

セルオートマトン法を用いた海浜変形予測モデルに関する研究

平成 26年 1月

日本大学大学院理工学研究科博士後期課程

海洋建築工学専攻

遠 藤 将 利

1	序論	4
1.1	海浜変形予測モデルの課題	4
1.2	セルオートマトン法に関する既往研究	8
1.3	研究目的と本研究の特徴	11
1.4	本研究の概要	12
2	BG モデルでは再現できない物理特性を含んだ海岸の実現象	15
2.1	はじめに	15
2.2	傾斜型階段護岸上への堆砂	15
2.3	バームの陸側への砂の堆積	19
2.4	海底の掘削溝に堆積した後に海岸へ打ち上がる砂	23
2.5	突堤付け根を廻り込んで移動する砂	27
2.6	まとめ	35
3	現地海岸で観察された現象のモデル化	36
3.1	はじめに	36
3.2	セルオートマトン法とは	36
3.3	基本概念	38
3.4	岸沖漂砂による砂移動の基礎式	40
3.5	岸沖・沿岸漂砂による砂移動の基礎式	41
3.6	寄せ波と引き波の移動方向角度にズレが生じる場合の漂砂式	43
3.7	漂砂量 Q と砂の移動量 V_0 の関係	45
3.8	寄せ波と引き波の波向にズレが生じる場合の漂砂量式	48
3.9	移動距離 L_0 と波の関係	50
3.10	数値計算の方法	52
3.11	モデルの検証	55
3.12	まとめ	68
4	現地海岸へのモデルの適用	71
4.1	はじめに	71
4.2	勝山海水浴場の階段護岸上に堆積する砂	71
4.3	西湘海岸の礫急勾配を乗り越える砂	74
4.4	コーラルリーフ上での航路掘削により沖から供給される砂の減少	75
4.5	上総湊突堤裏を移動する砂	78
4.6	まとめ	84
5	結論	85
5.1	BG モデルでは再現できない物理特性を含んだ海岸の実現象	85
5.2	セルオートマトン法を用いた海浜変形予測モデルの開発	85
5.3	現地海岸へのモデルの適用	86
5.4	まとめ	86
6	謝辞	87

7	付録	88
7.1	緒言.....	88
7.2	国内会議論文（審査付）	88
7.3	国際会議論文（審査付）	89
7.4	国内会議論文（口頭発表）	89

1 序論

1.1 海浜変形予測モデルの課題

海洋空間の構成要素の一つである海浜は、人々が利用するための空間であるだけでなく、波エネルギーから陸地を守る防護機能、生物が生育するための環境機能がある。しかしながら、わが国の沿岸域では、砂浜が消失する海岸侵食の問題が激化している。砂浜の消失に伴う上記の機能消失が著しいことから、早急な対策を講じることが必要である。

宇多（1997¹⁾）によると、海岸侵食問題の主な要因として①卓越沿岸漂砂阻止、②波の遮蔽域形成、③土砂供給の減少、④海砂採取、⑤侵食対策のための離岸堤建設、⑥保安林の過剰な前進、⑦護岸の過剰な前出しを挙げた。なかでも、②の港湾・漁港の防波堤など波の遮蔽構造物の建設による侵食では、波の遮蔽域外から遮蔽域内へと向いた沿岸漂砂（波による沿岸方向の砂移動）が誘起され、その結果、波の遮蔽域外での侵食と、遮蔽域内での堆積がほぼ同時に起こる例が数多く見られる（宇多：2004²⁾、宇多・石川：2005³⁾、uda：2010⁴⁾）。この場合、遮蔽域外での砂浜の欠損とともに遮蔽域内の土砂の堆積による航路埋没の問題が引き起こされる。

海岸侵食問題の例として、千葉県一宮海岸の階段護岸前の状況を図 1.1.1 に示す。護岸に直接波が作用しており、人々が近づくことが出来ない危険な状態となっている。また、高潮などの潮位が高くなった場合では、背後の駐車場に直接波が作用することが容易に予想される。

また、図 1.1.2 は神奈川県三浦海岸の状況であるが、護岸が完全に破壊されている。この場所は背後に国道が整備されており、このまま放置しておけば護岸の崩壊だけでなく、国道の一部が崩れることによる交通障害を招く恐れがある。（岩瀬：2008⁵⁾）

海浜変形による侵食は砂浜の欠損・消失だけでなく、高波浪時の越流などの要因となり背後地に住む人々の生活を脅かす。また、海岸沿いにある構造物が破壊されるような問題も起こる。

さらに、砂浜には生物のゆりかごとしての環境面の役割がある。砂浜にしか生息できない生物は砂浜の消失とともに消滅することになることは清野ら（2001a, b）^{6), 7)}も指摘している。

このように、海浜変形は、海岸侵食の場合には砂浜の欠損・消失、護岸前面の侵食による背後地への越波被害を引き起こすとともに生息環境にも悪影響を与え、海浜変形に伴う土砂の堆積は航路埋没をもたらす船舶の航行を阻害する。

海浜変形を未然に軽減・防止し、あるいは侵食・堆積問題がすでに進行した海岸において対策を講じるために、適切な海岸保全整備事業を進めるためには、自然条件の変化や構造物の設置に伴う海浜地形の変化を定量的に予測することが求められる。

海浜変形の予測は、これまで過去の事例に対する経験や水理模型実験に頼ることが多かったが、最近になって数値モデルによるシミュレーションによる海浜変形予測手法が急速に発達している。また海域に設置される各種構造物の複雑化・大型化につれてその周辺海域への影響もより複雑かつ広域化すると考えられ、これらに対応でき、より精度の高い海浜変形予測が要求されている。

海浜変形予測モデルは時空間別に様々なモデルがある（図 1.1.3）が、実務においては、長期間・広範囲での地形の予測ができ、かつなるべく演算時間が短いものが望ましいとされる。これは、海岸侵食問題を解決する上で、海岸全体の漂砂機構をモデル内で再現する上で、数 km～数十 km の範囲を計算対象とし、数年～数十年先の海岸の状態を予測する必要があるため

ある。また、演算時間は出来る限り短時間、1 ケース数時間以内で行われることが望まれる。以上のことから、近年ではこれらの条件を満たす等深線変化モデルが主流となっている。

等深線変化モデルについては多くの研究者によってさまざまな拡張モデルが構築された。宇多・河野ら(1996)⁹⁾によって開発された等深線変化モデルは海底地形を複数の等深線で代表させて海浜地形を表したモデルであり、波浪を外力とする漂砂移動に伴う3次元的な海浜変形を予測するものである。このモデルは汀線変化モデルが汀線の変化のみしか予測できなかったのに対して、水中部・陸上部の地形変化を予測可能とした。当初は沿岸漂砂のみによる地形変化を計算の対象としていたが、その後平衡勾配概念による岸沖漂砂（波による岸沖方向の砂移動）による地形変化も同時に解くことが可能となった（芹沢ら、2002¹¹⁾）。さらに、熊田ら（2003）¹⁰⁾は、海岸の底質の粒度組成を考慮できるように改良を加え、海浜の地形変化だけでなく粒度分布（粒径分布）も予測可能とした。このモデルは岸沖分級や沿岸分級による地形勾配の変化について再現性の高いモデルとなり、その後多くの拡張モデル^{12), 13), 14), 15)}が開発・提案された。ただし、等深線変化モデルには課題があった。等深線変化モデルで用いられる漂砂式は便宜上、岸沖漂砂と沿岸漂砂が分けて計算されている。本来、波による砂の移動を考えればこれらの計算は一体となって計算されるべきものであるという問題があった。また、等深線変化モデルは複雑な構造物配置を扱うには限界があるという問題を抱えていた。これは等深線変化モデルでは沖向きに傾斜した地形を前提として、移動体を鉛直方向に区分した等深線を追跡するモデルであったため、扱える構造物配置に制限があったためである。また、砂州地形やバーム地形のように縦断形が凸型になる地形も扱えなかった。

そこで、これらの問題を解決するため、芹沢ら（2006）¹⁷⁾は、平面2次元メッシュ上での水深値（標高値）の変化を追跡する方式による実用的海浜変形モデルとしてBGモデル（Bagnold概念に基づく海浜変形モデル）を提案し、種々の条件での海浜変形予測を行うことにより、BGモデルの汎用性がかなり高いことを明らかにした。BGモデルでは、Bagnoldの考え方に立ち戻って、沿岸漂砂・岸沖漂砂の区分に分けることなく、漂砂式を誘導している。このモデルは混合粒径を扱うように改良がなされている（芹沢ら、2006¹⁶⁾）このモデルはその後野志らによって混合粒径を扱う際の平衡勾配の与え方について改良が加えられた¹⁸⁾。

しかし、上記のモデルでは再現できない現象があった。例えば、現地海岸では傾斜護岸のように平衡勾配よりも急な斜面に砂が這い上がり、階段上に堆積する現象がしばしば観察される（大貫ら：2010¹⁹⁾）。また、急な前浜にうち上げられた細砂が後浜に留まる現象も見られる（下山ら：2008²⁰⁾）。また、インドネシアのバリ島サヌール海岸のように沖側から供給されるコーラル片によって形成される海岸（大中ら：2005²¹⁾）において、コーラルマイニング（コーラルの掘削）により、沖側から供給される砂が掘削穴の中にトラップされるという問題が起こっている（宇多ら(2003)²²⁾、Seinoら(2006)²³⁾）。この際に移動限界水深よりも浅い位置にある砂はその後波の作用を受けて、再び動き出し、平衡勾配よりも急な斜面をはい上がり、**図 1.1.4**のような変化が生じるという点である（2.4章で詳しく述べる）。

また、千葉県幕張海岸のように、突堤天端高が周囲の地盤高より低い場合、突堤の天端上部を砂が乗り越え、沿岸方向に砂が運ばれる現象が観察されている（遠藤ら：2012²⁴⁾）。特に千葉県上総湊の大佐和海岸では突堤の基部の天端上部を砂が乗り越え、沿岸漂砂が発生するという現象が観察されている。

これらの現象は、砂移動を引き起こす波による流体運動が、岸向き・沖向きの往復運動であることに注目すると理解できる。底面付近の流体運動は、波の峯が通過するときには岸向き流れ、波の谷が通過するときには沖向き流れとなるので、前者を「寄せ波」、後者を「引き波」と呼ぶことにする¹⁷⁾。底面に置かれた土砂には、寄せ波時には岸向きに、引き波時には沖向きに移動するように波の作用がもたらされる。これは水中部だけでなく波が岸辺に遡上する前浜でも同様であり、前浜の砂は、波が遡上する際（寄せ波時）には岸向きに移動し、遡上した波が海にもどる際（引き波時）には沖向きに移動する。この点に着目すれば、上述の現象は、寄せ波の作用によって、砂の平衡勾配よりも急な壁面/斜面を砂が這い上がり、陸上側の緩勾配の部分（例えばバームの陸側斜面）に堆積する現象であると理解することができる。すなわち、寄せ波と引き波の作用の違いをモデル内で考慮しなければならないことを示唆している。

BG モデルでは、波作用下における漂砂を寄せ波時の岸向き流れによる成分と、引き波時の沖向き流れによる成分からなると考え、両者の和からネットの漂砂を求め、これを基礎式として用いているため、モデルの性質上このような平衡勾配、もしくはそれより勾配が急な斜面上を砂が岸向きに移動するという現象は計算できない。

さらに、BG モデルの数値計算はスタガードメッシュによる差分法が用いられているが、この方法では、隣接するメッシュ同士でしか砂の移動ができなかった。

そこで、時空間の連続性とは無関係にセルの状態の関係のみで計算が進み、全体の状態が変化していく計算手法として、セルオートマトン法²⁵⁾に着目した。この手法を用いれば、上記に離れたメッシュへの砂の移動の計算が簡単に行えると考えられる。そこで、本研究では漂砂式を寄せ波・引き波に分けて考えるとともに新たにセルオートマトン法を導入し、海浜変形予測モデルを開発することを研究の目的とした。



図 1.1.1 千葉県一宮海岸における越波の状況



図 1.1.2 神奈川県三浦海岸の状況

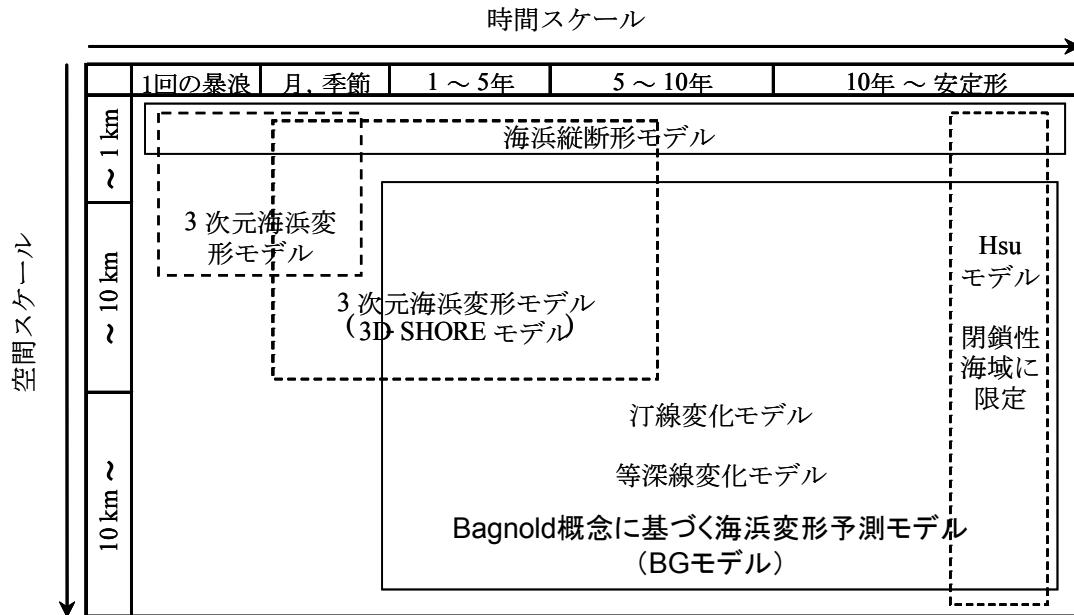


図 1.1.3 海浜変形予測モデルの分類と適用範囲

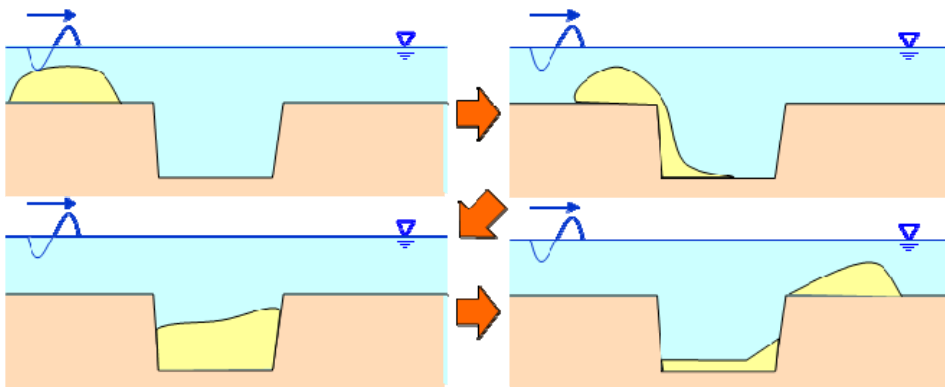


図 1.1.4 掘削穴から再び動き出す砂

1.2 セルオートマトン法に関する既往研究

セルオートマトン法とは、格子状に区切られた各セルに対して、自身のセルと近傍セルとの状態から次のステップの状態を計算するためのルールを設定し、離散的な時間で個々のセルの状態が変化していく計算手法である。ルールの単純さからは想像もつかないほど多様で複雑な現象表現が可能となっている。従来、砂丘におけるバルハンの発達の計算（西森・大内，1993）²⁶⁾などに用いられるとともに、流体・粉体の流れの計算，渋滞学の計算，生命現象のモデル化など多岐な分野で利用されてきている。

