

水工学シリーズ 10-B-6

Xバンドレーダによる海岸地形の連続観測

筑波大学大学院システム情報工学研究科 准教授

武若 聡

土木学会
水工学委員会・海岸工学委員会

2010年8月

X バンドレーダによる海岸地形の連続観測

Observation of Coastal Morphologies and Dynamics with X-band Radar

武 若 聡

Satoshi TAKEWAKA

1. 緒言

砂浜海岸の維持、保全、修復などを計画する際には様々なデータが必要となる。収集すべき情報は、入射波の波高・周期・波向、波浪、潮汐や風にもたらされる海岸付近の流れ、波と流れの作用によって生じる海岸地形、底質の変化などである。これらの情報の空間分布、経時変化をデータとして収集し、良質な分析を通じて有用な情報を引き出せば、計画の精度を向上させることができる(土木学会, 2000)。また、最近では土砂の移動を許容した管理も提唱されており(佐藤 2007)、海域の情報を高頻度、高密度に知るニーズも高まっている。

しかしながら、海岸における観測は、たとえ一地点であっても継続的に実施することは簡単ではない。波高計、流速計、濁度計などの観測機器の高性能化、例えば、メモリーの大容量化、バッテリーの持続時間の向上などは常に図られているが、海中に設置する機器の維持、海中で行う作業などが高コストであることは間違いない。一方、陸上、空中からの計測、例えば、衛星リモートセンシング、航空レーザ計測、陸上に設置したレーダなどにより、様々なデータを取得する検討は常に行われているが、海中に設置する機器を完全に代替するには至っていない。海中に設置する機器、陸上、空中から計測するシステムを適宜組み合わせ、高頻度、低コスト、短時間にデータを収集できる方法確立することが、砂浜海岸に関する計画を支援する良質なデータの取得につながる。

ここでは、海岸地形情報の収集、沿岸で見られる諸現象をリモートセンシング観測する一つの方法として著者が検討を進めてきた X バンドレーダの活用について説明する。X バンドレーダは画像レーダであり、波峰の移動、水際の位置、陸域、構造物の分布などが映像として表示される。取得された画像の処理を通じて、海岸地形の変化、沿岸域に見られる諸現象の動態を捉え、海岸工学的な観点から有用な情報を得ようとするものである。

目次

- 1. 緒言
- 2. 海岸地形の計測
- 3. X バンドレーダによる沿岸ダイナミックスの観測
 - 3.1 X バンドレーダシステム
 - 3.2 平均画像
 - 3.3 汀線位置の推定
 - 3.4 波浪場の観測と海浜断面形の推定
 - 3.5 遡上波の観測
 - 3.6 離岸流、潮目
- 4. 波崎海岸、鹿島灘における観測
 - 4.1 汀線変動の連続観測
 - 4.2 ヘッドランド周辺の海岸地形
- 5. 天竜川河口域の観測
 - 5.1 河口砂州の変形
 - 5.2 出水による河道砂州の変形
 - 5.3 河口フロント
 - 5.4 河口幅と感潮域の流動
- 6. 結び

【 参考文献 】

佐藤慎司：流域と沿岸域をつなぐ土砂のフラックス管理，日本河川協会，河川，Vol. 736，pp. 35-38，

2007.

土木学会・海岸工学委員会：海岸施設設計便覧，土木学会，2000.

2. 海岸地形の計測

海岸地形は海面以下の領域、水際の領域、海面より上の領域から成る。全ての領域の地盤高をくまなく取得できれば理想的であるが、費用の制約から収集できる範囲、空間的な密度、頻度には限りがある。

海岸地形を最も精度よく計測できるのは測量である。陸上測量(汀線測量)、海上測量(深淺測量)は伝統的な方法であり、今日では航空レーザ計測(国土地理院、参照 2010-06-16)も水際より高い陸上部の測量に頻繁に用いられる。また、海面下の地形を航空機レーザで計測する試みも進められている(戸澤ら、2004)。測量は精度が保証されており、信頼性のあるデータが得られる。一方で、完全な自動化がなされていないこと、一部の機材が高価であることなど、費用、機動性の面の制約から測量が実施される範囲、空間的な密度、頻度などが限られる。

航空写真は海岸状況の判読、汀線位置の把握などに頻繁に用いられる。画像の取得は飛行機、ヘリコプターの運航が可能であれば随時可能である。撮影した画像をオルソ補正し、対象域の海面高さ、潮位の情報を入手することができれば水際の位置を正確に読み取ることができ、海岸管理者による定期的な汀線位置の把握に使用されている(宇多、1997)。広域の情報を高分解能で短時間に収集できるのが利点である。デメリットは費用が高くなること、荒天時の撮影が難しいことなどになる。

衛星リモートセンシングにより取得される可視画像、特に地上分解能が数メートルの高分解能衛星で取得されたものは航空写真と同じ目的で使用され、汀線位置の判読に用いられる(例えば、浅野ら 2000、松本ら 2003)。空間解像度、波長分解能によっては水際位置の判定を客観的に行う難しさがあるものの、対象域の大局的な状況を知るのに適している。デメリットは、画像分解能と撮影範囲がトレードオフの関係にあること、有効な画像の取得頻度が雲の妨げにより衛星飛来回数よりも低く定期的な調査には使用が難しいことなどである。一般に商用衛星(例えば、IKONOS、GeoEye-1 など <http://www.geoeye.com>)の画像は高価であり、科学衛星(例えば、LANDSAT、ALOS など <http://www.restec.or.jp>)の画像は相対的に廉価である。

以上に説明した測量、航空写真、衛星リモートセンシングは直接、地盤高、汀線位置、海岸性状などの海岸地形の情報を取得でき、通常の業務に供されている。

次に、現時点では開発の途上にある技術について説明する。

現在のところ、測量を除くと、海面下の地盤高である水深を一般的に計測することは難しい。測量によらず水深を推定する方法には二つのアプローチがある。一つは、光学的な特性を利用し、一回の撮影データから水深を推定しようとするものである。観測衛星は可視域、赤外域で波長別に画像を取得しており、分光特性を利用して水深を推定する研究(例えば、灘岡ら 1993、鈴木健ら 2002)がある。報告例は限られており、推定の成否が海中の濁質濃度に依存しており、汎用性を検討する段階には至っていない。

もう一つのアプローチは、波峰の動きを解析し、波の移動速度、波長、周期などを求め、分散関係式を介して水深を推定するものである。これを行うためには、海岸に到達する波を時間的、空間的に分解できる画像の取得が必要となる。古くは写真撮影により波の動きを調べたが、現在では、ビデオ、レーダなどにより波の運動を捉える。

ビデオはデジタル機器が廉価になったことにより、データの収集が容易となった。海外ではオレゴン大学 Holman の研究グループが、ビデオにより様々な海域情報を収集する ARGUS システムを開発し、世界の各地における観測例を報告している(http://www.coastalwiki.org/coastalwiki/Argus_video_monitoring_system)。この中で、波速の測定を行い、分散関係式を介した水深の推定が行われており(例えば、Stockdon and Holman 2000)、これに加え遡上域の波の挙動、沿岸流速の推定、バー位置の変動なども調べられている。日本でも ARGUS を導入し、侵食傾向にある海岸でバー位置、沿岸流速などの変動が調べられている(鈴木高ら 2002, 2005)。

波峰の動きから波速の推定をするのに必要な画像の数を減じることができれば、観測負荷を抑えることが

可能になる。衛星 IKONOS の直下と斜め下を撮影した二組の画像から水深分布と流れ場を推定する試み (Abileah 2006), 単一画像から水深を推定する試み (舟竹, 田島 2010) があるが, 検討の余地は多い。

X バンドレーダは電波を射出しその反射状況を映像として理解する画像レーダであり, 数キロメートルの範囲の波の進行状況を捉える。これについてはビデオ撮影で得られるのと同等の情報を抽出することが可能である。航空写真, 衛星画像に比べると有効な観測範囲は狭いが, 複数のビデオが必要となる撮影範囲を一つのレーダでカバーすることができる。ビデオ画像は色の情報から海面上の気泡, 浮遊した濁質の分布, 砕波の状況などを知ることができるのに対して, X バンドレーダ観測では射出した電波の反射強度のみが得られる。X バンドレーダによる海岸地形, 沿岸でみられる諸現象の観測については 3 章で紹介する。

本章で説明した様々な観測方法の得失を表 2-1 にまとめた。

表 2-1 海岸の地形を観測する手法の比較

データソース	利点	短所
汀線測量(陸上)	精度の保証がある	
深淺測量(海上)	精度の保証がある	荒天時の実施は困難
航空レーザ計測	精度の保証がある 広域のデータ取得が可能	荒天時の実施が困難
航空レーザ測深	広域のデータ取得が可能	砕波のある海域への適用は検討段階
航空写真	広域のデータ取得が可能 高分解能	判読が主観的 荒天時の実施は困難
衛星画像	広域のデータ取得が可能	有効なデータの取得限られる(雲の影響) 判読が主観的
ビデオ	定点・長期間の観測が可能 複数機器の使用で広域の観測が可能	夜間の観測は不可 地形データ取得には画像処理が必要
X バンドレーダ	定点・長期間の観測が可能 単一の機器で広域の観測が可能 夜間, 荒天時にも観測可能	安全な設置場所が必要 地形データ取得には画像処理が必要

【参考文献】

- 浅野敏之, 幸野淳一, 佐藤孝夫, 嶺泰宏: 衛星画像データを用いた台風時波浪による汀線変化の解析, 海岸工学論文集, Vol.47, pp. 671-675, 2000.
- 宇多高明: 日本の海岸侵食, 山海堂, 1997.
- 国土地理院: 航空レーザ測量, http://www1.gsi.go.jp/geowww/Laser_HP/index.html, 参照 2010-06-16.
- 鈴木健太郎, 泉宮尊司, 石橋邦彦: 衛星リモートセンシングによる砂浜海岸の高精度水深推定法とその適用性に関する研究, 海岸工学論文集, Vol.49, pp. 1521-1525, 2002.
- 鈴木高二郎, 高橋重雄, 山縣延文, 堀田治, 栗山善昭, S. Aarninkhof, G. Ruessink, I. Elshoff: ARGUS ビデオ解析による宮崎住吉海岸の長期地形観測, 海岸工学論文集, Vol. 49, pp. 571-575, 2002.
- 鈴木高二郎, 小澤康彦, 村上俊春, 竹田晃: ビデオ画像を用いた住吉海岸における沿岸流の長期連続観測, 海岸工学論文集, Vol. 52, pp. 601-605, 2005.
- 戸澤実, 松本良浩, 岩本暢之, 小野智三, 矢島広樹: 航空レーザ測深機のテスト飛行について, 海上保安庁海洋情報部技報, Vol. 22, pp. 1-6, 2004.
- 灘岡和夫, 田村英寿: 沖縄赤土流出問題に関する汎用衛星モニタリングシステム構築の試み, 海岸工学論文集, Vol.40, pp. 1106-1110, 1993.
- 舟竹祥太郎, 田島芳満: 波峰線分布を用いた単一静止画像による海浜地形推定システムの構築, 海洋開発論文集, Vol. 26, pp. 1155-1160, 2010.
- 松本 定一, 柴山 知也, 島谷 学: 高分解能衛星画像を用いた波浪解析と汀線判読に関する研究, 海岸工学論文集, Vol. 50, pp. 1396-1400, 2003.
- Abileah R.: Mapping shallow water depth from satellite, American Society for Photogrammetry and Remote Sensing Conference, Reno, NV, May, 2006. (<http://www.abileah.com/DigitalOcean/Publications>)
- Stockdon, H., and Holman R.: Estimation of wave phase speed and nearshore bathymetry from video imagery, Journal of Geophysical Research, Vol. 105(C9), pp. 22015-22033, 2000.

