

3.11 津波による沿岸域土砂移動の応用地質学的検討

— 津波による土砂移動の数値モデルと予測技術の確立に向けて —

吉河 秀郎

(技術研究所)

Applied geological study on nearshore sediment transport by 2011 Tohoku-oki tsunami

— For establishment of numerical model and prediction technique of tsunami-generated sediment transport —

Shuro Yoshikawa

3.11 津波のような大津波による沿岸域における土砂災害すなわち土砂移動現象の全容解明や、その予測には数値モデルによる土砂移動計算が有用である。本報告では、主に数値モデルの入力データや妥当性確認のための材料として重要なフィールド調査方法と、仙台湾南部沿岸域を対象とした調査事例について述べる。計算結果とフィールドデータとの比較から、本域の津波堆積物の主要構成粒子である中粒砂の土砂移動については、移動範囲・タイミング・地形変化量の再現性が良いことが分かってきた。数値モデルの予測性能を明示し、汎用技術として確立するには、フィールド調査や数値解析における様々な不確実性の検討、V&V(検証と妥当性確認)の積み重ねが重要となる。

Numerical simulation of sediment transport is important for clarification of whole picture of nearshore sediment transport by 2011 Tohoku-oki Tsunami, and prediction of similar nearshore disasters by future tsunamis. The present paper mainly describes useful survey method and current findings based on the investigations on the shallow seafloor at southern part of the Sendai Bay. Those are essential to obtain input data and validate the numerical model. The simulation by medium-grained sand is generally consistent with the transport (i.e. range and timing of the transport, and volume of the topographic change) inferred from the field data. To expressly provide predicted performance of the numerical model, and to establish general-purpose technology, examination of various uncertainties depending on the field survey and the numerical simulation, and accumulation of V&V work are necessary.

1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震津波(以下、3.11津波)では、大津波が及ぼす沿岸域における多大な人的被害・構造物被害や、土砂移動・地形変動の規模の大きさが認識された。今後の南海トラフや東北～房総沖等の地震発生を踏まえると、大津波による沿岸域土砂災害の予測技術を確立することは、沿岸・港湾の構造物や発電施設の防災・減災、および長期的な海岸保全において重要なテーマである。例えば、堆砂による航路埋没・発電施設の取水設備の機能障害や、海岸平野・砂丘の大規模な地形変化の予測が挙げられる。

土砂災害すなわち土砂移動現象の全容解明や、その予測には、数値モデルによる土砂移動計算が有用である。また、数値モデルの予測の信頼性向上には、フィールドデータに基づく現象解釈(解明)を行い、

それとの擦り合せによる妥当性確認の積み重ねが重要となる。日本は活動的縁辺域にあり、津波の影響を繰り返し受けてきたため観測網が整備され、十分とは言えないが、他国に比べて現象解明の研究や数値モデルの妥当性確認を推進させやすい環境にある。

土砂移動現象の理解に関して、3.11津波前からの研究も含めて、遡上津波による陸域での土砂移動・津波堆積物の形成については報告が多いが^{1),2)}ほか、陸と海洋の接続部である沿岸海域での土砂移動の理解は不十分である。それは、陸域に比べて、津波前の地形や堆積物の情報が明らかな場所が少なく津波による変化を捉えづらいことや、海洋調査による土砂堆積作用の空間的な把握の難しさによる。しかし、実際の航空映像などにより引き波に伴う沖向き土砂移動が発生していることは明らかであり³⁾、また、その引き波の影響と考えられている海岸構造物の被害もみられる⁴⁾。

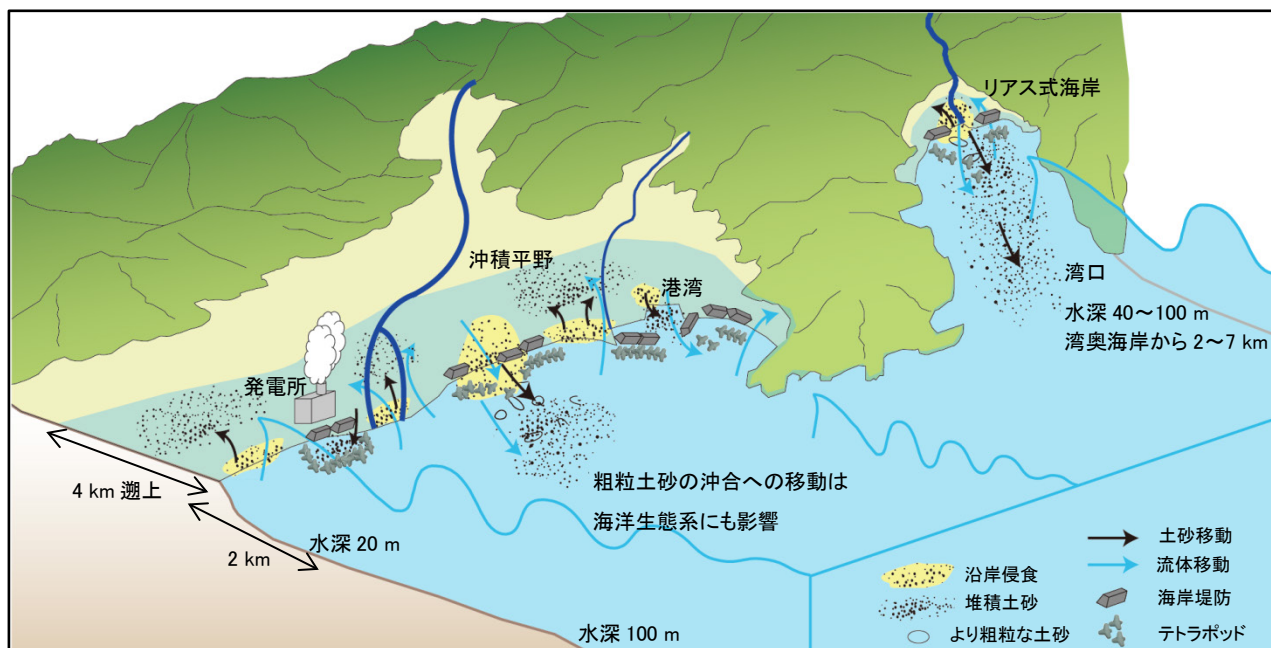


図-1 沖積平野・リアス式海岸の沿岸域における津波による土砂移動の模式図

津波による沿岸域(特に浅海域)の土砂移動計算は1990年代頃から高橋ほか⁵⁾をはじめとして研究されるようになった。例えば、掃流砂層と浮遊砂層の交換砂量を考慮した津波移動床モデルが提案され⁵⁾、それを基に流況による変化を考慮した飽和浮遊砂濃度式⁶⁾を導入した数値モデルの妥当性確認が、実際の地形変化と空撮映像により実施されている⁷⁾。