本研究で用いたセルオートマトン法についての詳しい説明は3.2章内にて後述するが，ここでは既往の解説書，文献をもとに，セルオートマトン法を用いたモデルをいくつか紹介し，それらのモデルの特徴と実現象との対応性について説明する。

(1) 流体解析モデル

セルオートマトン法を用いて流体解析を行ったモデルは多数存在する（築山，2000）²⁷⁾。加藤ら（1998）²⁸⁾によれば，セルオートマトン法を用いた流体解析モデルとしては，格子ガスオートマトン法（LGA法）²⁹⁾が初である。LGA法は流体を粒子の集まりの動きとして捉え，本来は自由方向に動く粒子を，格子上を移動する点として取り扱っている。粒子自体の動きだけでなく，**図 1.2.1**のように粒子どうしの衝突といった際のそれぞれの粒子の動きを簡素化して条件設定して計算を行うことで，微分方程式からなるモデルに比べて計算負荷が軽減された。さらに壁などとの境界条件についても同様に条件設定しておくことで計算が簡単に行えるだけでなく，複雑な壁境界の定義や，多相流の計算の際の相境界などの条件の計算も容易に行える。その後，LGA方をベースとして構築された格子ボルツマン法（LB法）³⁰⁾がLGA法の課題であった計算結果に統計的なばらつきが出る点を解決し，実用的なモデルとなり，その後多くの拡張モデルが発表された^{31), 32), 33)}。主に乱流，多相流，相分流や，反応，拡散問題などの現象を解析するためのモデルとなっている（例えば：移動平板周りの流れ解析³⁴⁾（**図 1.2.2**））。

LB法の一般化はナビエ・ストーク方程式との関係が導かれており²⁸⁾，ナビエ・ストーク方程式を解いたときと同じ流体特性が与えられたモデルであることが示されている。

(2) 渋滞学

渋滞学においても，実用的なモデルが提案されている。西成（2006）^{35), 36)}によれば，車や人はそれぞれの意思をもって次の行動を決めて動くため，ニュートンの3原則に依らない。そこで，車や人の意思決定の際のルールをセルオートマトン法に適用することでうまく渋滞現象を再現するモデルが提案されている。

ASEP³⁷⁾と呼ばれるモデルはセルオートマトン法の特徴をうまく利用して構築された実用的なモデルである。ルール自体は非常に簡単で，まず，道路を模擬した並びのセルを配置し，それぞれのセルは車のある・なしの状態を示す数値を初期条件として与える。例えば0であるならば車はなく，1ならば車があるというように表す。次に，①それぞれの車がある状態のセルは進行方向に何もない状態であれば隣のセルに進む，②既に車がある状態では次に進めず，その場に留まり，渋滞が発生する。このような単純なルールで渋滞状況を再現したモデルである（**図 1.2.3, 1.2.4**）。詳しい式の展開や説明は西成（2006）³⁶⁾に譲るとして，バーガス方程式をコールホップ変換によって離散化を行うと3近傍CAと同様のルールが式で示され，ASEPが

数学的な厳密解をもつバーガス方程式と同様の特性を持つことが示されている。

交通渋滞による経済的損失を防ぐ社会的要求から、交通渋滞を予測することは重要である。車線変更や合流分岐などを扱うために、セルオートマトンを用いた手法は注目されている。

(3) バルハン砂丘

地形学の分野において例を挙げると、例えばバルハン砂丘再現モデルがある。バルハン砂丘とは、砂丘形状を指す様々な種類のうちの1つである。砂丘は風向や風速の違いによって様々な形状となるが、その形状によって種別されており、中でも比較的単純な条件で、現象と要因を解明しやすいバルハン砂丘を対象としたモデルが開発された³⁸⁾。バルハン砂丘とは図 1.2.5 に示すような形状の砂丘を指し、その特徴は斜面の片方は緩勾配、もう片方は急勾配の斜面から成り、砂丘の峰は三日月形であることである。このような砂丘は一定風速以上の風が一定方向から長時間作用することで形成されると考えられている。セルオートマトン法を用いた砂丘再現モデルとしては、Nishimori & Yamasaki 型モデル(NY 型モデル)³⁹⁾がある。

NY 型モデルは砂丘形成のダイナミクスを再現する数値モデルとして、 (i, j) で表される各セルに、時刻 n に砂の高さを表す変数 h をそれぞれ与える。その上で、基本ルールセットとしては移流過程と拡散過程に分けて設定された。これはそれぞれ、①標高が高いほど砂が遠くへ移動する、②砂丘の頂部より風下側では砂は飛ばない、③重力作用によって砂が拡散するという現象を単純な条件で再現したものである。上記のルールで実際に計算を行った結果を図 1.2.6 に示す。計算条件は左右の境界と上下の境界は周期境界であり、図の左から右へと一方向で風を作用させた。図は色が濃いほど標高が高いことを示しており、バルハン砂丘の地形の特徴をよく捉えており、砂丘の峰より風上側は緩勾配、風下側は急勾配であること、また砂丘の峰の形状が三日月であることがわかる。

物理的な観点から砂丘モデルを構築しようという試みはさまざまなモデルが提出されているが、観測による形状環境特定の分類自体が現状ではかなり大雑把なものにとどまっているため、残念ながら定量的な評価には繋がっていない。しかし、その中でも比較的定量的な面から考察されているものとして、物理実験の結果から砂丘の形状と風向の関係を調べたものがある。Rubin ら (1987)⁴⁰⁾によると、風向が非定常なときに砂の尾根が形成される場合、尾根に垂直な方向への砂の移動量を風向ごとに足した和が最大になるように、砂丘の尾根の配向が決定されることが明らかにされた。これを、NY モデル内の係数（風向分布、砂層の平均厚さ）に反映させて設定して計算すると、バルハン砂丘以外の形状の砂丘も再現することに成功している。

以上に示したように、セルオートマトン法を用いたモデルは応用範囲の広いモデルである。さらに、既往モデルで用いられてきた物理的根拠を有する式と結びつけることによってセルオートマトン法上で仮定して与えた計算条件が物理的に正しいと証明することも可能である。

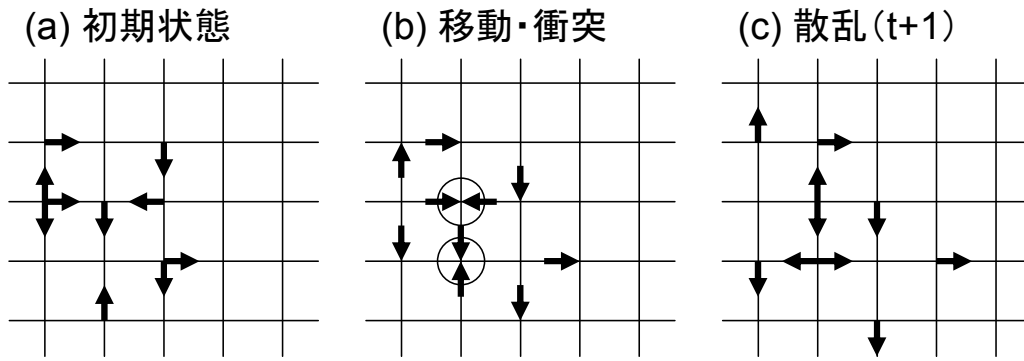


図 1.2.1 流体モデルにおける衝突プロセス

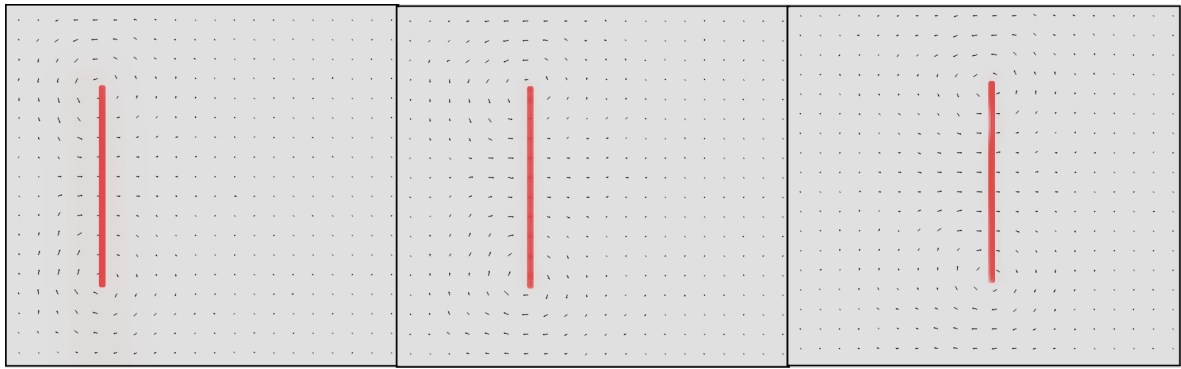


図 1.2.2 格子気体法による移動平板周りの流れ (引用：京都大学流体物理研究室³⁴⁾)

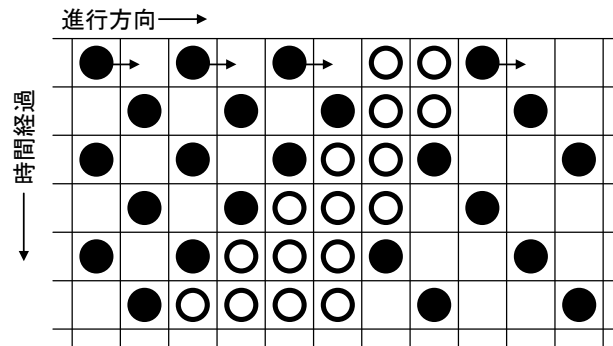


図 1.2.3 時間発展で変化する渋滞状況 (引用：西成 (2006)³⁶⁾)

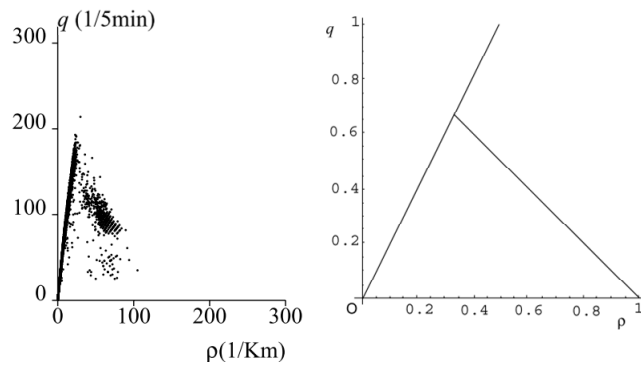


図 1.2.4 交通量における密度と流量の関係

(左：東名高速道路の実測，右：CA 法による計算結果) (引用：西成(2002)³⁴⁾)



図 1.2.5 バルハン砂丘 (Dune du Pyla, France)

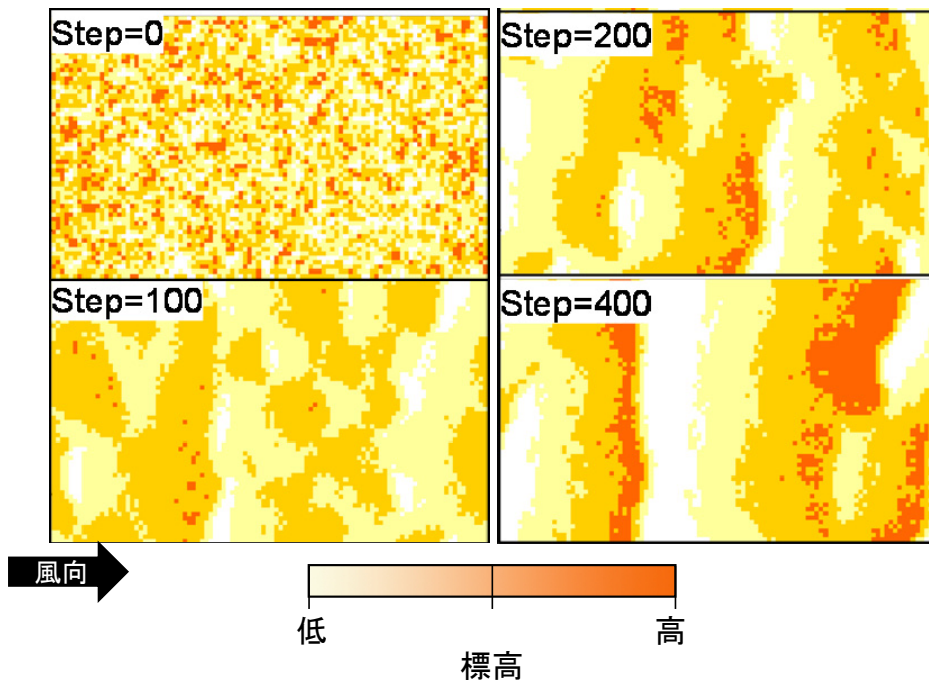


図 1.2.6 砂丘再現モデルの計算結果

1.3 研究目的と本研究の特徴

本研究では、BG モデルの基本に立ち返り、寄せ波時と引き波時の砂移動を別々に扱う方式を採用するとともに、新たにセルオートマトン法を導入し、隣接するセルを越えた離れた位置への砂の移動が再現可能な海浜変形予測モデルを開発することを目的とする。

セルオートマトン法を用いた海浜変形予測モデルを構築するにあたり、各セルからの砂の移動距離を示す L 、移動量を示す V というパラメータを新しく提案してモデル内に組み込んだ。これらのパラメータはBGモデルの漂砂式と関係付け、物理的な根拠を示すこととした。また、本研究内では漂砂量式を寄せ波と引き波に分けて考えた。これにより、寄せ波時に砂が後浜に打ちあがった場合に、引き波による砂の移動はしないということが計算可能となった。すなわ

ち、引き波時には沖へと砂が移動しないような現象を考慮することが可能となった。

本モデルを用いて現地海岸で観察された勝山海水浴場における階段護岸上への砂の堆積現象、大磯海岸における縦断形変化の事例を検証材料として用いるとともに、平面展開を行い、大佐和海岸を対象とした再現計算を行い、3次元海浜変形予測手法としてのモデルの一般化を図った。

1.4 本研究の概要

本論文は全5章で構成されており、2章からの概要は次の通りである。

第2章では現地海岸で観察されたBGモデルで計算できなかった物理特性を含んだ海岸の実現象を述べる。千葉県勝山海水浴場で観察された階段護岸上への堆砂現象、神奈川県大磯海岸で観察された前浜の礫を乗り越えて後浜に打ち込まれ堆積する砂の現象について、既往論文を参照して述べる。その後、上述2事例のことを踏まえ、インドネシアのバリ島サヌール海岸でのコーラルマイニング問題を取り上げて、砂の現象について、既往論文を参照するとともに砂の移動現象を考察して述べる。さらに、千葉県大佐和海岸で観察されたバームを乗り越えて突堤裏を通り抜ける砂について、自ら実施した空中写真解析結果、現地調査結果を用いて説明・考察した結果を述べる。また、それぞれの事例に対して、BGモデルを用いた再現計算も行い、現地海岸とどのような差異が生じるのか述べる。

第3章で第2章に説明された現象を再現するために構築した海浜変形予測モデルについて説明する。既往研究との関連から本モデルの特徴および位置付けを述べる。芹沢らのBagnold概念に基づく海浜変形予測モデルで用いられている漂砂式を基礎として、漂砂式を砂の移動距離を考慮するために寄せ波・引き波で分けた。その上で移動量 V_0 、移動距離 L_0 を新たに変数として導入し、BGモデルの漂砂式¹⁾と関係付けた。その後、計算方法について説明し、最後にモデルの検証計算を行った結果について述べる。

第4章では現地海岸へモデルを適用した結果について説明する。第3章で説明したモデルを用いて、第2章で説明された現地海岸の地形の再現計算した結果について述べる。計算結果を現地海岸と比較して本モデルの妥当性について考察する。

第5章においてこれらのまとめを述べる。

参考文献

- 1) 宇多高明：日本の海岸侵食，山海堂，p.442, 1997.
- 2) 宇多高明：海岸侵食の実態と解決策，山海堂，p.304, 2004.
- 3) 宇多高明・石川仁憲：実務者のための養浜マニュアル，(財)土木研究センター，p.170, 2005.
- 4) Uda, T. : Japan's Beach Erosion – Reality and Future Measures, World Scientific, p.418, 2010.
- 5) 岩瀬公平・小林昭男・宇多高明・石川仁憲・野志保仁・清水達也：人為的要因による北下浦海岸の侵食と三浦海岸の堆積，海洋開発論文集，第24巻，pp.1333-1338, 2008.
- 6) 日本の海岸はいま-九十九里浜が消える！-, 日本財団, p.64, 2001a.
- 7) 続・日本の海岸はいま-九十九里浜が消える！-, 日本財団, p.64, 2001b.
- 8) 関 博・大即信明：コンクリート構造物の耐久性設計の考え方，コンクリート工学，Vol.26, No.11, pp.21-24, 1988.

