

# 博士論文

河口部における波・流れ・土砂移動に関する研究

(Field Study on Waves, Currents and Sediment  
Transport around River Mouth)

37137165 佐々木 勇弥

指導教員

佐藤 慎司 教授

東京大学大学院工学系研究科社会基盤学専攻

## 論文要旨

流砂系の総合的な土砂管理において、河川と海岸が接続する河口部は、河川の下流端、海岸の土砂の流れの上流端に位置するため、重要な管理ポイントである。また、河口部の適切な管理は、荒天時の防災・舟運・河口環境等にとっても重要である。しかし、河口部は、波・流れ・潮汐等の外力、及び、地形変化が激しい上に複雑であり、そのプロセスは十分に解明されていない。現象の激しさ、複雑さから実験や数値解析によるアプローチにも限界があり、その総体を理解するためには、現地調査に基づく実証的な知見の蓄積が重要である。しかし、既往の現地研究は、現地調査の時間密度が低いこと、継続的でないこと、3次元的に地形を計測していないこと、そして、大規模外力時の浅海域・遡上域のプロセスの観測が非常に少ないこと等の問題がある。そこで、これらの点を克服することで、一年のサイクルにおける各時期の外力特性と地形変化の関係の全体像、先行する時期から受ける影響等の複合的な地形変動機構、複雑な地形を持つ河口各地点での断面地形変動特性、浅海域・遡上域の土砂移動に直接的な外力場と地形変化の対応を実証的に明らかにすることを目的として、本研究を行った。具体的には、一年以上に亘り、天竜川河口域において、0.5秒サンプリングピッチの河口沖の水位変動を含む外力データの分析、高頻度で継続的な河口各地点の断面地形測量を含む現地調査結果の分析、河口を俯瞰した定点観測カメラで1.2秒もしくは2分間隔で継続して撮影した画像の解析を行った。

本論文では、河口部の地形変化にとって、①長周期波の発達、②有効砂州高（海側、河道側）、③開口部周辺の岸向き土砂移動、④地形履歴の4つの事項が重要な物理・概念であることを以下のように実証的に明らかにした。

### ●長周期波の発達

我が国のように温帯の季節変化が顕著である地域の河口部では、季節ごとの外力特性に対応した地形変化が生じる。冬季を代表とする波浪の周期が短く、波向が季節風に一致して一様な時期は、砂州伸長、開口部を通じた河口内部への土砂移動が卓越し、新たな土砂の堆積は低標高部に限定される。春季の様に、波浪の周期が短く、小規模な出水が生じる時期は、砂州伸長、開口部周辺における砂州海側への堆積が卓越し、新たな土砂の堆積は低標高部に限定される。台風期のような周期の長い高波浪が来襲する時期は、砂州を越える土砂移動が広域で生じ、大きな標高変化を伴う砂州の断面変化が顕著であり、出水による土砂移動も大きいため、河口地形が大きく変わる。

既往研究では、主として、沿岸漂砂と出水による土砂移動に着目されてきたが、これらの視点のみでは、上記のような各時期の外力特性と地形変化の関係等を部分的にしか説明することができない。波浪を外力とする土砂移動機構の理解が不足しているからである。波浪を外力とする河口部の土砂移動機構を理解するに当たっては、波浪の砂州遡上時に、

砂州越波が生じるか否かが重要な観点となる。それにより、水・土砂の動きが砂州海側に限定されたものとなるか、砂州河道側まで移動するかの違いが生じ、河口部の土砂移動・地形変化特性が大きく異なるからである。そして、ここで重要となるのが、長周期波が発達しているか否かである。浅海域での砕波を通じて、その波高をほとんど失ってしまう短周期波と異なり、長周期波は、浅海域でも波高を増大させながら、砂州を遡上する。そのため、長周期波が発達すると、波浪の砂州遡上高が大きくなり、その結果として、砂州標高の高い地点でも越波が生じ、広い範囲で砂州を越える土砂移動が生じる。

また、高波浪来襲時の砂州河道側に目を向けると、河口開口部に隣接する砂州先端部では、開口部から回り込んだ短周期波が遡上する一方で、先端部から離れると砂州上には長周期波のみが遡上する。この長周期波は開口部から離れるに従って減衰する。そのため、砂州先端部以外の河道側では、土砂移動外力は越波のみであると考えられる。

水深 40m 地点に位置する竜洋波浪観測所における水位変動記録の解析結果に基づくと、長周期波の波高は有義波の波高と周期の積に線形で、周期の長い高波浪が来襲する台風期には、長周期波の波高が大きくなる。そのため、上記のような台風期とその他の時期の地形変動特性の違いが生じることが確認された。

#### ●有効砂州高（海側、河道側）

波浪の砂州遡上高は、その時々々の潮位と、平常波浪の遡上高、高波浪時の **wave setup**、長周期波の遡上高など各種成分の寄与で構成される。これらの合計が砂州標高より大きい時、砂州越波が生じるわけであるが、海側有効砂州高は、各地点での砂州標高から平均水位（＝潮位＋高波浪時の **wave setup** の寄与分）を差し引いた物理量であり、その大小は、砂州標高が短周期波を主体とする平常波浪の遡上高に収まるか否かを判定する指標である。

砂州先端部や局所的に標高の低い部分では、海側有効砂州高が小さく、短周期波の越波による砂州の河道内への押し込みが顕著となる。長周期波が発達した際は、長周期波が砂州を越流し、砂州標高を低下させ、砂州後退を生じさせる。一方で、海側有効砂州高が大きく、砂州標高が短周期波を主体とする平常波浪の遡上高に収まらない場合は、長周期波の寄与が砂州越波の発生に支配的な要因となる。また、波浪が砂州を遡上する際、遡上が進むにつれ、短周期波は急激に減衰するため、海側有効砂州高の大きい地点では、砂州上での主要な土砂移動外力は長周期波となる。長周期波が十分に発達せず、越波が生じない時は、暴風海浜の形成に伴う前浜侵食や沿岸漂砂による地形変化が生じる。長周期波が発達し、越波が生じる際は、砂州の標高が変化し、長周期波が特に大きな場合は、砂州上の土砂が河道へ輸送され、本格的な砂州後退が生じる。

また、海底勾配も砂州越波の発生に影響する。そのため、河口テラスの発達状況によって砂州海側各地点の海底勾配に差が生じるため、同じ有効砂州高であっても、越波状況が異なってくる。長期的には、上流から河口への土砂供給が不足し、河口テラスが縮小すると、海底勾配が急になることで、砂州越波の頻度が増加することも懸念される。

河川流を外力とした地形変化に関しては、一般的に認識されているように、出水時に砂州の側岸侵食が生じる。そして、河口水位が砂州標高程度にまで達すると、砂州の越流侵食が生じる。河道側有効砂州高は、砂州標高と河口水位の差で定義され、その大小は、河川流の砂州越流の有無の指標となる。また、出水により河口水位が高い状況で、越波による土砂輸送が生じた際は、越波が砂州上の標高の高い地点で減衰することで、土砂が標高の高い地点に堆積する。そのため、河道側有効砂州高は、越波時の砂州断面変動特性の指標でもある。河道側有効砂州高が小さい時、越波による土砂移動が生じると、水際線変化は小さいが、砂州上に土砂がストックされるため、水際線変化のみに着目しては、土砂移動機構を見誤る可能性があり、河口管理の際、注意を要する。

#### ●開口部周辺の岸向き土砂移動

河口部は、通常の海岸と異なり、河川と連続する水域が存在する。その水域周辺、すなわち河口開口部では、河川流の作用が大きくなると同時に、波浪の作用も周辺海岸は元より、砂州部とも異なってくる。開口部周辺での波浪を外力とした地形変化としては、まず、一般的に認識されているような、沿岸漂砂による砂州伸長が挙げられる。これは、砂州部からの土砂供給によって生じる、波向が砂州の伸長方向に一致している時の現象であり、波向が縮小方向の際には、沿岸漂砂によって、開口部を通じた海側から河道内への土砂移動が生じる。また、開口部周辺では、出水時の砂州の侵食や上流からの土砂供給によって開口部海側に堆積した土砂が、平常波浪時に岸向きに輸送されることで、水際線付近での土砂堆積が生じる。そして、特に重要な開口部に特有な現象は、高波浪来襲時、周辺海岸では、沖向きの土砂移動が卓越し暴風海浜を形成するのに対し、岸向き土砂移動が生じることである。そのため、開口部では、常時、波浪による土砂移動は岸向き漂砂が卓越し、浅瀬が形成される。そして、それが陸地化し、海側有効砂州高の小さな砂州部のように河道側へ押し込まれていく。その結果として、開口部の縮小、砂州伸長、場合によっては河口閉塞が生じる。高波浪時の土砂移動は急激であるため、沿岸漂砂による砂州伸長に伴う開口部縮小以上に、注意を要する現象である。

また、高波浪を伴う出水時には、出水のみに着目されがちであるが、高波浪の存在に伴うラディエーション応力を通じた流況場の変化に加え、波浪による岸向き土砂移動が混在し、出水前後の開口部周辺の地形変化に影響を及ぼすことも鑑みるべきことである。

#### ●地形履歴

河口部では、地形履歴という概念が重要である。地形履歴が意味することは、「河口部においては、先行する地形変化が後続する地形変化に強く影響するため、各時期の地形変動機構を理解するためには、地形変化を時系列的に捉えておく必要がある」ということである。短期の現象としては、例えば、台風出水による地形変化が挙げられ、高波浪時の越波による砂州標高変化が数時間から数日後の出水による砂州崩壊過程に強く影響する。特に、



大規模な越波と出水が短期間に作用する際には大規模な砂州崩壊が生じ得るため、河口地形を大きく変える可能性があり、注意を要する。また、越波による河道側への土砂堆積と出水による側岸侵食がバランスすることで、イベント前後の水際線変化が小さくなるため、水際線変化の管理のみでは、土砂移動機構を見誤る可能性がある。この点からも注意が必要である。

より長い時間スケールにおける地形履歴の影響も存在する。例えば、出水後の開口部周辺で形成された浅瀬が数か月をかけて、岸向き漂砂により水際線付近で堆積する際に、砂州幅の沿岸分布を生じさせ、これが越波時の砂州標高変化にも沿岸方向の違いを生み、その結果、局所的な砂州崩壊等を生じさせる。

以上のように本研究では、河口部の水理・土砂移動現象を理解するうえで、既往知見として知られている、沿岸漂砂による土砂移動、平常波浪による岸向き漂砂、出水に伴う砂州侵食に加え、上記4つの事項が重要であることを継続的な観測を通じて実証的に明らかにし、複雑で激しい河口部の波・流れ・土砂移動を体系化する枠組みを構築した。これらは、学術面において河口プロセスの理解を促進するとともに、実務面においても河口管理に有用な視点を提供するものである。

# 目次

## 1. 序論

- 1. 1. 研究背景
- 1. 2. 既往の研究と課題
  - 1.2.1. 既往の研究
  - 1.2.2. 河口現象へのアプローチの方法
  - 1.2.3. 既往の調査研究の問題点と残された課題
- 1. 3. 本研究の目的, 手法, 意義
  - 1.3.1. 本研究の目的, 手法
  - 1.3.2. 本研究の意義

## 2. 現地データの解析

- 2. 1. はじめに
- 2. 2. 現地調査および現地データの概要
  - 2.2.1. 現地調査概要
  - 2.2.2. 水際線, 砂州頂部標高
  - 2.2.3. 砂州南北断面
  - 2.2.4. 定点観測カメラ画像
- 2. 3. 外力特性の季節変化と砂州地形変動
  - 2.3.1. 外力特性の季節変化
  - 2.3.2. 沿岸漂砂と砂州地形変動
  - 2.3.3. 出水と砂州地形変動
  - 2.3.4. 出水後の河口地形変動
- 2. 4. 高波浪と砂州断面地形変化
  - 2.4.1. 台風期以外の砂州断面地形変化
  - 2.4.2. 台風期の砂州断面地形変化
  - 2.4.3. 沖波の波浪特性と断面地形変動特性
  - 2.4.4. 沖波の長周期成分の有義波諸量からの予測
- 2. 5. 台風期の高波浪と出水が重合する時の河口の水理・地形変動特性
  - 2.5.1. 2013 年台風 18 号来襲時の地形変動過程
  - 2.5.2. 2013 年台風 26 号来襲時の地形変動過程
  - 2.5.3. 2014 年台風 8 号来襲時の地形変動過程
  - 2.5.4. 2014 年台風 8 号来襲時の崩壊部と先端部の越波による地形変化の違い
- 2. 6. まとめ

## 3. 台風来襲時の河口プロセスの画像解析

- 3. 1. はじめに
  - 3. 2. 画像解析対象期間の概要
    - 3.2.1. 対象期間
    - 3.2.2. 外力特性
    - 3.2.3. 地形変動
  - 3. 3. 画像解析手法
    - 3.3.1. 画像の歪み補正
    - 3.3.2. 標高 0m 平面へのオルソ変換
    - 3.3.3. 一時間平均画像の作成
    - 3.3.4. 砂州代表断面の time-stack 画像の作成
  - 3. 4. 2014 年台風 11 号来襲時(14/07/30~14/08/14)の解析
    - 3.4.1. 数日間スケールで生じた平面地形変化
    - 3.4.2. 砂州河道側凹部への土砂堆積プロセス
    - 3.4.3. 開口部周辺での地形変動プロセス
  - 3. 5. 2014 年台風 18 号来襲時(14/10/02~14/10/08)の解析
    - 3.5.1. 数日間スケールで生じた平面地形変化
    - 3.5.2. 台風出水後(14/10/08)の現地調査結果の解析
    - 3.5.3. 出水, 高波浪重合時の河口の水理特性と砂州断面変動特性
    - 3.5.4. 海底地形の影響
  - 3. 6. 平均水位が異なる時の砂州氾濫場の比較
  - 3. 7. 波浪の砂州遡上過程の輝度時系列に基づく解析
  - 3. 8. 砂州標高と越波の波浪特性の関係
  - 3. 9. まとめ
- 4. 結論**
- 4. 1. 結論
  - 4. 2. 今後の課題

# 1. 序論

## 1.1. 研究背景

海岸侵食問題に対して、これまでは、問題が生じている海域ごとに、突堤や離岸堤といった構造物を設置することで対応してきた。これら構造物による対策は、当該構造物によって波浪エネルギーを減衰させ、汀線付近の各地点での土砂移動量そのものを減少させる、もしくは、海岸を一定距離ごとにブロック化し、隣接海岸との沿岸漂砂の連続性を断つというものである。しかし、このような局所的な対策、管理は、河川でのダム建設、砂利採取の影響と共に、河川上流域から河口を經由して、周辺海岸に至る、本来は動的で連続した土砂の流れを阻害するものである。そして、現在は、養浜、上記構造物の更新、新規設置といった、将来的に持続不可能と思われる手段によって、かろうじて海岸線を維持している状態である。

このような背景の下、1998年、総合土砂管理小委員会は、海岸侵食問題等、土砂管理上の問題解決の新たな視点として流域の源頭部から海岸までの一貫した土砂の運動領域を「流砂系」という概念で捉え、総合的な土砂管理の考え方、具体的施策を実施することを報告している。また、2007年に海洋基本法が制定され、それに基づき策定された海洋基本計画2013年版には、沿岸域の総合的管理の推進が謳われており、「山地から海岸まで一貫した総合的な土砂管理の取組を推進するため、関係機関が連携し、土砂移動の実態把握や予測手法の向上を図るため、調査研究を進める」とある。

このように、人間社会の流砂系への接し方は、局所的な対策、管理から、総合的、抜本的な対策、管理へと切り替わろうとしている。その際、流砂系において、河川の下流端、海岸の土砂の流れの上流端である河口部は、重要な管理ポイントである。また、河口部の適切な管理は荒天時の防災、舟運、河口環境等にとっても重要である。そのため、水理、土砂移動といった河口プロセスを理解することが肝要であるが、河口部は、波、流れ、潮汐等の外力、それによる地形変動が混在する上、両者共に激しく、観測も困難なため、そのプロセスは十分に解明されていない。

## 1.2. 既往の研究と課題

### 1.2.1. 既往の研究

河口に関する研究は、河川氾濫の観点から、海岸域への土砂輸送の観点から様々に行われてきた。古くは、新旧地図や航空写真、深淺測量結果等を基に、長期的な観点から、その変化傾向や突堤、離岸堤、導流堤といった河口周辺に設置された各種構造物の河口地形へ及ぼす影響等が明らかにされてきた。ここでは、本研究の目的に直接関連する、短期～中期の河口地形変動と外力に関する既往研究についてレビューを行う。

澤本ら(1987, 谷口ら(1986)と一部重複)は、既往の地形図と空中写真を用いた長期的変化特性の説明に加え、河口砂州変形過程の基礎資料を得るため、1984年5月より阿武隈川河口において、砂州地形測量、波向き測定、主要変化の目視観測といった、砂州の継続的調査を行い、1985年7月台風20号出水、1986年8月台風10号出水による砂州変形とその後の砂州回復過程の観測結果を報告している。河口地形変動の全体像が掴めるため、その概要を以下に記述し、その後他の既往文献に触れることとする。

数年ないし数十年のスケールといった長期的河口地形変形過程では、阿武隈川河口においては、日平均流量2500m<sup>3</sup>/s程度を境として、これ以下では、河口砂州の縁の変形や河口部の拡幅は起きるが、開口部の移動など砂州全体に及ぶ大きな変形はなく、出水前の地形に戻る。これ以上の出水では、砂州は大きく変形し、出水前の地形に戻ることはなく、その次の大出水までの基本的砂州地形を規定する。出水がない場合には沿岸漂砂により砂州が成長していくのが基本過程であると述べている。

短期的河口地形変形過程では、1985年7月台風20号出水（ピーク流量2800m<sup>3</sup>/s）、1986年8月台風10号出水（ピーク流量7600m<sup>3</sup>/s）に伴う、数日の時間スケールの変形過程、および、洪水後の数か月のスケールを持った回復過程について説明している。

1985年7月台風20号出水では、砂州越流開始後、かなり広い範囲にわたり水が流れたが、次第に流れが集中し、いくつかの水路が形成されたこと、開口部側岸では、崩落が生じ、その砂を流れが運び去るというサイクルが数分ないしそれ以上の周期で生じていることが観察された。開口部から出た土砂は波の碎波状況からテラス状に堆積していることが推測された。その一部により翌日には州が形成された。砂州の海側前面は、台風による暴浪により約20m後退した。この決壊した砂および越流により砂州上より押し出された砂は碎波状況から汀線のすぐ沖に堆積していることが推測された。開口部では、開口幅のみでなく、水深方向の変化も存在したと考えられた。

出水が終わりかけると同時に排出された砂の一部が浜に上がって来て、州や砂州海側付け根の極端な汀線の前進が見られた。砂州上に形成された水路は数日程度で概ね閉塞し、州は2週間程度でトンボロで右岸砂州に繋がった。まとめると、出水後の回復過程では、まず、いくつかの異なる時間スケールの岸沖漂砂により汀線が前進し、次に、この堆積した土砂が沿岸漂砂により開口部を狭めるという2段階の過程を経ていると結論し、最終的に開口部が動的平衡の状態に戻るには数か月を要した。

1986年8月台風10号出水では、開口部より排出された土砂は1985年より広くテラス状に堆積し、砂州上および砂州上に形成された水路から排出された土砂は前年同様水路開口部前面に幅広く広がっていた。

回復過程では、1.5か月で水路が完全に閉塞した。砂州前面の堆積土砂は、水面下ぎりぎりの沿岸砂州になっていることが、遠望目視によって確認された。その後これが揚陸し、急激な汀線の前進をもたらした。前年の出水後の回復過程は基本的には、出水前の形状への回復過程であったが、1986年出水後は、出水終了後ただちに、河道内に侵入した波により、

開口部側面で浜漂砂が生じ、砂州が上流側に細く延伸した。主開口部では、あまり日数をおかずに、海側汀線の沿岸漂砂による砂の補給により、砂嘴が発達し始めた。その後、この砂嘴は上流側へ曲げられて河道奥へ伸びていった。それゆえ、この間、開口幅の顕著な縮小は見られなかった。これは、河口が極端に大きく開いてしまったため、波が河道内に侵入し、浜漂砂が砂嘴先端や開口部側岸で生じるため、沿岸漂砂により開口部に運ばれて開口幅を狭めるべき砂が河道奥へ運ばれてしまったためとしている。また、砕波帯位置からの推定では、河口テラスの変形は数週ないし数か月以上の時間スケールで着実に生じているとしている。

最後に、河口砂州過程は、種々の時間スケールを持った現象であり、支配微分方程式系を単一の時間刻みで積分していく方法だけでは無理があり、各時間スケールでの考察を整合させながら議論を進める必要があることを指摘し、砂州変形解析モデル構築の際、考慮すべき事項について考察している。

この研究は、観察結果に基づく、出水による砂州地形変動の詳細な説明とその後の沿岸漂砂、岸沖漂砂に分類した砂州地形変動の説明であり、砂州の基本的な地形変動特性の本質的なプロセスが述べられている。本研究でも天竜川河口にて類似した地形変動特性を確認した。しかし、波浪と砂州の地形変動の関係は、暴風海浜の形成、出水後の岸沖漂砂、沿岸漂砂といった、周辺海岸と同様な機構を前提として定性的に説明されており、砂州地形変動と波浪外力との定量的な関係は全く議論されていない。特に、取り上げているように、最大規模の出水の原因は台風であることを考えると、波浪の影響も相当なものであることが想定される。

その後、真野ら(1993)は、1984年から1992年の比較的長期間に亘る汀線測量結果から、河口最小開口幅、砂州面積の変化と日平均流量、波エネルギーフラックスの関係を議論した。河口最小開口幅は流量ピークを過ぎても増加するが、洪水時の河川流の総流出量と洪水後の河口最小開口幅は、砂州越流が生じるケース等を除くと直線的な関係にあることを示した。また、一年当たりの量で比較した場合、砂州面積の増加率は波エネルギーフラックスと直線関係にあることを示し、河口最小幅の回復に比較し、面積の回復には長期間を要することを示した。

一方で、佐藤ら(1992)は、流れ場を浅水方程式、波浪場を Wave Action の保存式を用いて、七北田川河口の1990年9月台風19号出水を計算した。流砂量分布は流れによるものと波によるものを別々に求め、合成している。すなわち、波浪場に対する流れの影響は考慮して波浪変形は計算したが、本質的には、波と流れの干渉場として河口を見たのではなく、波と漂砂、流れと流砂を独立して取り扱って、波の影響を概算している。Wave-setup 量も沖波波高の10%として、水深3~4mに位置する沖側境界の潮位に加えている。波の有無のせん断力の違いから、出水時の河口付近の砂移動に及ぼす波の影響は小さいとしている。

桑原ら(1995)は、浅水方程式にらせん流の効果を取り込んだ数値モデルにより、名取川河口の1986年8月台風10号出水時を対象に、砂州フラッシュとテラスの形成の再現を試みて

いる。計算格子の細分化、適切な掃流砂公式の選択、浮遊砂、二次流による砂移動の考慮により、河口内水位や河口断面の地形変化の再現性が向上したと報告している。ここでは、波の影響は全く考慮されていない。

次に、桑原ら(1996)は、河川計画の段階で数値モデルによる検討を行う際に、河口地形変化に大きな影響を及ぼすファクターで不確定性の大きいものとして、①河口砂州の高さと②洪水流量波形と潮位変動波形との間の位相関係を取り上げ、これらが洪水時の河口砂州崩壊現象に及ぼす影響を名取川での出水時の数値計算を通じて定量的に検討し、以下のような結論を得た。

- (1)砂州高さが高いと、越流タイミングが後ろにずれる。
- (2)流量ピークが満潮の際は、流量ピークが干潮の際よりピーク水位以後の水位低下が緩やかとなる。
- (3)砂州の高さが高いほど、堰上げ効果が顕著である。
- (4)砂州が高いほど、フラッシュの進行に時間を要し、砂州部に越流が生じる時間帯が短い。ため、導流堤部に流れが集中し、この部分の侵食がより進む。
- (5)砂州高さが同一である時、ピーク流量時の潮位が低い場合には砂州部において鉛直方向の侵食が卓越するのに対して、ピーク流量時満潮の場合では、むしろ横断方向への拡幅が進行する。
- (6)砂州高さが増加するにつれて、潮位波形の相違による河口内水位への影響が拡大する。

次に、和田ら(1997)は、与えられた波浪・底質条件下で形成される砂州高さに関して、定性的な実験的検討はあるものの、定量的な評価には至っていないことを背景に、名取川にて1996年8月8日から12月26日に亘って、合計9回の汀線測量、砂州断面測量を行い、河口砂州高さの推定式を提案し、実測値・実験地との比較を行った。しかし、その時々波浪により、砂州がどう変化するかは分かっておらず、平衡状態の高さは、相当長い期間に亘って、安定的に砂州標高が上昇した場合にしか予測できず、いつ平衡状態になるかわからないため、結局どの状態が平衡状態かを定義すること自体が困難である。

永澤ら(1999)は、七北田川のような背後に干潟を持つようなバリアーでは、砂浜の高さが十分発達せず、高波浪時にしばしば越波が生じ、後背地に被害をもたらすことを背景に、越波の実態を捉えて海浜を保全するため、七北田川河口にて、1998年9/15～9/16にかけての台風5号高波浪を対象に、越波の海浜地形への影響について現地調査を行い、波浪データと比較した。

航空写真から干潟内に堆積が確認できる場合について、経験式より算定した遡上高さと航空写真から得た堆積規模、代表断面の汀線位置の比較から、干潟への堆積規模はバリアー幅に依存しているとしている。越波時の流速水深を経験式から求めた越波流量から求めて、海浜上の植生が十分な耐侵食効果を発揮したとしている。

河口からは離れるが、河口砂州の地形変動を考えるに当たって、類似した地形である barrier island に関する研究が大西洋に面した地域で進んでいる。例えば、

Sallenger(2000)は、熱帯、および、温帯の嵐による barrier island に対する影響を、外力と地形の関係を考慮して4つに分類する新しい指標を提案した。それは、dune の麓、dune や berm の頂部といった地形の臨界点の標高に相対的な、波浪の打上げ高に基づいており、ネットの砂輸送の向きとプロセスが議論されている点がユニークである。それぞれの regime の境界点は、プロセスと影響度が急激に変化する閾を表す。Impact level 1 は swash regime であり、波の打ち上げは foreshore までに限定される。Foreshore は嵐の間に侵食され、その後回復するため、ネットの変化はない。Impact level 2 は, colligion regime で、波の打ち上げが foredune ridge の麓を越え、dune のネットの侵食が生じる。Impact level 3 は、over wash regime で、波は、バーム、もし dune が存在する時は foredune の峰、を越波し、ネットの岸向きの砂輸送が barrier のネットの岸向きへの移動を生じる。Impact level 4 は、inundation regime で、storm surge が完全に連続的に barrier island を水中に沈める時であり、砂は barrier island を越えて、ネットの岸向き輸送が生じる。限られた事実が、砂の輸送量と輸送距離は overwash regime のそれよりはるかに大きいことを示しているとしている。ここでの外力側の特性である波浪の打ち上げ高は Holman(1986)の経験式に基づき、沖波有義波の波高、周期と海底勾配から計算している。これを指標に、Roelvink ら(2009)らは数値モデルを構築している。

黒岩ら(2007)は、河口砂州の形成を準三次元モデルを用いて計算しているが、支配方程式が位相平均型のものであるため、高々 wave set-up までの計算が適用限界であり、遡上域の計算は行えない。最大遡上点を経験式から過程して強引に計算することはできるが、潮位変化、波浪変化の下、砂州を越えるような水、土砂の移動が生じることが本質的な地形において、それを行っても、1-line モデルなどのように、十分に標高の高い断面で、基本的な断面が変化しないことを前提に海浜流による沿岸漂砂を解析するのと本質的には変わらないはずであり、標高変化など、河口砂州の重要な特性を計算することができない。

Nguyen ら(2007)は、バリアー背後のラグーンの環境保全を念頭に、バリアー上の越波による砂移動に関して、土砂移動のダイナミクスに立脚した検討が必要であると考え、現地での土砂堆積現象を明らかにするとともに、堆積量を推定するための手法として、二つのモデルについて検討を行った。しかし、実際に行った調査は、北上川河口にて、2006年10月低気圧による高波浪後の一回のみである。掘削による地中の植生を前地表面と考慮して計算すると、最大で1mもの堆積が観測されている。航空写真からは砂の堆積域の拡大、舌状の堆積地形が示されている。計算モデルは越波流量式の応用型と SBEACH の2つだが、共に、経験式から求めた打上げ高が土砂輸送量の鍵となっており、一点の土砂通過量の議論はできても、海浜全体の議論をするには限界があると考えられる。

Nguyen ら(2008)は、通常漂砂移動の研究対象となるのは、沖浜から遡上帯までとすることが多く、平常時には平均水面上にある海浜部の地形変動に関しては十分な知見が蓄積されておらず、その理由の一つは地形変化が突発的な暴浪時に生じるため、精度の高い現地データの蓄積が少ないためと考えた。さらに、個々の研究対象の現地における詳細な研究は行っても総合的な検討が行われていないため、日米の精度の高い現地データを収集し、



越波に伴う堆積土砂量に関する検討を行い、新たな定式化を行った。具体的には、Nguyenら(2007)の越波流量型の式の中の打ち上げ高の算定方法を Hunt の式に変更して、再キャリブレーションしたのものによる土砂輸送量と地形測量結果から求めた土砂輸送量の比較である。

高川ら(2010)は、河口域に発達する砂州は、河川から沿岸域への土砂供給に重大な影響を及ぼし、近年、海岸の侵食に伴って、河口テラスが縮小し、砂州が陸側へ進行することで沿岸域への土砂供給にも影響を及ぼすことに対する懸念（宇多ら(1995)、和田ら(2010)）から、天竜川河口砂州の顕著な陸側進行が認められた 2009 年台風 18 号来襲時の地形変動を対象に、有義波高 10m 強を記録した高波浪による砂州周辺での土砂移動実態を来襲後の越波痕跡調査、前後の地形測量、X バンドレーダを用いた波浪場の連続観測を基に解明した。荒天時にも適用可能な X バンドレーダ観測結果を、構築した越波時の土砂移動モデルの input とすることにより、河口砂州周辺の土砂移動の定量的な把握を可能とすることを目的とした研究を行った。

ここでは、地形測量結果から、出水による河川から河口部への土砂供給は限定的であり、河口域内での岸沖方向の土砂移動が卓越していた。砂州の沿岸方向断面を通過した土砂量は 8.2 万 m<sup>3</sup> であった。また、砂州標高が低かったところで、土砂輸送量が多かったと指摘している。また、砂州は陸側へ進行するとともに天端高の低い平坦な形状に変化した。そして、X バンドレーダ画像の解析から、越波回数の時空間変動を明らかにしている。ある断面での越波の回数と陸向き土砂流量を比較すると、顕著な正の相関が認められたが、砂州の標高が特に高い地点のデータでは、越波回数に比して極端に土砂流量が小さくなる傾向が認められたことから、特に越波数が少ない領域においては、単純な回数のみならず、越波の大きさや強度に基づく評価が必要であると考え、X バンドレーダで観測された砂州越波数、平均周期、潮位、波高から、遡上波の到達高さの確率密度分布を求める式を提案した。これに基づく、砂州超過遡上高の累乗に土砂流量が比例すると考え、パラメーター推定し、土砂流量計算を行った。このモデルを用いて、時々刻々の土砂輸送量を推定した結果、土砂移動のピークは、高波浪と高潮位が重なった時であり、この前後 4 時間で全通過量の 7 割にあたる土砂が砂州上を陸側へ通過したとしている。また、砂州上の越波による土砂輸送は時間的（高波浪+高潮位時）にも空間的（低標高部）にも局所集中性の高い現象であることを指摘している。

細山田ら(2011)は、ブシネスク方程式による平面二次元の数値モデルを用いて阿賀野川河口での河川流と波の相互作用による河口砂州の生成について検討を行った。しかし、計算結果の比較対象が一枚の航空写真であり、結局、実河川の河口計測の頻度が数値計算の時間スケールと異なり、定量的な検討をするには至らなかったと述べている。また、地形、外力の入力条件の高度化が不可欠であると結んでいる。

Poate ら(2013)は、礫浜の波浪に対する応答に関する研究が砂浜に比較して少ないとの考えから、イギリス南西部の lagoon 入口を覆う fine gravel (D50=2-4mm) で構成される barrier

上で、2012年2月23日から3月28日にかけての6週間にわたって、RTK-GPS、BLS、ヘッドランドに設置したカメラを用いた現地計測を行った。最大有義波高2.5mを含む波浪の打ち上げと地形変化の観測を行い、以下を結論としている。

(1)波形勾配の増加は、潮間帯のネットの土砂量の現象と関係し、短い波浪が高部から低部へ土砂を運ぶ。

(2)複雑な三次元地形応答：高波浪は堆積を通じてカスプ突端を発達させ、湾部を深くすることでより顕著な horn と cusp のシステムを生じさせる。

(3)エネルギーの大きい周期の長い波浪条件はバームを形成する反射的な海浜挙動から、砕波と swash の干渉を通じてステップが発達するように低部への土砂堆積に遷移させる。

(4)岸向きの step の移動と成長を通じて加速した堆積は、断面を通じた波の消散を助け、鉛直の打ち上げ範囲を減少させる低部の断面形状に変える。

以前には計測されていない礫浜での高波浪条件下の結果を提示した。現地調査機器のダメージの可能性のため、増加する波浪条件下でのさらなる研究は、リモート計測と低潮位調査に限定されるであろう。結果は、高頻度、高波浪データセットを提供し、カスプ地形とステップダイナミクスの両方による、礫浜に対する重要な地形のフィードバックメカニズムを示している。

國村ら(2014)は富士川河口部において、河口開口部の移動が周辺海岸の侵食状況を変化させたことを地形測量結果から指摘している。

他方、加藤ら(1992)は、河口部ではなく、通常海浜に関する研究であるが、荒天時に海浜が侵食される機構を把握し、その定量的予測を行えるようにすることが必要であると考え、風波は砕波帯内では、水深オーダーの波高以上にならず、汀線付近の波高は小さいままであることを念頭に、沖波でなく、汀線で波高が最大となる長周期波に注目して前浜の侵食を調べることにした。特に現地観測データに基づいて長周期波と前浜侵食の関連性を検討した研究はほとんどなかったため、荒天時の海浜侵食機構を調べるために、1987年8月から1990年の1月の約2年半にわたり鹿島灘に面する波崎海洋研究施設の観測栈橋が設置された断面を対象に断面測量を行い、前浜のバームが侵食した事例58ケース、バームが形成された事例219ケースを収集した。汀線付近で測定した水位変動のスペクトル解析に基づき、長周期波の波高を計算し、断面測量結果と合わせて解析した。そこでの短周期成分の波高は潮位や wave-setup と言った平均水深の大小に依存して変動するのみで、沖波波高が大きくなっても、汀線付近では水深に規定される波高以上にはならないのに対して、汀線付近の長周期波の波高の増大した期間とバームが侵食を受けた期間が一致するため、バームの侵食の直接的外力が長周期波であるとした。また、バーム侵食時も形成時も、土砂の堆積限界高さは、汀線での平均水位+長周期波の遡上高 ( $0.96 \times$  汀線での長周期波の波高) + 短周期波の遡上高 (一定値 0.31m) で統一的に表現できるとしている。また、(汀線での平均水位-天文潮位) + 長周期波の遡上高 ( $0.96 \times$  汀線での長周期波の波高) + 短周期波の遡上高 (一定値 0.31m) を純粋な波の遡上高と考え、この頻度分布をバーム侵食時とバーム

形成時に分けて示したところ、バーム侵食時の方が全体的に高い方に分布した。この波の遡上高の総和に対する水位上昇量，長周期波の遡上，入射波の遡上の総和の割合を調べたところ，相対的に長周期波の遡上の割合が大きい時に，バームは侵食し，長周期波の遡上が小さく短周期波の遡上が相対的に大きい場合にはバームが形成されるとした。そして，波の遡上がバーム頂を越えることがバーム侵食の生じる必要条件であると述べている。（また，堆積レベルとは異なり，バーム侵食レベルに関しては，バーム侵食時の侵食限界レベルはバーム形成時の侵食限界レベルに対して，相対的に高いとしている。）加えて，地下水位の計測および自由地下水面の数値計算に基づいて，バームの侵食限界レベルは，長周期波がバーム頂を越えて遡上することによって，バーム上の水平部に滞留した海水が，一旦砂中に浸透した後には前浜から浸出するレベルとほぼ一致するとしている。

### 1.2.2. 河口現象へのアプローチの方法

河口現象に対する主なアプローチとしては、①現地調査、②実験、③数値解析が考えられる。

②実験は、管理下での詳細な観察ができる一方で、外力として長周期波や河川流を再現することは難しい。

③数値解析は、解析する時空間の自由度が高いことが長所であるが、各境界での外力が現地の実態を反映したものか、各時間スケール、各領域での外力と地形変化の関係を適切にモデル化できているのか等に十分に注意して行う必要がある。ある程度複雑な海浜変形解析で主に使用されているモデルには、(a)位相平均モデル、(b)位相解析モデル等が存在する。

(a)位相平均モデルは、原理的には平均水位以下の波浪場しか計算できず、遡上部の地形変化が計算できない。(b)位相解析モデルは、一般的に砕波現象を拡散係数を通じて表現するが、通常の砕波、逆流場における砕波、平面的な速度勾配に起因する運動量混合を、統一的な拡散係数を通じて表現するのは困難である。また、遡上部の外力と地形変化の関係に関しては、十分な再現性を持つモデル化ができるほど解明されていない。

河口部は、波、流れ、潮汐等の外力場、地形変化が複雑であり、現状では、②実験、③数値解析で河口の総合的な議論を行うのは困難である。そのため、②実験、③数値解析の精度を上げるためにも、まずは、①現地調査に基づく、河口部の外力と地形変化に関する実証的な知見の蓄積が重要である。

### 1.2.3. 既往の調査研究の問題点と残された課題

次に、既往の調査研究に関しての問題点について述べる。既往の調査研究では、主に次の3点が問題である。

①地形変化の実態を捉えるための地形測量等は、時空間密度の低い調査や数か月程度の断片的な調査がほとんどである（例えば、宇多ら(1994)、田島ら(2008)等）。そのため、一年のサイクルにおける各時期の外力特性と地形変化の関係の全体像、及び、先行する時期から受ける影響等の複合的な地形変動機構が明らかとなっていない。

②観測が容易な水際線変化に着目した研究が多く、沿岸方向各地点での断面変化を議論した研究は少ない（例えば、田島ら(2008)等）。そのため、複雑な地形を持つ河口各地点での断面地形変動特性が十分に明らかとなっていない。

③沖波、河川流量等、遠方での外力と地形変化の関係を探求した研究が多く、河口砂州、開口部と言った浅海域、遡上域の土砂移動に直接的な外力場と地形変化の対応を観測した研究は非常に少ない（例えば、高川ら(2010)）。そのため、河口砂州、開口部周辺と言った、浅海域、遡上域の土砂移動に直接的な外力場と地形変化の対応が実証的に明らかにされていない。台風期の大規模外力時にしか作用しない標高の高い部分の実態は特に良く分かっていない。

## 1.3. 本研究の目的, 手法, 意義

### 1.3.1. 本研究の目的, 手法

上記を踏まえ、本研究では、以下の事項を実証的に明らかにすることを目的とする。

①一年のサイクルにおける各時期の外力特性と地形変化の関係の全体像、及び、先行する時期から受ける影響等の複合的な地形変動機構

②複雑な地形を持つ河口各地点での断面地形変動特性

③河口砂州、開口部周辺と言った、浅海域、遡上域の土砂移動に直接的な外力場と地形変化の対応（特に台風期の大規模外力時にしか作用しない標高の高い部分の実態）

手法としては、現地データの時間密度、継続性を高め、また、河口部の三次元的な特性が捉えられるよう、天竜川河口部を対象に、水際線と砂州断面を高頻度に一年以上に亘り継続的に計測した。それでも不足する、時間密度、継続性を補えるよう、河口部を俯瞰する位置に設置した定点カメラを用いて2分間隔で河口を撮影し、その変化を捉えた。さらに、台風期の浅海域、遡上域での波浪特性を含めた外力場を観測できるよう、台風期には、定点カメラの撮影間隔を1.2秒間隔として、その画像を基に画像解析を行った。

その結果を、天竜川河口沖の0.5秒サンプリングピッチの水位データを含む波浪データ、河川水位・流量データ、潮位データ等を含む連続的な外力データと比較し、地形変化と外力の関係を捉えた。天竜川河口部では、大潮でもその干満の潮位差は2mに満たず、いわゆるmicro tidalな環境である。一方で、年平均流量は241m<sup>3</sup>/s、基本高水流量は19,000m<sup>3</sup>/sであり、主要な外力は波と河川流と考え、潮汐の影響は基本的に潮位として議論した。

### 1.3.2. 本研究の意義

本研究では、これまでの現地研究で不足している、データの時間密度・継続性、河口部の三次元的な地形特性、浅海域・遡上域の実態把握に着眼点を置いた現地研究を通じて、

①有効砂州高、②長周期波の発達、③地形履歴、④開口部周辺の岸向き土砂移動が河口部の地形変化にとって、本質的な物理・概念であることを実証的に明らかにし、それによって河口部における波・流れ・土砂移動を体系化した。そこに本研究の意義がある。

## 2. 現地データの解析

### 2.1. はじめに

河口の地形変動は、一年という期間を基本サイクルとして、その特性が変化する外力を時系列的に経験した結果として生じている。これまでの研究では、各時期の外力と対応する地形変動を断片的に抽出して説明しており、特定の外力により半ば強引に説明されている。特に、最も重要であるが観測が困難な台風来襲時の河口プロセスを、高波浪を副次的なものとして、過去の地形に対して、河川流のみで説明することには問題がある。実証的な研究に基づいた物理的な理解の不足は、数値モデルの構築、現地適用等において、代表外力の設定、波、流れによる漂砂、流砂量や岸沖漂砂、沿岸漂砂のバランス、遡上部である河口砂州の取り扱い方等々を困難にさせ、ひいては、河口プロセスの本質を見誤ったモデル化に繋がっている。本章では、河口の最も重要な地形特性である河口砂州に着目し、一年を超える継続的な現地調査と定点観測カメラ画像、外力データといった現地データの分析により、年間を通して変化する外力特性と対応する地形変動の関係を時系列的に捉え、各時期の外力と地形変化の対応を相対的に比較することによって、変化する波浪特性が、砂州の発達過程や出水時の崩壊過程に及ぼす影響の基本構造を明らかにすることを主要な目的とする。特に議論が不足している砂州の高さの変化と外力の関係に着目して分析を行った。

### 2.2. 現地調査及び現地データの概要

#### 2.2.1. 現地調査概要

天竜川河口域において、13/10/15 から 14/10/16 にかけての 12 回、15/08/02、16/05/18 から 16/08/26 にかけての 4 回の計 17 回の現地調査を行った。（分析には、既に行われていた 13/07/22、13/09/19、13/10/03 の 3 回のデータも加えている。また、複数日に亘る現地調査を一回として数え、最終日を持って調査日名としている。）図 2-2-1 は、天竜川河口域周辺の概要図である。ここで、XY は平面直角座標 8 系である。現地調査では、現地踏査による状況確認、Handy-GPS による水際線測量、RTK-GPS による砂州南北断面を中心とした地形測量を行った。また、図 2-2-1 に示す位置に設置した定点観測カメラにより、2 分もしくは 1.2 秒ごとの連続画像を継続的に取得した。

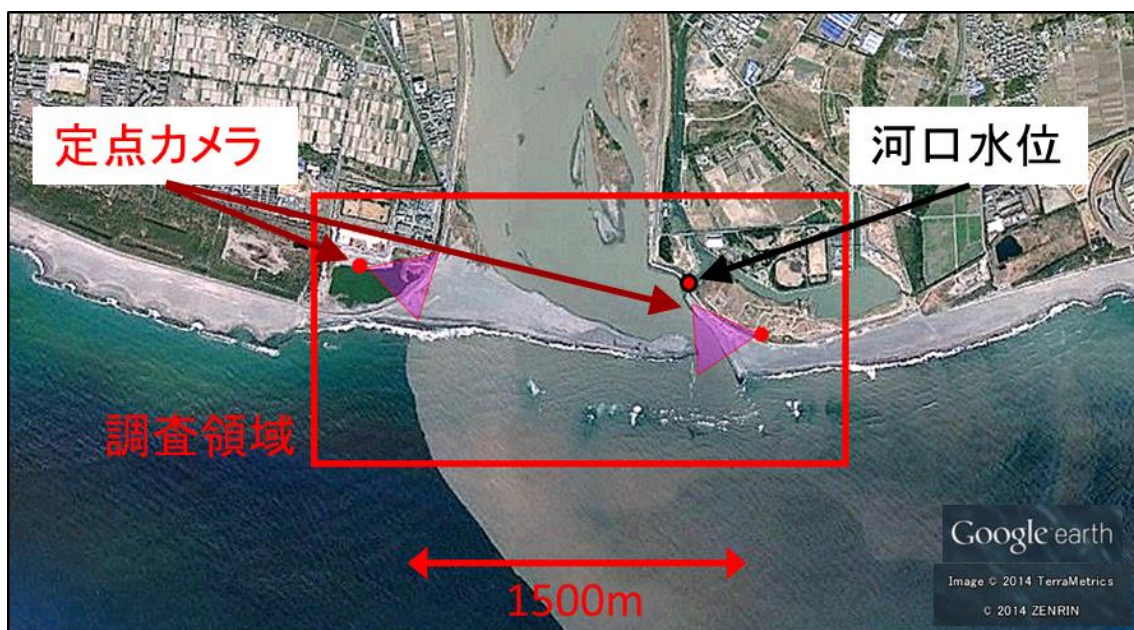


図 2-2-1 天竜川河口部概要図

### 2.2.2. 水際線，砂州頂部標高

図 2-2-2 から図 2-2-6 は，連続した現地調査 2 回について，上側が水際線，下側が砂州の各南北断面で最も標高が高かった位置の標高（砂州頂部標高と呼ぶ）を東西方向に結んだものを示している．図の左側の 6 桁の数字がそれぞれの計測日を示している．計測が複数日に亘った場合は，最終日の日付を示している．未計測の調査日に関しては，近接した調査日がある場合はそれを，ない場合は非表示としている．砂州の存在しない左岸側の砂州頂部標高に関しては，単調に増加して堤防もしくはその付近で最大となる点ではなく，バームのように海側から堤防に向かって，標高が上昇し，その後一旦は減少する形状を持つ海浜部の最大標高を示している．また，13/07/22 の砂州頂部標高は，2012 年 12 月の測量結果で代替している．

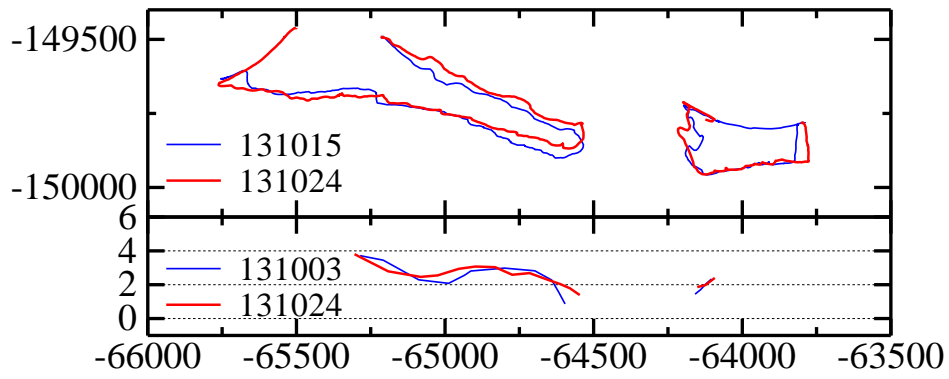
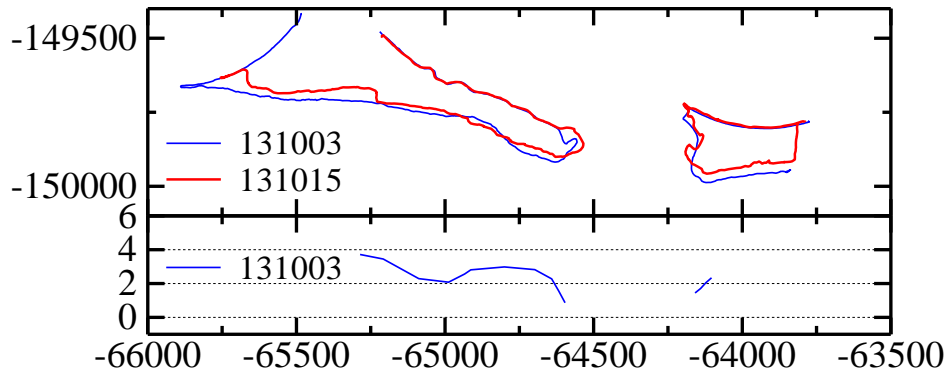
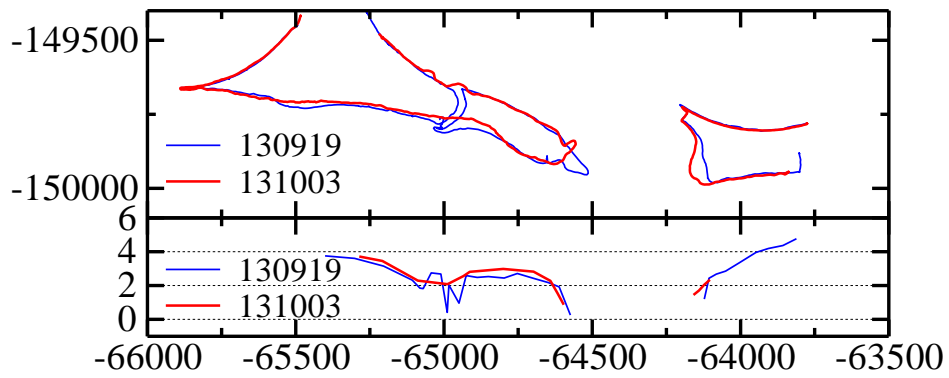
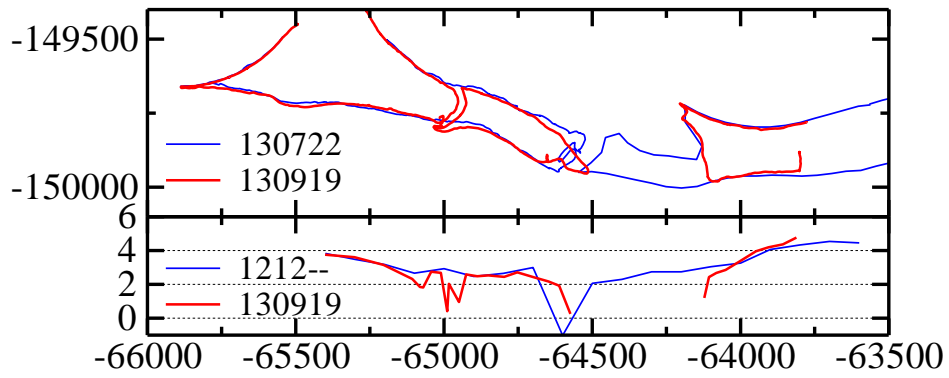


圖 2-2-2 水際線 (上), 砂州頂部標高 (下) (13/07/22~13/10/24)



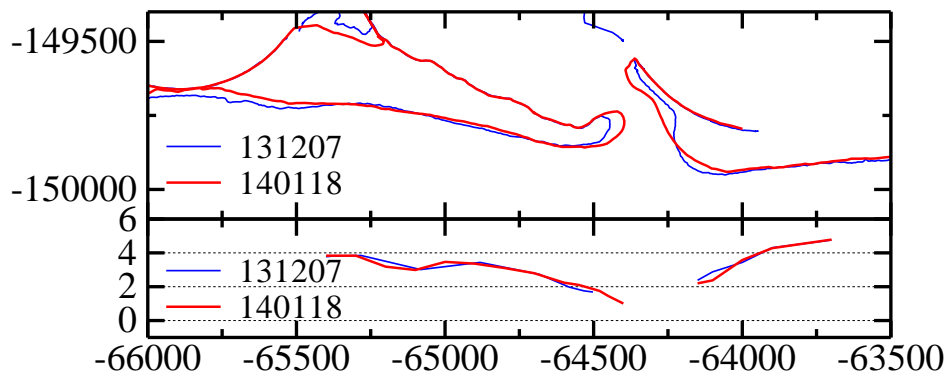
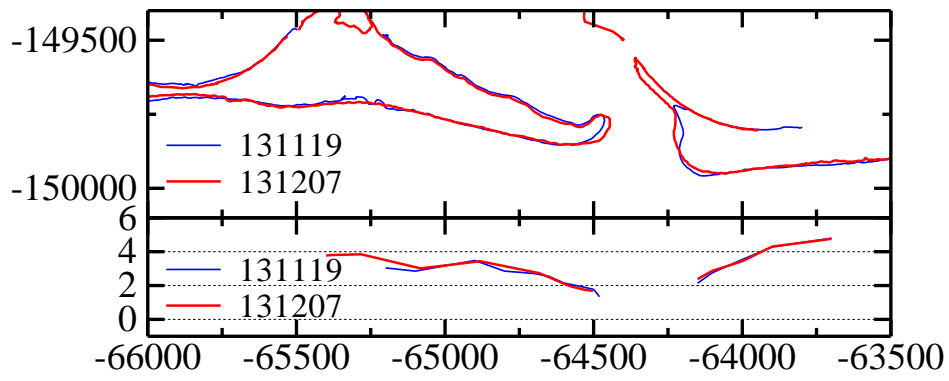
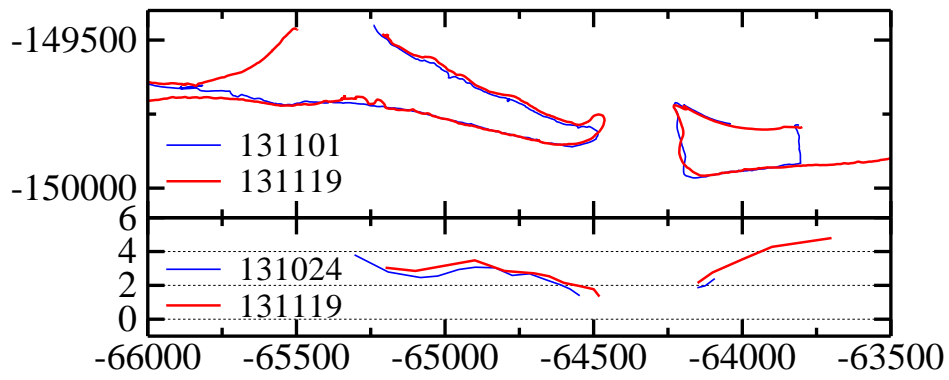
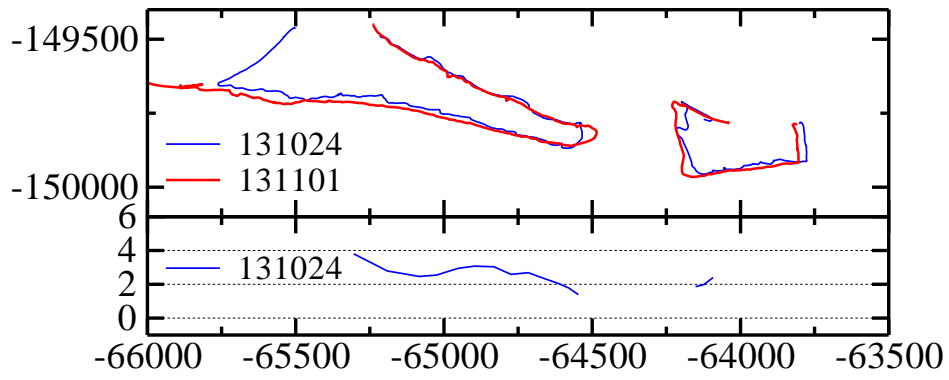