しかし、地形変化や空撮映像のみでは、土砂粒径と移動範囲の関係は得られないので、数値計算の妥当性確認のための材料としては十分ではない。実際は、多様な後背地のもと土砂移動が生じ(図-1)、現地の底質粒径も様々であり、流況や地形条件により移動現象も異なるため、妥当性確認のための土砂移動実態(フィールド調査結果)は空間的に理解されていることが望ましい。

著者は他機関と協業して、仙台湾南部を対象に、津波による沿岸海域の土砂移動実態の把握のため、従来の地形変化や空撮映像だけでなく、音波探査と柱状試料の解析・分析結果を合わせ、粒径を考慮した移動プロセスの研究を行い、数値計算結果と比較してきた⁸⁾⁻¹⁰⁾。本報告では、今までのフィールド調査と数値計算の取り組みについて述べ、それを踏まえて数値モデルによる土砂移動の予測技術確立に向けた課題について論ずる。

2. フィールド調査

2.1 調査域概要

調査域は、3.11津波の事前事後の地形調査結果が整っていて(東北地勢)、かつ、津波により大規模に沿岸侵食された仙台平野南部沿岸とした(図-2、写真-1)。同域周辺での最大遡上高は9.6 m¹¹⁾、浸水域が海岸線から約4 kmまで及び大規模な土砂移動が生じ、広範囲に津波堆積物が形成された²⁾。地震時における地殻変動(地盤沈下)は約20~40 cmである¹²⁾。また、東北地方整備局による深淺測量結果の解析から³⁾、調査域の水深5~10 m付近において津波による顕著な土砂の堆積が起き、それにより海底地盤高は最大1.1 m上昇した。

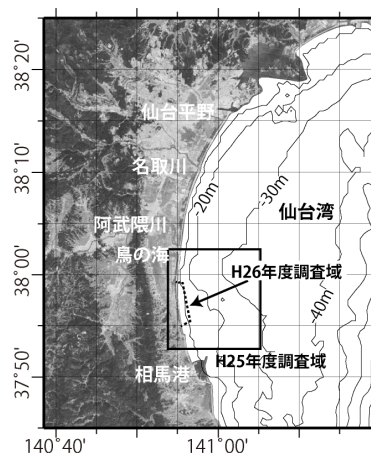


図-2 調査域(陸上画像はGoogle Earth、等深線図はJTOPO30による)

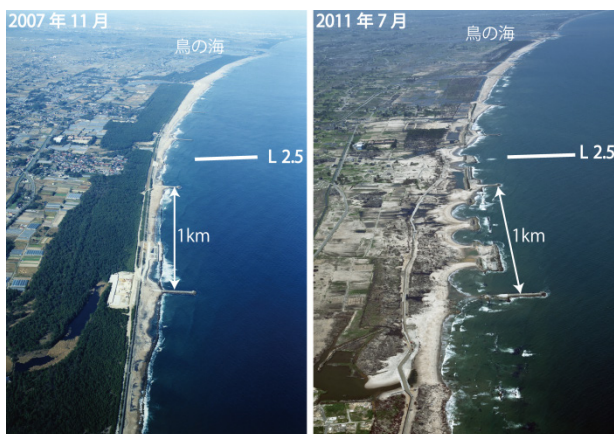


写真-1 調査域の斜め航空写真(写真奥が北側)
東北地方整備局による写真に加筆。
津波により激しい沿岸侵食が認められる。
L2.5は音波探査の測線位置を示す(図-3、
4参照)。

また、仙台湾は太平洋に面しているため、低気圧や台風の暴浪時には有義波高 2 m 以上(周期 8~12 秒程度)の波浪がしばしば観測される^{13), 14)}。深浅測量結果から、沿岸漂砂による顕著な地形変化は主に水深 8 m 以浅で生じるため^{13), 15)}、津波後のリワーク(堆積物の再移動・再堆積)により津波堆積物が残りづらい範囲がある¹⁶⁾。

調査域の主な底質は、海岸線近傍において中粒砂~極粗粒砂、水深 2~8 m で細粒~粗粒砂、水深 8~15 m で細粒~極細粒砂から構成される^{13), 17), 18)}(粒径区分は図-7aを参照)。

2.2 調査方法

2.2.1 音波探査

津波による土砂移動にともなう浅海底での侵食・堆積作用を広く探査するには、海底下に形成される侵食面の形状・分布や、堆積層の分布を調査できる音波探査が有効である。本研究では、砂質~砂礫質の浅海底地層探査において実績のある SES2000音波探査装置(Innomar社製)を用いた。同システムは、Primaryの音源に100 kHzの音波、Secondaryの音源に5~15 kHzの音波を使用している。また、Secondary音波の指向性が±1.8度と狭く、水深分解能が5 cmであり高分解能な地層探査が可能である¹⁹⁾。

2013年11月と12月の調査では水深約30 m以浅において、岸沖方向の測線を海岸線に平行に1.4~2.7 km間隔で8本、沿岸方向の測線を約4.5 km間隔で2本設け、広域的に調査し(図-2)、海底下表層部の侵食面の分布を大まかに捉えた⁸⁾。その結果を踏まえ、2014年9月は侵食面が顕著にみられた範囲で高密度

な測線を設け(図-3、岸沖測線は沿岸方向に600~1600 m間隔、沿岸測線は岸沖方向に150~200 m間隔)、侵食面の分布をより詳細に捉えること、ならびに津波以外の要因による侵食面の形状変化の把握を目的とした。

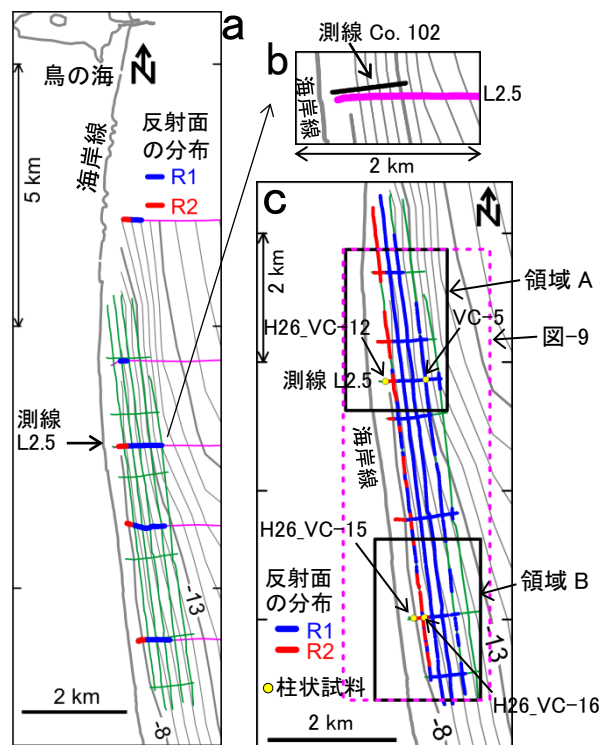


図-3 音波探査結果及び、その他調査との比較位置
a : 音波探査航跡図(ピンク:2013年の測線一部、緑:2014年)と、2013年の調査結果による反射面の分布^{8), 9)}
b : 音波探査記録と地形断面の変化を比較した場所
c : 2014年の調査結果による反射面の分布と、柱状試料の位置

