

河口・沿岸域における土砂動態のモニタリング技術と予測システムの開発

研究予算：運営費交付金

研究期間：平 29～令 3

担当チーム：寒冷沿岸域チーム

研究担当者：平野誠治、久保純一、大塚淳一

【要旨】

河口域における極めて複雑な土砂動態の定量的評価とモデル構築を目的として、沙流川河口域を対象に河川流量、潮位、波浪・流況の観測および採水・採泥、深淺測量を行い、得られたデータをもとに地形変化モデルを構築した。河川流や波浪の碎波、海浜流の影響を受けやすい浅い海域（水深約 4 m 以浅）では、地形と粒径が活発に変化する。河口前面は流量の増加に伴い侵食傾向から堆積傾向となり、侵食から堆積に転じる流量を回帰直線から求めると、その流量は 513 m³/s となった。汀線東側からの波のエネルギーフラックスが多い場合、河口前面とその東側の領域が侵食傾向を示す一方、汀線西側からの波のエネルギーフラックスが多い場合では、河口前面が侵食傾向を示し、その西側の領域では堆積傾向を示す。実測データをもとに Delft3d で波浪・流動場と地形変化のモデルを構築し、浅い海域で各確認された河川流や波浪の影響による活発な地形変化を再現可能とした。

キーワード：河口域、土砂動態、モニタリング、地形変化モデル、Delft3d

1. はじめに

砂浜は背後に控える生活・産業活動の場を高潮、高波から守る防護機能に加え、海水の浄化機能、生態系の保全機能、レクリエーションの場を提供する親水機能など、多くの優れた機能を有している¹⁾。我が国では、河川からの土砂供給量の減少や海岸部における土砂収支の不均衡などの影響により、過去数十年で大規模な海岸侵食が進み、その規模は年間約 160 ha（1978 年～1993 年の侵食速度）にも及んでいる²⁾。近年、侵食対策技術が蓄積され、侵食対策事業により砂浜の保全・回復が図られている一方、依然として侵食が著しく進み、対策を必要とする砂浜が多く存在している³⁾。

また、地球温暖化に伴う平均海面水位の上昇により、IPCC 第 5 次評価報告書⁴⁾の RCP2.6 シナリオで約 60 %、RCP8.5 シナリオで約 80 % の砂浜が消失する可能性がある⁵⁾。気候変動を踏まえた海岸保全のあり方提言⁶⁾では、今後の海岸侵食対策として、河川等からの土砂供給量の変化の予測や、それを踏まえた海岸の地形変化の予測から海岸への必要土砂量を算定すること、さらに、それらに基づく総合土砂管理計画⁷⁾により、山地域、沖積地域、河口とそれにつながる海岸域という流砂系において、効率的な土砂移動を含めた対策の必要性を挙げている。

河口から海域に供給される土砂の量は河川流に強く依存し、供給された土砂は河川流や潮流、波浪、沿岸流などを外力として輸送される。海域に供給される土砂は礫、粗砂、細砂、シルト、粘土など、大小様々

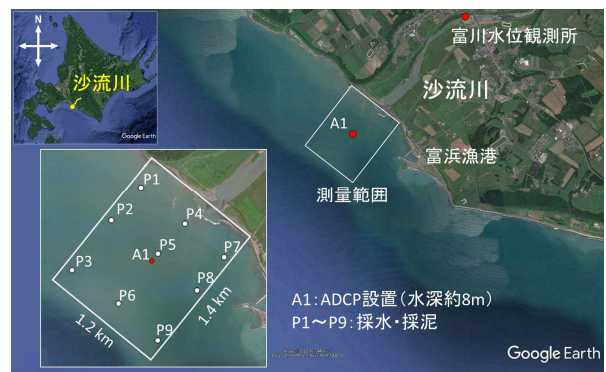


図-1 沙流川河口の位置図

な粒径成分で構成されており、これらの成分のうち、砂浜の構成材となるのは礫、粗砂、細砂の砂礫成分である。したがって、気候変動を踏まえた砂浜海岸の保全・回復策を検討するためには、河川流量や潮位、波浪・流況の観測、採水・採泥、深淺測量などを行い、河口域における砂礫成分を対象とした土砂動態の定量的評価と地形変化のモデル構築を行う必要がある。しかしながら、河口域の土砂動態に関するモニタリングや定量的評価、モデル構築が行われた事例が少ないことから、今後、これらに関する知見を増やして技術開発を進めることが課題といえる。

そこで本研究では、北海道沙流川の河口域を対象として、約 2 年半の間、河川流量、潮位、波浪・流況の観測および採水・採泥、深淺測量を行うことにより、河口域における土砂動態を定量的に評価し、その結果

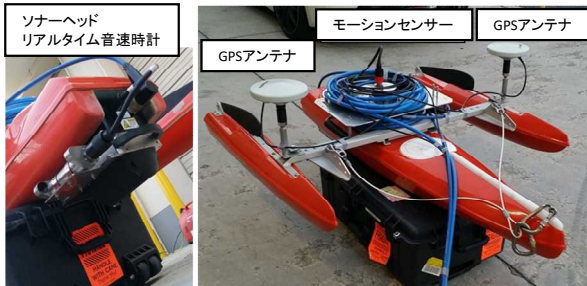


図-2 小型三胴船に搭載した浅海用コンパクトナローマルチビームソナー

をもとに地形変化モデルを構築した。

本稿は7章で構成されており、1章では研究背景を説明した。2章では土砂動態モニタリング手法、3章では土砂動態モニタリング結果、4章では地形変化量と河川流量、波浪との関係、5章では中央粒径と流量、波浪との関係、6章では地形変化モデルの構築と計算結果を説明し、最後7章において、本研究のまとめを行う。

2. 土砂動態モニタリング手法

本章では、図-1に示す北海道沙流川(流域面積1,350 km²、幹川流路延長104 km、計画高水流量5,400 m³/s)の河口域において2018年9月～2021年3月まで実施した土砂動態モニタリングについて説明する。

2.1 深浅測量

深浅測量は図-1に示す沿岸方向1.2 km、岸沖方向1.4 kmの範囲において、2018年9月～2021年3月の間に12回行った。沖から水深1 m程度までの海域では、図-2に示す小型三胴船に搭載した浅海用コンパクトナローマルチビームソナー(MB2、Teledyne ODOM HYDROGRAPHIC社製)を使用し、小型三胴船では航行不能な浅い海域と陸上部では、GNSS(ProMark100、ashtech社製)を使用して徒歩による測量を行った。マルチビームソナーとGNSSによる測量が終了した後、両測量データを合成してKrigingによる5 mメッシュの地形データ(T.P.基準)を作成した。

超音波の速度(音速度)は塩分、水温、水圧(水深)によって変化するため、マルチビームソナーを用いて測深する際には、塩分と水温の鉛直分布(CTD)を計測して音速度を補正する必要がある。河川から淡水が流入する河口域では水中の塩分と水温が空間的に異なるため、通常1地点で行われる音速度補正では測深精度が低下する。そこで本研究では、マルチビームソナーで測深する際に複数地点でCTDを計測することによ