圖 2-2-3 水際線 (上), 砂州頂部標高 (下) (13/10/24~14/01/18)

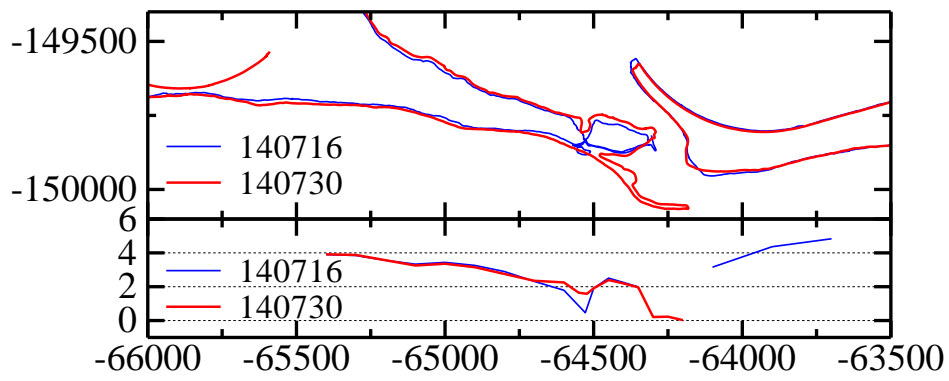
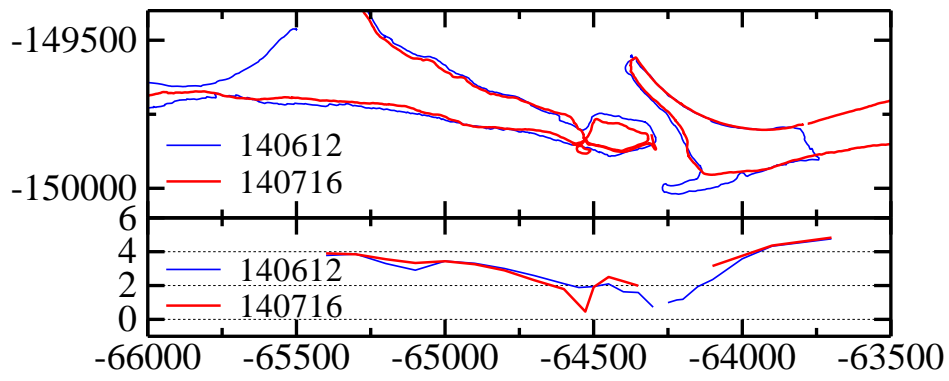
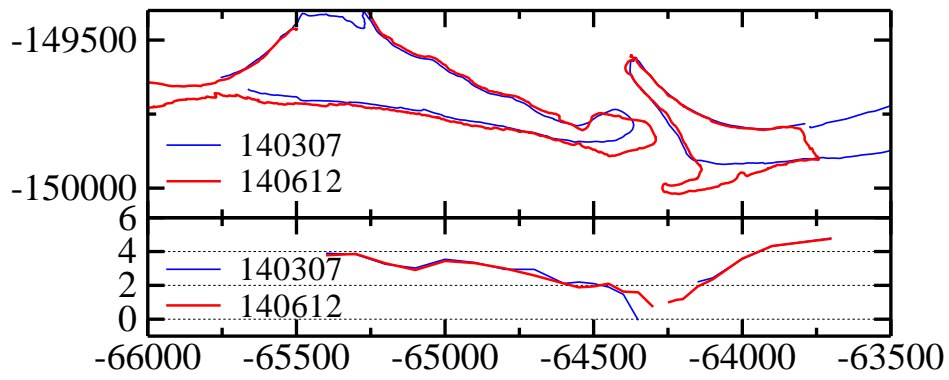
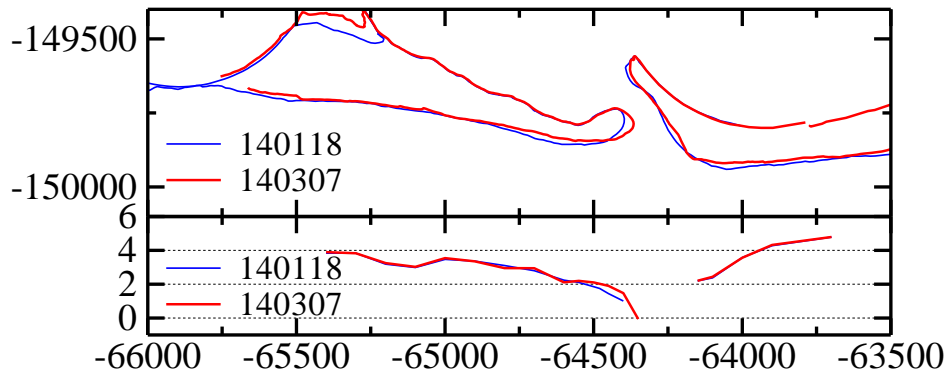


圖 2-2-4 水際線 (上), 砂州頂部標高 (下) (14/01/18~14/07/30)

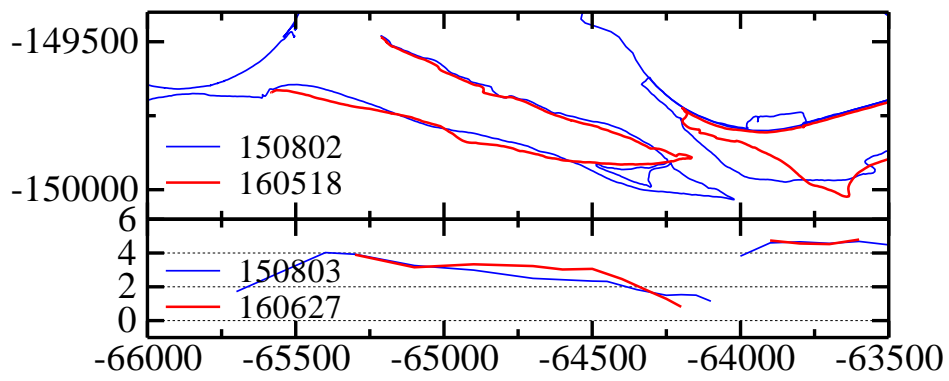
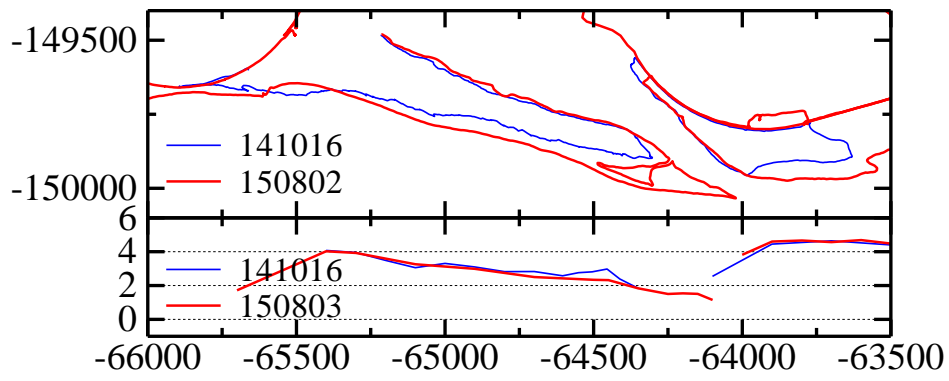
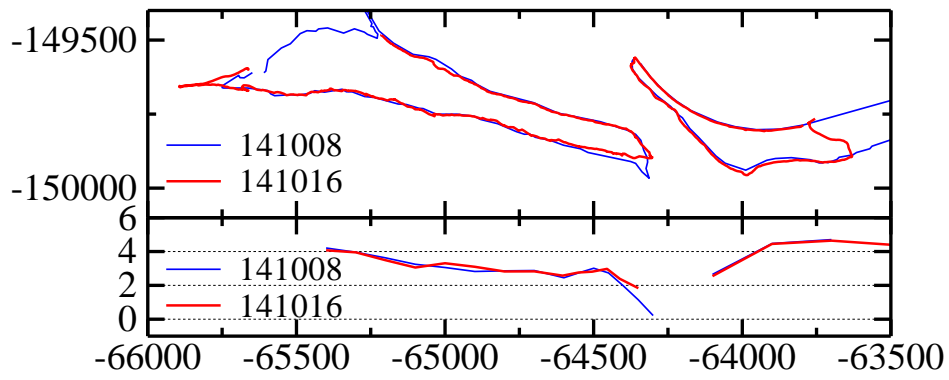
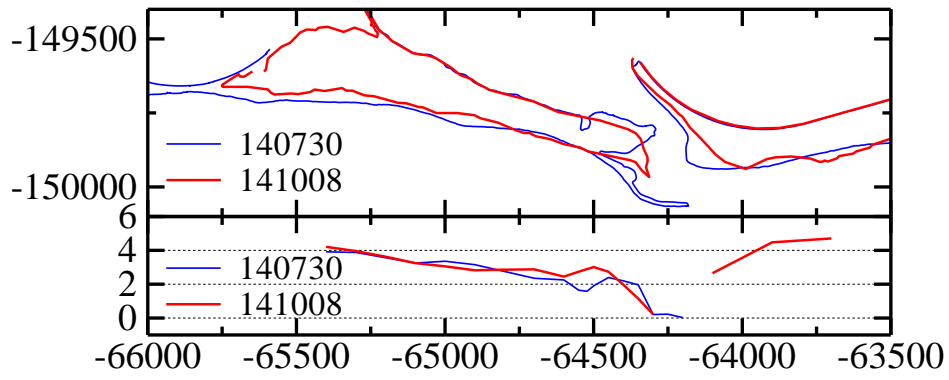


圖 2-2-5 水際線 (上), 砂州頂部標高 (下) (14/07/30~16/05/18)

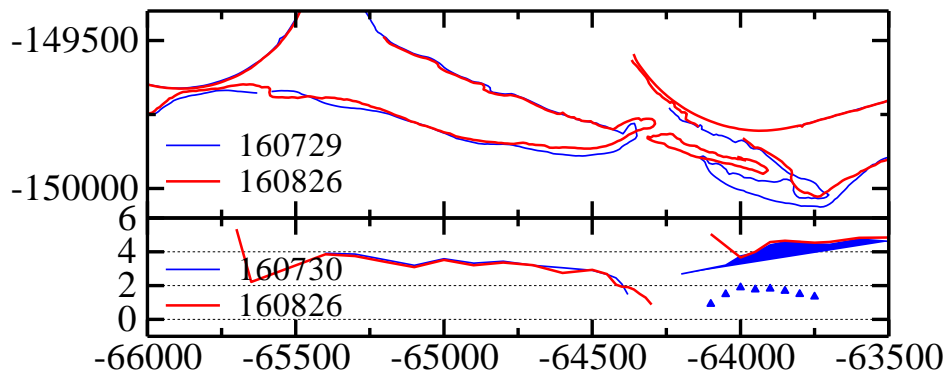
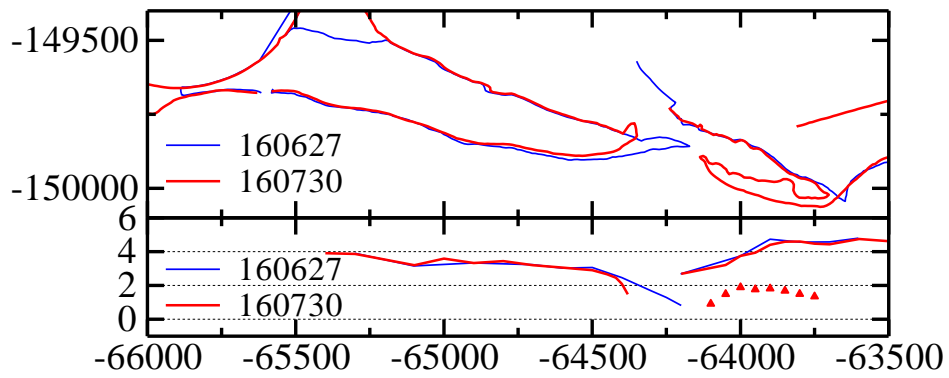
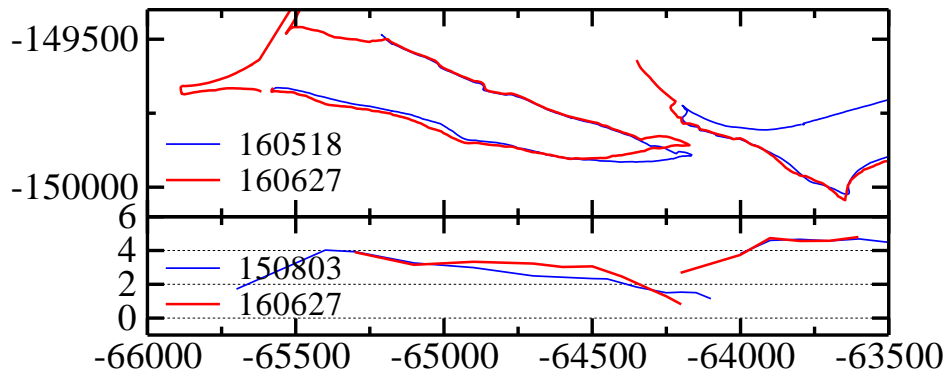


圖 2-2-6 水際線 (上), 砂州頂部標高 (下) (16/05/18~16/08/26)

### 2.2.3. 砂州南北断面

図 2-2-7 から図 2-2-17 は、東西代表測線上における砂州の南北方向の断面地形を示している。右上に示した数字が、各断面の平面直角座標系における東西座標である。左上の 6 桁の数字は、現地調査日である。図 2-2-2 から図 2-2-6 の砂州頂部標高は、この南北断面の最大標高点の標高を東西方向に結んだものである。ただし、13/11/1 までは、南北に測線を設定していなかったため、図 2-2 の砂州頂部標高には示したが、図 2-3 の南北断面は示していない。ほとんどの計測点は、設定した測線から 10 cm 以内の地点で計測しているが、一部、over 5m distance from the line, over 10m distance from the line の記述のあるものは、設定した測線よりそれぞれ最大で、5 m～10 m、10 m～20 m 離れた地点での計測点が含まれていることを示している。

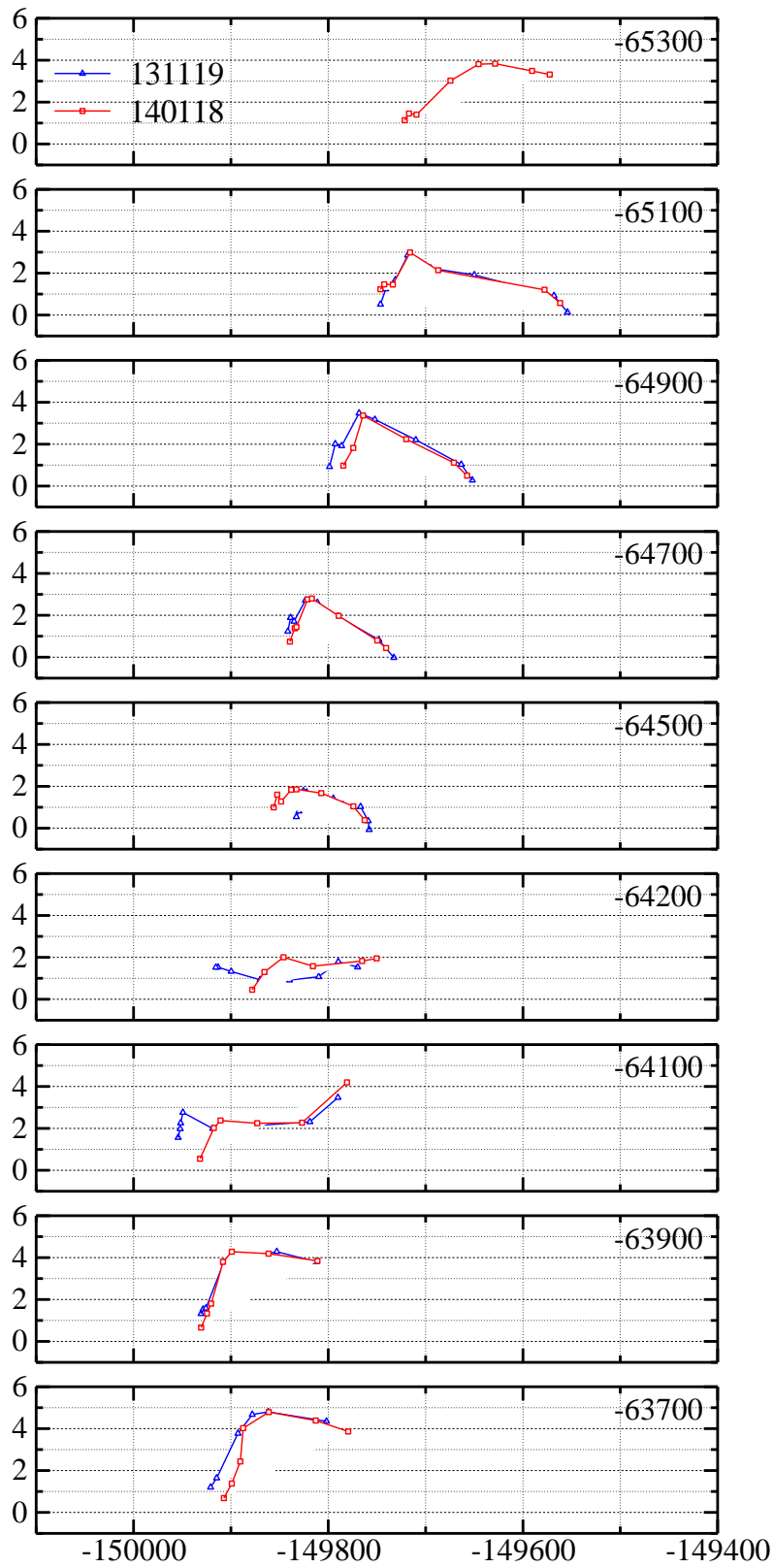


图 2-2-7 断面地形 (13/11/19~14/01/18)

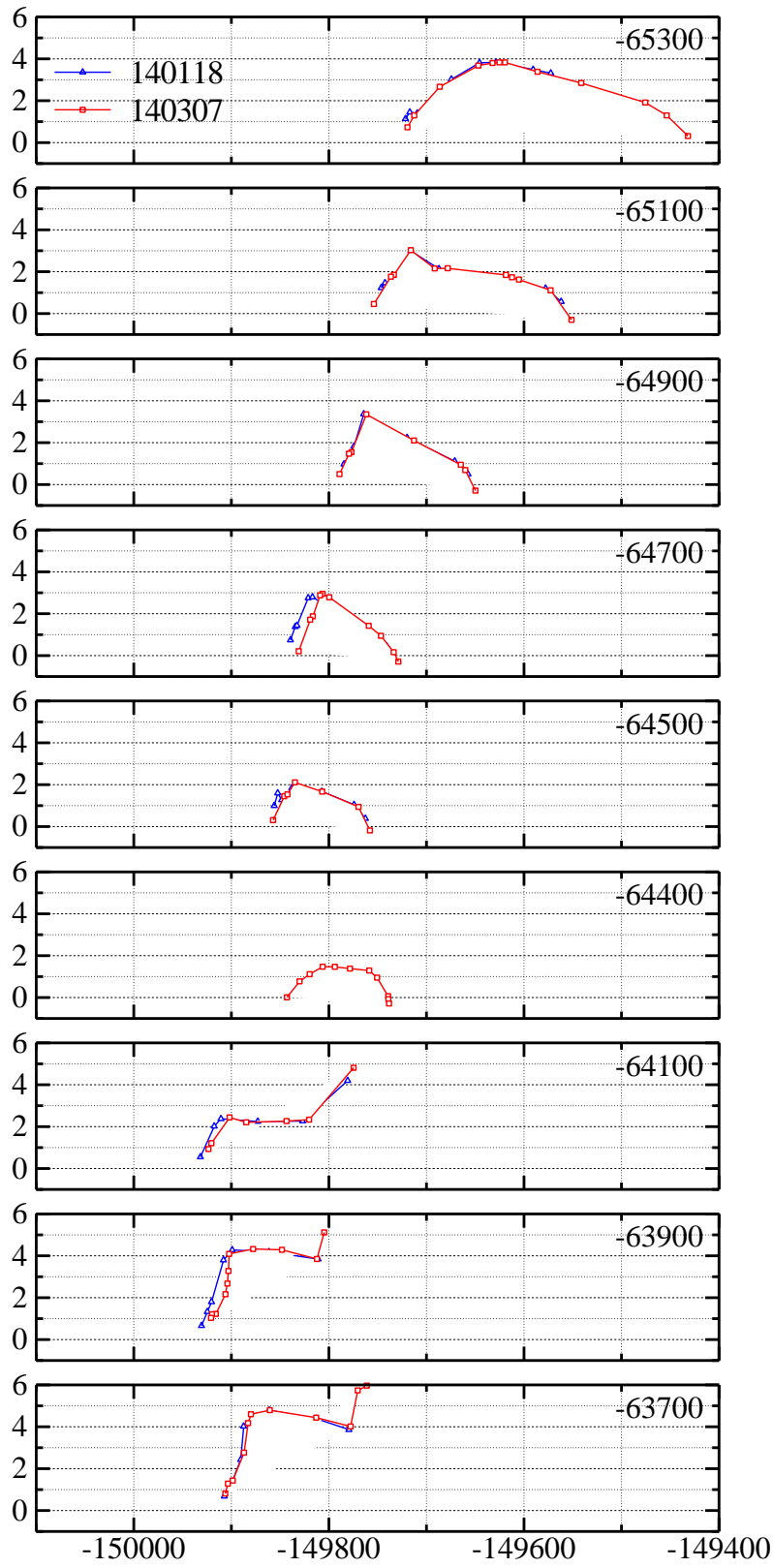


图 2-2-8 断面地形 (14/01/18~14/03/07)

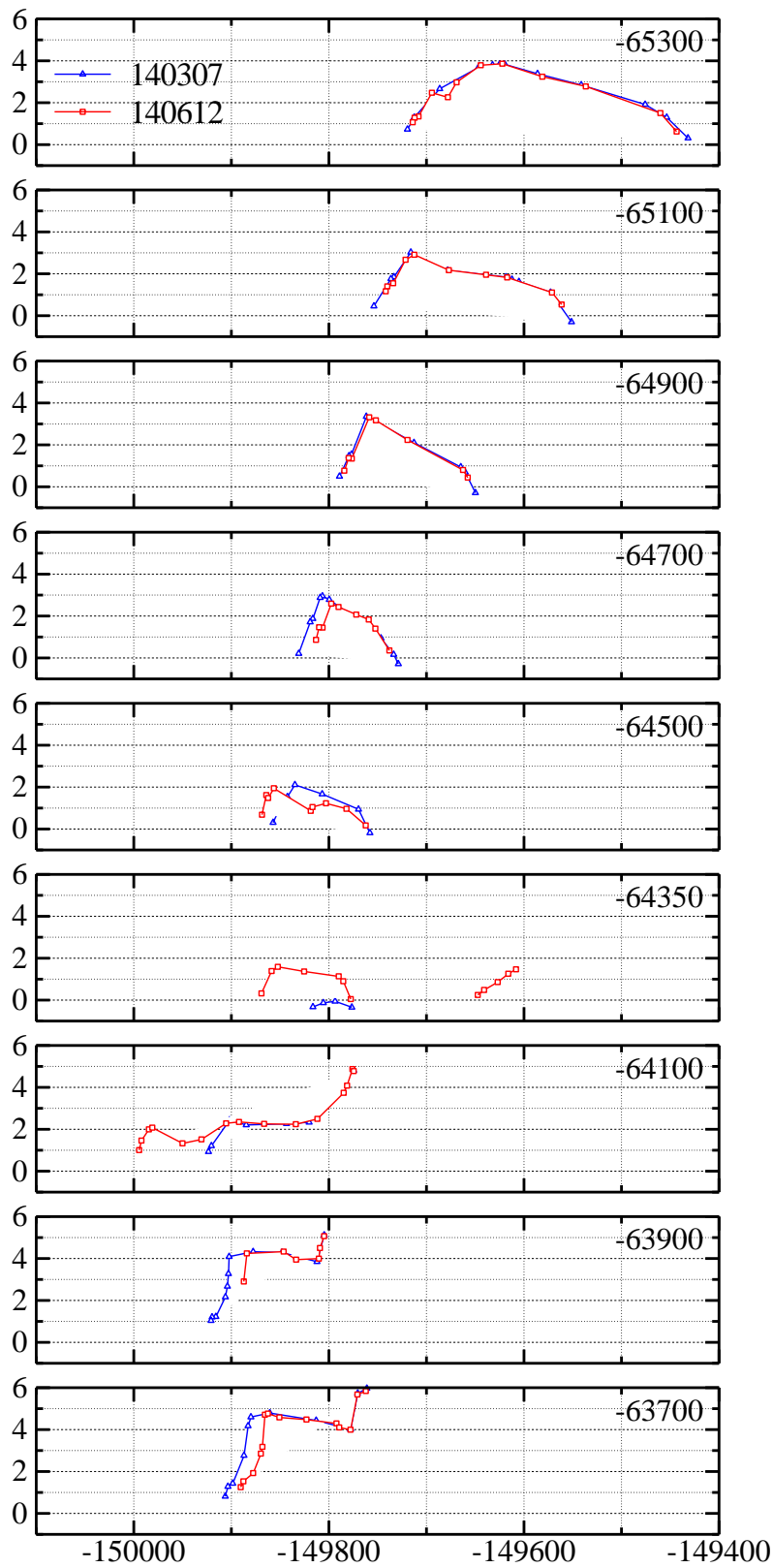


图 2-2-9 断面地形 (14/03/07~14/06/12)



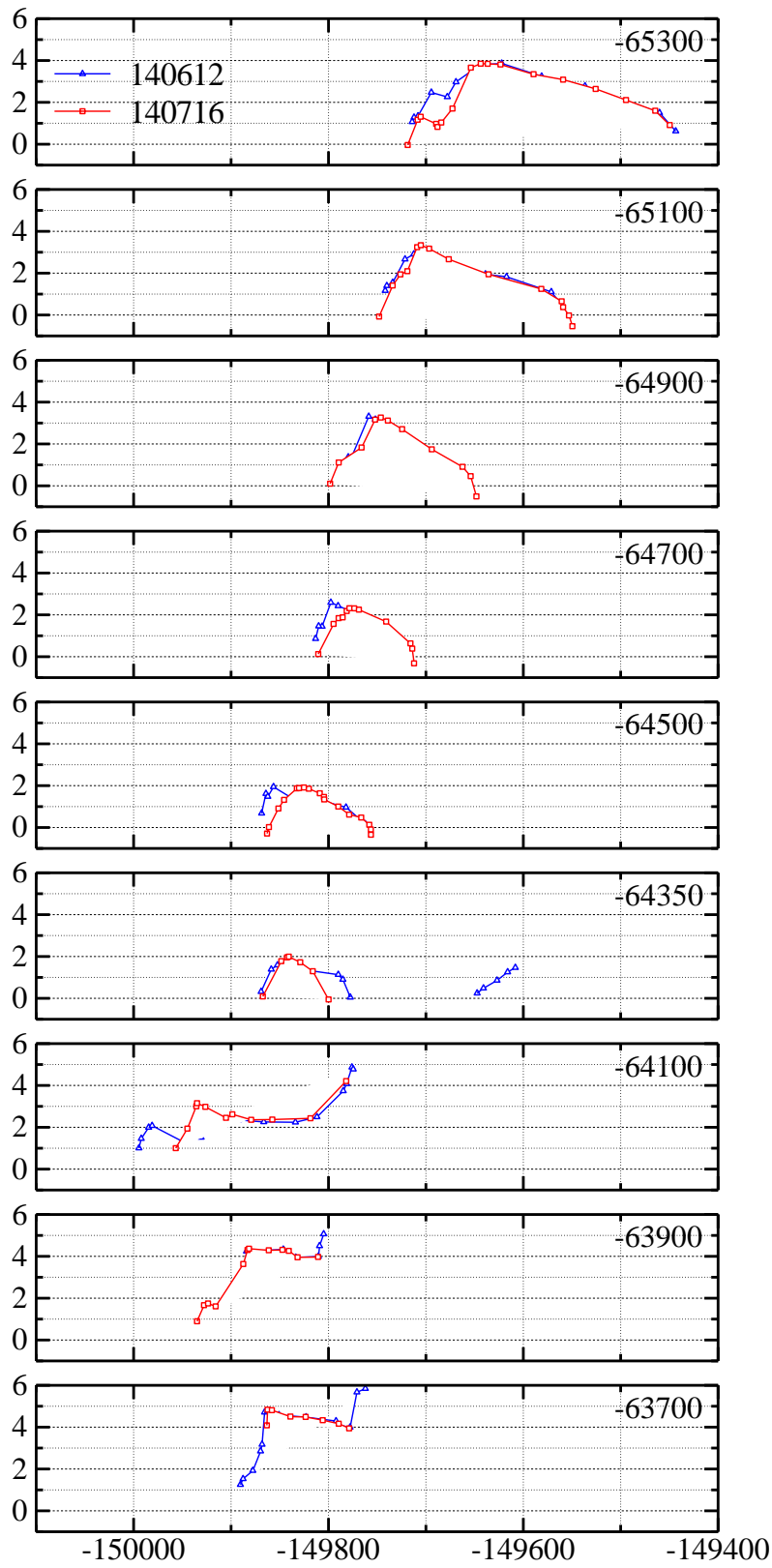


图 2-2-10 断面地形 (14/06/12~14/07/16)

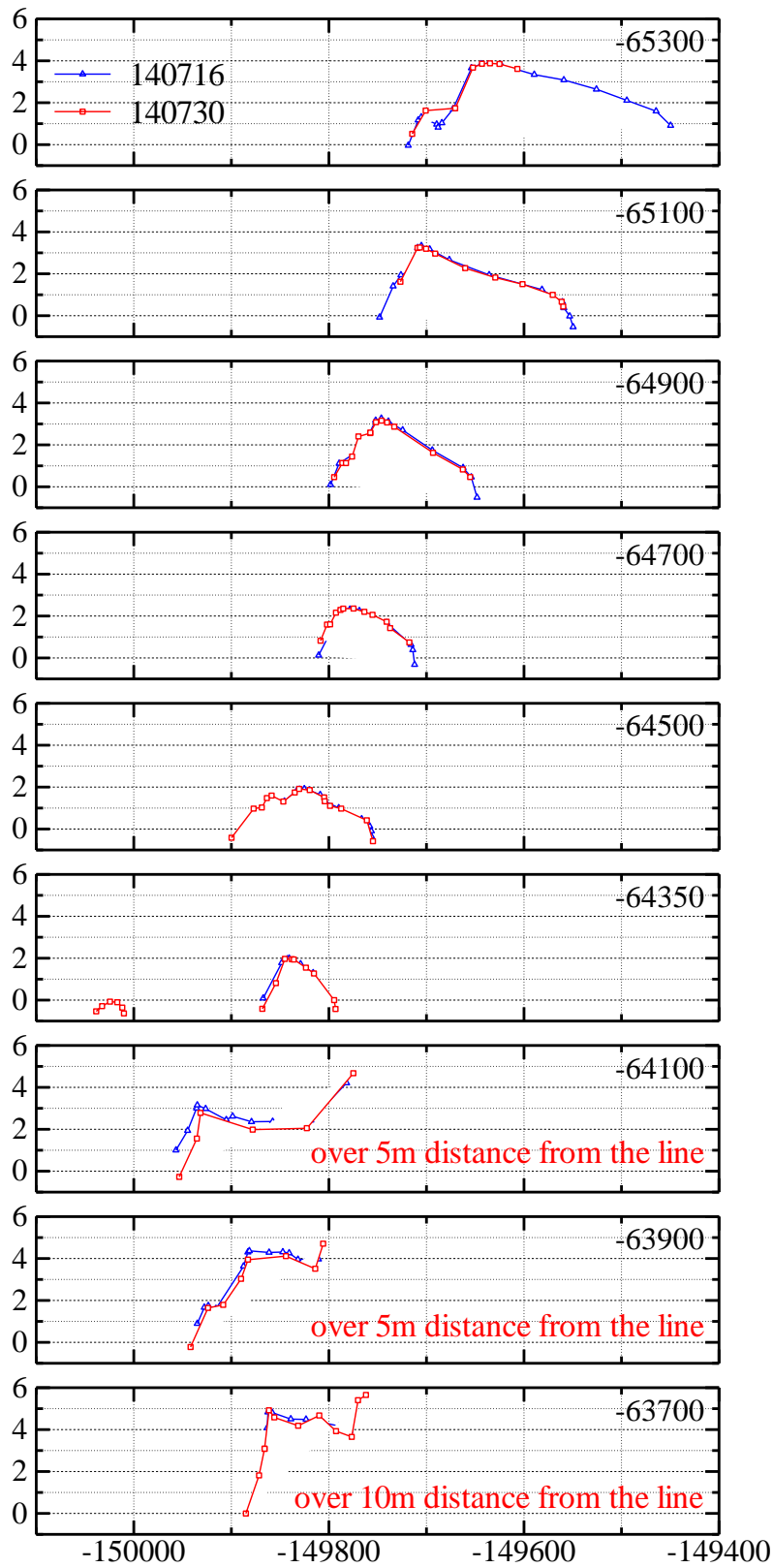


图 2-2-11 断面地形 (14/07/16~14/07/30)

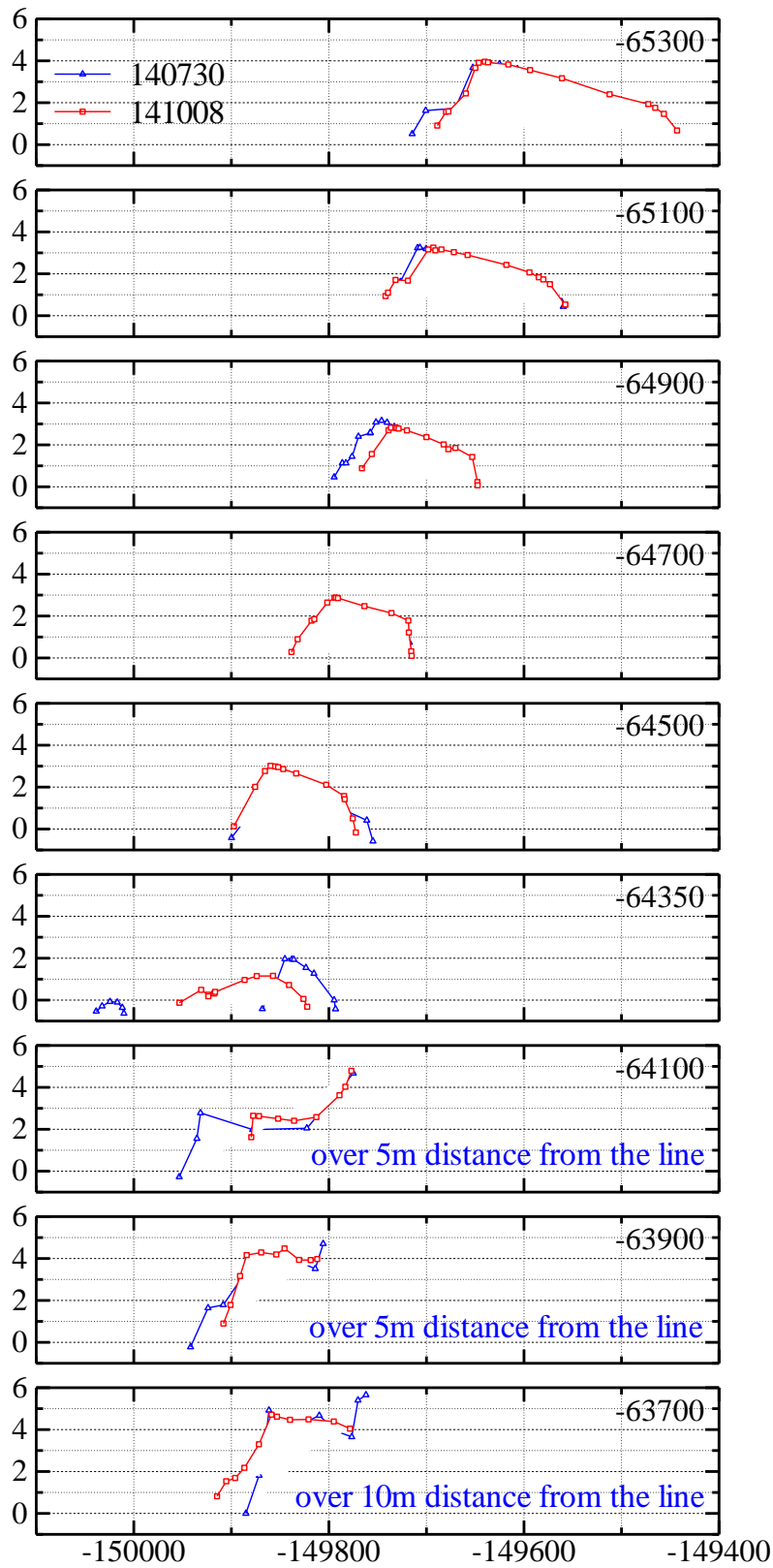


图 2-2-12 断面地形 (14/07/30~14/10/08)

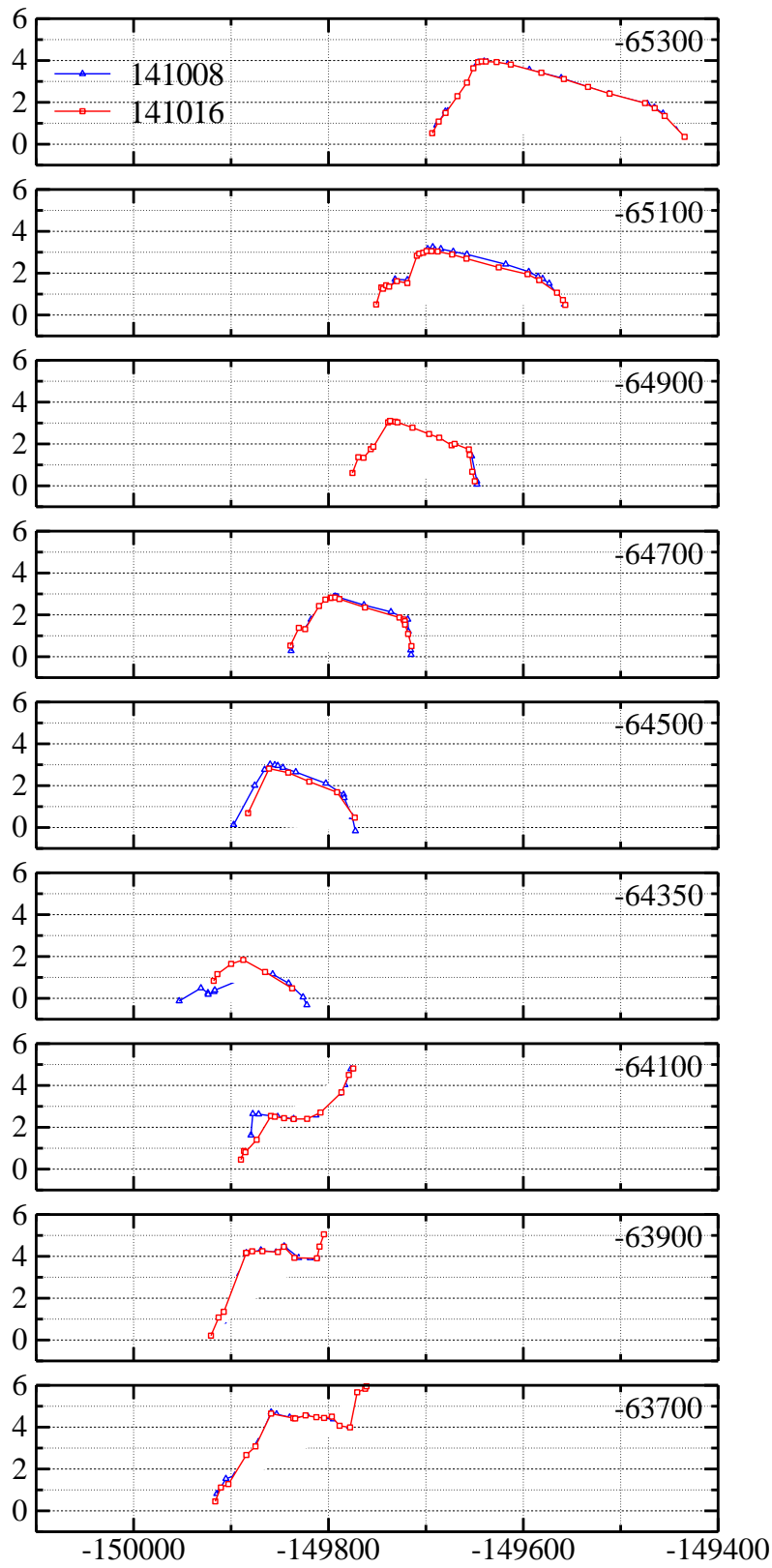


图 2-2-13 断面地形 (14/10/08~14/10/16)

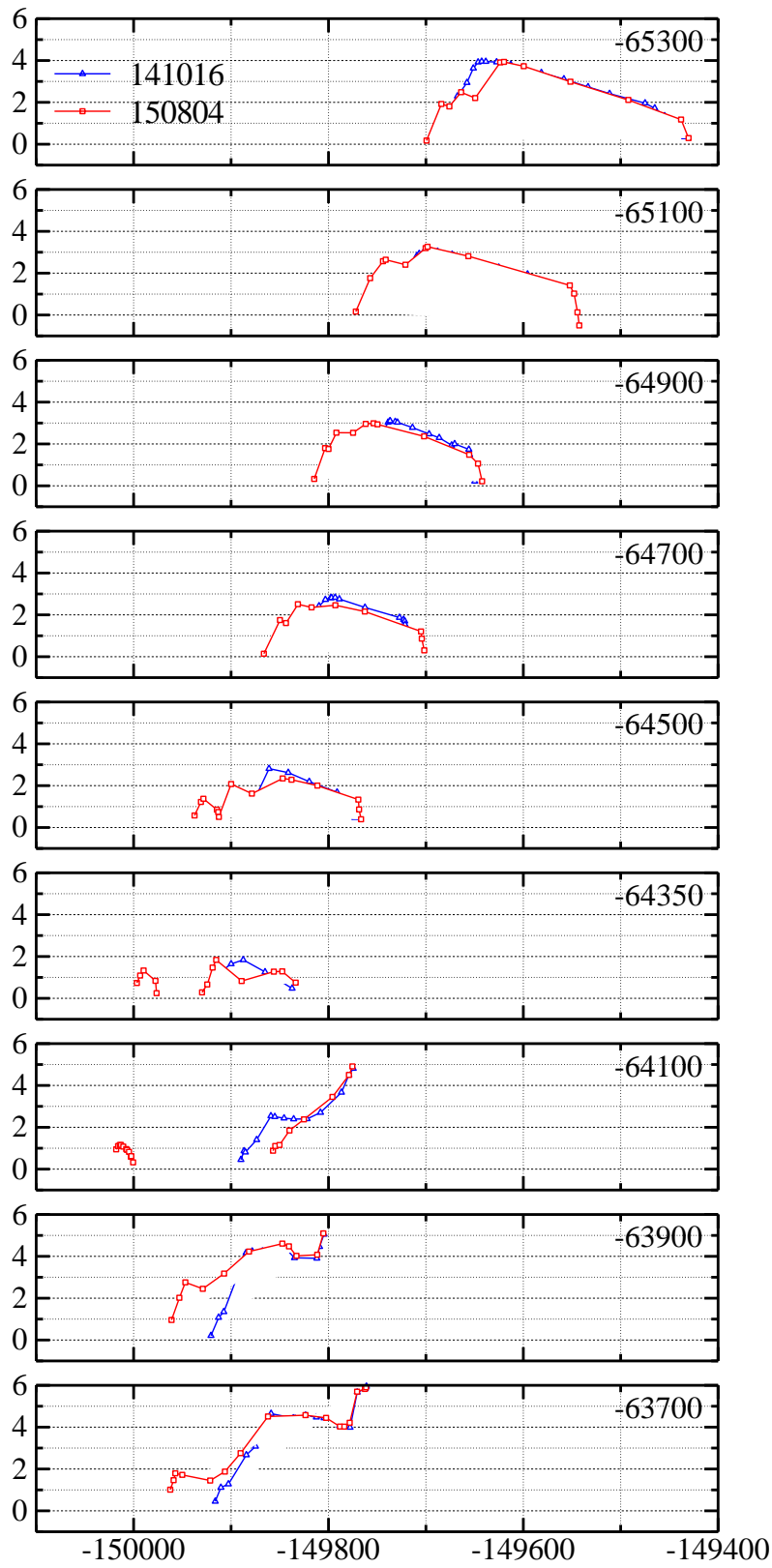


图 2-2-14 断面地形 (14/10/16~15/08/04)

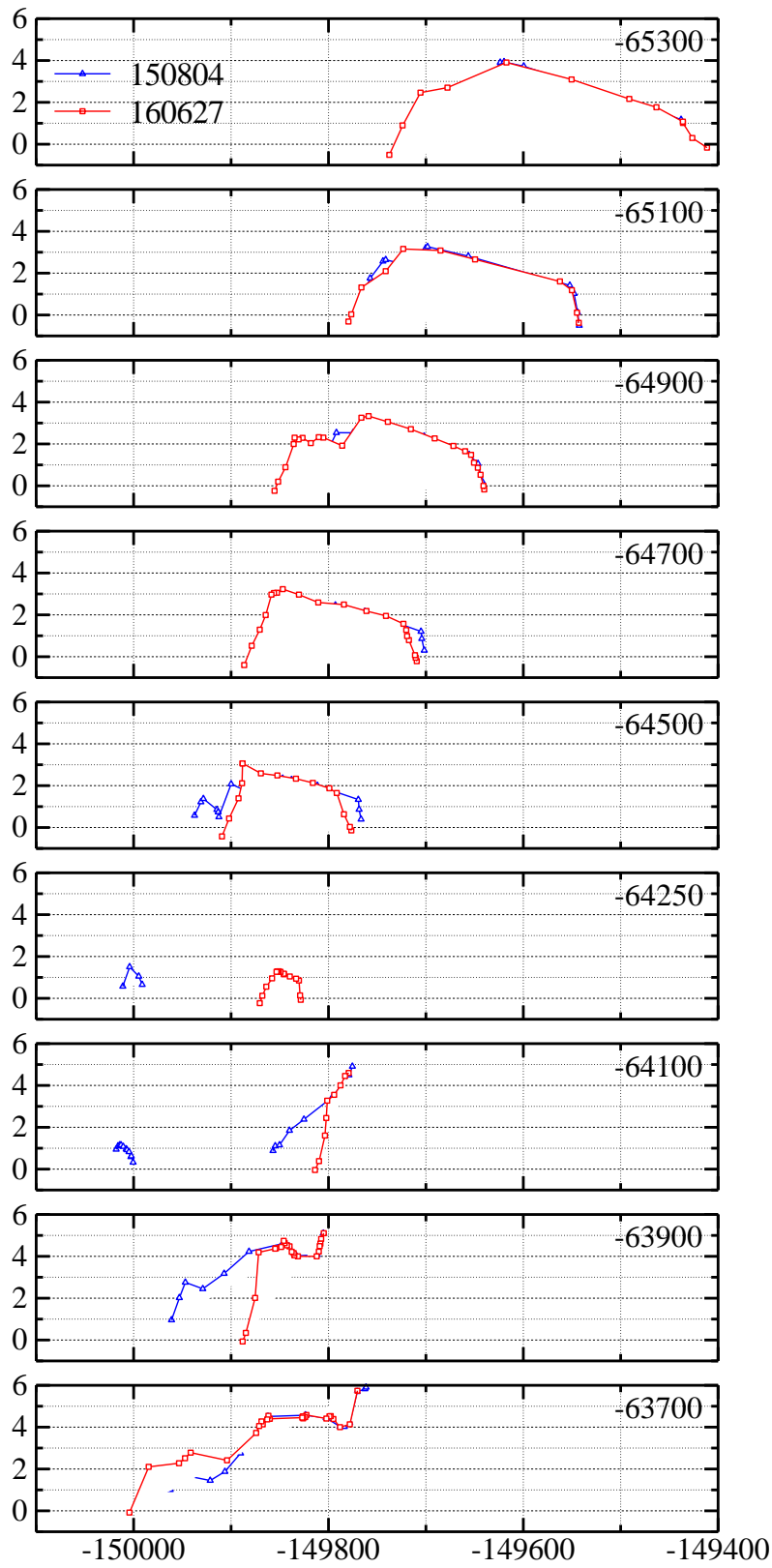


图 2-2-15 断面地形 (15/08/04~16/06/27)

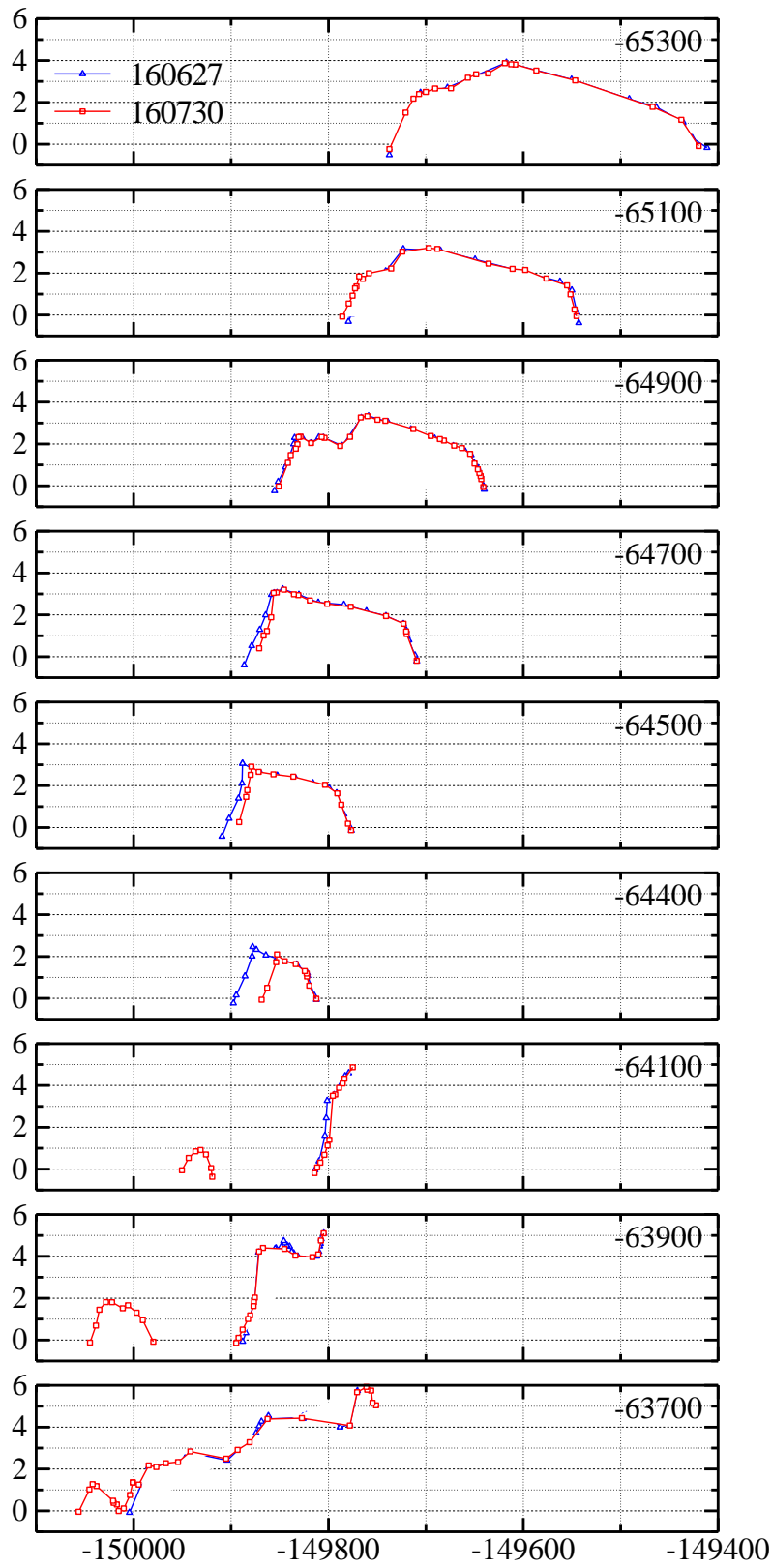


图 2-2-16 断面地形 (16/06/27~16/07/30)

## 2.2.4. 定点観測カメラ画像

図 2-2-18 は，図 2-2-1 で示した地点に設置した観測カメラ画像である．現地調査で捉えきれない各調査日間に生じた地形変化については，画像を基に議論する．



図 2-2-17 定点観測カメラ画像（左：左岸より河口砂州，右：右岸より河口砂州）

## 2.3. 外力特性の季節変化と砂州地形変動

### 2.3.1. 外力特性の季節変化

図 2-3-1 に，2013/07/01 から 2014/10/31 までの外力の時系列を示す．上から順に，鹿島観測所（河口から 25km 上流）における河川流量を 0～6000m<sup>3</sup>/s で表示したものと 0～2000m<sup>3</sup>/s で表示したもの，鹿島観測所における河川水位，河口砂州上流側に位置する竜洋水門における河口の水位，御前崎験潮所（河口から 40km 東）における潮位，竜洋波浪観測所（汀線より 2km 沖，水深 40m）における有義波の波高，周期，平均波向である．

竜洋水門では，各 20 秒間の水位の最大値，最小値のみが記録される仕組みとなっている．本論文で，竜洋水門水位や河口水位と呼ぶものは，この最大値，最小値の平均値の毎正時前後 20 分間の平均値を意味する．一方で，この最大値，最小値を（竜洋水門水位の）生データ，その 20 分間の移動平均を（竜洋水門水位の）移動平均と呼ぶこととする．