- 9) 宇多高明・河野茂樹：海浜変形予測のための等深線変化モデルの開発，土木学会論文集，No.539，□-35，pp.121-139，1996.
- 10) 熊田貴之・小林昭男・宇多高明・芹沢真澄・三波俊郎・星上幸良：千葉県検見川浜の海浜変形と3次元 Hsu モデルによる変化予測，海岸工学論文集，第48巻，pp.536-540，2001.
- 11) 芹沢真澄・宇多高明・三波俊郎・古池 鋼・熊田貴之：海浜縦断形の安定化機構を組み込んだ等深線変化モデル，海岸工学論文集，第49巻，pp.496-500，2002.
- 12) 熊田貴之・小林昭男・宇多高明・芹沢真澄・星上幸良・増田光一：混合粒径砂の分級過程を考慮した海浜変形モデルの開発，土木学会海岸工学論文集，第49巻，pp.476-480，2002.
- 13) 熊田貴之・小林昭男・宇多高明・芹沢真澄：沿岸・岸沖漂砂による粒径分級を考慮した等深線変化モデル，土木学会海岸工学論文集，第50巻，pp.596-600，2003.
- 14) 芹沢真澄・宇多高明・三波俊郎・古池 鋼：等深線変化モデルの格調による x-y メッシュ上の水深変化の計算法，海岸工学論文集，第50巻，pp.476-480，2003.
- 15) 野志保仁・小林昭男・宇多高明・芹沢真澄・熊田貴之：底質粒度構成に応じた局所縦断勾配の算定法，海岸工学論文集，第51巻，pp.406-410，2004.
- 16) 芹沢真澄・宇多高明・三波敏郎・古池 鋼：Bagnold 概念に基づく混合粒径海浜の変化予測モデル，海岸工学論文集，第53巻，pp. 626-630，2006.
- 17) 芹沢真澄・宇多高明・三波敏郎・古池 鋼：Bagnold 概念に基づく海浜変形モデル，土木学会論文集 B，Vol.62，No.4，pp.330-347，2006.
- 18) 野志保仁・小林昭男・宇多高明・熊田貴之・芹沢真澄：粒度組成と個々の粒径に対応した複合平衡勾配を考慮した海浜地形・粒径変化予測モデル，地形，第29巻，第4号，pp.399-419，2008.
- 19) 大貫 崇・小林昭男・宇多高明・野志保仁・遠藤将利：人為的改変に伴う自然海浜の狭小化-千葉県勝山海岸の例-，日本沿岸域学界研究討論会 2010 講演概要集，No.23 (PDF)，セッション 09-01，2010.
- 20) 下山陽平・小林昭男・宇多高明・石川仁憲・遠藤将利：西湘海岸の大磯地先における礫の堆積状況調査，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol.66，No.1，pp.546-550，2010.
- 21) 大中 晋・遠藤秀文・宇多高明・古井一郎：リーフ海岸における養浜工の設計・施工および養浜後の海浜応答，海洋開発論文集，第21巻，pp.475-480，2005.
- 22) 宇多高明・大須賀 豊・大中 晋・石見和久・芹沢真澄・三波俊朗・古池 鋼：リーフの大規模掘削に起因するバリアーの形成と海岸侵食，海岸工学論文集，第50巻，pp.1356-1360，2003.
- 23) Seino, S., T. Uda, S. Onaka, M. Serizawa and T. San-nami : Large-scale excavation and reclamation on reef flat and coral mining on Tuttle Island in Bali, Indonesia, Proc. 10th International Coral Reef Symposium, pp.876-881, 2006.
- 24) 遠藤将利・小林昭男・宇多高明・芹沢真澄・野志保仁：セルオートマトン法を用いた海浜変形予測モデル，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol.68，No.2，I_521-I_525，2012.
- 25) Von Neumann, J. : "*Theory of self-reproducing automata*", edited and completed by A. Burks, University of Illinois Press, Champaign, IL, 1966.
- 26) 西森 拓・大内則幸 (1993)：飛砂による地形の動力学，物性研究，61，1，p.32.

- 27) 築山 洋:セル・オートマトン法と有限差分法について, 計算力学講演会講演論文集, 230, pp.171-172, 2000.
- 28) 加藤恭義・光成友孝・築山 洋:セルオートマトン法-複雑系の自己組織化と超並列処理-, 森北出版, p.210, 1998.
- 29) J. Hardy, O. de Pazzis and Y. Pomeau: Molecular dynamics of a classical lattice gas : Transport properties and time correlation functions, *Phys. Rev. A.*, 13, pp.1949-1961, 1976.
- 30) G. McNamara and G. Zanetti : Use of the Boltzmann Equation to Simulate Lattice – Gas Automata, *Phys. Rev. Lett.*, 61, pp.2332-2335, 1988.
- 31) C. Appert and S. Zaleski: Lattice gas with a liquid-gas transtion, *Phys. Rev. Lette.*, 64, 1-4., 1990.
- 32) A. K. Gunstensen, D. H. Rothman, S. Zaleski and G. Zanett : *Phys., Rev. A.*, 67-, pp.R3776-3779, 1991.
- 33) A. K. Gunstensen and D. H. Rothman: Lattice-Boltzmann studies of immiscible two-phase flow through porous media, *J. Geophys. Res.*, 98, pp.6431-6441, 1993.
- 34) 京都大学大学院理学研究物理学第一分野流体物理学研究室 (<http://www.kyorvu.scphys.kyoto-u.ac.jp/>)
- 35) 西成活裕: 交通流のセルオートマトンモデルについて, 応用数学理学会誌, 12 卷 2 号, pp.26-37, 2002.
- 36) 西成活裕: 渋滞学, 新潮社, p.251, 2006.
- 37) K. Nishinari and D. Takahashi : Analytical Properties of Ultradiscrete Burgers Equation and Rule-184 Cellular Automaton, *J. Phys. A* 31, p.5439, 1998.
- 38) 坪田 誠・西森 拓: 量子渦のダイナミクス/砂丘と風紋の動力学, 培風館, p.223, 2008.
- 39) H. Nishimori, M. Yamasaki and K. H. Andersen : A simple model for the various pattern dynamics of dunes, *J. Mod. Phys. B*12, pp.257-272, 1998.
- 40) D. M. Rubin and R. E. Hunter : *Science* 237, 276, 1987.

2 BGモデルでは再現できない物理特性を含んだ海岸の実現象

2.1 はじめに

第2章では、第1章で述べたようなBGモデルで再現できない物理特性を含んだ海岸の実現象についての現地海岸での観察事例を紹介する。まず、傾斜型階段護岸上への砂の堆砂作用が観察された勝山海水浴場の事例について述べ、また、中砂が急勾配な礫のバームを乗り越え、後浜へ打ち込まれた西湘海岸の事例について述べる。その後、コーラルリーフでの掘削穴についての事例について2.4章で説明する。最後に、構造物周辺の平面的な砂の移動について大佐和海岸で観察された事例を2.5章で説明する。

各章で紹介した事例について、BGモデルを用いて再現計算を行い、その予測の再現性について考察・検証する。表-2.1.1は計算条件を示す。

表-2.1.1 計算条件

計算ケース	1	2	3	4
初期地形	1: 勝山海水浴場の2009年8月6日の地形測量結果 2: 西湘海岸の2009年7月30日の地形測量結果 3: 沖から供給される土砂を沖養浜で模擬した地形 4: 上総湊1985年の汀線から平衡勾配の一様勾配で与えた等深線地形			
碎波高 H_b (m)	1.1	1.5	0.3	1
波向き θ_b (deg)	0	0	0	5
移動限界水深 h_C (m)	8	8	1.5	5
バーム高 h_R (m)	3	3	0.5	1.5
平衡勾配 $\tan\beta_C$	1/8	1/10	1/10	1/7
小笹・Bramptonの項の係数 K_2/K_1	1.62	1.62	1.62	1.62
計算範囲 (m)	$x=0\sim 200,$ $y=0\sim 25$	$x=0\sim 200,$ $y=0\sim 100$	$x=0\sim 200,$ $y=0\sim 100$	$x=0\sim 2000,$ $y=0\sim 200$
計算メッシュ (m)	$\Delta x=5,$ $\Delta y=0.5$	$\Delta x=5,$ $\Delta y=2$	$\Delta x=5,$ $\Delta y=2$	$\Delta x=10,$ $\Delta y=10$
計算時間間隔 Δt (hr)	0.03	0.005	0.05	0.05
計算ステップ数	1×10^3	3×10^3	3×10^4	4×10^6

2.2 傾斜型階段護岸上への堆砂

勝山海岸は、図 2.2.1 に示すように房総半島南部にあり、浦賀水道に面している。海岸の北側を龍島漁港、南側を勝山漁港により挟まれた長さ約 600 m のポケットビーチである。大貫ら (2010)¹⁹⁾によれば、本海岸は長期的に見て安定傾向にあり、土砂の流入・流出がない安定したポケットビーチであると指摘されている。勝山海岸には階段護岸が設置されているが、2009年5月9日踏査時、図 2.2.3 のように階段護岸上への堆砂現象が観察された。

図 2.2.4 に定点観測写真を示す。図 2.2.4 の破線は同じ階段位置を示す。図 2.2.4(a)では破線より下3段まで階段が確認できるが、図 2.2.4(b)では2段までしか見えなくなっている。その後、図 2.2.4(c)に示す9月8日までは大きな変化は見られないように見える。しかし図 2.2.4(d)

に示した約2ヶ月後の11月2日では堆積した砂により階段護岸が埋り、見えなくなっている。この結果、前浜が見かけ上広がっている。図 2.2.5 に第一海堡で観測された波浪状況を示すが、11月2日の調査前の10月7日に過去6ヶ月間で最大の波高0.9mを観測していることから、このときの波の作用で護岸上に砂が堆積したものと考えられる。

図 2.2.6 には図 2.2.1 に赤線で示した測線での地形測量の結果を示す。2009年8月6日には1/4勾配の階段護岸の前面に前浜勾配1/9の砂浜があったが、2009年11月2日の測量では前浜勾配はほぼ一定値を保ったまま砂が堆積して全体に海浜地盤高が上昇し、階段護岸の下3段を埋めて砂が堆積したことがわかった。

勝山海水浴場で観察された階段護岸上の砂の堆積状況では、11月2日には階段ののり先が砂で埋まっていたが、その堆積過程においては階段の隅角部にのみ砂が堆積していた。このように階段護岸上の隅角部に砂が集中的に堆積する現象は現地によく観察される。図 2.2.3 において、海浜ほぼ中央に矢印で示す位置に波の遡上痕跡が確認できることから、静穏時には波は護岸基部まで作用していないことが明らかである。したがって護岸上の堆砂現象は護岸上まで波が遡上するような荒天時（高波浪時）に生じたものと考えられる。また、護岸上の堆砂は沿岸方向に一様に生じていることから、これは沿岸漂砂によるものではなく、岸沖漂砂によって生じたものと考えられる。以上より、図 2.2.6 に示した地形変化は沖側にあった砂が高波浪により岸側へと運ばれ、階段護岸上の平坦面へと堆積したと考えられる。

また、この現象について、BGモデルを用いて再現計算を試みた。遠藤ら(2011)⁴⁶⁾の計算条件を参考に、階段護岸に岸沖漂砂で堆積する過程をみるために波向は 0° とし、沖養浜した地形を与えた。計算結果を図 2.2.7 に示す。50, 100stepsではまだ階段の縁に届いておらず、その前面は沖側から供給された砂によって徐々に斜面が形成され始めている。200stepsでは階段縁にまで砂が堆積したため、階段上平面に僅かに砂が堆積している。しかし、この時点で階段2段目より上の段上では砂の堆積は見られない。さらに計算ステップを重ねると砂は徐々に岸向漂砂によって堆積地形を形成するが、図 2.2.4 の(a)~(c)に示されたような現地海岸で見られたような砂の堆積過程とは異なることがわかる(図 2.2.8)。このように、BGモデルの場合、階段の隅各部に集中的に堆砂する現象は再現できていない。

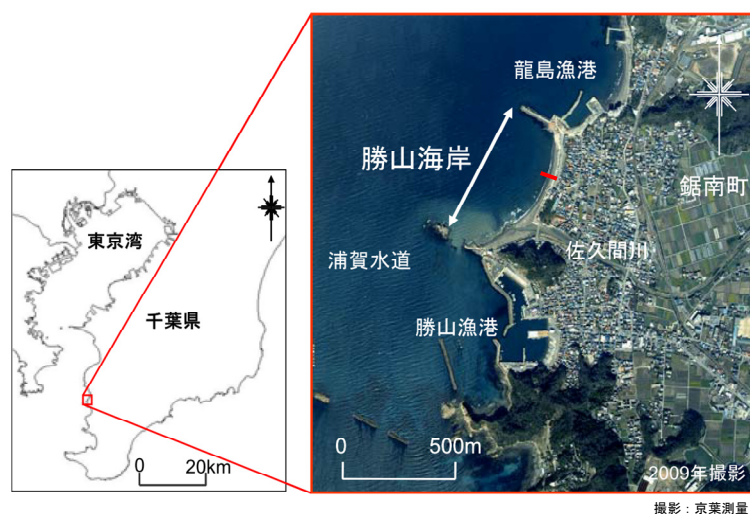


図 2.2.1 勝山海水浴場の位置



図 2.2.3 勝山海岸の前浜の様子 (2009年5月9日撮影)



