Global Environmental Change*, 22(4):823–835.
- [Jongman et al., 2015] Jongman, B., Winsemius, H. C., Aerts, J. C., de Perez, E. C., van Aalst, M. K., Kron, W., and Ward, P. J. (2015). Declining vulnerability to river floods and the global benefits of adaptation. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, page 201414439.
- [Karim and Mimura, 2008] Karim, M. F. and Mimura, N. (2008). Impacts of climate change and sea-level rise on cyclonic storm surge floods in Bangladesh. *Global Environmental Change*, 18(3):490–500.
- [Kernkamp et al., 2011] Kernkamp, H. W., Van Dam, A., Stelling, G. S., and de Goede, E. D. (2011). Efficient scheme for the shallow water equations on unstructured grids with application to the Continental Shelf. *Ocean Dynamics*, 61(8):1175–1188.
- [Kew et al., 2013] Kew, S., Selten, F., Lenderink, G., and Hazeleger, W. (2013). The simultaneous occurrence of surge and discharge extremes for the Rhine delta. *Natural hazards and earth system sciences*, 13(8):2017–2029.
- [Khanal et al., 2018] Khanal, S., Ridder, N., de Vries, H., Terink, W., and van den Hurk, B. (2018). Storm surge and extreme river discharge: A compound event analysis using ensemble impact modelling. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss*, 2018:1–25.
- [Kim et al., 2009] Kim, H., Yeh, P. J.-F., Oki, T., and Kanae, S. (2009). Role of rivers in the seasonal variations of terrestrial water storage over global basins. *Geophysical Research Letters*, 36(17).
- [Klerk et al., 2015] Klerk, W.-J., Winsemius, H., Van Verseveld, W., Bakker, A., and Diermanse, F. (2015). The co-incidence of storm surges and extreme discharges within the Rhine–Meuse Delta. *Environmental Research Letters*, 10(3):035005.
- [Knapp et al., 2010] Knapp, K. R., Kruk, M. C., Levinson, D. H., Diamond, H. J., and Neumann, C. J. (2010). The international best track archive for climate stewardship (IBTrACS) unifying tropical cyclone data. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(3):363–376.

- [Koirala et al., 2014] Koirala, S., Yeh, P. J.-F., Hirabayashi, Y., Kanae, S., and Oki, T. (2014). Global-scale land surface hydrologic modeling with the representation of water table dynamics. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(1):75–89.
- [Krien et al., 2016] Krien, Y., Mayet, C., Testut, L., Durand, F., Tazkia, A., Islam, A., Gopalakrishna, V., Becker, M., Calmant, S., Shum, C., et al. (2016). Improved bathymetric dataset and tidal model for the Northern Bay of Bengal. *Marine Geodesy*, 39(6):422–438.
- [Krien et al., 2017] Krien, Y., Testut, L., Islam, A., Bertin, X., Durand, F., Mayet, C., Tazkia, A., Becker, M., Calmant, S., Papa, F., et al. (2017). Towards improved storm surge models in the northern Bay of Bengal. *Continental Shelf Research*, 135:58–73.
- [Lehner and Grill, 2013] Lehner, B. and Grill, G. (2013). Global river hydrography and network routing: baseline data and new approaches to study the world’s large river systems. *Hydrological Processes*, 27(15):2171–2186.
- [Lehner et al., 2008] Lehner, B., Verdin, K., and Jarvis, A. (2008). New global hydrography derived from spaceborne elevation data. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 89(10):93–94.
- [Leonard et al., 2014] Leonard, M., Westra, S., Phatak, A., Lambert, M., van den Hurk, B., McInnes, K., Risbey, J., Schuster, S., Jakob, D., and Stafford-Smith, M. (2014). A compound event framework for understanding extreme impacts. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 5(1):113–128.
- [Lewis et al., 2013] Lewis, M., Bates, P., Horsburgh, K., Neal, J., and Schumann, G. (2013). A storm surge inundation model of the northern Bay of Bengal using publicly available data. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139(671):358–369.
- [Lian et al., 2012] Lian, J., Xu, K., and Ma, C. (2012). Joint impact of rainfall and tidal level on flood risk in a coastal city with a complex river network: a case study for Fuzhou city, China. *Hydrology & Earth System Sciences Discussions*, 9(6).
- [Lim et al., 2018] Lim, W. H., Yamazaki, D., Koirala, S., Hirabayashi, Y., Kanae, S., Dadson, S. J., Hall, J., and Sun, F. (2018). Long-term changes in global socioeconomic benefits of flood defenses and residual risk based on CMIP5 climate models. *Earth’s Future*.
- [Lin and Emanuel, 2016] Lin, N. and Emanuel, K. (2016). Grey swan tropical cyclones. *Nature Climate Change*, 6(1):106.
- [Manabe and Stouffer, 1988] Manabe, S. and Stouffer, R. (1988). Two stable equilibria of a coupled ocean-atmosphere model. *Journal of Climate*, 1(9):841–866.