平均波向の下のグラフは，竜洋波浪観測所における，各現地調査日を始まりとして，次の調査日前日までの単位東西距離当たりの波浪エネルギーフラックスの積算値を示している．（波浪の欠測日時は，エネルギーフラックスを 0 として，エネルギーフラックスの積算値を求めている）．毎正時前後 20 分間から求められた有義波が一時間継続したと仮定して計算した．すなわち，期間最後の値は，各調査日間に河口付近に流入した波浪の総エネルギーを代表している．その東西方向成分（沿岸方向成分）を最後のグラフに東向きを正として示している．

2013 年 7 月からの台風期の出水，波高，周期全てが大きかった時期が終わり，2013 年 11 月頃から 2014 年 6 月頃までの波浪の周期が短い時期に入り，前半は顕著な出水が見られず，



波向が一様に西寄りであることが特徴であり、後半の2014年3月以降は、出水が時折生じていることが特徴である。その後、2014年7月頃から再び台風期の周期が長い時期に入り、出水、波高共に大きかったことが分かる。

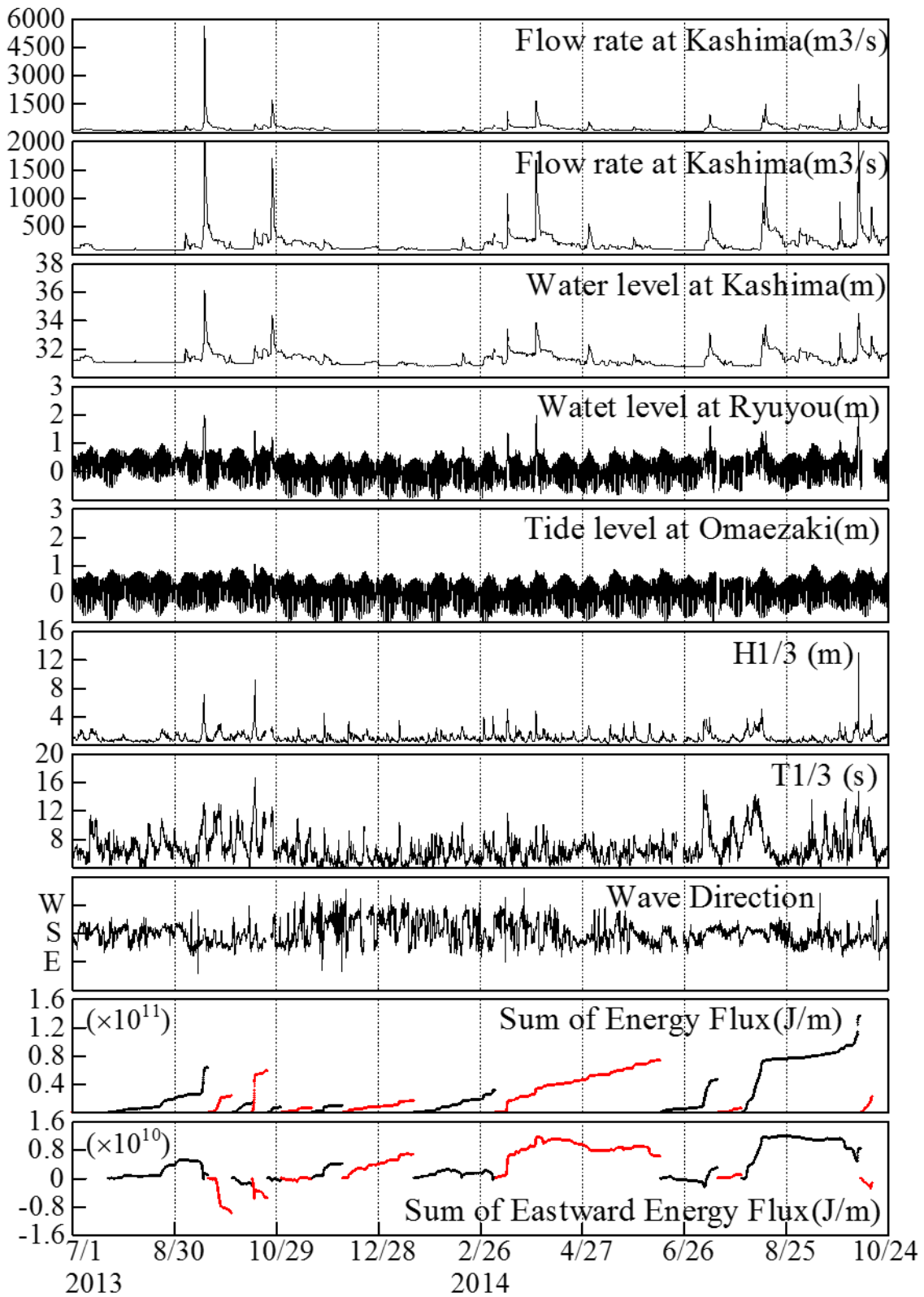


図 2-3-1 13/07/01~14/10/31 の天竜川河口部の外力変化

### 2.3.2. 沿岸漂砂と砂州地形変動

水際線の変化と図 2-3-1 のエネルギーフラックスの積算値を対応させて見ると、13/09/19 から 13/10/24 にかけては、顕著な西向きの沿岸方向波浪エネルギーが流入しているが、砂州の西への縮小などは見られない。むしろ、北向きへの土砂移動が見られる。一方、13/11/19 から 14/01/18 にかけては、南西方向から波浪が入射したことにより、総エネルギーは小さいにも関わらず、顕著な東向きの沿岸方向波浪エネルギーが流入しており、それに対応するように、砂州が東向きに伸長していることが分かる。図 2-3 の断面地形変化を見ても、-64900 付近で前浜が侵食され、-64500 付近で堆積している。他方、背後に堤防が控える左岸側では、東側への土砂移動というよりも、河口内部への土砂移動が顕著である。

このように、冬季の周期が短く、波向が砂州の伸長方向に一様な時期の河口の地形変化に限っては、CERC 公式に代表されるような沿岸流による沿岸漂砂の観点から説明できることが分かる。一方で、波向が砂州の縮小方向の時は、河口内部への土砂移動が顕著であり、広域での沿岸漂砂の考え方だけでなく、河口部に局所的な土砂移動を考慮する必要がある。同時に、河口砂州にフォーカスして、河口砂州の縮小という概念でまとめることはできないと言える。

14/03/07 から 14/06/12 にかけての砂州の伸長も同様に、伸長方向の波向を持つ波浪による沿岸漂砂の観点から説明できそうであるが、次節で示すように、波浪外力だけでは説明できない。

### 2.3.3. 出水と砂州地形変動

図 2-3-2 は、定点観測カメラによる砂州先端付近の画像を平面直角座標に座標変換したものに、14/03/13、14/03/30 の出水前後の御前崎潮位が TP+0.0m 時の画像から抽出した水際線を重ねたものである。本章での画像変換では、次章のような歪み補正や時間平均等は行っていないが、おおまかな形状の比較を行うことが目的であるため、問題ではない。

14/03/13 の出水を挟んだ 14/03/10、14/3/26（この日まで水際線が識別可能な画像が得られなかった）の水際線を比較すると、砂州先端部の上流側と河口開口部左岸側が侵食され、砂州先端部海側に土砂が堆積していることが分かる。次に 14/03/30 の出水を挟んだ 14/03/29 と 14/03/31 を比較すると、同様の侵食に加えて砂州中央部の崩壊が生じたことが分かる。14/03/07 時点で、崩壊部付近の標高が約 TP+2.0m 程度であったのに対し、前者の河口水位の最大値は TP+1.4m 以下であったが、後者は、河川流量も潮位もより大きかったことから、河口水位も約 2.0m と大きくなり、これにより、後者のみ砂州中央部の崩壊に繋がったと考えられる。

このように、河川流は基本的に、砂州標高の低いところを越流して、砂州を崩壊させるという性質と、砂州や河口開口部の側面を侵食する性質があることが分かる。

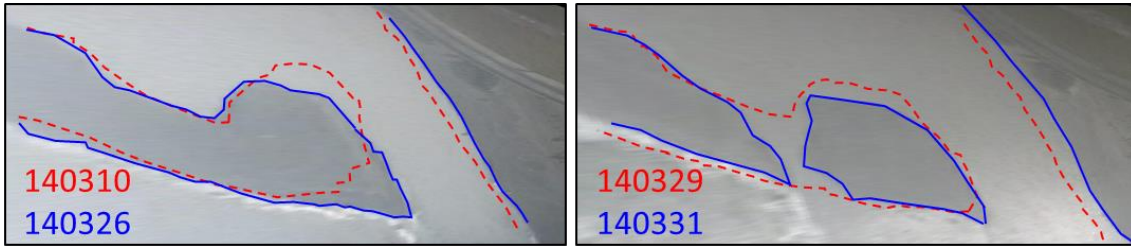


図 2-3-2 定点観測カメラ画像から抽出した両出水前後の水際線  
(左 14/03/13, 右 14/03/30)

### 2.3.4. 出水後の河口地形変動

次に、14/03/30の出水による砂州崩壊後の地形変化に着目する。図2-3-3は、14/04/05から14/06/04までの静穏な波浪時の代表画像に画像から抽出したTP+0.0m時の水際線を青の実線で、浅瀬の存在のためと考えられる砕波地点を青の一点鎖線で重ねたものである。さらに、一つ前のこれらを赤の破線と点線で重ねてある。画像取得時の有義波の波高と周期も図に示した。この期間は特に大きな波浪は来襲せず、特に、14/04/13以降は主に西向きの沿岸方向エネルギーが流入している。これを見ると、土砂は主に岸向きの漂砂により、崩壊部から先端部にかけての海側に堆積したことが分かる。また、この間、砂州の高さは約TP+2.0m以下でしか変化していない。

つまり、14/03/10以降の砂州の伸長、拡大は、沿岸漂砂というよりも、出水による砂州先端部上流側や砂州崩壊部、もしくは河川上流からの供給土砂が周期の短い波浪により、岸向きに輸送されたことによるものである。

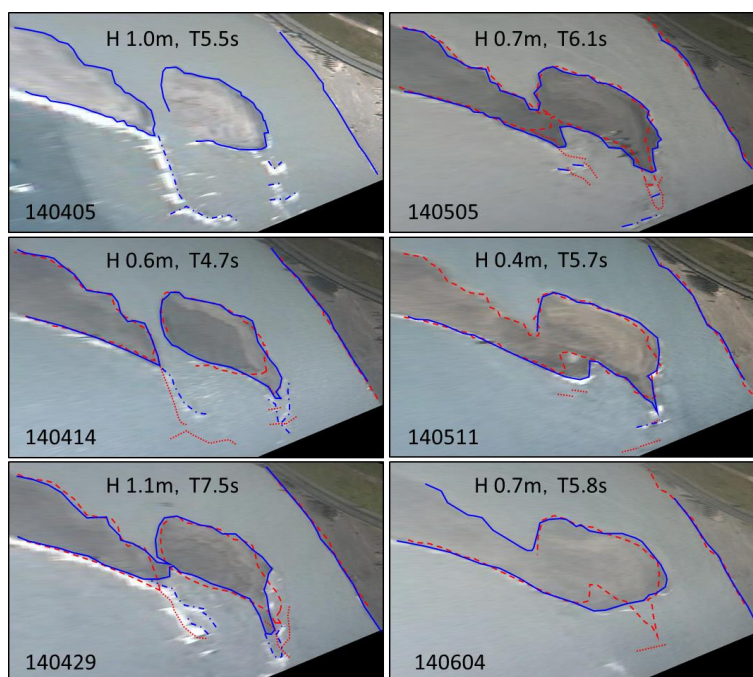


図 2-3-3 14/03/30の出水後の岸向き漂砂による水際線変化

次に、T1418、T1419来襲に伴う出水後の地形変動に着目する。図2-3-4は、14/10/01～14/12/31の天竜川河口部の外力変化を示している。図2-3-5に、14/12/18～14/12/31の河口内外の潮位変化を拡大して示した。河口内の潮位とは、竜洋水門で計測された水位を、河口外の潮位とは、御前崎で計測された潮位を意味している。両図の河口内外の潮位変化を比較すると、14/12/24頃から竜洋水門で計測した河道内での潮汐の振幅が、御前崎における潮位の振幅より顕著に小さくなっていたことが分かる。この原因を探るため、カメラ画像を

基に、河口開口部付近の地形変化を解析した。図 2-3-6 は、この過程を捉えたカメラ画像である。図 2-3-7 は、2014 年 10 月に計測されたナローマルチビーム測量を中心とした測量結果である。これを見ると、河口開口部を囲むように浅瀬が形成され、2つの島状地形が存在していたことが分かる。

これを見ると、元々存在していた砂州は、ほとんど変形せず、安定した状態であったことが分かる。一方で、開口部前面に現れた島状の浅瀬は激しく岸向きに移動したことが分かる。

つまり、この河口閉塞（完全な閉塞ではない）は、沿岸漂砂によって、砂州が砂州自身からの土砂供給によって徐々に伸長したためではなく、出水というイベントをきっかけに、出水後数日から数週間間に河口付近に形成されるバー状の浅瀬が河道に押し込まれる過程で生じたことが分かる。

類似した河口を取り囲むようなバー状の浅瀬の形成は、14/07/11 出水後の 14/07/30 に計測した水際線にも確認できる。

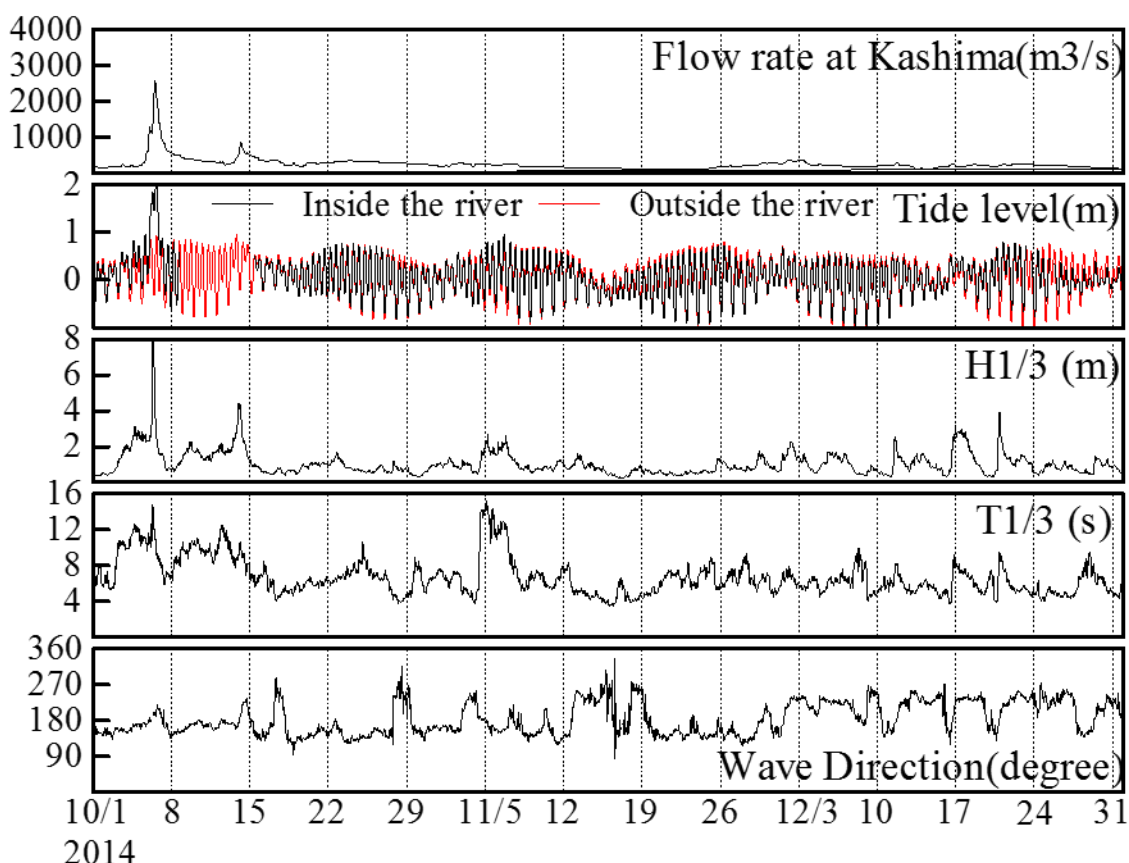


図 2-3-4 14/10/01～14/12/31 の天竜川河口部の外力変化

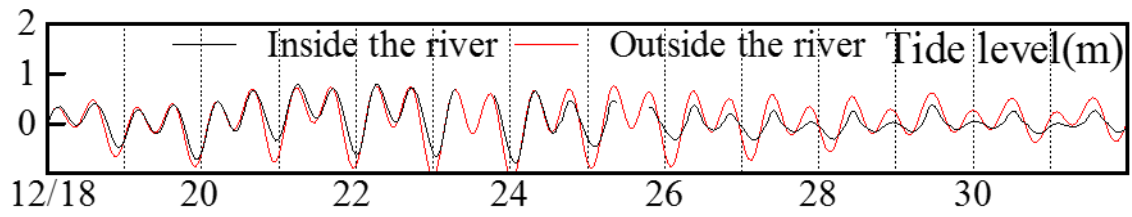


図 2-3-5 14/12/18~14/12/31 の天竜川河口内外の潮位変化



図 2-3-6 14/10/01~14/12/31 の天竜川河口開口部の地形変化



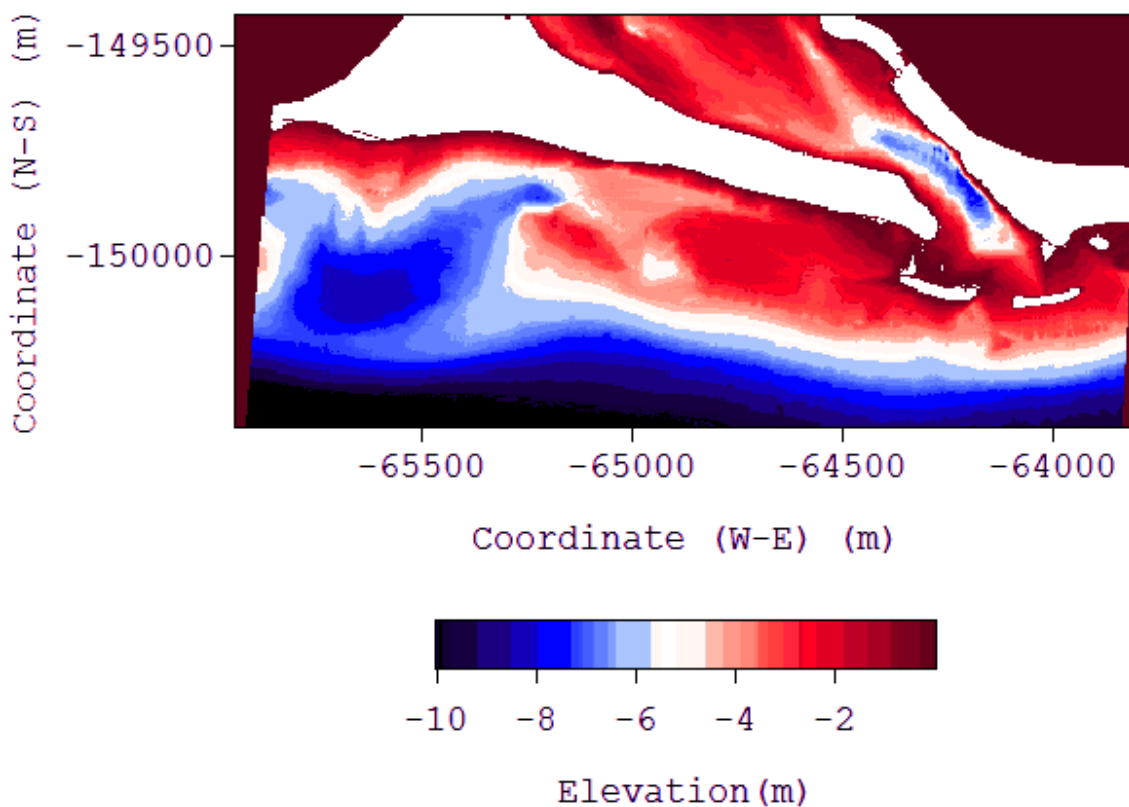


図 2-3-7 2014 年 10 月の天竜川河口部のナローマルチビーム測量結果

図 2-3-8 は、16/6/27 にカメラで捉えた開口部周辺の島状地形をオルソ画像に変換後、2.2.2 節で掲載した水際線に重ねたものである。16/05/04 には、有義波高 4.4m の高波浪が、16/05/11 には 1700m<sup>3</sup>/s 級の出水と有義波高 2.7m の高波浪が、16/06/25 には 2.4m の高波浪が来襲した。これを見ると、島の存在を確認してから約一か月の間に島の周辺で堆積が進み、左岸側海浜部と繋がり、その一か月後には、この左岸側海浜部と繋がったバー状の地形は消滅し、さらに岸側で開口部を塞ぐような島が出現し、開口部では、狭い開口部が二つ存在する状況となったことが分かる。この事例からも、河口開口部では、土砂の押し込みが卓越し、開口部の縮小が生じることが分かる。



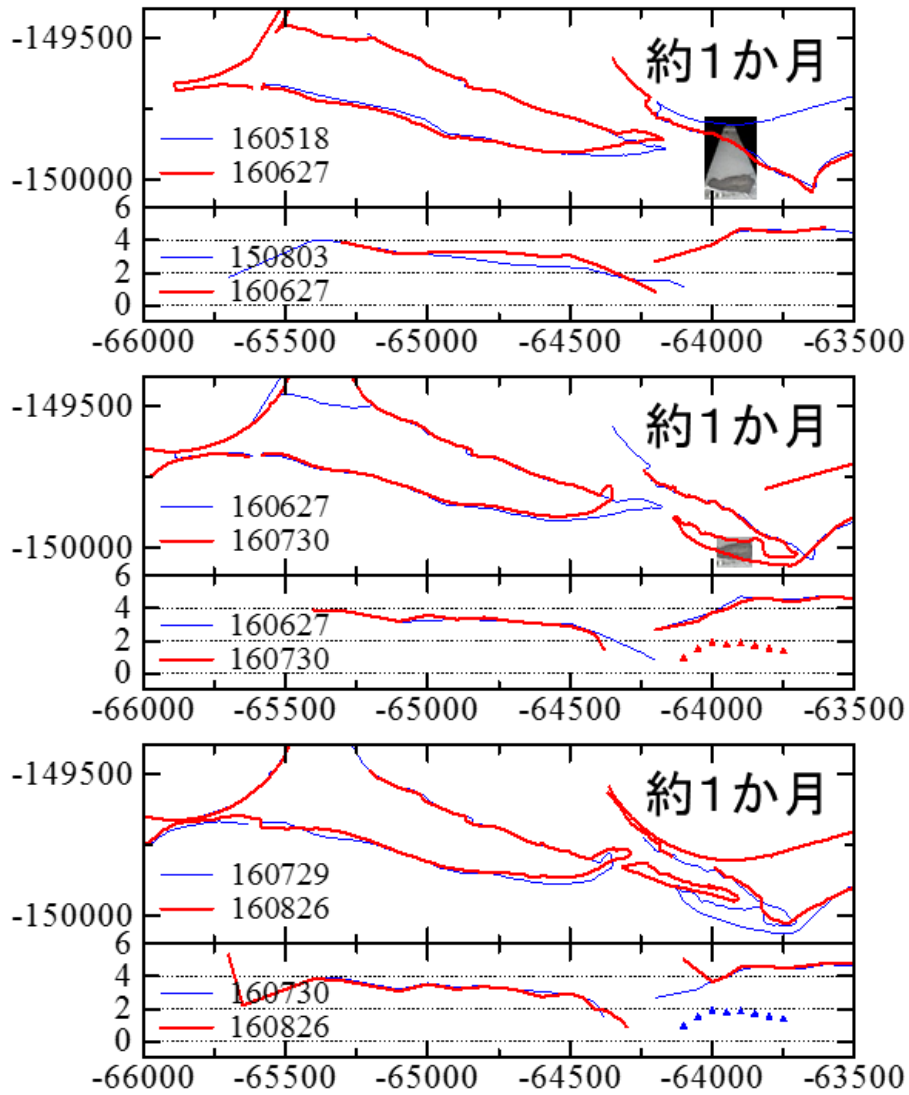


図 2-3-8 カメラで捉えた島状地形の岸向き移動

このように、河口閉塞を生じさせるような、河口開口部付近での土砂移動は、砂州前面の沿岸漂砂の観点からだけでなく、むしろ、出水というイベント後の浅瀬の形成状況とその波浪による岸向き移動に注意を要するものであると言える。特に、開口部周辺では、高波浪時にも沖向き漂砂ではなく、岸向き土砂移動が卓越することが注意すべき特性である。

## 2.4. 高波浪と砂州断面地形変化

### 2.4.1. 台風期以外の砂州断面地形変化

図 2-3-1 のように、13/11/19 から 14/06/12 までの間、3 月までを中心に、有義波高が 3m を超える高波浪は数多く来襲している。しかし、図 2-2 の砂州頂部標高を見ると、この間に伸長した砂州の標高は約 TP+2.0m までしか上昇しておらず、その他の部分でも砂州頂部標高は上昇しなかったことが分かる。断面変化を見ても、-64700 の 14/01/18 から 14/03/07 の砂州上流側での堆積を例外とすれば、前浜の侵食もしくは、砂州先端部の低い所への堆積しか見られない。

### 2.4.2. 台風期の砂州断面地形変化

次に水際線、砂州頂部標高図の台風期の地形変動に着目すると、2013 年では、13/07/22 から 13/11/19 までの間に砂州の高さが激しく変動しており、T1326 が来襲した 13/10/15 から 13/10/24 の間には、砂州上流側が大きく拡大していることが分かる。

2014 年では、T1408 の影響を受けた、14/06/12 から 14/07/16 までの断面変化を見ると、元々の高さが TP+3.8m を超えていた -65300 では、土砂は砂州を越えて輸送されず、顕著な前浜の侵食が生じたことが分かる。これは、高波浪による暴浪海浜の形成に伴う海岸線の後退として一般的に認識されているものであると考えられる。その後の 2 週間で前浜の標高の低い部分が一部回復している。一方、元々の砂州頂部高が TP+3.0m 程度であった -65100 で、それを越える砂州上部への堆積が見られる。-64700 では砂州河道側への堆積が顕著であり、全体として、砂州を越える岸向きの土砂輸送が顕著であったことが分かる。水際線を見ると、-64700 から -64500 辺りにかけての砂州の岸沖幅が狭かった部分では、砂州河道側が拡大すると同時に、砂州頂部標高が減少している。逆に 14/06/12 まで砂州の標高が約 TP+2.0m 以下に抑えられてきた砂州幅が広がった先端部では砂州頂部標高が上昇した。

T1411, T1418 の影響を受けた、14/07/30 から 14/10/08 までに関しては、図 2-3 に見られるように、砂州を越える岸向きの土砂輸送が T1408 以上に顕著であった。

### 2.4.3. 沖波の波浪特性と断面地形変動特性

図 2-4-1 は、図 2-3-1 に示した期間の中で、台風期と台風期以外を含む 7 回の高波浪が来襲した日の前後 2 週間の長周期成分 HL を有義波高、有義波周期に対してプロットしたものである。各期間の長周期成分の大きい方から 12 番目まで（時間にして 4 時間）を、顕著な砂州を越える岸向き土砂輸送による地形変化の有無に応じて色付けしてある。T1318, T1326, T1418 の大規模な波浪が来襲した際には、波浪ピークを中心に水位データが欠測であったため、上限はさらに大きいと思われる。図 2-4-1 を見ると、砂州を越える岸向きの土砂輸送が顕著であったのは、長周期成分の最大値が約 0.4m を超えた期間のみであったことが分かる。上述の標高 3m 近い砂州のごく一部でのみ、砂州を越える土砂輸送が観測された 14/01/18～

14/03/07, 14/03/07~14/06/12 の両期間の高波浪時の長周期波の最大値が 0.4m 前後であったことから、0.4m 辺りが境界となり、潮位変化と波浪特性の変化の位相関係等によって、砂州を越える土砂輸送に関する小規模な差異が生じているものと考えられる。また、T1419 来襲時に着目すると、T1419 来襲時は、T1418 来襲直後であり、それに伴う暴風海浜が形成されていた影響があるとは思われるが、台風期であっても、長周期波が大きく発達しない場合、砂州を越えるような土砂移動が生じないことが分かる。

次に長周期波と有義波との関係に着目すると、長周期成分が 0.4m 程度まで長周期波が発達したのは、波高における境界ははっきりしないが、周期では約 11s 以上のうねり来襲時に限定されており、11s 以上では、周期の増大に従って、長周期成分が急激に増大している。平均的には、長周期成分は有義波高と線形な関係にあり、その大きさは約 1/10 であった。

以上より、台風期の周期が長い波浪が来襲する際の、長周期波の発達が越波による砂州を越える岸向き土砂輸送の主要因であると考えられた。

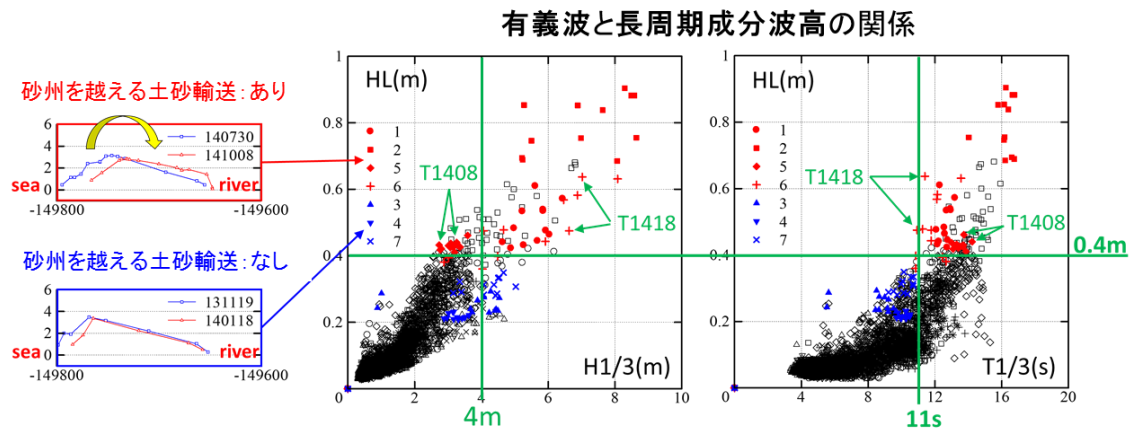


図 2-4-1 有義波と長周期成分の関係

#### 2.4.4. 沖波の長周期成分の有義波諸量からの予測

長周期成分と有義波の関係について、青木ら(2002)や泉宮ら(2009)が限られたデータの下、指摘、考察していることであるが、図 2-4-2 のように波高と周期の積に対して長周期成分をプロットすると、より明瞭な線形関係が確認された。図 2-14 に示すように、近似曲線を当てはめると、高い決定係数で、「 $HL=0.007 \times H1/3 \times T1/3 + 0.021$ 」の関係が得られた。有義波の物理量と関係のない部分は 0.021 と相対的に小さく、長周期波の発達度は有義波の持つ特性と関係していると考えられた。一方で、波浪のエネルギーやラディエーション応力を代表する波高の二乗に比例するのではなく、振幅の大きさを表す波高に概ね線形であると同時に、長い距離を伝播し、狭周波数帯化したことをうかがわせる周期の長さに正の相関を持つことが重要な点であると思われる。大きな包絡波が発生していたことが考えられる。この予測式を用いれば、有義波諸元から砂州を越える土砂輸送の大きさを見積もることが可能であると考えられる。

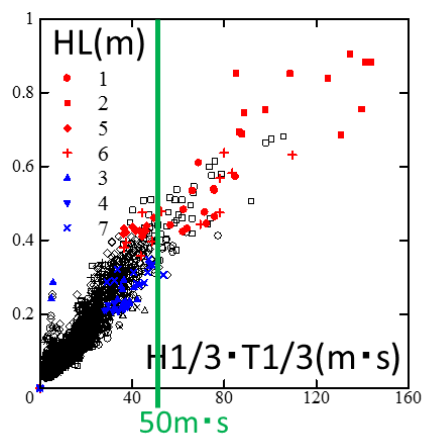


図 2-4-2 有義波の波高と周期の積と長周期成分の関係

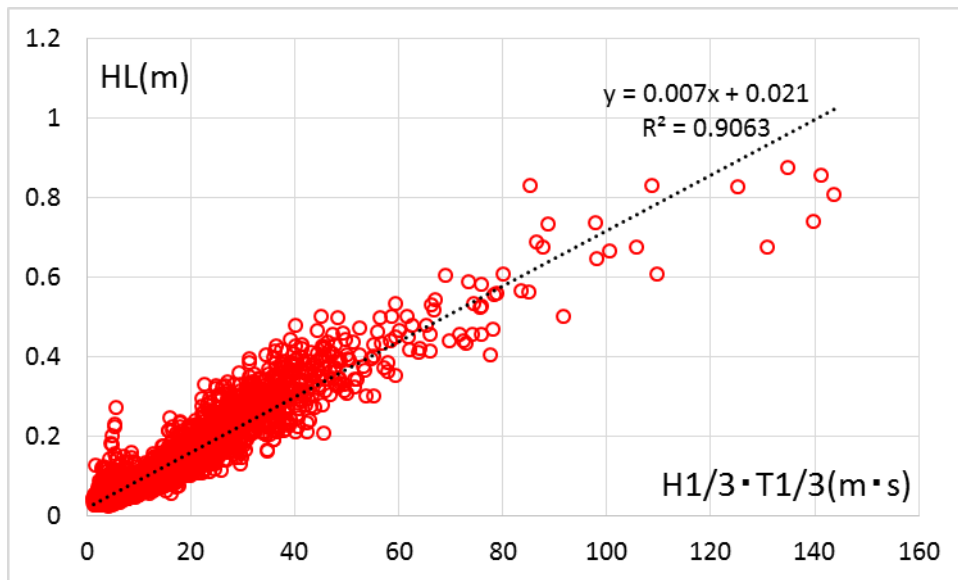


図 2-4-3 有義波の波高と周期の積による長周期成分の大きさの予測式

## 2.5. 台風期の高波浪と出水が重合する時の河口の水理・地形変動特性

### 2.5.1. 2013 年台風 18 号来襲時の地形変動過程

ここでは、河口開口部が大きく東に遷移する契機となった、T1318 来襲時の河口プロセスについて議論する。

まず、13/07/22 から 13/09/19 の水際線の変化を見ると、左岸砂州は完全にフラッシュされ、右岸砂州は中央部が崩壊したことが分かる。一方で、残存した部分の河道側の水際線は、それほど大きく変化しなかった。

図 2-5-1 は台風 1318 来襲時の外力変化である。図 2-5-1 を見ると、河川流量のピークは 13/09/16 13:00、満潮が 13/09/16 16:00 で、13/09/16 11:00 頃は両者共、上昇中にも関わらず、竜洋水門水位がピークの 2.0m に達し、減少を始めた時刻でもあることが分かる。これは、この時点で砂州が崩壊し始めたことを意味していると考えられる。河口内外の水位差を見ると、13/09/16 11:00 頃に 2.2m もの差が付き、ピークとなっていることからこの時、十分な掃流力により砂州が顕著に侵食したものと考えられる。この後、竜洋水門水位は再び上昇し、15:00 に再度 2.0m のピークを迎えた。

一方で、砂州頂部標高図を見ると、2012 年 12 月時点では、ほとんど全ての地点で 2m を超えていたことが分かる。それにも関わらず、左岸砂州のフラッシュと右岸砂州の崩壊が生じた。

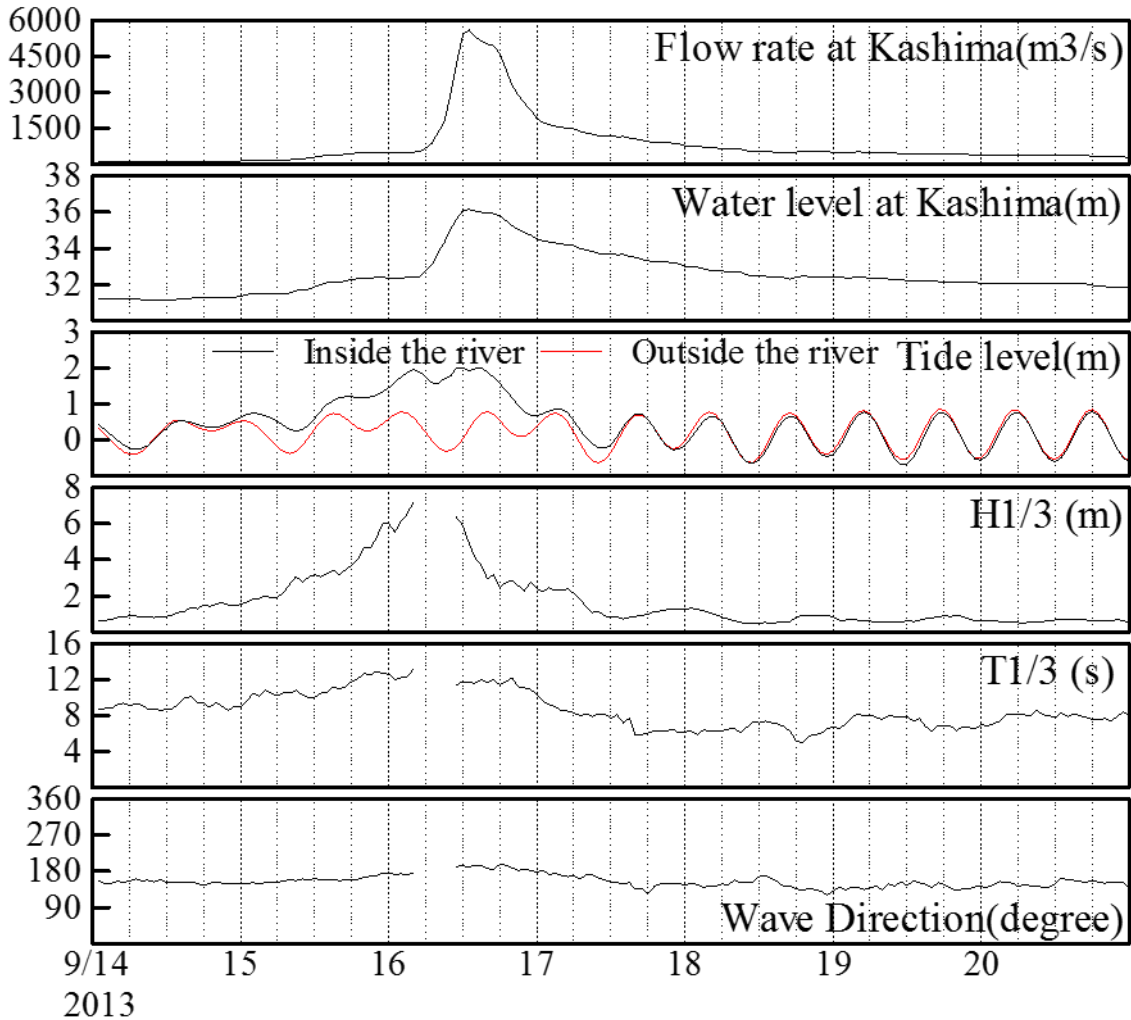


図 2-5-1 13/09/14～14/09/20 の天竜川河口部の外力変化

図 2-5-2 は台風 1318 来襲時の 2 分間隔で撮影した画像である。2 番目の画像を見ると、鹿島地点の河川流量がピークを迎える約 6 時間前の波浪ピークの頃に、河口砂州を越える大規模な越波が生じていたことが分かる。3 番目の画像は竜洋水門水位が最初のピークを迎えた直後であるが、この時既に、右岸砂州中央部が水没していることが分かる。この時の潮位は概ね TP+0m であり、波高は 5.9m と、wave set-up を考慮しても、海側の平均水位が 2m を超えていたとは考えられない。つまり、越波が砂州の標高を 2m 以下にまで減少させていたと考えられ、それが出水による砂州崩壊を促したと考えられた。



図 2-5-2 台風 1318 来襲時のカメラ画像（右岸より右岸砂州を望む）

以下の図 2-5-3 と図 2-5-4 は，台風来襲前後の右岸砂州崩壊部と左岸海浜部の断面変化を示したものである．これを見ると，右岸砂州崩壊部では，元々の標高が 2.8m あったにも関わらず，約 2m の最大河口水位で崩壊したことが分かる．一方で，左岸海浜部では，標高 4m を越える地点で大規模な土砂の堆積が生じていたことが分かる．このことから，出水に先行した大規模な越波により，砂州を越える大規模な土砂輸送が生じていたことが分かる．



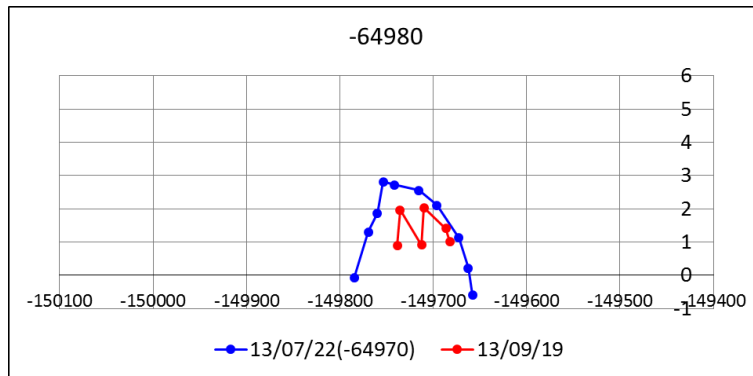


図 2-5-3 台風来襲前後の南北断面変化（右岸砂州崩壊部）

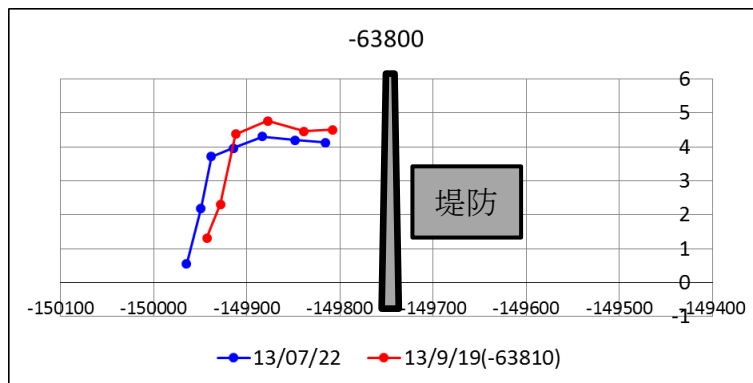


図 2-5-4 台風来襲前後の南北断面変化（通常海浜部）

この事例では、鹿島から河口まで洪水波形が到達するのに約3時間を要することを考慮しても、波浪ピークと出水ピークの間が9～10時間であり、この短期間間に生じた地形変化が大規模な砂州崩壊を生じさせた。このように、河口部においては、先行する地形変化が後続の地形変化に強く影響するため、各時期の地形変動機構を理解するためには、地形変化を時系列的に捉えておく必要があり、地形履歴が重要であることが分かる。

## 2.5.2. 2013年台風26号来襲時の地形変動過程

図 2-5-5 に台風 1326 来襲時の外力変化を示す。波浪ピーク時刻の約1時間後に当たる13/10/16 6:13頃、図 2-5-6 のような大規模な越波が2分間隔で撮影した画像で捉えられた。既に述べたように、T1326 来襲前後の13/10/15 から13/10/24の間には、砂州上流側が大きく拡大した。

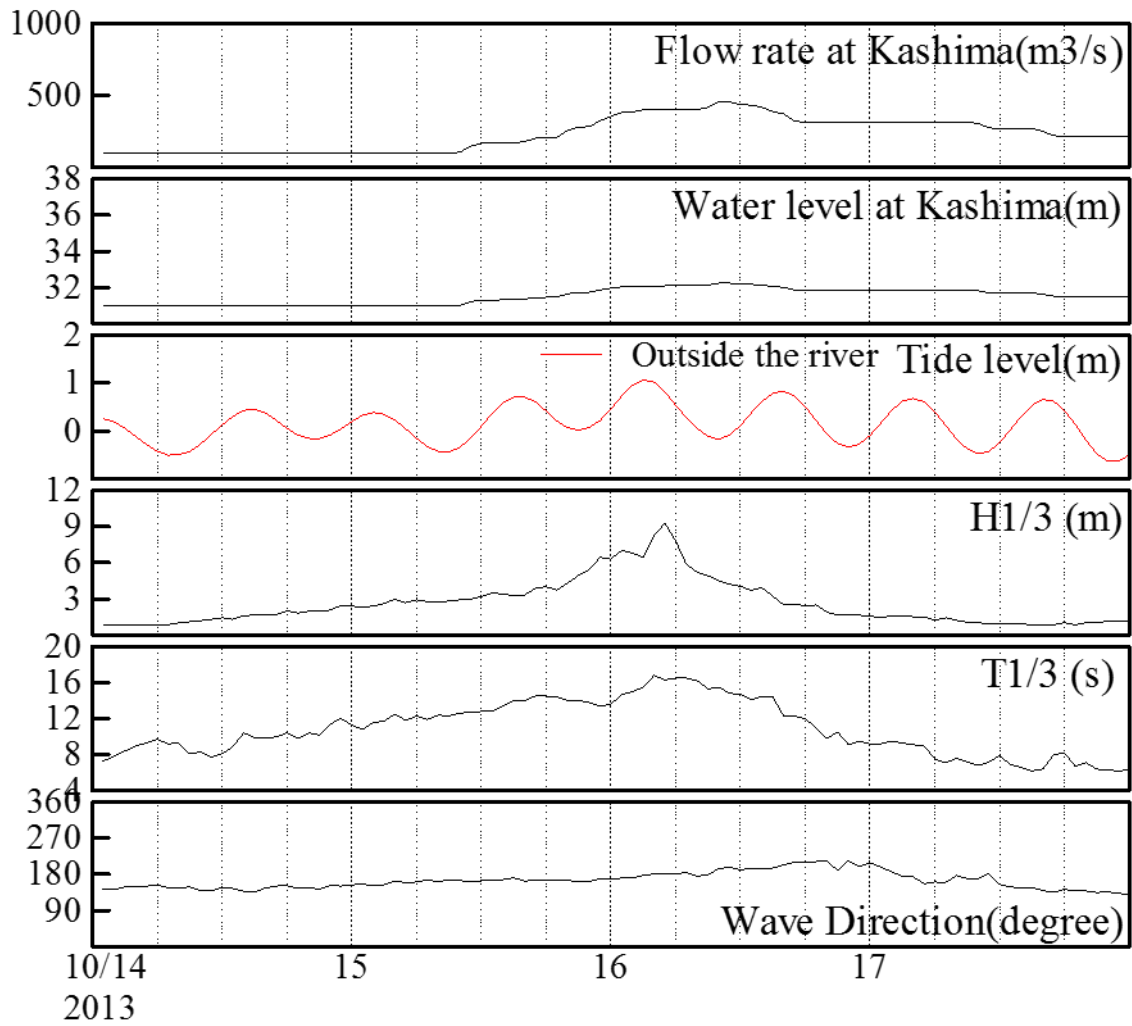


図 2-5-5 13/10/14~14/10/17 の天竜川河口部の外力変化



図 2-5-6 台風 1326 来襲時のカメラ画像で捉えた砂州越波の様子  
(左岸から右岸砂州を望む)

### 2.5.3. 2014 年台風 8 号来襲時の地形変動過程

2.4.2 節で述べたように、T1408 来襲前後の地形変動には、14/03/13、14/03/30 の出水前後には見られなかった顕著な砂州を越える岸向きの土砂移動を伴っていることが分かった。さらにここで、画像により T1408 出水前後の短期的な地形変化を分析する。図 2-5-7 に、T1408 来襲時の外力変化を示す。図 2-5-8 は、T1408 来襲時の地形変動過程である。最上段の画像の水際線が続く画像にも重ねてある。これを見ると、14/07/07 に越波が生じ、14/07/10 には、砂州中央部において海側が侵食され、砂州上流側が拡大している。そして、この部分は、14/06/12 に約 TP+1.9m であったが、14/07/11 の出水ピークを迎える以前の、潮位が TP+0.5m、河口水位が TP+0.7m 程度であった 14/07/10 の 15 時頃に水没していることが分かる。その後、14/03/13 よりも鹿島流量の小さかった出水ピークの翌日の 14/07/12 には、砂州先端部の上流側が侵食され、中央部が決壊した形状となった。このように、越波による岸向きの土砂輸送によって、平面的には砂州が拡大した部分で砂州の標高が減少し、そこが河川流の越流によって決壊したことが分かった。この事例からも、河口部の地形変化においては、地形履歴が重要であることが分かる。この事例では、越波と出水ピークの間が 3 日～4 日と短期ではあるが、T1318 の事例よりは長い時間スケールであった。

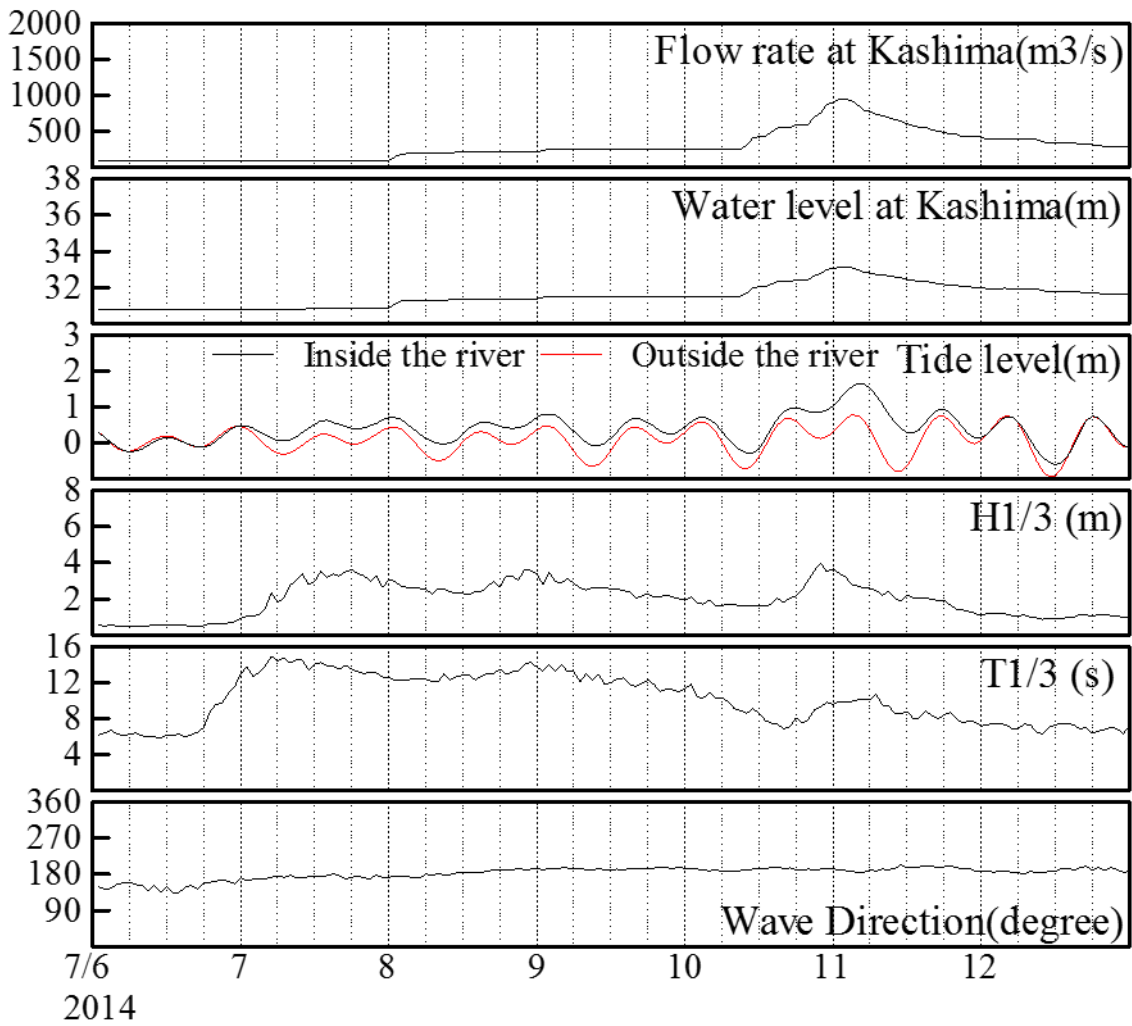


図 2-5-7 14/07/06～14/07/12 の天竜川河口部の外力変化

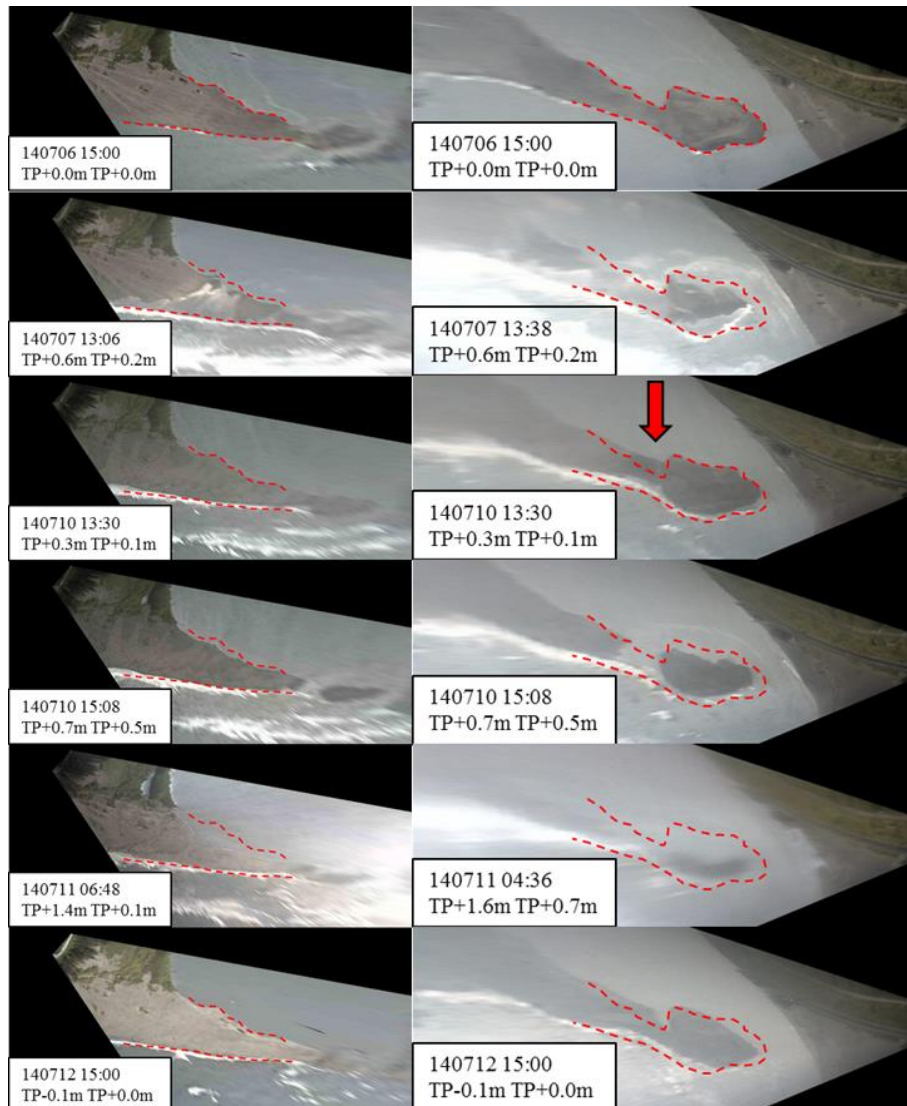


図 2-5-8 台風 1408 来襲時の砂州地形変動過程

(左下に画像の日時，その時の竜洋水門水位，御前崎潮位を順に示している)