2.2.2 海底地形調査

音波探査による侵食面を3.11津波起源か否か判断するには、津波前後の地形変動と、津波以外の影響すなわち台風や低気圧による暴波浪に起因した地形変動を比較し、音波探査記録と照らし合わせる必要がある。本研究では、東北地方整備局により取得された2010年9月、2011年4月、2012年2月と7月、2013年1月、2014年1月の深浅測量結果を解析した。地形断面図作成の際には、土砂移動による変化を把握するため、地震と地震後の地盤(地殻)変動量¹²⁾を測量結果から差し引いた。

2.2.3 柱状試料

音波探査記録による侵食面の存在を確認すること、すなわち、津波前の元々の堆積物と、津波により運搬された堆積物を識別し、その特徴の把握を目

的として、2013年12月、2014年1月と10月に、音波探査測線上でパイプレーションコアサンプラーを用い潜水士により計19地点で柱状試料を採取した。

柱状試料の分析は、まず肉眼記載(Visual Core description)を実施するが、必要に応じて、軟X線画像撮影による葉理や生物擾乱の詳細な観察や、定量的な粒径分布把握のための粒度分析を実施する。本研究では、流速の変化や土砂移動のタイミングなどプロセスの詳細な解釈と、数値計算結果との比較検討のため、4地点の柱状試料に対して粒度分析を綿密に実施した。本報告では一例として、2013年12月に音波探査測線L2.5上の水深13.7m地点(図-3、4)で採取した試料の分析について述べる。

全長66cmの試料をすべて1cmごとに分け(層切りし)、深度0~17cmまでを2cmごとに、深度17~66cmを1cmごとに合計58試料を分析対象とした。各試料は64 μ mの篩にかけ含泥率を算出し、残りの試料に対して、筑波大学所有のCAMSIZER(Retsch Technology社製)を用い粒度分析を行った。CAMSIZERは、20 μ m~30mmまでの粒径幅の乾燥試料を画像解析法で測定することができる。

2.3 調査結果

2.3.1 音波探査

音波探査記録から、侵食面と判断できる2枚の明瞭な反射面が認められる(図-4)。これらを下位から順にR1、R2と呼ぶ⁸⁾。2013年11月、12月の調査によると、R1は比較的フラットな反射面であり、岸から260~1100 mの範囲(水深7.8~16.7 m)に分布し、海底面からの深度は0.3~1.2 mである。R2は起伏に富んだ反射面であり、岸から190~530 mの範囲(水深6.6~13.3 m)に分布し、海底面からの深度は0.35~2.1 mである。R1、R2ともに岸側に向け海底面から反射面までの深度が深くなる。岸から約400 m沖合で、R2はR1に対し侵食面として接する。またL2.5断面では、R2の凹部より深い位置にチャンネル状の侵食痕(深度1.5 m程度)と思われる局所的な反射面がみられる(図-4、ピンク色の線)。

2014年の調査によると、沿岸方向に約8 kmの調査範囲において、R1、R2は水深約8~15 m、約10 m以浅にそれぞれ認められる。R2については部分的な欠如はあるが、R1は概ね面的に様に分布している(図-3c)⁸⁾。

調査域の海底では、2013年12月以降2014年9月までの間、低気圧や台風による複数回の暴浪イベントの影響を受けたが、この約9か月間におけるR1の分布や形状に変化はみられない(図-4)。ただし、海底

面から10~40 cmの範囲の小さな変化は水深13 m以浅に認められる。R2は水深9 m以浅においては部分的に反射面の形状が変化したことが、全体的な分布に変化はない。また、2014年の音波探査記録には、水深約7~8 mにおいて、2013年調査時に存在しなかった2枚の侵食面がR2より上位に認められる(図-4、緑色の線)。L2.5断面のチャンネル状の侵食痕は2014年にかけて残存している。

2.3.2 海底地形断面の変化

2010年9月から2011年4月にかけて大規模な地形変化が生じた(図-5)⁹⁾。水深約7.5 m以深において顕著な堆積がみられ、水深9.5 m付近で海底地盤高の上昇量(土砂の堆積量)は約90 cmに達し、そこから沖側に薄くなっている。この楔状の堆積がみられる範囲はR1とR2の分布域とほぼ一致している。一方、水深9 m以浅を除き、津波後の2011年4月から2014年1月にかけては変化が小さく、水深9~11 mでは40 cm以内、11 m以深では30 cm以下の変化量である。

本域で生じた典型的な地形断面変化の様式図を図-6に示す。海岸線周辺で侵食され、その沖側で堆積して、浅海底津波堆積物が形成された。このような場所(図-6、①②)で柱状試料を採取すると、運搬・堆積プロセスを紐解くことが可能となる。

2.3.3 柱状試料の岩相、粒径分布

音波探査記録と比較が可能な試料の内、代表的な試料(図-3c、黄色い丸印VC-5)の特徴について述べる(図-7)^{8),10)}。VC-5(測線L2.5の水深13.7 m地点)の最下部(深度60~66cm)は細粒~極細粒砂からなり、同地点周辺における津波前の元々の堆積物である^{13),17)}。その上面は明瞭な岩相境界(侵食面、図-7の青矢印)であり、深度分布から反射面R1に相当する境界面である⁸⁾。最上部の約20 cmは、津波後の同域における海底地盤高の変動量^{8),9)}と、波浪作用によるリワークの結果と判断される斜交葉理が観察されることから、津波後の堆積物といえる¹⁰⁾。

VC-5は篩分けの結果、最下部の堆積物を除き含泥率は概ね5%以下である(図-7)¹⁰⁾。泥を除いた堆積物の中央粒径値から、R1の上位の津波堆積物には、上方粗粒化(深度50~60 cm)、細粒化(深度20~40 cm)、その間に短周期の細粒・粗粒化(深度40~50 cm)がみられる。また、最上部のリワーク堆積物は上方細粒化する。