- [Mateo et al., 2014] Mateo, C. M., Hanasaki, N., Komori, D., Tanaka, K., Kiguchi, M., Champathong, A., Sukhapunnaphan, T., Yamazaki, D., and Oki, T. (2014). Assessing the impacts of reservoir operation to floodplain inundation by combining hydrological, reservoir management, and hydrodynamic models. *Water Resources Research*, 50(9):7245–7266.
- [Mateo et al., 2017] Mateo, C. M. R., Yamazaki, D., Kim, H., Champathong, A., Vaze, J., and Oki, T. (2017). Impacts of spatial resolution and representation of flow connectivity on large-scale simulation of floods. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(10):5143–5163.
- [Mikhailova, 2011] Mikhailova, M. (2011). Interaction of tides and storm surges at the Elbe River mouth. *Water Resources*, 38(3):284.
- [Miller et al., 1994] Miller, J. R., Russell, G. L., and Caliri, G. (1994). Continental-scale river flow in climate models. *Journal of Climate*, 7(6):914–928.
- [Milly et al., 2002] Milly, P. C. D., Wetherald, R. T., Dunne, K., and Delworth, T. L. (2002). Increasing risk of great floods in a changing climate. *Nature*, 415(6871):514.
- [Muis et al., 2018] Muis, S., Haigh, I. D., Guimarães Nobre, G., Aerts, J. C., and Ward, P. J. (2018). Influence of El Niño-Southern Oscillation on global coastal flooding. *Earth’s Future*, 6(9):1311–1322.
- [Muis et al., 2017] Muis, S., Verlaan, M., Nicholls, R. J., Brown, S., Hinkel, J., Lincke, D., Vafeidis, A. T., Scussolini, P., Winsemius, H. C., and Ward, P. J. (2017). A comparison of two global datasets of extreme sea levels and resulting flood exposure. *Earth’s Future*, 5(4):379–392.
- [Muis et al., 2016] Muis, S., Verlaan, M., Winsemius, H. C., Aerts, J. C., and Ward, P. J. (2016). A global reanalysis of storm surges and extreme sea levels. *Nature communications*, 7:11969.
- [MunichRe, 2014] MunichRe (2014). Natcatservice database. *Munich RE, Munich*.
- [Neal et al., 2012] Neal, J., Schumann, G., and Bates, P. (2012). A subgrid channel model for simulating river hydraulics and floodplain inundation over large and data sparse areas. *Water Resources Research*, 48(11).
- [Oki et al., 2003] Oki, T., Agata, Y., Kanae, S., Saruhashi, T., and Musiake, K. (2003). Global water resources assessment under climatic change in 2050 using trip. *International Association of Hydrological Sciences, Publication*, (280):124–133.
- [Oki and Sud, 1998] Oki, T. and Sud, Y. (1998). Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP)—a global river channel network. *Earth interactions*, 2(1):1–37.