#### 2.5.4. 2014 年台風 8 号来襲時の崩壊部と先端部の越波による地形変化の違い

2.5.3 節で述べたように，2014 年台風 8 号では，越波が生じた部分で砂州標高の低下が生じたが，先端部では，砂州標高は上昇した．ここでは，この理由を考察する．

14/06/12 の時点では，砂州頂部標高を見ると，砂州標高が低下した崩壊部と砂州標高が上昇した先端部の標高はほとんど同じであった．一方で水際線を見ると，砂州幅は先端部の方が大きかったことが分かる．砂州幅が大きい方が砂州上で越波が減衰しやすい分，砂州上に土砂が堆積しやすかったため，このような変化が生じたと考えられる．この砂州幅の違いは，2.3.4 節で述べたように，出水後，約 2 か月間の岸向き漂砂によってもたらされた．この間，崩壊部では，砂州幅が元通りに回復しただけであったが，開口部周辺では，土砂

が新たに堆積し、砂州幅が拡大した。ここでは、数か月オーダーの地形履歴が砂州崩壊に影響を及ぼしたことが分かる。

このように、数時間から数か月の様々な時間スケールの地形履歴が河口の地形変化にとって重要であることが分かる。

## 2.6. まとめ

本章では、天竜川河口部において 1 年以上にわたって実施した砂州地形変動調査を分析するとともに、波浪や河川流などの外力変動記録と比較することにより、以下の結論を得た。

- (1) 周期の短い中小波浪による地形変化は緩慢であり、沿岸漂砂による砂州伸長や前傾度の強い非線形波浪による河口内部への土砂の押し込みが生じる。新たな土砂堆積は、標高 2m 以下の部分に限定される。
- (2) 周期の長い高波浪による地形変化は、急激かつ大規模であり、砂州を越流する長周期波浪により、砂州高の減少と河口内部への土砂輸送が卓越する。新たな土砂の堆積が標高 3m 以上の部分にまで及ぶことが特徴である。
- (3) 周期の長いうねり性高波浪が来襲すると、周期 30s 以上の長周期波浪が卓越し、砂州の越流に伴う地形変化が生じる。竜洋観測所地点の長周期波浪の波高は、有義波高と有義波周期の積から見積もることができ、これが 0.4m 程度にまで達すると、砂州越流による地形変化が生じる。
- (4) 出水による河川流は、砂州を側岸侵食するとともに、標高の低い部分を越流侵食するため、短期的には砂州を縮小させる作用となる。一方で、砂州周辺で侵食された土砂は、さらに上流から供給された土砂とともに河口部沖合に堆積し、河口開口部を囲むようなバー状の浅瀬を形成する。これが後続する非線形波浪によって徐々に岸向きに移動することで、中長期的には、砂州海側への堆積や、河口開口部の縮小を生じさせる。
- (5) 台風期には、高波浪と出水の作用により、急激かつ大規模な地形変化が生じるが、個々のイベントによる地形変化は、先行するイベントによる地形履歴や、波浪と河川流のタイミングなどに強く影響されるため、注意深く記述することが必要である。例えば、出水に先立って高波浪が来襲した場合には、高波浪により砂州高が減少した部分で河川水の越流が生じ、砂州の大規模崩壊につながった事例が見られた。

以上より、河口部では、周期の短い中小波浪、周期の長い高波浪、波浪と時間差をもって作用する河川流のそれぞれが、相互干渉しながら、数分から数か月の時間スケールでダイナミックな地形変化を生じさせていることが確認された。その統一的な理解には、これらの諸要素を正しく取り込んだモデル化が必要である。既往研究で頻繁に用いられる沿岸漂

砂のみによるモデル化では，砂州越流による土砂移動が表現できないため，その適用は，中小波浪の作用による緩慢な地形変化に限定される．

沿岸漂砂に比べて砂州越流による土砂移動は理解が進んでいないため，工学的に重要な急激かつ大規模な砂州変形を予測することは困難である．次章では，砂州越流が頻繁に観測された台風時に焦点を当て，台風時の砂州越流と土砂移動についてさらに詳細に解析する．



## 3. 台風来襲時の河口プロセスの画像解析

### 3.1. はじめに

本章では、前章においてその重要性が明らかとなった、台風来襲時の河口プロセスについて、T1411, T1418 来襲時を事例に、1.2 秒ごとに撮影した画像と現地データに基づき、詳細に解析する。

これまで、現地データに基づいて遡上波の運動を議論した事例は数多く存在するが、機器設置の限界などから、ほとんどが静穏な波浪条件におけるものである。Poate ら(2013)は、energetic な条件における barrier 地形上の波浪の打ち上げ状況をカメラによって詳細に観測しているが、それでも、最大で有義波高 2.5m であり、越波も生じていない。高川ら(2010)は、X バンドレーダを用いて、天竜川河口部にてその前後で砂州後退が生じた、有義波高 10m 強の波浪来襲時の河口を観測し、砂州標高の低い部分に越波が集中すること、高波浪と高潮位が重なった 3 時間に砂州の陸側進行の大部分が生じたことを示した。しかし、本質的に、砂州を越波する回数と土砂輸送量に着目したものであり、河口の総体的な議論、波浪の遡上、越波のプロセスやそれによる地形変動過程の詳細な議論は行っていない。本章では、T1411, T1418 来襲時の様々な波浪条件、河川流量、潮位条件下の河口プロセスを画像および現地データを基に議論する。

### 3.2. 画像解析対象期間の概要

#### 3.2.1. 対象期間

第 2 章で述べたように、14/07/30, 14/10/08 に詳細な地形測量を行った。そのため、14/07/30 から台風 1411 の影響が治まった 14/08/14 までと、台風 1418 の影響を受ける前の 14/10/02 から 14/10/08 までを画像解析対象とした。これにより、概ね高精度な標高情報を持たせた画像解析が可能となると考えられる。

#### 3.2.2. 外力特性

図 3-2-1, 図 3-2-2 は、T1411 と T1418 の経路である。画像は気象庁 HP より取得した。



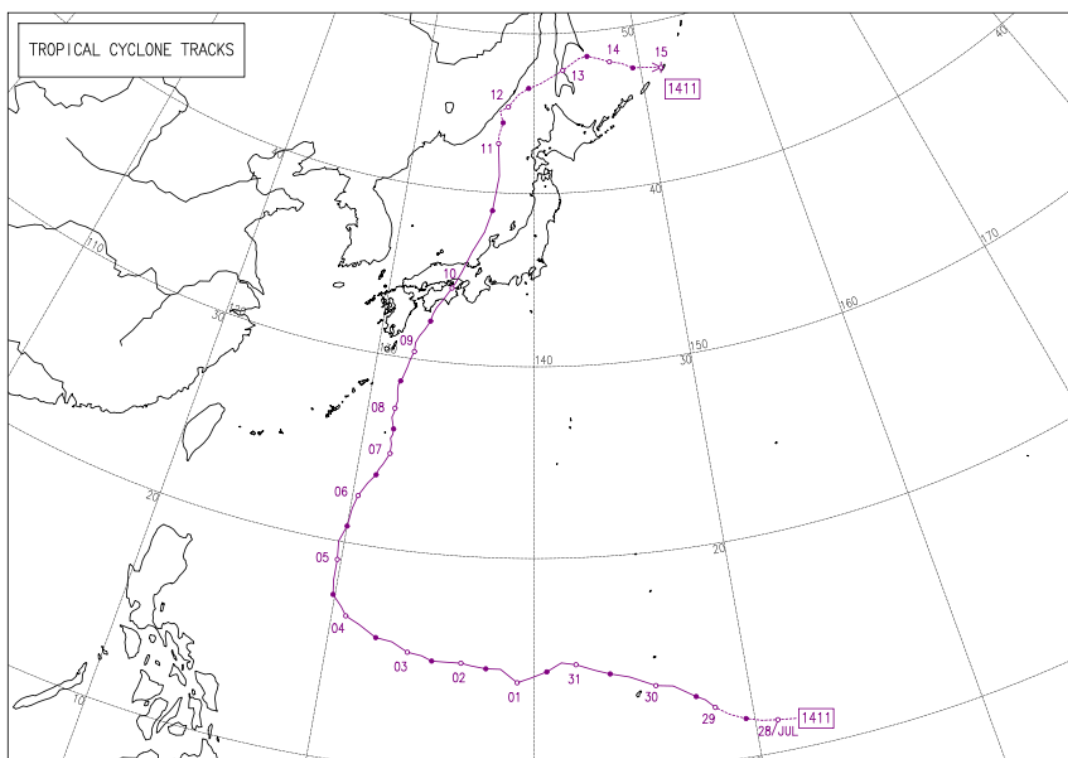


図 3-2-1 台風経路(T1411)

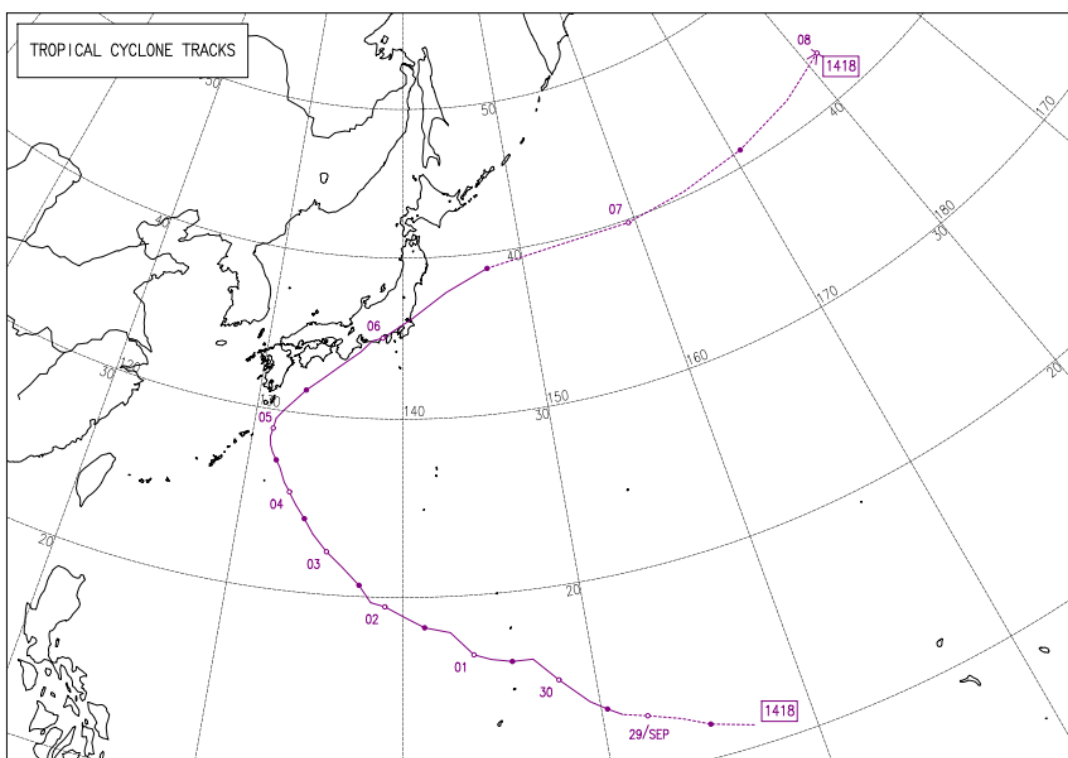


図 3-2-2 台風経路(T1418)

T1411 が 14/08/10 6 時過ぎに高知県安芸市付近に上陸， T1418 が 14/10/06 8 時過ぎに静岡県浜松市付近に上陸した。

図 3-2-3 は，現地調査を行った 14/07/30， 14/10/08 間の天竜川河口周辺の外力変化である。14/10/06 の 5 時から 8 時にかけては，波浪観測所における，表面水位データが欠測であり，有義波高，有義波周期は圧力データから求めたものとなっている。沿岸方向のエネルギーフラックスを求めるに当たっては，平均波向は南寄りと仮定した（グラフでは  $180^\circ$  に該当）。天竜川河口周辺では，T1411 に伴い，14/08/10 14:00 に竜洋波浪観測所で高義波高 5.2m の高波浪が，14/08/12 17:00 に鹿島地点で最大流量 1499m<sup>3</sup>/s の出水が，T1418 に伴い，14/10/06 8:00 に竜洋波浪観測所で高義波高 13.0m の高波浪が，14/10/06 13:00 に鹿島地点で最大流量 2570m<sup>3</sup>/s の出水が各々観測された。図中の HS，HM，HL は第 2 章と同じく，沖の水位データの周波数スペクトルから求めた 1s～10s の短周期成分，10s～30s のうねり成分，30s～600s の長周期成分を表している。HL には，第 2 章で提示した予測式から求めた長周期成分を重ねて示している。

HL と予測式は良く一致しており，長周期成分の変化は，波高変化よりも，周期の影響の入った予測式の方が適切に捉えられていることが分かる。また，長周期成分と，短周期成分，およびうねり成分の対応を見ると，長周期成分の変化は概ねうねり成分の変化に対応していることが分かる。長周期波の発達度はどれだけ大きなうねりが来襲したかに依存するとと言える。

次に，流入した波浪エネルギーの積算値を見ると，14/08/01～14/08/11，14/10/03～14/10/07 にかけて急激に増加していることが分かる。14/08/01～14/08/11 では，東向きの沿岸方向エネルギーの積算値も急激に増加している。この期間の波浪の周期の長さからも，台風上陸前から大きなうねりが来襲していたことが分かる。

また，河口内外の水位差に着目すると，出水時の河川流量に対応してその差が大きくなった時期だけでなく，波高に対応して差が大きくなっていった時期があることが分かる。これは，wave-setup の影響と考えられる。高波浪来襲時の河口内では，概ね波高の一割程度の水位上昇が見られることがわかる。

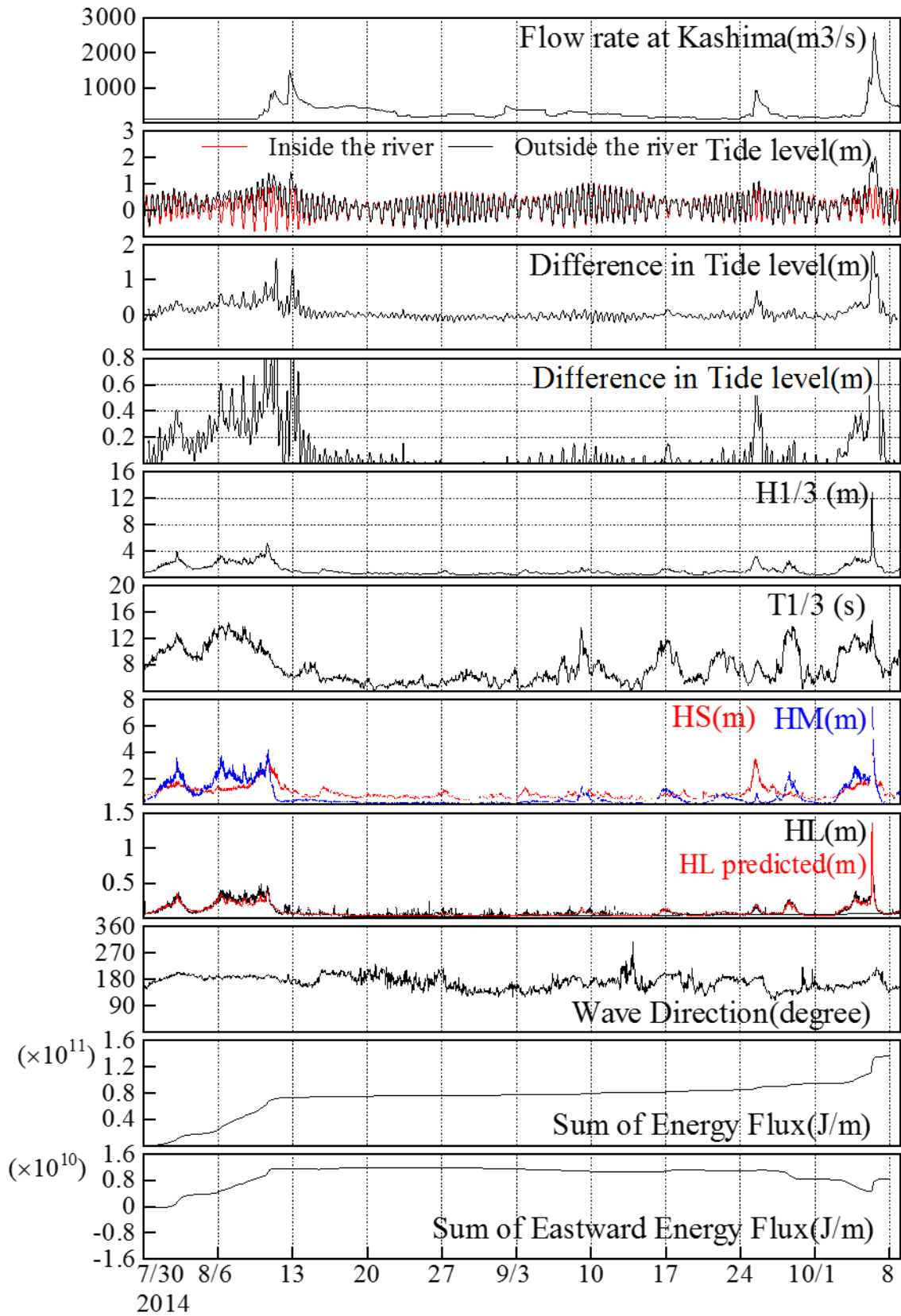


図 3-2-3 14/07/30~14/10/08 の天竜川河口部の外力変化

### 3.2.3. 地形変動

第2章でも掲載したが、14/07/30 から 14/10/08 間の水際線変化と砂州頂部標高変化、2014年10月のナローマルチビーム測量結果、断面変化をそれぞれ、図 3-2-4、図 3-2-5、図 3-2-6、図 3-2-7 に示す。水際線変化、断面変化を見ると、右岸砂州の海側は、-64800 以西で侵食、-64800 以東で堆積したことが分かる。河道側は、水際線変化からは、-64500 以東の開口部周辺が侵食された以外は、ほとんど変化していないように見える。しかし、断面変化を見ると、河道側では、-65100 から-64500 にかけて土砂が堆積したことが分かる。砂州の標高は、-65100 から-64800 にかけて低下、-64800 から-64400 にかけて上昇、-64400 から開口部にかけて低下したことが分かる。左岸では、-63900 から-63800 付近にかけて侵食、-63800 から-63600 付近で堆積が生じた。また、開口部左岸側での砂浜の侵食が顕著であったことが分かる。図 3-2-6 の海底地形からは、左岸側が侵食したことを裏付ける左岸寄りの滞筋の存在が確認できる。

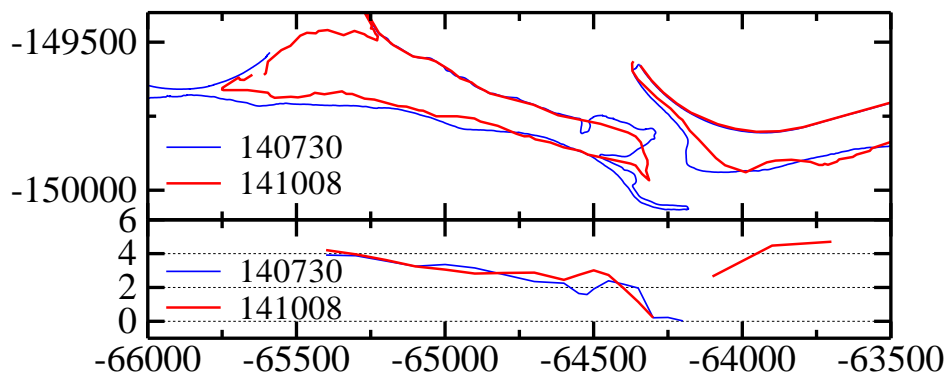


図 3-2-4 水際線変化，砂州頂部標高変化

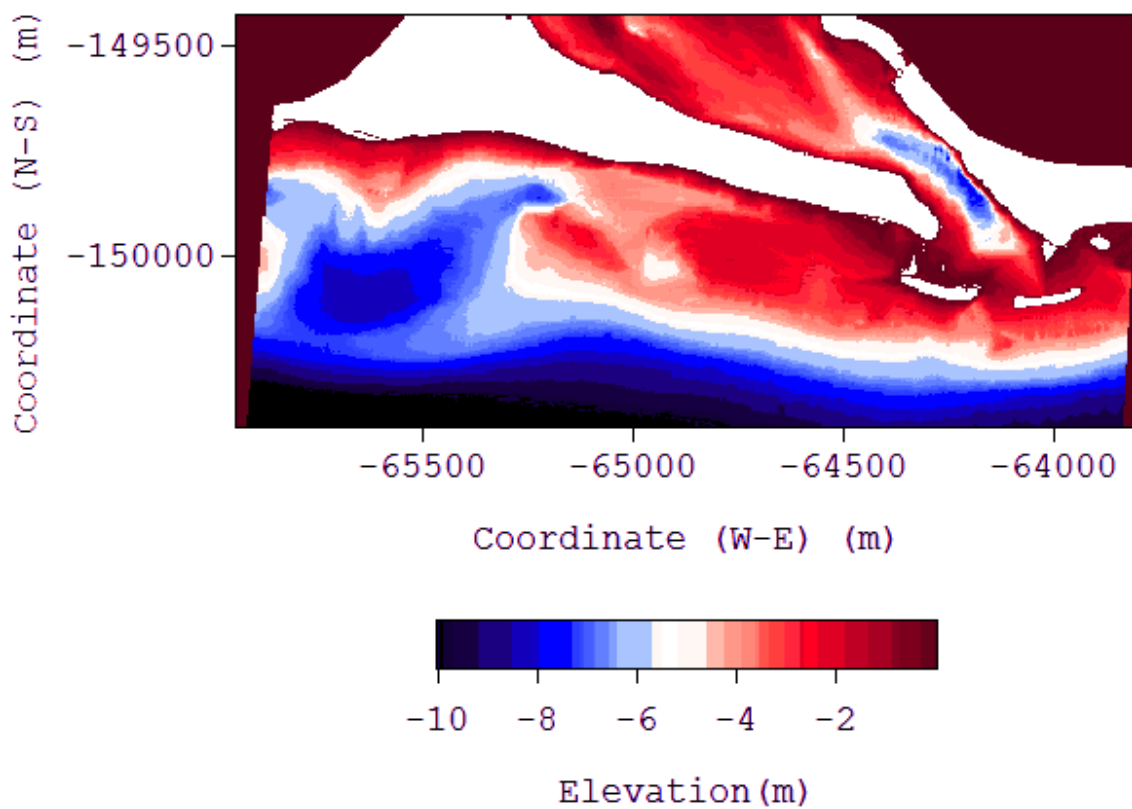


図 3-2-5 2014 年 10 月の天竜川河口部のナローマルチビーム測量結果

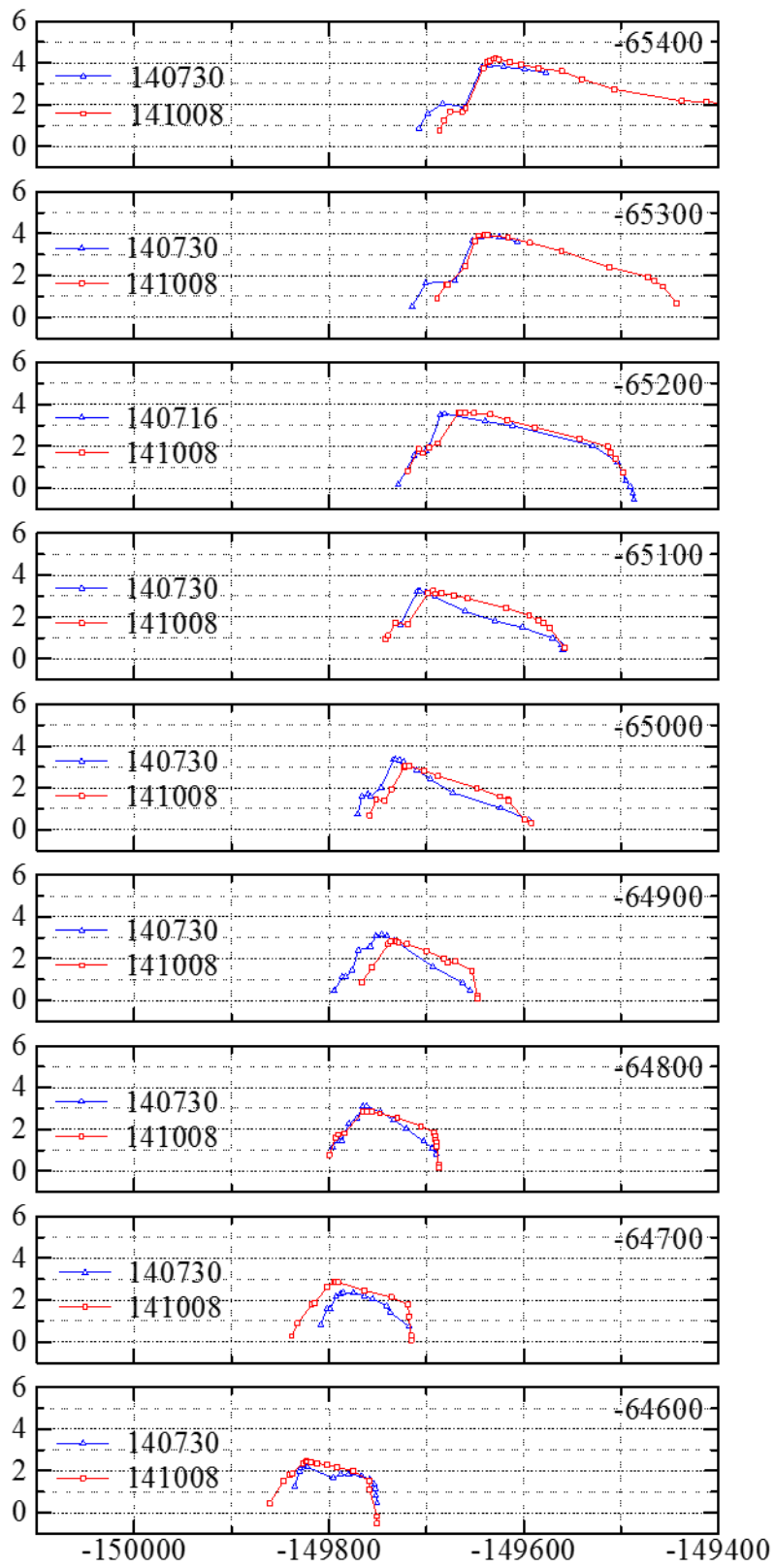


图 3-2-6 断面地形

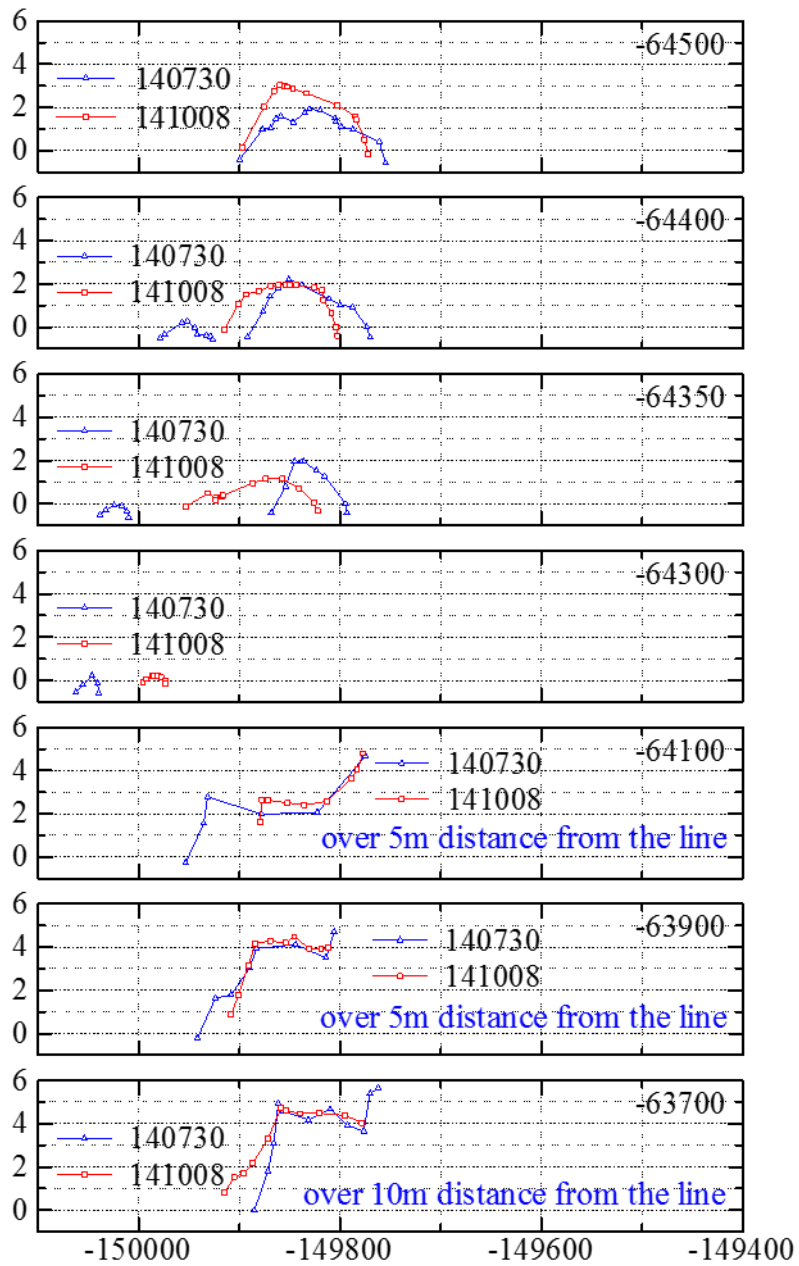


図 3-2-7 断面地形

### 3.3. 画像解析手法

#### 3.3.1. 画像の歪み補正

本研究では、Brown による歪み補正モデルに基づいた、Agisoft Lens を用いて、キャリブレーションパラメータを求め、画像の歪み補正を行った。計算に当たっては、現地に設置した定点観測カメラと同じ型番のレンズを装着した同じ型式のカメラを用いた。ここでは、

現地とは厳密には異なるカメラを用いていることもあり、Focal length 及び  $k_1$ ,  $k_2$ ,  $k_3$  をパラメータとして求めた。図 3-3-1 はチェッカーボードを撮影した画像の歪み補正前後の画像を比較したものである。歪みが補正されている様子が分かる。

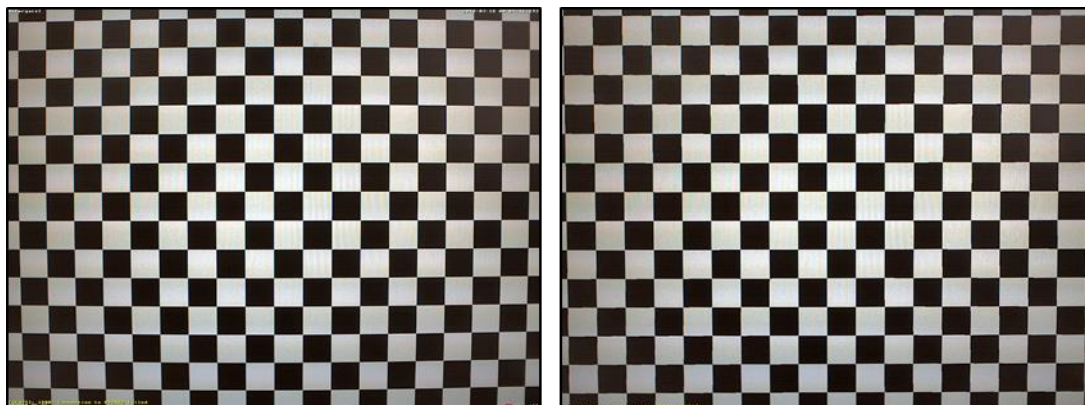


図 3-3-1 歪み補正前後の画像比較（左：補正前，右：補正後）

### 3.3.2. 標高 0 m 平面へのオルソ変換

歪み補正後の画像に対して、RTK-GPS にて直接計測したカメラセンター座標と、Google Earth から取得した被写体の座標、既知の堤防高等から、カメラアングルを求めた。次にこのカメラアングルに対して、Handy-GPS で計測した水際線および RTK-GPS で計測した断面地形から内挿、外挿して求めた標高 0m 地点の座標と画像上の水際線が整合するようにさらなる調整を行った。14/03/07, 14/06/11, 14/07/29 の平均潮位前後の 2 分ピッチの画像合計 30 枚の平均画像を調整用の画像とした。以下に、それぞれの日時のオルソ変換後の画像に Handy-GPS で計測した水際線と RTK-GPS の計測結果から求めた水際線位置を重ねたものを示す。（赤実線：Handy-GPS 計測結果，+：RTK-GPS 計測結果に基づく水際位置）画像解析に当たっては、上半分の岸沖 500m の部分を用いた。



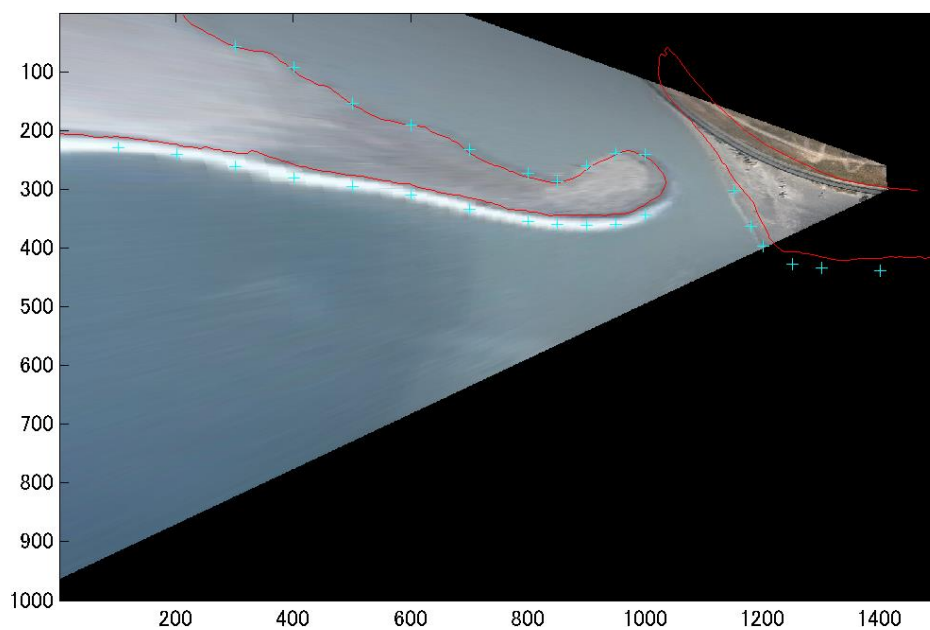


図 3-3-2 14/03/07 の計測結果とオルソ画像の比較 (単位 : m)

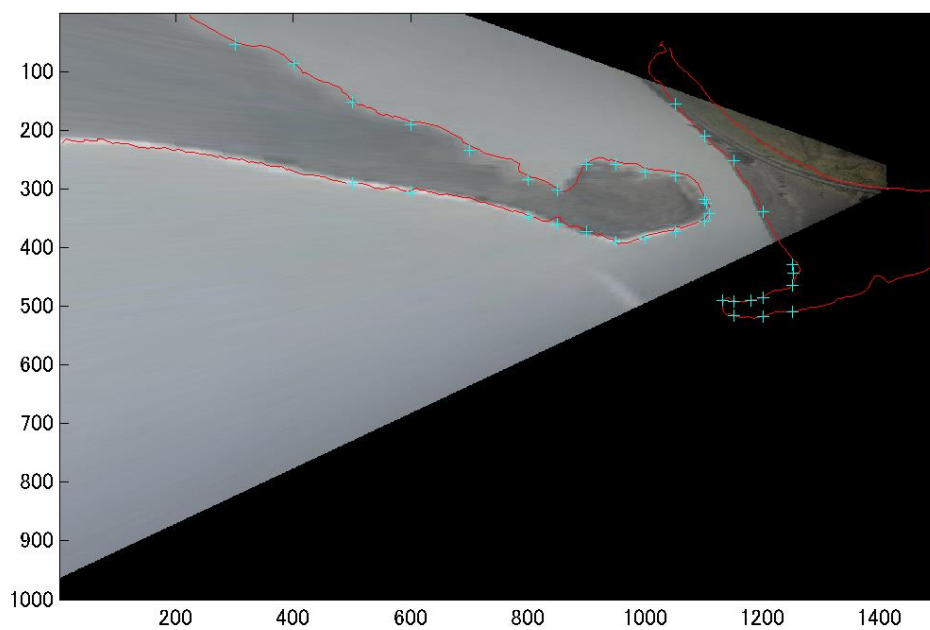


図 3-3-3 14/06/11 の計測結果とオルソ画像の比較 (単位 : m)

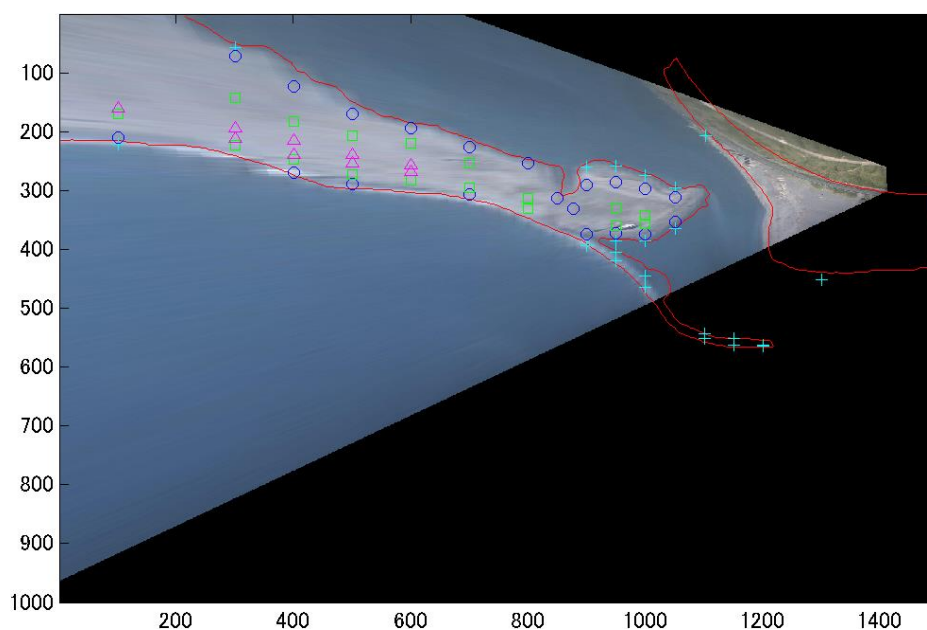


図 3-3-4 14/07/29 の計測結果とオルソ画像の比較 (単位 : m)

### 3.3.3. 一時間平均画像の作成

対象期間全日の 8 時から 17 時までの毎正時前後 30 分、計 60 分に撮影された画像のオルソ画像、計 3000 枚について、各ピクセルごとの輝度の平均を取った、一時間平均画像を作成した。

図 3-3-5 はその一例である。図の両軸の一目盛は 1m である。横軸の端部 0 及び 1500 はそれぞれ、現地調査結果で用いている平面直角座標系における -65400 と -63900 に該当する。縦軸の端部 0 及び 500 はそれぞれ、-149500 と -150000 に該当する。図には、14/07/30 もしくは 14/10/08 の水際線測量の結果を前者を青の実線、後者を赤の実線で重ねてある。また、図の中の○、□、△はそれぞれ、14/07/29、14/07/30 の断面測量結果より内挿により求めた標高が 1m、2m、3m であった地点を示している。各図には、タイトル部に、その時の外力を示してある。R は竜洋水門の毎正時の水位を、O は御前崎における毎正時の潮位を、H、T はそれぞれ、竜洋波浪観測所における毎正時の有義波の波高、周期を表している。一部の図に示した HL は、長周期波の波高を意味する。

これにより、平均的な波浪の遡上端位置、越波頻度、地形変化の情報を得る。

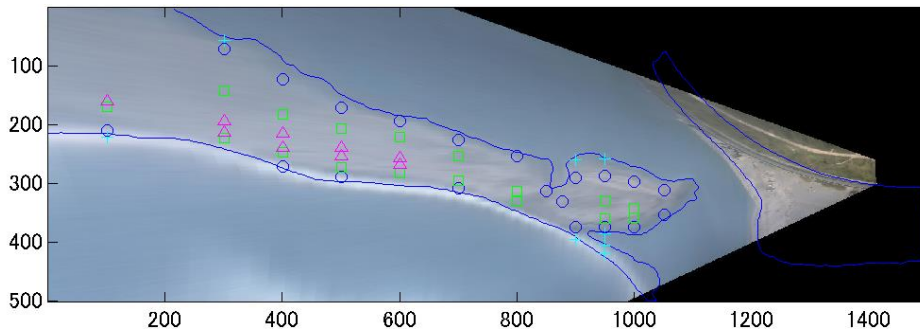


図 3-3-5 1 時間平均画像の例 14/07/31\_10:30-11:30 (R0.14m, O-0.08m, H1.4m, T9.7m)

### 3.3.4. 砂州代表断面の time-stack 画像の作成

作成したオルソ画像の 100 の倍数となる東西座標の断面を中心に、代表断面を選択し、図 3-3-6 に示すような、Time-stack 画像を作成した。20 分間、60 分間について作成した。図の縦軸は一時間平均画像のそれと一致しており、その長さは 500m である。横軸の一目盛は画像撮影間隔である、1.2 秒を表しており、20 分間表示の時、1000 枚、60 分間表示の時、3000 枚の画像が並んでいる。また、図 3-3-7 のように Time-stack 画像に、現地調査時に計測した断面から内挿により求めた 0.5m ごとの標高を重ねて示した図も作成した。

青の点線=-1.0m, 青の破線=-0.5m, 青色線=0.0m, 黄色線=0.5m, 緑色線=1.0m, シアン色線=1.5m, 赤色線=2.0m, マゼンタ色線=2.5m, 黒色線=3.0m, 黒色鎖線=砂州頂点

これにより、砂州への波浪遡上や越波の時間変化、砂州河道側での水際線変動等を観察、議論する。タイトル部に記号が存在するものは、一時間平均画像と同じ外力の種類を意味している。

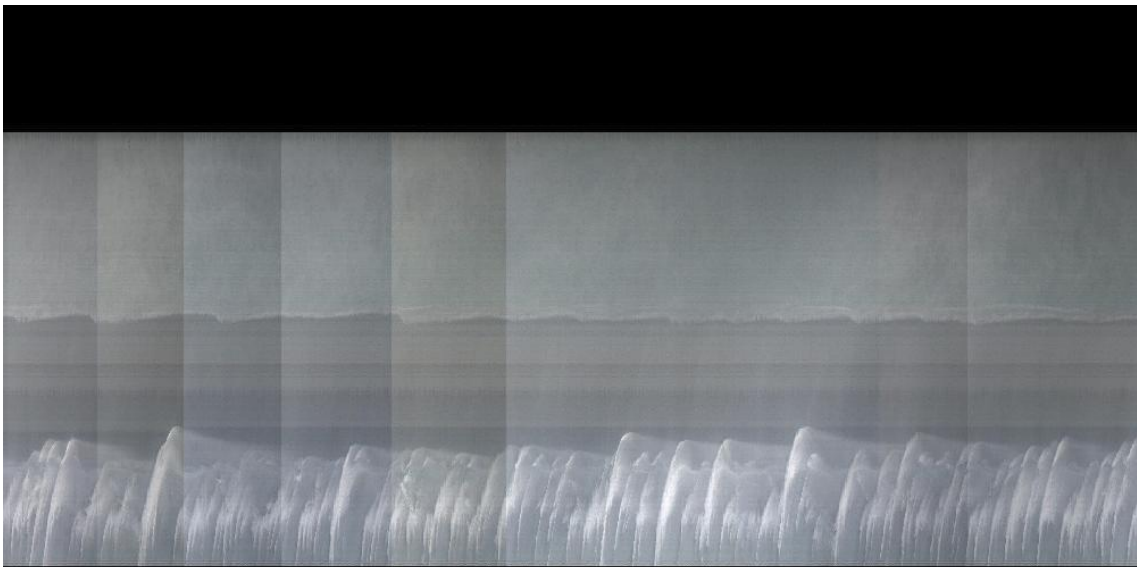


図 3-3-6 Time-stack 画像の例 1 14/08/09\_13:30-13:50 -64400 (平均画像の横軸=1000)

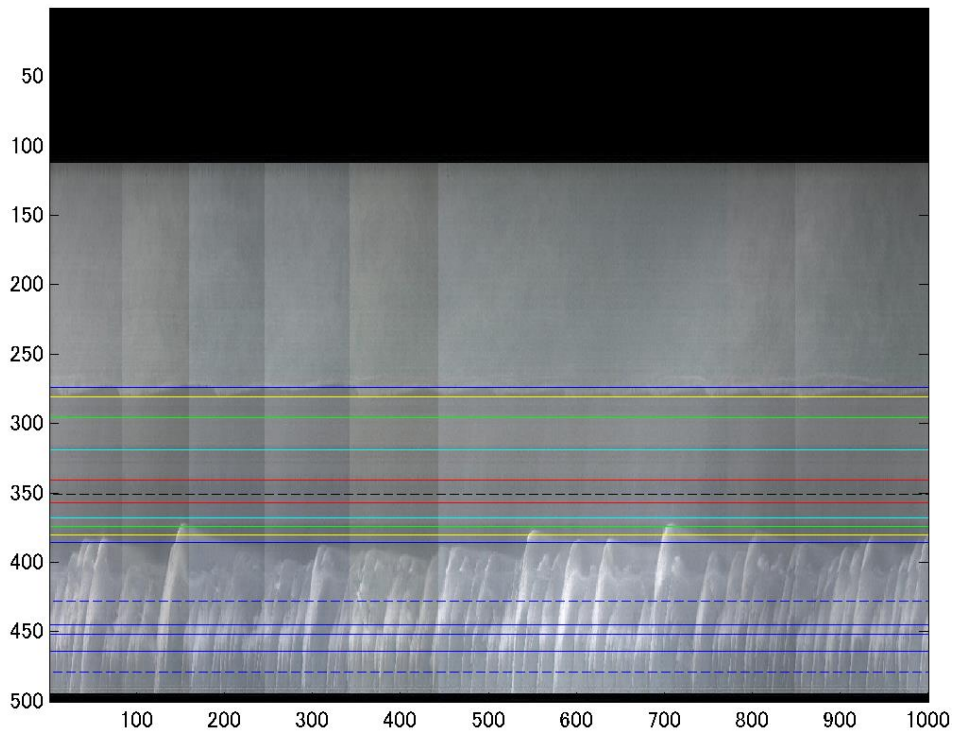


図 3-3-7 Time-stack 画像の例 2 14/08/09\_13:30-13:50 -64400 (平均画像の横軸=1000)

### 3.4. 2014 年台風 11 号来襲時（14/07/30～14/08/14）の解析

#### 3.4.1. 数日間スケールで生じた平面地形変化

14/07/30～14/08/14 の天竜川河口部の外力変化を図 3-4-1 に示す.