り、空間的に音速度を補正した。

2.2 採水・採泥

採水・採泥は図-1に示すP1～P9の9地点において、各深浅測量の最終日に行った。採水ではバンドン式採水器、採泥ではスミスマッキンタイヤ式採泥器を使用した。採水試料の分析では、光学式濁度計(EXO2、YSI社製)と光学式粒径粒度測定装置(LISST-200X、Sequoia Scientific社製)を使用してSSと粒径・粒度を計測した。また、採泥試料の分析では、ふるい試験を行うことにより粒径加積曲線から中央粒径(D50)を求めた。なお、本稿では河口域の地形変化に着目するため、シルト、粘土などの濁質成分が多く含まれる採水試料の分析結果の説明を割愛する。

2.3 潮位と波浪・流況観測

潮位と波浪・流況の観測は図-1に示す測量範囲のほぼ中央部の水深8 m地点(A1地点)で行われた。観測では波浪観測機能付きの多層流向流速計(ADCP、TELEDYNE RD INSTRUMENTS社製)を使用し、1台のADCPで潮位(水位)、波浪(波高、周期、波向き)、流向流速を観測した。潮位と波浪の観測では毎正時、流向流速の観測では10分ごとにデータを記録した。流向流速の鉛直層数は高波浪による水位変化を考慮して、30層(層厚:0.4 m)に設定した。

2.4 河川流量観測

本研究では河川流量観測を行わず、国土交通省水文水質データベース⁹⁾で公開されている河口から約2 km上流の富川水位観測所(図-1参照)の流量データを使用した。なお、現時点では2021年以降のデータが公表されていないため、2021年以降の流量に関しては、国土交通省北海道開発局室蘭開発建設部から提供された暫定流量データを使用した。

3. 土砂動態モニタリング結果

3.1 河川流量、潮位、波浪・流況観測、採泥の結果

図-3は(a)富川水位観測所の日最大流量とA1地点で観測された(b)波浪(有義波高、平均波周期、平均波向き)、(c)潮位、底面近傍(底面から94 cm上方)の流速と流向、(d)採泥試料の分析結果を示している。なお、時化や漁の影響により観測できなかった期間のデータは欠測となっている。また、図中の点線(1)～(11)は深浅測量を行った時期を示している。

出口ら¹⁰⁾は河口近傍の地形は比較的大きな流出に支配されることを指摘している。また、大塚ら¹¹⁾は鶴川河口砂州の変化量と日最大流量との関係に有意な正の相関があることを示していることから、本研究におい

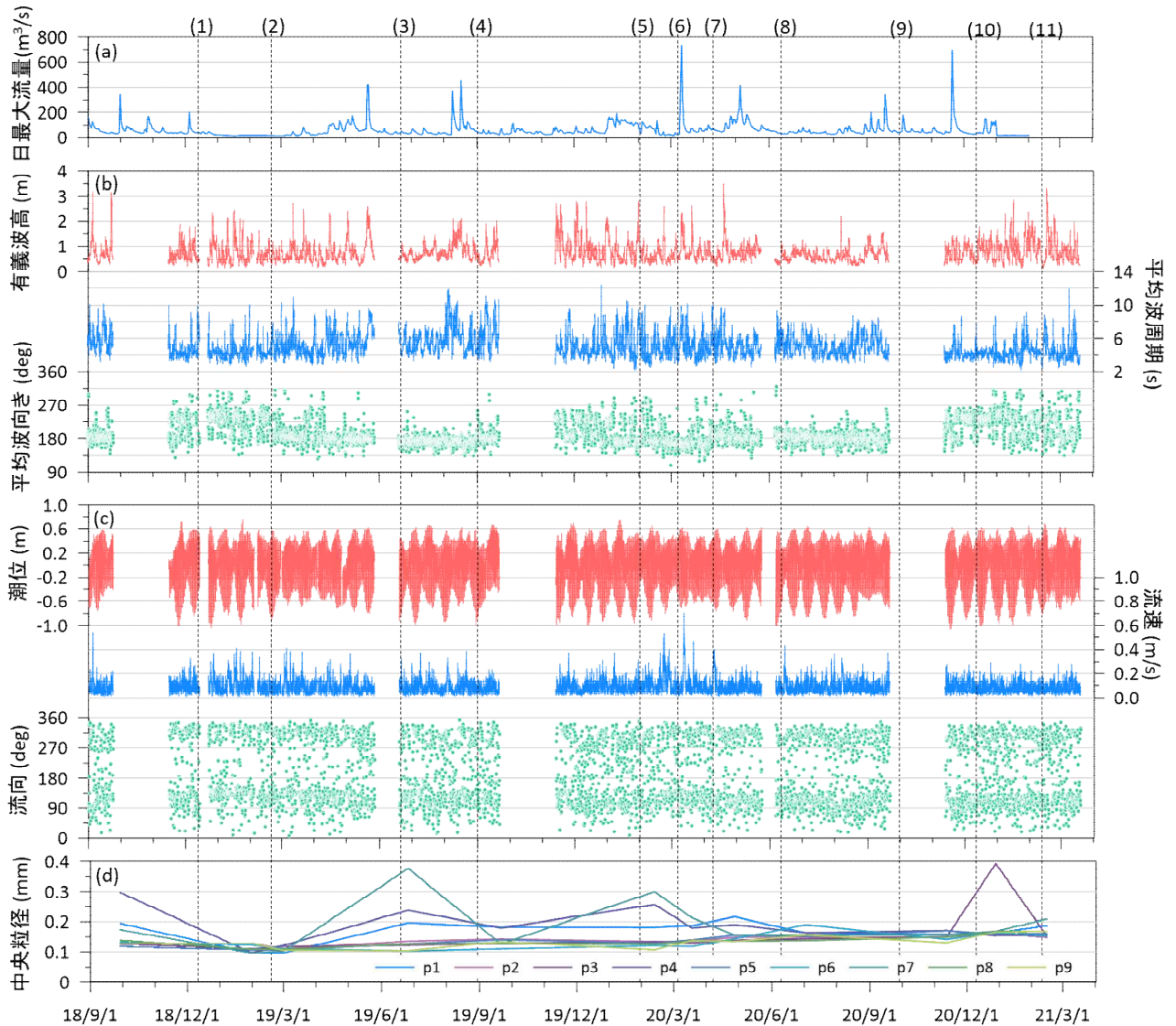


図-3 (a)富川水位観測所の日最大流量、(b)A1 地点の有義波高(赤)、平均波周期(青)、平均波向き(緑)、(c)A1 地点の潮位(赤)、底面近傍の流速(青)と流向(緑)、(d)P1~P9 地点の底質の中央粒径 (点線(1)~(11)は測量開始日)