- [Onogi et al., 2007] Onogi, K., Tsutsui, J., Koide, H., Sakamoto, M., Kobayashi, S., Hatsushika, H., Matsumoto, T., Yamazaki, N., Kamahori, H., Takahashi, K., et al. (2007). The JRA-25 reanalysis. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 85(3):369–432.
- [Peckham et al., 2013] Peckham, S. D., Hutton, E. W., and Norris, B. (2013). A component-based approach to integrated modeling in the geosciences: The design of CSDMS. *Computers & Geosciences*, 53:3–12.
- [Pokhrel et al., 2018] Pokhrel, Y., Shin, S., Lin, Z., Yamazaki, D., and Qi, J. (2018). Potential disruption of flood dynamics in the lower mekong river basin due to upstream flow regulation. *Scientific reports*, 8(1):17767.
- [Rao et al., 2010] Rao, R., Kumar, M. G., Ravichandran, M., Rao, A., Gopalakrishna, V., and Thadathil, P. (2010). Interannual variability of kelvin wave propagation in the wave guides of the equatorial Indian Ocean, the coastal Bay of Bengal and the southeastern Arabian Sea during 1993–2006. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 57(1):1–13.
- [Saleh et al., 2017] Saleh, F., Ramaswamy, V., Wang, Y., Georgas, N., Blumberg, A., and Pullen, J. (2017). A multi-scale ensemble-based framework for forecasting compound coastal-riverine flooding: The Hackensack-Passaic watershed and Newark Bay. *Advances in Water Resources*, 110:371–386.
- [Sampson et al., 2015] Sampson, C. C., Smith, A. M., Bates, P. D., Neal, J. C., Alfieri, L., and Freer, J. E. (2015). A high-resolution global flood hazard model. *Water resources research*, 51(9):7358–7381.
- [Sayama, 2015] Sayama, T. (2015). Rainfall-runoff-inundation (RRI) model manual, version 1.4. 2. *International Center for Water Hazard and Risk Management (ICHARM), Public Works Research Institute(PWRI)*.
- [Seneviratne et al., 2012] Seneviratne, S. I., Nicholls, N., Easterling, D., Goodess, C. M., Kanae, S., Kossin, J., Luo, Y., Marengo, J., McInnes, K., Rahimi, M., et al. (2012). Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment.
- [Siswanto et al., 2017] Siswanto, E., Ye, H., Yamazaki, D., and Tang, D. (2017). Detailed spatiotemporal impacts of El Niño on phytoplankton biomass in the South China Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(4):2709–2723.
- [Skinner et al., 2015] Skinner, C. J., Coulthard, T. J., Parsons, D. R., Ramirez, J. A., Mullen, L., and Manson, S. (2015). Simulating tidal and storm surge hydraulics with a simple 2D inertia based model, in the Humber Estuary, UK. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 155:126–136.

- [Stammer et al., 2014] Stammer, D., Ray, R., Andersen, O. B., Arbic, B., Bosch, W., Carrère, L., Cheng, Y., Chinn, D., Dushaw, B., Egbert, G., et al. (2014). Accuracy assessment of global barotropic ocean tide models. *Reviews of Geophysics*, 52(3):243–282.
- [Sutanudjaja et al., 2018] Sutanudjaja, E. H., Beek, R. v., Wanders, N., Wada, Y., Bosmans, J. H., Drost, N., Ent, R. J., de Graaf, I. E., Hoch, J. M., Jong, K. d., et al. (2018). PCR-GLOBWB 2: a 5 arcmin global hydrological and water resources model. *Geoscientific Model Development*, 11(6):2429–2453.
- [Syvitski et al., 2009] Syvitski, J. P., Kettner, A. J., Overeem, I., Hutton, E. W., Hannon, M. T., Brakenridge, G. R., Day, J., Vörösmarty, C., Saito, Y., Giosan, L., et al. (2009). Sinking deltas due to human activities. *Nature Geoscience*, 2(10):681.
- [Syvitski and Saito, 2007] Syvitski, J. P. and Saito, Y. (2007). Morphodynamics of deltas under the influence of humans. *Global and Planetary Change*, 57(3-4):261–282.
- [Takagi et al., 2017] Takagi, H., Anh, L. T., and Danh Thao, N. (2017). 1997 typhoon linda storm surge and people’s awareness 20 years later: Uninvestigated worst storm event in the mekong delta. *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*, 2017:1–19.
- [Takata et al., 2003] Takata, K., Emori, S., and Watanabe, T. (2003). Development of the minimal advanced treatments of surface interaction and runoff. *Global and planetary Change*, 38(1-2):209–222.
- [Tanaka et al., 2018] Tanaka, T., Yoshioka, H., Siev, S., Fujii, H., Fujihara, Y., Hoshikawa, K., Ly, S., and Yoshimura, C. (2018). An integrated hydrological-hydraulic model for simulating surface water flows of a shallow lake surrounded by large floodplains. *Water*, 10(9):1213.
- [Tanoue et al., 2016] Tanoue, M., Hirabayashi, Y., and Ikeuchi, H. (2016). Global-scale river flood vulnerability in the last 50 years. *Scientific reports*, 6:36021.
- [Tazkia et al., 2017] Tazkia, A., Krien, Y., Durand, F., Testut, L., Islam, A. S., Papa, F., and Bertin, X. (2017). Seasonal modulation of M2 tide in the Northern Bay of Bengal. *Continental Shelf Research*, 137:154–162.
- [Tessler et al., 2015] Tessler, Z., Vörösmarty, C. J., Grossberg, M., Gladkova, I., Aizenman, H., Syvitski, J., and Fofoula-Georgiou, E. (2015). Profiling risk and sustainability in coastal deltas of the world. *Science*, 349(6248):638–643.
- [Trigg et al., 2016] Trigg, M., Birch, C., Neal, J., Bates, P., Smith, A., Sampson, C., Yamazaki, D., Hirabayashi, Y., Pappenberger, F., Dutra, E., et al. (2016). The