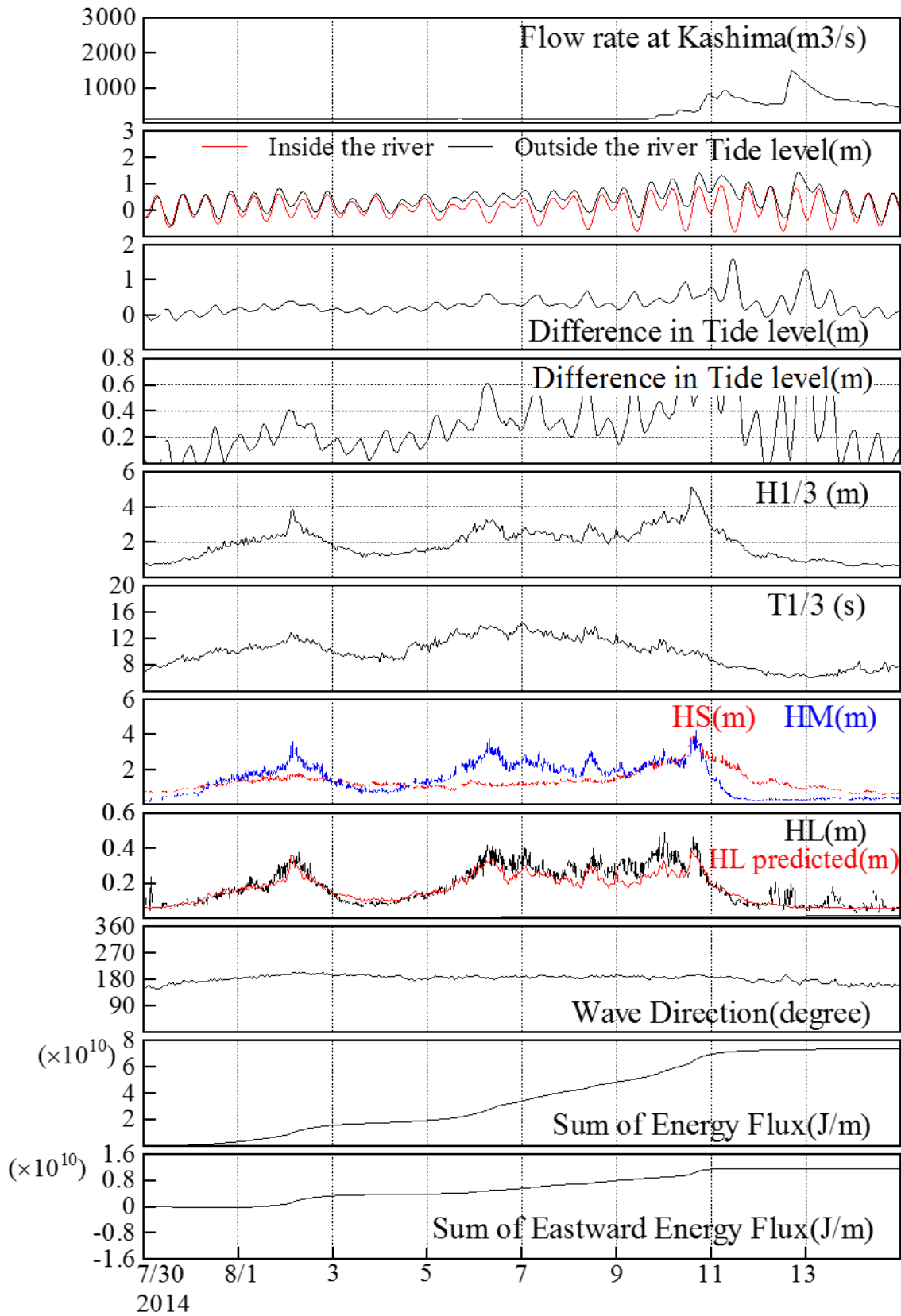


図 3-4-1 14/07/30~14/08/14 の天竜川河口部の外力変化

次に、この期間の変化の全体像を掴むため、一日平均画像に基づき、日ごとの平面的な地形変化を分析する。以下の図は、各日の一時間平均画像から御前崎における潮位が最もTP+0.0mに近い時刻のものを抽出、並べたものである。ただし、下げ潮時は河口内の水位が潮位に対して高くなる傾向があるため、可能な限り、上げ潮時のものを優先して抽出した。

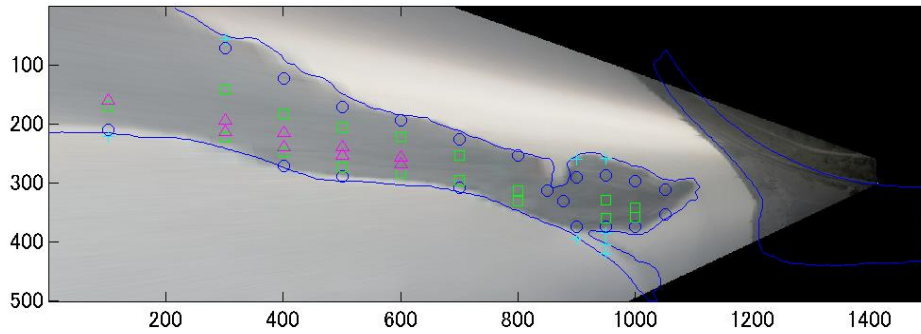


図 3-4-2 1時間平均画像 14/07/30\_16:30-17:30 (R-0.03m, O0.13m, H0.9m, T8.8m)

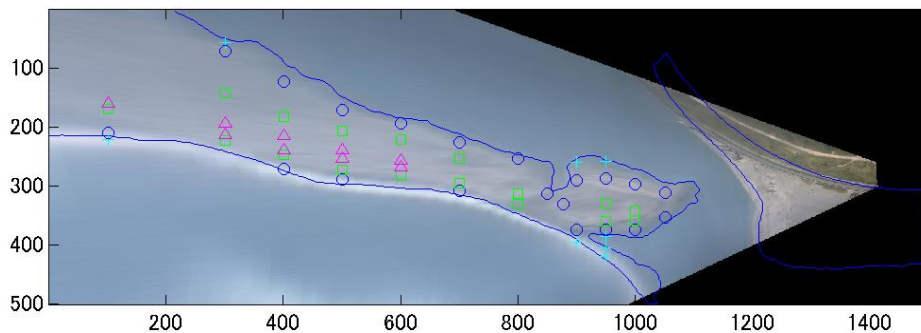


図 3-4-3 1時間平均画像 14/07/31\_10:30-11:30 (R0.14m, O-0.08m, H1.4m, T9.7m)

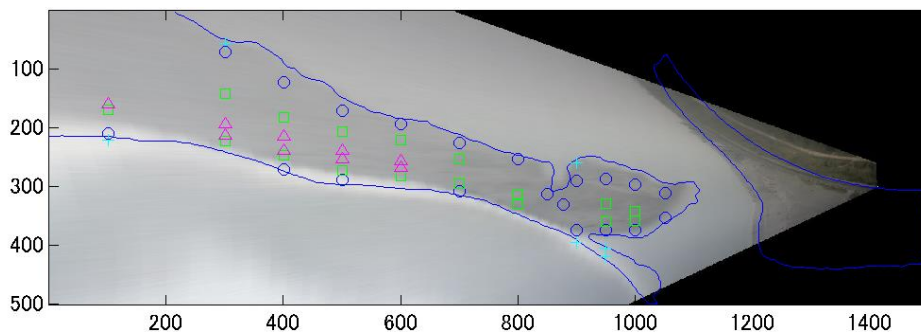


図 3-4-4 1時間平均画像 14/08/01\_16:30-17:30 (R0.12m, O-0.05m, H2.4m, T10.7m)



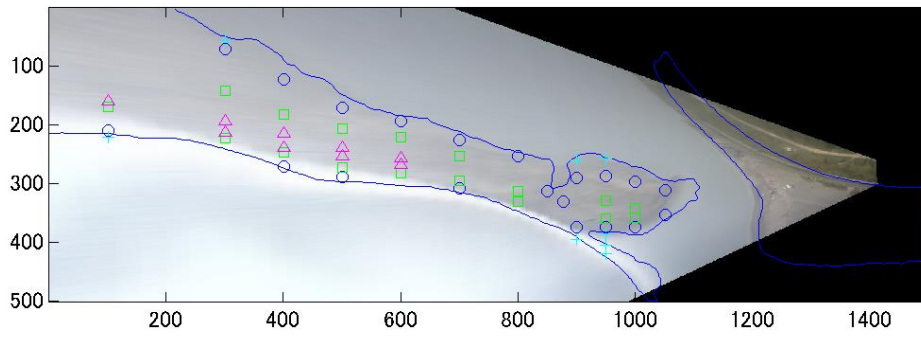


図 3-4-5 1 時間平均画像 14/08/02\_16:30-17:30 (R0.03m, O-0.12m, H2.3m, T11.4m)

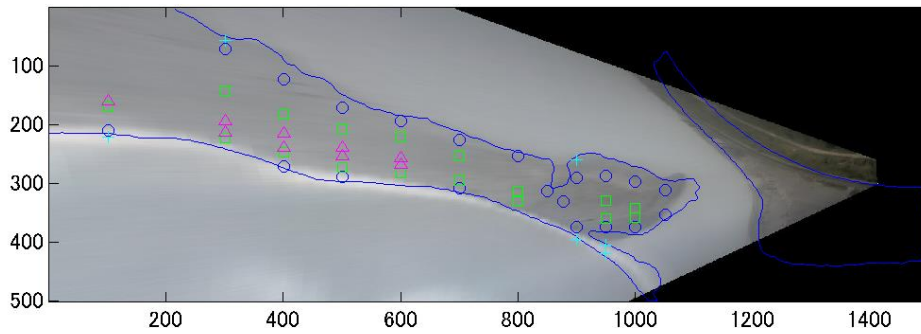


図 3-4-6 1 時間平均画像 14/08/03\_16:30-17:30 (R-0.04m, O-0.12m, H1.2m, T9.0m)

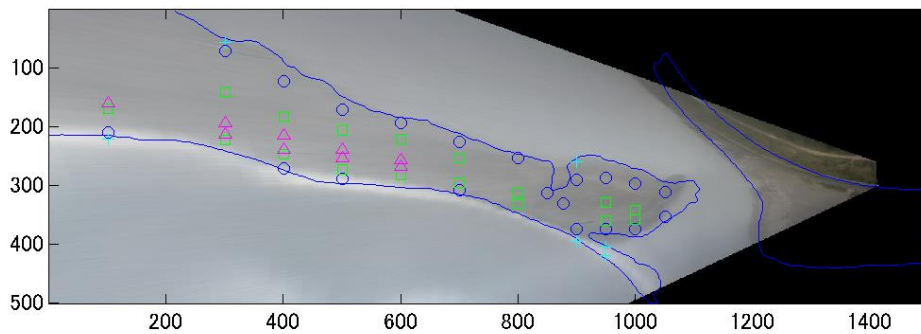


図 3-4-7 1 時間平均画像 14/08/04\_07:30-08:30 (R0.06m, O-0.03m, H1.3m, T8.9m)

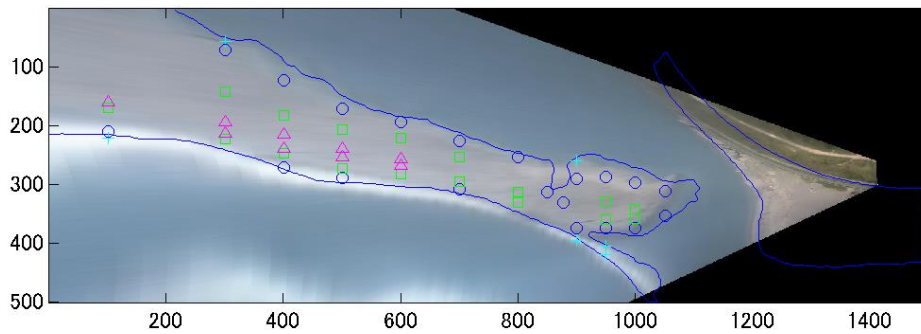


図 3-4-8 1 時間平均画像 14/08/05\_09:30-10:30 (R0.18m, O0.01m, H1.6m, T11.4m)

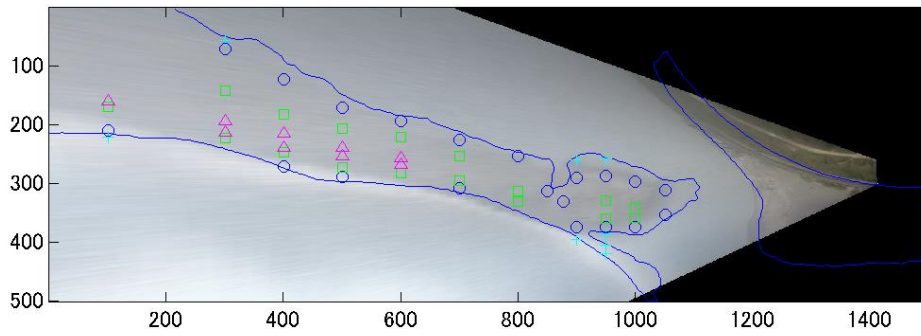


図 3-4-9 1 時間平均画像 14/08/06\_10:30-11:30 (R0.34m, O-0.07m, H2.9m, T13.7m)

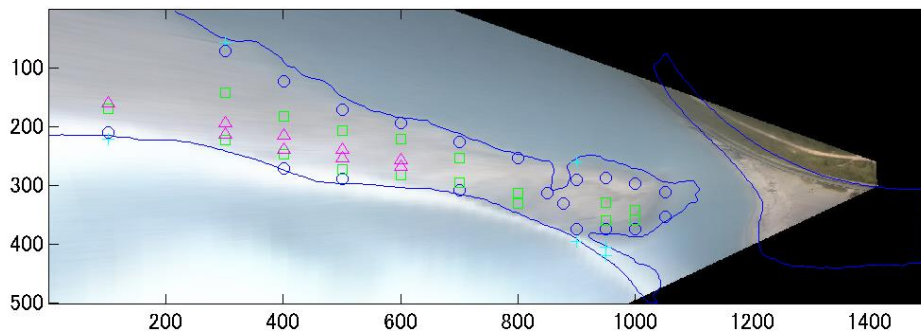


図 3-4-10 1 時間平均画像 14/08/07\_11:30-12:30 (R0.19m, O-0.10m, H2.6m, T13.2m)

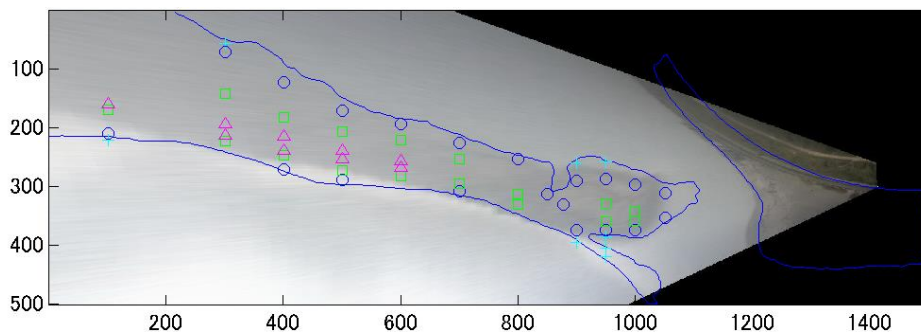


図 3-4-11 1 時間平均画像 14/08/08\_12:30-13:30 (R0.23m, O-0.06m, H2.8m, T13.8m)

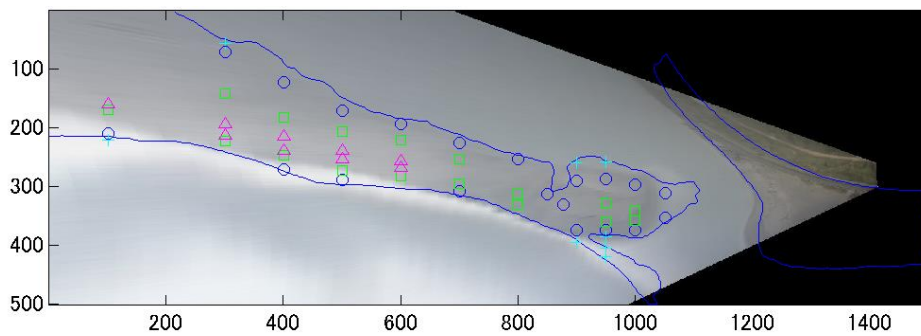


図 3-4-12 1 時間平均画像 14/08/09\_13:30-14:30 (R0.28m, O0.05m, H3.2m, T10.5m)



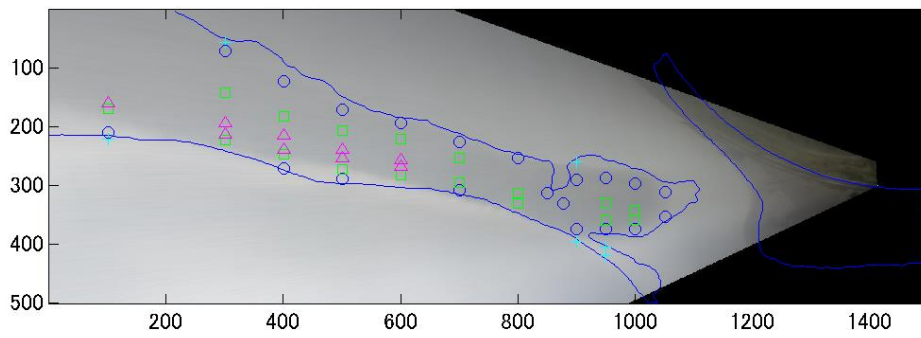


図 3-4-13 1時間平均画像 14/08/10\_13:30-14:30 (R0.37m, O-0.15m, H5.2m, T10.0m)

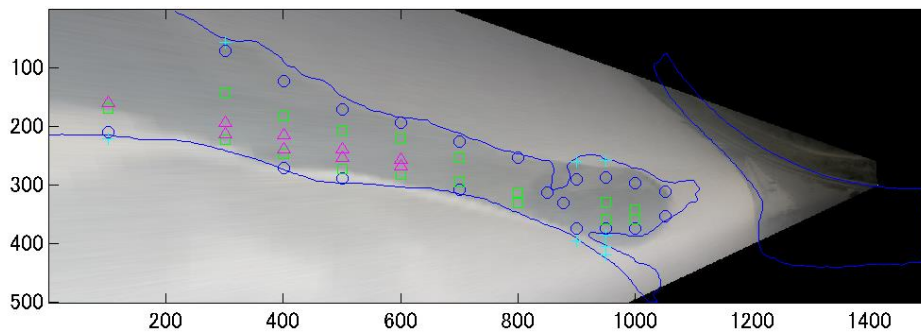


図 3-4-14 1時間平均画像 14/08/11\_14:30-15:30 (R0.40m, O-0.04m, H1.9m, T7.7m)

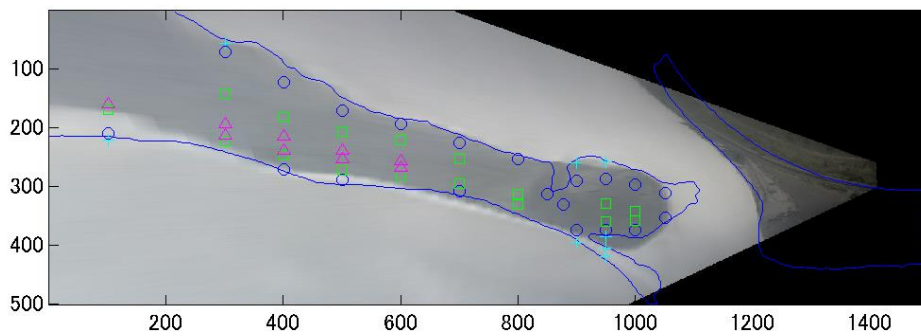


図 3-4-15 1時間平均画像 14/08/12\_15:30-16:30 (R0.13m, O0.11m, H1.0m, T6.0m)

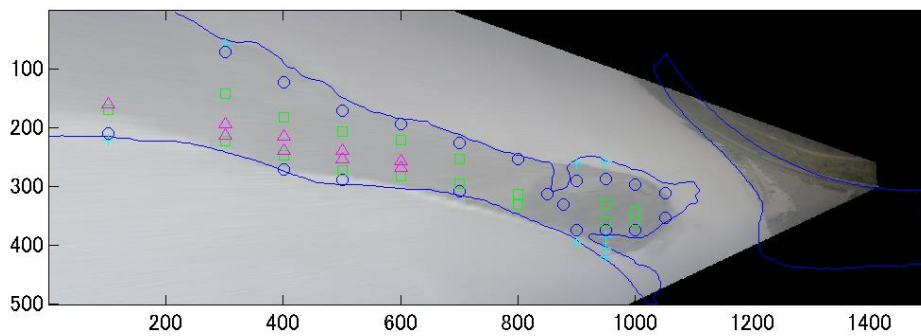


図 3-4-16 1時間平均画像 14/08/13\_15:30-16:30 (R-0.03m, O-0.14m, H0.9m, T6.2m)

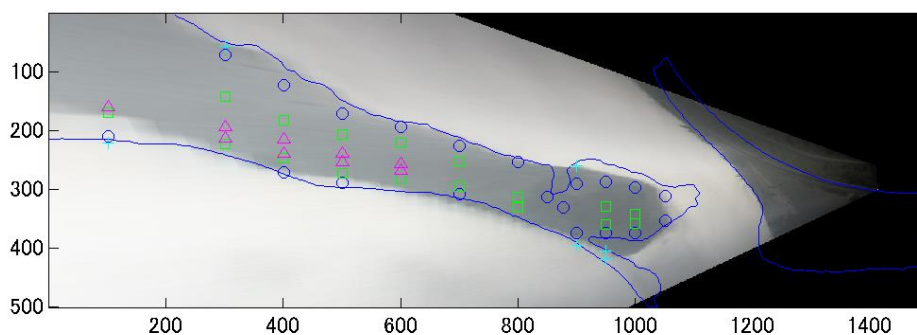


図 3-4-17 1 時間平均画像 14/08/14\_16:30-17:30 (R-0.03m, O0.06m, H0.7m, T8.0m)

これらの画像から確認される，顕著な変化を以下に順に記す．波高の違い等の影響を考慮してもそのように判断できるものを選択した．

- ① 14/08/02\_16:30-17:30：砂州河道側凹部での土砂堆積
- ②14/08/06\_10:30-11:30：砂州海側における横軸 700～800 付近における堆積
- ③14/08/11\_14:30-15:30：砂州河道側凹部のさらなる土砂堆積
- ④14/08/12\_15:30-16:30：砂州海側における，横軸 200 以西の大規模な侵食，横軸 500 付近の侵食，横軸 700 付近へのさらなる堆積
- ⑤14/08/13\_15:30-16:30：砂州河道側における横軸 900 付近から先端部にかけての侵食，開口部左岸側の侵食

本節の外力変化図に加え，第 2 章の一年以上の外力変化図と比較しても分かるように，この短期間に非常に大きな東向き沿岸方向波浪エネルギーが比較的コンスタントに入射した．②，④に関しては，このことと良く対応しており，河口以外の海岸域と同じ，沿岸漂砂による地形変化であったと考えられ，台風接近に伴って高波浪が継続すると，一週間程度の期間に，砂州海側でも沿岸方向に明瞭な侵食，堆積域が形成されることが分かった．④の横軸 200 以西の大規模な侵食に関しては，第 5 節で述べるように，16/10/02 には概ね汀線が回復していることから，高波浪後の一時的な汀線後退の影響が大きかったと考えられた．

⑤に関しては，出水ピークと対応しており，第二章 2.3.3 の「出水と砂州地形変動」で述べたことと類似した出水による川幅が狭い開口部周辺の侵食であったことが分かる．特にこの時，波高は最大でも 1m 以下であり，出水のみによる地形変化を抽出できたと言える．

以下では，①，③の河道側凹部での土砂堆積と，平均潮位の画像では把握できない開口部周辺での地形変動プロセスについて議論する．

### 3.4.2. 砂州河道側凹部への土砂堆積プロセス

前節で述べたように、14/08/02\_16:30-17:30 に初めて、砂州河道側の凹部であった 850 辺りに土砂堆積が確認され、14/08/11\_14:30-15:30 には、同じ凹部にさらなる土砂堆積が確認された。このプロセスを明らかにするため、14/08/02 の全ての一時間平均画像を以下に示す。

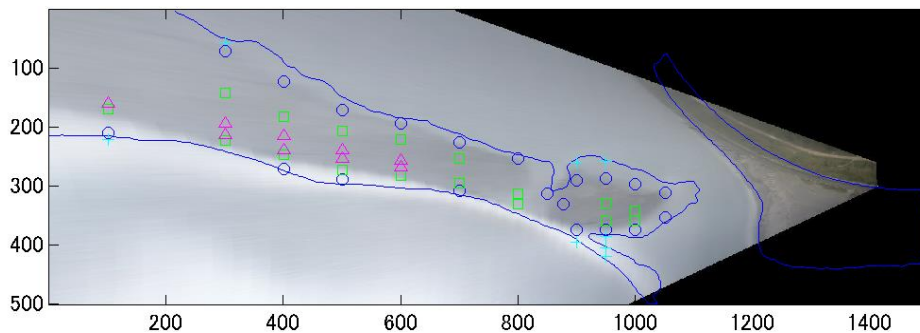


図 3-4-18 1 時間平均画像 14/08/02\_07:30-08:30 (R0.67m, O0.38m, H3.0m, T11.8m)

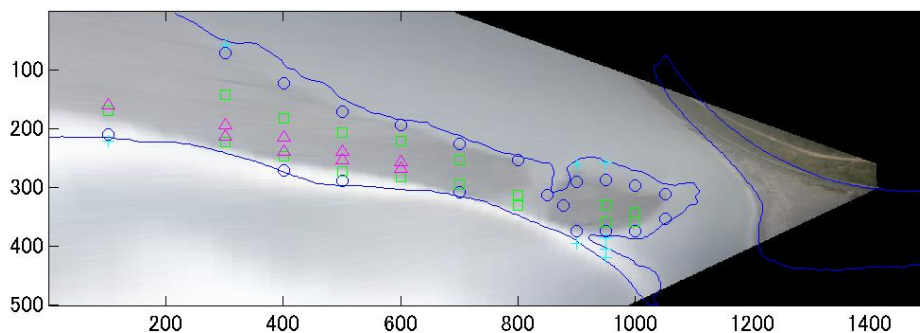


図 3-4-19 1 時間平均画像 14/08/02\_08:30-09:30 (R0.70m, O0.42m, H2.5m, T11.5m)

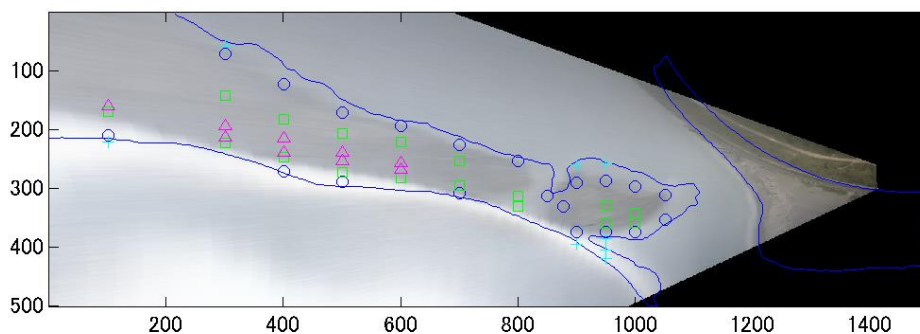


図 3-4-20 1 時間平均画像 14/08/02\_09:30-10:30 (R0.64m, O0.37m, H2.6m, T11.4m)

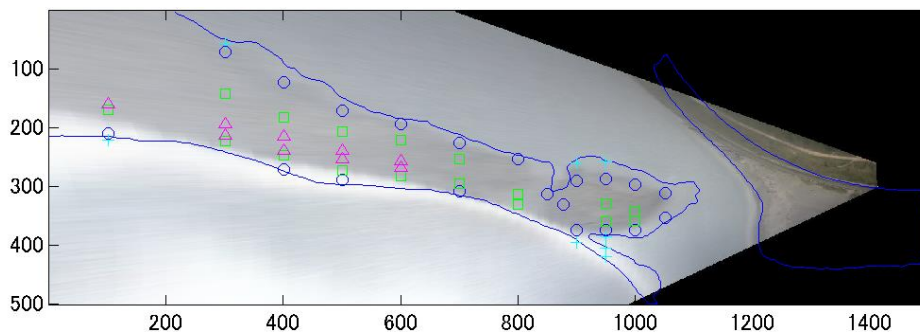


図 3-4-21 1 時間平均画像 14/08/02\_10:30-11:30 (R0.53m, O0.23m, H2.9m, T12.1m)

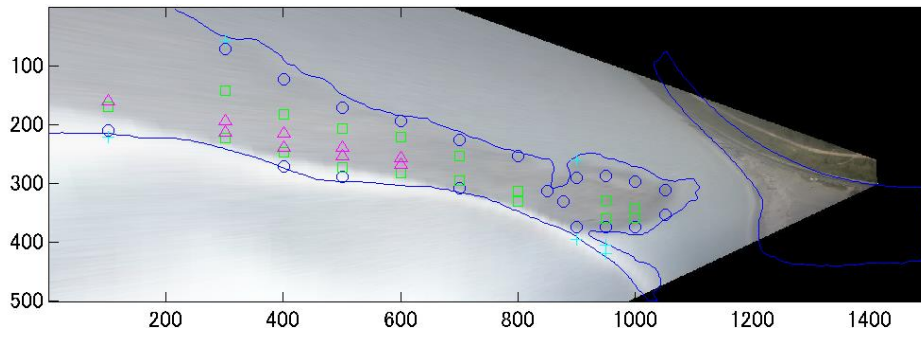


図 3-4-22 1 時間平均画像 14/08/02\_11:30-12:30 (R0.33m, O0.03m, H2.4m, T11.6m)

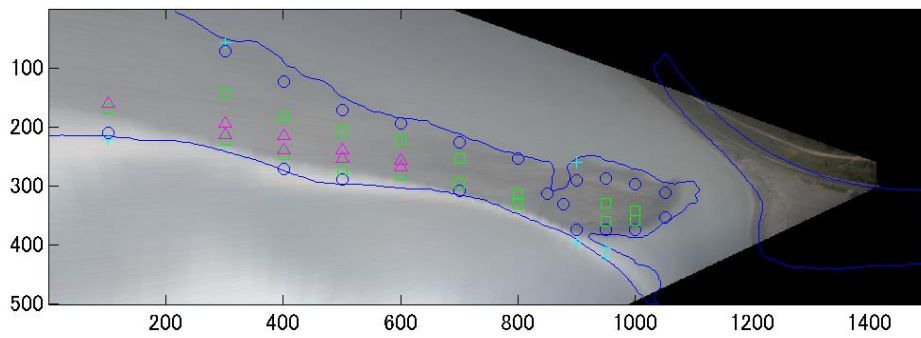


図 3-4-23 1 時間平均画像 14/08/02\_12:30-13:30 (R0.15m, O-0.17m, H2.4m, T11.2m)

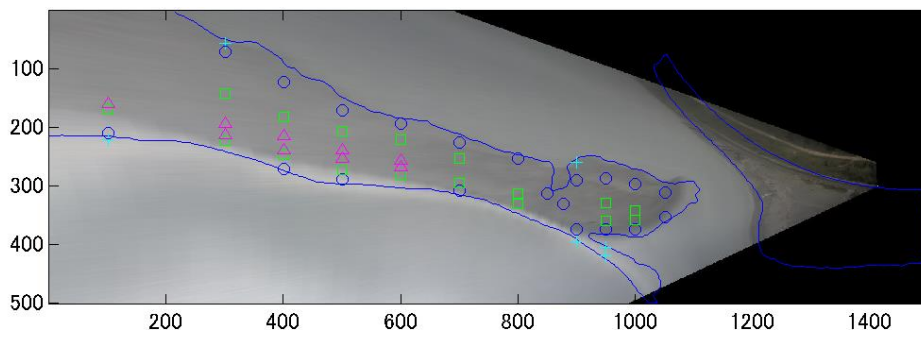


図 3-4-24 1 時間平均画像 14/08/02\_13:30-14:30 (R0.00m, O-0.29m, H2.5m, T11.8m)

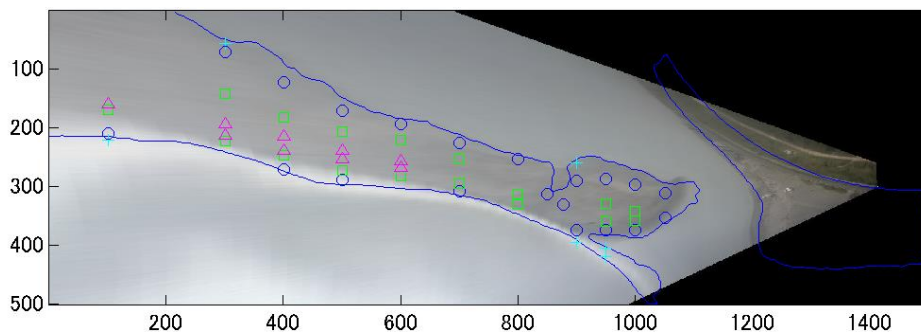


図 3-4-25 1 時間平均画像 14/08/02\_14:30-15:30 (R-0.07m, O-0.33m, H2.3m, T11.1m)



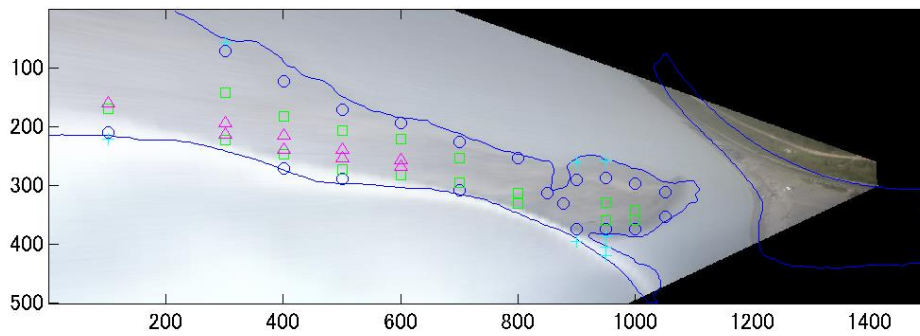


図 3-4-26 1時間平均画像 14/08/02\_15:30-16:30 (R-0.08m, O-0.27m, H2.4m, T11.1m)

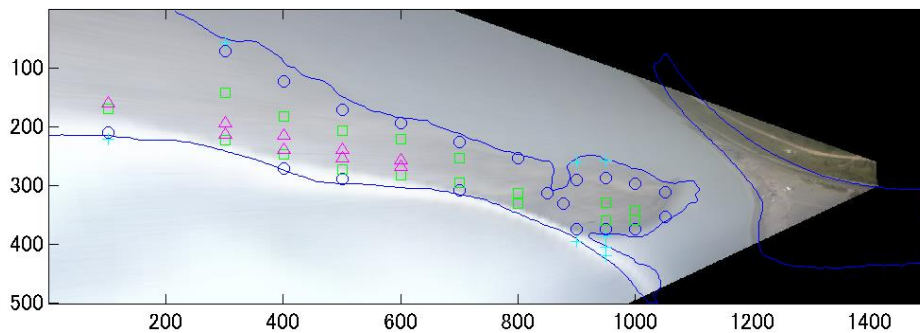


図 3-4-27 1時間平均画像 14/08/02\_16:30-17:30 (R0.03m, O-0.12m, H2.3m, T11.4m)

これを見ると、14/08/02\_07:30-11:30 の画像では、横軸 800 付近の砂州上で海側から凹部にかけて白くなっていることが分かる。ここは、T1408 来襲時に越波と出水両者の作用により砂州が崩壊し、14/07/30 の測量時でも標高が低くなっていた部分である。また、この時間帯は波高 2.5m~3.0m, 周期も 11.4s から 12.1s と大きなうねりが来襲すると共に、0.23m~0.42m と比較的潮位が高かった。

下図は、同じ凹部にさらなる土砂堆積が確認された 14/08/11\_14:30-15:30 の前日の最も潮位が高かった 14/08/10\_16:30-17:30 の画像である。同様に白くなっている部分が存在していることが分かる。

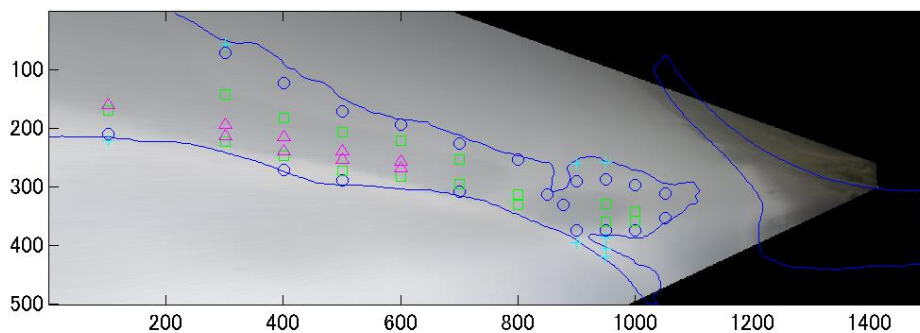


図 3-4-28 1時間平均画像 14/08/10\_16:30-17:30 (R1.34m, O0.83m, H4.6m, T10.1m)

白い部分の状況を明らかにするために、14/08/02 の最も潮位が高かった 14/08/02\_08:30-09:30

の 60 分間の凹部周辺の断面の Time-stack 画像を以下に示す.



-64500(平均画像の横軸=900)  
(R0.70m, O0.42m, H2.5m, T11.5m)



-64520(平均画像の横軸=880)



-64540(平均画像の横軸=860)



-64560(平均画像の横軸=840)

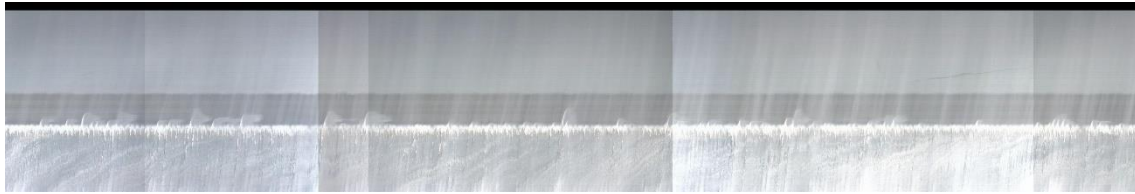


-64580(平均画像の横軸=820)

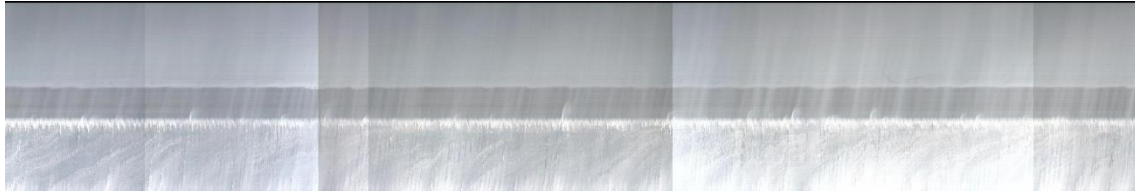


-64600(平均画像の横軸=800)

図 3-4-29 14/08/02\_08:30-09:30 の凹部周辺の断面の Time-stack 画像



-64650(平均画像の横軸=750)



-64700(平均画像の横軸=700)

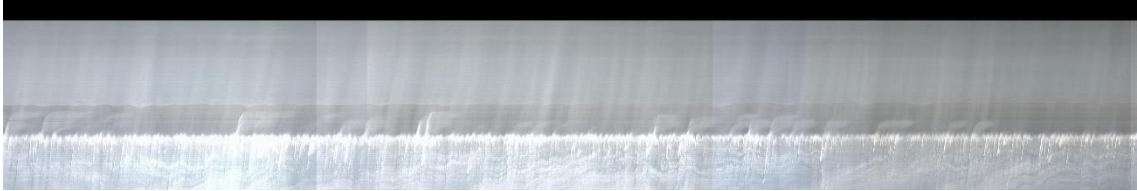
図 3-4-30 14/08/02\_08:30-09:30 の凹部周辺の断面の Time-stack 画像

これを見ると、一時間平均画像で白くなっていた部分は、波浪の砂州上への遡上、越波を表していたことが分かる。そして、顕著な砂州上への波浪の打上げが生じていたのは-64540から-64650付近であり、海側からの越波が砂州河道側に達していたのは、-64540から-64580付近の数十メートル程度であったことが分かる。一方で、越波は生じていなくても河道側の水際線が振動していた断面があることが分かる。

次に、14/08/02\_08:30-09:30に越波が激しかった断面について、波浪条件がほとんど同じで潮位が異なる14/08/02\_11:30-12:30、14/08/02\_14:30-15:30の画像を示す。



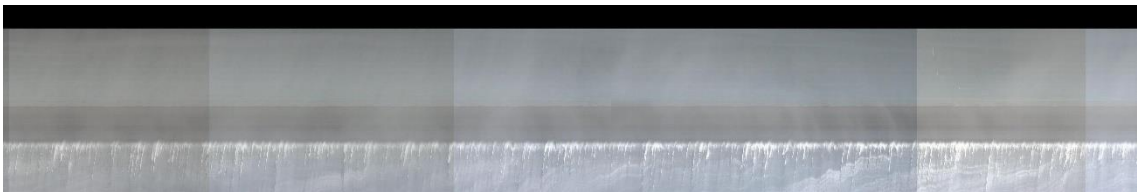
-64540(平均画像の横軸=860)  
(R0.33m, O0.03m, H2.4m, T11.6m)



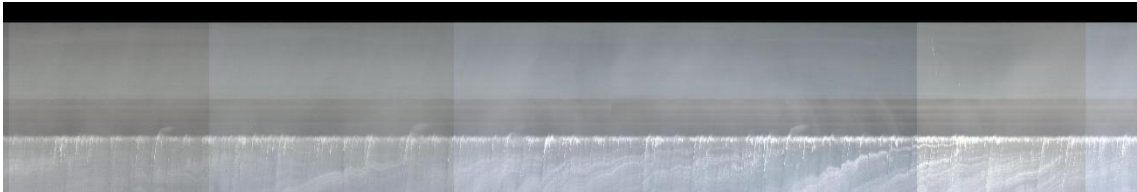
-64560(平均画像の横軸=840)



-64580(平均画像の横軸=820)



-64540(平均画像の横軸=860) (R-0.07m, O-0.33m, H2.3m, T11.1m)



-64560(平均画像の横軸=840)



-64580(平均画像の横軸=820)

図 3-4-31 14/08/02\_11:30-12:30 の Time-stack 画像

上記の3ケースを比較すると、潮位が0.42m, 0.03m, -0.33mと約0.4mずつ減少することで、越波の規模は急激に縮小し、最後のケースでは全く生じていなかったことが分かる。

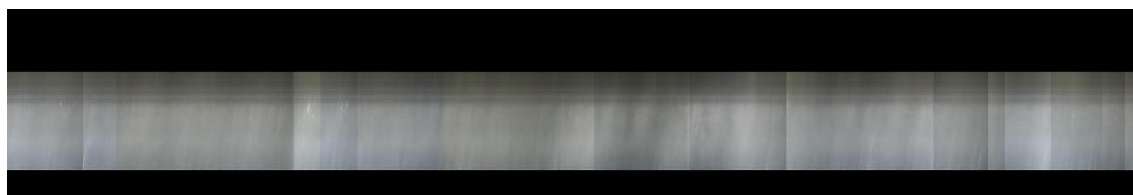


14/07/30の時点での-64550の砂州頂部標高は1.65mであったため、越波するためには、少なくともそれぞれ約1.2m, 1.6m, 2.0mの打上げ高が必要であったことになるが、画像から判断する限り、この時の潮位に対する打上げ高は1.6m程度であったことになる。

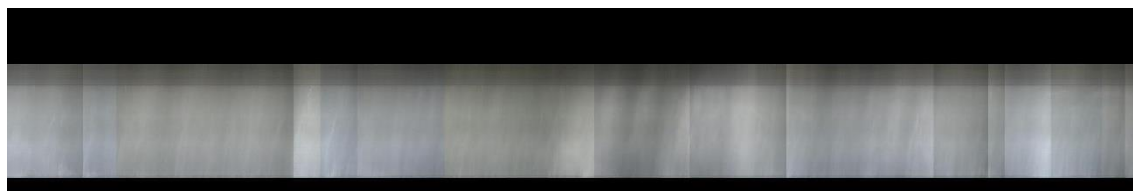
同様に、さらなる凹部への土砂堆積を生じさせたと考えられる、14/08/10\_16:30-17:30 (R1.34m, O0.83m, H4.6m, T10.1m, HL0.38m)について、沿岸方向により広範囲の断面のTime-stack画像を以下に示す。横軸位置をカッコ内に、その隣に14/07/30, 14/10/08計測時の砂州頂部標高を記している(14/07/30計測結果 → 14/10/08計測結果。ただし、データがあるもののみ)。この時、14/08/02\_08:30-09:30 (R0.70m, O0.42m, H2.5m, T11.5m, HL0.29m)に比べ、潮位が0.4m、波高が2.1m高く、wave-setupを反映し、竜洋水門水位は、0.64m高い水理状態である。



-64200(1200) (R1.34m, O0.83m, H4.6m, T10.1m, HL0.38m)



-64250(1150) (R1.34m, O0.83m, H4.6m, T10.1m, HL0.38m)

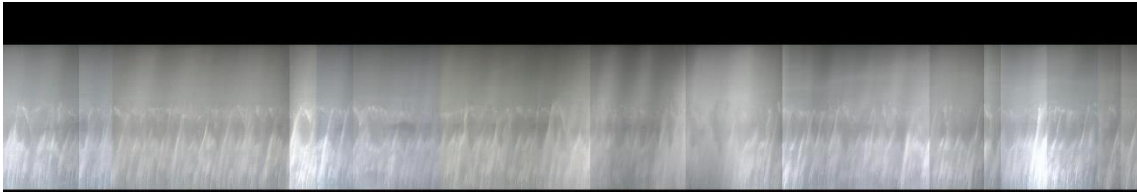


-64300(1100, 0.2m→0.2m) (R1.34m, O0.83m, H4.6m, T10.1m, HL0.38m)



-64350(1050, 2.0m→1.2m) (R1.34m, O0.83m, H4.6m, T10.1m, HL0.38m)

図 3-4-32 14/08/10\_16:30-17:30 の Time-stack 画像



-64400(1000, 2.2m→2.0m) (R1.34m, O0.83m, H4.6m, T10.1m, HL0.38m)



-64500(900, 1.9m→3.0m) (R1.34m, O0.83m, H4.6m, T10.1m, HL0.38m)



-64600(800, 2.3m→2.5m) (R1.34m, O0.83m, H4.6m, T10.1m, HL0.38m)



-64700(700, 2.4m→2.9m) (R1.34m, O0.83m, H4.6m, T10.1m, HL0.38m)

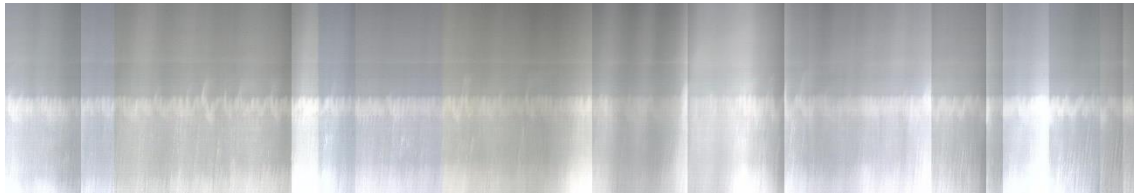


-64800(600, 3.1m→2.9m) (R1.34m, O0.83m, H4.6m, T10.1m, HL0.38m)

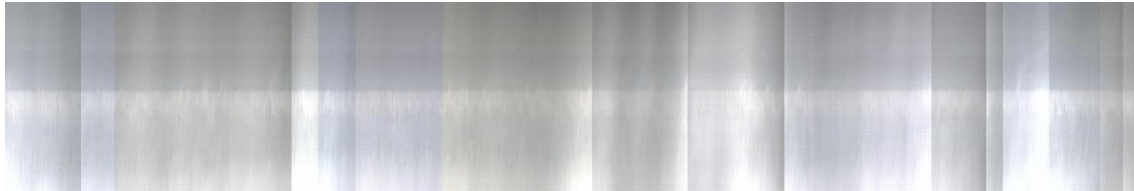


-64900(500, 3.2m→2.8m) (R1.34m, O0.83m, H4.6m, T10.1m, HL0.38m)

図 3-4-33 14/08/10\_16:30-17:30 の Time-stack 画像



-65000(400, 3.4m→3.1m) (R1.34m, O0.83m, H4.6m, T10.1m, HL0.38m)



-65100(300, 3.3m→3.3m) (R1.34m, O0.83m, H4.6m, T10.1m, HL0.38m)



-65200(200, 3.8m→3.6m) (R1.34m, O0.83m, H4.6m, T10.1m, HL0.38m)



-65300(100, 3.9m→4.0m) (R1.34m, O0.83m, H4.6m, T10.1m, HL0.38m)

図 3-4-34 14/08/10\_16:30-17:30 の Time-stack 画像

同じ断面である，-64500，-64600 を 14/08/02\_08:30-09:30 と比較すると，平均水位が上昇していることが確認できると同時に，前者では打上げ高が大きく上昇し，後者では，砂州上部への打上げまでであったものが，河道へ到達する越波が生じる状態に変化していたことが分かる．全体として，標高 3.2m 程度までは河道へ到達する越波が生じていた．平均水位に対する遡上高は 1.9m 程度，潮位に対する遡上高は 2.4m 程度であったことが分かる．

次に，時間スケールを拡大し，横軸が画像 1000 枚に当たる 20 分間の Time-stack 画像を基にした分析を行う．一番上に 14/08/02\_08:30-09:30 の一時間平均画像を示し，続けて 14/07/30 の計測結果に基づく標高を重ねた 20 分間の Time-stack 画像を示す．

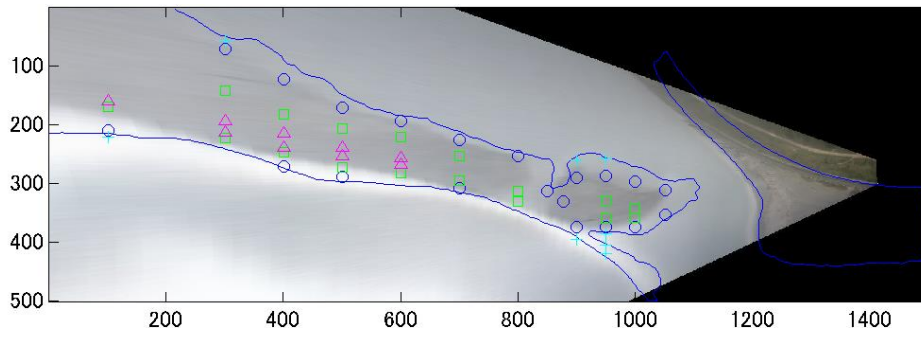


図 3-4-35 1 時間平均画像 14/08/02\_08:30-09:30 (R0.70m, O0.42m, H2.5m, T11.5m)

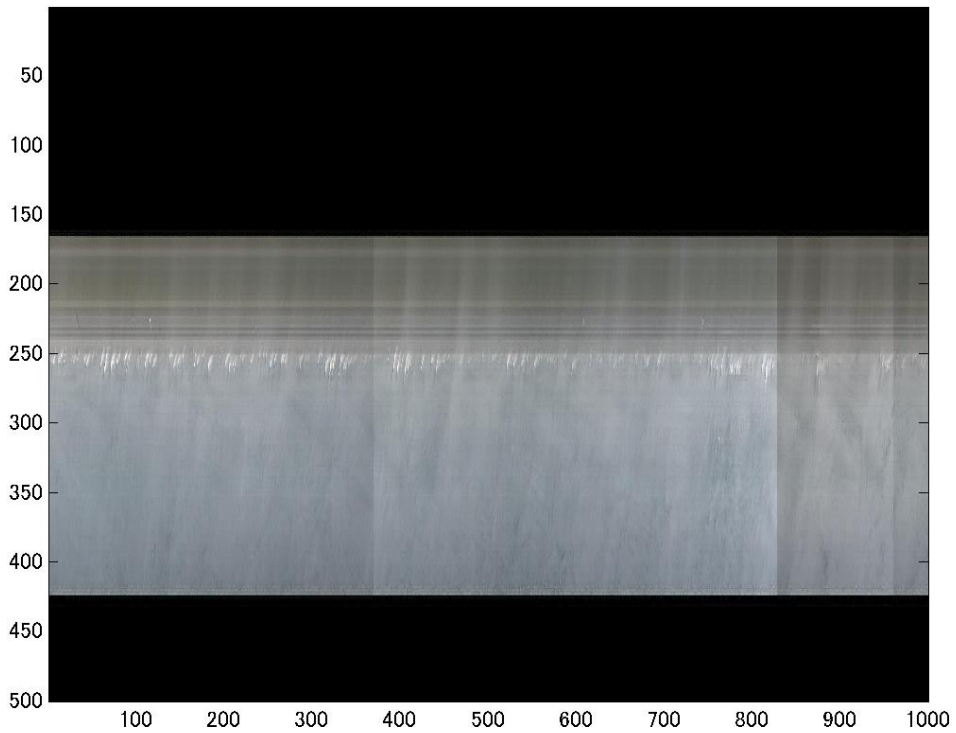


図 3-4-36 14/08/02\_08:30-09:30 -64250 (平均画像の横軸=1150)

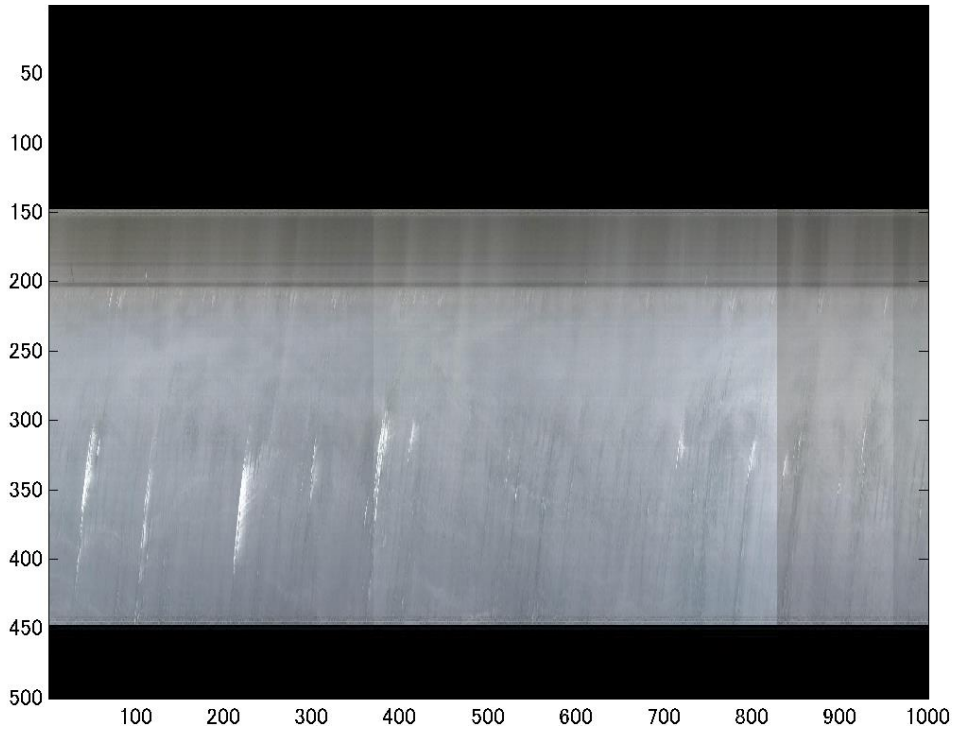


図 3-4-37 14/08/02\_08:30-09:30 -64300 (平均画像の横軸=1100)

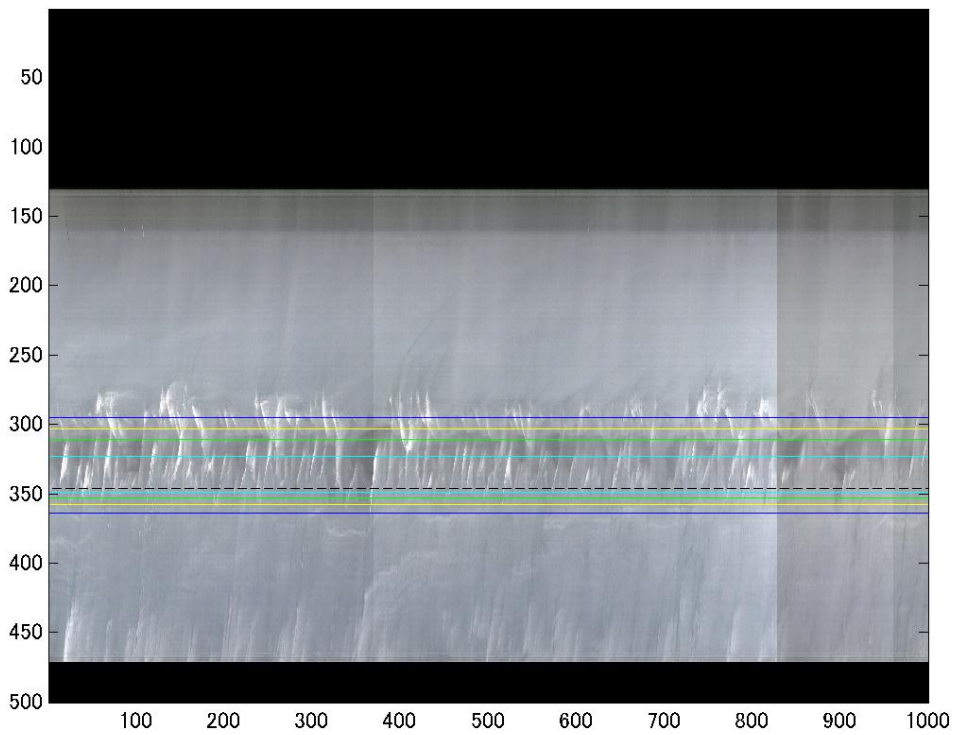


図 3-4-38 14/08/02\_08:30-09:30 -64350 (平均画像の横軸=1050)



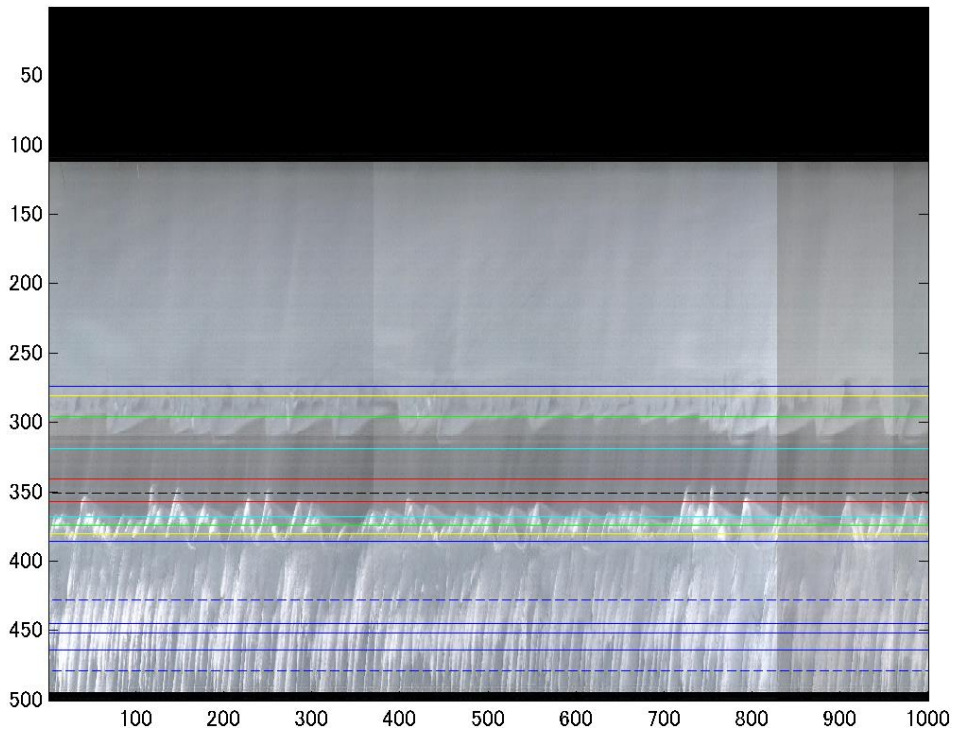


図 3-4-39 14/08/02\_08:30-09:30 -64400 (平均画像の横軸=1000)

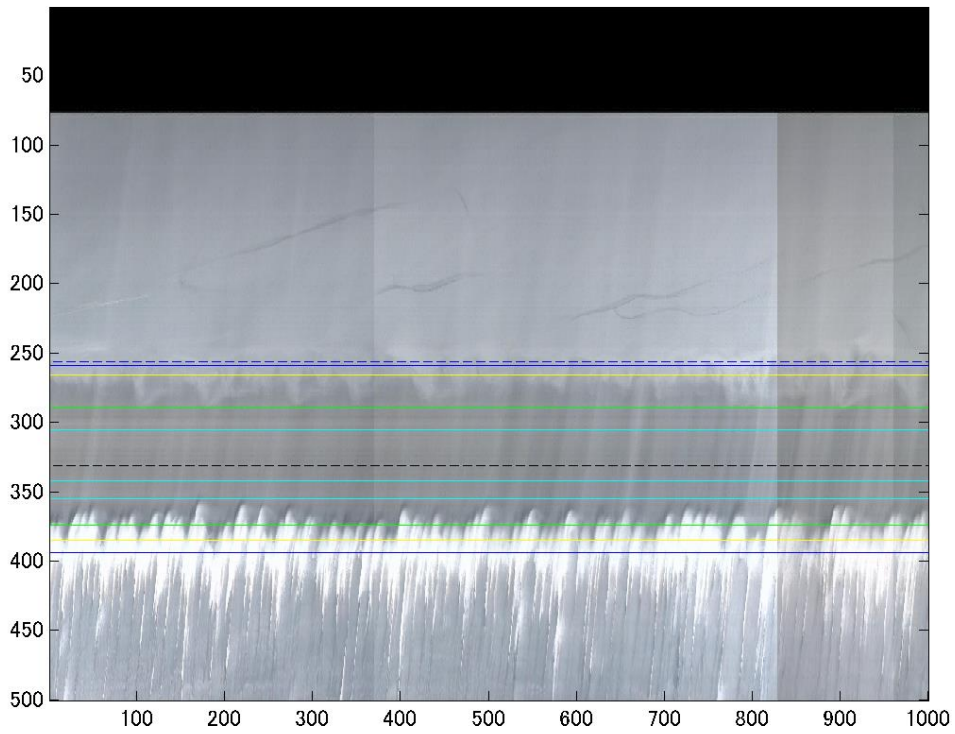


図 3-4-40 14/08/02\_08:30-09:30 -64500 (平均画像の横軸=900)