3. X バンドレーダによる沿岸ダイナミクスの観測

マリンレーダ(X バンドレーダ)は船舶に搭載し、周辺の障害物を検知することを目的としている。この機器の本来の用途は船影、岩礁などの航行の支障となるものをレーダ画像として捉えることで、同時に映る波の情報は不必要なものである。海岸、海洋に携わる研究者は X バンドレーダに副産物として映る波浪に着目し、研究に応用することを検討してきた。X バンドレーダは個々の波(周期 10 秒のオーダ、波長 数 10 m から 100 m のオーダ)の伝播状況を捉え、数 km の範囲の広範な波浪場の時間的な変動を連続的に捉えることが可能である。

わが国の海岸工学分野では、井島ら(1964)が船舶用レーダを建設初期の鹿島港周辺の波浪場、特に波向観測への応用を意識した適用を報告しており、鹿島灘に建設された 2 基の突堤周辺の波の進行状況が示されている(図 3-1)。レーダそのものの基本的な原理と性能は、今日使用されているものと同じであるが、データの収録にカメラを使用しており、苦勞の跡がうかがわれる。その後、平口・池野(1989)が X バンドレーダと AD 変換機を備えたデータ収録システムの組み合わせによる観測結果を報告し、波向スペクトルの推定例を示している。続いて、小林智ら(1999, 2001)は、X バンドレーダの観測結果より波浪スペクトルを求め、水深、流れ場を推定することを検討している。また、小林豪ら(2007)は X バンドレーダを使用し、宮崎県住吉海岸で波向、周期の変動を観測し、波高の推定を試みた。著者は X バンドレーダを用い、汀線位置(武若ら, 2003)、長周期波の伝播(武若 2005)、汀線形状の年間の変化(武若ら 2006)、荒天時の波の屈折状況(武若ら 2006)、荒天時の遡上波(武若・Hasan 2008)、離岸流の発生(山川ら 2007, 2008)などの観測を行ってきた。

海外では、1980 年代より X バンドレーダを沿岸の波浪場観測に適用し、波動力学的な興味から波浪スペクトル、水深と流れ場などを推定することについて様々な検討が進められており、多数の報告がある(海岸工学委員会 2001)。また、汀線とバーの位置を捉えることに焦点をあてた研究も行われている(Ruessink ら 2002, McNinch 2007)。

これまでの研究報告を眺めると、波浪場を解析対象とした研究例は豊富にある一方で、汀線、バー位置などの分布を調べた報告は少ない。レーダ機器の使用は、次節に説明するように、一般的な計測機器、ビデオなどの使用と比べると、やや手間がかかり、これが計測の継続が必要な地形観測への適用が少ない理由の一つであると著者は感じている。

3.1 X バンドレーダシステム

レーダの観測原理を図 3-2 に示す。回転するアンテナから射出された電波(電磁波)は、構造物、海面などから一部が反射し(エコー)、それをアンテナ内にある検出部で捉える。検出部で捉えた反射波を画像として表示し、これから必要とする情報を取り出す映像レーダである。レーダ計測の原理、検知したい対象と電磁波の波長(周波数)の選択などについては参考書に詳しい(海岸工学委員会 2001, Skolnik 2008)。

写真-2 映像例 1

レンジ: 1.5 km, off center
距離マーカー: 300 m
波浪: $H=1.7$ m, $T=13$ sec
うねり、やや風浪あり

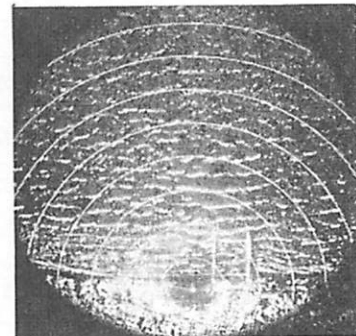


図 3-1 鹿島港におけるレーダ観測 (1964 年 3 月 14 日)。港建設初期段階にあった突堤が映っている。(井島ら 1964)

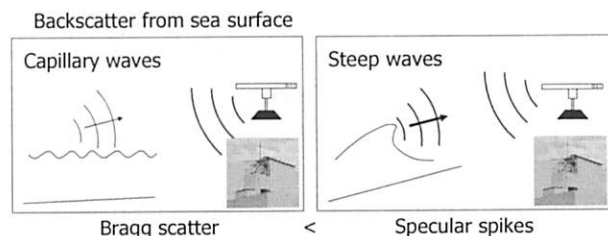
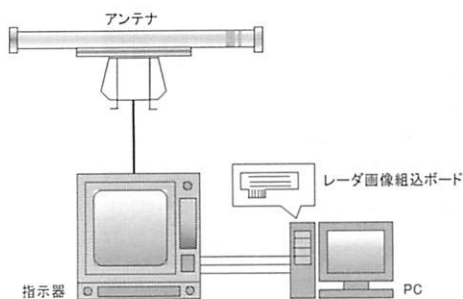


図 3-2 レーダの観測原理

アンテナから射出された電波が海面、構造物などで反射され、これをアンテナ内にある検出部で捉える。反射のメカニズムとして、電波の波長と同じ波長の表面から共鳴散乱する Bragg 散乱と電波の進行方向に対して突き立った面から反射する鏡面反射がある。荒天時には鏡面反射によるエコー強度が大きい。



(a) 機器の接続

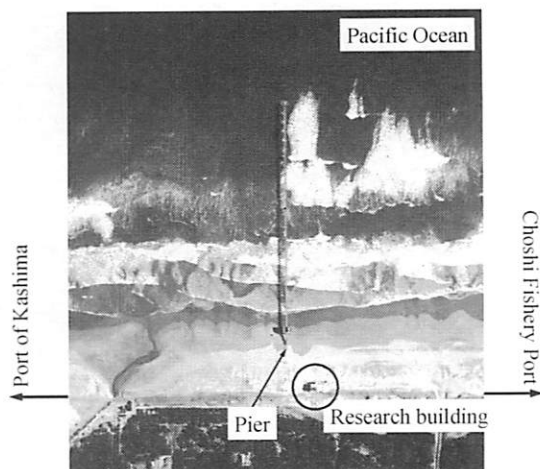


(b) アンテナ(長さ約 2.7 m)とHORS 研究施設への設置状況

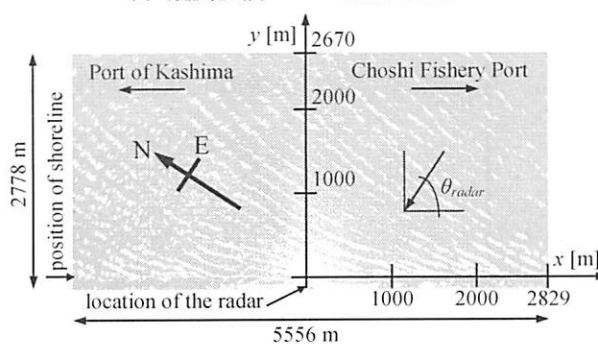


(c) レドームに収められた小型レーダ(大きさ約 0.6 m)

図 3-3 X バンドレーダ



(a) 観測棧橋 HORS と研究施設



(b) 座標系とレーダ画像

図 3-4 HORS におけるレーダ観測

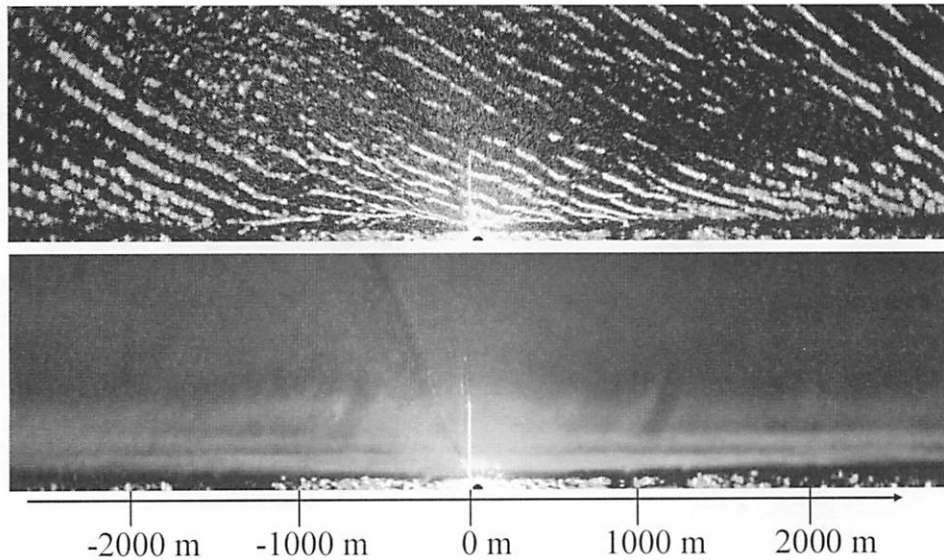
著者の使用している X バンドレーダのシステムを図 3-3a に示す。X バンドレーダは船舶用の機器を流用している。エコーデータをパーソナルコンピュータに収録する AD 変換ボード一式はカタログには掲載の無い製品で、X バンドレーダの製造者より購入した。

浅海域の波の進行状況を調べるために必要な空間分解能を確保したい場合には、数メートルの長さのアンテナ(図 3-3b)を使用する。観測時にはこれが約 24 rpm で回転するので、安全な設置場所を確保する必要がある。小さいアンテナをレドームに収納した機器もあり、小型で扱いが容易な点で優れている(図 3-3c)。一方、観測の周方向の分解能が大きいアンテナに比較して悪く、レーダ設置位置から離れた領域のレーダ画像の空間分解能が劣る。

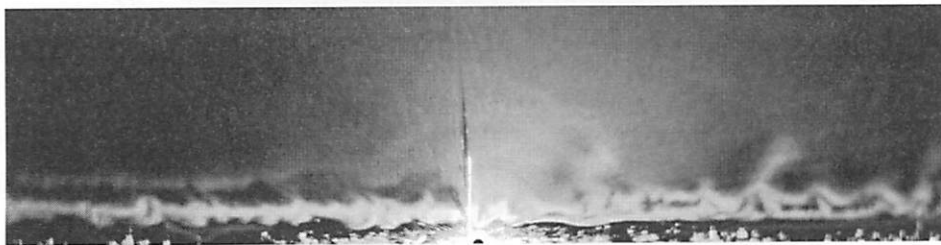
日本国内で X バンドレーダを研究目的で使用する際には、レーダの使用者が無線従事者免許(第二級陸上特殊無線技士)を取得し、また、レーダの使用を総務大臣に届け無線局免許(実験試験局、有効期限: 5 年間)を得なければならない。

以下では、(独法)港湾空港技術研究所の波崎観測棧橋 HORS で行った観測結果を用い、X バンドレーダで捉えた沿岸の諸現象を紹介する。HORS の後浜にある研究施設の屋上(海面より約 17 m)にレーダ(日本無線, JMA-3925-9)を設置した(図 3-4a)。観測棧橋の長さは約 400 m である。レーダと棧橋の位置関係、座標系、レーダ画像を図 3-4b に示す。座標系の原点は棧橋上にある。沿岸方向約 5.6 km、岸沖方向約 2.8 km が有効な観測範囲である。

レーダから射出された電波は図 3-4b に示した範囲よりもはるかに遠方まで届くが、海岸工学的な解析に利用できる範囲はおおよそ図に示した領域となる。図の範囲外では波峰からの反射信号が弱くなり、また、アンテナから射出される電波が扇状に広がるために空間分解能が悪くなる。



(a) 荒天時に取得された原画像(上)と原画像を時間平均した平均画像(下). 2005 年 7 月 26 日 22 時.