ても、河口地形と河川流量との関係进行评估の際に日最大流量データを使用した。

沙流川では、融雪期と夏季・秋季に比較的大きな出水が生じる。しかしながら、モニタリング期間中に最大の流量が観測されたのは、2020年3月11日に発生した季節外れの大雨による出水で流量は $733 \text{ m}^3/\text{s}$ 、2番目に大きな出水は2021年11月20日に発生した、こちらも季節外れの大雨による出水で流量は $697 \text{ m}^3/\text{s}$ であった。これらの出水以外では、融雪期と夏季・秋季の出水で $300\sim 400 \text{ m}^3/\text{s}$ 程度の流量が観測された。

モニタリング期間中、波高 3 m を超える比較的大きな時化が4回発生した(2018年9月:2回、2019年4月:1回、2021年2月:1回)。今回のモニタリング期

間では、冬季・春季に 2 m 以上の時化が多く発生しており、夏季・秋季に発生した大きな時化は2018年9月の2回のみであった。波の周期が8秒を超えるうねり性の波浪は高い頻度で観測され、周期10秒を超える大きなうねり性の波浪はおもに冬季・春季の時化時に観測された。波向きはモニタリング期間を通じて、SE~S ($135 \text{ 度}\sim 180 \text{ 度}$) が卓越しており、冬季・春季ではSE~WNW ($180 \text{ 度}\sim 292.5 \text{ 度}$) からの波浪が比較的多く観測された。

潮位の振幅は $1.0 \text{ m}\sim 1.6 \text{ m}$ 程度であり、太平洋沿岸で通常観測される潮位変化を示していた。底面近傍の最大流速が観測されたのは2020年3月であり、その値は 0.70 m/s であった。他の期間では、 $0.05 \text{ m/s}\sim 0.20 \text{ m/s}$

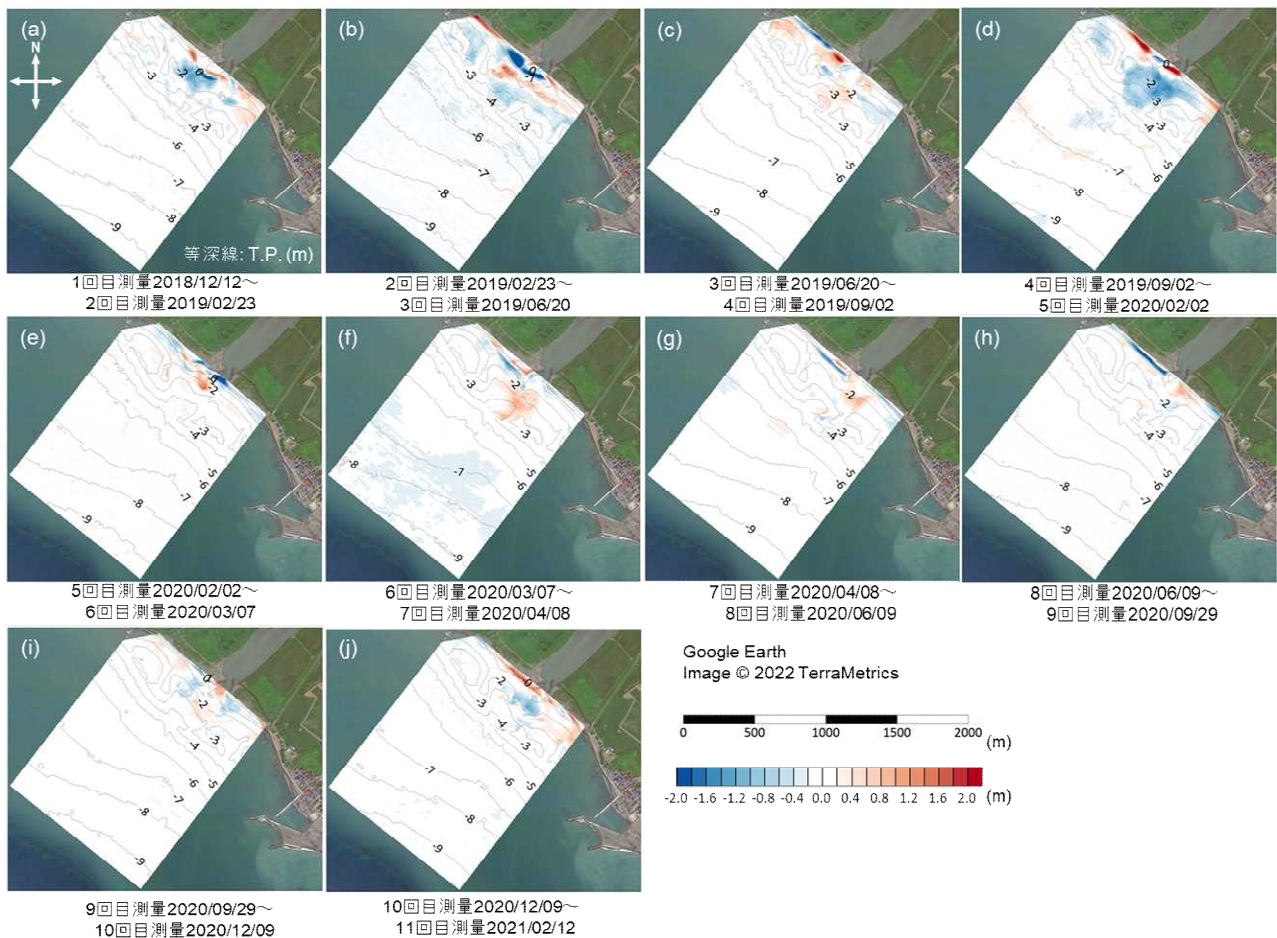


図4 連続する2回の測量結果から得られた地形変化量（赤：堆積、青：侵食、各図のコンター線は連続する2回の測量結果のうち1回目の測量で得られた等深線（T.P.基準）を表わす）

程度の流速の発生頻度が高く、この範囲の流速はおもに潮位に対応して変動していた。波高が2mを超える高波浪の発生時では、0.4 m/s~0.5 m/s程度の比較的大きい流速が観測される頻度が多かった。流向はSE(135度)とNW(315度)が卓越しており、おもに潮流成分がこれらの向きで往復流として発生していた。

採泥地点P1~P9のうち、中央粒径の変化が大きいのは岸側のP1、P4、P7であった。比較的水深が深い残りの6地点では、一部で変化がみられるものの、モニタリング期間を通じて中央粒径に大きな変化は見られなかった。

3.2 深浅測量の結果

図4は連続する2回の測量結果から得られた地形変化量を示している。なお、1回目の測量(2018年9月)は時化の影響により予定していた範囲の一部を測量することができなかったため、2回目以降の測量データから地形変化量を求めた。また、カラーコンターは地