図 2.2.4 前浜の様子

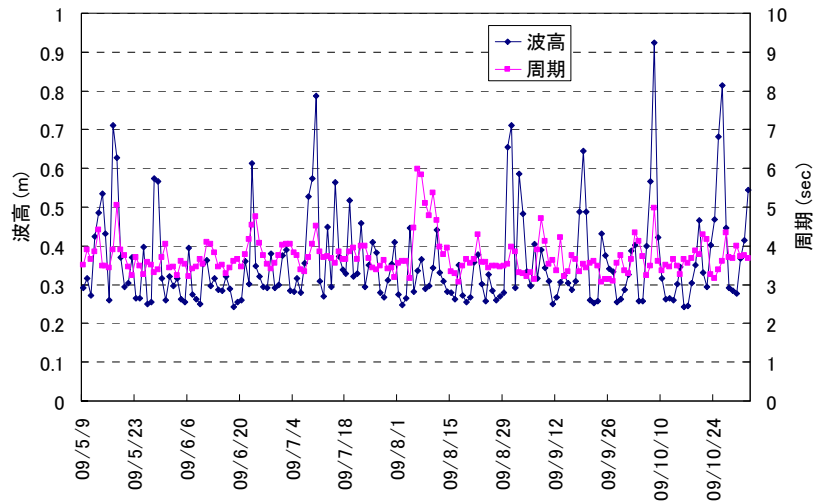


図 2.2.5 第一海堡における波浪状況 (Nowphas, 第一海堡)

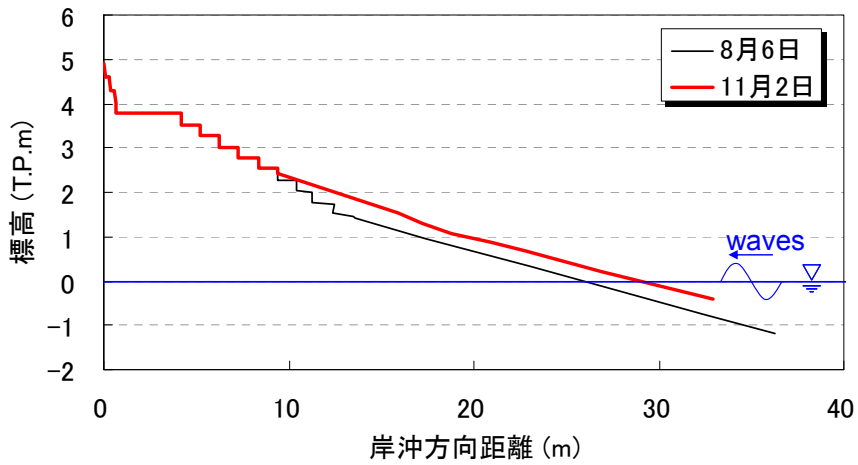


図 2.2.6 測量結果

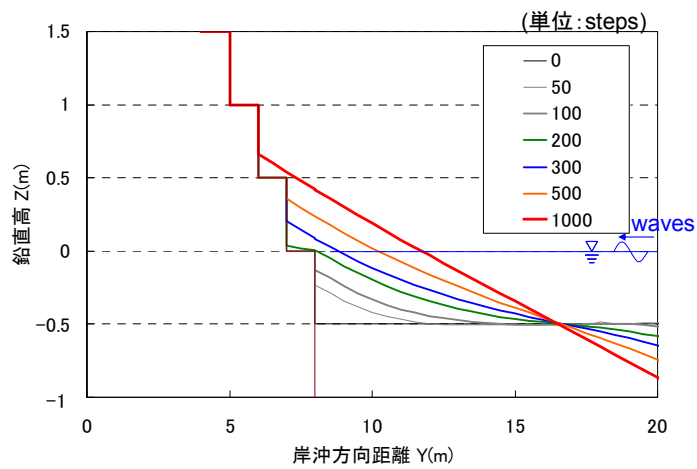


図 2.2.7 BG モデルを用いた計算結果

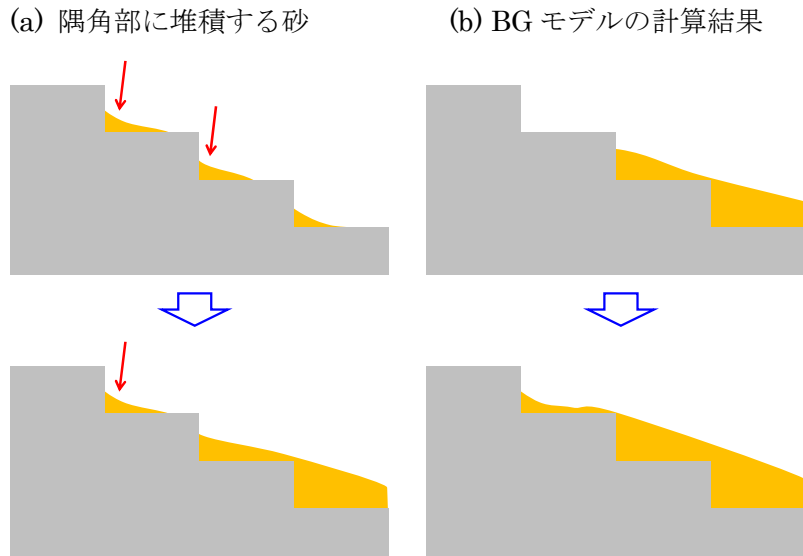


図 2.2.8 実現象と計算結果の堆積状況の比較の模式図

2.3 バームの陸側への砂の堆積

西湘海岸は図 2.3.1 に示すように相模湾に面する海岸である。前浜は径数 cm の礫によって構成され、前浜勾配は 1/10 と急勾配である。前浜付近は礫で覆われているが、それより陸側には中砂が堆積している。このような海浜に高波が作用した場合、汀線付近を覆う礫と、後浜に堆積している中砂や粗砂の移動特性は異なり、単一粒径土砂からなる海浜とは応答特性も異なると考えられる。

図 2.3.2 は下山ら(2010)²⁰⁾により観測された大磯海岸の前浜付近の状況である。2009 年 7 月の調査時では矢印 A で示した礫の堆積している箇所よりも沖側では砂層が礫の上に薄く堆積しているが、矢印 A よりも岸側では礫上の砂の堆積がほとんど見られない。一方、9 月の調査時では、矢印 A 位置の岸側の表面に新たに砂が堆積していることがわかる。

図 2.3.3 は 9 月の調査約一週間前の平塚波浪観測所での波浪状況を示す。現地海岸に作用する静穏時の波浪条件は $H_{1/3}=0.5\text{m}$ 、 $T_{1/3}=6\text{sec}$ であるが、台風 11 号の影響で 8 月 31 日には最大で $H_{1/3}=2.1\text{m}$ 、 $T_{1/3}=12\text{sec}$ の高波が襲来した。

図 2.3.4 は下山らが示した縦断形変化および粒度組成変化を示す。岸沖方向距離 $Y=34\text{m}$ 付近では地盤高が高くなっており、砂が堆積したことがわかる。この堆積域の地盤高は標高 2m 以上に位置し、静穏時の波浪条件ではここまで波が遡上することは出来ない。したがって、台風 11 号による高波浪時に、沖から運ばれた砂が堆積することで形成されたと推定される。また、この堆積域の 2 時期の中央粒径を比較するとこの期間中平均で約 0.3mm 細かくなっている。このことから、 $Y=34\text{m}$ 付近の砂は沖から運ばれてきたことを裏付けている。

図 2.3.5 にはそれぞれのサンプリング地点での粒度組成を示す。全体的に粒度が細かくなっていることがわかる。特に $Y=27\sim 50\text{m}$ ではその傾向が顕著に表れている。また、 $Y=52\sim 60\text{m}$ においても粒度が細かくなっている。このように全体の粒度組成が変化したことは沖から運ばれた砂が前浜に堆積したことを示している。

図 2.3.6 には代表地点（図 2.3.5 の a~d, a'~d' に示す位置）での表層の様子を写真撮影して

比較したものを示す. a, b 地点では 7 月 30 日には礫が見えていたが, 9 月にはすっかり見えなくなっているのがわかる. 高波浪によって沖に堆積していた中砂が打ち込まれたと考えられる. また, c 地点では礫の上に砂が被さったものの, 礫はまだ見えている. この付近の地盤高はほとんど変化がなかったことから礫は移動せず, 中砂が薄く被ったものと考えられる. 一方, d 地点では 7 月の段階では礫が見えなかったのに対して 9 月には表層がほとんど礫で覆われている.

すなわち, 7 月 30 日から 9 月 4 日の間に, 沖側にある砂が礫で構成された前浜を乗り越えて後浜に堆積したと推定される.

上記の変化には礫の堆積域より岸側には粗砂中砂の広い堆積域があるが, 台風の遡上波によりこの粗砂中砂の堆積域も著しく侵食された. このことは, 礫浜であっても礫の堆積域岸側の粗砂中砂の移動を考慮しなければ海浜変形を正確に予測できない可能性が高いことを意味する.

そこで, BG モデルを用いてこの現象を再現することにした. 砂の平衡勾配は $1/12$ として, 前浜は平衡勾配 $1/10$ の礫で覆われているとして, 計算上では岩盤扱い (固定床) とした. これによって沖側にある砂が礫で構成された前浜を乗り越えて後浜に堆積するかどうかをみた.

計算結果を図 2.3.7 に示す. 短形で示した範囲の拡大図を右上に示した. 暴波浪によって沖から岸向漂砂で運ばれるものの, 前浜の平衡勾配が砂の平衡勾配よりも急勾配であるために, バーム地形 ($X=54\text{m}$ がバーム頂部) を乗り越えることができず, 1000steps までは前浜の上に砂が平衡勾配 $1/12$ の緩斜面を形成して堆積していることがわかる. 3000steps ではバーム頂部まで砂が堆積したために, バームより裏側まで砂が堆積している. しかし, 堆積過程において実現象と図 2.3.8 の模式図に示すような大きな相違が見られる. 実現象ではバーム頂部まで砂が堆積する以前の段階で砂がバーム頂部を飛び越えてバーム背後に直接堆積する. (図 2.3.8 左中段) 一方, 計算ではバーム頂部まで砂が堆積した後ではじめてバーム背後での堆積が生じている. この点が大きな相違であり, BG モデルによる計算ではこの実現象を再現できていない. 結局, BG モデルでは礫浜のような砂の平衡勾配よりも急な斜面を砂が直接乗り越えて移動するという現象を再現することができなかった.

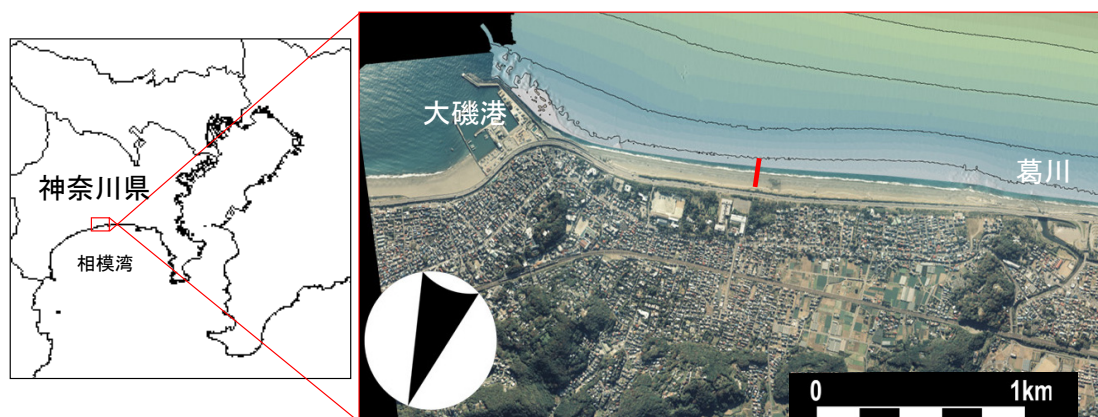


図 2.3.1 西湘海岸の位置

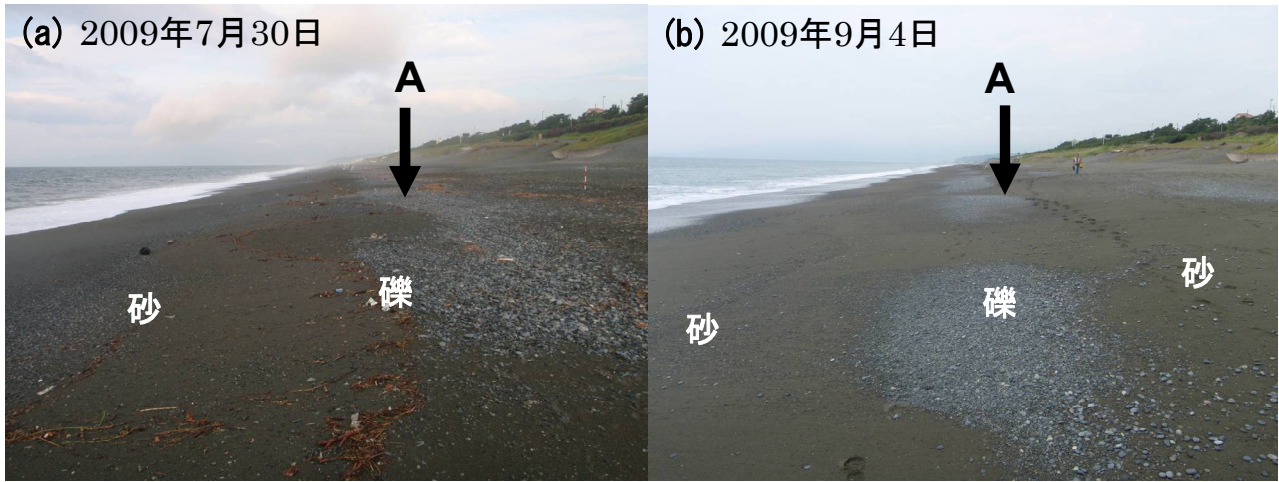


図 2.3.2 前浜の状況

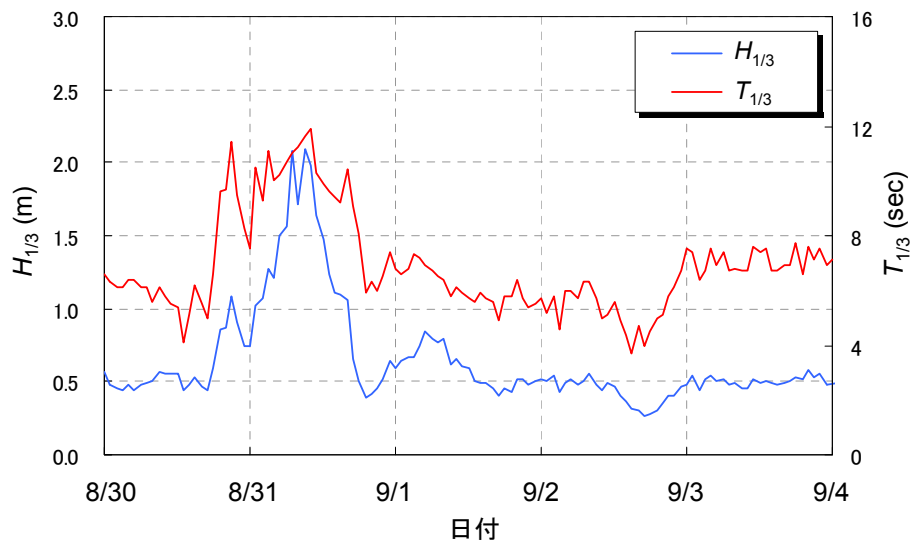


図 2.3.3 現地の波浪状況 (引用：下山ら, 2010²⁰⁾)