(b) 静穏時の航空写真(上)と平均画像(下). 2007 年 4 月 12 日 16 時.
航空写真は銚子漁港方面を望んで撮影

図 3-5 平均画像の例

3.2 平均画像

図 3-5a にレーダ観測により取得される原画像の一例と多数の原画像を平均した時間平均画像(以降では平均画像と呼ぶ)を示す. 原画像は台風来襲時に取得されたもので, 右上方より斜めに波が入射し, 屈折により進行方向を変えながら画像下方の水際に到達する. この屈折の詳細については 3.4 にて説明する. 平均画像は, 2 秒毎に取得された原画像を 17 分間にわたり平均化したものである. 個々の波は消え, 観測中の水際位置(汀線), バーの位置が判読できるようになる. 荒天時には汀線位置, バーの沿岸分布が直線化することが知られており, これがレーダ画像にも捉えられている.

一方, 図 3-5b は入射波高が小さい静穏な状況が継続した時に取得された平均画像で, 汀線形状が波状に分布している. 航空写真と平均画像を比較すると, レーダが海岸の複雑化した状況を捉えていることが確認できる.

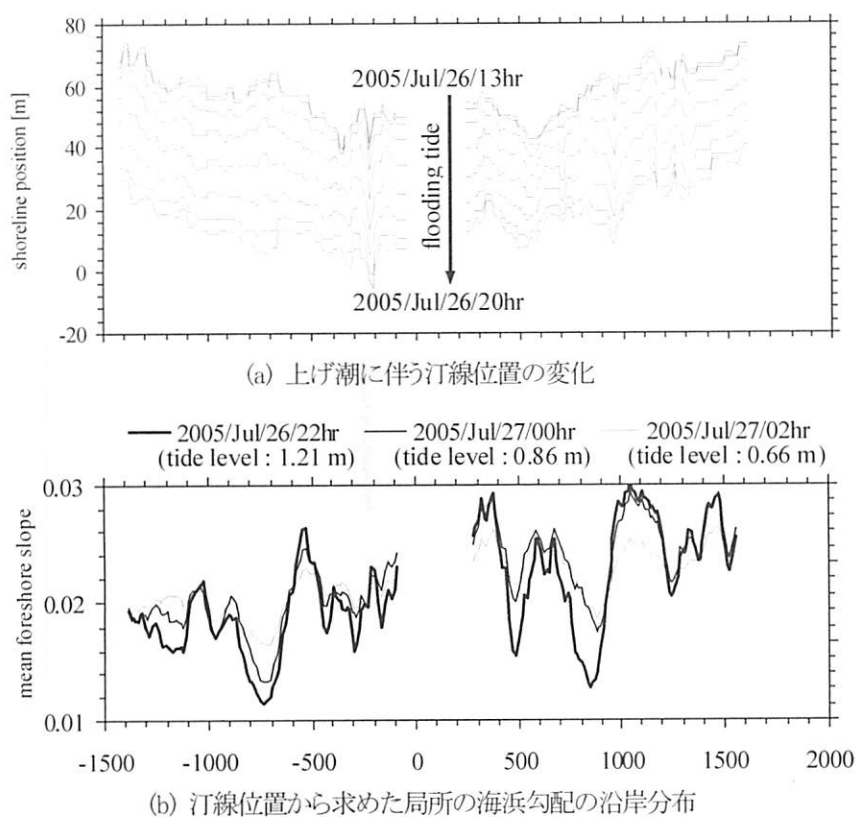
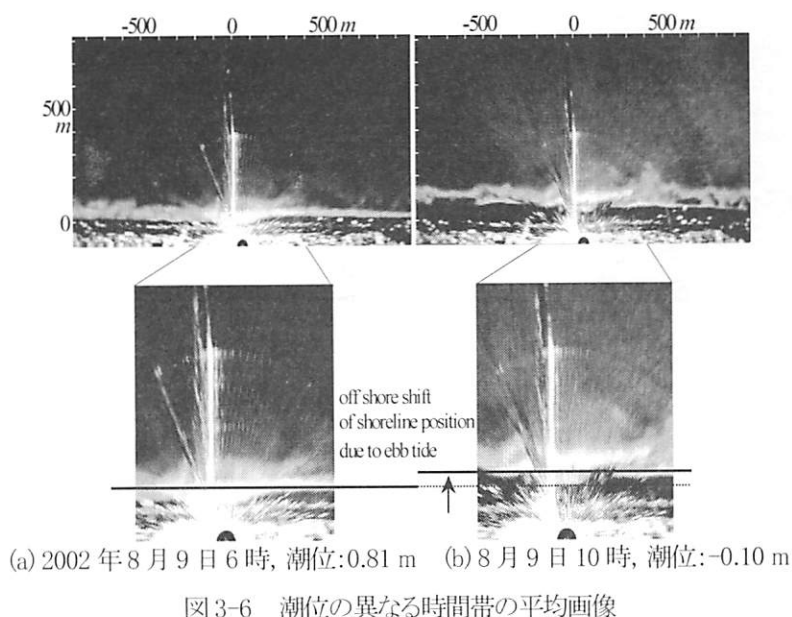


図 3-7 潮位の異なる時間帯の汀線位置の分布と局所の海浜勾配
(Hasan and Takewaka 2009)

3.3 汀線位置の推定

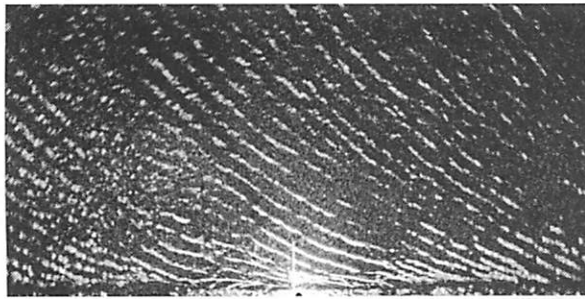
平均画像を眺めると、その時間帯の平均的な水際位置と判断される輝度変化のある領域が沿岸方向に伸びている。汀線の位置は潮位の低下に伴い沖側に変位している。この位置を汀線として読み取りを行うと、汀線位置の沿岸分布が得られる(図 3-6) (武若ら 2003)。読み取りはマニュアル操作で行っており、多くの画像を扱うには手間を要する。

潮位の上昇、下降に伴い水際の位置は変動する(図 3-7a)。このことを利用して、低潮位から高潮位の範囲にある海浜断面形(汀線位置、前浜勾配)を推定することができる。汀線の水平位置はレーダ画像より定め、鉛直位置は潮位とする。

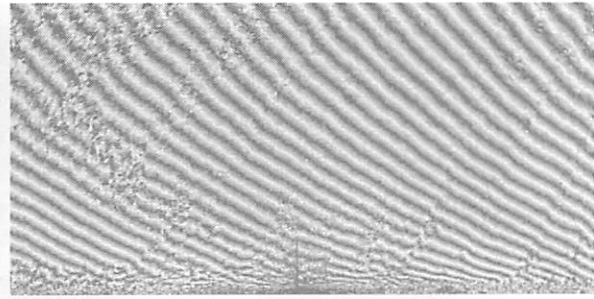
図 3-7b は汀線位置と前浜勾配の分布を推定した例である。前浜勾配は海浜断面の局所勾配として求めた。具体的には、海浜断面に放物線をあてはめ、これの局所勾配を求めた。単調に見える汀線分布であっても、前浜勾配の沿岸分布には長いスケールの変動の存在が捉えられている。

3.4 波浪場の観測と海浜断面形の推定

原画像には波浪が沖合から汀線にかけて伝播する状況が捉えられている。図 3-8(a)は台風が鹿島灘沖を通過した際に取得された画像で、波が汀線に到達するまでに屈折する状況が捉えられている(Hasan and Takewaka 2007)。図 3-8(b)は周波数フィルターにより卓越波の位相変化を抽出したものである。位相関係を表示することにより、原画像では不鮮明である遠方の波峰の進行状況もより明確になる。位相を示した



(a) 原画像



(b) 位相画像

図3-8 荒天時の波浪場 (2005年7月26日22時)

(a) 原画像には右上方から入射する波が屈折する状況が捉えられている。(b) 波浪場の卓越周波数(0.066 Hz)でフィルタリングした結果の位相を表示したもの。位相関係の表示により、遠方の波峰の進行状況が捉えられる。

画像の解析から局所的な波数を求め、分散関係式を介して海底地形を推定した結果が図3-9になる。全体的な海浜地形は捉えられ、岸から400 mまでの海底地形はおおむね良好に推定されているものの、より深い領域では推定された水深と深浅測量の結果に1 m程度の差が見られる地点もある。

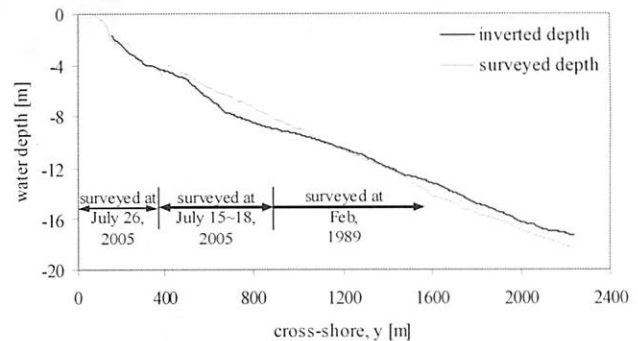


図3-9 海浜断面形の推定結果 ($x = 0$ m, 2005年7月26日)

3.5 遡上波の観測

高波浪時の前浜地形は遡上波の作用により変動し、時に汀線の後退が生じる。原画像のある沿岸位置における岸沖方向の輝度分布を取り出し、時間方向に並べた岸沖ライン画像(図3-10)を作成すると、波の遡上状況を視覚的に理解できる。画像の縦方向は岸沖方向、横方向は時間経過に対応し、画像上部(沖)から画像下部(岸)右下方に延びる斜めの線が、波の岸への伝播を表す。個々の斜線の傾きが波の岸沖方向進行速度に、隣り合う斜線との横方向間隔が波の周期に相当する。入射波の岸沖方向伝播速度が浅水変形により徐々に小さくなること、個々の波の遡上最高点を迎える位置、遡上帯で斜線が交わる波の追いつき・合体があることなどが読み取れる。遡上位置を結んだ包絡線には100秒に近い長周期の変動がある。

個々の波の遡上高さと3.3で説明した方法で推定した前浜勾配の関係を調べたところ、これまでに提案されている急勾配域で遡上高さが大きくなるという関係が沿岸全体で確認された(図3-11) (Hasan and Takewaka 2009)。

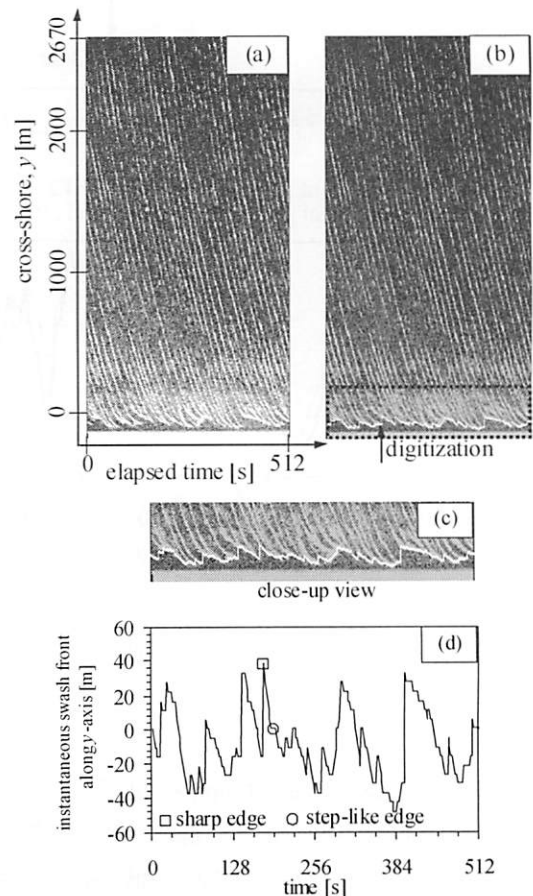


図3-10 波の遡上変動($x = -160$ m, 2005年7月26日22時)
(a) 岸沖ライン画像, (b) 遡上位置の読み取り, (c) 遡上変動の拡大, (d) 遡上波形。