形変化量(赤：堆積量、青：侵食量)、コンター線は連続する2回の測量結果のうち、1回目の測量で得られた等深線(T.P.基準)を示している。

河口・沿岸域において行われる公共測量では、一般的にシングルビームの超音波測深器が用いられ、測線間隔を50m~200m程度に設定することが多い。このような測量方法を適用した場合、測線間隔が広いことが影響して、比較的小規模な出水による地形変化を正確に把握することが困難となる。このような問題を解決するため、本研究では浅海域において面的な測深を可能とするナローマルチビームソナーを適用することにより、出水の規模によらず、河口近傍の地形変化を詳細に把握することを可能とした。

各図の地形変化量をみると、おおよそT.P. -3.0mを境界として、T.P. -3.0mより深い海域では大きな地形変化は確認されず、浅い海域および陸域では地形変化が活発に生じていることを確認できる。浅い海域と陸

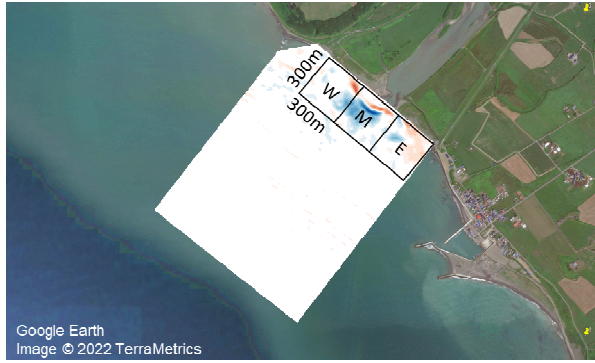


図-5 地形変化量と流量、波浪との関係进行评估する領域（地形変化量は図-4(a)と同一）

域では河川流による土砂輸送や砂州のフラッシュなどが生じること、また、T.P. -3.0 m（水深約 4 m）より浅い海域では、時化の時に碎波が生じやすく、碎波の影響により底質の巻き上げや海浜流が生じるため、地形変化が活発に生じていると考えられる。

4. 地形変化量と河川流量、波浪との関係

3章の図-4で説明したように、モニタリング期間中の河口地形はおおよそ T.P. -3.0 m（水深約 4 m）よりも浅い海域と陸域で活発に変化した。本章では、図-5に示す T.P. -3.0 m（水深約 4 m）よりも浅い海域と陸域を対象として、この領域内に 300 m×300 m の3つの領域（領域 W：河口西側、領域 M：河口全面、領域 E：河口東側）を設定し、各領域の地形変化と流量および波浪との関係进行评估した。

4.1 地形変化と流量との関係

図-6に(a)領域 W、(b)領域 M、(c)領域 Eにおける流量と地形変化量との関係を示す。なお、本研究では、地形変化量との関係进行评估する流量として、連続する2回の測量が終了するまでの期間(1回目の測量開始日から2回目の測量終了日)の最大流量(日最大流量の最大値)を採用した。

河口前面の領域 M では、流量の増加に伴って地形変化量が負の値(侵食)から正の値(堆積)に向かって増加する傾向を示す。地形変化量が負から正の値に転じる流量を回帰直線から求めると、その流量は 513 m³/s となる。一方、河口西側の領域 W と河口東側の領域 E では、流量によらず地形変化量はほぼ一定値を示していることから、流量が地形変化に与える影響は少ないといえる。

4.2 地形変化と波浪との関係

波浪と地形変化との関係进行评估するためには、波浪

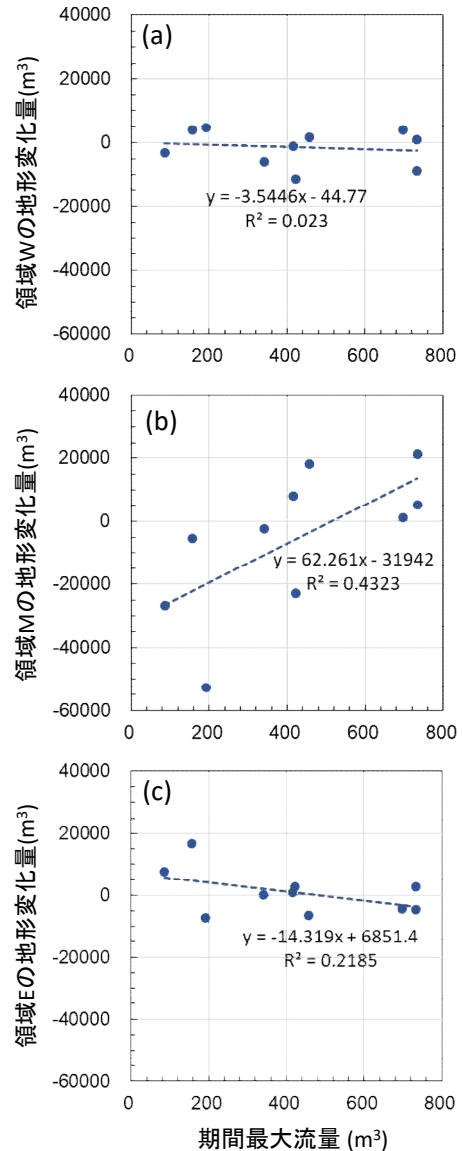


図-6 (a)領域 W、(b)領域 M、(c)領域 Eにおける流量と地形変化量(正:堆積。負:侵食)との関係

の連続観測データが必要となる。波浪観測では時化や漁の影響により欠測が生じたため、波浪推算を行うことにより欠測データを推算値で補完した。以下に波浪推算の方法を説明する。

外洋に面した海岸には遠く離れた海域から周期の長いうねり性の波浪が来襲する。本波浪推算では、うねり性波浪の再現性を高めるため、Shimura and Mori¹¹⁾と同様に最も広域の計算領域(Domain1)を太平洋全域に設定した。また、計算の効率化を図るため、Domain1から計算領域と計算メッシュを徐々に小さくして計算するネスティングを5段階で実施し、最終的

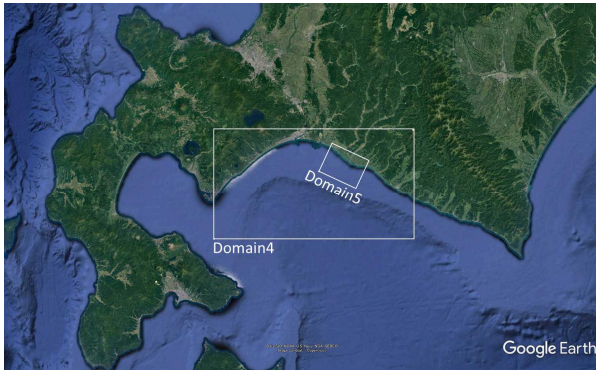


図-7 波浪推算の計算領域 (Domain4、Domain5)

表-1 波浪推算条件 (Domain5)