その他、海岸線に近い地点、例えば図-3cに黄色い丸印で示したH26_VC-12(水深約7m)、

H26_VC-15(水深約7m)、H26_VC-16(水深8 m)の試料は全体的により粗粒であり、主に中粒～極粗粒砂、細礫からなり、貝殻片も多く含まれる。また、反射

面R2の分布深度には主に粗粒砂～細礫からなる厚さ20～35 cmの粗粒層が認められる⁹⁾。

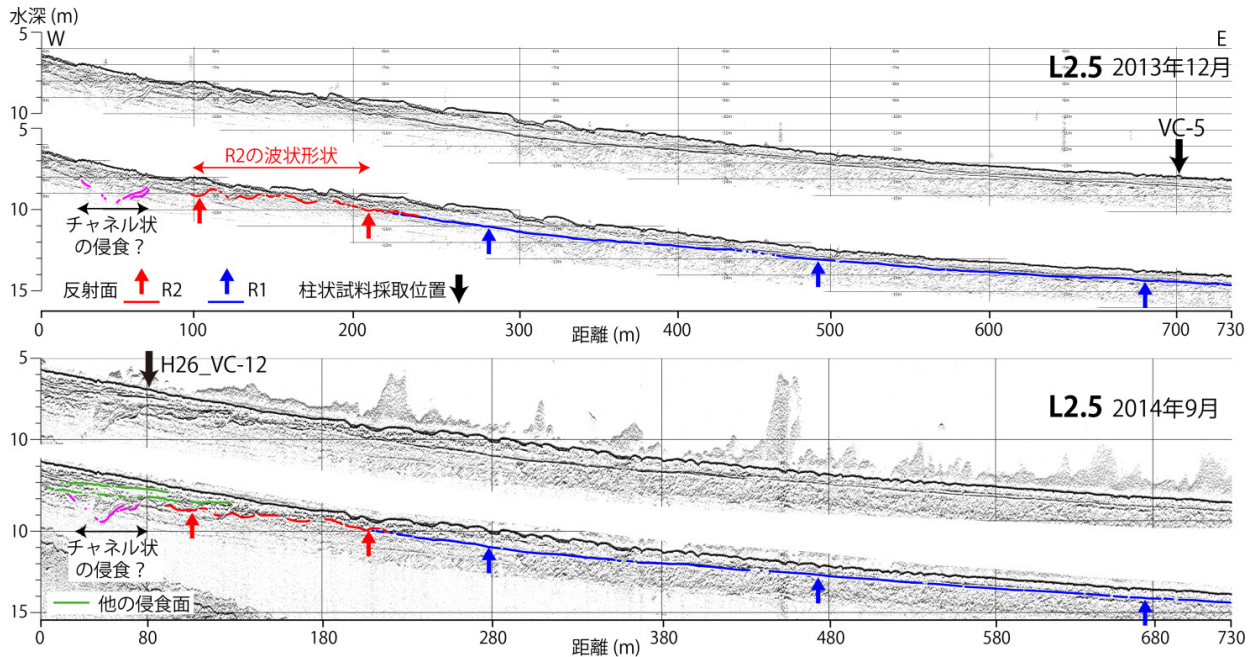


図-4 2013年12月と2014年9月の音波探査結果

測線 L2.5(上：記録、下：解釈、横軸：測線開始地点(汀線から約200 m)からの距離) Yoshikawa et al. (2015)⁸⁾の結果を編集。測線の位置は図-3を参照。