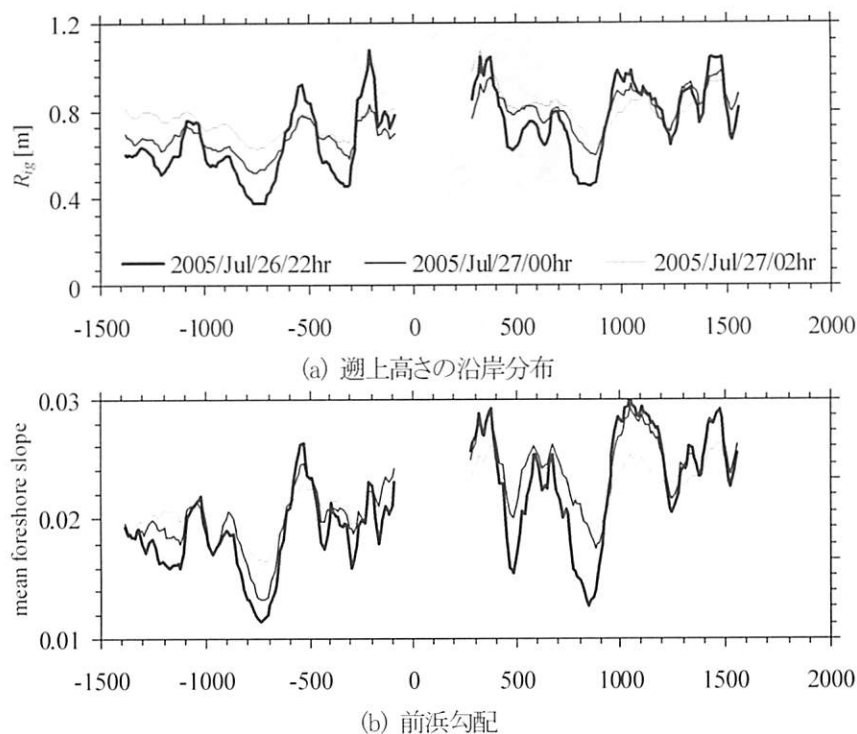


図 3-11 荒天時の (a) 波の遡上高さ, (b) 海浜勾配の沿岸分布 (2005 年 7 月 26 日, 27 日)

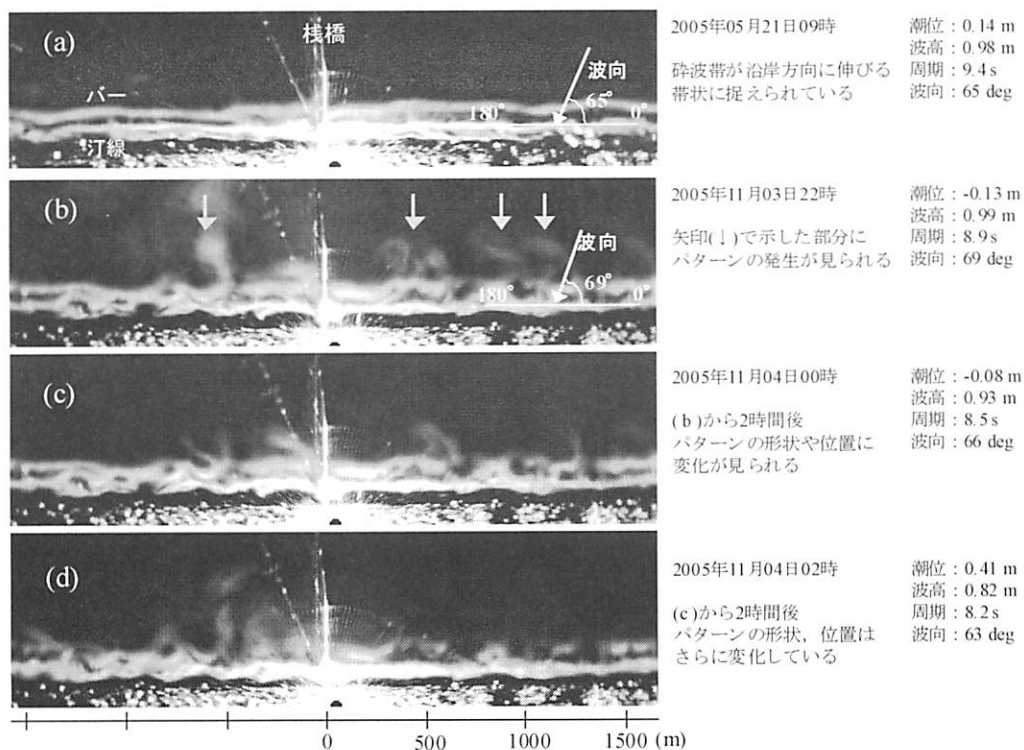


図 3-12 離岸流を捉えた平均画像と海象

3.6 離岸流, 潮目

平均画像を眺めると, 砕波帯付近から沖合に伸びる白い筋状のパターンが捉えられることがある(図 3-12). このパターンは離岸流の発生を捉えた航空写真に見られるリップヘッド周辺の砕波状況に類似しており, 時間的, 空間的に変化している. この筋状のパターンについて, 航空写真との照合, レーダ観測と同期したフロート観測, 出現する波浪条件の分析を行い, これが離岸流の発生を捉えたものであることを確認

した(山川ら 2007, 2008). パターンの発生している位置では, 砕波や気泡によりレーダエコーが強くなり, これが平均画像中に筋状のパターンとして現れる. このパターンは波の入射角が汀線に対して直角に近くなる, 波高が大きくなると鮮明に映り, この条件は離岸流が発生する条件に合致する.

離岸流, 後に説明する河口フロント(5 章)が平均画像に捉えられるのと類似のメカニズムで, 潮目(図 3-13)と考えられるパターンが平均画像に現れる. 潮目に相当すると思われる筋状のパターンは岸からおおよそ沖合 2 km まで延びており, 沿岸方向に移動する様子がしばしば観察される. ただし, このパターンの出現と海象条件, 気象条件などとの関連性の検証は十分になされておらず, 今後の調査が必要である.

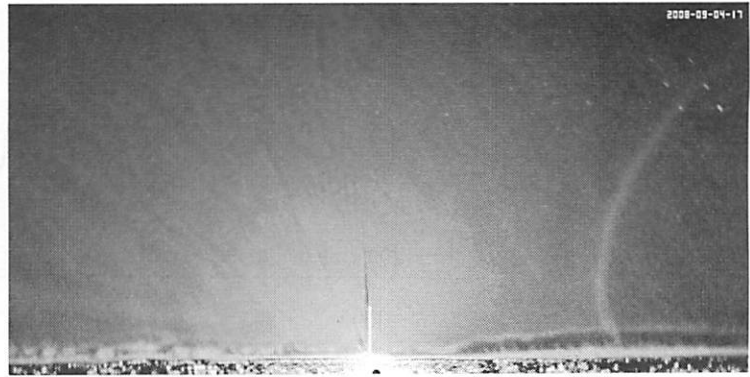


図 3-13 潮目 (2008 年 9 月 4 日 17 時)
画像の右側にある岸沖方向の筋が潮目を捉えたものと考えられる

【参考文献】

- 海岸工学委員会研究現況レビュー小委員会(編): 陸上設置型レーダによる沿岸海洋観測, 土木学会, 2001.
- 小林智尚, 河合篤司, 小塚将之, 安田孝志: X バンドレーダによる沿岸域の観測, 海岸工学論文集, Vol. 48, pp. 1431-1435, 2001.
- 小林智尚, 河合篤司, 小塚将之, 安田孝志, 後藤真太郎: X バンドレーダによる波浪場・広域海浜流場の観測, 海岸工学論文集, Vol. 46, pp. 1331-1335, 1999.
- 小林豪毅, 堀口敬洋, 高木利光: 宮崎県住吉海岸におけるレーダ波浪観測, 海岸工学論文集, Vol. 54, pp. 1461-1465, 2007.
- 平口博丸, 池野正明: 船舶用 X バンドレーダによる波向き観測, 海岸工学論文集, Vol. 36, pp. 163-167, 1989.
- 井島武士, 高橋智晴, 佐々木 弘: 波向観測等におけるレーダの応用, 第 11 回海岸工学講演会講演集, pp. 81-88, 1964.
- 武若 聡, 後藤 勇, 西村仁嗣: X バンドレーダを用いた前浜地形の観測, 海岸工学論文集, Vol. 50, pp. 546-550, 2003.
- 武若 聡: X バンドレーダによる長周期遡上変動の沿岸伝播の観測, 海岸工学論文集, Vol. 52, pp. 126-130, 2005.
- 武若 聡, 松本亮介, 笹倉慎也, El Sayed Galal: 汀線とバーの変動と沿岸方向移動, 海岸工学論文集, Vol. 53, pp. 576-580, 2006.
- 武若 聡, G. M. Jahid Hasan: 荒天時の屈折波浪場の解析, 海岸工学論文集, Vol. 53, pp. 141-145, 2006.
- 武若 聡, G. M. Jahid Hasan: 荒天時の遡上波高さの沿岸分布, 海岸工学論文集, Vol. 55, pp. 96-100, 2008.
- 山川泰司, 武若 聡: X バンドレーダを用いた離岸流の発生探知に関する検討, 海岸工学論文集, Vol. 54, pp. 1436-1440, 2007.
- 山川泰司, 武若 聡, 桜井崇, 柳嶋慎一: 離岸流観測への X バンドレーダ利用に関する検討, 海岸工学論文集, Vol. 55, pp. 91-95, 2008.
- Hasan G.M. and Takewaka S.: Observation of a stormy wave field with X-band radar and its linear aspects, Coastal Engineering Journal, Vol. 49, pp. 149-171, 2007.
- Hasan G.M. and Takewaka S.: Wave run-up analyses under dissipative condition using X-band radar, Coastal Engineering Journal, Vol. 51, pp. 177-204, 2009.
- McNinch J.: Bar and Swash Imaging Radar (BASIR): A mobile X-band radar designed for mapping nearshore sand bars and swash-defined shorelines over large distances, Journal of Coastal Research, Vol. 23, pp. 59-74, 2007.
- Ruessink B. G., Bell P. S., van Enckevort I. M. J. and Aarninkhof S. G. J.: Nearshore bar crest location quantified from time-averaged X-band radar images, Coastal Engineering, Vol. 45, pp. 19-32, 2002.
- Skolnik M.: Radar Handbook, Third Edition, McGraw-Hill Professional, 2008.

4. 波崎海岸, 鹿島灘における観測

(独法) 港湾空港技術研究所の波崎観測
 栈橋 HORS で行った複数年にわたる観測
 を紹介し, 汀線形状の変動を調べた結果
 を示す. また, ヘッドランド周辺の観測の試
 みについても触れる.

4.1 汀線変動の連続観測

汀線形状を連続的に観測し, これらの変
 動特性(汀線とバーの平均存在位置, 形状
 の空間変動強度, 形状の沿岸方向移動)を
 調べ, 汀線に見られる波状の変動の沿岸
 方向移動を説明する. HORS では1時間毎
 に平均画像を収集しており, これから汀線
 位置の読み取りを行い, また, 画像解析を
 通じて様々な情報の抽出を行っている. 汀
 線位置の読み取りは前章で説明した手順
 (図 3-7 参照)で行った(武若ら 2006,
 Elsayed and Takewaka 2008).