計算条件	設定値
計算格子サイズ	200 m×200 m
メッシュ数	150×92
タイムステップ	6 sec
入力風	気象庁 MSM
海底地形	GEBCO ¹⁵⁾
SWAN parameter	
• Physics	KOMEN
• Bottom friction	JONSWAP: 0.038
• White capping	KOMEN

に Domain5 を沙流川河口海域の計算領域に設定した。現在、波浪推算モデルとして適用事例が多いのは、第3世代波浪推算モデルの WAVEWATCH3 (WW3)¹²⁾と Simulating Waves Nearshore (SWAN)¹³⁾である。間瀬ら¹⁴⁾は外洋域に WW3、近海域に SWAN を適用した場合、外洋域と近海域を同じモデルで計算するよりも周期の再現性が向上することを示している。そのため、本研究では、外洋域となる Domain1～Domain4 で WW3 を適用し、近海域となる Domain5 では SWAN を用いて波浪推算を行った。図-7 に Domain4 と Domain5 の計算領域、表-1 に Domain5 の計算条件を示す。

図-8 は A1 地点における(a)有義波高、(b)平均波周期、(c)平均波向きを観測値と推算値をプロットしたものである。図内に示す観測値と推算値の相関係数 (R)、二乗平均平方誤差 (RMSE)、バイアス (BIAS)、サンプル数 (n) をみると、有義波高、平均波周期、平均波向きの相関係数が高く、二乗平均平方誤差とバイアスはともに小さいことから、本波浪推算は観測値を高い精度で再現しているといえる。

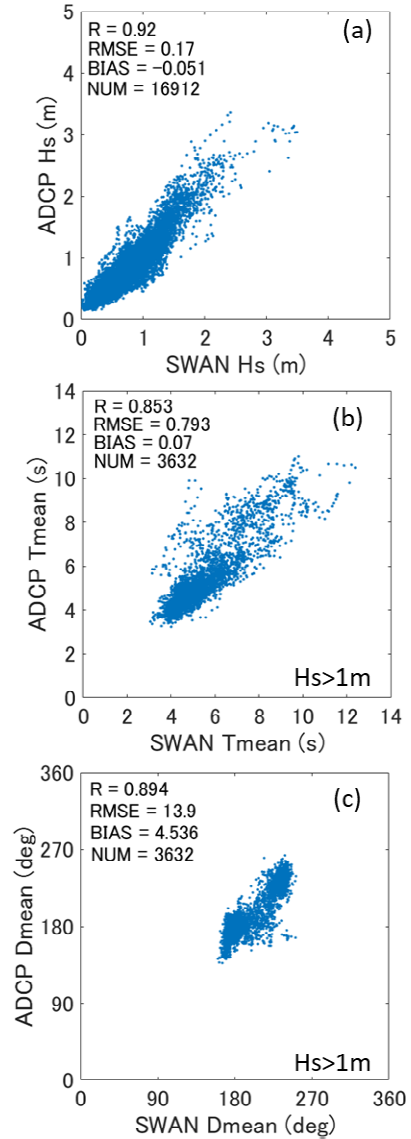


図-8 水深 8 m 地点 (観測点 A1) における(a)有義波高、(b)平均波周期、(c)平均波向きの観測値と推算値との関係

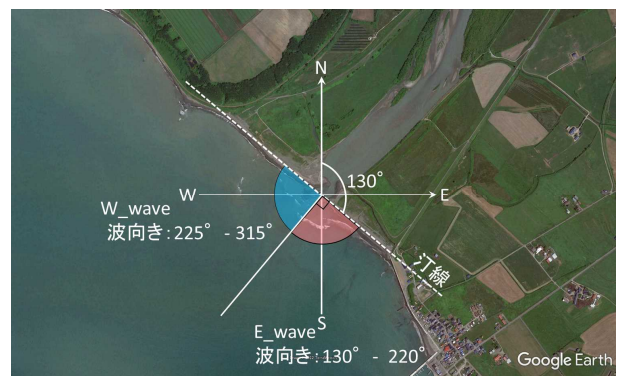


図-9 河口汀線の向きと地形変化の評価で使用する波 (E_wave、W_wave) の向き

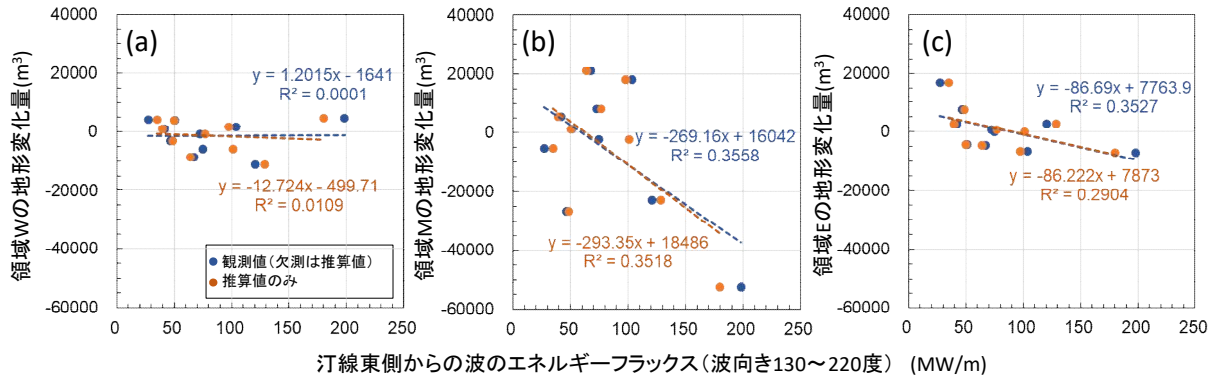


図-10 (a)領域 W、(b)領域 M、(c)領域 E における汀線東側からの波のエネルギーフラックス (E_wave EF) と地形変化量 (正：堆積。負：侵食) との関係

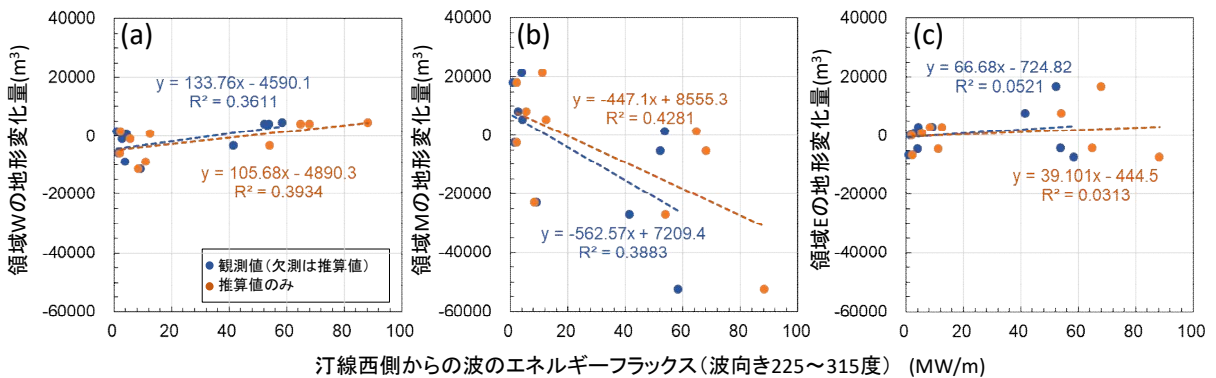


図-11 汀線西側からの波のエネルギーフラックス (W_wave EF) を用いた図-10 と同様の図

沙流川河口の汀線は図-9 に示すように、北向きを基準 (0 度) として時計回りに約 130 度傾いている。本研究では、汀線の傾きを考慮して、汀線の東側から来襲する波 (E_wave、波向き：130° ~ 220°) と西側から来襲する波 (W_wave、波向き：225° ~ 315°) のエネルギーフラックスと地形変化との関係性を評価した。