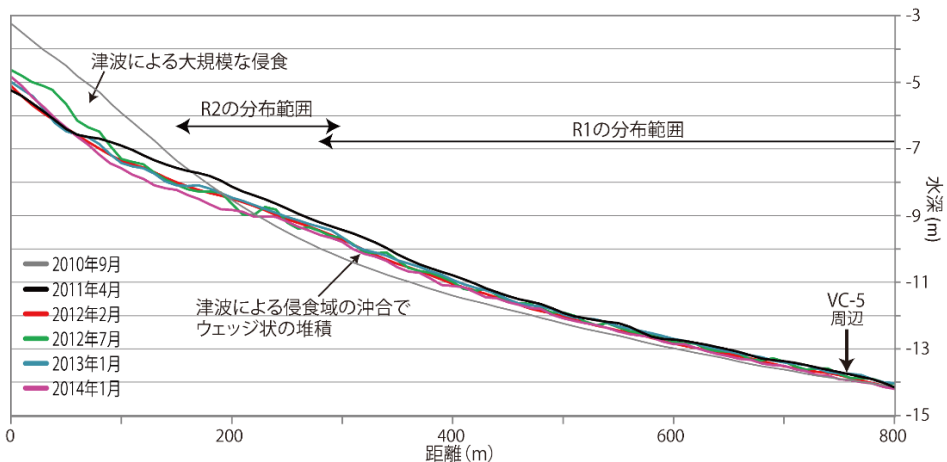


図-5 L2.5 付近の測線 Co. 102 における地形断面変化

データは東北地方整備局による深浅測量に基づく。

Yoshikawa et al. (2015)⁸⁾の結果を編集。位置は図-3を参照。

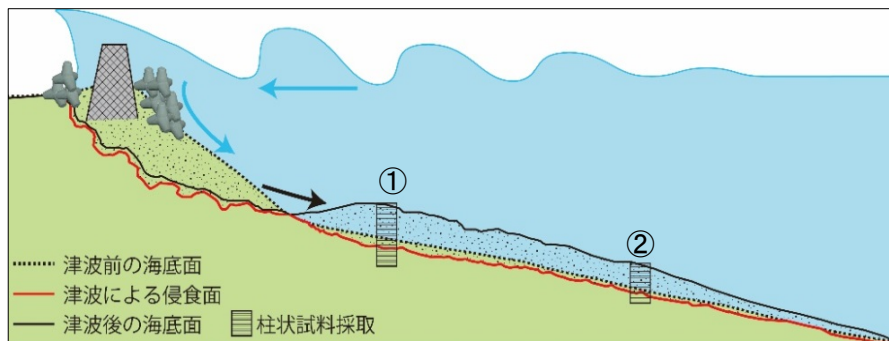


図-6 3.11 津波の引き波により、本域で生じた典型的な地形断面変化の模式図

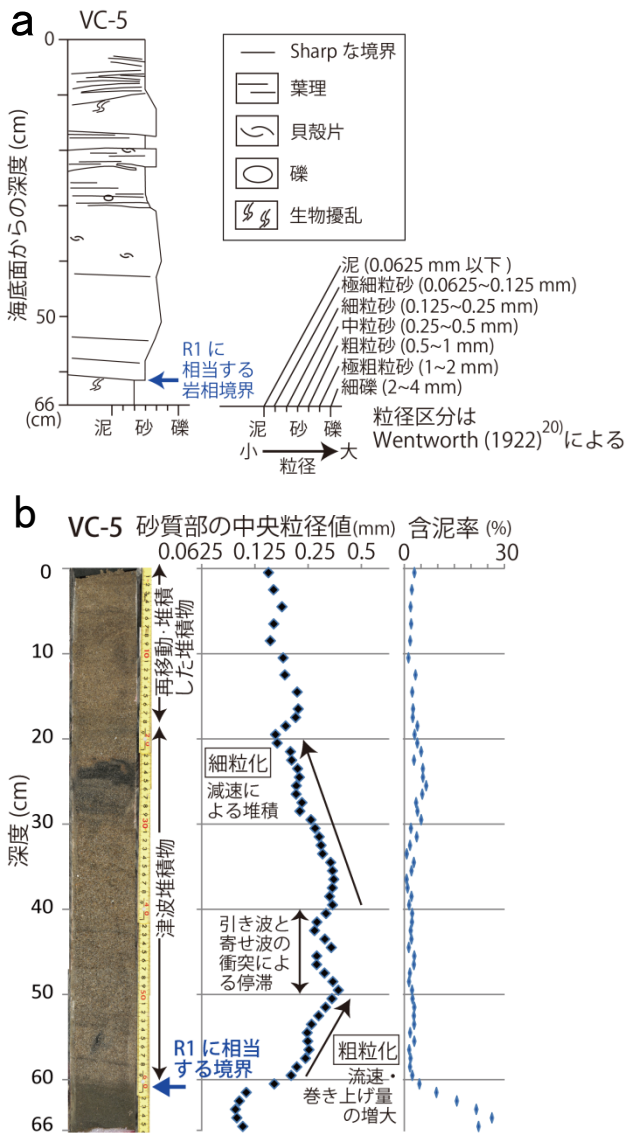


図-7 柱状試料の分析結果

- a : VCD と軟 X 線画像撮影による VC-5 の柱状図
図中の葉理・貝殻片等(凡例項目)の記載は、
それぞれの出現位置
- b : 試料の写真と粒度分析結果

2.4 フィールド調査結果から紐解く土砂移動

以上のフィールドデータの検討から、本域における 3.11 津波による土砂移動現象を以下の通り解釈した^{8),9)}。

反射面 R1 は津波による侵食面と判断される。理由として、1)音波探査記録と地形断面変化の比較から、海底面から R1 までの深度と津波前後の地形変化量が概ね一致すること、2)津波後にこれ以上の規模の地形変動がみられないこと、すなわち、台風の暴波浪では津波時に起きた変動量以上の地形変化は生じないと考えられること、3)津波による海岸侵食の規模は暴波浪では起きえないこと(図-2)があげられ

る。また、R1 が比較的連続して見られることから(図-3c)、侵食作用は面的に一様に働いたといえる。

上記の見解から、反射面 R1 より上位には津波堆積物が堆積している可能性が高い(図-7)。また、それらは引き波により海浜堆積物が運搬されたものと判断される。この解釈は、1)空撮映像から津波引き波時に顕著な沖向き土砂移動が発生していること³⁾、2)数値計算により、遡上にもなう海底堆積物の移動量は少ないとされること²¹⁾、3)陸上津波堆積物中に海底起源の珪藻がほとんど含まれないこと²²⁾からも支持される。

反射面 R2 は、R1 より上位に位置するため近年形成されたものであり、その深度は台風による暴波浪でリワークを受ける範囲より下位に位置することから、3.11 津波による侵食面と考えられる。また、R2 は、R1 より起伏が大きく、その地層境界は下位層の層理面をより明瞭に侵食しているため(図-4)、R1 より強い侵食作用を受けた結果形成されたといえる。R2 の形状が波状にうねっていること、その深度分布が粗粒層に対応することを踏まえると、引き波による海浜堆積物の沖向き移動に伴い水成デューン(一方向水流による堆積物の移動に伴って形成される堆積表面の形態)のような形態が形成された可能性がある。

以上から調査域において 3.11 津波により浅海底で生じた土砂移動プロセスを推測する^{8),9)}。調査域浅海底での土砂移動は主に引き波時に生じ、海浜起源の粗粒堆積物(中粒～粗粒砂)の移動に伴い水深 8 m 以深の海底に侵食面 R1 が形成された。続いて、主に水深 10 m 以浅を大規模に侵食する粗粒～細礫を主体とした海浜堆積物の移動・堆積が生じ反射面 R2 が形成された。R1 や R2 の上位にある複数の侵食面は、表層部の津波後のリワークを示唆するが、両反射面ともに水深 9 m 以深では波浪によるリワークの影響をほとんど受けず長期間保存されるものと判断される。なお、VC-5 の粒径変化と数値計算結果の関係は 4 章で述べる。

3. 数値計算

3.1 計算方法

解析には、高橋ほか⁵⁾により提案された掃流砂層と浮遊砂層の交換砂量を考慮した津波移動床モデルを基に、流況による飽和浮遊砂濃度の変化を考慮した有限差分法コード TUNAMI-STM^{6),7),23)}を用いた¹⁰⁾。粒径については、高橋ほか²⁴⁾が水理実験により流砂量式係数の粒径依存性を確認している(流砂

量：ある断面を単位時間当たりを通過する土砂の容積)。そこで得られた粒径依存パラメータに対応する0.267 mmと0.394 mmを、調査域津波堆積物の主要構成粒子の粒径(それぞれ中粒砂・粗粒砂)と仮定し、移動床の範囲において一様として、1 ケースずつ解析を実施した。

津波波源は Satake et al.²⁵⁾のモデルによる。波源を含む領域から土砂移動解析の対象領域まではネスティング接続を行い、1215 m から 5 m まで段階的に空間格子サイズを変化させた。陸上は、実際の浸水域がカバーされるように設定した。地形データは、陸域は国土地理院による 2006～2011 年計測の DEM データ、海域は日本水路協会による津波前の等深線データに基づく。堤防は、3.11 津波により破堤していない所は、盛土と法面や天端の被覆の違いは考慮せず、ともに固定床とした。また、破堤した所は、砂質土で構成された被覆無しの構造物として、すべて移動床とした。

3.2 計算結果

3.2.1 水位変化

柱状試料採取地点 VC-5(図-3c)における 3.11 津波に伴う水位の時間変化量の計算結果を示す(図-8)¹⁰⁾。地震発生から約 1 時間後に第一波目の寄せ波が到達し、最大約 9 m の水位上昇が起きた。地震発生から 67～86 分後にかけて水位は下降し、約 90 分後に第二波目の寄せ波が同地点に到達した。第二波、三波では、基準水位(0 m)を大きくは超えない。第二波目の引き波により水位変化量は-8.6 m に達したが、この引き波および第三波目は、後述するように土砂移動には大きく影響しなかった。