海浜状況の推移を眺めると, 静穏な状態
 が続くと複雑化し, 荒天時にはこれが一様
 化する, いわゆるビーチサイクル (Wright
 and Short 1984)が確認される(図 4-1).

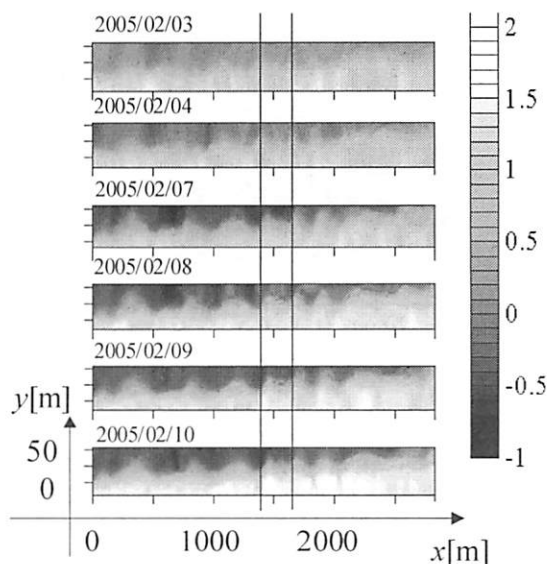


図 4-3 前浜地形の変化(2005 年 2 月 3 日~10 日)
 汀線付近の波状パターン(波長~350m)がおおよそ 16
 m/day の速さで+x 方向に移動している. 地形の標高
 [m]をグレースケールで表示.

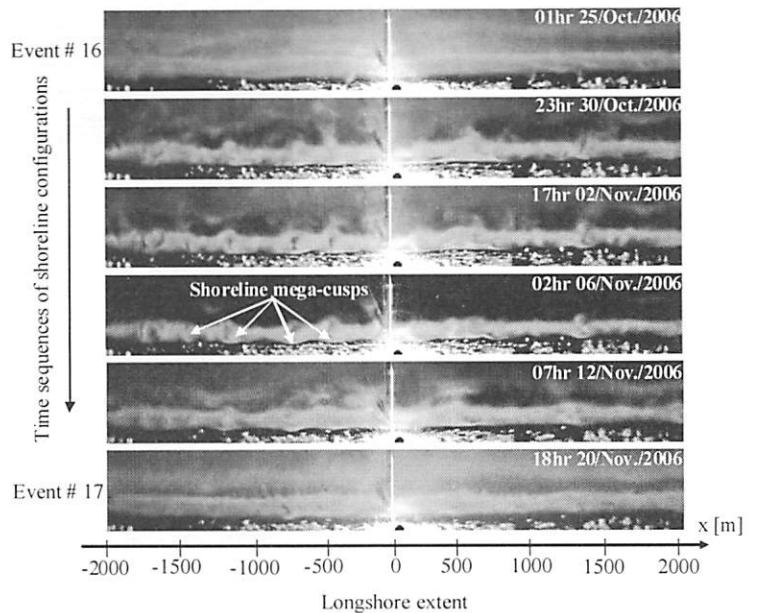


図 4-1 汀線形状の変化

10 月 25 日の荒天により海岸の状況が一様化した. その後, 次の荒天
 が訪れるまでに波状のパターンが発達し, 再び一様化した.

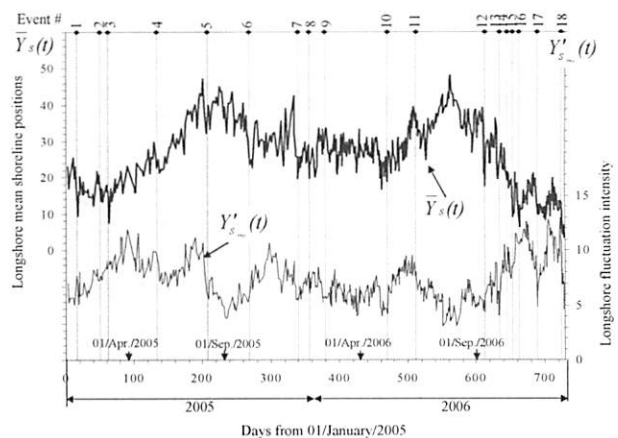


図 4-2 2005 年, 2006 年の平均汀線位置 $\bar{Y}_s$ とその変動強度
 Y'_s の変化. 図上部の Event # は波高 3.5 m 超の荒天.

このサイクルを定量的に調べるために汀線位置
 の読み取りを行い, 2005 年と 2006 年の観測結果か
 ら平均汀線位置と汀線形状の複雑さ(変動強度)を
 求めた(図 4-2). 平均汀線位置は約 5 km の観測域
 の汀線位置を空間平均したもので, 変動強度は各
 沿岸位置の汀線位置と平均汀線位置の差の総和か
 ら定めた. 観測域の平均汀線位置はほぼ季節的な
 前進と後退を示した. 入射波高が小さい夏季(6~9
 月)に沖側に移動し, 入射波高が大きくなる時期(10
 月以降)に岸側に移動する季節的な変化がある. 入

射波高が増加すると汀線の形状が単調化する, といういわゆるビーチサイクルに対応した変動強度の変化がある. すなわち, 入射波浪が増加すると, 変動強度は直ちに 응답して小さくなる(海岸地形が一様化する). このサイクルには季節的な依存性はみられなかった.

汀線形状の日々の変化には, 汀線付近に観られる波状の地形(波長のオーダー: 数 100 m)が沿岸方向に移動していることが頻繁に見られる. 図 4-3 に平均画像と潮位(銚子漁港, 気象庁観測)の情報から作成した前浜地形を示す. 同図には, 波状のパターン(波長 ~ 350 m)がおおよそ 16 m/day の速さで + x 方向に移動していることが捉えられている. このような移動は荒天時を除く時期に年間を通じて認められ, 移動は波の入射方向の下手方向, すなわち, 沿岸流の発達する方向に向い, その速さは入射エネルギーに依存する.

この移動の年間を通じた挙動を調べるために, 次の手順で解析を行った. 平均画像から汀線付近の沿岸方向の輝度分布を取り出し, それを経時的にスタックした画像を作成した(図 4-4). この際, 輝度を取り出す位置は各時間の潮位の情報を利用して変動させた. 画像の上から下への縦方向が時間経過, 横方向が沿岸方向である.

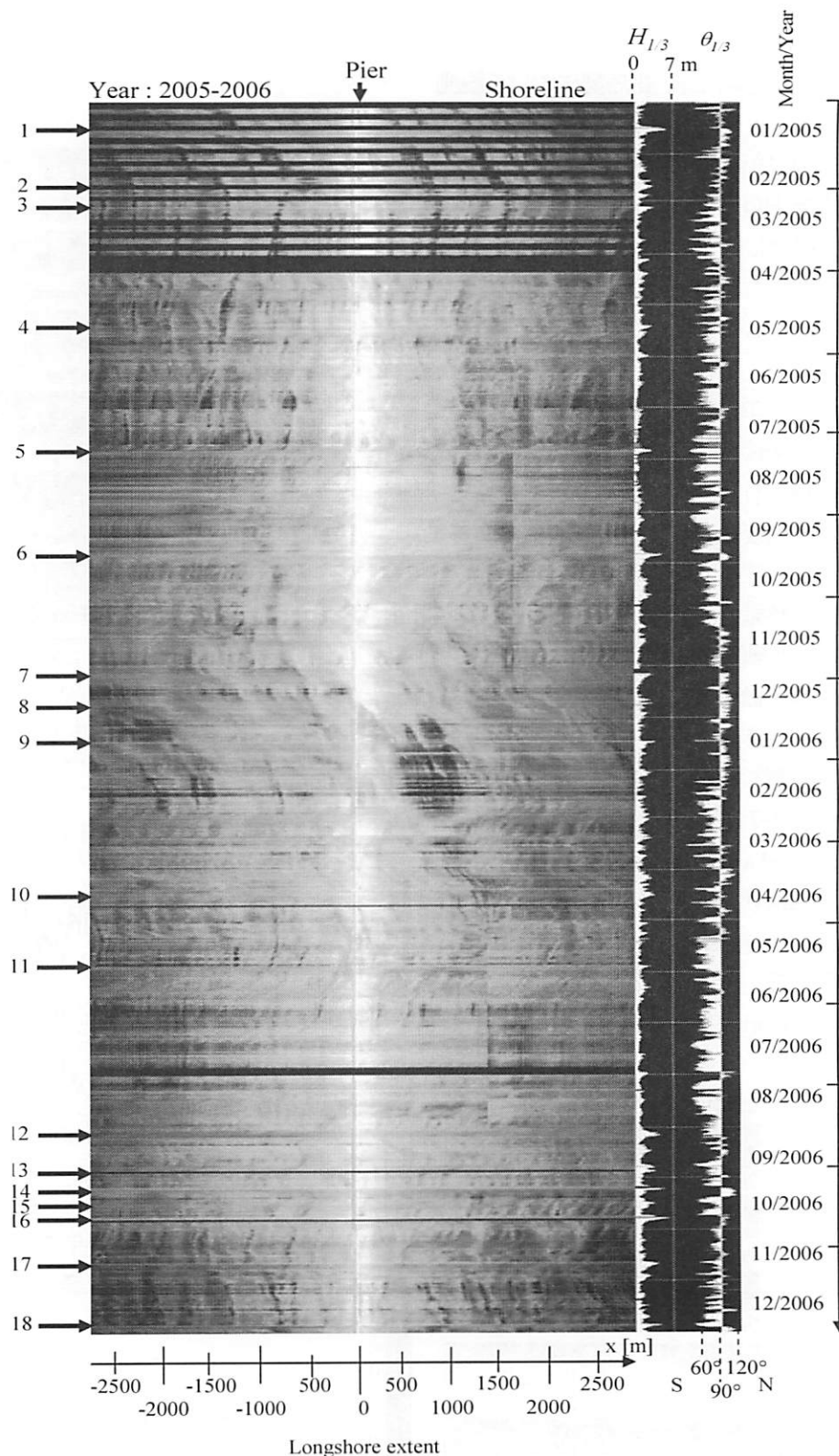


図 4-4 汀線輝度データの経時変化(2005, 2006 年)

毎時の汀線付近の輝度データを抽出し, 縦方向に積み重ねて表示. 縦方向は時間経過, 横方向は沿岸分布に対応. 図右段: 有義波高(フルスケール = 7 m)と入射波向 θ (N: 北方からの入射, S: 南方からの入射. 表示が中心位置にある時は直角入射. 表示の長さが入射角). 図の左にある数字は波高 3.5 m 以上の荒天イベントを示す.