図-10 に (a) 領域 W、(b) 領域 M、(c) 領域 E における E_wave のエネルギーフラックス (E_wave EF) と地形変化量との関係を示す。また、図-11 に W_wave のエネルギーフラックス (W_wave EF) を用いた図-10 と同様の図を示す。なお、両図に示す波のエネルギーフラックスの値は連続する 2 回の測量が終了するまでの期間 (1 回目の測量開始日から 2 回目の測量終了日) の合計値である。図中の青丸は波浪の観測値 (欠測値を推算値で補完)、赤丸は推算値による結果を示している。領域 M では、E_wave EF、W_wave EF の増加に伴い地形変化量が正の値 (堆積) から負の値 (侵食) へ向かう傾向 (侵食傾向) が比較的強く見られる。また、領域 E では、E_wave EF の増加に伴い侵食し、領域 W

では、W_wave EF の増加に伴い堆積する傾向が見られる。なお、各図において波浪の観測値と推算値はほぼ同じ傾向を示していることから、観測値を得られない場合であっても、波浪推算を行うことによって、地形変化量をおおよそ推定することが可能といえる。

5. 中央粒径と流量、波浪との関係

図-3(d)において中央粒径の変化が比較的大きく表れていた岸側の採泥 3 地点 (P1、P4、P7) の中央粒径と流量および波浪との関係を 4. 1、4. 2 と同様に評価した結果、すべての領域において、粒径と流量、粒径と E_wave EF および W_wave EF に明確な関係を得ることが出来なかった。粒径と流量および波浪との関係を明らかにするためには、浅い海域において、より多くの地点で採泥を行うこと、流量や波浪の評価方法を変えるなど、今後、更なる検討が必要といえる。

6. 地形変化モデルの構築と計算結果

本研究では、デルフト水理研究所で開発された

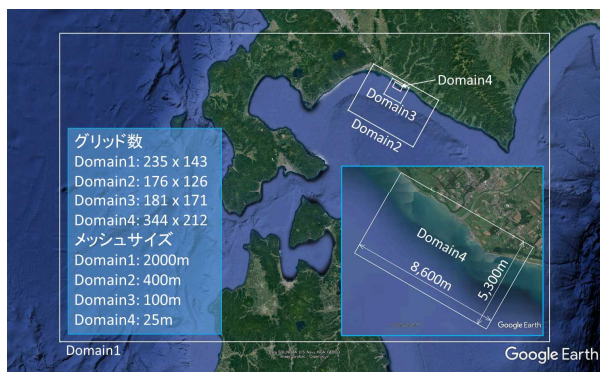


図-12 地形変化モデルの計算領域

Delft3d を使用して河口域の地形変化モデルを構築した。Delft3d は波浪・流動場と地形変化を統一的に計算可能なモデルであり、本モデルを使用した河口地形の解析結果が多数報告されている^{16), 17), 18)}。Delft3d は平面 2 次元と鉛直方向に多層化する 3 次元の計算が可能であるが、予備計算において両者の地形変化量に大きな違いが確認されなかったため、本研究では計算負荷が少ない 2 次元計算を採用した。以下に計算方法と計算結果について説明する。

6. 1 計算領域と計算条件

図-12 に地形変化モデルの計算領域を示す。本研究では、津軽海峡を中心とする東西方向 470 km、南北方向 286 km の領域を最も広域の計算領域 (Domain1) に設定し、この領域から 4 段階のネスティングを経由して、最終的に Domain4 を沙流川河口域の計算領域に設定した。

Domain1～Domain3 では流動場と波浪場のみを計算し、Domain4 で流動場と波浪場に加えて地形変化を計算した。Domain1 の境界条件として、4.2 の波浪推算 (Domain3) で得られた波の方向スペクトル、全球潮位モデル TPXO9¹⁹⁾ で計算された潮位、気象庁 MSM の風場・気圧場を 1 時間ごとに与えた。Domain2～Domain4 の境界条件は、その前の領域で計算された潮位と波の方向スペクトルがネスティング過程で自動的に与えられる。海底地形は北海道総務部危機対策局から提供された北海道沿岸における津波浸水被害予測業務成果品の地形データを使用した。Domain1～Domain4 のタイムステップは CFL 条件を満たすように、それぞれ 0.25 分、0.125 分、0.10 分、0.05 分と設定した。

計算期間は 2019 年 6 月 1 日～7 月 1 日までの 1 か月間とし、Domain4 における地形変化の計算は流動場と波浪場が安定する 6 月 10 日から開始した。Domain4 の底質粒径は 2019 年 6 月 26 日の採泥結果をもとに、