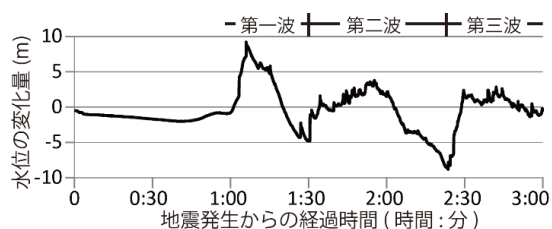


図-8 VC-5 地点における津波による基準水位(図の 0m)に対する時間変化量の計算結果¹⁰⁾

3.2.2 地形変化

数値計算による 3.11 津波に伴う地形変化を示す(図-9)¹⁰⁾。中粒砂のケースでは、海岸線周辺と沖合い 300 m 程度までが侵食域が広がり、沖合い約 300～1300 m までが主な堆積域であり、両エリアは明瞭に区分されている。反射面 R1 の分布域には広範に土砂

が堆積した。後述する柱状試料の採取地点は、この堆積範囲の縁辺部にあたる。

一方、粗粒砂のケースでは、侵食・堆積範囲は局部的であり、反射面 R2 の分布域を覆いきれていない。海岸線付近で侵食、沖合 200～500 m の範囲に主な堆積がみられる。両ケースともに、津波前の地盤高からの変化は、侵食深が最大約 6 m、堆積量は最大約 1 m 程度である。計算において、砂質土で構成されると仮定した破堤箇所が、侵食深が最も大きい箇所となる。

中粒砂(0.267mm)のケース 粗粒砂(0.394mm)のケース

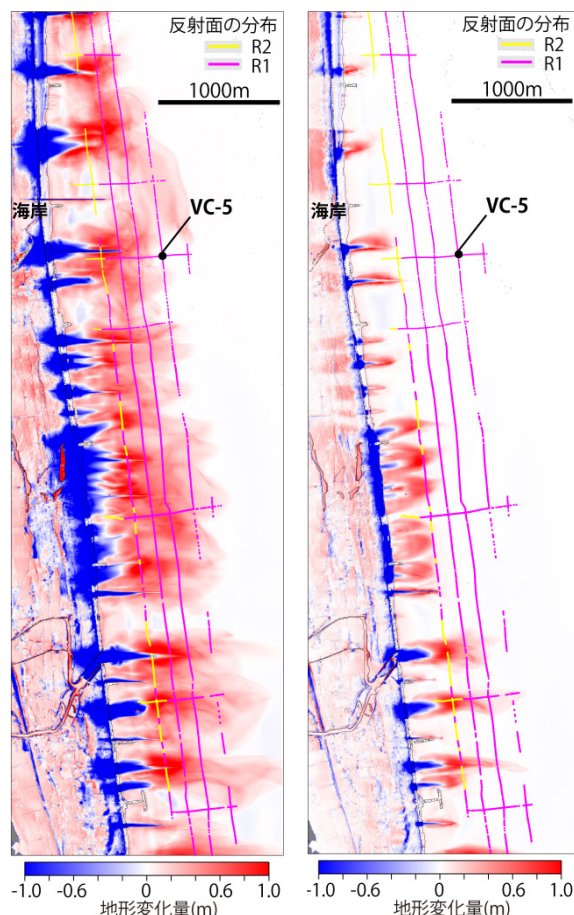


図-9 数値計算による津波に伴う地形変化¹⁰⁾
赤色が堆積、青色が侵食を示す。表示範囲は図-3を参照。カラースケールを±1 m としたため、それより大きい局所的な変化(海岸の破堤箇所とその周辺)は図示されていない。

3.2.3 土砂移動プロセス

ここでは、本域全体の土砂移動プロセスの主要な移動形態である浮遊砂移動について記す¹⁰⁾。数値計算による中粒砂の浮遊砂移動は、第一波の寄せ波から始まり、遡上により海岸付近の土砂は陸上へ移動する。一方で、遡上時には海底では顕著な浮遊砂移

動は認められない。第一波が引き波に転じると海岸周辺の土砂が冲向きに移動し始める。その引き波による土砂移動がVC-5周辺に到達した所で第二波目の寄せ波が同地点に達し(図-8、地震発生から約90分後)、両者が衝突して冲向き移動が抑えられている(図-10)。それ以降、水位の変動にかかわらず、第一波目ほどの大規模な浮遊砂移動は生じない。

粗粒砂のケースにおいても、浮遊砂移動のタイミング、および第一波目とそれ以降での移動量の差は、中粒砂のケースと同様である。移動範囲は中粒砂のケースに比べてかなり局所的であり、移動距離は領域AとB(図-3c)で大きな差が出た。領域Bでは、第一波目の引き波で冲向きに最大約1000mまで浮遊したが、領域Aの沖への移動距離は500m程度にとどまる。

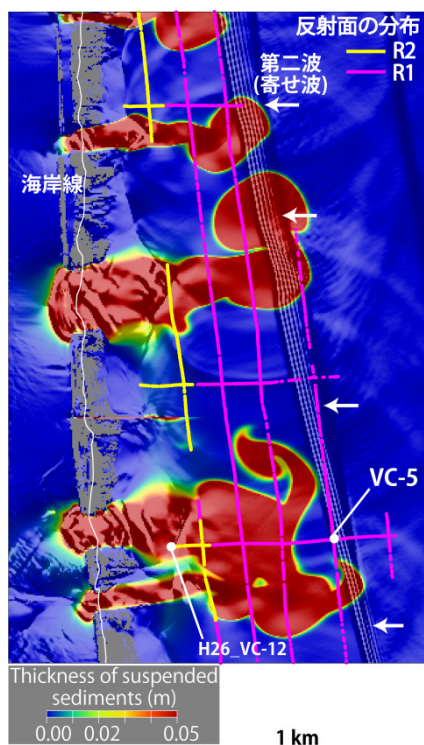


図-10 地震発生から1時間30分30秒後の中粒砂の浮遊砂移動のスナップショット(領域A、位置は図-3cを参照)¹⁰⁾
第一波目の引き波に伴う冲向き移動が第二波(寄せ波)により抑えられ始めた時点。カラースケールの最大値以上の厚さは図示しない。