同画像には、鹿島港で観測された有義波高、波向をあわせて示した。

図4-4に現れる斜めのパターンは、波状の汀線形状の沿岸方向移動に対応している。このパターンは、主に冬季(1月, 2月, 12月)に右下方に延びており、汀線形状の移動は+x方向にあることを意味する。一方、冬季以外の夏季を中心に、このパターンは左下方に延びており、汀線形状の移動は-x方向にあった。この移動方向の季節的な変動は、栗山・坂本(2007)が報告している、栈橋で観測された沿岸流速の季節的な変動傾向に一致する。さらに、高波浪により海岸地形が一様化すると汀線の波状パターンの移動状況が不鮮明になること(例えば、2005年7月末)、高波浪により海岸地形が一様化しても波状パターンの沿岸方向移動が継続する場合があること(例えば、2005年5月末)等が読み取れる。

汀線に現れる波状パターンの沿岸方向移動速度を推定するために、図4-4の画像解析を行った。時間を隔てた2つの沿岸峰高輝度分布に対して相関解析を行い、パターンの沿岸方向移動量を求め、これから沿岸方向移動速度を定めた。この移動速度と栈橋で観測された沿岸流速を比較した結果を図4-5に、波の入射条件から求めた沿岸方向エネルギーフラックスとの関係を図4-6に示す。いずれの結果も波状パターンが沿岸流速、沿岸方向エネルギーフラックスの向きと大きさにほぼ比例して移動することを示している。さらに、波状パターンの移動速度と入射波向、波高との関係を示したものが図4-7で、波の入射角が汀線に対して45°付近の時に移動速度が大きくなる関係がある。

波状のパターンが沿岸方向に移動するメカニズムの説明は今のところ提案できていない。ここで観られた地形の変化を漂砂フラックス分布などに関連付ければ、沿岸漂砂フラックスの推定、侵食域の拡大などを調べることができると期待している。

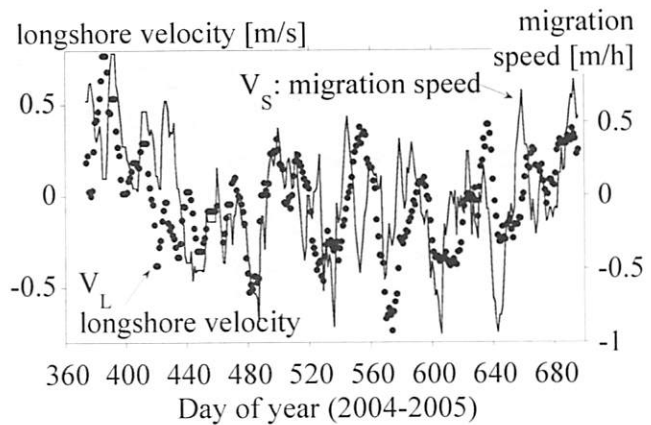


図4-5 波状パターンの沿岸方向移動速度 V_S と栈橋で観測された沿岸流速 V_L の関係

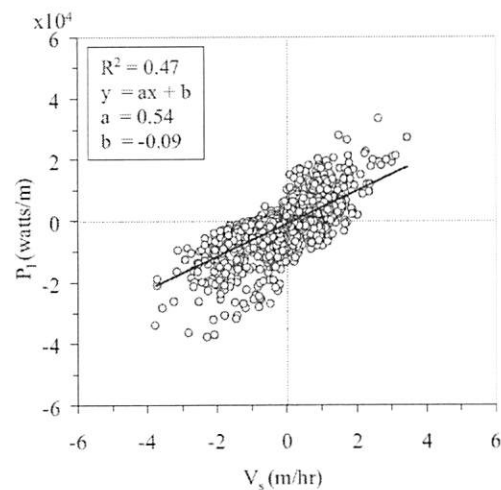


図4-6 波状パターンの沿岸方向移動速度 V_S と沿岸方向エネルギーフラックス P_L の関係

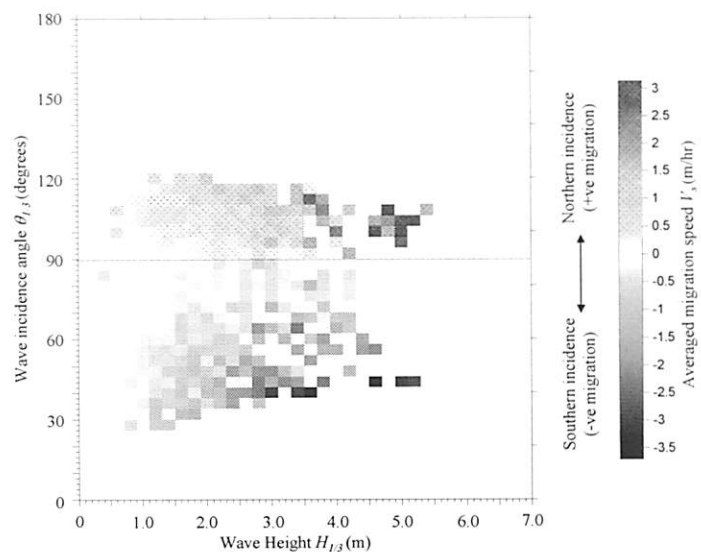


図4-7 波状パターンの沿岸方向移動速度と入射波高、波向の関係。入射角 $<90^\circ$ は南方からの入射。入射角 $=90^\circ$ は直角入射。

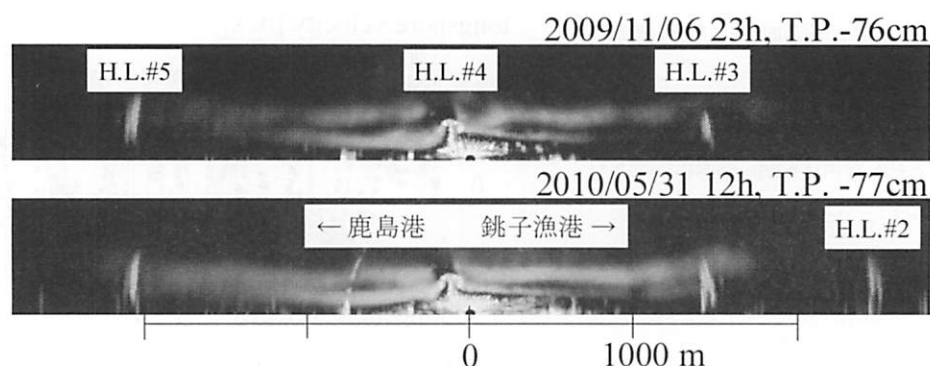


図4-8 鹿島灘南部ヘッドランド4号基周辺の地形変化

4.2 ヘッドランド周辺の海岸地形

鹿島灘の南部には5基のヘッドランドが設置されている。その内の1基の周辺の地形変動を追跡するための観測をレドームに収められた小型レーダ(図3-3c参照)で2009年秋季より行っている。鹿島灘は夏季に南方から、冬季に北方からの波浪入射がそれぞれ卓越し、沿岸漂砂の方向もこれに伴い変動するとされている(栗山・坂本 2007)。ヘッドランド周辺の地形も季節的に変動しており、堆積域は夏季にヘッドランドの南側に、冬季にその北側に形成される(宇多ら 2008)。

図4-8にヘッドランド周辺の状況を捉えた平均画像を示す。前章で説明したように、小型レーダは分解能が劣っており、平均画像はこれまでに示したものと比較して全体的に不鮮明な印象を与え、遠方の地形変動を知ることは困難である。図を詳細に眺めると、秋から春にかけての7ヶ月間にヘッドランド周辺には上で説明した地形変化が見られる。レーダの正面にあるヘッドランド#4の左側(北側)の陸域が増加し、右側(南側)の陸域が減少している。

ヘッドランド周辺の地形変化を、前節に示した汀線の波状変動の沿岸方向伝播と合わせて解析すれば、波浪エネルギーフラックス、沿岸流速、沿岸漂砂量などを関連付け、これらの時間変動を推定できると期待しており、現在その検証を行っている。

【参考文献】

- 宇多高明, 熊田貴之, 芹澤真澄, 長山英樹: 波向変動場で生じる漂砂大循環の発生メカニズム, 海岸工学論文集, Vol. 55, pp. 506-510, 2008.
- 栗山善昭, 坂本光: 長期間平均の沿岸漂砂量の岸沖分布, 海岸工学論文集, Vol. 54, pp. 696-700, 2007.
- 武若 聡, 松本亮介, 笹倉慎也, El Sayed Galal: 汀線とバーの変動と沿岸方向移動, 海岸工学論文集,

Vol. 53, pp. 576-580, 2006.

- Elsayed M. Galal and Takewaka S.: Longshore migration of shoreline mega-cusps observed with X-band radar, Coastal Engineering Journal, Vol. 50, pp. 247-276, 2008.
- Wright, L.D. and Short A.D.: Morphodynamic variability of surf zones and beaches, Marine Geology, Vol. 56, pp. 93-118, 1984.



5. 天竜川河口域の観測

天竜川河口(静岡県)のある遠州灘の各海岸は全般的に侵食傾向にあり、河川からの土砂供給を促進し、これを沿岸に波及させるための検討がなされている。その一つとしてダム再編事業(浜松河川国道事務所, 参照 2010-06-15)が着手され、今後、流域から海域への土砂供給が増すと期待される。河川から供給された土砂は河口を経て海域に移動するので、河口域における流動、土砂移動などについて知ることが沿岸域への効率的な土砂供給につながる。なお、これまでの天竜川における土砂供給状況の経過、ダム再編事業により期待される効果、遠州灘の現状などについては多数の報告があり、これまでの経過と現況については一定の共通理解が形成されている(例えば、宇多ら 2008, 佐藤ら 2004, 吉井・佐藤 2010)。

このような背景の下、河口域におけるXバンドレーダ観測を2007年6月より開始し、本原稿を執筆時点(2010年6月)で継続している。天竜川河口右岸にある下水処理施設の屋上にXバンドレーダを設置した。図5-1に観測サイト、座標系、レーダ画像を平均化した平均画像などを示す。座標系は平面直角座標系(VIII系)を参考に、東西方向にx軸、南北方向にy軸を設定した。平均画像は解析に用いる部分を取り出して表示してある。輝度値の大きい部分が陸域に対応しており、河道内の砂州、河口、河口砂州の水際位置、河川水フロントの発生などの状況を判読できる。河口砂州の海側にある水際位置の一部はレーダ設置位置から見て死角領域となるために映らず、また、下水処理施設内にある塔が妨げとなってレーダエコーを取得できない領域が扇状にある。

平均画像より水際位置を読み取り、衛星画像(ALOS, AVNIR2, 地上分解能 10 m)に映る水際位置と比較した。その結果、レーダの分解能(7.5 m)の程度でその位置を定められることを確認した。言い換えると、レーダ観測は衛星可視画像の分解能で陸域-水域を見分けることができる。

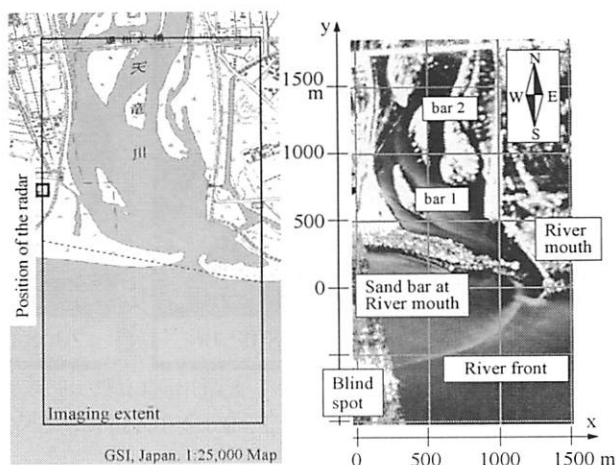


図5-1 天竜川河口域と平均画像(右)の例
レーダは河口右岸にある下水処理場の屋上に設置されている。レーダ設置位置 $(x, y) = (-30, 260)$ [m]。y軸沿いの負方向に広がる扇状の領域は、下水処理場内の構造物により電波が遮られ、観測不可能な領域。