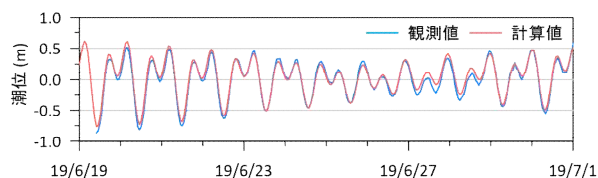


図-13 潮位の観測値と計算値

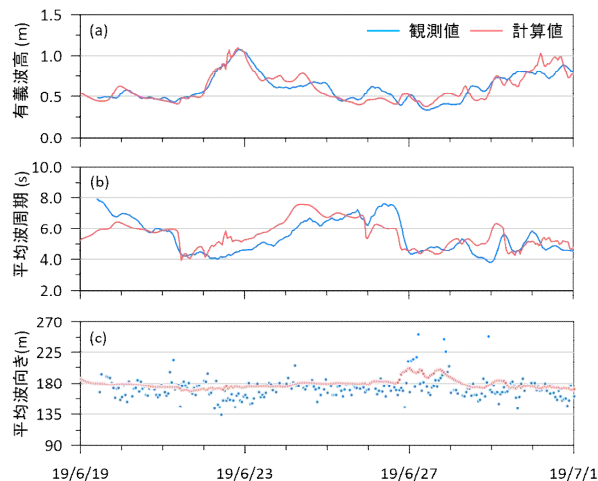


図-14 (a)有義波高、(b)平均波周期、(c)平均波向きの観測値と計算値

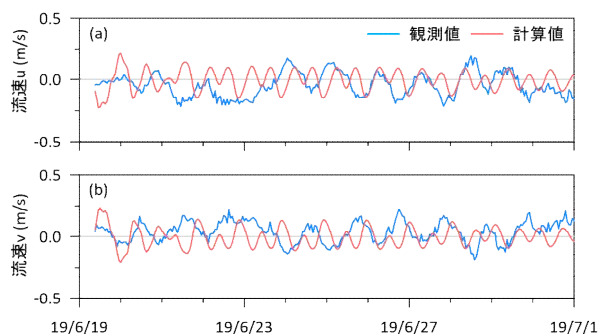


図-15 (a)東西方向流速 u 、(b)南北方向流速 v の観測値と計算値

P1～P9 地点の中央粒径の平均値 0.14 mm を河道内も含めて空間的に一様に与えた。

6. 2 波浪・流動場の計算結果

ここでは、図-1 に示す A1 地点に設置した ADCP の観測値 (2019 年 6 月 19 日～7 月 1 日) と Delft3d の計算値を比較する。

図-13、図-14 はそれぞれ潮位、波浪 ((a)有義波高、(b)平均波周期、(c)平均波向き) の観測値と計算値を示している。両図では、潮位と波浪ともに計算値と観測値の差が少なく、計算値が観測値に対応して変動する様子を確認できる。

図-15 は(a)東西方向流速 u (東向き: 正、西向き: 負)

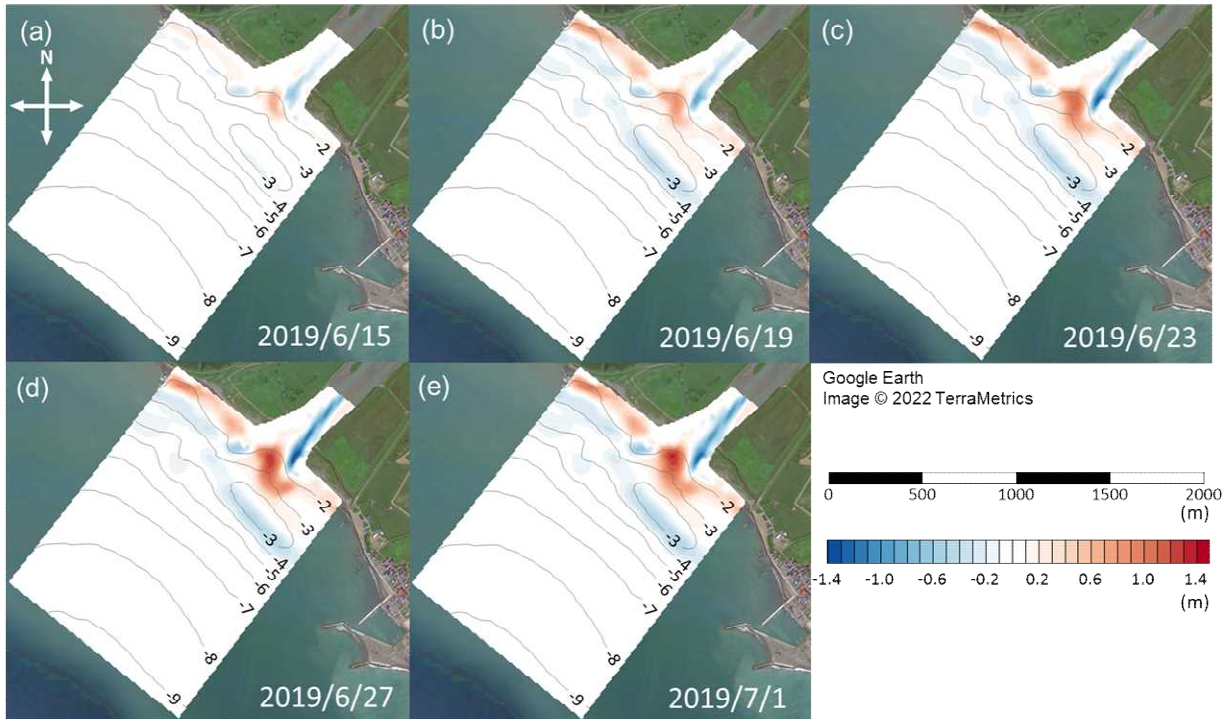


図-16 地形変化の計算結果（赤：堆積、青：侵食、各図のコンター線は初期地形の等深線（T.P.基準）を表わす）

と(b)南北方向流速 v （北向き：正、南向き：負）の計算値と観測値を示している。なお、ADCPによる流速観測は鉛直方向30層で行われたため、全層の平均値を観測値として平面2次元の計算値と比較した。潮位や波浪と異なり、流速 u, v では、ともに計算値の再現性が低いことが確認された。予備計算で行った3次元計算においても、流速の再現性は低かった。本計算では、Domain1 をかなり広い領域に設定したが、より遠方から伝わる海流などの影響が境界条件で考慮されていないことが再現性低下の理由として考えられる。流速の再現性向上に関しては、海洋モデルの計算結果をDomain1の境界条件として与えるなど、今後、更なる検討が必要といえる。

6.3 地形変化の計算結果

図-16はDelft3dによる地形変化の計算結果を示している。図-4に示したように、おおよそT.P. -3.0 m（水深約4 m）よりも浅い海域において、河口の地形が活発に変化する様子を確認できる。本計算では河道内の詳細な地形データを得ることができなかつたため、実際よりもかなり浅い水深が与えられている。その結果、河川流によって侵食された河道の土砂が流下して河口前面に堆積する傾向が強くと考えられる。また、図-14に示す南東～南（波向き $135^\circ \sim 180^\circ$ ）から継続して来襲する波の影響によって、T.P. -3.0 m

付近で侵食された土砂が西側の海岸に輸送される過程が明確に表れている。

本研究では、計算機の性能上、約3週間の地形変化計算を行うのが限界であった。今後、より高性能な計算機の導入や計算の効率化を行うことにより、数か月程度の地形変化を計算可能にして、図-4に示す実測データと比較する予定である。また、河道内の詳細な地形データの取得、外洋域からの海流や河川上流からの土砂の流入、海域における空間的な粒径の変化を考慮するなど、計算精度を向上するための取り組みも同時に進める予定である。

7. まとめ

本研究では、北海道沙流川の河口域を対象に2018年9月～2021年3月の約2年半の間、河川流量、潮位、波浪・流況の観測、採水・採泥、深浅測量を行い、得られたデータをもとに波浪・流動場と地形変化のモデルを構築した。本研究で得られたおもな結果を以下に示す。

1) 小型三胴船に搭載した浅海用コンパクトナローマルチビームソナーを使用し、さらに、複数地点でCTD計測と音速度補正を行うことにより、水深が浅く、淡水と海水が混合する河口域において面的な測深を精度良く行うことを可能とした。