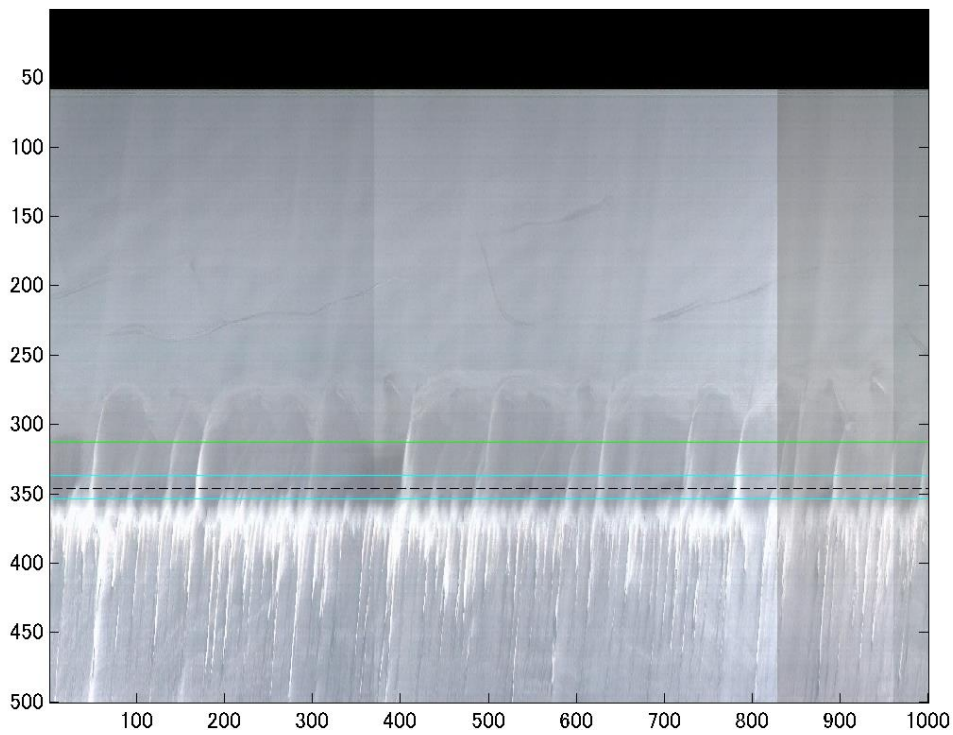


図 3-4-41 14/08/02\_08:30-09:30 -64550 (平均画像の横軸=850)

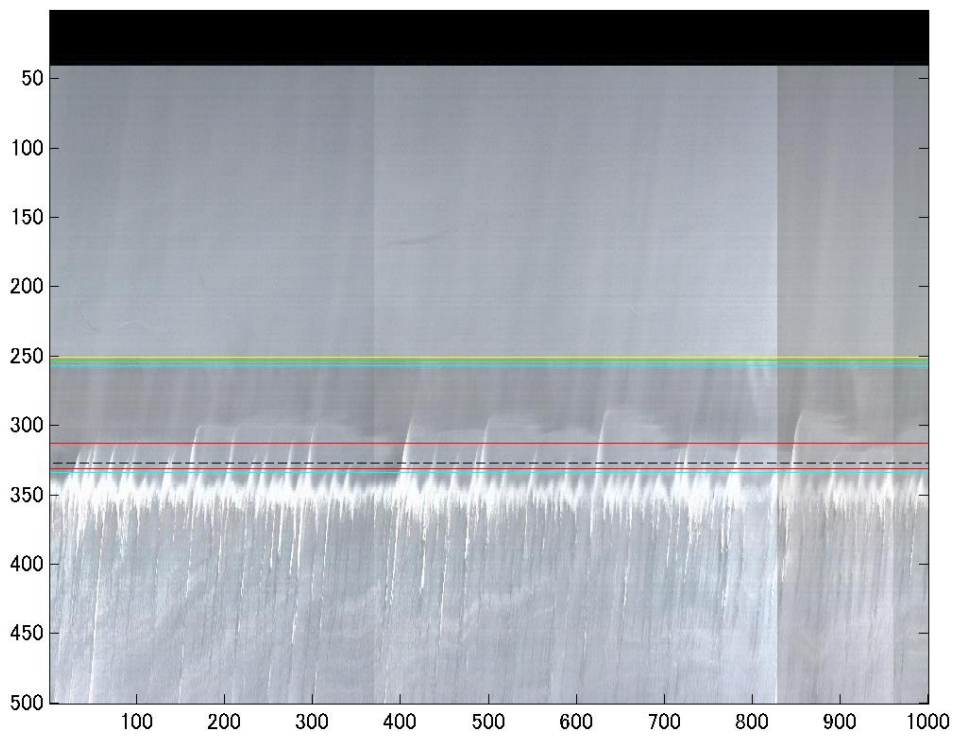


図 3-4-42 14/08/02\_08:30-09:30 -64600 (平均画像の横軸=800)

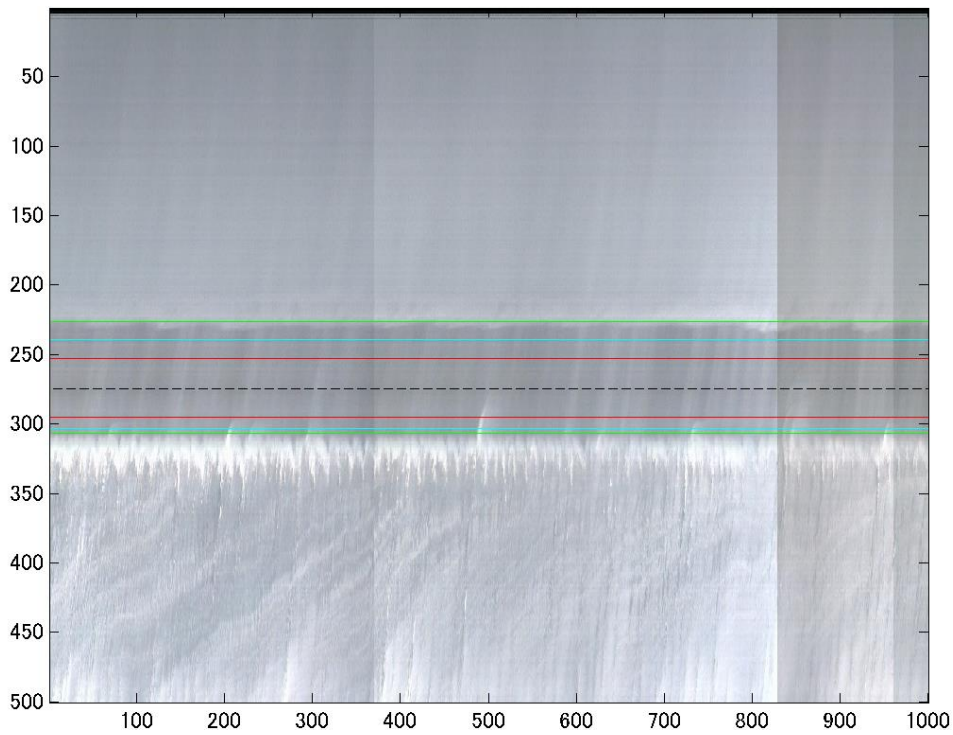


図 3-4-43 14/08/02\_08:30-09:30 -64700 (平均画像の横軸=700)

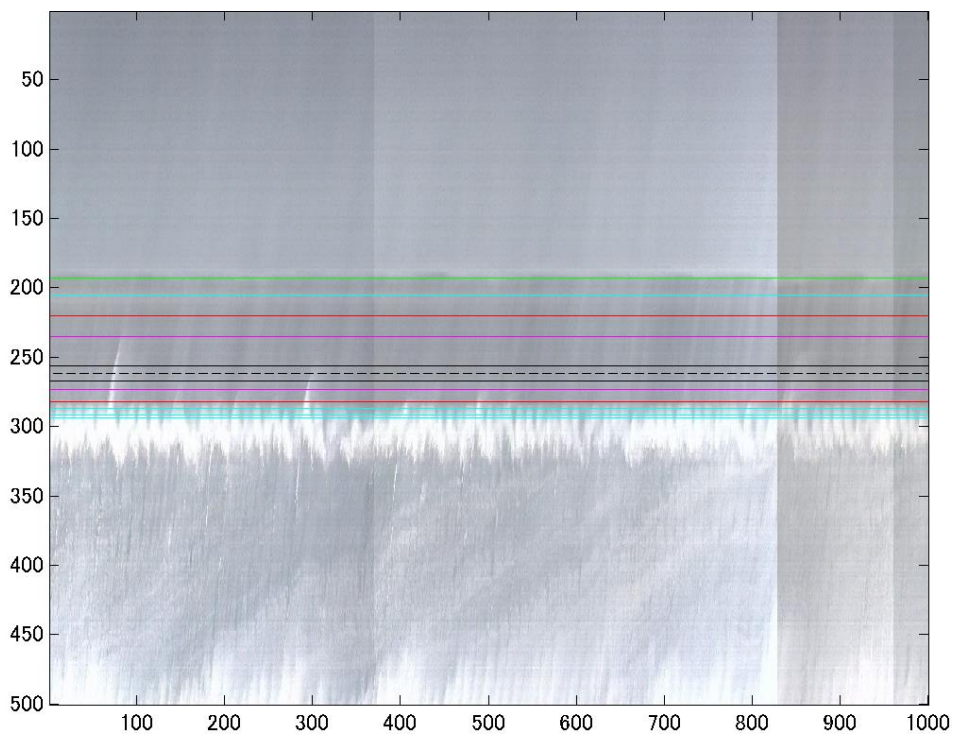


図 3-4-44 14/08/02\_08:30-09:30 -64800 (平均画像の横軸=600)



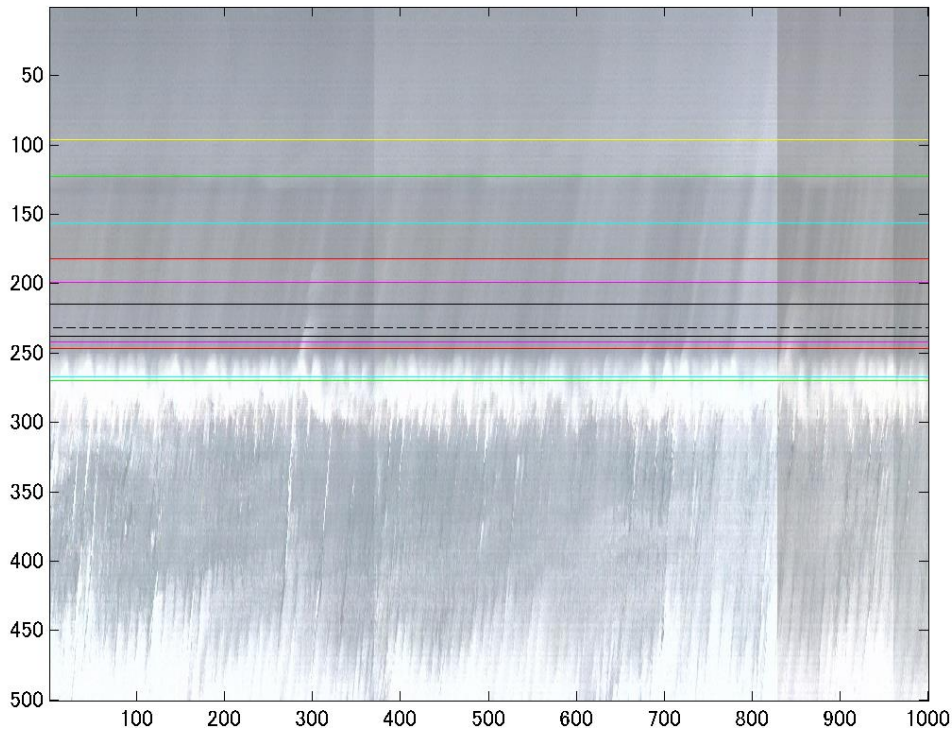


図 3-4-45 14/08/02\_08:30-09:30 -65000 (平均画像の横軸=400)

-64250 を見ると、この出水がなく、高波浪のみが来襲した時、開口部を透過した短周期波が水際線付近で碎波していたことが分かる。開口部付近の-64350 では、河道側でも海側と同じく、碎波を伴いながら、波が砂州を遡上していたことが分かる。

-64400 を見ると、河道側では、碎波がほとんど見られない。一方で海側を見ると、水際線の高々70m 程度手前の浅瀬で碎波し、水際線付近の来襲波は、ごく小さな波高であったはずであるにも関わらず、1.5m から 2m も遡上していたことが分かる。また、この遡上は 30 秒以上のオーダーの周期で生じており、その遡上端部でさらに短いオーダーの周期で碎波を伴った振動が生じていることが分かる。つまり、遡上部では、長周期波に短周期波が重なった運動が生じており、特に長周期波が主要な外力であったと言える。

下の図は、14/08/02\_08:30-09:30 -64400 の Time-stack 画像の遡上部を拡大したものである。

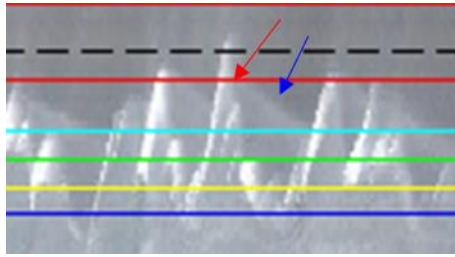


図 3-4-46 14/08/02\_08:30-09:30 -64400 (平均画像の横軸=1000) の遡上部の拡大図

これを見ると、波が遡上した後、短時間で沖に引いてくる水（赤矢印）と、より長い時間をかけて引いてくる水（青矢印）があることが分かる。前者は、遡上部ではない水面とも常に連続していることから、いわゆる長周期波であると考えられる。後者は、遡上部ではない水面との連続性が見られないため、波の遡上に伴って砂面にトラップされた水が浸透していく過程と考えられる。

さらに西側の図を見ても、砂州河道側では水際線振動が生じている。しかし、-64500 付近では、標高 0m～1m 程度の範囲で水際線が振動しているが、土砂の巻き上げを生じさせると思われる碎波は見られない。開口部から離れるに従って、短周期成分は減衰し、長周期振動のみになると共に、その長周期振動も微小になっていくことが分かる。つまり、開口部付近では、開口部から侵入する波浪に伴う、沿岸漂砂や浜漂砂が生じるが、砂州中央部や付け根側では、開口部から侵入した波浪に起因する遡上部の漂砂は生じていなかったと考えられる。

### 3.4.3. 開口部周辺での地形変動プロセス

図 3-4-47 は、14/07/31 の干潮時の画像を、図 3-4-48 から図 3-4-51 は、T1411 に伴う、波浪、出水のピーク前後を代表する日の干潮時の画像を時系列に並べたものである。

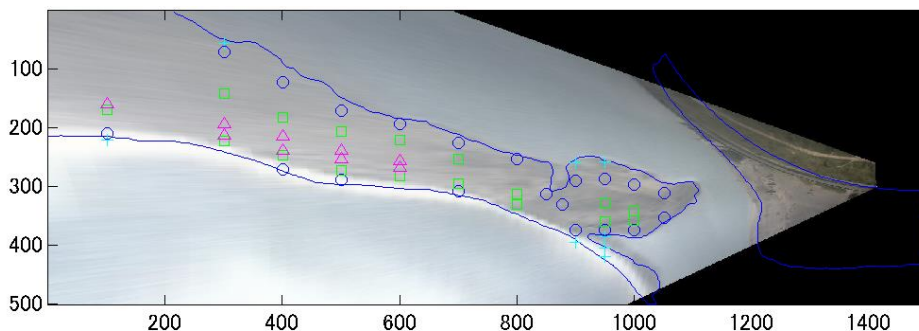


図 3-4-47 1 時間平均画像 14/07/31\_13:30-14:30 (R-0.33m, O-0.54m, H1.5m, T9.9m)

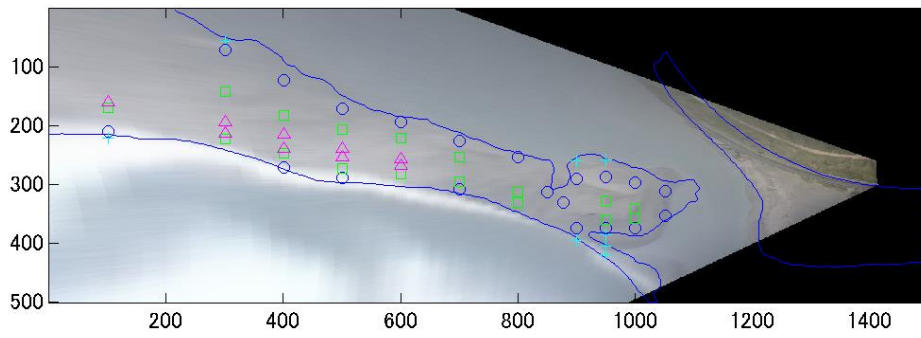


図 3-4-48 1 時間平均画像 14/08/09\_09:30-10:30 (R-0.19m, O-0.82m, H2.5m, T10.1m)

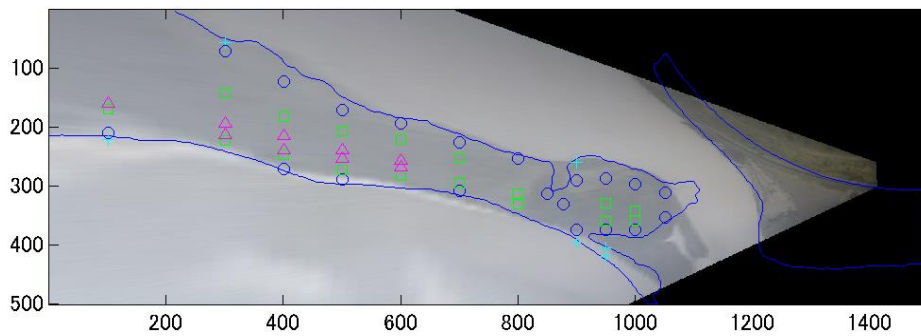


図 3-4-49 1 時間平均画像 14/08/12\_11:30-12:30 (R-0.23m, O-0.79m, H1.2m, T6.5m)

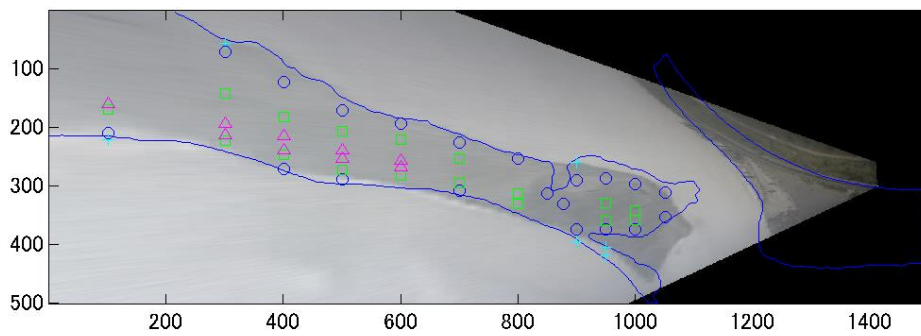


図 3-4-50 1 時間平均画像 14/08/13\_12:30-13:30 (R-0.05m, O-0.75m, H0.9m, T6.6m)

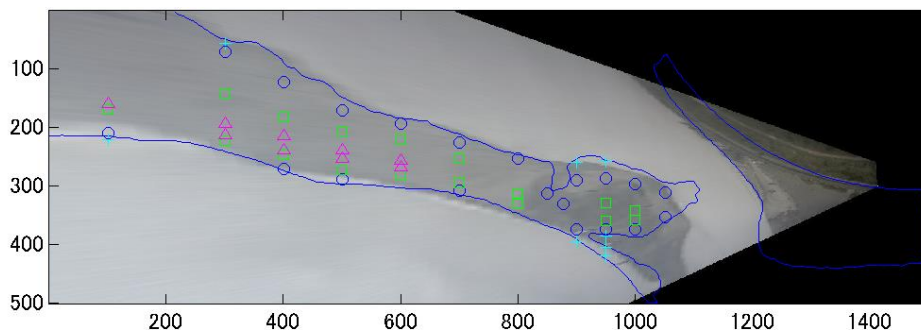


図 3-4-51 1 時間平均画像 14/08/14\_13:30-14:30 (R-0.44m, O-0.60m, H0.6m, T7.4m)

この一連の地形変動過程を外力と対応させて見ると、砂州先端部から開口部にかけては、まず、高波浪による砂州海側の土砂の押し込みが生じ、その後、河川流によって砂州河道側から砂州の侵食に伴う土砂が供給され、14/08/12\_11:30-12:30 の砂州先端部のように海側、

河道側に堆積域が生じ、中央部が最も水深が深い形状となっていることが分かる。

14/08/12\_11:30-12:30 には波浪はすでに小さくなっている。その状況で 14/08/12 17:00 の鹿島地点で最大流量 1499m<sup>3</sup>/s の出水ピークを迎えた。その後の画像が 14/08/13\_12:30-13:30 であるが、この時には、両側からの土砂は一体化し、14/08/14\_13:30-14:30 にはさらに先端部に土砂が堆積した。

このように、砂州先端部から河口開口部では、T1411 来襲時の一、二週間程度の間 T1408 によって砂州崩壊等によって供給されたと考えられる海側の土砂の堆積と T1411 によって砂州河道側の侵食によって供給された土砂の堆積が順に起こり、砂州先端部海側への土砂堆積が生じたことが分かった。この過程は、次節の最初に 14/08/14\_16:30-17:30 と T1418 来襲前の 14/10/02\_08:30-09:30 の比較から述べる、「砂州先端部海側に土砂が堆積し、砂州が伸長したこと」に影響したと考えられる。

第 2 章でも述べたが、高波浪時は、通常の海岸では暴風海浜の形成に伴って沖向きの土砂移動が卓越するが、河口開口部周辺は、岸向きの土砂移動が卓越するという重要な土砂移動特性が存在分かった。

## 3.5. 2014 年台風 18 号来襲時（14/10/02～14/10/08）の解析

本節では、竜洋波浪観測所における過去最大の波高を記録した T1418 来襲時の画像を、各現地データと共に分析する。T1411 来襲時との比較も行う。

### 3.5.1. 数日間スケールで生じた平面地形変化

初めに、14/10/02～14/10/08 の天竜川河口部の外力変化を図 3-5-1 に示す。

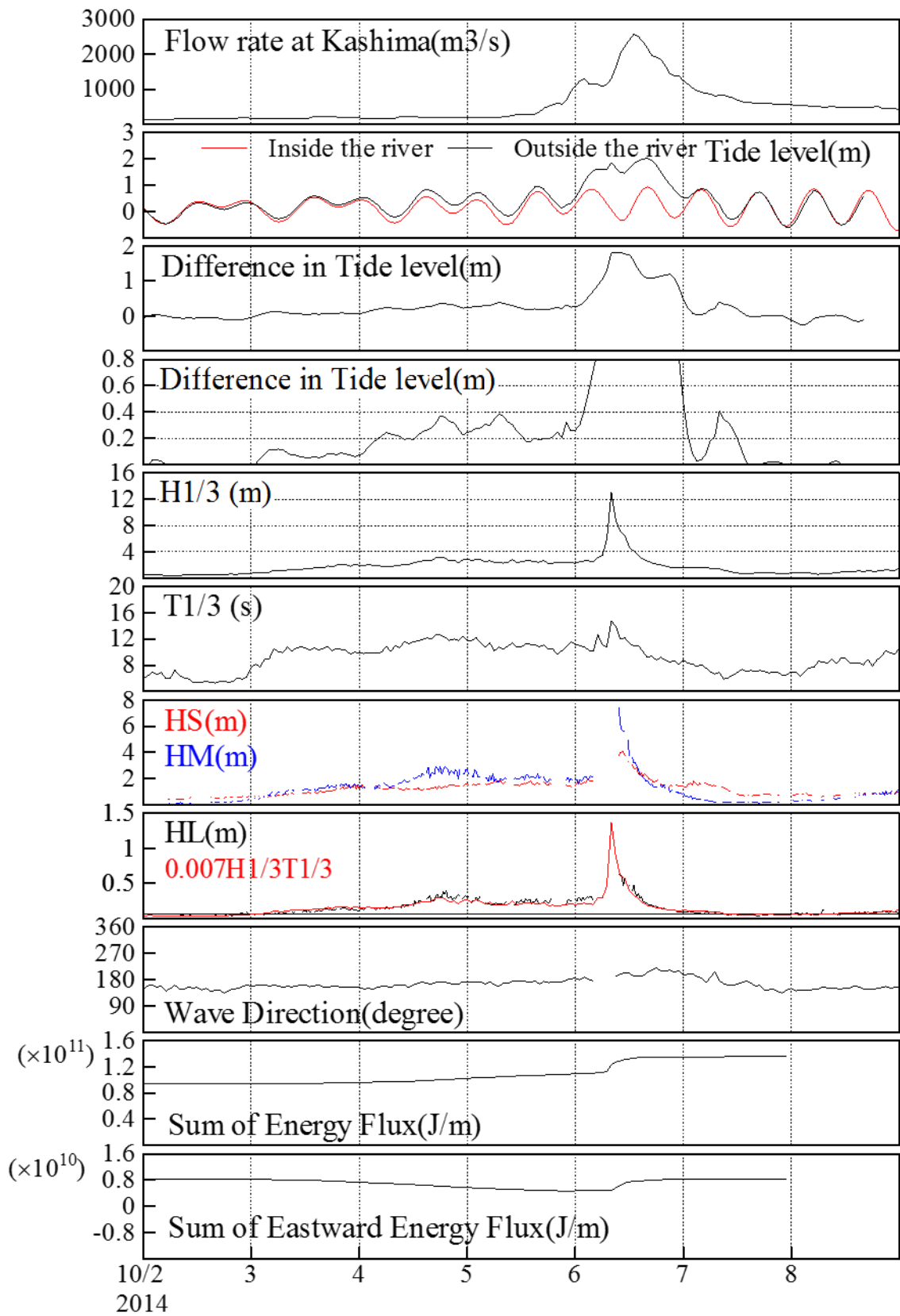


図 3-5-1 14/10/02~14/10/08 の天竜川河口部の外力変化

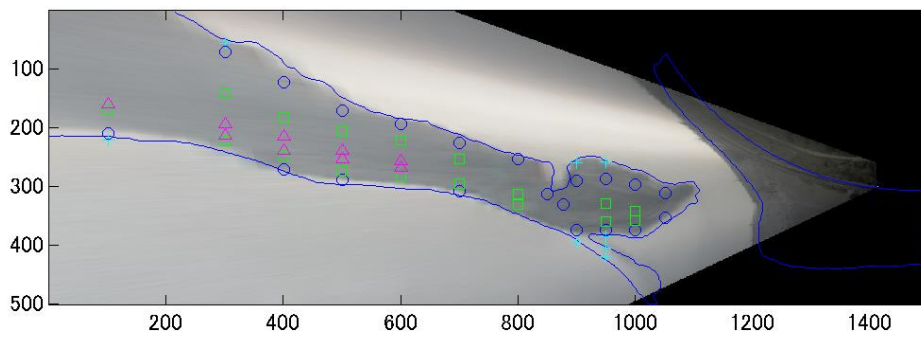


図 3-5-2 1時間平均画像 14/07/30\_16:30-17:30 (R-0.03m, O0.13m, H0.9m, T8.8m)

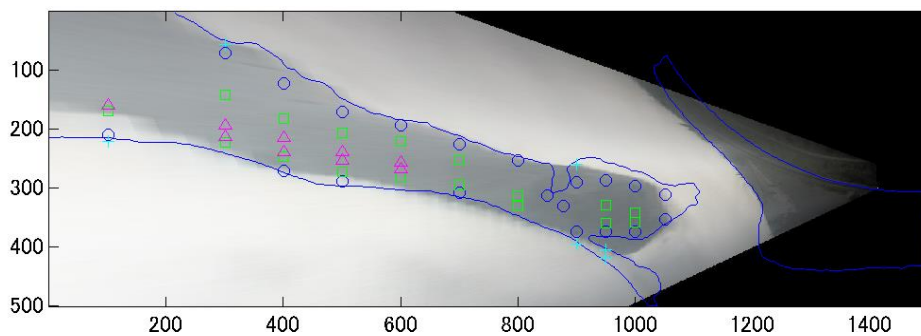


図 3-5-3 1時間平均画像 14/08/14\_16:30-17:30 (R-0.03m, O0.06m, H0.7m, T8.0m)

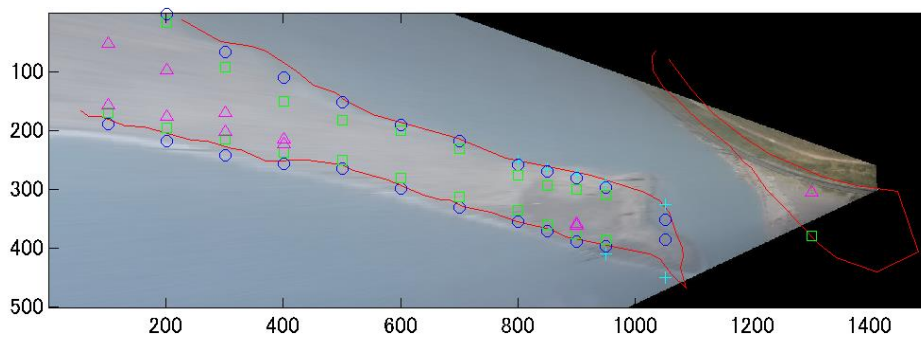
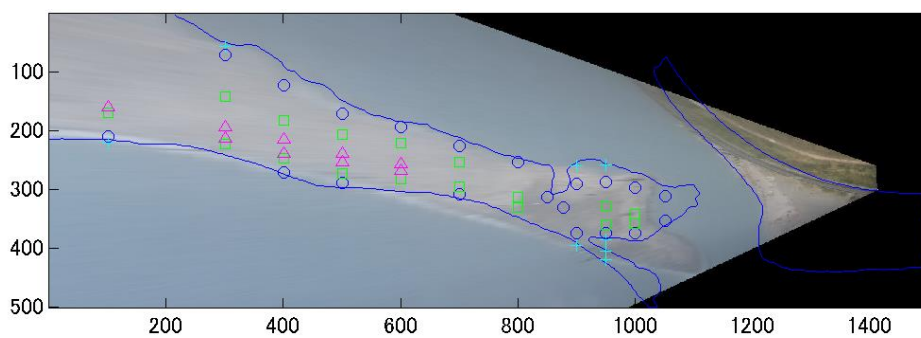


図 3-5-4 1時間平均画像 14/10/02\_08:30-09:30 (R0.01m, O0.07m, H0.5m, T6.1m)



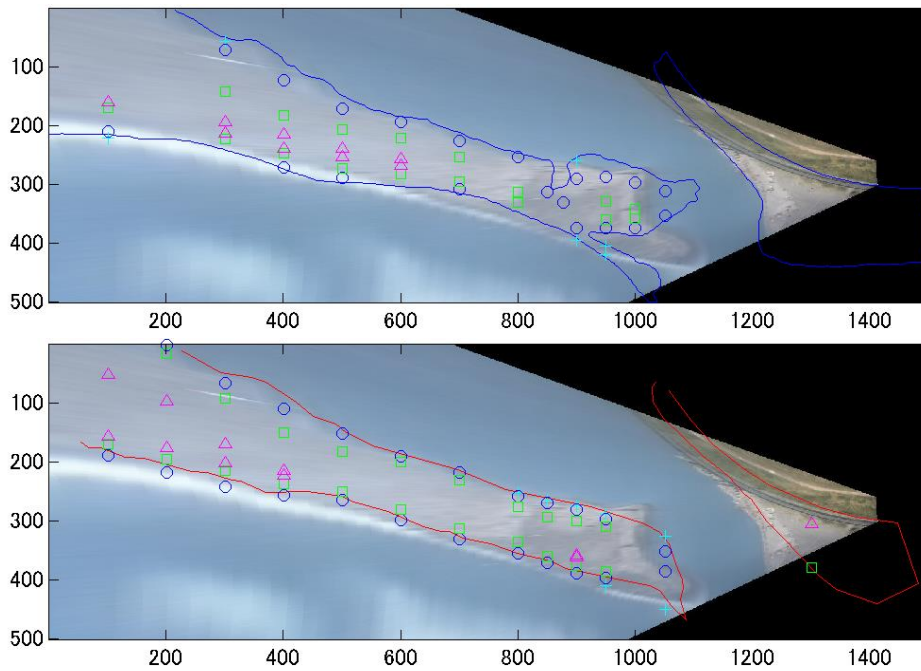


図 3-5-5 1 時間平均画像 14/10/03\_09:30-10:30 (R0.12m, O0.05m, H1.3m, T10.6m)

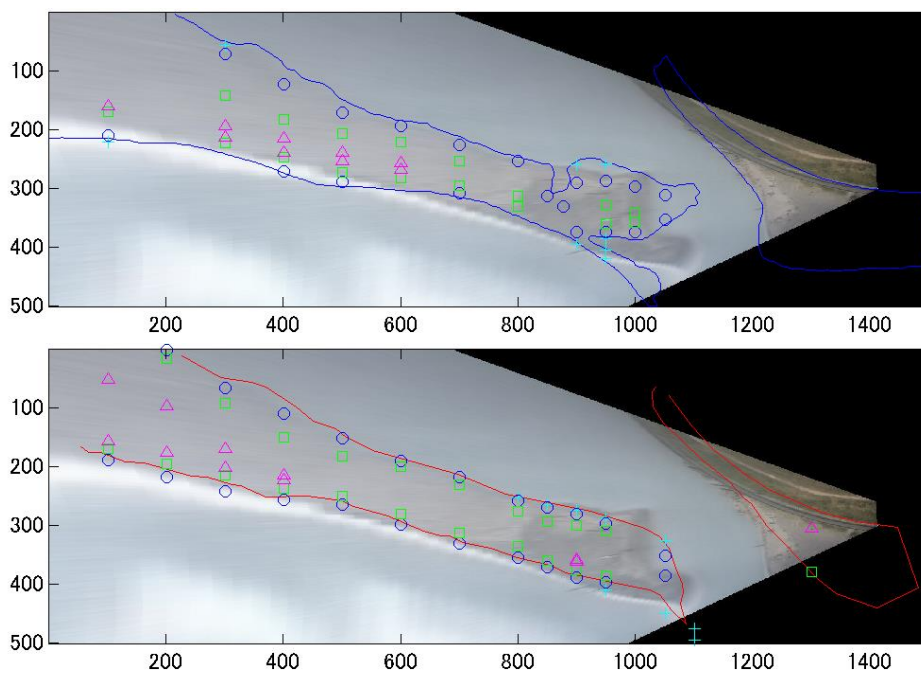


図 3-5-6 1 時間平均画像 14/10/04\_10:30-11:30 (R0.16m, O-0.04m, H2.1m, T11.3m)

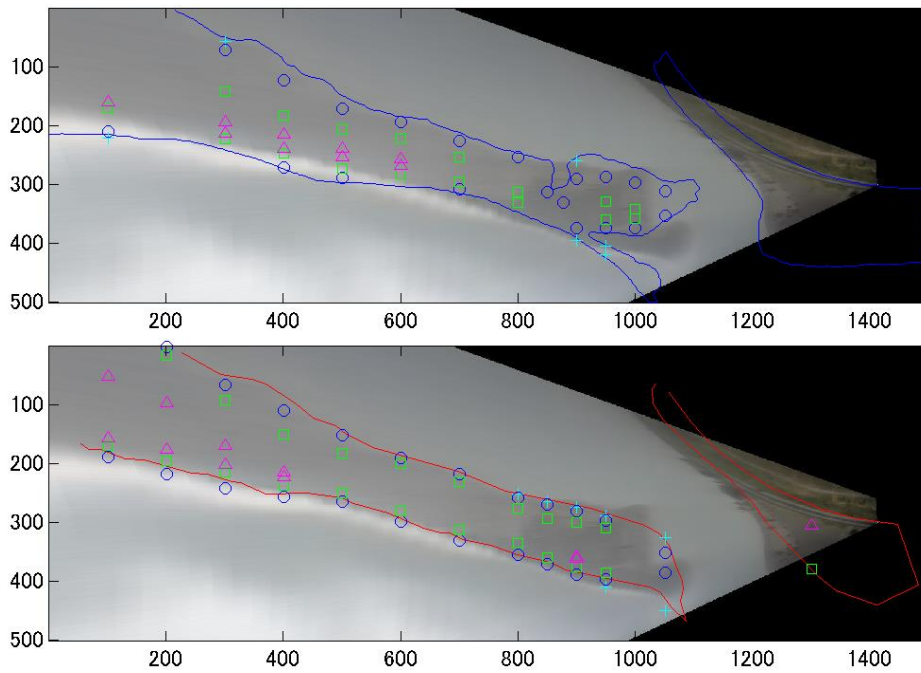


図 3-5-7 1 時間平均画像 14/10/05\_11:30-12:30 (R0.25m, O0.03m, H2.5m, T10.8m)

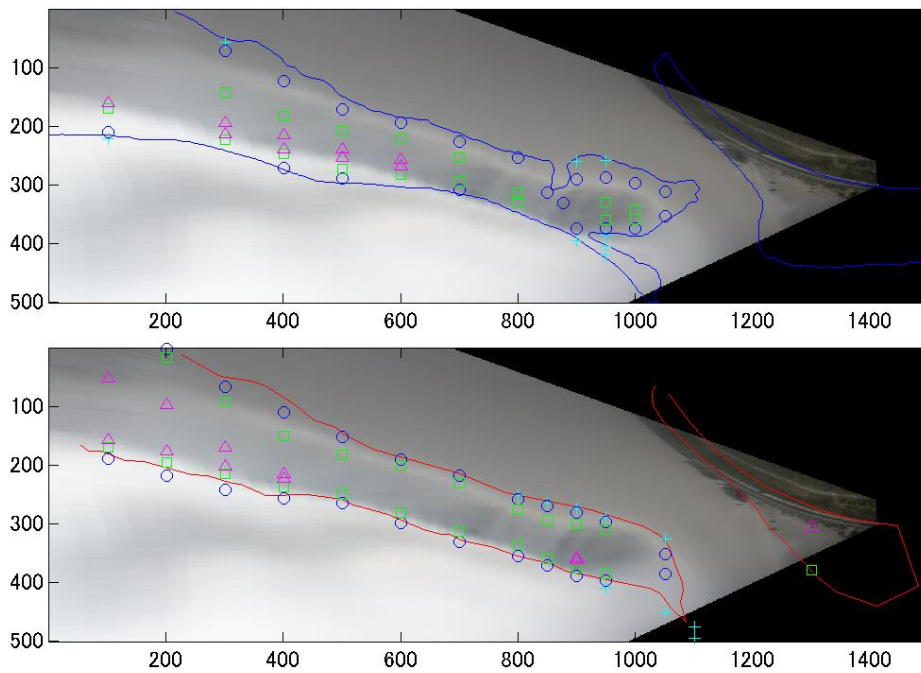


図 3-5-8 1 時間平均画像 14/10/06\_08:30-09:30 (R1.66m, O-0.16m, H8.8m, T13.9m)



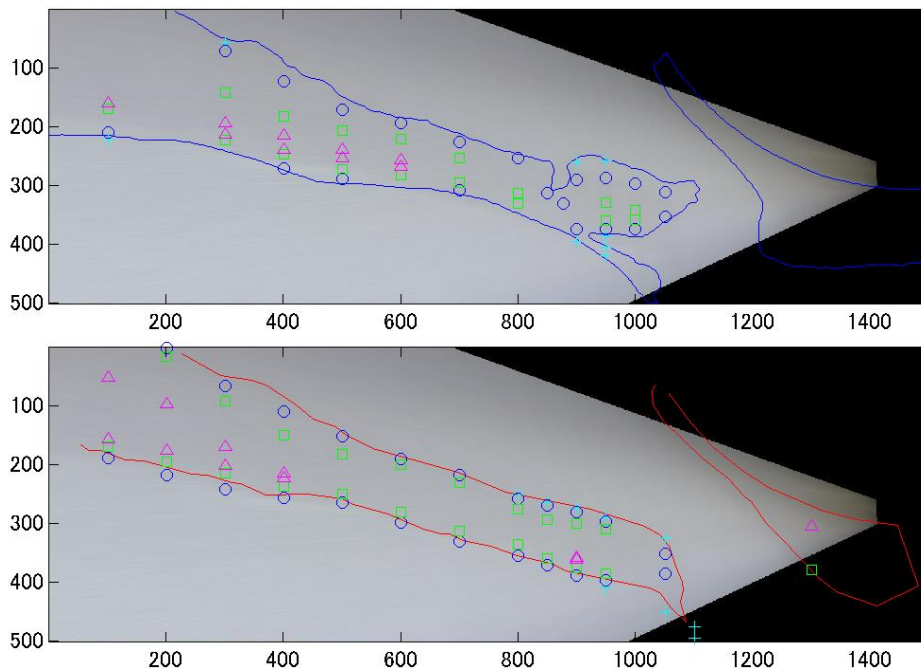


図 3-5-9 1 時間平均画像 14/10/07\_12:30-13:30 (R-0.04m, O-0.14m, H0.7m, T7.4m)

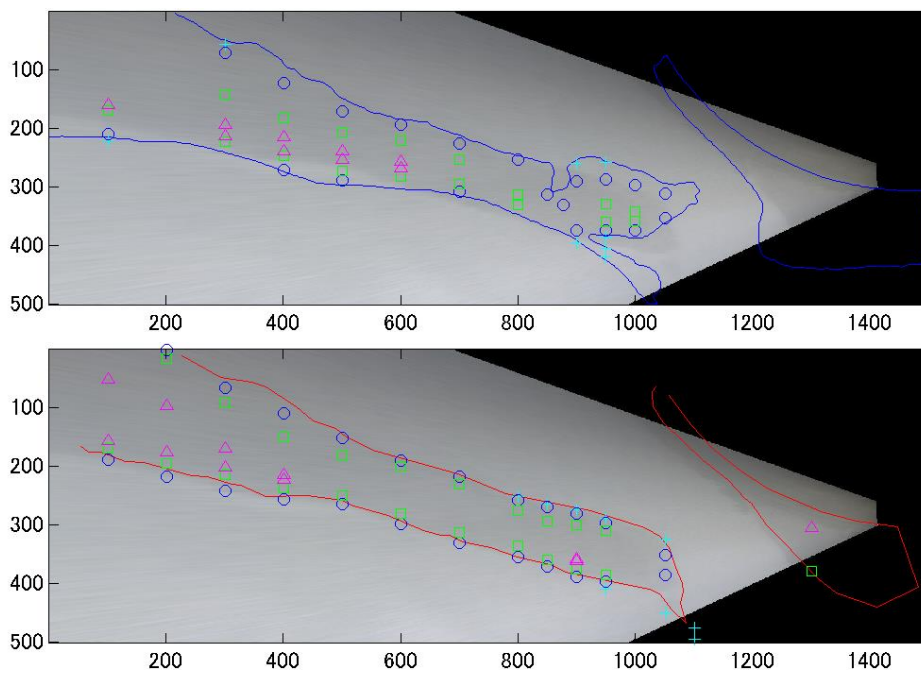


図 3-5-10 1 時間平均画像 14/10/08\_13:30-14:30 (R-0.05m, O0.09m, H1.0m, T8.3m)

まず、T1411 直後の 14/08/14\_16:30-17:30 と T1418 来襲前の 14/10/02\_08:30-09:30 の 14/07/30 の水際線を重ねた画像を比較すると、

- ①砂州海側全面に亘って大きく堆積が生じていたこと、
- ②砂州先端部海側に土砂が堆積し、砂州が伸長したこと、
- ③横軸 1050 周辺の砂州先端開口部側の侵食と隣接する横軸 1000 周辺の河道側へ土砂が堆

積したことが分かる。

そして、14/10/02\_08:30-09:30 と 14/10/08\_13:30-14:30 を比較すると、

- ①砂州海側全面に亘って大きく侵食が生じていたこと
- ②河道側では、横軸 800～1000 周辺のみが侵食され、その他の部分での変化は小さかったこと
- ③砂州先端部開口部側で堆積と侵食が生じたこと
- ④開口部左岸側が大きく侵食したこと

が分かる。14/10/06\_08:30-09:30 の T1418 ピーク前の 14/10/05\_11:30-12:30 までには、高波浪に伴う海側の遡上端位置の上昇、砂州先端部が少し河道に押し込まれたこと以外には、特に特徴的な変化は見られない。14/10/06\_08:30-09:30 を挟んで急激な地形変化が生じたと考えられる。

結果的に、T1411 と T1418 による地形変化に関して、砂州先端部河道側と開口部両岸の侵食に関しては、非常に良く似た結果となった。第 2 章で取り上げた出水とも類似した侵食形態である。

外力データと比較すると、それぞれの竜洋水門水位の最大値は、1.4m、2.0m であり、水没面積は異なっていたはずであるが、砂州河道側の侵食範囲に明瞭な差は見られない。しかし、上述したように、断面変化からは、砂州河道側への多くの土砂堆積が確認できる。

### 3.5.2. 台風出水後 (14/10/08) の現地調査結果の解析

下図は、T1418 による出水ピーク二日後に行った現地調査時の河口砂州の様子である。図は、砂州幅が広く、植生もあり、比較的安定している砂州付け根部分で見られた越波の痕跡を示している。



図 3-5-11 砂州幅の広い砂州付け根側で見られた越波の痕跡  
(左：北向きに傾倒した植生，右：北向きに扇状に広がった堆積土砂)



図 3-5-12 部分的に侵食，急勾配化した砂州河道側の状況  
 (左：砂州中央部から根元を眺望，右：砂州中央部から先端を眺望)

図 3-5-12 に示すように，出水ピーク 2 日後の現地調査では，砂州河道側で，勾配の緩やかなエリアと崖状に急勾配なエリアがくっきりと分かれていることが確認された．特に崖状の地形が顕著であった範囲の勾配変化点(法肩)の座標を RTK-GPS で計測した．それを，水際線と砂州頂部標高図に重ねたものが図 3-5-13 である．砂州南北断面図では，-64900 から-64550 付近が特に急勾配であったことが分かる．

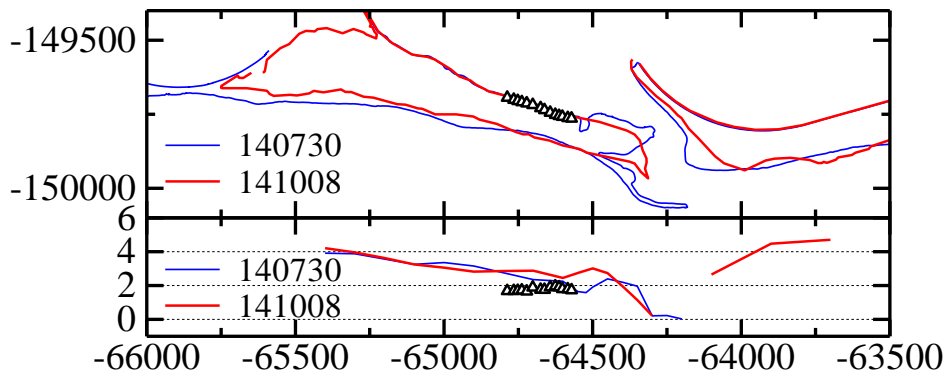


図 3-5-13 砂州河道側で観測された崖状地形が顕著であった位置 (△)

河道側で崖状になっている様子は，その他の観測日にも見られたが，通常は，概ね平均水面前後であった．しかし，T1418 後にはこのように，比較的標高の高いところまで急勾配となっており，勾配変化点は，すべて，約 1.5m～1.8m の範囲に存在していた．竜洋水門水位の最大値が 2.0m であったことから，平面地形変化には表れていなかったが，この付近まで，河川流によって侵食されたと考えられる．図の写真で，粒形の大きな礫のみが取り残されている様子からも大きな河川流速が作用したことが想定される．また，この急勾配斜面は，下図 (3.2.3 で掲載した図の再掲載) に示す海底地形と比較すると，砂州河道側に溝筋が形成されている区間に面していることが分かる．このように河川流速の速い部分に沿って，

侵食が生じたことが分かる。

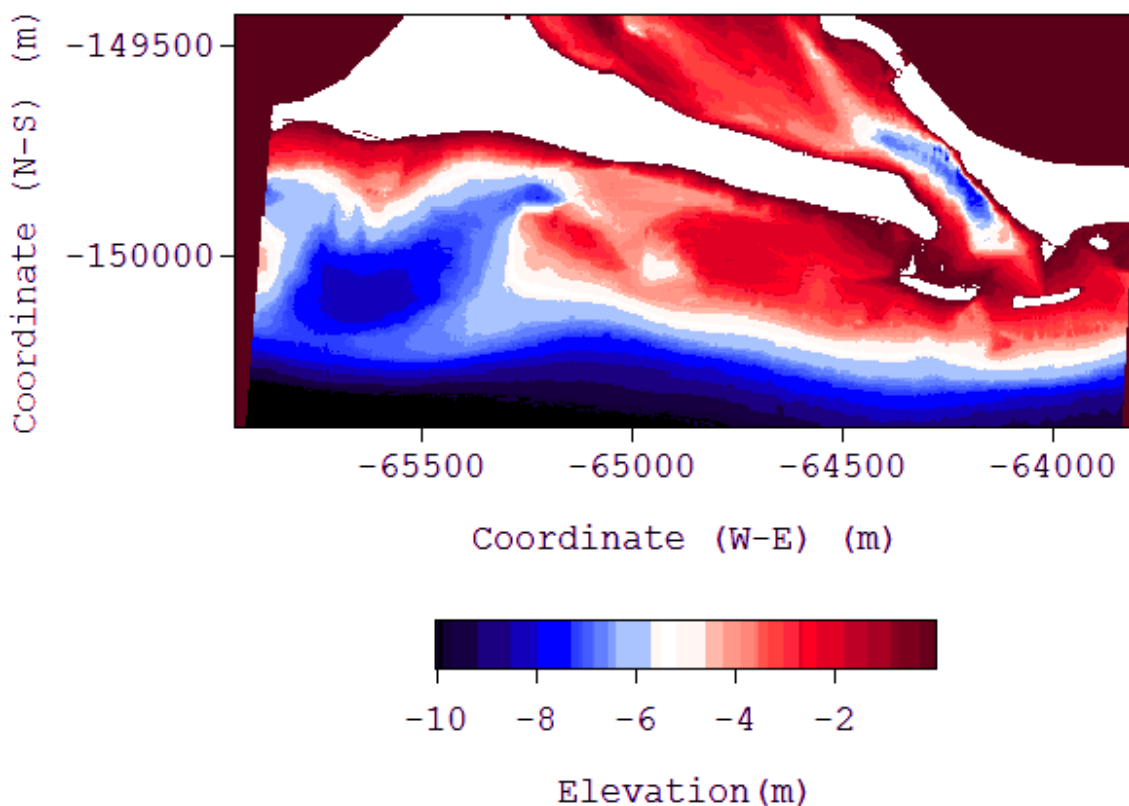


図 3-5-14 2014 年 10 月の天竜川河口部のナローマルチビーム測量結果

開口部周辺では、通常比較的緩やかな勾配となっているが、T1418 後、下図のような崖状の急斜面が形成されていた。右写真のように、静穏時にも関わらず、波浪が十分砕波せずに衝突する様子からも、滞筋が左岸寄りに存在し、大きな流速が作用したと考えられる。



図 3-5-15 開口部左岸側に形成された浜崖

(左：開口部左岸浜崖形成部より砂州先端を眺望，右：開口部左岸に形成された浜崖とそこで反射する波)



### 3.5.3. 出水, 高波浪重合時の河口の水理特性と砂州断面変動特性

T1418 に伴う, 波浪, 出水がピークであった 14/10/06 は, 波浪ピーク 1 時間後の有義波高が 8.8m であった 14/10/06 09:00 前後の画像のみが判別可能な状態であった. 出水ピーク時の画像は判別不可能であった. しかし, 8.8m という巨大な波浪と, 1629m<sup>3</sup>/s もの出水が重合した瞬間の河口の状況を明瞭に捉えることができた. 本節では, その時の画像と現地データを基に, 出水と高波浪が重合する時の河口の水理特性について詳細に分析する.

図 3-5-16 は, 14/10/05\_11:30-12:30 の一時間平均画像, 図 3-5-17 が 14/10/06\_08:30-09:30 の一時間平均画像, 図 3-5-18, 図 3-5-19, 図 3-5-20 が 14/10/06\_08:30-09:30 の各断面の Time-stack 画像である. 続く図 3-5-21 から図 3-5-25 は, -64300, -64400, -64700, -65000, -65300 の各断面を代表として, 標高を重ねた Time-stack 画像である (-64300 の図 3-5-21 は, 標高を重ねていないが, 比較のために載せてある).

Time-stack 画像の縦軸は, 他の画像と同じく, 平面直角座標系南北座標-150000 から-149500 の 500m を表し, 横軸は, 1.2 秒画像 3000 枚で, 時間にして 1 時間である.