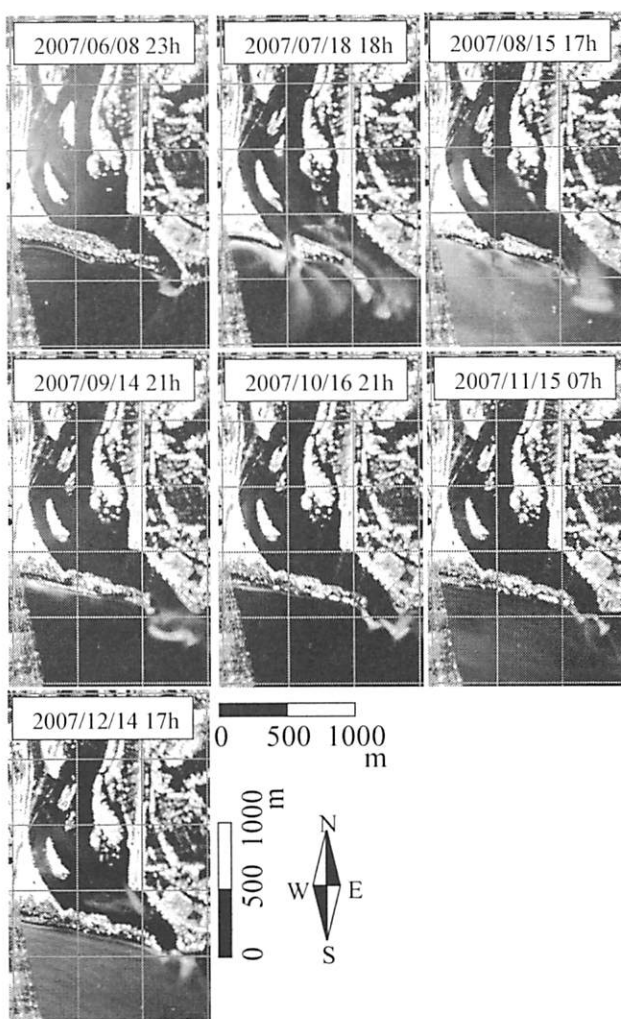


図5-2 天竜川河口域の地形変化(2007年6月～12月)
潮位がT.P.+0.3 ～0.4 mにある時間帯の平均画像。2007年7月に台風来襲に伴う出水があり、河口砂州が決壊した。その後、海側からの砂供給により、決壊部への堆積が進み、2007年12月の時点ではほぼ回復している。

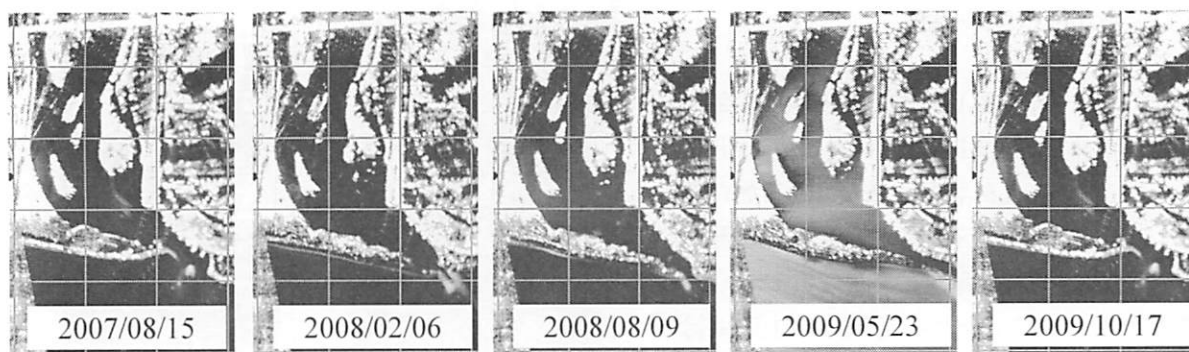


図 5-3 天竜川河口域の地形変化(2007 年夏～2009 年秋)
潮位が T.P.+0.3 ～0.4 m にある時間帯に取得した平均画像を表示

5.1 河口砂州の変形

2007 年 7 月に来襲した台風 4 号が大出水(ピーク流量約 8,800 m^3/s , 鹿島水位観測所, 河口から約 25 km)をもたらし, 河口砂州が決壊した(田島ら 2008). 図 5-2 に 2007 年 7 月から 2007 年 12 月の間の, 図 5-3 に 2007 年夏から 2009 年秋までの平均画像を示す. 河口域の形状は 2007 年 7 月の出水で大きく変化した, その後 2007 年 12 月までに決壊前と類似した状況に至った. その後は河口砂州先端の東進が顕著であるが, 基本的な形状は保たれたまま推移する.

河口砂州と河口の形状を, 潮位(御前崎, 河口より東方約 40 km)が T.P. 0.3 から 0.4 m の間にある時に取得された平均画像から読み取り, 河口砂州の形状, 河口幅などを調べた(武若ら 2009). 河口砂州決壊後の回復過程における河口砂州全体の面積変化を調べたところ, 海側の面積増加が川側に比較して大きかった. この堆積は海側における波の作用がもたらし, 波高の小さいときに堆積が進んだ.

図 5-4 に (a) 河口の最小幅, (b) 500 m < x < 1000 m の河口砂州の面積とその図心位置(岸沖位置), (c) 河川水位(中ノ町, 河口から約 9 km, 感潮区間外)の変化を示す. 河口幅は 2007 年 7 月の出水時に最大となった. その後, 2008 年末まで, 出水がある度に小規模な拡張があったものの, 河口幅は小さくなる傾向にあった. 2009 年は出水により河口幅が広がったが, その後の縮小は早かった. 図心位置は 2007 年, 2008 年には平均的な位置にとどまっていたが, 2009 年になり継続的に河道内に向って変位した. この, 図心位置の移動が生じたメカニズムについては分析中である.

このように, X バンドレーダ観測を継続したことにより, 河口域の地形変動の経過を詳細に捉えることが可能となった. 河川管理者にとって河口砂州の動態を把握することは管理業務の一つであり, 本手法は継続的に状況を眺め, 河口砂州の形状, 河口幅などを調べるための一つのツールになる.

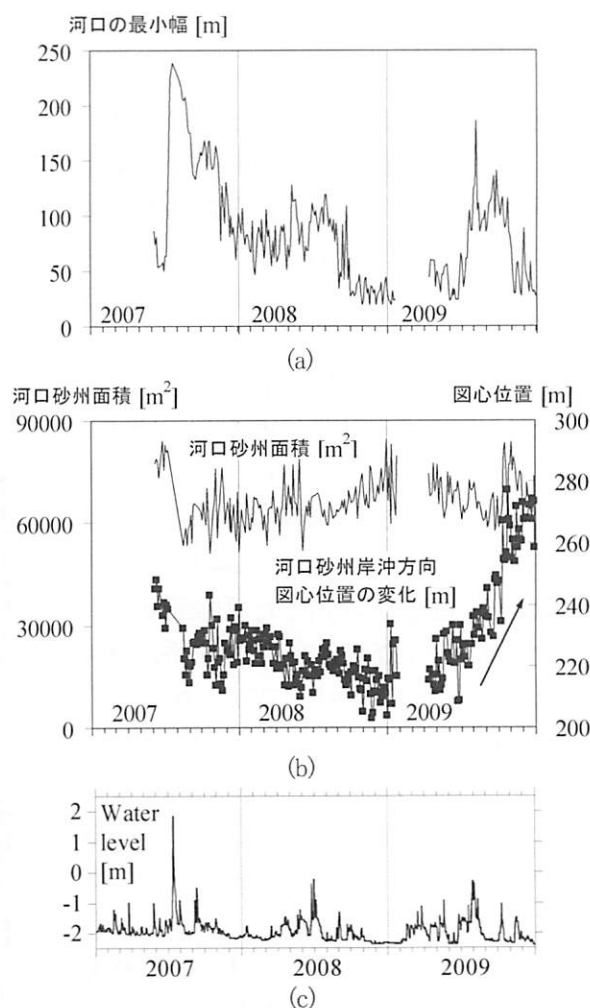


図 5-4 (a) 河口幅, (b) 河口砂州面積と河口砂州図心位置, (c) 河川水位

5.2 出水による河道砂州の変形

図5-1に示す $y = 750$ m 付近(砂州1)と $y = 1200$ m 付近(砂州2)にある河道内の砂州の形状変化を調べた(武若ら 2010). 2007 年 7 月の大出水により河道内の砂州が変形し、河口砂州が破断した. 河道内の水位記録から判断すると、この出水により、砂州1, 砂州2のいずれも水没したと推測される. 図5-2に示したように、砂州1の形状は出水に伴い若干下流方向に伸びたが、基本的な形状は保たれ安定していた. これに対して、砂州2は、出水により分断された. この分断部は2009年末の時点で埋め戻されていない(図5-3).

図5-5aに砂州1, 2の面積変化、中ノ町(河口から約9 km, 感潮区間外)で観測された日平均河川水位をあわせて示す. ここで、砂州の面積は潮位がおおよそ T.P. -0.5 m と $+0.5$ m の時に評価した. 砂州の水平断面形状は、標高が高い領域から低い領域へとその断面が広がる末広がり形状であるので、平均画像から読み取った砂州の面積も潮位が低い時に大きく、潮位が高い時に小さくなっている.

図5-5bには、潮位がおおよそ T.P. 0.0 m の時の砂州1, 2の x 方向, y 方向図心位置 G_x , G_y の経時変化を示す. これらは、潮位がおおよそ T.P. 0.0 m にある時に取得された画像に関する評価であり、砂州のこの高さの水平断面の図心を求めたものである.

砂州2の面積は2007年7月の出水により大きく減じたが、これは標高の高い部分で顕著であった. 出水中に砂州が水没したことにより浸食されたと考えられる. 砂州の回復は出水後直後からは見られず、翌年の春季まで砂州の縮小が続く.

砂州の面積には、夏季から冬季に減じ、冬季から夏季にかけて増加するサイクルの存在が同われる. また、面積の増減に合わせて、河道横断方向、流下方向に砂州の重心位置が変動している. 砂州にある植生、水位上昇の規模、時期、季節性などがこれらと関連することが考えられるが、現時点では詳細なメカニズムについて調査中である.

5.3 河口フロント

レーダ平均画像には、しばしば河口からの淡水が海域に慣入し、塩淡水の交わる境界に形成されたと考えられる筋状パターンが捉えられる(図5-6). これを確認するために、観測機器を曳航し、レーダ観測と同期した水温、塩分、濁度観測を行った. 船上からの目視では、筋状パターン付近にいわゆる潮目があったこと