- credibility challenge for global fluvial flood risk analysis. *Environmental Research Letters*, 11(9):094014.
- [UNISDR, CRED et al., 2015] UNISDR, CRED et al. (2015). The human cost of natural disasters: A global perspective.
- [Van Der Knijff et al., 2010] Van Der Knijff, J., Younis, J., and De Roo, A. (2010). LIS-FLOOD: a GIS-based distributed model for river basin scale water balance and flood simulation. *International Journal of Geographical Information Science*, 24(2):189–212.
- [Verlaan et al., 2016] Verlaan, M., Winsemius, H., Vatvani, D., Muis, S., and Ward, P. (2016). Tropical storm tracks in a global tide and storm surge reanalysis. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, volume 18 of *EGU General Assembly Conference Abstracts*, pages EPSC2016–8122.
- [Vörösmarty et al., 1989] Vörösmarty, C. J., Moore, B., Grace, A. L., Gildea, M. P., Melillo, J. M., Peterson, B. J., Rastetter, E. B., and Steudler, P. A. (1989). Continental scale models of water balance and fluvial transport: an application to south america. *Global biogeochemical cycles*, 3(3):241–265.
- [Vousdoukas et al., 2018] Vousdoukas, M. I., Mentaschi, L., Voukouvalas, E., Bianchi, A., Dottori, F., and Feyen, L. (2018). Climatic and socioeconomic controls of future coastal flood risk in Europe. *Nature Climate Change*, 8(9):776.
- [Vousdoukas et al., 2017] Vousdoukas, M. I., Mentaschi, L., Voukouvalas, E., Verlaan, M., and Feyen, L. (2017). Extreme sea levels on the rise along Europe’s coasts. *Earth’s Future*, 5(3):304–323.
- [Vousdoukas et al., 2016] Vousdoukas, M. I., Voukouvalas, E., Annunziato, A., Giardino, A., and Feyen, L. (2016). Projections of extreme storm surge levels along Europe. *Climate Dynamics*, 47(9-10):3171–3190.
- [Wahl et al., 2015] Wahl, T., Jain, S., Bender, J., Meyers, S. D., and Luther, M. E. (2015). Increasing risk of compound flooding from storm surge and rainfall for major US cities. *Nature Climate Change*, 5(12):1093.
- [Ward et al., 2018] Ward, P. J., Couasnon, A., Eilander, D., Haigh, I. D., Hendry, A., Muis, S., Veldkamp, T. I., Winsemius, H. C., and Wahl, T. (2018). Dependence between high sea-level and high river discharge increases flood hazard in global deltas and estuaries. *Environmental Research Letters*, 13(8):084012.
- [Ward et al., 2017] Ward, P. J., Jongman, B., Aerts, J. C., Bates, P. D., Botzen, W. J., Loaiza, A. D., Hallegatte, S., Kind, J. M., Kwadijk, J., Scussolini, P., et al. (2017). A global framework for future costs and benefits of river-flood protection in urban areas. *Nature climate change*, 7(9):642.