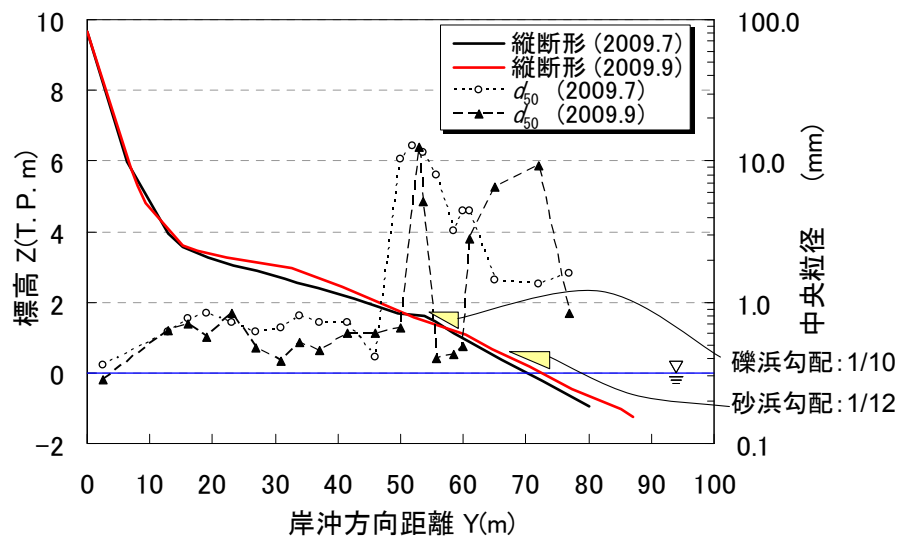


図 2.3.4 地形測量および粒度調査結果 (下山ら：2010²⁰⁾)

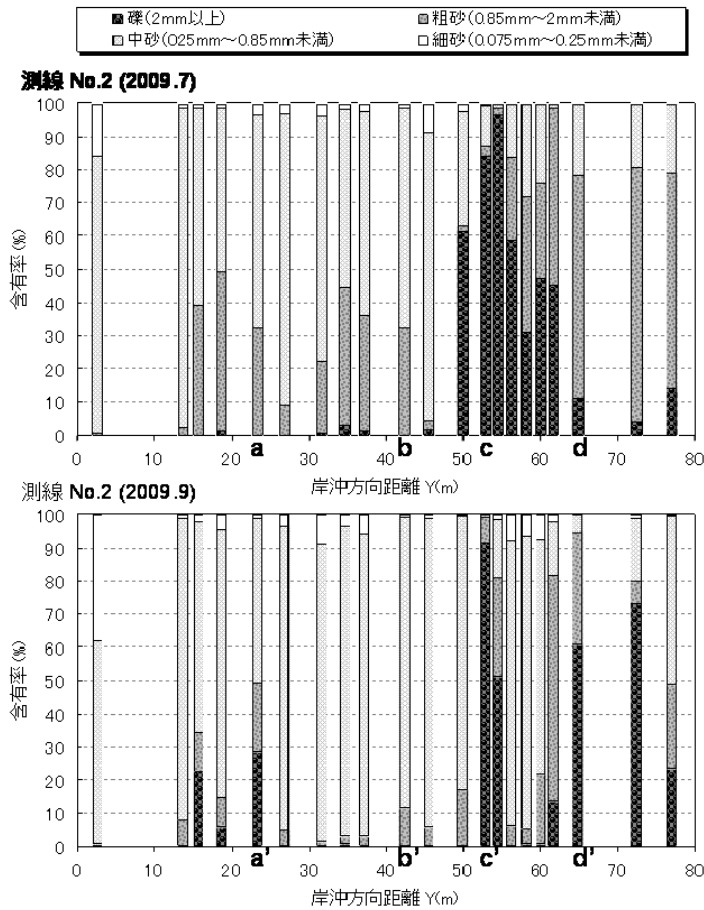


図 2.3.5 各サンプリング地点の粒度組成 (下山ら : 2010²⁰)

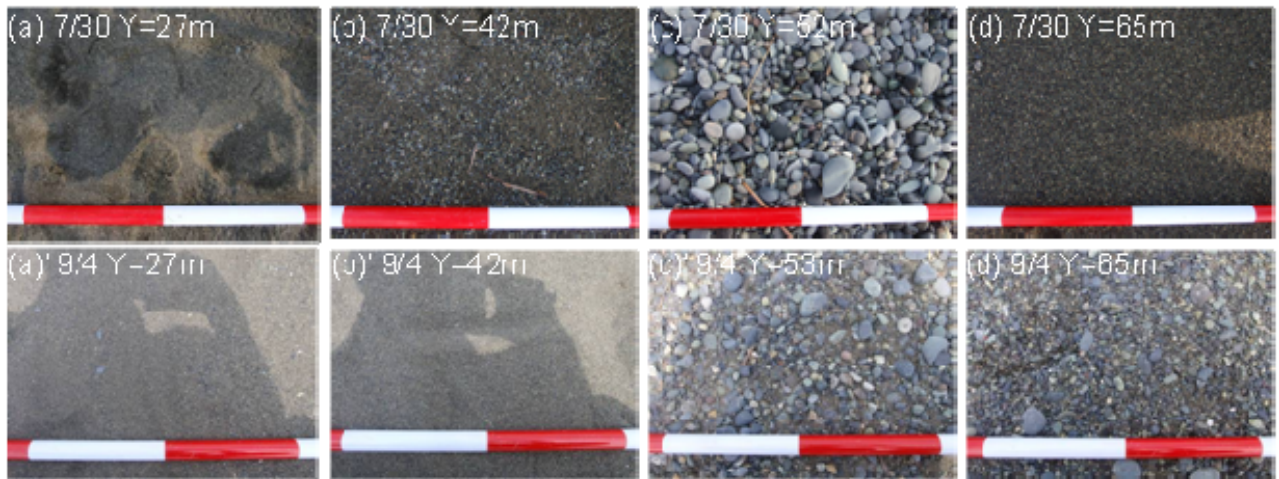


図 2.3.6 各地点の表層の状況 (下山ら : 2010²⁰)

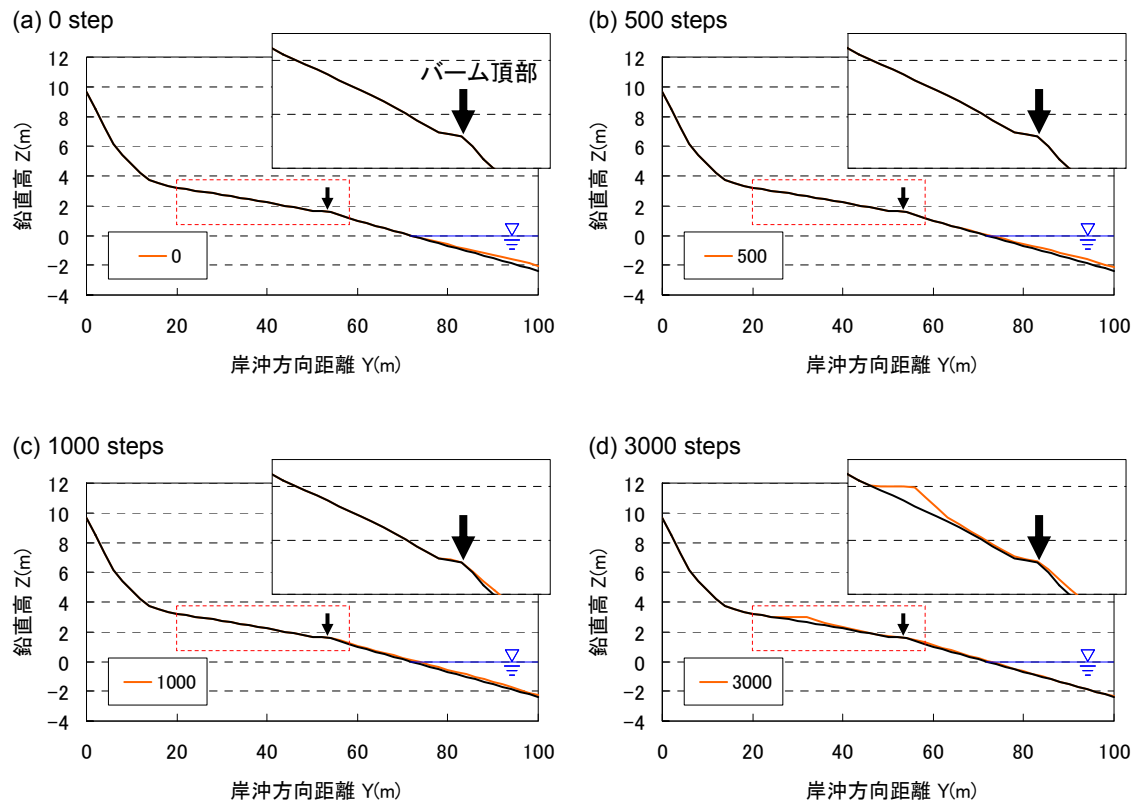


図 2.3.7 BG モデルを用いて再現計算を行った結果

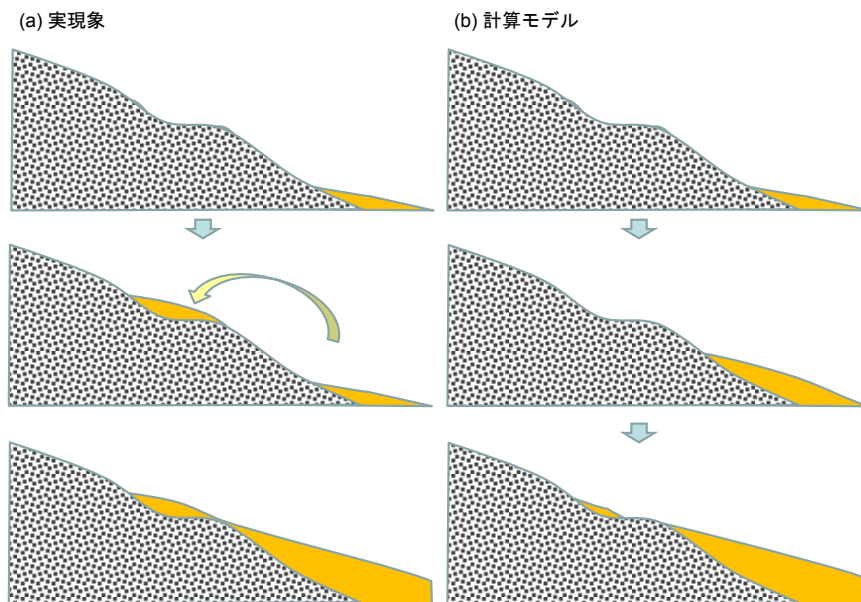


図 2.3.8 計算と実現象の堆砂過程の違い

2.4 海底の掘削溝に堆積した後に海岸へ打ち上がる砂

小林ら(2008)⁴¹⁾によれば、熱帯・亜熱帯に分布するサンゴ礁海岸は、沖合にリーフが発達しているため岸側は安定した砂浜を形成している。サンゴ礁海岸の漂砂供給源は沖のリーフエッジ（リーフ平坦面の沖端）から供給されるサンゴ礁のかげら（コーラル片）である。波の作用

によって図 2.4.1 のように沖のコーラル片が岸向きに運ばれることによって砂浜海岸が形成される。しかし、コーラルリーフ上に掘削穴を設けると、沖から供給される砂がその掘削箇所溜まるとともに掘削された穴から本来供給されるはずであった砂が損失するため、周辺海岸で侵食が起こる。Seino ら (2006)²³⁾によれば、インドネシア諸島の中の Bali 島ではコーラルリーフの大規模な掘削・採取が行われ、家屋の建材料としてコーラル片が、市場で販売されていた (図 2.4.2, 図 2.4.3)。その結果、砂の供給量が減少し、図 2.4.4 のように海岸全体で侵食が進行した。

コーラル海岸は世界各地にあり、また掘削も同様に行われている。インドネシアでは現在ではコーラルマイニングは法律で禁じられているが、例えばアフリカのモーリシャスでは今でも毎年約 45 万 t もの量のコーラルが掘削されている。

同様の現象は沖縄県でも散見される。図 2.4.5 は沖縄県屋我地海岸の空中写真だが、漁港が建設されるとともに漁港の湾口に面したリーフ上で航路を造成するための掘削が進められることがわかる。このようなリーフ上の航路掘削は、上述のコーラルマイニングの場合と同様の問題を融資、沖からの供給砂が掘削穴にトラップされることで同海岸の侵食につながる。

このような掘削穴に供給砂がトラップされる現象については、等深線変化モデルでは再現が難しかった。BG モデルではこの課題を解決したが、次の現象について未解決である。

図 2.4.6 に示すように、掘削穴にトラップされた砂が、再び動き出す現象が現地にて観察されている。移動限界水深よりも浅い位置の砂は波の作用によって、移動し、穴の縁を乗り越えて再び動き出す。BG モデルではこのような現象の再現はなされていないが、この種の計算は航路掘削やコーラルマイニングによるサンゴ礁海岸への影響予測を行う場合に重要となる。

BG モデルを用いてこの現象の再現計算を行った。計算条件は遠藤ら (2012)²⁴⁾を参考に、沖側養浜された平衡勾配 1/10 の砂が掘削穴にトラップされてから、再び動き出して岸側に供給されるまでの地形変化を対象とした。計算結果を図 2.4.7 に示す。沖側に供給された砂が徐々に岸向き漂砂により運ばれる。しかし、途中で掘削穴があるために土砂が落ち込んでいる様子が見られる。さらに、土砂は岸向きに移動しようとして、掘削穴内に砂の平衡勾配の斜面を形成して、再び岸側へと運ばれていく様子が見られる。しかし、掘削穴内での地形は穴の縁を基点として斜面が形成された状態で安定化している (1000 ステップ)。しかし、寄せ波作用のみに着目すると、この赦免状の砂は掘削穴のへりを乗り越えてさらに岸向きに移動し、究極的には波による砂移動の限界水深以浅の領域の砂のほぼ全部が流出した状態に向かうものと考えられるが、これは計算できていない (図 2.4.8)。

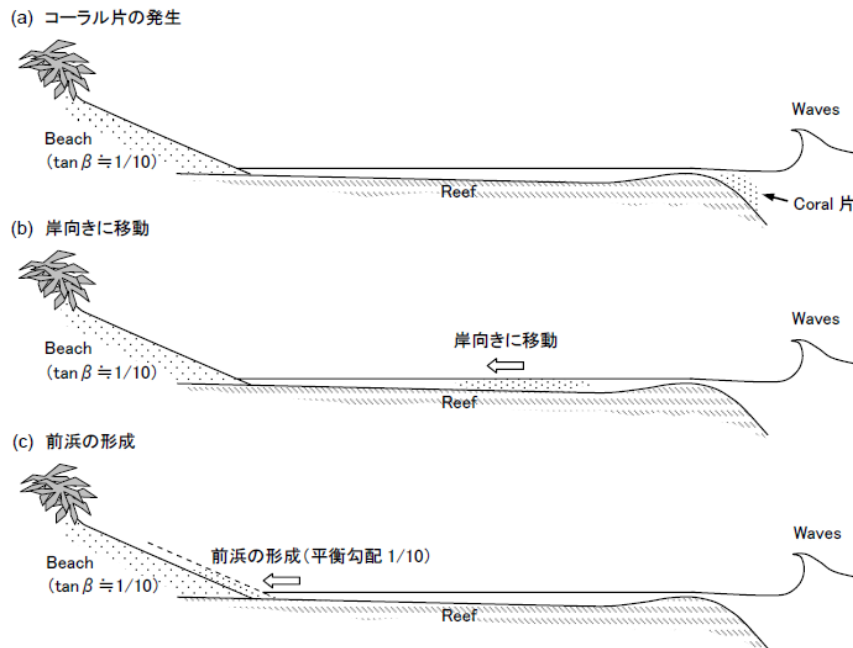


図 2.4.1 サンゴ礁海岸の漂砂機構 (引用元：小林ら, 2008⁴¹⁾)