2) 河川流や波浪の砕波、海浜流の発達等の影響を受けやすい水深約4 mよりも浅い海域では、時間的・空間的に地形と粒径が活発に変化する様子が確認された。

3) 水深約4 mよりも浅い河口前面の地形は流量の増加に伴い侵食傾向から堆積傾向へと変化する。侵食から堆積に転じる流量を回帰直線から求めると、その流量は513 m³/sとなった。

4) 汀線東側からの波のエネルギーフラックスが多い場合、水深約4 mよりも浅い河口前面とその東側の領域が侵食傾向を示し、汀線西側からの波のエネルギーフラックスが多い場合では、河口前面が侵食傾向を示しその西側の領域では堆積傾向を示す。

5) 粒径（中央粒径）と波のエネルギーフラックスには明確な関係が得られなかった。

6) Delft3dを使用した河口域の潮位、波浪、流速の再現計算を行った結果、潮位と波浪は観測値との差が小さく、計算値が観測値に対応して変動する一方、流速に関しては、再現性が低かった。

7) Delft3dによる地形計算を行い、実測データで確認された比較的浅い海域における河川流や波浪の影響による活発な地形変化を再現した。

謝辞

本研究では、国土交通省北海道開発局室蘭開発建設部より提供された富川水位観測所の2021年流量データ（速報値）および北海道総務部危機対策局から提供された北海道沿岸における津波浸水被害予測業務成果品の地形データを使用した。ここに記して謝意を表す。

参考文献

- 1) 一般財団法人沿岸技術研究センター：海岸保全施設の技術上の基準・同解説、公益社団法人日本港湾協会、2018
- 2) 田中茂信、小荒井衛、深沢満：地形図の比較による全国の海岸線変化、海岸工学論文集、40巻、pp.416-420、1993
- 3) 津波防災地域づくりと砂浜保全のあり方に関する懇談会：砂浜保全に関する中間とりまとめ、2019
- 4) 気象庁：IPCC第5次評価報告書、<https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/ipcc/ar5/index.html>（2022年3月31日閲覧）
- 5) Udo, K and Y. Takeda: Projections of future beach loss in Japan due to sea-level rise and uncertainties in projected beach loss, Coastal Engineering Journal, Vol.59, No.2, 1740006-1-1740006-16, 2017
- 6) 国土交通省：気候変動を踏まえた海岸保全のあり方提言、https://www.mlit.go.jp/river/shinngikai_blog/hozen/teigen.pdf（2022年3月31日閲覧）
- 7) 一般社団法人国土技術研究センター：総合土砂管理計画策定の手引き、<https://www.jice.or.jp/cms/kokudo/pdf/tech/material/dosyakanri.pdf>（2022年3月31日閲覧）
- 8) 国土交通省水文水質データベース：<http://www1.river.go.jp/>（2022年3月31日閲覧）
- 9) 出口一郎、千受京、石川裕夏、小野正順：由良川河口周辺地形の変動に及ぼす河川流量の影響について、海岸工学論文集、第44巻、pp.561-565、1997
- 10) 大塚淳一、水垣茂、山下俊彦：北海道鶴川河口域の短期的な地形変動機構について、土木学会論文集 B2（海岸工学）、第71巻、No.2、pp.649-654、2015
- 11) Shimura, T. and Mori, N.: High-resolution wave climate hindcast around Japan and its spectral representation, Coastal Engineering, Vol.151, pp.1-9, 2019
- 12) H. L. Tolman et al.: User manual and system documentation of WAVEWATCH-III, Version 5.16, NOAA/NWS/NCEP/MMAB, p.326, 2016
- 13) THE SWAN Team, USER MANUAL SWAN Cycle III version 41.20A, p.129, 2018
- 14) 間瀬肇、Tracey H. A. TOM、池本藍、川崎浩二：WAVEWATCH IIIを外部領域に用いた波浪予測システムの制度検証、土木学会論文集 B2（海岸工学）、第73巻、No.2、pp.139-144、2017
- 15) General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO), GEBCO_21 Grid, <https://www.gebco.net>, (Accessed date: 31 March 2022).
- 16) 榎田真也、根岸和憲、由比政年：手取川河口域における洪水・波浪による地形変化及び土砂移動過程、土木学会論文集 B2（海岸工学）、第75巻、No.2、pp.631-636、2019
- 17) Edwin P. L. Elias. And Jeff E. Hansen.: Understanding processes controlling sediment transports at the mouth of a highly energetic inlet system (San Francisco Bay, CA), Marine Geology, 345, pp.207-220, 2013
- 18) B. J. A. Huisman., B. G. Ruessink., M. A. de schipper., A. P. Luijendijk. and M. J. F. Stive.: Modelling of bed sediment composition changes at the lower shoreface of the Sand Moter, Coastal Engineering, 132, pp.33-49, 2018
- 19) Egbert, Gary D., and Svetlana Y. Erofeeva.: Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides, Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 19.2, pp183-204, 2002

DEVELOPMENT OF MONITORING AND MODELING TECHNIQUES FOR SEDIMENT TRANSPORT AND MORPHOLOGICAL CHANGES AT A RIVER MOUTH

Research Period: FY2017-2021

Research Team: Port and Coast Research Team

Author: HIRANO Seiji

KUBO Junichi

OTSUKA Junichi

Abstract: For quantitative evaluation and model construction of complicated sediment dynamics in the river mouth area, we observed river flow, tide level, wave/flow conditions, sediment sampling, and survey in the river mouth region of the Saru River for two and a half years. A terrain change model was constructed based on the obtained data. The topography and particle size change actively in shallow waters (water depths shallower than 4 m), easily affected by river currents, breaking waves, and beach currents. The front surface of the river mouth changed from erosion tendency to deposition tendency as the flow rate increased. When calculating the flow rate from erosion to deposition from the regression line, the flow rate was 513 m³ / s. When the energy flux of the wave from the east side of the shoreline is large, the front surface of the river mouth and the region on the east side show an erosion tendency. When the energy flux of the wave from the west side of the shoreline is large, the front surface of the river mouth shows an erosion tendency and the west side. As a result, the area shows a tendency to deposit. We constructed a wave/flow field and topographical change model based on the obtained data with Delft3d. We made it possible to reproduce active topographical change due to the influence of river flow and waves in shallow sea areas.

Keywords: River mouth, Monitoring, Sediment transport, Morphological change, Delft3d

原稿承認

令和 年 月 日

土木研究所成果報告書原稿承認伺

(令和3年度)

1 所 属 名	寒冷沿岸域チーム		
2 研究開発課題名	河口・沿岸域における土砂動態のモニタリング技術と予測システムの開発		
3 原 稿 枚 数	全 11 枚	4 原 稿 受 理	令和 年 月 日

上記のとおり成果報告書原稿の承認を伺います。

令和 4年 6月 23日

土木研究所理事長 殿

グループ長等

上席研究員

執 筆 者