- [Ward et al., 2014] Ward, P. J., Jongman, B., Kummu, M., Dettinger, M. D., Weiland, F. C. S., and Winsemius, H. C. (2014). Strong influence of El Niño Southern Oscillation on flood risk around the world. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(44):15659–15664.
- [Ward et al., 2015] Ward, P. J., Jongman, B., Salamon, P., Simpson, A., Bates, P., De Groeve, T., Muis, S., De Perez, E. C., Rudari, R., Trigg, M. A., et al. (2015). Usefulness and limitations of global flood risk models. *Nature Climate Change*, 5(8):712.
- [Ward et al., 2013] Ward, P. J., Jongman, B., Weiland, F. S., Bouwman, A., van Beek, R., Bierkens, M. F., Ligtoet, W., and Winsemius, H. C. (2013). Assessing flood risk at the global scale: model setup, results, and sensitivity. *Environmental research letters*, 8(4):044019.
- [Westerink et al., 1992] Westerink, J. J., Luettich, R. A., Baptists, A., Scheffner, N. W., and Farrar, P. (1992). Tide and storm surge predictions using finite element model. *Journal of Hydraulic Engineering*, 118(10):1373–1390.
- [Wilson et al., 2007] Wilson, M., Bates, P., Alsdorf, D., Forsberg, B., Horritt, M., Melack, J., Frappart, F., and Famiglietti, J. (2007). Modeling large-scale inundation of amazonian seasonally flooded wetlands. *Geophysical Research Letters*, 34(15).
- [Winsemius et al., 2013] Winsemius, H., Van Beek, L., Jongman, B., Ward, P., Bouwman, A., et al. (2013). A framework for global river flood risk assessments.
- [Winsemius et al., 2016] Winsemius, H. C., Aerts, J. C., van Beek, L. P., Bierkens, M. F., Bouwman, A., Jongman, B., Kwadijk, J. C., Ligtoet, W., Lucas, P. L., Van Vuuren, D. P., et al. (2016). Global drivers of future river flood risk. *Nature Climate Change*, 6(4):381.
- [Wong et al., 2014] Wong, P., Losada, I., Gattuso, J.-P., Hinkel, J., Khattabi, A., McInnes, K., Saito, Y., and Sallenger, A. (2014). Coastal systems and low-lying areas. in: *Climate change 2014: impacts, adaptation, and vulnerability. part a: global and sectoral aspects. contribution of working group ii to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*.
- [Yamazaki et al., 2013] Yamazaki, D., Almeida, G. A., and Bates, P. D. (2013). Improving computational efficiency in global river models by implementing the local inertial flow equation and a vector-based river network map. *Water Resources Research*, 49(11):7221–7235.
- [Yamazaki et al., 2012a] Yamazaki, D., Baugh, C. A., Bates, P. D., Kanae, S., Alsdorf, D. E., and Oki, T. (2012a). Adjustment of a spaceborne DEM for use in floodplain hydrodynamic modeling. *Journal of Hydrology*, 436:81–91.

- [Yamazaki et al., 2017] Yamazaki, D., Ikeshima, D., Tawatari, R., Yamaguchi, T., O’Loughlin, F., Neal, J. C., Sampson, C. C., Kanae, S., and Bates, P. D. (2017). A high-accuracy map of global terrain elevations. *Geophysical Research Letters*, 44(11):5844–5853.
- [Yamazaki et al., 2011] Yamazaki, D., Kanae, S., Kim, H., and Oki, T. (2011). A physically based description of floodplain inundation dynamics in a global river routing model. *Water Resources Research*, 47(4).
- [Yamazaki et al., 2012b] Yamazaki, D., Lee, H., Alsdorf, D. E., Dutra, E., Kim, H., Kanae, S., and Oki, T. (2012b). Analysis of the water level dynamics simulated by a global river model: A case study in the Amazon River. *Water Resources Research*, 48(9).
- [Yamazaki et al., 2009] Yamazaki, D., Oki, T., and Kanae, S. (2009). Deriving a global river network map and its sub-grid topographic characteristics from a fine-resolution flow direction map. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(11):2241.
- [Yamazaki et al., 2014a] Yamazaki, D., O’Loughlin, F., Trigg, M. A., Miller, Z. F., Pavelsky, T. M., and Bates, P. D. (2014a). Development of the global width database for large rivers. *Water Resources Research*, 50(4):3467–3480.
- [Yamazaki et al., 2014b] Yamazaki, D., Sato, T., Kanae, S., Hirabayashi, Y., and Bates, P. D. (2014b). Regional flood dynamics in a bifurcating mega delta simulated in a global river model. *Geophysical Research Letters*, 41(9):3127–3135.
- [Yamazaki and Trigg, 2016] Yamazaki, D. and Trigg, M. A. (2016). Hydrology: The dynamics of Earth’s surface water. *Nature*, 540(7633):348.
- [Yoon et al., 2012] Yoon, Y., Durand, M., Merry, C. J., Clark, E. A., Andreadis, K. M., and Alsdorf, D. E. (2012). Estimating river bathymetry from data assimilation of synthetic SWOT measurements. *Journal of Hydrology*, 464:363–375.
- [Yoshimura et al., 2008] Yoshimura, K., Sakimura, T., Oki, T., Kanae, S., and Seto, S. (2008). Toward flood risk prediction: a statistical approach using a 29-year river discharge simulation over japan. *Hydrological Research Letters*, 2:22–26.
- [Zhao et al., 2017] Zhao, F., Veldkamp, T. I., Frieler, K., Schewe, J., Ostberg, S., Willner, S., Schauburger, B., Gosling, S. N., Schmied, H. M., Portmann, F. T., et al. (2017). The critical role of the routing scheme in simulating peak river discharge in global hydrological models. *Environmental Research Letters*, 12(7):075003.
- [Zheng et al., 2014] Zheng, F., Westra, S., Leonard, M., and Sisson, S. A. (2014). Modeling dependence between extreme rainfall and storm surge to estimate coastal flooding risk. *Water Resources Research*, 50(3):2050–2071.