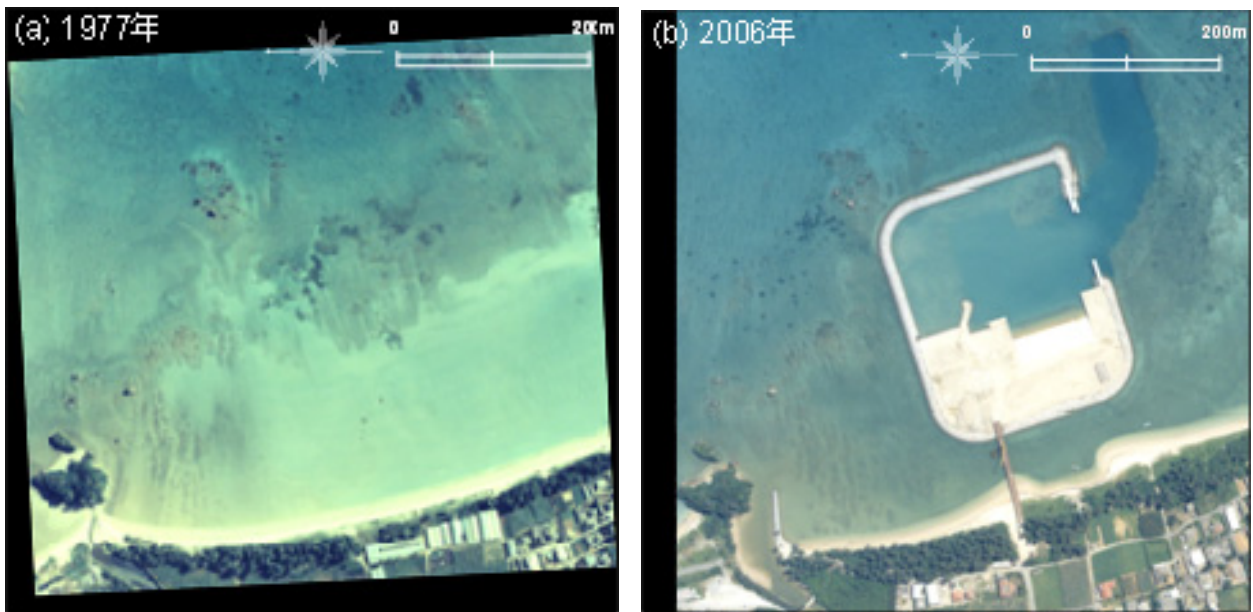
図 2.4.2 コーラル片の採取 (引用元：Seino, 2006²³⁾)



図 2.4.3 建材料として売買されるコーラル片 (引用元：Seino, 2006²³⁾)



図 2.4.4 Bali 島の侵食状況（引用元：現地掲載ポスター，日本工営より）



撮影：国土地理院

図 2.4.5 屋我地空中写真

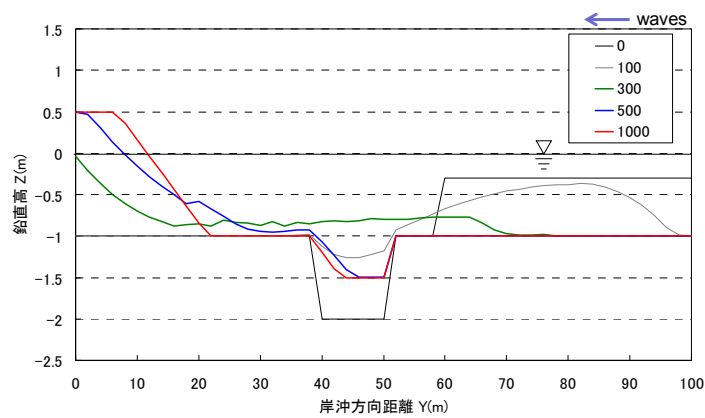


図 2.4.7 BG モデルを用いて再現計算を行った結果

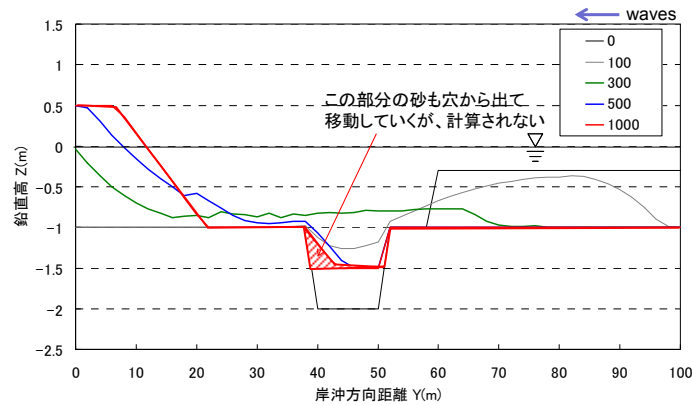


図 2.4.8 既往モデルでの計算結果の課題点

2.5 突堤付け根を廻り込んで移動する砂

渡辺ら(2010)⁴²⁾は、浦賀水道に面した大佐和海岸（船端地区）の海浜変形を調べ、この海岸では北向きの沿岸漂砂が卓越し、図 2.5.1 に示す染川河口を通過する北向きの沿岸漂砂が $6,800\text{m}^3/\text{yr}$ であると推定した。図 2.5.1 の矢印で示す離岸堤群の北端近くには長さの短い突堤が伸ばされており、突堤の沖側・岸側を沿岸漂砂が通過する状況が見られる。この突堤周辺の現象を本研究の比較対象とするために 2011 年 10 月 13 日に現地踏査を行った。

まず離岸堤の北端（矢印 A）とそれに隣接する突堤を北側から望んだ写真を図 2.5.2 に示す。突堤の北側では汀線が楔状に大きく後退し、しかも突堤の天端高が付け根で低く沖側ほど低下しているため、突堤の付け根の天端高が低い部分を沿岸漂砂の一部が通過して流れていると見られる。後浜には多数の大型土嚢が敷かれていることから、海岸管理者は侵食が進んでいることを認識していることが分かる。図 2.5.3 は、離岸堤 A の背後の舌状砂州から北向きに見た海岸状況を示すが、舌状砂州から突堤を遠望すると通常の突堤と変わりがなく、舌状砂州から突堤までバームがきれいに発達していた。図 2.5.4 は、突堤の南側直近から北向きに望んだもので、突堤の付け根では天端高が約 1m 低い。そこでこの高さを基準として突堤の天端高（海面上）を調べると約 1.4m となった。さらに図 2.5.4 によれば、矢印 B にバームの頂点があるので、比例配分によりその高さを求めると海面上約 1.1m となり、これは突堤付け根部分の高さ（海面上 0.4m）より 0.7m 高いことが分かる。このためバーム頂を越えた海水は陸側に向かって流れ、突堤付け根を越えて隣接海岸に流れ出すこととなる。このことから、この突堤では北向きの沿岸漂砂の一部が突堤の付け根を通過して流出していると推定される。図 2.5.5 は、突堤の斜め背後から海浜状況を撮影したもので、前浜上に残された漂着物の分布から、突堤背後を打ち上がった波が砂を運びつつ流出したことが分かる。突堤付近を沿岸漂砂の一部は通過可能ではあるが、突堤が沿岸漂砂を阻害しているため、突堤の北側直近では図 2.5.6 に示すように、比高 1.8m の浜崖が形成され、砂が流出したため土中に埋まっていた大量のコンクリート片が現れていた。また、図 2.5.5(b) は 2012 年 8 月 16 日に撮影されたものであるが、このとき潮位は満潮位に近い状態であったためか、左岸側で突堤根元の天端を越えて右岸側に越波している状態であることがわかる。地形測量を行った結果を図 2.5.7 に示す。調査は 2012 年 8 月 16 日に行われた。図の中央の白く塗りつぶされている部分が突堤の天端高が低くなっている部分であり、それより先端付近の黒で塗りつぶされている箇所が天端高が高くなっている部分である。

汀線の位置を図から読み取ると、右岸側の汀線が天端高が低い部分に接していることがわかる。渡辺らの研究結果から本海岸では北向きの沿岸漂砂となるため、左岸から右岸へと砂が流れる機構であるが、右岸から越波した波が戻り流れにより沖へ流出する際に突堤の後ろ側の滞筋から土砂が抜けているのではないかと推察される（図 2.5.8）。

次に、現地海岸の長期的変動を調べるために空中写真を用いて汀線解析を行った。図 2.5.9 に 1985～2011 年の空中写真を示すとともに、それぞれの空中写真に砂の動きを矢印で示した。1985 年当時、汀線はほぼ直線状に伸びていた。この時点で既に突堤が建設されている。その後、1990 年までに離岸堤が 5 基建設され、その背後では舌状砂州が発達し始めている。1995 年までに離岸堤 A が延伸され、これに伴い離岸堤郡の背後の舌状砂州の発達状況を見ると、離岸堤 A の背後が突出して発達していることがわかる。その後も各離岸堤背後の砂州は発達し続け、この傾向は 2005 年まで続く。そして 2011 年に突如として突堤の右岸側で激しい侵食が起こっていることが確認できる。

図 2.5.10 に湊川から染川までの広域の汀線変化量図を示す。突堤を境に左岸側では時計回りのローテーションが起こっている。その一方で右岸側では 1985 年から 1990 年に至るまでに大きく汀線が後退したものの、その後は大きな変化は見られない。前述の空中写真の判読において 2011 年で見られた変化は離岸堤 A 背後に舌状砂州が大きく発達したために、突堤根元の天端高が低い位置よりも前にバームが移動したために、それまで根元付近を抜けていた砂が移動できなくなってしまったことが考えられる。すなわち、沿岸漂砂の抜け道をふさいでしまったために下手側で侵食が起こったのではないかと推察される。

現地でみられたように一部は現在も沿岸漂砂として突堤の裏側を移動しているものと考えられるが、以前に比べると通過していた量が激減したのではないかとと思われる。改めて現地写真の図 2.5.4 をみると、天端高が低い位置よりも沖側にバーム高がある。このことと上記で述べたことは整合している。

BG モデルを用いて、砂がバーム地形を乗り越えたあと突堤の裏側を通過するかどうか、再現計算を試みた。計算結果を図 2.5.11 に示す。初期地形は離岸堤が設置される前の 1985 年を模擬した地形を与えた。その後、離岸堤が建設されたことにより、100,000steps までに舌状砂州が伸びる。これはよく再現されている。200,000steps では突堤左岸側で汀線の前進、右岸側で後退が進んでいることがわかる。また、このまま計算を進め、突堤の裏側を通過しているかどうか、比較するために舌状砂州が伸びた初期地形として、突堤基部の天端高が低い計算ケース（ケース 2-A）、突堤基部の天端高が高い場合（ケース 2-B）についてケース計算を行った。それぞれの計算結果を図 2.5.12 に示す。また、ケース 2-A を基準とした差分図を図 2.5.13 に示す。それぞれのケースでは地形変化は全く同様の変化をしたことから、地形変化の差はなかった。すなわち、BG モデルでは砂が突堤の裏側を抜けて移動する現象は計算されなかった。また、実測の汀線と比較した結果を図 2.5.14 に示す。突堤右岸側では実測よりもやや汀線が前進して計算されている。また、突堤左岸側では実測よりも汀線が後退している。これは、BG モデルによる計算では、突堤裏側を通過する沿岸漂砂が反映されてないためと考えられる。

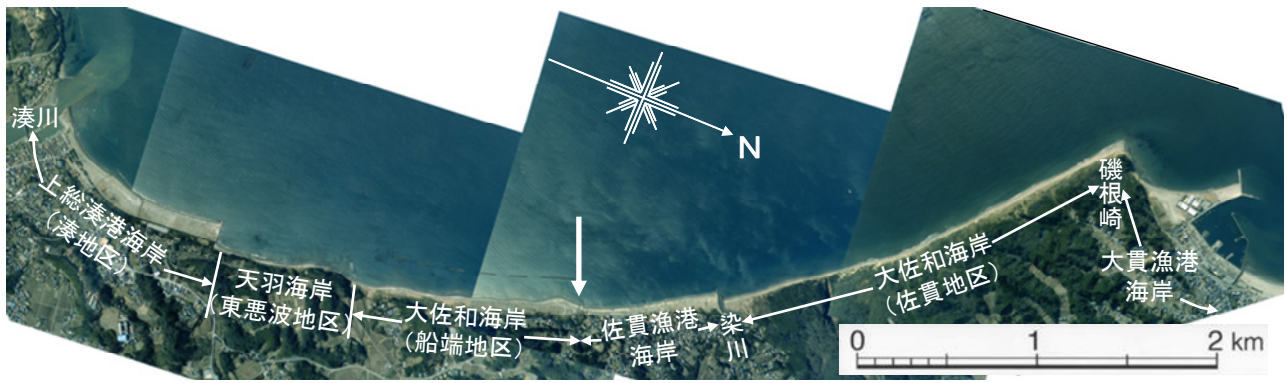


図 2.5.1 大佐和海岸の位置



図 2.5.2 離岸堤に隣接する突堤を北側から撮影



図 2.5.3 離岸堤背後の舌状砂州から北側の突堤を望む



図 2.5.4 突堤の南側側近から北向きに望む



図 2.5.5 突堤の斜め背後から撮影



図 2.5.6 突堤背後部での侵食状況

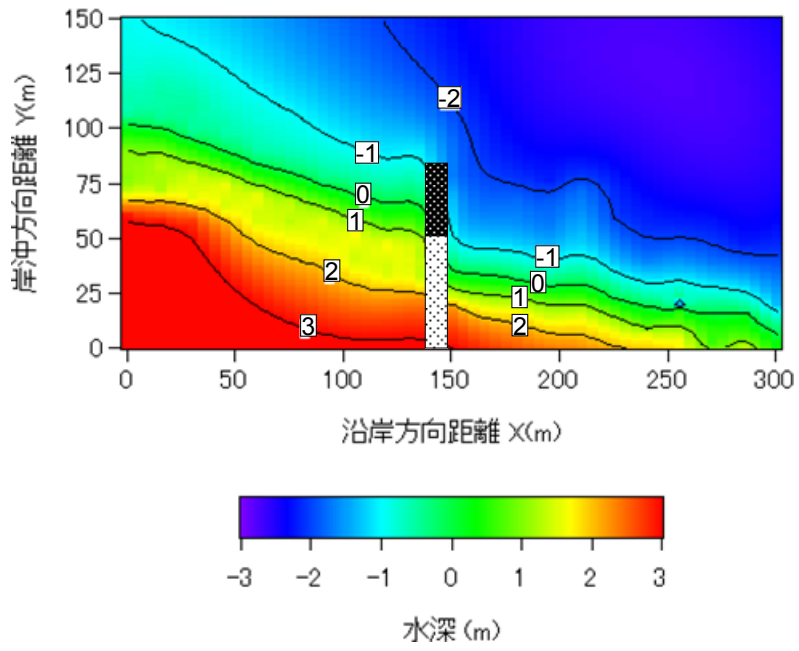
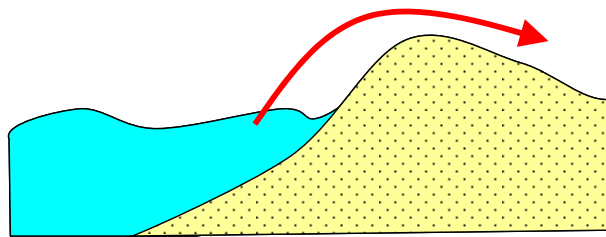