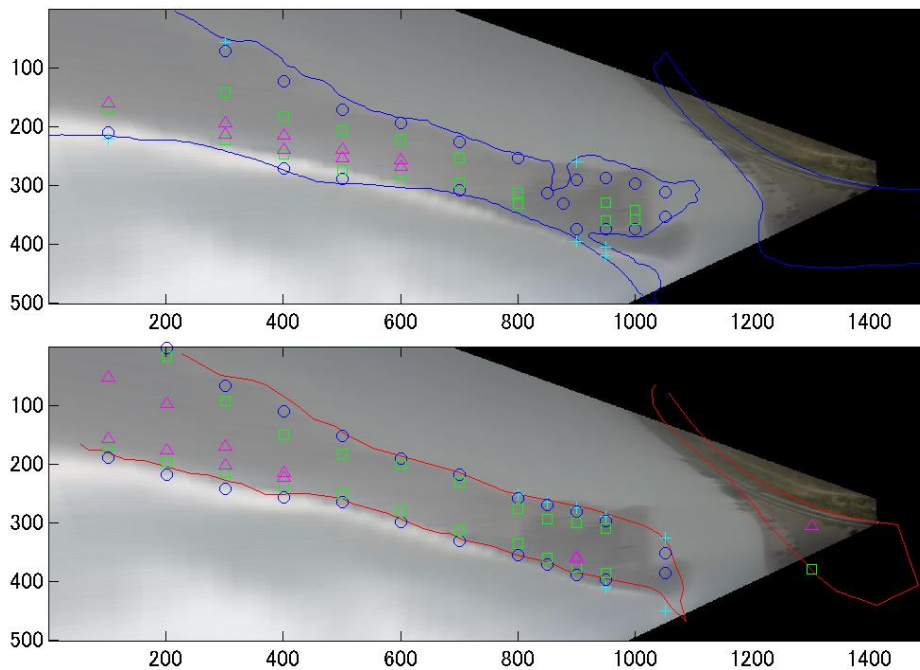


図 3-5-16 1 時間平均画像 14/10/05\_11:30-12:30 (R0.25m, O0.03m, H2.5m, T10.8m) Flood

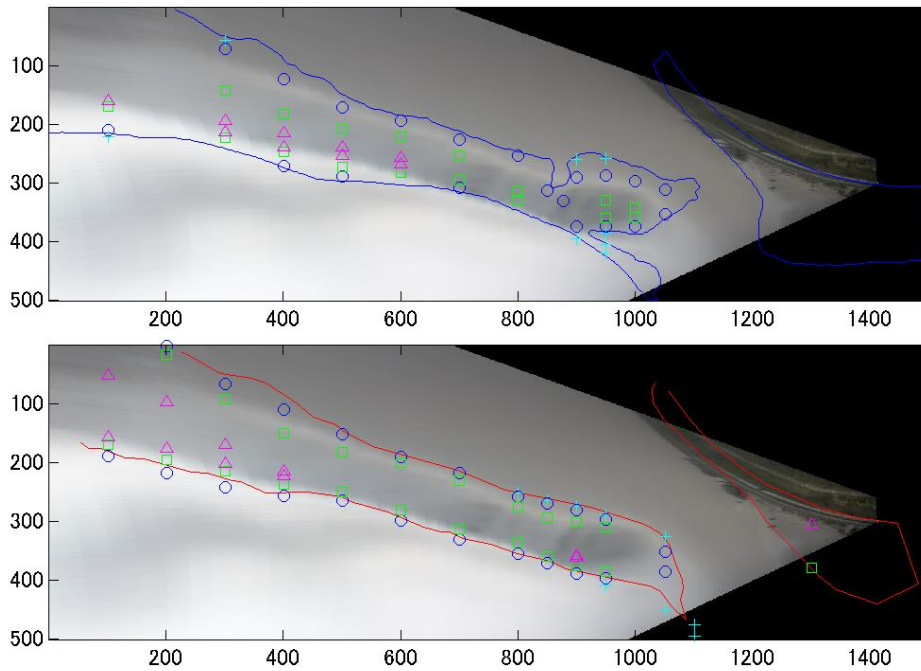
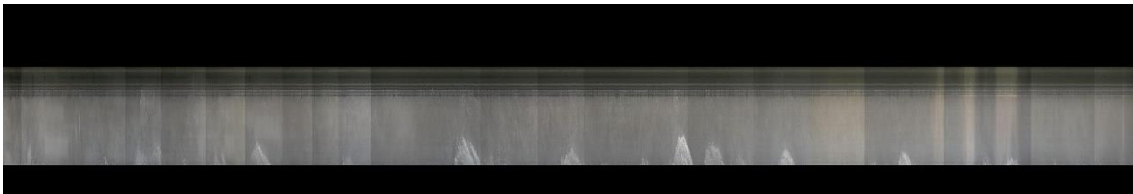
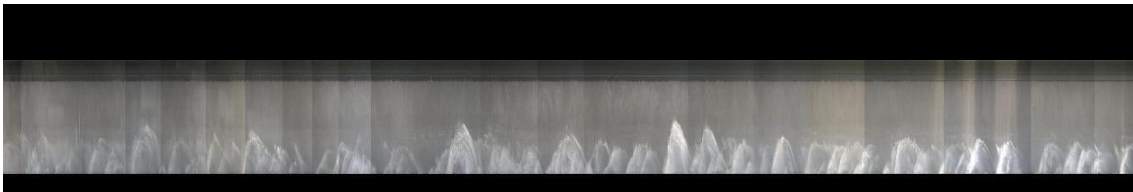


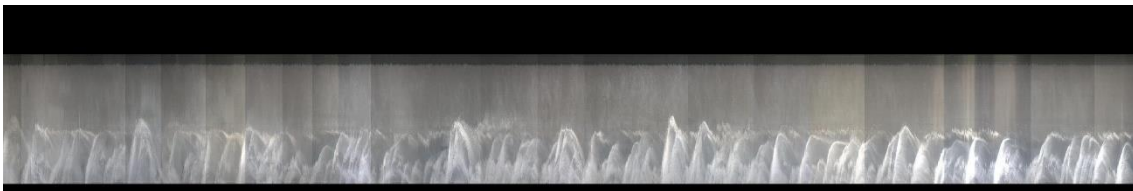
図 3-5-17 1 時間平均画像 14/10/06\_08:30-09:30 (R1.66m, O-0.16m, H8.8m, T13.9m)



-64250(1150) 14/10/06\_08:30-09:30 (砂州頂部標高 0.2m→なし)



-64300(1100) 14/10/06\_08:30-09:30 (砂州頂部標高 0.2m→0.2m)



-64350(1050) 14/10/06\_08:30-09:30 (砂州頂部標高 2.0m→1.2m)

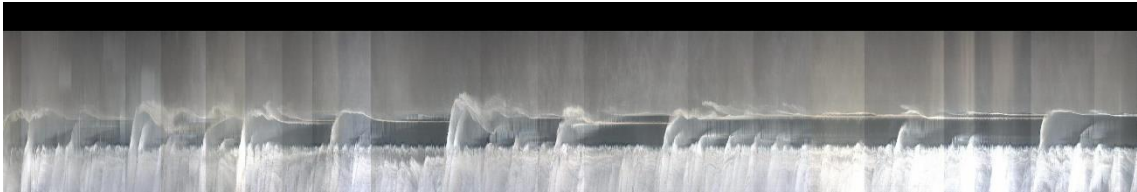
図 3-5-18 14/10/06\_08:30-09:30 の Time-stack 画像



-64400(1000) 14/10/06\_08:30-09:30 (砂州頂部標高 2.2m→2.0m)



-64450(950) 14/10/06\_08:30-09:30 (砂州頂部標高 2.4m→2.7m)



-64500(900) 14/10/06\_08:30-09:30 (砂州頂部標高 1.9m→3.0m)



-64550(850) 14/10/06\_08:30-09:30 (砂州頂部標高 1.6m→2.7m)



-64600(800) 14/10/06\_08:30-09:30 (砂州頂部標高 2.3m→2.5m)



-64700(700) 14/10/06\_08:30-09:30 (砂州頂部標高 2.4m→2.9m)

図 3-5-19 14/10/06\_08:30-09:30 の Time-stack 画像





-64800(600) 14/10/06\_08:30-09:30 (砂州頂部標高 3.1m→2.9m)



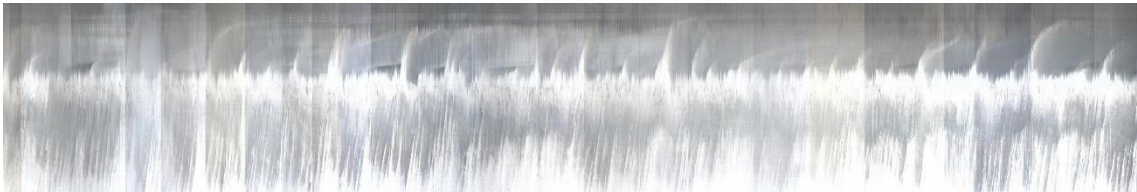
-64900(500) 14/10/06\_08:30-09:30 (砂州頂部標高 3.2m→2.8m)



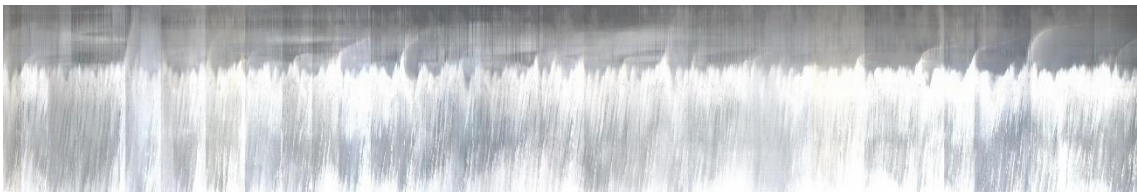
-65000(400) 14/10/06\_08:30-09:30 (砂州頂部標高 3.4m→3.1m)



-65100(300) 14/10/06\_08:30-09:30 (砂州頂部標高 3.3m→3.3m)



-65200(200) 14/10/06\_08:30-09:30 (砂州頂部標高 なし→3.6m)



-65300(100) 14/10/06\_08:30-09:30 (砂州頂部標高 3.9m→4.0m)



-65399(1) 14/10/06\_08:30-09:30 (砂州頂部標高→4.2m)

図 3-5-20 14/10/06\_08:30-09:30 の Time-stack 画像



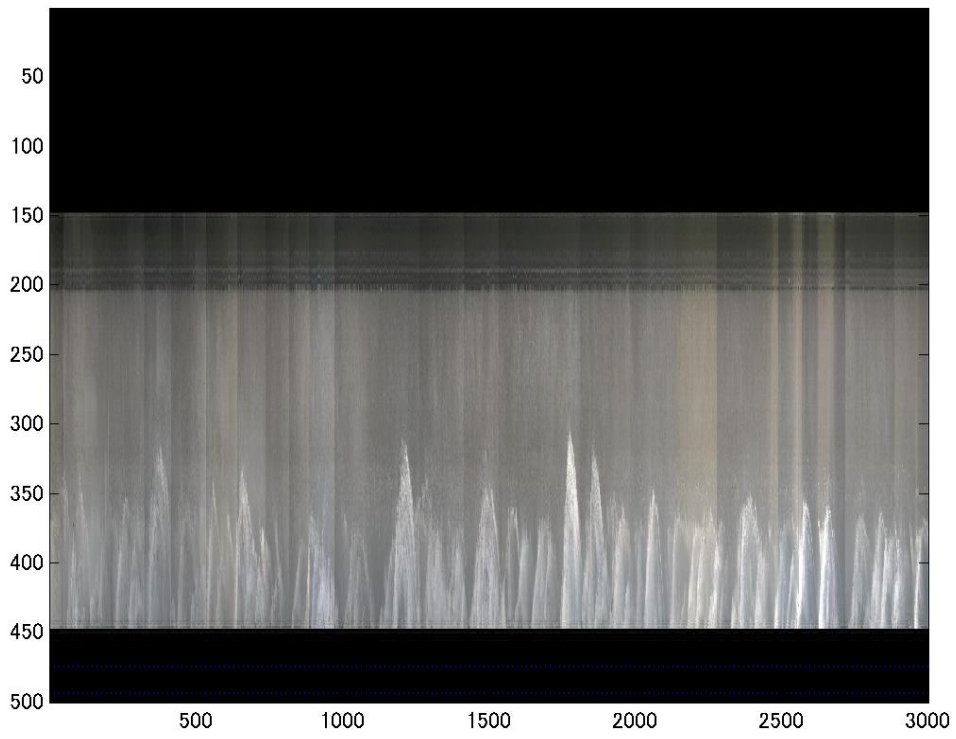


图 3-5-21 -64300 (1100) 14/10/06\_08:30-09:30 (砂州顶部标高 0.2m→0.2m)

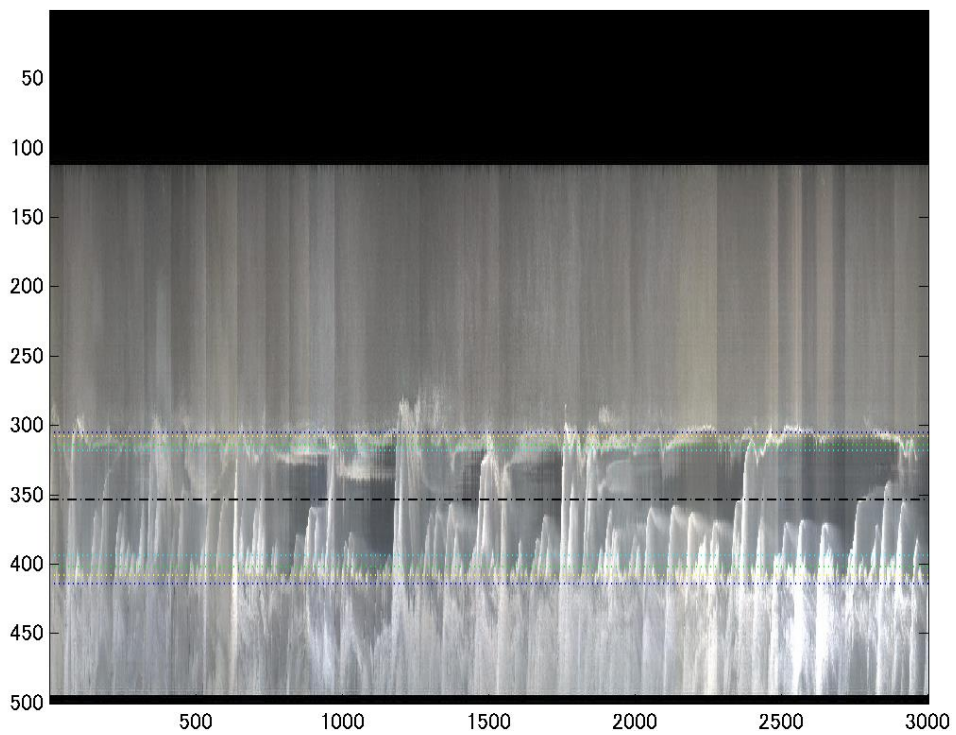
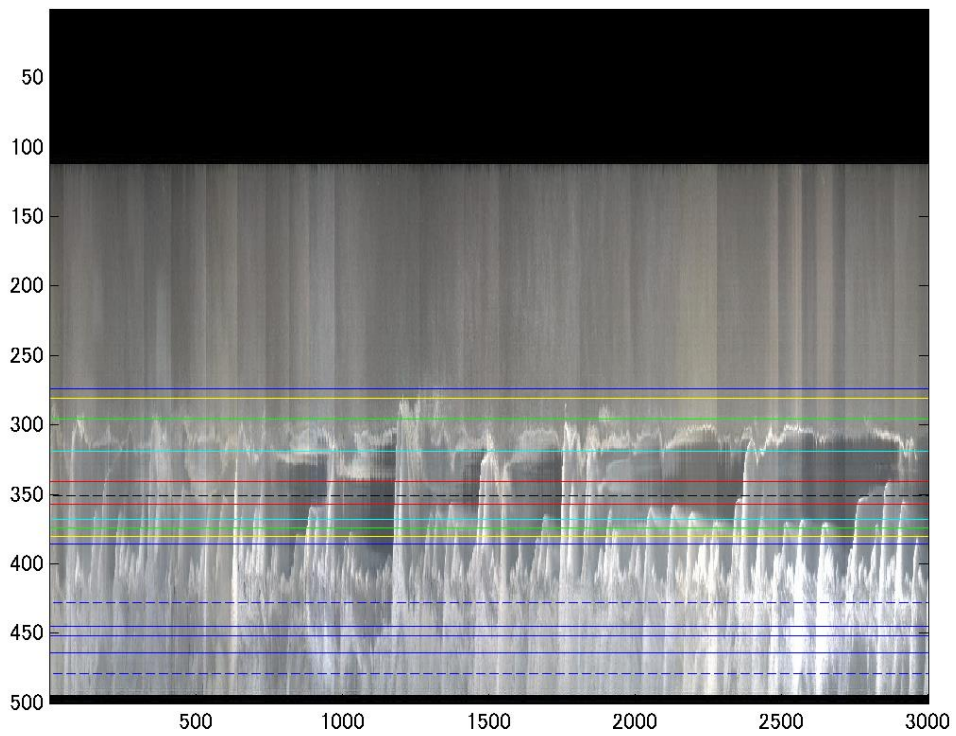


图 3-5-22 -64400 (1000) 14/10/06\_08:30-09:30 (砂州顶部标高 2.2m→2.0m)

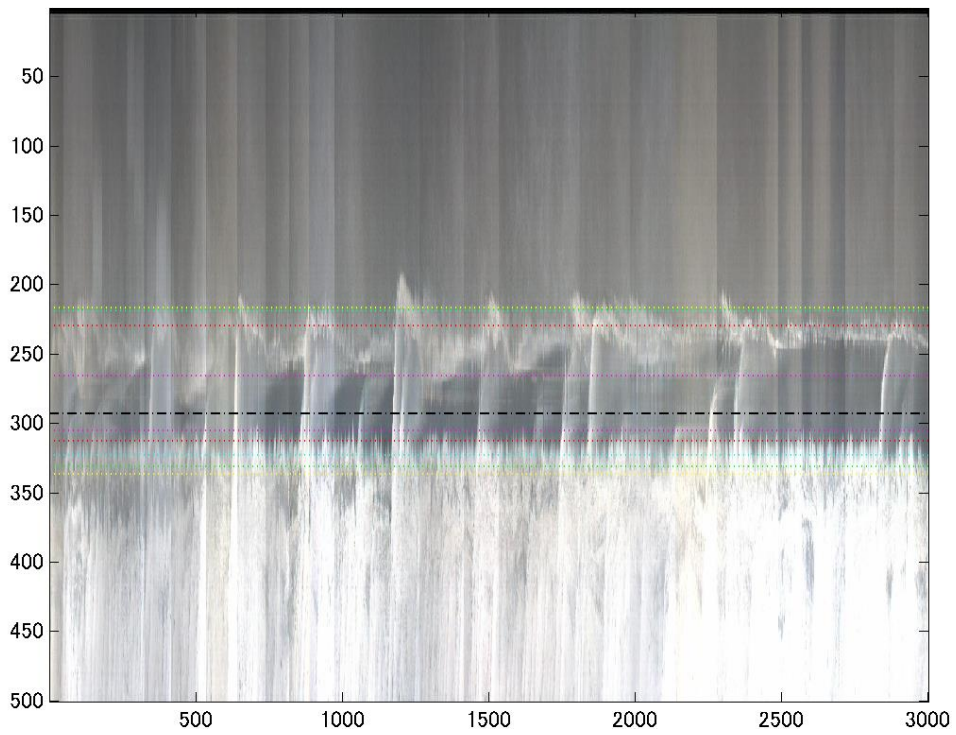
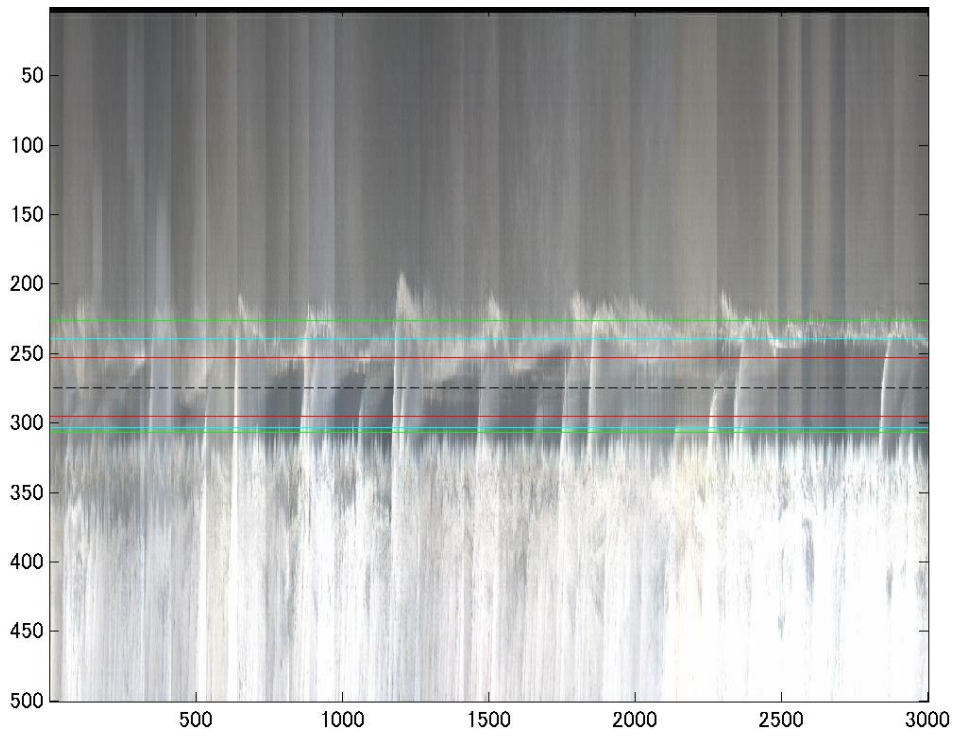


图 3-5-23 -64700 (700) 14/10/06\_08:30-09:30 (砂州顶部标高 2.4m→2.9m)

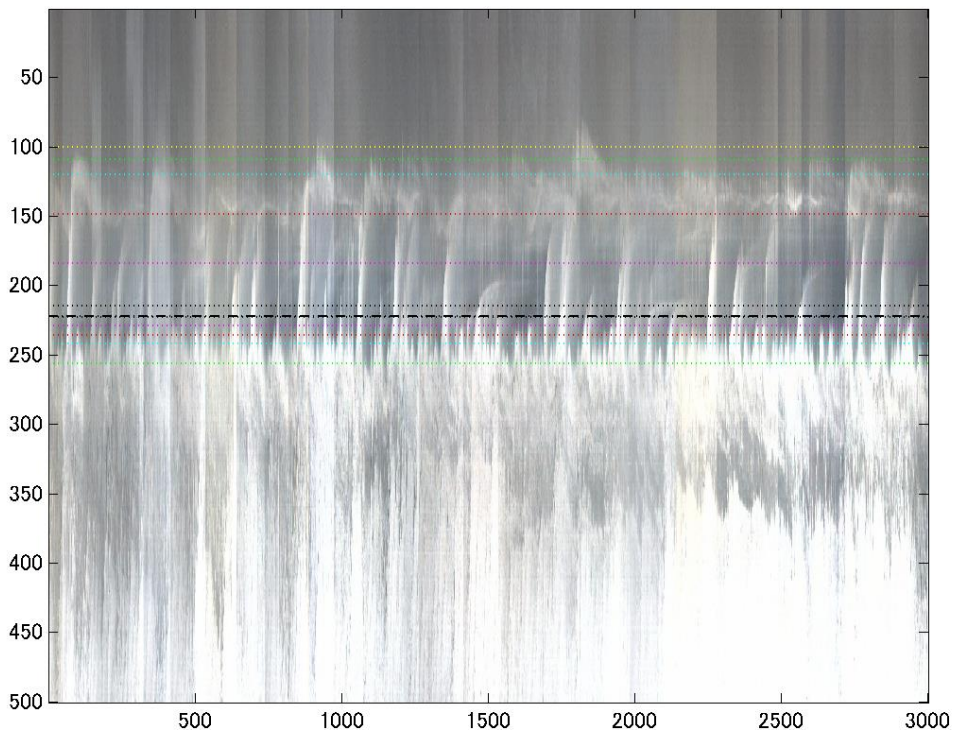
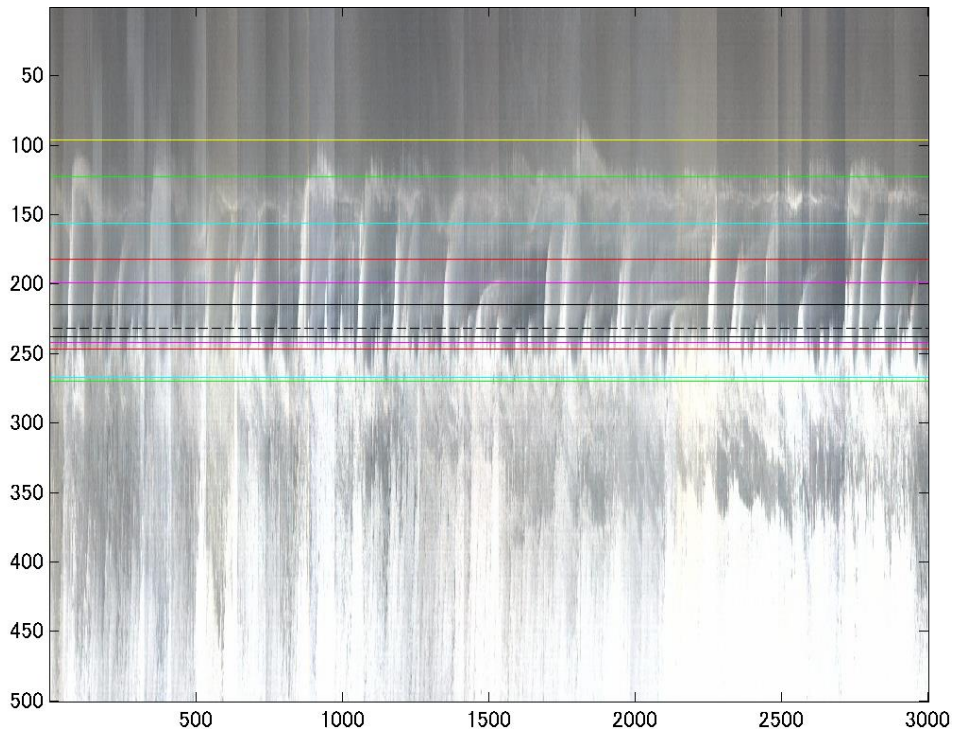


图 3-5-24 -65000 (400) 14/10/06\_08:30-09:30 (砂州顶部标高 3.4m→3.1m)



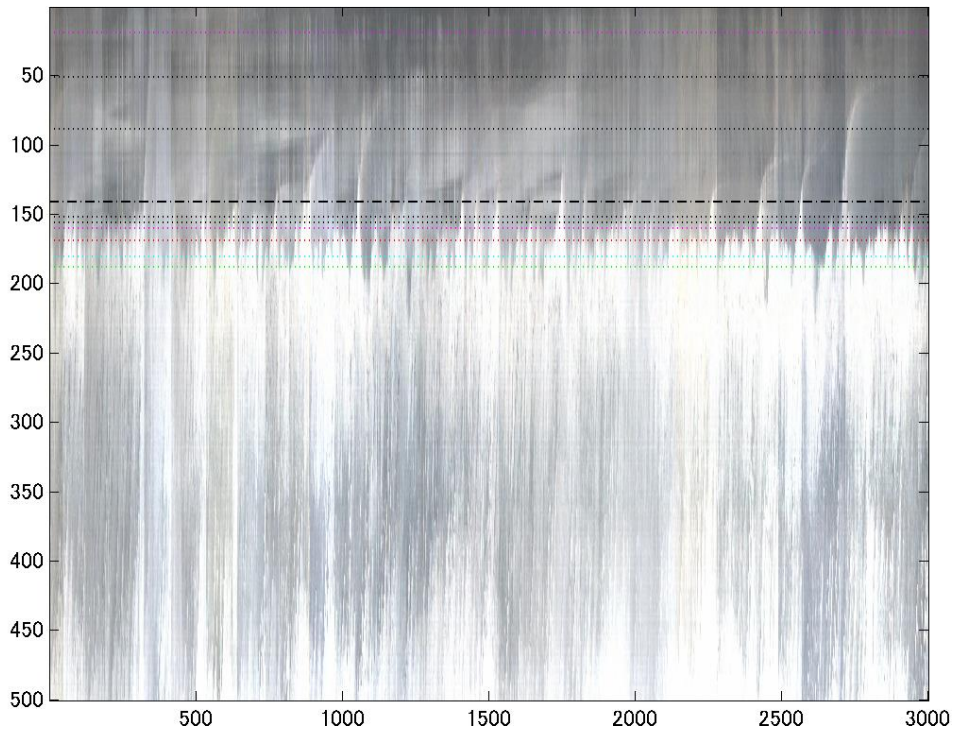
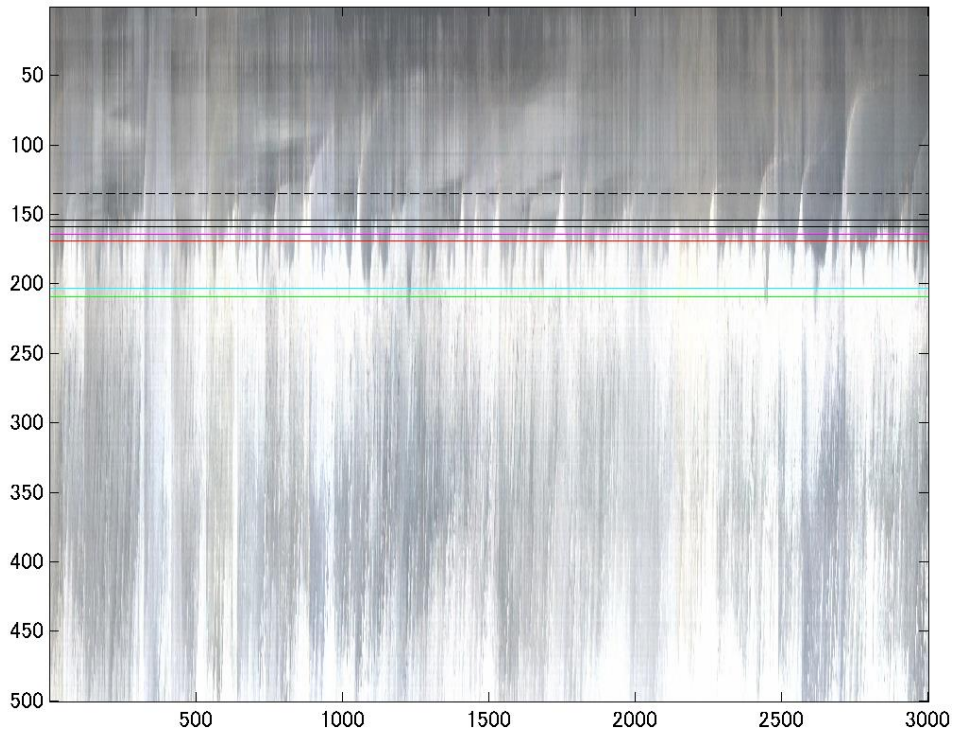


图 3-5-25 -65300 (100) 14/10/06\_08:30-09:30 (砂州頂部標高 3.9m→4.0m)

14/07/30の地形測量結果を重ねた一時間画像を見ると、輝度の勾配が大きな位置が、砂州河道側では、標高1m~2mの間に、砂州海側では、砂州中央より西側で、2m~3mに、東側で、1m程度の位置に見られる。また、砂州上でも全面的に白くなっていることが分かる。

-64250、-64300のTime-stack画像を見ると、河口開口部では、波浪は激しい砕波を伴いながら一定距離伝播するが、約1600m<sup>3</sup>/sの河川流量下では、逆流場を遡上できずに押し戻されていたことが分かる。ある地点で線上に砕波線が形成されるのではなく、1分程度に一度大きく遡上していたことが分かる。

一方で、砂州部では、砂州付け根付近の、-65300以西では、越波は河道に到達しないが、その他の各断面では、多くの越波が河道に到達していたことが分かる。砂州河道側の水際線付近に着目すると、越波が河川流と衝突する位置では、越波が河川流に突っ込むことで水位が低下し、その後水位が上昇するような形で、大きな乱れを伴いながら、激しく水際線位置が振動していたことが分かる。また、その振動の周期は、数分から5分を超える程度であったことが分かる。

各代表断面で水面が増減するおおよその範囲は標高で、-64400では0m~2m、-64700では0m未満~2.5m、-65000では0.5m~2mであり、-65300では、ほとんどの打上げ波は砂州頂部に至らず、砂州頂部を越えた波も砂州上で減衰していたことが分かる。

-65300が代表する砂州付け根付近では、砂州が大きく発達しており、砂州を越える水塊自体が少ない上、流下距離が長いと、越波は砂州上で減衰したと考えられる。一方で、砂州の付け根以外の部分では、多くの波浪が砂州頂部を越えた後、砂州上で減衰しきらなかったが、河川流との衝突によって、減衰したと考えられる。

上述した各代表断面での越波に伴う河道側の水面の振動範囲は、平均水位時には陸上部である。この時、竜洋水門水位は出水に伴い標高1.7m程度まで上昇しており、最大で2.1m、最小で1.4mを記録している。出水に伴い、河道側の水位が上昇していたことが、越波を比較的標高の高い所で減衰させたと考えられる。これにより、越波によって輸送された土砂が砂州上の比較的標高の高い所に堆積し、砂州河道側の水際線の変化は小さく、標高変化は大きく、砂州上に土砂がストックされるという地形変化が生じたと考えられる。

ここからは、高波浪と出水が重合した台風来襲時の河口水位の変動特性について考察する。まず、図3-5-26に、14/10/05~14/10/06の外力変化を示す。14/10/06 8:00に波浪がピークとなり、14/10/06 13:00に鹿島地点での流量が最大となった。鹿島での水位波形は河口には概ね3時間で伝播することが経験的に分かっている。それに対応するように、T1418でも竜洋水門水位(図では、Tide LevelのInside the riverが該当)のピークは14/10/06 16:00に記録された。既に述べたように、第2章第3節で述べたように、竜洋水門では、各20秒間の水位の最大値、最小値(生データ)のみが記録される仕組みとなっているが、図の一番上のグラフは、この最大値、最小値とその平均の20分間の移動平均を示している。

これを見ると、河道内では、多くの時間帯で水位の振動が生じていたことが分かる。波浪特性がほとんど変わらない14/10/05の生データと潮位を対応させて見ると、河道内の水位

の振動は潮位変化にも対応していたことが分かる。そして、河川流量の増大に伴って、振動は減少し、出水ピークが竜洋水門に到達した 14/10/06 16:00 頃からは、振動は生じていなかったことが分かる。一方で、波浪がピークであった頃は、河川流量が上昇していたにも関わらず、一時的に振動が大きかったことが分かる。

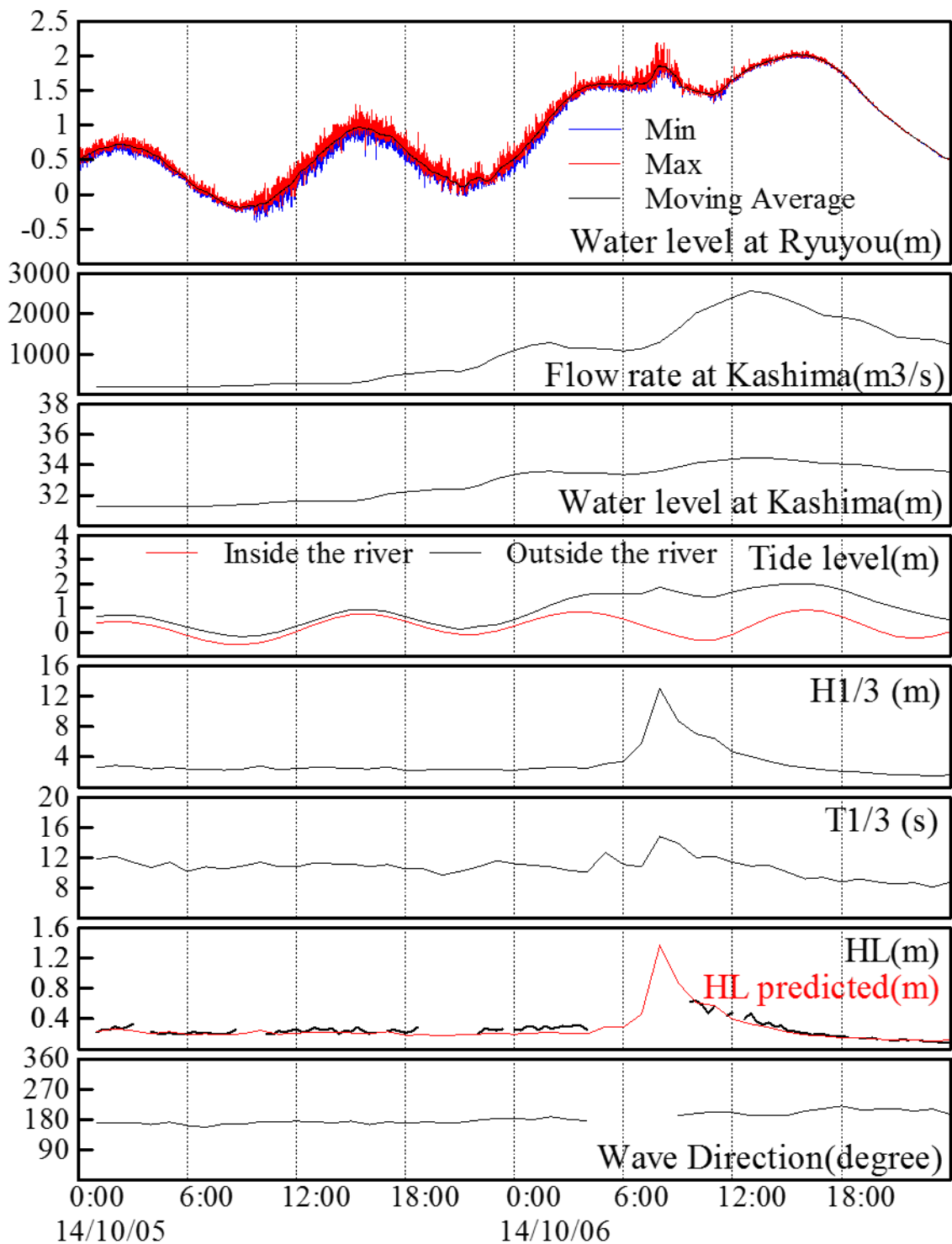


図 3-5-26 14/10/05～14/10/06 の天竜川河口部の外力変化

次に、各時刻の生データを詳細に分析する。下の図 3-5-27、図 3-5-28 は各時間帯の竜洋水門の生データと 20 分移動平均を示したものである。これを見ると、14/10/05\_08:30-09:30、



14/10/05\_15:30-16:30 は波浪特性はほとんど同じであるが、河道側水位の振動の大きさが大きく異なることが分かる。出水の影響は両者ともほとんどなく、むしろ後者の方が大きい。異なるのは、潮位だけであるため、潮位が河道に入射する波浪の大きさに大きく影響していたことが分かる。

次の 14/10/06\_03:30-04:30 は、14/10/05\_15:30-16:30 と波浪特性がほとんど同じで、潮位も同じくほとんど満潮の時刻であり、14/10/05\_15:30-16:30 よりも高い状況である。この時は、鹿島地点での河川流量が 1148m<sup>3</sup>/s と上昇中の局面である。このように、河川流量が増大すると、河道へ伝達する波浪は小さくなることが分かる。

次の 14/10/06\_07:30-08:30 は、波浪ピーク時である。14/10/06\_08:30-09:30 は、その一時間後で、上述した画像が明瞭に捉えられた時間帯である。鹿島地点での流量はそれぞれ、1303m<sup>3</sup>/s、1629m<sup>3</sup>/s と大きい。河道側水位は大きく振動していたことが分かる。この時の様子を 14/10/05\_15:30-16:30 と対比して分析する。そもそも 20 秒間の最大値と最小値を記録するため、それらの時系列を波形として認識するためには、最低 40 秒、視覚的には数分は必要であると考えられる。また、通常周期 10 秒程度の波浪のみが存在している場合、各時刻の最大値と最小値の差は不規則になるはずである。一方で数分オーダーの長周期波のみが存在している場合、最大値と最小値の差は比較的連動して変化し、その差は概ね一樣になるはずである。長周期波と短周期波が重なった時、それぞれの影響の度合いに応じて、これらの特徴が表れてくることになる。この認識の下で、14/10/05\_15:30-16:30 と 14/10/06\_07:30-08:30 および 14/10/06\_08:30-09:30 を比較すると、前者は両方の性質を持ちながらも、短周期波の存在が顕著である。一方、後者二つは、ほとんど長周期波のみであったと言える。

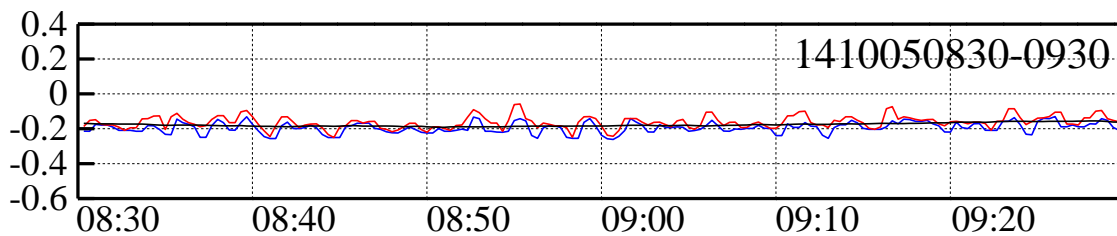
その次の 14/10/06\_15:30-16:30 は、波浪特性は、14/10/06\_03:30-04:30 までの 3 つとほとんど変わらない。14/10/05\_15:30-16:30、14/10/06\_03:30-04:30 と同じく満潮であり、鹿島での河川流量がピークの 3 時間後の 2171m<sup>3</sup>/s であり、河口ではちょうどピークであった時間帯である。河道内水位の振動は極めて小さく、かつ、最大値と最小値が非常に良く連動して変化していたことが分かる。

最後の 14/10/06\_21:30-22:30 は、出水ピークを過ぎた後で、河川流量が鹿島地点で 1387m<sup>3</sup>/s、干潮、波高も 1.6m まで小さくなった状況である。この状況では、河道内水位はほとんど振動していなかったことが分かる。

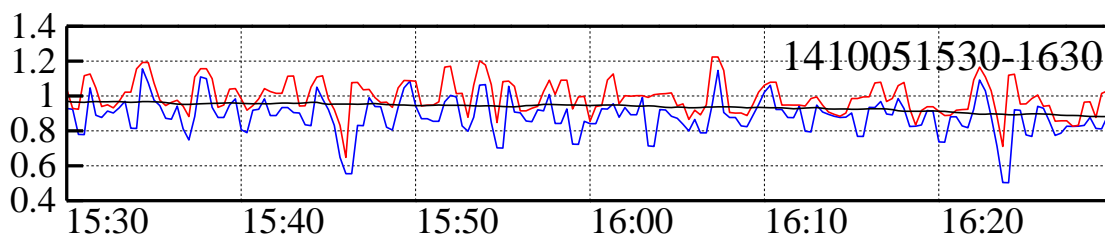
つまり、大きな河川流量の存在下（における、開口部での大きな流速下と考えられる）では、短周期波単体では河道内に伝達せず、長周期波のみ、もしくは、長周期波に少し短周期波が重なったものだけが伝達することが分かる。画像で捉えた、河口開口部で波浪が激しい砕波を伴いながら逆流場を遡上できずに押し戻されていた事実とも整合的である。

そして、その結果として、T1418 に伴う台風出水時の河道側では、図 3-5-26 の外力変化で見られたように、わずかな差ではあるが、出水ピーク時ではなく、出水ピークに先行す

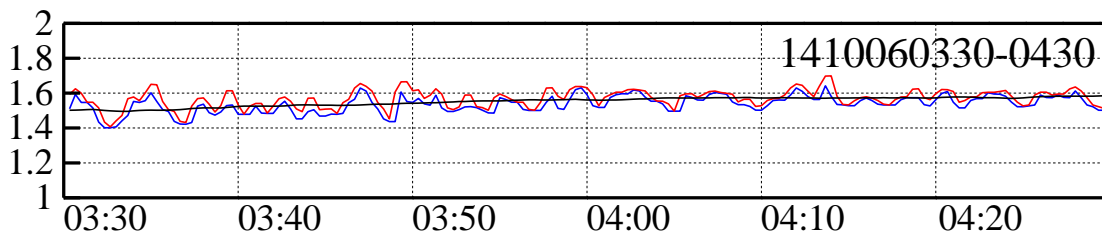
る波浪ピーク時に長周期の振動という形で最大水位を記録したことが分かった。高波浪が重合する、台風出水時に注意を要する現象である。



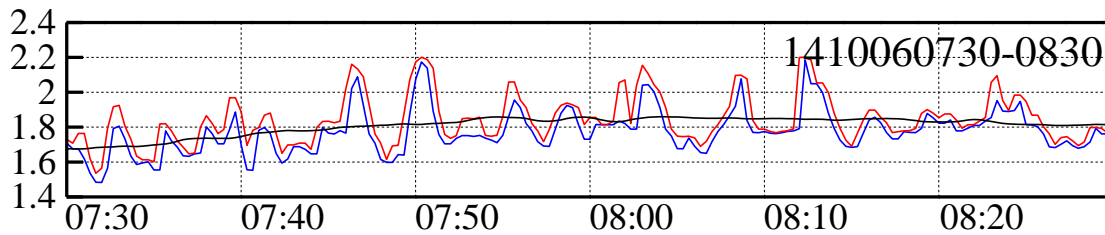
14/10/05\_08:30-09:30 (R-0.18m, O-0.51m, H2.4m, T10.9s, HL0.26m)



14/10/05\_15:30-16:30 (R0.95m, O0.76m, H2.4m, T10.8s, HL0.22m)

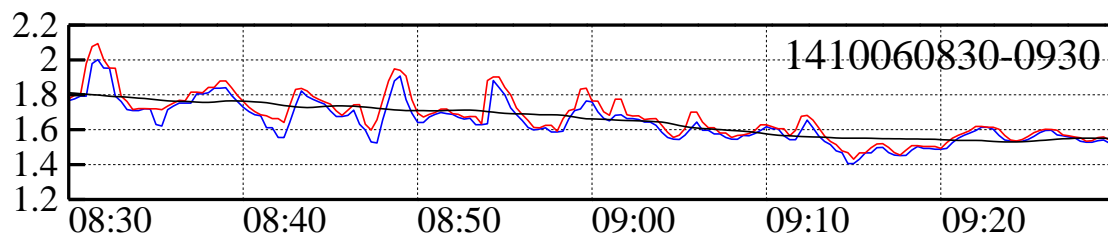


14/10/06\_03:30-04:30 (R1.56m, O0.84m, H2.5m, T10.1s, HL0.28m)

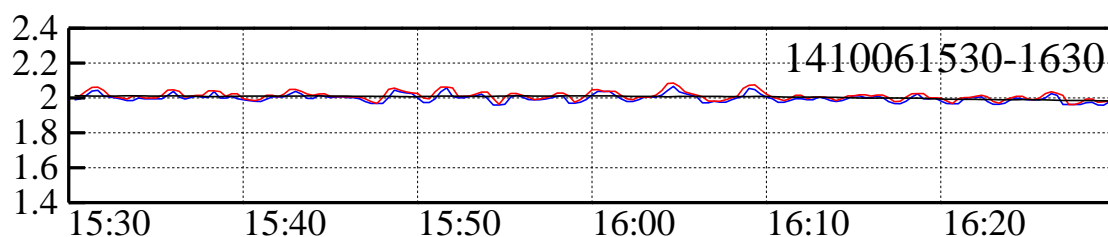


14/10/06\_07:30-08:30 (R1.86m, O0.06m, H13.0m, T14.8s, HLpredicted1.37m)

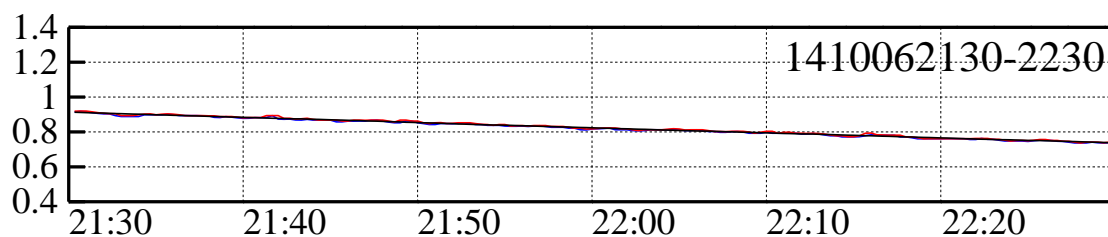
図 3-5-27 竜洋水門水位 1



14/10/06\_08:30-09:30 (R1.66m, O-0.16m, H8.8m, T13.9s, HLpredicted0.88m)



14/10/06\_15:30-16:30 (R2.01m, O0.93m, H2.6m, T9.2s, HL0.21m)



14/10/06\_21:30-22:30 (R0.82m, O-0.25m, H1.6m, T8.7s, HL0.12m)

図 3-5-28 竜洋水門水位 2

### 3.5.4. 海底地形の影響

ここでは、砂州各断面における 14/10/06\_08:30-09:30 の Time-stack 画像と砂州頂部標高、海底地形を基に、海底地形が砂州越波に及ぼす影響を考察する。

14/10/06\_08:30-09:30 (R1.66m, O-0.16m, H8.8m, T13.9m)の1時間平均画像の砕波帯分布を見ると、東側では、砂州まで連続的に砕波帯が存在するのに対し、西側では、一旦砕波が止むエリアが存在していたことが分かる。これを海底地形と対比すると、おおよそ水深 4m 以上の地点と対応していたことが分かる。河口テラスの存在に伴い、砂州先端部側では、波浪は緩い海底勾配を連続して砕波しながら伝播し、越波する。一方で、砂州付け根側では、深い水深で一旦砕波が止み、波浪は再生した後、急な海底勾配を伝播し、越波することとなる。

Time-stack 画像、砂州頂部標高を見ると、全体として砂州先端付近の標高 2m 程度の断面から -65300 以西の標高が 4m 程度へと徐々に標高が高くなり、それに応じて、砂州頂部を越えて河道に至るような越波は減少することが分かる。一方で、-64700 の断面よりも標高が高

い-65000断面で越波がより激しくなるなど、標高だけでは説明できない現象も起きている。この越波の激しさの沿岸分布と、海底勾配の分布は良く対応している。つまり、河口特有の河口テラスの発達に伴い、砂州海側で海底勾配の差異が生じ、それが砂州越波の激しさの沿岸分布に影響を及ぼすことが分かった。

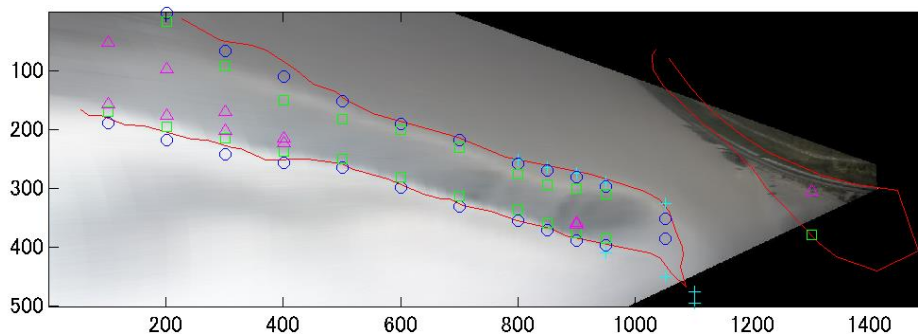


図 3-5-29 1時間平均画像 14/10/06\_08:30-09:30 (R1.66m, O-0.16m, H8.8m, T13.9m)

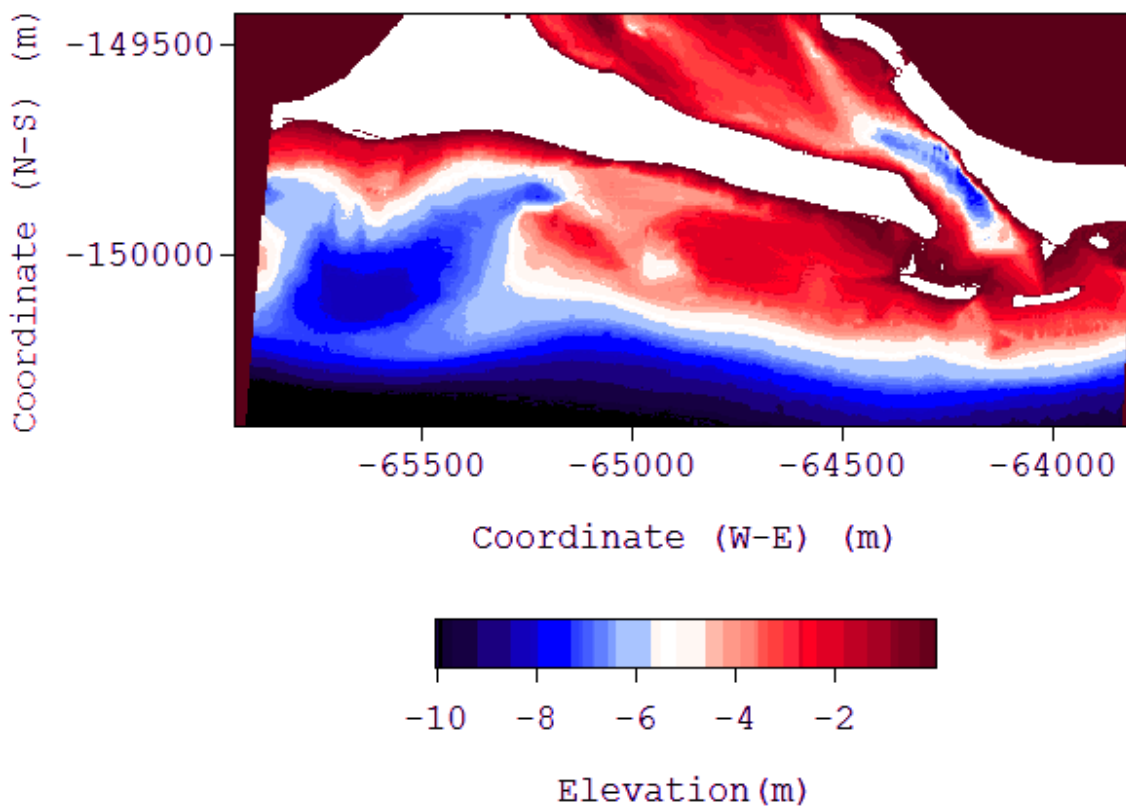


図 3-5-30 2014年10月の天竜川河口部のナローマルチビーム測量結果

### 3.6. 平均水位が異なる時の砂州氾濫場の比較

本節では、標高の異なる代表断面について、平均水位が異なる日時の砂州氾濫場の状況を比較する。

ここでは、平均水位が潮位、気圧差、Wave-setup 量により決定されるとの仮定の下、一時間平均画像を作成した毎正時について、平均水位を計算した。以下に、計算フローを示す。

①14/07/30～14/10/08 を対象に、河川流量が 300m<sup>3</sup>/s 未満の時は、河川流量が竜洋水門水位へ及ぼす影響は小さいと考え、その期間の竜洋水門水位、御前崎潮位、波浪観測所と御前崎験潮所での大気圧を抽出した。

②①の条件を満たすもので、御前崎が満潮となる時刻（一時間単位）の竜洋水門水位と御前崎潮位の差が河口付近の Wave-setup 量を代表しているとして、その差を抽出した。（御前崎と竜洋水門の満潮時刻は、ほとんどが一致し、ずれが生じても一時間であった。ここで御前崎潮位は、波浪観測所と御前崎験潮所間の気圧差分を補正し、平均水位の考え方と一貫性を持たせた。）

③②で求めた、竜洋水門水位と御前崎潮位の差が沖波波高（竜洋波浪観測所における有義波高）に線形な関係を持つと仮定し、竜洋水門水位と御前崎潮位の差と沖波波高の関係式を求めた。

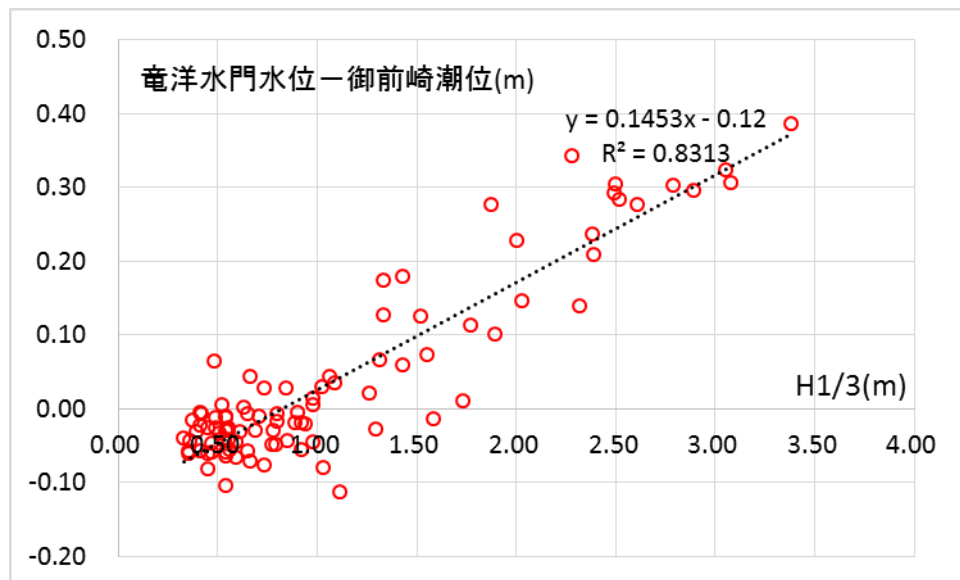


図 3-6-1 沖波有義波高と竜洋水門水位と御前崎潮位の差の関係

これを見ると、波高が小さな時、河口内の水位が御前崎潮位より低かったことが分かる。この理由は定かではないが、ここで重要なのは、同じ平均水位の時に波浪特性の違いが砂州氾濫場へ及ぼす影響を相対的に比較することである。そのため、重要なのは波高と Wave-setup と見なす竜洋水門水位と御前崎潮位の差を結ぶ比例係数のみである。

①において、河川流量が 300m<sup>3</sup>/s 未満の時は、河川流量が竜洋水門水位へ及ぼす影響は小さいと仮定したが、ここで、上記の竜洋水門水位と御前崎潮位の差と河川流量の関係を確認する。図 3-6-2 はその結果を示したものである。

これを見ると、竜洋水門水位と御前崎潮位の差と 300m<sup>3</sup>/s 以下の河川流量の間にはほとんど相関がないことが分かる。相関があるように見受けられる、三つのデータは、図に示したように、高波浪が来襲した時である。竜洋水門水位と御前崎潮位の差を波高と関連付けることが適切であり、Wave-setup と見なせることが分かる。

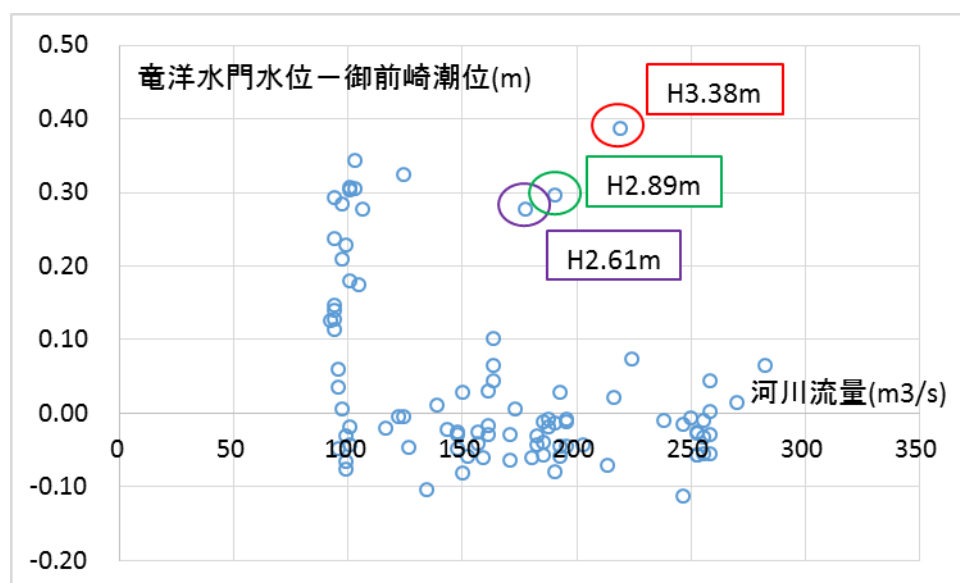


図 3-6-2 河川流量（300m<sup>3</sup>/s 未満）と竜洋水門水位と御前崎潮位の差の関係

④③で求めた関係式に基づき、満潮時以外の時刻も含め、御前崎潮位に気圧差と Wave-setup の補正を加えたものを各時刻の平均水位とする。つまり、河口砂州の海側の平均水位＝御前崎潮位－（波浪観測所の気圧－御前崎験潮所の気圧）×0.01＋0.1453×H1/3－0.12 とし各時刻の平均水位を求めた。

一時間平均画像を作成した時間帯で、分析可能な画像が得られた時刻を対象に、地形変化の影響を極力避けるため、台風 11 号時の画像の平均水位が大きい方から 4 番目までと、2014 年台風 18 号ピーク頃で唯一鮮明な画像が得られた、14/10/06 09:00 の合計 5 つの時刻を比較対象とした。

以下に、その時の外力を示す.