4. フィールドデータと数値計算結果の比較

ここでは、フィールドデータによる現象解釈を、数値計算による土砂移動の再現結果と合わせ比較検討する¹⁰⁾。

数値計算から、調査域浅海底の津波による土砂移動は引き波時に顕著であり、海岸付近で侵食され海岸線から沖側に約1.3kmまでの範囲にその土砂は堆積する。これは、フィールドデータによる津波起源の侵食面(反射面R1)が海岸線から約1.1kmまでの範囲に認められることや、冲向き土砂移動の解釈^{8),9)}と整合的である。反射面R1に続くR2の形成は、冲向き土砂移動のタイミングが少なくとも2回あったことを示すが、水位変化・浮遊砂移動量を見る限り、第一波目の引き波時に両反射面は連続的に形成されたと言える。

実際には、混合粒径の土砂移動を考慮する必要があるが、現状では単一粒径での計算にとどまっているため、土砂移動の範囲について粒径別に検討する。中粒砂・粗粒砂を主体とした冲向き土砂移動の結果形成された反射面R1とR2の分布を、3.11津波によるそれぞれの粒子の沖への移動限界と考えると、中粒砂のケースにおけるR1の範囲は、数値計算による浮遊砂の顕著な移動範囲(図-10)、および地形変化による土砂堆積範囲(図-9)と概ね対応している。一方、粗粒砂のケースにおいては、沖への移動距離はR2の分布域におさまるが、沿岸方向への広がりが局所的である。すなわち、移動・堆積範囲が破堤箇所(図-9の侵食域とその周辺)の沖合いに限定され、この再現結果からはR2の成因を説明することは難しい。また、柱状試料VC-5に含まれる粗粒砂の堆積も説明できない。

次に、図-7の鉛直方向の粒径分布から紐解く土砂堆積プロセスと数値計算結果の整合性を考察する。柱状試料の中央粒径値が示す侵食面(R1)より上位の上方粗粒化、短周期の変化、上方細粒化は、その地点における海底での流速・巻き上げ量の増大、その後の停滞、そして減速による浮遊砂の堆積を示すと判断される。中粒砂の数値計算において、第一波目の引き波時に大規模な冲向き浮遊砂移動が生じた。引き波の流速は次第に増大するため、柱状試料の上方粗粒化する堆積作用が生じたと考えられる。その引き波と第二波目の寄せ波が衝突したタイミング(図-10)が上記の流速の停滞に対応し、比較的規模の小さい流速変化を繰り返すことで、堆積粒子径が鉛直方向に変動したと考えられる。その後、水位が上昇するとともに流速が弱まり、上方細粒化する堆積作用が生じた。こういった遡上・引き波時の流況に応じた堆積粒子径の鉛直変化は、陸上津波堆積物からも報告されており²⁶⁾、数値計算による再現結果の妥当性確認の材料としても有用である。

5. まとめと今後の課題

著者らは、仙台湾南部を対象に、津波による沿岸海域の土砂移動実態の把握として、地形変化や空撮映像だけでなく、音波探査と柱状試料の解析・分析結果を合わせ、粒径を考慮した移動プロセスの研究を行い、数値計算結果と比較してきた^{8)・10)}。音波探査により、海底下の侵食面の分布と形状を空間的(線的・面的)に把握することができる。それを津波の事前事後の深浅測量結果および津波後の地形の経年変化と比較し、侵食面の成因を、津波もしくは暴波浪によるリワークと判定する。津波による侵食面の上位に堆積層が形成されている場合、そこで柱状試料を採取する。柱状試料の堆積粒子の鉛直粒径変化および、侵食面(顕著な岩相境界)や葉理の有無から、土砂移動・堆積作用、流速の増減および、それらのタイミングに関する情報を推定できる。すなわち、地形変化量も合わせて津波堆積物を認定し、堆積学的研究により、津波の流体移動プロセスを紐解き、数値計算結果と詳細に比較検討することが可能である。

従来、数値モデルの妥当性は、主にフィールドデータによる地形変化と空撮映像を用い比較検討されてきたが^{7)・27)}、この場合、どの粒径の土砂がどの範囲をどのように移動したかはみていない。一方、著者らは土砂移動について粒径の違いを踏まえた現象解釈を数値計算により裏付けし、侵食・堆積プロセスを検討する新たな可能性を示した。

ただし、粗粒土砂の移動範囲など再現性が悪い部分もある。実際には、粗粒土砂は掃流運搬の影響も大きいと考えられるので、今後は、移動量を左右する流砂量式に関するパラメータ等の検討が必要と思われる。単一粒径と混合粒径の違いの検討も課題であろう。加えて、破堤箇所土砂移動が集中し過ぎる傾向があるので、移動床・固定床の条件についても検討の余地がある。

数値モデルを用いた津波とそれに伴う土砂移動の予測技術を確立し、実用化するためには、数値モデルの予測性能を把握しておくことが極めて重要である。そのためには、該当する地域に類似する環境(地形・底質・後背地など)を対象としたV&Vの積み重ねが必要となる。しかしながら、本報告を含めた既往の報告では、V&Vを系統的に実施してきたとは言い難い。すなわち、V&Vを実施する上で不可欠な予測結果に含まれる不確かさの定量化や予測結果の利用目的、それに基づく妥当性確認の可否要件などは明確にされていない。

本報告で対象とした仙台湾南部は、3.11 津波の事

前事後の有用なデータが充実している地域の一つである。今後は、フィールドデータや、数値モデルに用いる入力データに含まれる不確かさの特徴づけを行い予測結果の不確かさの定量化を行う考え方の構築や、妥当性確認の要件の明確化が重要と考えている。

謝辞

海洋研究開発機構の阪口 秀 理事、金松敏也グループ長、東海大学海洋学部 坂本 泉 准教授はじめ同研究室の方々、東京大学の後藤和久 教授(元東北大学)、元東北大学大学院の佐藤 晃氏には調査やデータ解析・分析の際ご協力頂いた。数値計算では、ふじのくに地球環境史ミュージアムの菅原大助 准教授と議論し解析を実施して頂いた。音波探査は沿岸海洋調査(株)に、柱状試料採取は日本ミクニヤ(株)の方々に協力頂いた。東北地方整備局には深浅測量結果を提供して頂いた。筑波大学 藤野滋弘 准教授には粒度分析装置を使用させて頂いた。以上の方々に深謝します。