[Zscheischler et al., 2018] Zscheischler, J., Westra, S., Hurk, B. J., Seneviratne, S. I., Ward, P. J., Pitman, A., AghaKouchak, A., Bresch, D. N., Leonard, M., Wahl, T., et al. (2018). Future climate risk from compound events. *Nature Climate Change*, page 1.

## 謝辞

本論文の執筆に当たり、多くの方からのお力添えを得ましたので、ここに謝意を表したいと思います。

主査である山崎大准教授には卒論研究を始めて以来6年間、技術的な側面のみならず研究遂行における素養を数多く学ばせていただきました。また教育効果を期待して自前のワークステーションを用意していただいたり、海外との共同研究の機会を提供していただいたことは、研究を進めていく上で大きな強みになりました。

副査である芝浦工業大学の平林由希子教授には、卒論と修論および博士1-2年の間主査としてお世話になりました。研究指導に留まらず国際学会、論文投稿、プロジェクト会合や現場見学、そして海外留学と、多くの勉強・研究・議論の機会を惜しみなく与えてくださりましたこと、大変感謝しております。

副査の田島芳満教授、竹内渉教授、下園武範准教授、芳村圭准教授には、本研究を進める中で副査面談の場を設けてくださり、励ましのお言葉とともに多くの貴重なご指摘をいただきました。

東京工業大学の鼎信次郎教授、九州大学の木田新一郎准教授には、各々のご専門の立場から私の研究に対し多くのご助言をいただきました。

I greatly appreciate Prof. Dr. Philip Ward at Vrije Universiteit Amsterdam, the Netherlands, for his kindness of accepting me as a guest researcher in his research group.

沖研究室で研究生活を送ったのは博士最後の僅か1年間だけでしたが、様々な方にお世話になりました。

沖大幹教授には、当時はまだ平林研学生として配属していた学部4年以来、セミナーや勉強会などへの参加する機会を与えていただき、大変勉強になりました。瞬時に本質を見抜く力、専門・教養ともに広く深い知識、組織のマネジメントなど、沖先生から学ぶことはとても多かったです。

沖一雄准教授、金炯俊准教授、木口雅司准教授、日比野研志助教、松本京子研究員、藤竿和彦研究員（現農研機構研究員）には、研究室のゼミ発表に対するコメントをいただいたり、普段から様子を気遣っていただいたり、飲み会で楽しくお話しさせていただきました。

秘書の黒澤綾子さん、塚田由紀さん、河村麻紀さん、齋藤紘子さん、武内繭子さん、横山美奈子さんには、出張や研究費など多くの事務関連の件でサポートいただき、研究活動に専念することができました。

鳩野美佐子さん（現東北大風間研研究員）、吉田奈津妃さん（現東工大鼎研研究員）には、沖研究室での一学年上の博士の先輩として、審査に関する話を伺ったり相談に乗っていただいたこと、ありがたかったです。

沖研の後輩の徳田大輔君、神谷秀明君、田口諒君、兎澤知浩君、原田真君、小田貴大君、塩澤拓斗君、田中良明君、藤森慎太郎君、花崎梨紗さん、浜田光太郎君、舟橋壮真君、足立幸太君は、誰一人キャラが被らず個性豊かかつ優秀な面々で、いつもいい刺激を受けていました。