図 2.5.7 地形測量結果

(a)断面 (突堤左岸)



(b) 平面

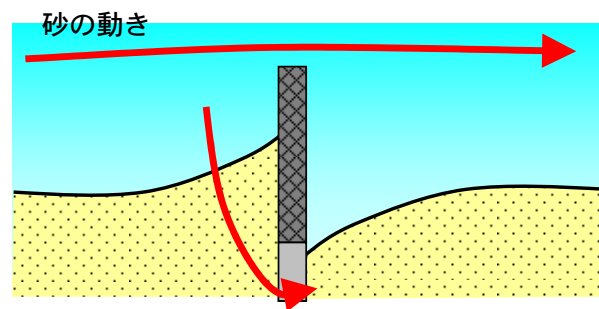


図 2.5.8 突堤周辺の砂の動き

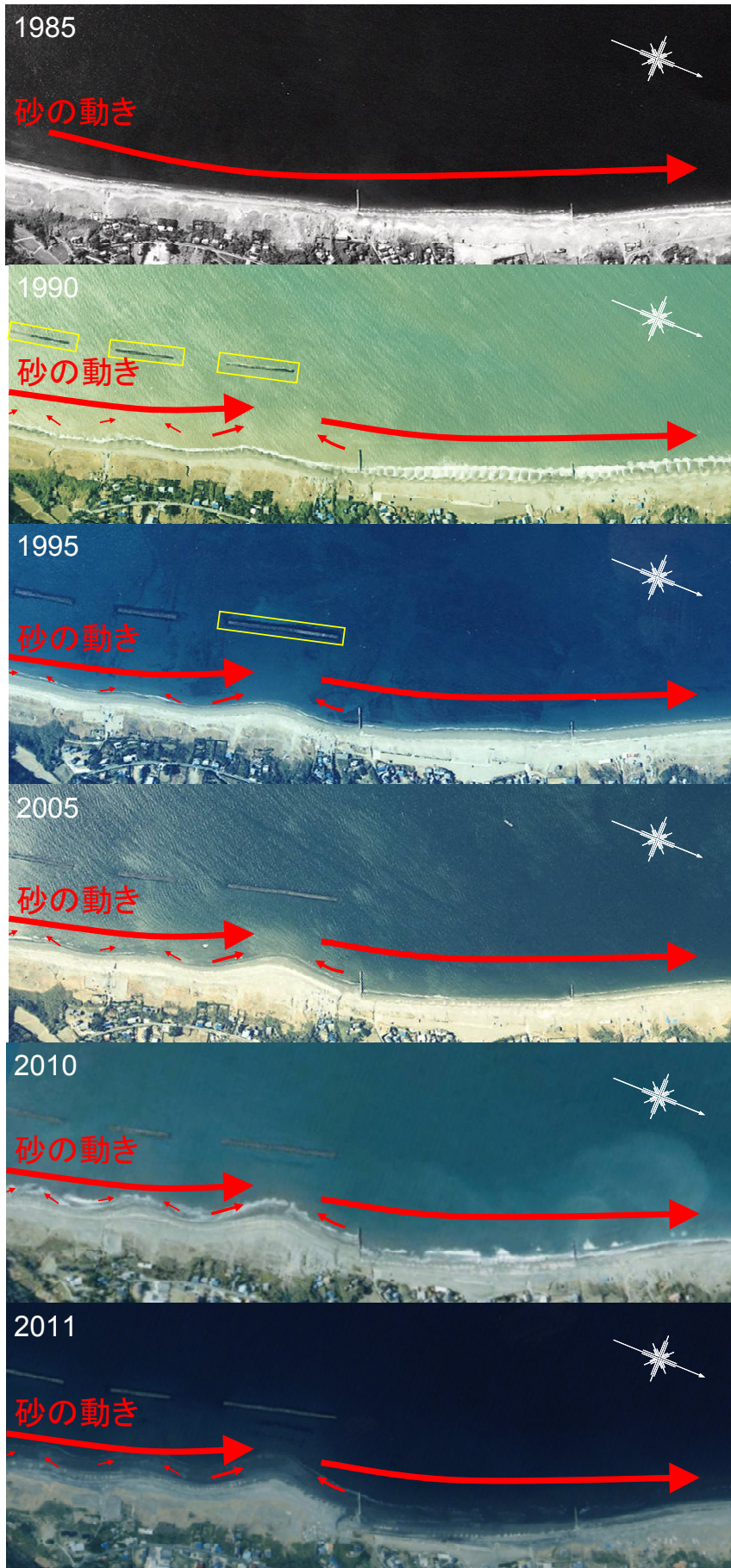


図 2.5.9 上総湊における突堤 A 周辺の空中写真

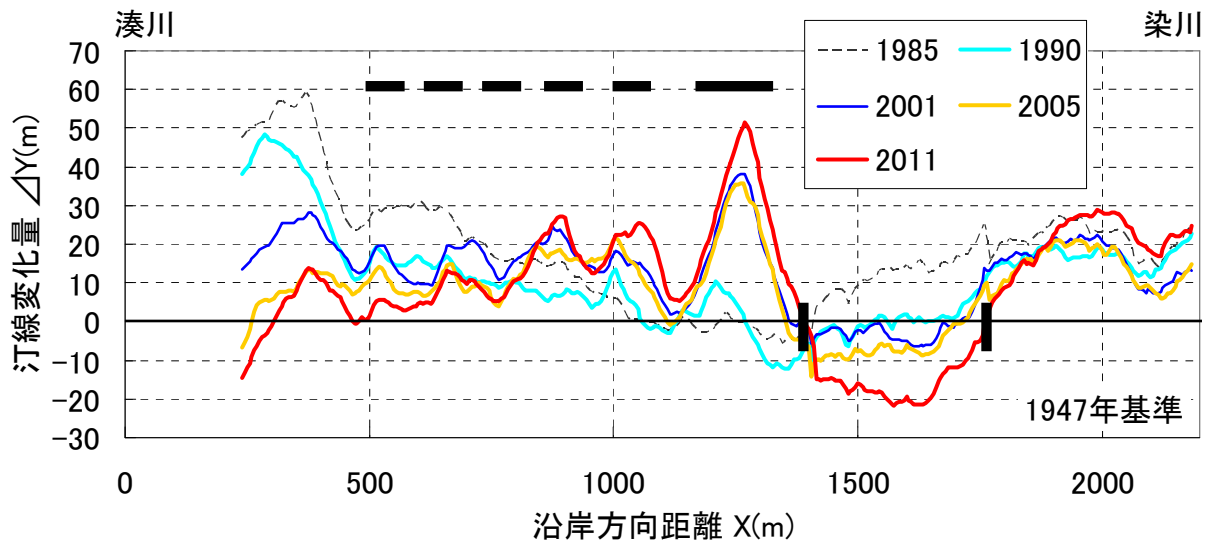


図 2.5.10 汀線変化量図

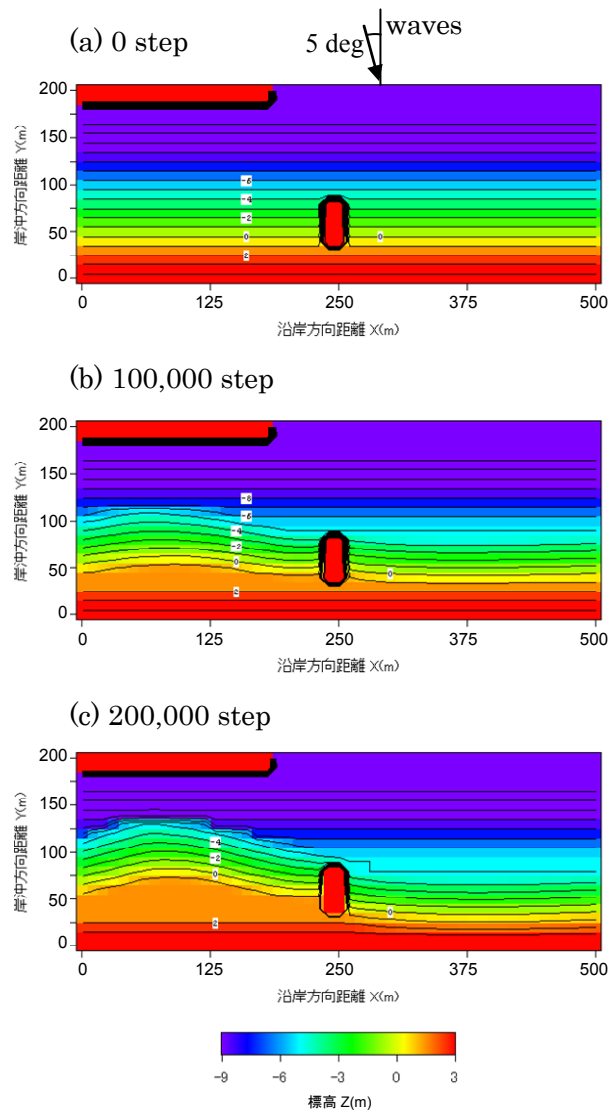


図 2.5.11 既往モデルによる再現計算結果 (ケース 1)

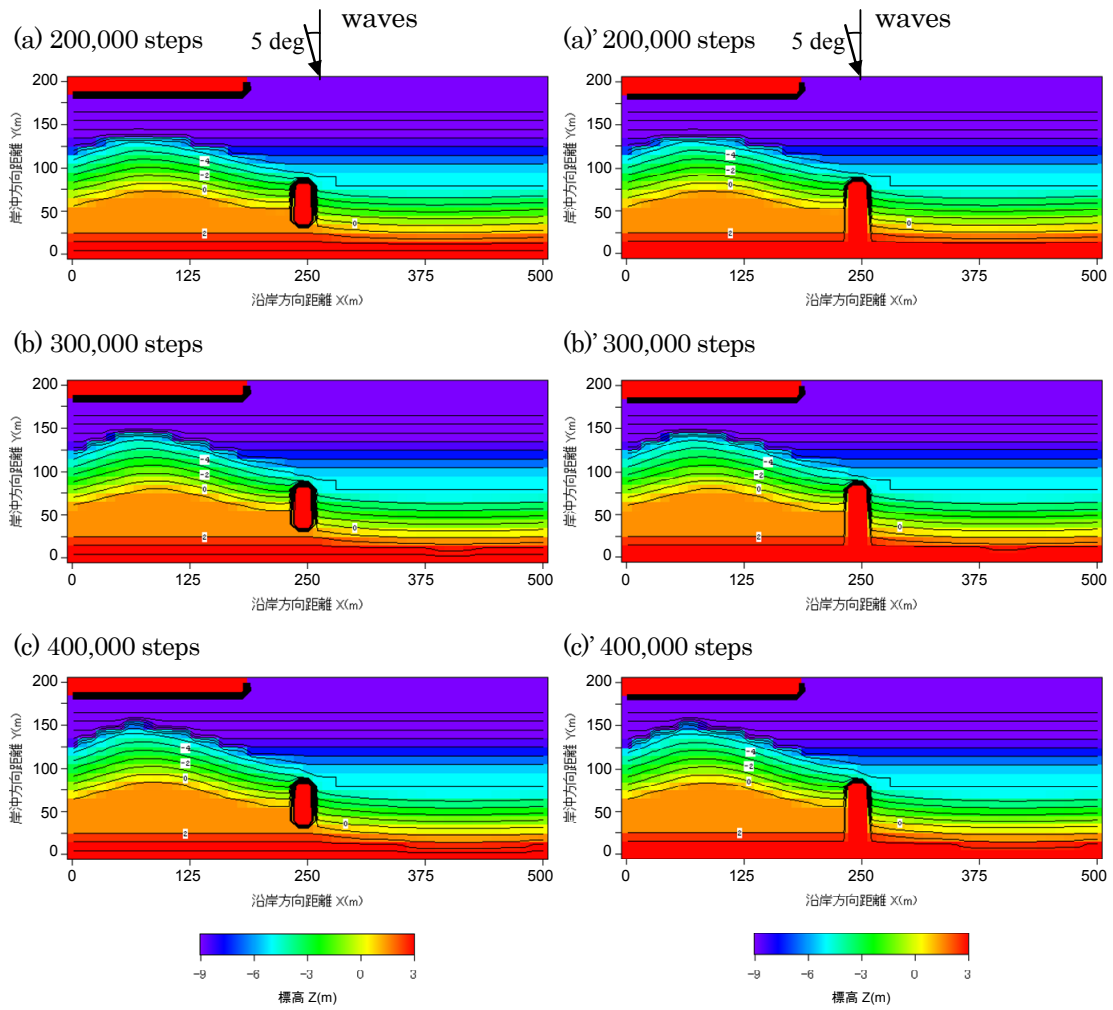


図 2.5.12 既往モデルによる再現計算結果 (ケース 2-A, 2-B)

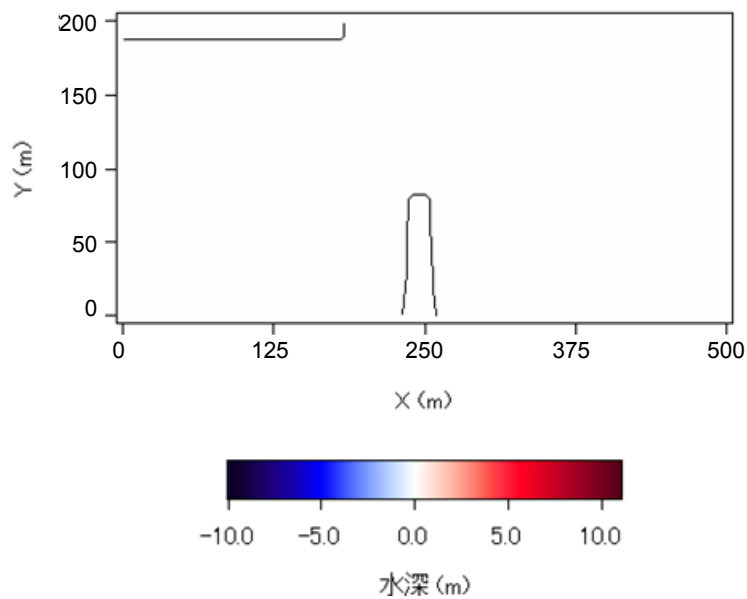


図 2.5.13 ケース 2-A とケース 2-B の差分図

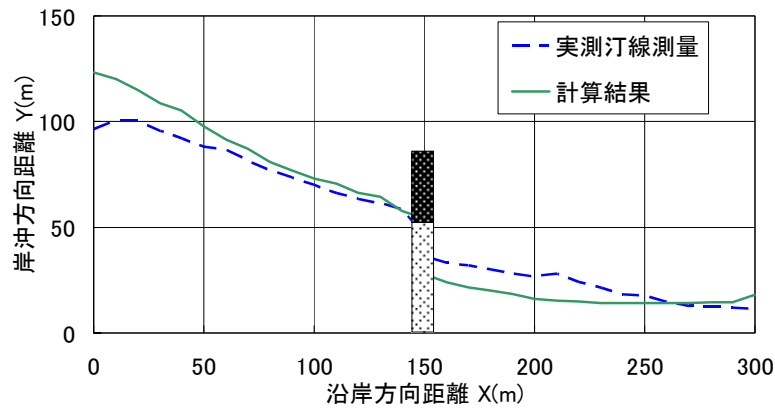


図 2.5.14 既往モデルによる再現計算結果と現地測量結果の比較

2.6 まとめ

勝山海水浴場で観察された階段型傾斜護岸の隅角部に砂が堆積する現象、西湘海岸で観察された中砂が礫浜の急勾配な前浜を乗り越えてバームの背後に堆積する現象について、それぞれ波浪解析結果と地形測量結果の関係から、高波浪時の寄せ波作用によって平衡勾配よりも急勾配な斜面を這い上がり岸側の緩勾配な斜面に堆積した現象であることを示した。また、コーラルマイニングされた場合の掘削穴において、上述の現象のことを考慮して、掘削穴にトラップされた砂は掘削穴内の壁面が平衡勾配より急勾配であっても、再び移動することを示した。さらに、大佐和海岸で観察された突堤基部を通過して沿岸漂砂が発生する現象について、現地調査からバーム頂部よりも突堤基部の天端高が低いため、バームを乗り越えた砂が陸側へ移動し突堤基部を通過していることを確認した。このように、以上のいずれの現象も砂の平衡勾配よりも急な斜面あるいは壁面を砂が這い上がり、陸上側の緩勾配の部分に砂が堆積するために起こる現象であることを示した。

本章で確認した現地海岸での現象をモデル化し、セルオートマトン法を用いた海浜変形予測モデルの開発過程を第3章で述べる。さらに、第4章においては本章で紹介した現象に対してモデルの適用を行い、再現計算を実施した。その結果と現地の測量結果と比較し、考察する。

参考文献

- 41) 小林昭男・宇多高明・野志保仁・芹沢真澄：Coral reefにおける砂浜発達モデル化，海洋開発論文集，第24巻，pp.1231-1236, 2008.
- 42) 渡辺剛士・小林昭男・宇多高明・三波俊郎・星上幸良・野志保仁：千葉県内房の上総湊～磯根崎間での著しい海岸侵食の実態，海洋開発論文集，第26巻，pp.1089-1094, 2010.