表 3-6-1

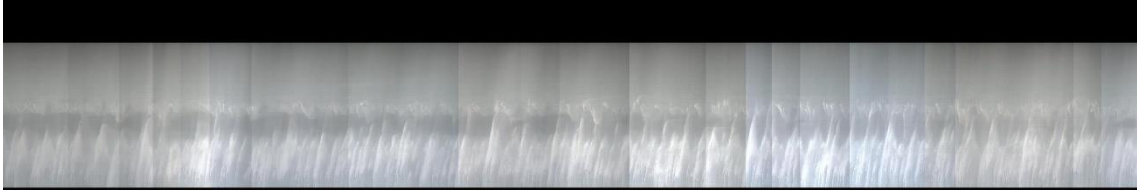
日時	M (TP+m)	R (TP+m)	O (TP+m)	H1/3 (m)	T1/3 (s)	HL (m)	K (m3/s)
2014/8/10 17:00	1.36	1.34	0.83	4.6	10.1	0.34	334
2014/8/10 16:00	1.19	1.10	0.61	4.9	9.6	0.40	317
2014/8/9 17:00	1.07	1.07	0.76	3.1	9.7	0.32	124
2014/10/6 9:00	0.93	1.66	-0.16	8.8	13.9	0.88	1629
2014/8/10 15:00	0.84	0.69	0.26	4.9	10.1	0.47	317

以下に、4つの代表断面の Time-stack 画像を示す.

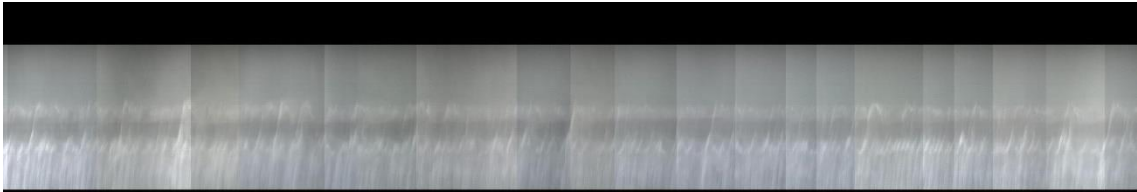
●-64400(1000, 2.2m→2.0m)



14/08/10\_16:30-17:30 (R1.34m, M1.36m, O0.83m, H4.6m, T10.1m, HL0.34m, K334m3/s)



14/08/10\_15:30-16:30 (R1.10m, M1.19m, O0.61m, H4.9m, T9.6m, HL0.40m, K317m3/s)



14/08/09\_16:30-17:30 (R1.07m, M1.07m, O0.76m, H3.1m, T9.7m, HL0.32m, K124m3/s)



14/10/06\_08:30-09:30 (R1.66m, M0.93m, O-0.16m, H8.8m, T13.9m, HL\_predicted0.88m,  
K1629m3/s)



14/08/10\_14:30-15:30 (R0.69m, M0.84m, O0.26m, H4.9m, T10.1m, HL0.47m, K317m3/s)

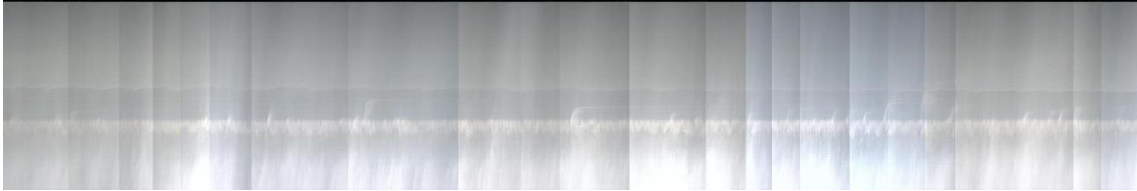
図 3-6-3 Time-stack 画像 (-64400)



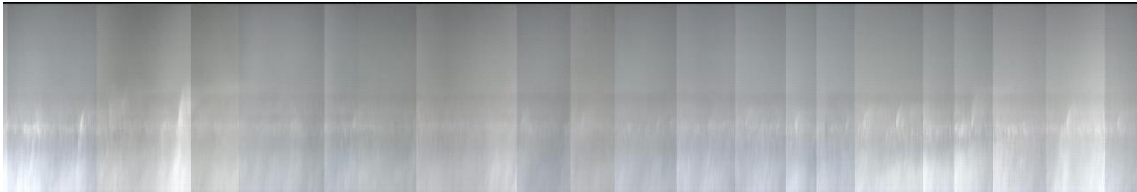
●-64700(700, 2.4m→2.9m)



14/08/10\_16:30-17:30 (R1.34m, M1.36m, O0.83m, H4.6m, T10.1m, HL0.34m, K334m3/s)



14/08/10\_15:30-16:30 (R1.10m, M1.19m, O0.61m, H4.9m, T9.6m, HL0.40m, K317m3/s)



14/08/09\_16:30-17:30 (R1.07m, M1.07m, O0.76m, H3.1m, T9.7m, HL0.32m, K124m3/s)



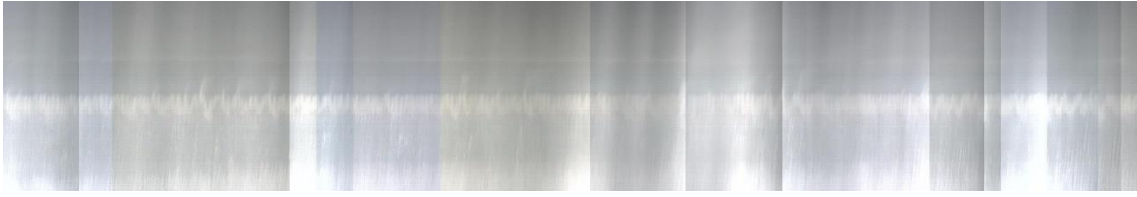
14/10/06\_08:30-09:30 (R1.66m, M0.93m, O-0.16m, H8.8m, T13.9m, HL\_predicted0.88m,  
K1629m3/s)



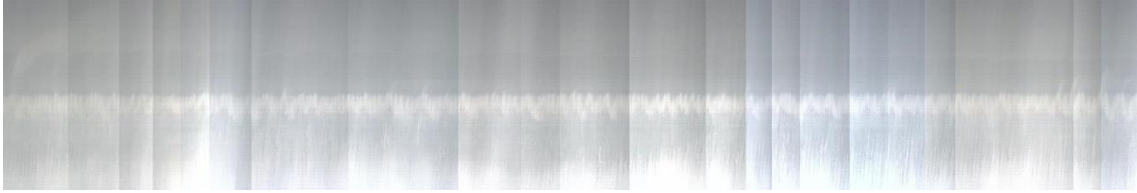
14/08/10\_14:30-15:30 (R0.69m, M0.84m, O0.26m, H4.9m, T10.1m, HL0.47m, K317m3/s)

図 3-6-4 Time-stack 画像 (-64700)

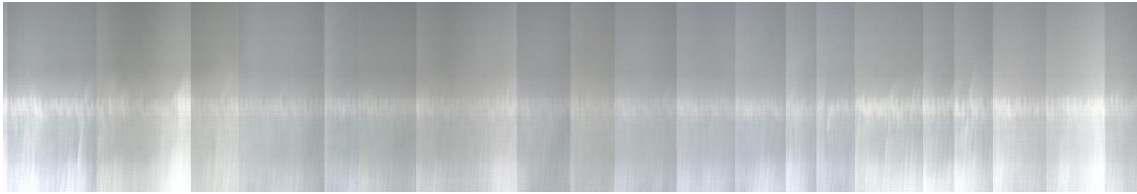
●-65000(400, 3.4m→3.1m)



14/08/10\_16:30-17:30 (R1.34m, M1.36m, O0.83m, H4.6m, T10.1m, HL0.34m, K334m3/s)



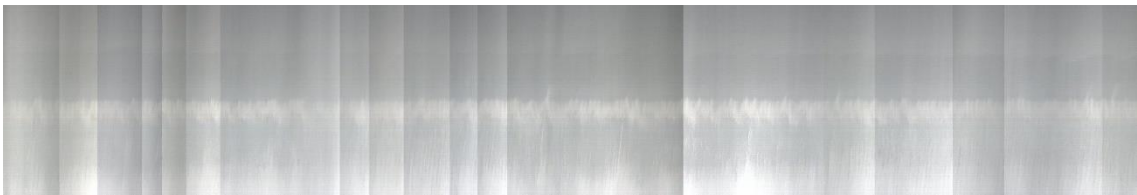
14/08/10\_15:30-16:30 (R1.10m, M1.19m, O0.61m, H4.9m, T9.6m, HL0.40m, K317m3/s)



14/08/09\_16:30-17:30 (R1.07m, M1.07m, O0.76m, H3.1m, T9.7m, HL0.32m, K124m3/s)



14/10/06\_08:30-09:30 (R1.66m, M0.93m, O-0.16m, H8.8m, T13.9m, HL\_predicted0.88m,  
K1629m3/s)



14/08/10\_14:30-15:30 (R0.69m, M0.84m, O0.26m, H4.9m, T10.1m, HL0.47m, K317m3/s)

図 3-6-5 Time-stack 画像 (-65000)

●-65300(100, 3.9m→4.0m)



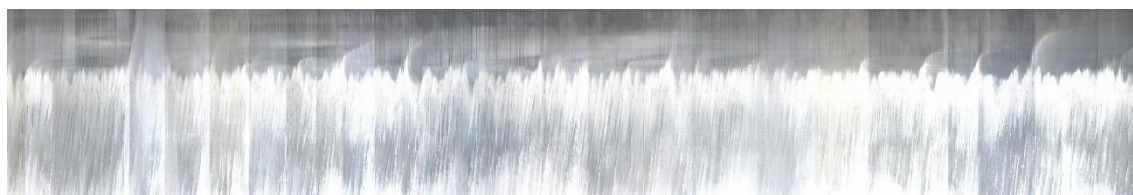
14/08/10\_16:30-17:30 (R1.34m, M1.36m, O0.83m, H4.6m, T10.1m, HL0.34m, K334m3/s)



14/08/10\_15:30-16:30 (R1.10m, M1.19m, O0.61m, H4.9m, T9.6m, HL0.40m, K317m3/s)



14/08/09\_16:30-17:30 (R1.07m, M1.07m, O0.76m, H3.1m, T9.7m, HL0.32m, K124m3/s)



14/10/06\_08:30-09:30 (R1.66m, M0.93m, O-0.16m, H8.8m, T13.9m, HL\_predicted0.88m,  
K1629m3/s)



14/08/10\_14:30-15:30 (R0.69m, M0.84m, O0.26m, H4.9m, T10.1m, HL0.47m, K317m3/s)

図 3-6-6 Time-stack 画像 (-65300)

標高 2.0m 程度であった，-64400 断面に着目すると，越波数は平均水位の大きさに対応して増加することが分かる．しかし，標高の高くなる，-64700，-65000 では，台風 18 号来襲時で長周期波が発達していた 14/10/06\_08:30-09:30 以外では，急激に越波数が減少することが分かる．また，台風 18 号来襲時のみ，河道側でも顕著な水際線の変化が生じていたことが分かる．さらに標高の高い-65300 では，台風 18 号来襲時でも，越波数は大幅に減少していたことが分かる．つまり，砂州標高が高くなると，越波数は平均水位だけでは，説明がつかなくなる事が分かる．

### 3.7. 波浪の砂州遡上過程の輝度時系列に基づく解析

本節では、台風 18 号来襲時の波浪の砂州遡上過程について分析する。図は、-64500 断面について 14/10/06\_08:30-08:50 の 20 分間の Time-stack 画像と、その平均遡上端前後の 10m ごとの代表岸沖断面における輝度の時系列を示したものである。平均遡上端とは、各岸沖位置の 20 分間の輝度の平均値の勾配が最も大きくなる位置である。

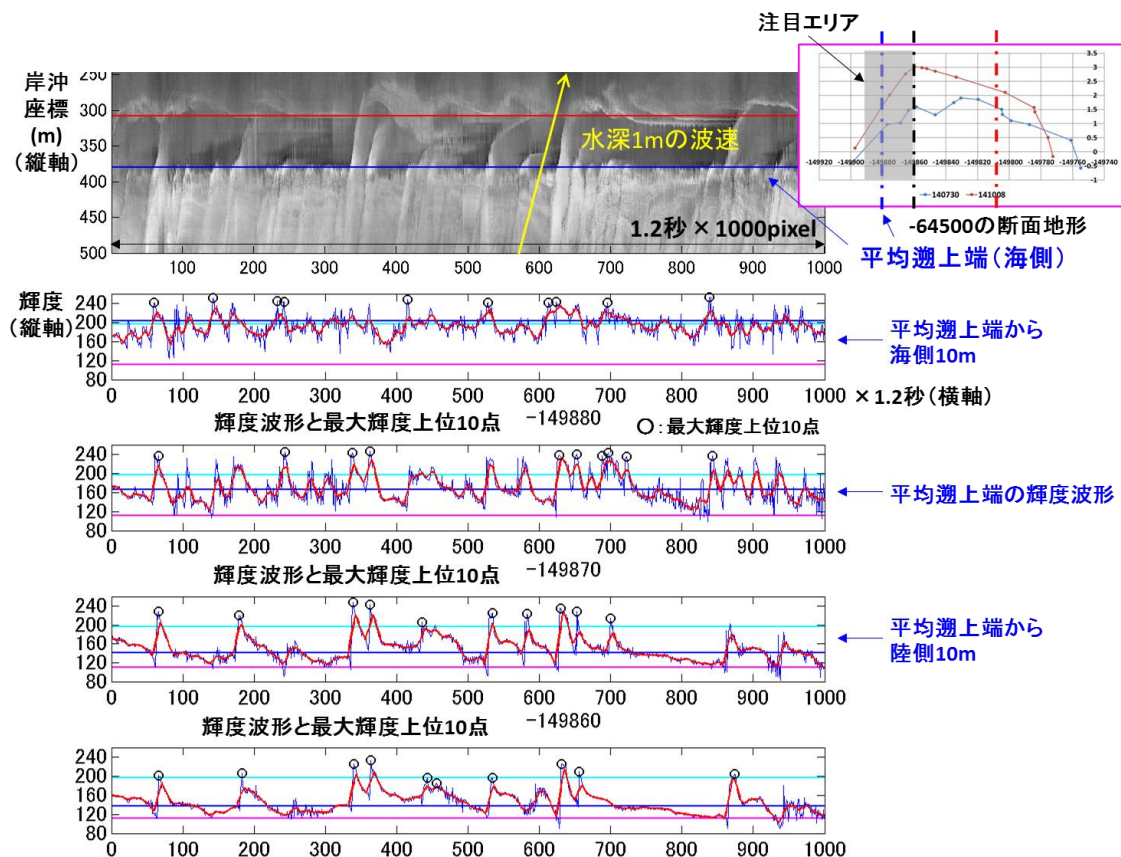


図 3-7-1 波浪の砂州遡上過程

図を見ると、波浪の砂州遡上に伴い短周期波は急激に減衰し、一部の長周期波のみが選択的に遡上していることが分かる。比較対象として、Time-stack 画像上に水深 1m 地点の波速を載せてあるが、河道まで到達する越波は概ねこれより速く、砂州上で減衰する越波は概ねこれより小さいことが分かる。つまり、標高の高い地点では、ほとんど長周期波のみが土砂輸送外力であり、水深の大きな越波が速い波速で砂州上を進んでいたと考えられる。また、この台風 18 号来襲に伴う波浪ピークの時間帯の竜洋水門水位では、3.5.3 節で述べたように、概ね長周期波のみが検出されており、越波によって河道に伝達した波浪には、短周期波はほとんど含まれず、長周期波のみであったことが確認できる。



### 3.8. 砂州標高と越波の波浪特性の関係

前節までで標高の高い地点の越波にとって、平均水位のみでなく、長周期波の発達が必要であると考えられたことから、本節では、砂州標高、砂州越波、長周期波の関係を探求する。

初めに、極力潮汐の影響を排除するため、台風 11 号来襲時の 10 日間の満潮時、及び、台風 18 号来襲時に画像が判読できた 14/10/06 09:00(引き潮時)に関して、図のような東西約 100m ほどの砂州断面の 20 分間の Time-stack 画像を作成した。ただし、台風 11 号来襲時の 14/08/10 17:00 の画像に関しては、満潮一時間前である。そして、各画像に対して、砂州頂部の越波が生じた断面のうち、標高の最も高い断面の標高を「最大越波標高」として抽出した。

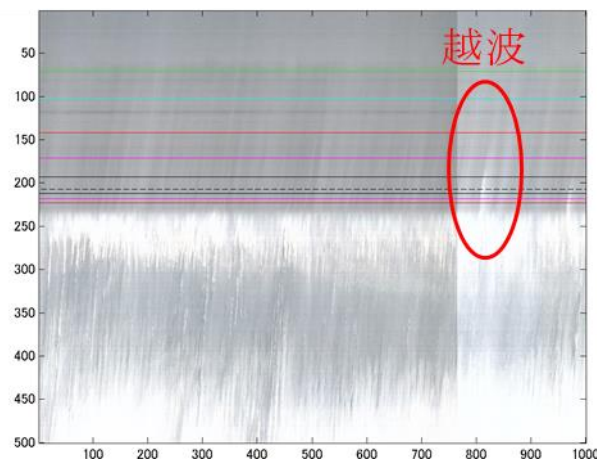


図 3-8-1 越波が確認できる 20 分間の Time stack 画像の例

潮位の影響を除外するため、最大越波標高から潮位を差し引いたものを「最大越波標高（潮位上）」として、各時刻について 0.5 秒サンプリングピッチの水位データから算出した長周期波の波高との関係を調べた。14/10/06 09:00 に関しては、水位データが得られなかったため、上述した予測式から長周期波高を求めた。その結果が、図 3-8-2 の「最大越波標高（潮位上）と長周期波の波高の関係図」である。以下の関係式を得た。

$$\text{最大越波標高（潮位上）} = 3.3597 \times \text{HL} + 1.3$$

切片はゼロにはならず、平常波浪時でも長周期波以外の寄与が存在することが分かる。そのため、長周期波の波高が 0.1m 以下の状況を平常時と定義し、図 3-8-3 のように最大越波標高（潮位上）と長周期波の波高の関係図の上下を「平常時」と「高波浪時」に分割した。平常時の最大越波標高（潮位上）は、不規則性を持つ平常波浪の遡上と wave setup の寄与分と考えることができる。

また、2.4.3 で述べたように、有義波高と長周期波の波高の関係は概ね線形であることから、図 3-8-4 に示すような長周期波の波高に対する有義波高の関係式が得られる。以下に関係式

を示す.

$$H1/3 = 8.9037 \times HL + 0.42$$

これから、平常時と定義した HL が 0.1m の時は、有義波の波高は約 1.3m であり平常時と定義して問題ない状況であると言える。

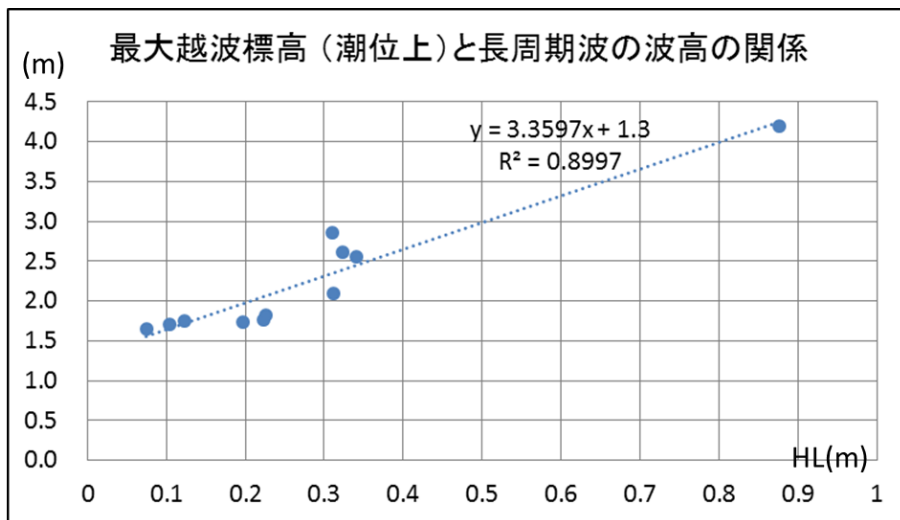


図 3-8-2 最大越波標高（潮位上）と長周期波の波高の関係 1

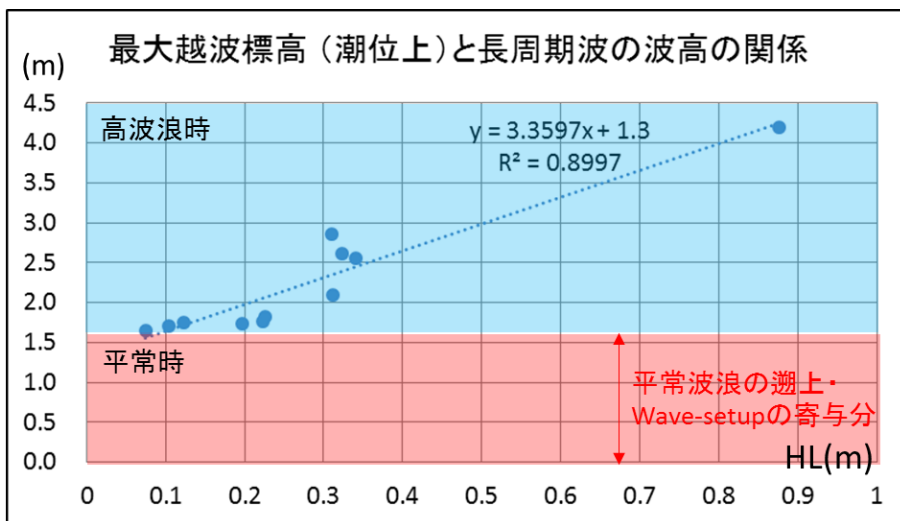


図 3-8-3 最大越波標高（潮位上）と長周期波の波高の関係 2

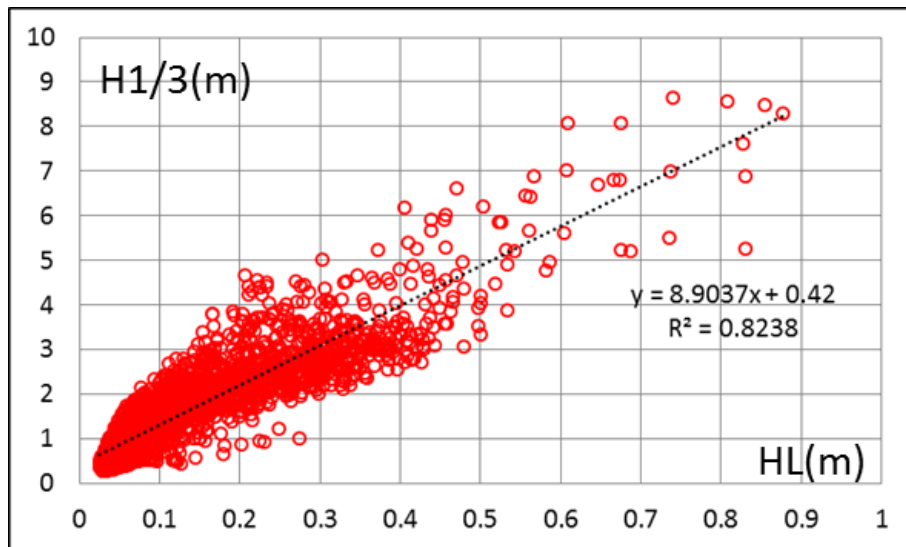


図 3-8-4 長周期波の波高に対する有義波高の関係

次に高波浪時領域において、平常時と高波浪時の境界である、 $HL=0.1m(H1/3=1.3m)$ から、右側について、「高波浪時の wave setup の寄与分」を「長周期波の波高に対する有義波の波高の関係式」、3.6 で求めた「Wave setup と H1/3 の関係式」を用いて計算し、図 3-8-5 に示すように記入した。そして、「最大越波標高（潮位上）」から「平常波浪の遡上・wave setup の寄与分」と「高波浪時の wave setup の寄与分」を差し引いたものを「長周期波の寄与分」とした。この図を見ると、基本的に、有義波と長周期波が連動して大きくなるため、高波浪時には、wave setup と長周期波の遡上が共に増大してくる様子が分かる。長周期波の遡上の影響の方がより大きいことも分かる。

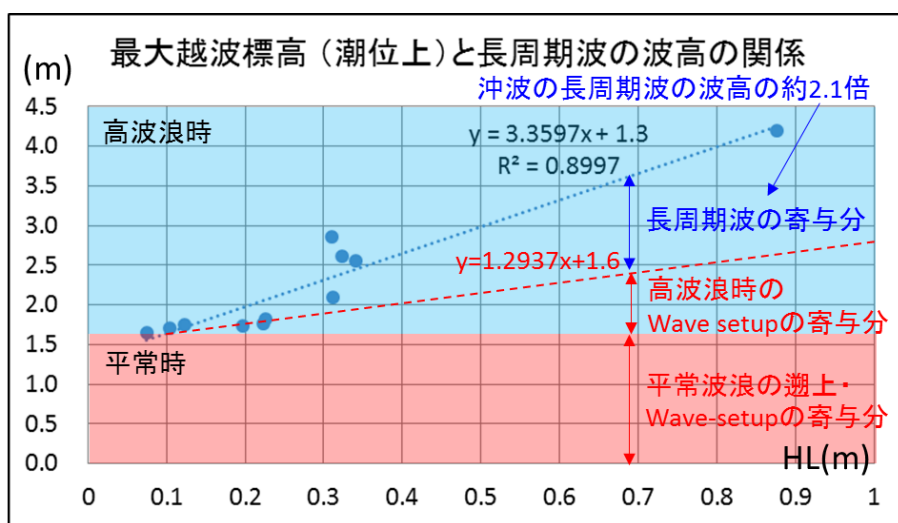


図 3-8-5 最大越波標高（潮位上）と長周期波の波高の関係 3



ここに平均的な満潮位を想定し，潮位を 0.5m とした時の潮位に対する先端部，中央部，付け根部の各代表断面の砂州標高を記入すると，図 3-8-6 のようになる。

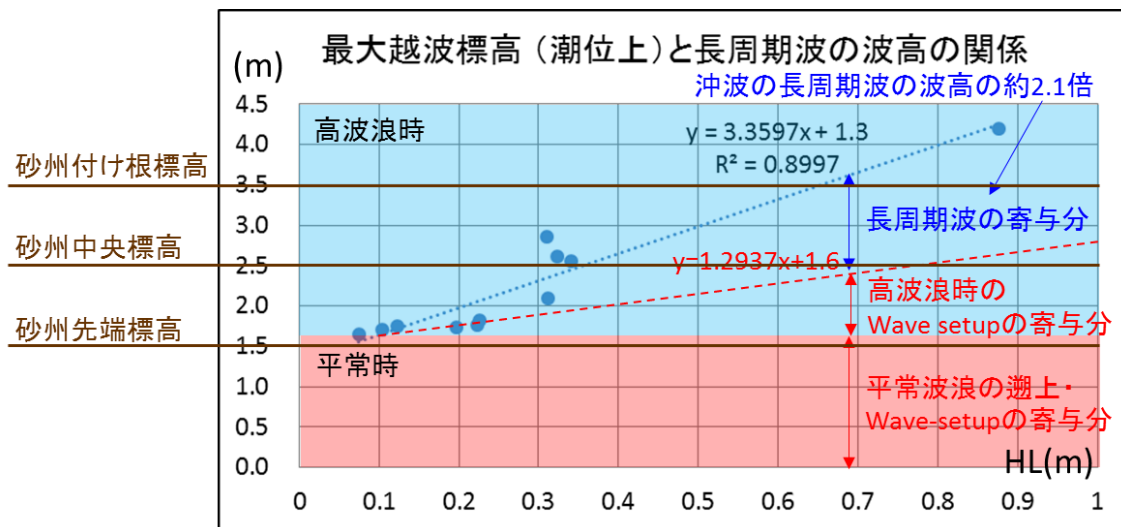


図 3-8-6 最大越波標高（潮位上）と長周期波の波高，砂州標高の関係

図 3-8-6 を見ると，砂州先端部以下の標高は，満潮時には，平常波浪が越波する領域に位置することが分かる．これにより，高波浪が来襲していない時にでも，先端部の押し込みや開口部周辺の島状地形の岸向き移動が生じることが分かる．

砂州中央付近は，長周期波高が 0.4m 程度になった時に，越波が生じることが分かる．これは，第 2 章で，標高 3m を越える地点の越波による土砂輸送が生じたのが，長周期波の波高が約 0.4m 以上であったこととも整合的である．また，この時，高波浪時の wave setup までの寄与分だけでは，遡上波は砂州中央標高まで到達せず，長周期波の波高が大きい時に越波が生じることが分かる．

砂州付け根付近では，越波が生じるのは，長周期波の波高が 0.7m 程度まで発達した時であり，有義波にして約 6.7m である．これは，数年に一度に来襲する高波浪であり，砂州付け根部の標高が安定している理由が分かる．

### 3.9. まとめ

本章をまとめると，河口の地形変化の最も基本となるのは，以下の図に示すような①有効砂州高と②長周期波の発達である．

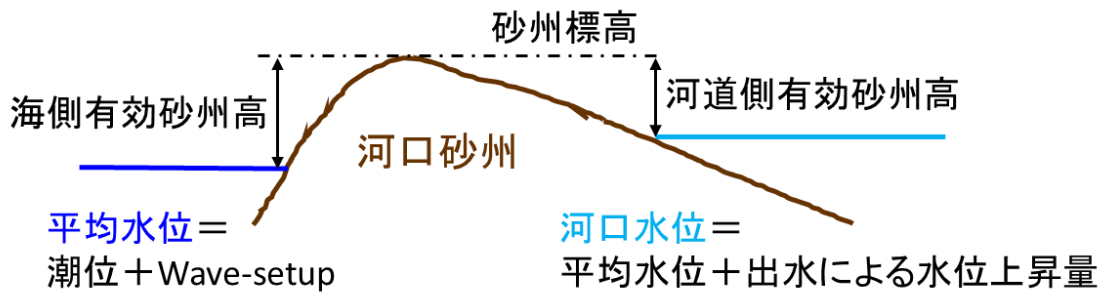


図 3-9-1 有効砂州高の概念

海側有効砂州高は、前節の「最大越波標高（潮位上）と長周期波の波高，砂州標高の関係図」を基に示すと、図のようになる。ここでは、砂州中央部と砂州先端部を例に示した。

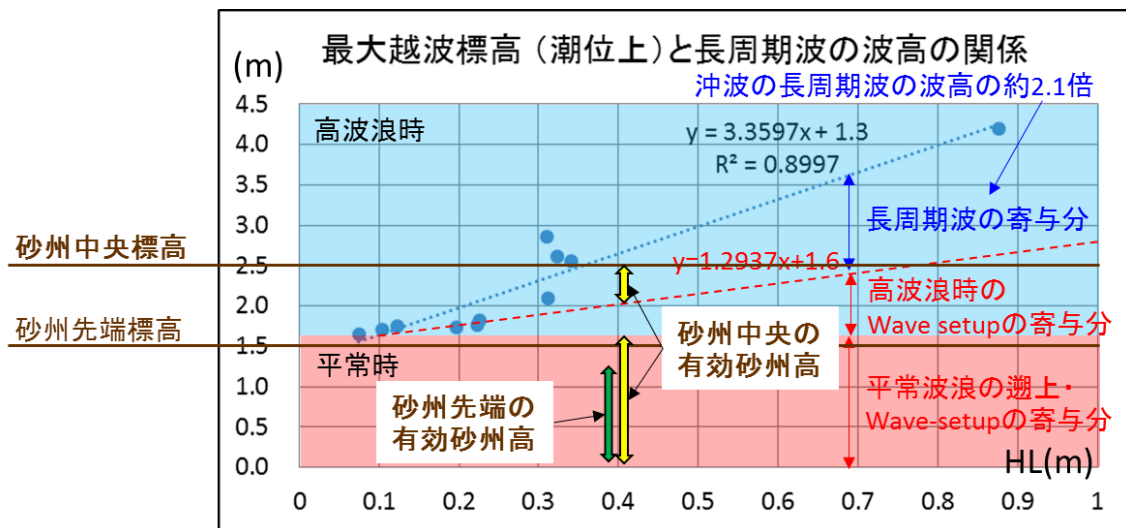


図 3-9-2 海側有効砂州高

海側有効砂州高は、各地点での砂州標高から平均水位を差し引いた物理量である。その大小は、砂州標高が短周期波を主体とする平常波浪の遡上高に収まるか否かを問うものであり、収まらない場合は、長周期波の寄与が支配的となるが、波浪の砂州遡上が進むにつれ、短周期波は急激に減衰するため、海側有効砂州高の大きい地点では、砂州上での主要な土砂輸送外力は長周期波となる。海側有効砂州高と長周期波の大小で、岸沖方向の土砂移動特性が決まる。

河道側有効砂州高は、砂州標高と河口水位の差で定義され、その大小は、河川流の砂州越流の有無、越波時の砂州断面変動特性を決める。

## 4. 結論

### 4.1. 結論

河口部における，波，流れ，土砂移動に関する実証的な研究を通じて得られた結論を述べる．

河口部の地形変化の最も基本となる概念は，砂州標高が短周期波を主体とする平常波浪の遡上高に収まるか否かを問うものである①有効砂州高と②長周期波の発達である．これに，③開口部周辺の岸向き土砂移動，④地形履歴を加えた4つの事項が河口部の地形変化において，重要な物理・概念である．そして，これらに既往知見である，沿岸漂砂による土砂移動，平常波浪による岸向き漂砂，出水に伴う砂州侵食を加えることで，3次元的で複雑な河口部の波・流れ・土砂移動は，以下の図のように体系化される．図の後の記述は，図の説明等である．

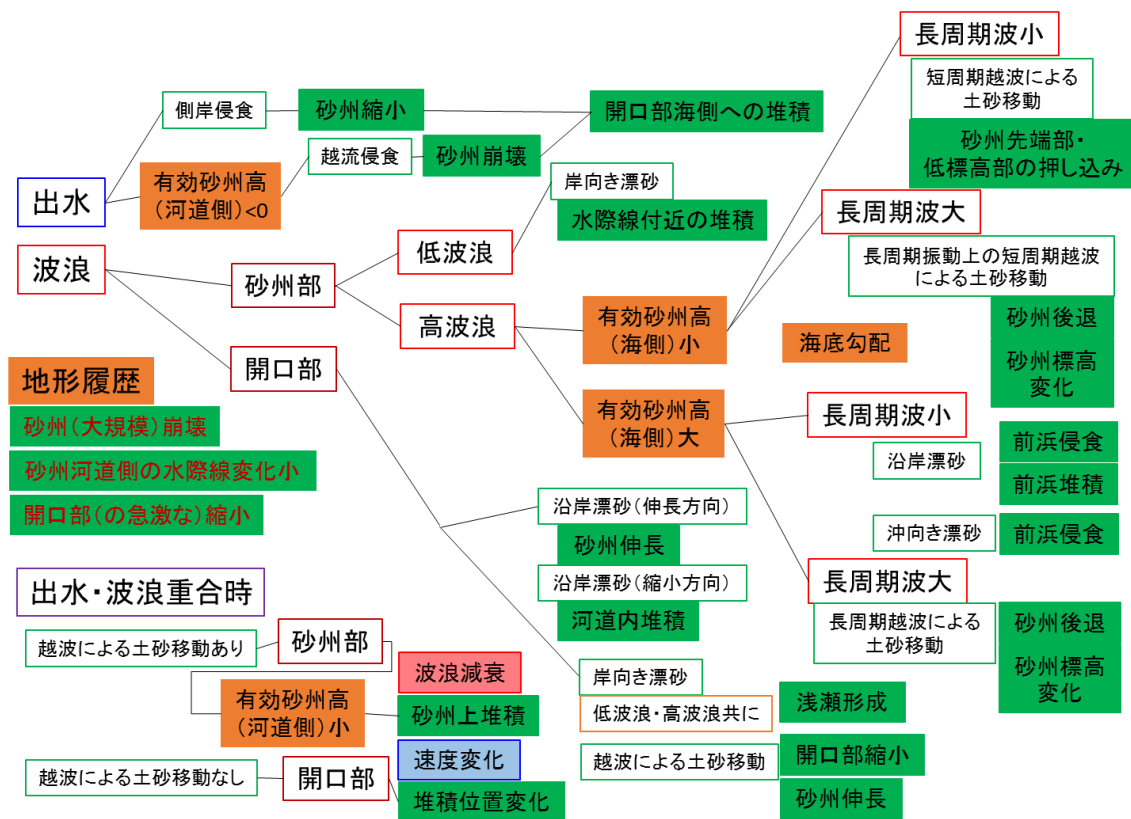


図 4-1-1 河口部における波・流れ・土砂移動の体系図

## (1)砂州越波とその外力特性について

- ①周期の長いうねり性高波浪が来襲すると、周期 30s 以上の長周期波が発達する。竜洋波浪観測所（水深 40m）では、周波数スペクトルから求めた長周期波の波高は、概ね有義波高と線形であるが、有義波高と有義波周期の積により高い相関が見られた。有義波高と有義波周期の積による長周期波の波高の予測式は実測値と良く一致した。
- ②越波が生じる砂州断面のうち、最も高い断面の標高（最大越波標高と呼ぶ）は、(a)潮位と(b)平常波浪（短周期波）の遡上及び wave setup 量、(c)高波浪時の波高増大に伴う wave setup 量、(d)長周期波の遡上から構成される。
- ③砂州上では、波浪の砂州遡上が進むにつれ、短周期波は急激に減衰し、長周期波が主要な土砂輸送外力となる。
- ④海底勾配が砂州の越波数に影響を及ぼす。海底勾配が大きい時、越波数が増加する。河口テラスが縮小することが越波の増加を通じて、砂州後退を促進させると考えられる。
- ⑤砂州河道側では、開口部周辺では、短周期波が遡上するが、開口部から離れるに従い、長周期波のみが減衰しながら伝播する。

## (2)出水による地形変化に関して

出水は、砂州標高が河口水位より低い部分（河道側有効砂州高＝砂州標高－河口水位が負となる部分）を越流侵食し、その他を側岸侵食する。

## (3)波浪による地形変化に関して

### (3-1)砂州部の地形変化に関して

#### (3-1-1)低波浪時

低波浪時は、岸向き漂砂により水際線付近で堆積が生じる。

#### (3-1-2)高波浪時

有効砂州高＝砂州標高－平均水位が（1）項②の平常波浪の遡上及び wave setup 量より小さい時を「海側有効砂州高が小さい」と定義し、大きい時を「海側有効砂州高が大きい」と定義し、相対的な高さを意味する。

#### (a)海側有効砂州高が小さい時

- ①長周期波が小さい時、短周期波の砂州越波による土砂移動が卓越する。砂州先端部、低標高部の押し込みが生じる。
- ②長周期波が大きい時、長周期波の振動に重なって短周期波が越波する。

#### (b)海側有効砂州高が大きい時

- 越波が生じる時、「長周期が大きい」と定義し、越波が生じない時、「長周期波が小さい」と定義し、相対的な大きさを意味する。
- ①長周期波が小さい時、沖向き漂砂により、前浜の侵食が生じる。また、沿岸漂

砂により、前浜が侵食する地点、堆積する地点が生じる。

②長周期波が大きい時、長周期波の越波による土砂移動が生じ、砂州後退、砂州標高変化が生じる。

### (3-2)開口部周辺の地形変化に関して

#### (3-2-1)

①波向が砂州伸長方向の時、沿岸漂砂により、既存砂州の侵食を伴いながら、新たに砂州が伸長する

②波向が砂州縮小方向の時、開口部を通じた河道内への沿岸漂砂により、海側での侵食と河道内での堆積が生じる。

#### (3-2-2)岸向き漂砂に関して

低波浪、高波浪共に、岸向き土砂移動が卓越し、開口部周辺に浅瀬が形成される。

#### (3-2-3)越波による土砂移動に関して

越波により開口部周辺の浅瀬を開口部へ押し込むことにより、開口部の縮小や砂州伸長を生じさせる。

### (4)出水・波浪重合時の地形変化に関して

越波による土砂輸送が生じる時、出水による河口水位上昇のため、越波は砂州上の比較的標高の高い部分で減衰し、砂州上の標高の高い部分に土砂が堆積しやすい。河道側有効砂州高がその指標となる。

### (5)地形履歴に関して

河口部においては、数時間から数か月の様々な時間スケールの地形履歴が、砂州崩壊や開口部縮小等の地形変化に大きな影響を及ぼす。

## 4.2. 今後の課題

本研究において、河口部の波・流れ・土砂移動に関して多くのことが明らかとなったが、今後、さらに各事項の観測事実を積み重ねる必要がある。また、本研究では天竜川河口部のみを対象として現地調査を行ったが、他河川の河口部における観測も行うべきである。

観測手法に関しては、本研究においては、監視カメラを用いた観測を行ったため、降雨、霧、夜間等で解析できる画像が得られないことも多かった。特に出水全体を俯瞰するような連続した画像を得ることができなかった。より良い観測手法の開発も、今後の課題である。

物理的な事項に関しては、今後は特に、砂州上における、長周期波と短周期波の土砂移動機構の違いを明らかにすることが重要である。また、海底勾配は越波数を増大させるが、越波数のみの議論でなく、その岸向き運動量に対する影響についても議論することで、岸沖の土砂移動に対する海底勾配の影響がより明確となると思われる。そして、これらによって、砂州後退機構等が明確となると考えられる。さらに、出水時の土砂堆積機構を探求することで、河口閉塞の全体のプロセスも明らかとなり、河川管理に有用な知見となると考えられる。

## 参 考 文 献

- 澤本正樹・真野 明・田中 仁(2010):日本の河口,古今書院,pp.188-198.
- 澤本正樹・真野 明・田中 仁(2010):日本の河口,古今書院,pp.171-176.
- 澤本正樹・真野 明・田中 仁(2010):日本の河口,古今書院,pp.177-187.
- 沢本正樹・首藤伸夫・谷口哲也:阿武隈川河口砂州の変形過程,土木学会論文集,pp.179-188, 1987
- 真野 明・澤本正樹・長尾昌朋・富樫 健:阿武隈川河口砂州の変形特性,海岸工学論文集,第40巻,pp.486-490, 1993
- 佐藤勝弘・首藤伸夫:洪水による河口砂州崩壊過程の数値計算,海岸工学論文集,1992
- 桑原直樹・田中 仁・佐藤勝弘・首藤伸夫:洪水時における河口地形変化の数値計算—格子間隔、浮遊砂、二次流の効果について—,海岸工学論文集,第42巻,pp. 596-600、1995.
- 桑原直樹・田中 仁:洪水時の河口砂州崩壊現象に対する砂州高さ・潮位変動の影響に関する研究,海岸工学論文集,1996
- 和田尚大・田中 仁:河口砂州の現地調査と平衡高さ算定式の提案,海岸工学論文集,1997
- 永澤 豪・田中 仁:高波浪時の越波による海浜地形変化,海岸工学論文集,1999
- 加藤一正・柳嶋慎一:長周期波によるバームの侵食 土木学会論文集 No.452, 41-50, 1992
- Nguyen Xuan Tinh・田中 仁:越波による海浜変形の現地観測と数値計算,海岸工学論文集,2007
- Nguyen Xuan Tinh・田中 仁・Chantal Donnelly・Magnus Larson:現地資料に基づく越波による土砂堆積量の定式化とその検証 ,海岸工学論文集,2008
- 高川智博・齋藤正一郎・上山 聡・田島芳満・劉 海江・武若 聡・佐藤慎司:台風 0918 号時の高波浪による天竜川河口砂州周辺の土砂移動実態の解明,2010
- Asbury H. Sallenger, Jr. : Storm Impact Scale for Barrier Islands, Journal of Coastal Research, 16(3), 890-895, 2000
- 田島芳満・高川智博・浅野泰史・佐藤慎司・武若聡:特性の異なる二つの台風による天竜川河口砂州の大規模変形,海岸工学論文集,2008
- 田島芳満・劉 海江・佐々木勇弥・佐藤慎司:砂州の決壊を伴う大出水時における波・流れ干



渉場の変動特性とその再現モデル,海岸工学論文集,2008

田中仁:河口域のながれと地形 ながれ 24 37-46 (特集) ながれと地形,2005

Asbury H. Sallenger, Jr. : Storm Impact Scale for Barrier Islands, Journal of Coastal Research

:MULTI-TEMPORAL GEOSPATIAL ANALYSIS OF THE EVOLUTION AND CLOSING OF PEA ISLAND BREACH, NC, Proceedings

:NATURAL ACCRETION MECHANISMS. THE ROLE IN FUTURE COASTAL SUSTAINABILITY

田中 仁・Mohammad Bagus Adityawan・○ 敏・Vo Cong Hoang:東日本大震災津波後の河口砂州河道内侵入現象,2008

和田麻美・田島芳満・佐藤慎司:天竜川河口テラス地形と沿岸域への土砂供給過程の長期変化,2010

田島芳満:波および Surface Roller による質量輸送を考慮した準三次元海浜流モデルの構築,海岸工学論文集,2010

佐藤慎司:遠州灘浜松海岸の土砂移動実態,土木学会論文集 B, VOL64, No3, pp192-201, 2008

清水琢三・山田晶子・渡辺 晃:沿岸漂砂量の岸沖分布と漂砂量係数,海岸工学論文集,1996

清水琢三・山田晶子・内山一郎・渡辺 晃:汀線変化を考慮した 3 次元海浜変形モデルの現地適用性,海岸工学論文集,1995

岡安章夫・瀬尾貴之・柴山知也:碎波による運動量輸送を考慮した海浜流の準 3 次元数値モデル,海岸工学論文集,1993

岡安章夫・磯部雅彦・渡辺 晃:碎波帯におけるエネルギー収支と戻り流れのモデリング,海岸工学論文集,1989

渡辺 晃・丸山康樹・清水隆夫・榊山 勉:構造物設置に伴う三次元海浜変形の数値予測モデル,海岸工学論文集,1984

中山大輔・田中 仁・山路弘人:画像記録装置を用いた河口地形変動の観測とそのモデリング,海岸工学論文集,2006

佐藤智昭・Totok Suprijo・真野 明:河口砂州を有する主な河川の最狭開口部平衡条件,海岸工学論文集,2004

玉田 崇・間瀬 肇・安田誠宏:複合断面に対する波の不規則性を考慮した打上げ高算定法に

関する研究, 海岸工学論文集, pp936-940, 2009

玉田 崇・間瀬 肇・安田誠宏:波の打上げを考慮した越波流量算定法の提案, 海岸工学論文集, pp926-930. , 2010

R.T. GUZA:Swash Oscillations on a Natural Beach, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL.87, pp483-491, 1982

## 謝辞

阪神大震災を小学生の時に経験した。地震により街が一瞬で壊れた一方で、復興を通じて街の印象が急激に変化した。この時、環境は壊れるものであり、また、人間によって作られるものであると感じた。その後、水という素材が好きで水泳部に所属していた中学生の時、「なぜ昔は泳げていた近くの海で今は泳げないのか」と感じた。そして、次第に、日常的に自然の豊かさを感じられる生活環境を作りたいと思い、また、大きな自然の中に人間社会が持続可能な形で落ち着くにはどうしたら良いのだろうと思うようになっていった。

流砂系管理の基本的な考え方は、自然の循環系に従いながら、持続可能な人間社会を作ることにあると思う。そして、そのためには自然の理解が必要である。流砂系管理に資することを社会的な目的とし、学術的に自然の理解を促進するような研究は、自分の根本にある問いかけに答えていくものであり、自分の研究人生の軸になると思い、博士論文のテーマとすることにした。そして、流砂系の重要な管理ポイントである河口部を具体的な研究対象とした。フィールドベースの研究としたのは、ゼネコンで本格的に現場を経験し、実際に起きている現象を観察することの重要性を感じたためである。

自分の価値観に根差した研究を博士論文として形にするために、多くの方々にお世話になった。主査である佐藤慎司教授には、博士論文完成のための指導に加え、非常に広い視野の下、博士課程を通じて、主体的な研究人生を送るための指導をしていただいたように思う。同じ研究室の田島芳満教授、下園武範准教授には、研究内容、進路に関して多くのご助言をいただいた。河川/流域環境研究室の知花武佳准教授は、学部時代、水グループに入るきっかけとなった先生でもあり、研究指導のみならず、精神面でも支えていただいた。筑波大学の武若聡教授には、副査としてのご指摘をいただくと同時に、同じ天竜川河口をフィールドとして研究している研究者として、対等な目線で色々と声をかけていただいた。長田秘書には、常日頃、事務的な面で助けていただいた。天竜川に関する研究発表会を共同で行っていた他大学の先生方には、研究内容に関するご指摘をいただいたと同時に、その集まりが研究者としての自分の居場所のように感じられ、前向きな気持ちになれた。

静岡県、国土交通省、浜松市には、現地データの取得に当たって、大変お世話になった。

研究室の学生メンバーで、留学生を中心とする博士課程の学生は、自分と同じように社会人を経て入学した同年代が多く、国は異なっても気持ちが通じる面があり、友としての存在であった。修士課程以下の学生は、年齢の差が大きく、少しぎこちない付き合いになってしまった面もあったが、時には話を聞いてもらい、色々と助けてもらった。

博士研究の最中、父が亡くなった。長い間、自分の心の支えであったことを痛感した。博士課程を通して、私生活の面から研究を支えてくれた母と絵夢に感謝したい。

ここに記述することができなかった方を含め、多くの方々の支えがあつて本論文をまとめることができた。改めて感謝の意を表したい。