芳村研の吉兼隆生講師，新田友子助教，大沼友貴彦研究員，秘書の野口素直さん，宮城久美さん，馬渡美穂さん，学生の佐谷茜さん，森山文晶さん，三浦陽介さん，庄司悟君，竹島滉君，多田真嵩君，原田央君とは，柏への出張や沖研でのイベントなど限られた時間ではありましたが，同じ沖グループのメンバーとしてお世話になりました。

I thank Prof. Dr. Amithirigala W. Jayawardena (Professor at University of Hong Kong), Dr. Yujie Liu (Associate Professor at Chinese Academy of Science), Dr. Eunho Koo, Dr. Salem Ibrahim Salem, Dr. Panduka Neluwara (Lecturer at the University of Peradeniya, Sri Lanka), Dr. Patchares Chacuttrikul, Sobhan Afraz, Xiaojun Guo, Inna Syafarina, Ali Mustajab, Kedar Otta, Yizhou Huang, Tidar Bayu, Mengyu Li, Xiaoya Zhang, Ruiqi Li, Rahul Varier, Sithija Siriwardhana, Isabel De La Torea, Yasmin Heinrichs, Md Robiul Islam, Subhawickrama Chamin, Amr Abd Elkhalek, and Gurpreet Dass for spending enjoyable time in Oki laboratory.

学部4年から博士1年まで在籍していた平林研では，渡部哲史助教（現東大川研講師），張勇研究員（現中国湖南科技大学教授），田上雅浩研究員（現芝浦工大平林研研究員），木下陽平研究員（現RESTEC研究員），海熱提阿力甫研究員（現芝浦工大平林研研究員），秘書の佐藤浩美さん，技術補佐員の佐々木織江さん（現東工大鼎研研究員），先輩の野口淡海さん，恒川貴大さん，前田英俊さん，後輩の川村元輝君，木村雄貴君，森下慧君，中田尚吾君，杉浦醇彦君と，浅野の地での楽しい時間を過ごさせていただきました。

I thank Dr. Sujjan Koirala (Post-doctoral Researcher at Max Planck Institute for Biogeochemistry, Germany), Dr. Mahendran Roobavannan (Post-doctoral Fellow at University of Technology Sydney, Australia), Gavin Madakumbura (Ph.D. Student at University of California Los Angeles, USA), Tej Rijal (Senior divisional engineer at Ministry of Energy, Water Resources and Irrigation, Government of Nepal), and Ilia Awakimjan (software engineer at Profit4Cloud, the Netherlands) for having been in the same group in Hirabayashi laboratory.

学部4年から博士1年までの4年間を過ごした河川研では，小池俊雄教授（現土研ICHARMセンター長），池内幸司教授，川崎昭如教授，知花武佳准教授，その他秘書や研究員，先輩・同期・後輩の多くの皆さんと，ゼミや研究室旅行などのイベントでお世話になりました。

I thank all people that I met during my 1-year stay in the Netherlands, especially the members in Institute for Environmental Studies (Insituut voor Milieuvraagstukken, IVM), Vrije Universiteit Amsterdam, Department of Physical Geography, Urecht University (UU), and Deltares. In particular, I had great research collaborations with Dr. Paolo Scussolini and Dirk Eilander at IVM, Jannis Hoch at UU, Prof. Dr. Martin Verlaan and Dr. Hessel Winsemius at Delft University of Technology, Dr. Sanne Muis and Dr. Fedor Baart at Deltares. Throughout attending the workshops and conferences, I could expand my international network in research community.

水文・水資源学会若手会の皆様，土木学会水文部会集會に参加されていた同分野の研究者の皆様，S14 や ADAP-T などの研究プロジェクト會合や現地視察に参加されていた皆様と知り合いになることで，国内の研究者ネットワークを広げることができました。

日本學術振興會には博士課程の3年間特別研究員（DC1）に採用していただき，研究奨励金および科学研究費補助金の助成をいただいたことで，経済的な不安を抱えることなく研究活動に専念することができました。

最後に，夜遅くに帰ったり研究室に泊まったりと，27歳になってもろくに親孝行せず，自分の好きなことに取り組める充実した学生生活を過ごさせてくれた家族である，父・幸司さん，母・智子さん，弟・秀雄さん，妹・真理子さんに感謝します。これからは長男らしく恩返しをしていきます。

2019年2月15日  
池内 寛明