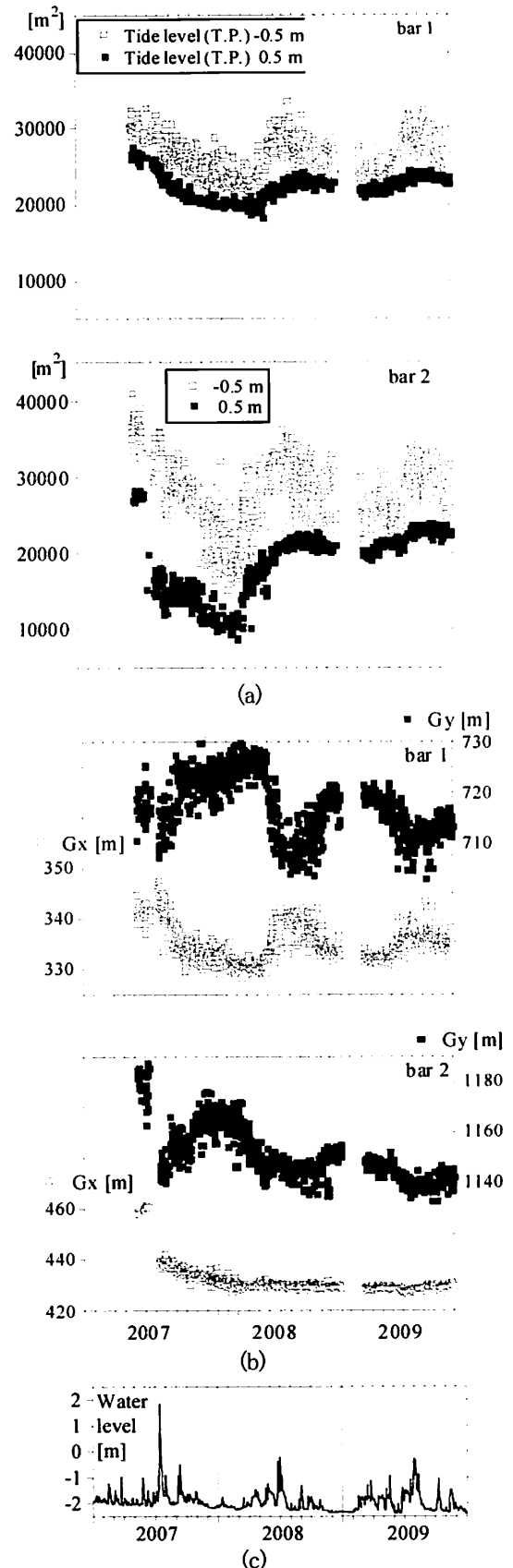


図5-5 (a) 砂州の面積, (b) 砂州の図心位置, (c) 河川水位

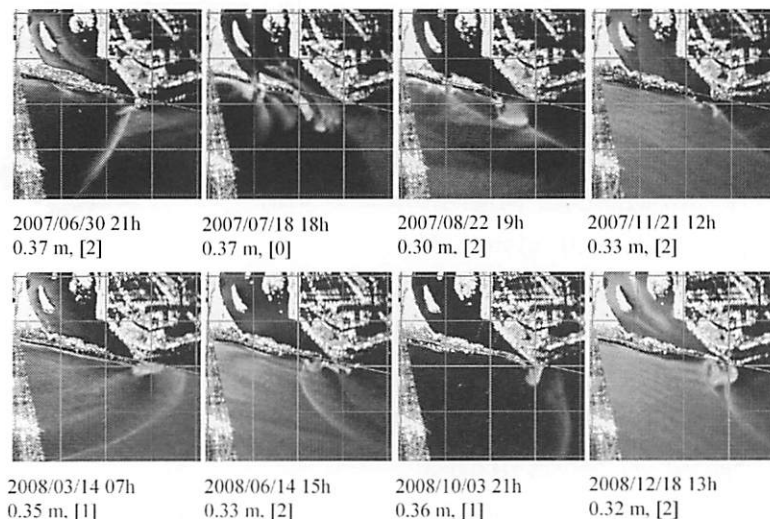


図 5-6 河口フロントの発達

2 行目の数値は潮位(御前崎). []内の数字:河口フロント強度. 1 マスの大きさは 500 m×500 m

を確認した. レーダにある筋状パターンを通過した時に濁度, 水温が急変した(武若ら 2009). 河川由来の水の影響が大きいと考えられる領域の塩分濃度は低く, 濁度が大きかった. また, 筋状パターンの付近には下降流があることを示唆する水温分布があった. 以上より, レーダ平均画像に映る筋状パターンは河川水と海水が交わる境界, 河口フロントに対応したものと判断した.

レーダ平均画像に河口フロントが映るメカニズムは次のように考えている. 筋状のパターン付近には表面流の収束帯があり, ここに到達した波が周辺域と比較して急峻になり, レーダ画像では筋状の高輝度部として捉えられる(図 5-7). 類似の観測例として, 観測船に搭載された X バンドレーダを用い, 数十キロメートルにわたる大河川からの河口プリュームの移動を捉えた報告がある(Kilcher and Nash 2010).

レーダ平均画像に映るパターンの発生強度(図 5-6, フロント強度)を目視で読み取り, 河川水位, 風向・風速の関係を調べた. その結果, 河川水位が低下する時間帯, すなわち淡水が海域に供給される時にパターンが強く現れることを確認した. また, 風は海表面に凹凸を与える役割を果たしており, レーダ波の照射方向に局所的な波が発達する沿岸方向の風がある時にパターンが良く捉えられていた. 一方で, 河川水位が低下する時間帯でも風が無いとパターンが映らない時間帯があり, レーダが捉えるエコーにおいて風が海表面に作る漣の効果が理解される.

河口フロントの挙動は非常に複雑であり, 現時点では次の点が未解明である. これまでのところ, 筋状パターンの発生が 1 本ある場合に注目していたが, さらにもう 1 本が捉えられている時間帯もあり, 河口フロントはジェット状に発達していると考えられる. また, 筋状のパターンの東西方向への凹凸が定まるメカニズム, 筋状のパターンが到達する沖側の限界などと河口域の流速場, フロントにより河川からの細粒土砂が到達し得る範囲を示すことが今後の研究課題として挙げられる.

Imaging mechanism – amplification of the waves -

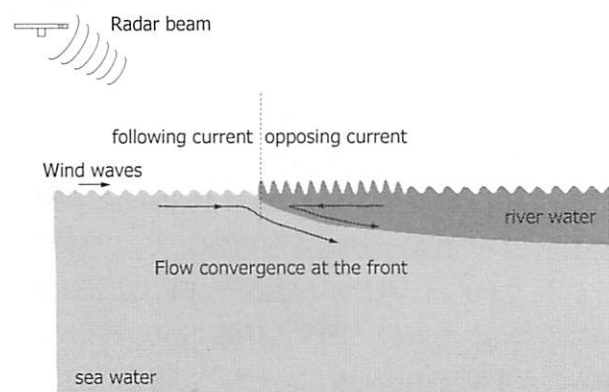


図 5-7 河口フロントが映るメカニズム

海域(左方)から伝播してきた波が河口フロント部で逆流に遭遇し, 波形勾配が大きくなり, エコー強度が増す.

5.4 河口幅と感潮域の流動

X バンドレーダによる観測の利点の一つは連続的にデータを取得できることである。ここでは、河口幅と感潮域内に生じる流動の関係の経過を調べた結果を紹介する(武若ら 2009)。

河川水位(掛塚橋水位観測所、河口上流 3 km, 感潮域内)と潮位(御前崎)の M_2 分潮に着目し、両者の位相を調べた。河口・感潮域の流れに対する抵抗が小さければ外海と河道内の水位は小さい位相差で変動し、逆に抵抗が大きくなれば位相差が大きくなると考えられ、感潮域内に生じる流動状況を代表する一つの指標になる。抵抗が変化する要因としては、河口幅の縮小・拡大、河道地形の変動に伴う潤辺径深の増減、粗度の増減などが考えられる。

図 5-8 に河口幅と河川水位-潮汐変動位相差

の時間変化を示す。2007 年および 2009 年は、位相差の減少と河口幅の拡大に強い相関が見られる。河口幅が広がると感潮域と海域間の水交換が短時間でされるようになる。一方、2008 年には位相差がほぼ消滅する時期があるにもかかわらず河口幅の変化は相対的に少なく、2007 年、2009 年に見られた河口幅と位相差の間の明確な関係性が見られない。2008 年の位相差が小さくなる時期の出水が、河口幅の変化以外の流動に影響を与える要因、例えば、河道の微地形、感潮域内の粗度等に変化をもたらしたと考えられる。

【参考文献】

- 宇多高明, 長島郁夫, 古池鋼, 宮原志帆, 石川仁憲:
天竜川ダム再編事業による流出土砂量の増加が海岸に及ぼす影響, 海岸工学論文集, Vol. 55, pp. 656-660, 2008.
- 佐藤 慎司, 宇多 高明, 岡安 徹也, 芹沢 真澄: 天竜川—遠州灘流砂系における土砂移動の変遷と土砂管理に関する検討, 海岸工学論文集, Vol. 51, pp. 571-575, 2004.
- 武若 聡, 高橋 悠, 高橋 亮, 田島芳満, 佐藤慎司:
天竜川の河口フロントと河口地形の観測, 海岸工学論文集, Vol. 56, pp. 411-415, 2009.
- 武若 聡, 白川直樹, 坂谷好彦, 内田泰雄: Xバンドレーダによる感潮域の河道地形変動の観測, 河川技術論文集, Vol. 16, pp. 41-46, 2010.
- 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, Vol. 55, pp. 646-650, 2008.
- 浜松河川国道事務所: 天竜川ダム再編事業
http://www.cbr.mlit.go.jp/hamamatsu/gaiyo_dam/te

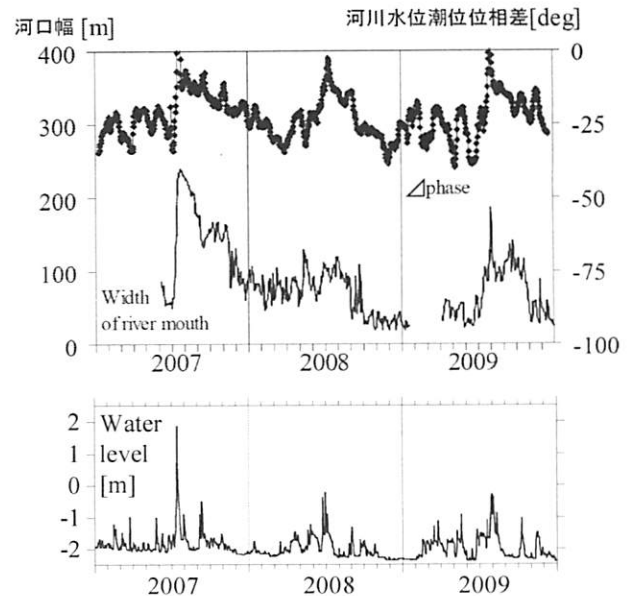


図 5-8 上段: 河口幅と感潮域の河川水位-潮汐変動位相差。下段: 感潮域外の河川水位

nryu.html, 参照 2010-06-15.

吉井 拓也, 佐藤 慎司: 天竜川・遠州灘流砂系における広域土砂動態の解明と将来予測, 土木学会論文集 B, Vol. 66, pp. 1-18, 2010.

Kilcher, L. V., Nash, J. D.: Structure and dynamics of the Columbia River tidal plume front, Journal of Geophysical Research, Vol. 115, C05S90, 2010.



6. 結び

本稿では X バンドレーダにより海岸地形、波浪、流動に関する情報を取得する方法について説明をした。X バンドレーダは連続的に観測を継続でき、陸上設置のためにメンテナンスも比較的容易で、風雨にも耐える堅牢な装置である。一方で、取得されるデータは電波の反射強度を画像として表示したもので、その判読、解析には経験的な側面も残されている。ここでは、直線的な海岸(鹿島灘、波崎海岸)、複雑な地形変動が見られる河口域(天竜川)の観測例を紹介し、X バンドレーダ観測を通じて得た知見を紹介した。

今後の課題は、観測した結果とモデリングを組み合わせることにあると考えている。地形変動を予測するモデルには、短期的な変動(一つの荒天イベントによる変化、岸沖漂砂と沿岸漂砂による地形変化)、長期的な変動(数十年にわたる変化、主に沿岸漂砂による地形変化)を求めるものがあるが、これらをつなぐ中期的な予測については良いアイデアが示されていない(例えば、土木学会海岸工学委員会 1998)。X バンドレーダで連続観測することにより、短期的な変動を含めた中期・長期の地形情報を、完全ではないものの、収集できる。このデータを利用して地形変動予測の新たな展開を模索できれば、蓄積された観測結果の有効な活用となる。

【謝辞】 波崎海岸にある(独法)港湾空港技術研究所の観測栈橋におけるレーダ観測は、沿岸土砂管理研究チームのメンバー各位の甚大なる支援を得て行われているものである。同所における観測の一部は、日本学術振興会科学研究費補助金、鹿島学術振興財団研究助成、港湾空港建設技術サービスセンター研究開発助成の支援を得た。X バンドレーダ観測を始めた段階で岐阜大学小林智尚教授に様々なアドバイスを頂いた。天竜川河口における観測に際し、静岡県下水道公社西遠浄化センターならびに日本ヘルス工業(株)職員の皆様に便宜を図って頂き、科学技術振興調整費(先端技術を用いた動的土砂管理と沿岸防災、代表者：青木伸一)の支援を得た。ここに記して謝意を表します。

【参考文献】

土木学会海岸工学委員会研究現況レビュー小委員会：
漂砂環境の創造に向けて、土木学会，222 p.，
1998.