<参考文献>

- 1) Minoura, K. and Nakaya, S.: Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposit: Some examples from northeast Japan, *Journal of Geology*, Vol. 99, pp.265-287, 1991
- 2) Goto, K., Hashimoto, K., Sugawara, D., Yanagisawa, H., and Abe, T.: Spatial thickness variability of the 2011 Tohoku-oki tsunami deposits along the coastline of Sendai Bay, *Marine Geology*, Vol. 358, pp.38-48, 2014
- 3) 有働恵子, 田中仁, 真野明, 武田百合子: 東北地方太平洋沖地震津波による宮城県仙台湾南部海岸の海浜変形特性, *土木学会論文集 B2*, Vol.69, No.2, pp.I_1391-I_1395, 2013
- 4) 加藤史訓, 野口賢二, 諏訪義雄, 木村晃, 河合雅史, 高木利光, 小俣雅志: 東北地方太平洋沖地震津波による仙台平野南部での海岸堤防被災・洗掘に関する調査, *土木学会論文集 B2*, Vol.68, No.2, pp.I_1396-I_1400, 2012
- 5) 高橋智幸, 首藤伸夫, 今村文彦, 浅井大輔: 掃流砂層・浮遊砂層の交換砂量を考慮した津波移動床モデルの開発, *海岸工学論文集*, 第 46 巻, pp.606-610, 1999
- 6) 菅原大助, 成瀬元, 後藤和久: 堆積粒子の巻き上げに伴うエネルギー散逸を考慮した津波土砂移動の計算と検証, *日本堆積学会講演要旨*, O27, 2014
- 7) Yamashita, K., Sugawara, D., Takahashi, T., Imamura, F., Saito, Y., Imato, Y., Kai, T., Uehara, H., Kato, T., Nakata, K., Saka, R., and Nishikawa, A.: Numerical simulations of large-scale sediment transport caused by the 2011 Tohoku Earthquake Tsunami in Hirota Bay, Southern Sanriku

- Coast, Coastal Engineering Journal, Vol.58, No.4, 1640015 (28 pages), 2016
- 8) Yoshikawa, S., Kanamatsu, T., Goto, K., Sakamoto, I., Yagi, M., Fujimaki, M., Imura, R., Nemoto, K., and Sakaguchi, H.: Evidence for erosion and deposition by the 2011 Tohoku-oki tsunami on the nearshore shelf of Sendai Bay, Japan, *Geo-Marine Letters*, Vol.35, pp.315-328, 2015
- 9) 吉河秀郎, 後藤和久, 菅原大助, 金松敏也, 阪口秀: 仙台平野南部沖における津波による沿岸侵食と冲向き土砂移動, 土木学会論文集 B2, Vol.73, No.2, pp.I_823-I_828, 2017
- 10) 吉河秀郎, 菅原大助, 後藤和久, 佐藤晃, 金松敏也, 阪口秀: 仙台湾南部における 3.11 津波に伴う冲向き土砂移動の数値シミュレーションによる検証, 土木学会論文集 B2, Vol.74, No.2, pp.I_337-I_342, 2018
- 11) 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ: 痕跡調査結果, <http://www.coastal.jp/ttjt/index.php>, 2012
- 12) 国土地理院: 特集・平成 23 年(2011 年)東北地方太平洋沖地震から 5 年, http://www.gsi.go.jp/kanshi/h23touhoku_5years.html, 2016
- 13) 野村和正, 宇多高明, 因幡昭義, 宮内利夫: 阿武隈川河口砂州の変形について, 第 33 回海岸工学講演会論文集, pp.267-271, 1986
- 14) 宇多高明: 日本の海岸侵食, 山海堂, 442p., 1997
- 15) 竹内俊夫, 宇多高明, 小野田章男, 佐藤隆志: 洪水流によって形成された阿武隈川河口前面テラスの変形実態, 海岸工学論文集, 第 36 巻, pp.364-368, 1989
- 16) Tamura, T., Sawai, Y., Ikehara, K., Nakashima, R., Hara, J., and Kanai, Y.: Shallow-marine deposits associated with the 2011 Tohoku-oki tsunami in Sendai Bay, Japan, *Journal of Quaternary Science*, 30, 4, pp.293-297, 2015
- 17) Saito, Y.: Modern storm deposits in the inner shelf and their recurrence intervals, Sendai Bay, northeast Japan, *Sedimentary facies in the active plate margin*, Terra Scientific Publishing, pp.331-344, 1989
- 18) 細井寛昭, 平野宜一, 神保正暢: 海浜の粒径に着目した試験養浜効果の把握とその検証, 土木学会論文集B2, Vol.65, No.1, pp.696-700, 2009
- 19) Yoshikawa, S. and Nemoto, K.: The role of summer monsoon-typhoons in the formation of nearshore coarse-grained ripples, depression, and sand-ridge systems along the Shimizu coast, Suruga Bay facing the Pacific Ocean, Japan, *Marine Geology*, Vol.353, pp.84-98, 2014
- 20) Wentworth, C. K.: A scale of grade and class terms for clastic sediments, *Journal of Geology*, Vol.30, pp.377-392, 1922
- 21) Sugawara, D., Takahashi, T., Imamura, F.: Sediment transport due to the 2011 Tohoku-oki tsunami at Sendai: results from numerical modeling, *Marine Geology*, Vol.358, pp.18-37, 2014
- 22) Takashimizu, Y., Urabe, A., Suzuki, K., and Sato, Y.: Deposition by the 2011 Tohoku-oki tsunami on coastal lowland controlled by beach ridges near Sendai, Japan, *Sedimentary Geology*, Vol.282, pp.124-141, 2012
- 23) 今井健太郎, 菅原大助, 高橋智幸, 岩間俊二, 田中仁: 2011 年東北津波における北上川河口部の大規模洗掘・堆積に関する数値的検討, 土木学会論文集 B2, Vol.71, No.2, pp.I_247-I_252, 2015
- 24) 高橋智幸, 黒川貴博, 藤田将孝, 島田広昭: 津波による土砂移動の粒径依存性に関する水理実験, 土木学会論文集 B2, Vol.67, No.2, pp.I_231-I_235, 2011
- 25) Satake, K., Y. Fujii, T. Harada and Y. Namegaya: Time and space distribution of coseismic slip of the 2011 Toho-ku earthquake as inferred from tsunami waveform data, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.103, No.2B, pp.1473-1492, 2013
- 26) Naruse, H., Fujino, S., Suphawajruksakul, A., and Jarupongsakul, T.: Features and formation processes of multiple deposition layers from the 2004 Indian Ocean Tsunami at Ban Nam Kem, southern Thailand, *Island Arc*, Vol.19, pp.399-411, 2010
- 27) 山下啓, 菅原大助, 高橋智幸, 今村文彦, 齋藤友一, 今任嘉幸, 甲斐恭, 上原均, 加藤季広, 中田一人, 坂良太郎, 西川朝雄: 岩手県陸前高田市における 2011 年東北地方太平洋沖地震津波による大規模土砂移動の再現計算, 土木学会論文集 B2, Vol.71, No.2, pp.I_499-I_504, 2015