3 現地海岸で観察された現象のモデル化

3.1 はじめに

第3章では第2章で示した現象を再現するためのセルオートマトン法を用いた海浜変形予測モデルを詳述する。まず、セルオートマトン法の計算手法と特徴を述べるとともにBGモデルの計算手法を説明する。次に、モデルの基本概念として寄せ波と引き波の砂移動を考慮するために新たに提案した砂の移動量 V 、移動距離 L について述べる。砂の移動量 V は未知数であるため、Inman and Bailard⁶³⁾の漂砂量式を基礎式としたBGモデルの漂砂量式との関係について明示する。その後、本モデルの計算手法について述べる。

最後に、既往研究においてBGモデルで再現されている海浜変形に対して本モデルを同条件で適用し計算した結果を考察する。

3.2 セルオートマトン法とは

セルオートマトン法は1946年にJ. Neumannが残した自己復元モデルが基礎とされる。ある空間を多数のセルの集団で表現し、それぞれのセルには自身のセルと近傍セルとの状態の関係から次のステップの状態を計算させるルールを設定しておき、これを全部のセルが計算することで空間全体が多様に変化する。

加藤ら²⁸⁾によれば、セルオートマトン法は1970年代にコンピューターの中での思考ゲームとしてライフゲームが大流行したことで多くの研究者に知られた。ライフゲームとは、セルの状態を生と死の2種類として、隣接近傍のセルの状態により次のステップの自身のセルの状態を判別するだけのルールで計算が進むモデルであるが、**図 3.2.1**に示すように初期条件として与える生のセルの配置・数によって非常に多様なパターンを有する結果を生み出す。

セルオートマトン法は簡単なルールを複数設定し、計算結果を比較することで、ルールと結果を直接比較することができる。さらに計算が簡単に行えるため、考察のための条件設定（仮定）と試行計算（検証）の繰り返しが可能である。すなわち、現象とよく似た形状・状況を生み出し、現象の理解の手助けとなる手法として、非常に有利なモデルである。

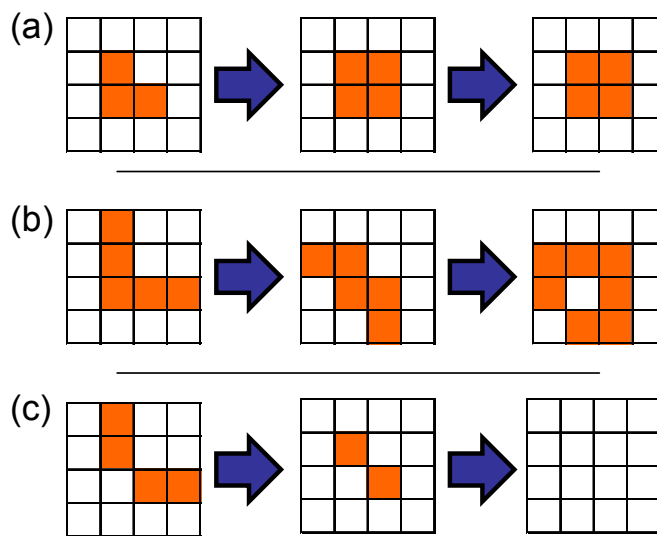
しかし、設定されたそれぞれの条件が物理的にどのような意味を持つかという点、定性的には説明できても、定量的には説明できないものが多い。これは、微分方程式から成るモデルのように物理式から系統的に導出された式を用いていないためである。以上の理由から、セルオートマトン法は数値計算モデルではなく、前述の通り思考ゲームとして知られ、物理学の分野においてはあまり重要視されてなかった。

初めてセルオートマトン法に物理的な意味を見出したのがウルフラム³⁹⁾である。ウルフラムモデルはセルオートマトン法のもつ特徴を生かした非常にシンプルなモデルである。それぞれのセルは0または1の2種類の状態が設定され、計算方法は注目セルと両隣の2セルの3つのセルの状態の関係から次の世代の状態が計算される。**図 3.2.2**が計算結果である。横軸が1次元の空間、縦軸は時間軸である。このように、初期（一番上の一列）の各セルの状態によってその後の計算結果が驚くほど多種多様にわたる。これらの模様は、その結果の状態によって4つのグループに分けられ、それぞれ力学的な状態とのが指摘された。

さらに、近年になって超離散と呼ばれる手法が提案された（Tokihiro : 1996⁴⁸⁾）。これはもともとソリトンと言われるある性質の良い微分方程式に関して発見された方法であり、既存の微

分方程式の性質をそのままセルオートマトン法に受け継いで計算するという手法である。具体的には、ある現象を表す微分方程式と、それに対応するセルオートマトン上で表される式が結ぶことができれば、各係数・式が変換することが可能である。微分方程式は明確な規則に基づいて立式されている。この手法を用いれば、BG モデルの有する物理的な根拠を持ちながら、BG モデルでは難しかった計算が可能となる。

海岸分野におけるセルオートマトン法を用いた既往研究としては、潮流による砂の移動の計算は行われている (Dearing, 2011)⁴⁹⁾ もの、海岸全体を対象とし、かつ実用的な海浜変形予測モデルはまだ開発されていない。



自身のセルの状態と周囲8セルの状態の関係から次ステップの状態が決まる。
 ①自身が空白、周囲に3の生存セルがあれば、次ステップに誕生する。
 ②自身が生存、周囲に2もしくは3の生存セルがあれば次ステップも生き残る。それ以外は死滅する。

図 3.2.1 ライフゲーム

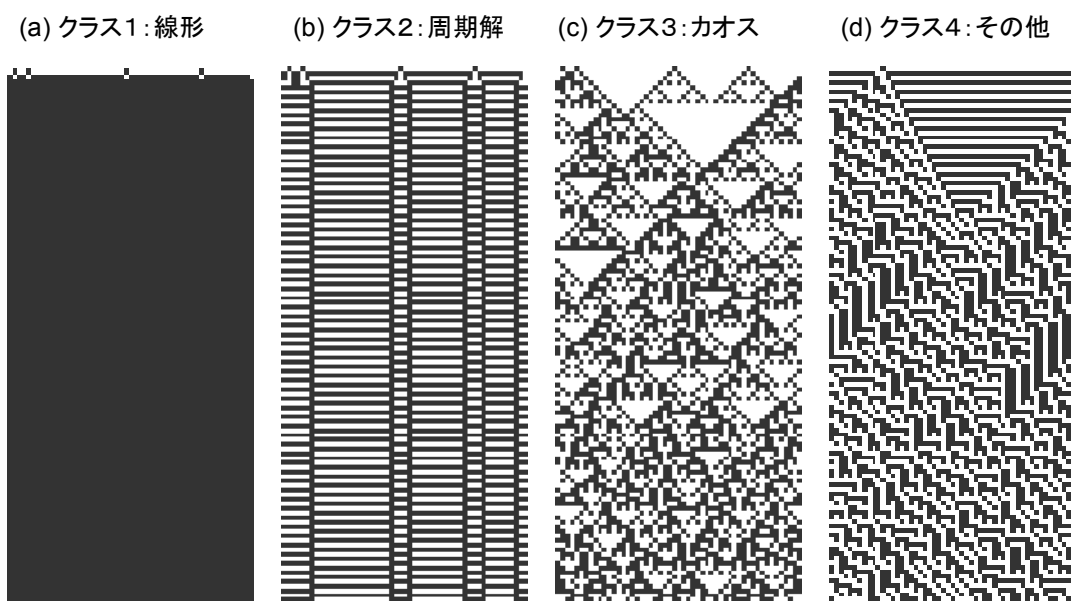


図 3.2.2 ウルフラムによる模様

3.3 基本概念

セルオートマトン法を海浜変形予測に適用するにあたり、本研究では、まず、地形を格子状に切り、各セルに砂が移動するルールを設定し、それを全てのセルに適用することで各セルの砂の移動量・移動距離を定めて全体の砂が移動していくことを考えた。

初期条件として、各セルに標高データを与える。また、各セルに与えた砂移動のルールは次の通りである。

- ① 寄せ波時には岸向き、引き波時には沖向きに移動する。
- ② 自身のセルの標高と移動先のセルの標高の差によって砂の移動量が計算され、①の方向に移動する。
- ③ 近傍セルと標高差が大きい（急斜面）の場合では砂は崩れ、標高の高いセルから低いセルへと移動する。

ルール①に関して、BGモデルでは漂砂式を波による砂の移動の計算を寄せ波と引き波それぞれの差分をとってネットの移動量・移動方向を用いて計算を行っていたが、本モデルでは砂の移動量・移動方向の計算は寄せ波と引き波に分けて行うこととした。これは、寄せ波による砂の移動で後浜や平坦面に打ち上げられたものに関しては引き波作用を受けにくいという現地で見られる現象を再現するためである。具体的には、**図 3.3.1** に示すようにあるセルに注目し、寄せ波時にはまず岸向きに運ばれる砂の量 V^+ を計算し、それを波の進行方向に移動させる。引き波時にはこれと逆に V^- を計算し、沖側に移動させる。

ルール②について、隣接するセルの地盤差が大きい場合、重力作用によって、地盤高の高い方から低い方へと砂が移動することを考慮した。その移動量は標高差（勾配）の大きさに比例する。

ルール③は、セル内の標高を示す値がバーム高 h_R より高い場合や、波による移動限界水深 h_C より深い場合、砂は移動せずとその場にとどまるとした。ただし、地盤差が高くなると（勾配が急になると）ルール②によって砂は低地へ向かって移動する。①、②の移動量は後述する計算式によって移動量が計算される。

砂の駆動力となる波の条件について、次のような考え方を採用した。暴波浪時や季節変動などを除いた長期の地形変化を予測対象とすることを基本として、現地の代表波は通年のエネルギー平均波を用いる。ただし、高波浪による短期変動では代表波を個別に設定する。また、地形の安定化機構として、BGモデルと同様に平衡勾配概念を用いる。

また、**図 3.3.2** のように砂の移動先が4セルにまたがる場合、それぞれのセルには面積比に応じた量が移動すると考える。既往モデルでは斜め移動する場合、X軸成分とY軸成分に分けて、これをそれぞれ隣接するメッシュへの移動を行っていたが、本手法を採用することで、任意の移動方向を与えて系統的な処理が可能となる。また、この手法を用いることで、移動距離を、セル幅で縛られることなく計算することが可能である。この面積比で配分する考え方は、2次元移流方程式の数値計算法として Colella (1990)⁶⁵⁾ によって提案された CTU スキーム (Corner Transport Upwind Scheme) の考え方 (**図 3.3.3**) と同様である (例えば Durran : 2010⁶⁶⁾)。

図 3.3.4 は計算フローを示す。計算に必要な初期条件として初期地形、境界条件、構造物条件、砂の移動距離、砂の移動量、波向き、波高分布、地形変化の移動高（バーム高、地形変化

の移動限界水深), 計算ステップ数を入力する. その次に, 寄せ波による砂移動を計算する. 各セルでそれぞれの砂の移動量を求めた後, 砂の移動は全セルで一斉に行う. その後, 引き波時の計算を同様に行い, 寄せ波・引き波の作用 1 回を 1step として, これを全体で N step 繰り返す.

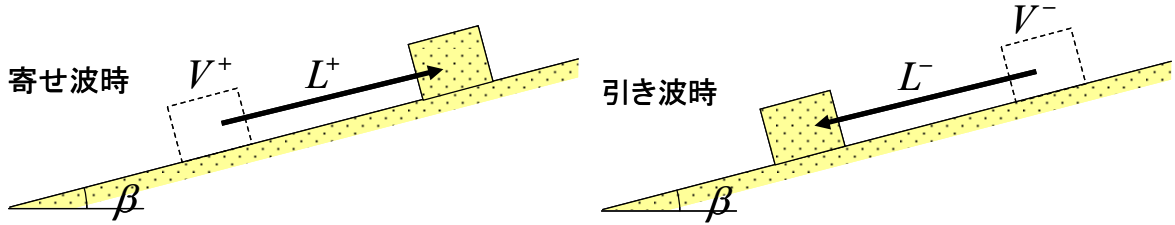


図 3.3.1 砂の移動方法の模式図 (断面)

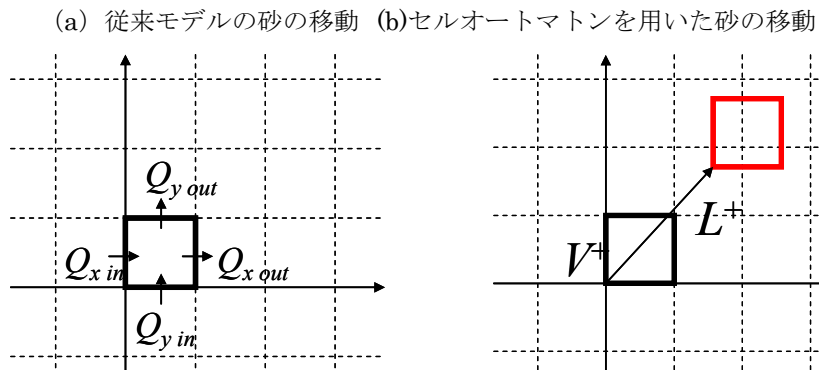


図 3.3.2 砂の移動方法の違い

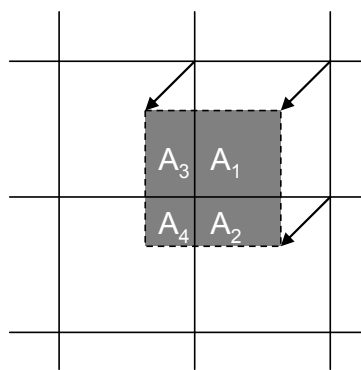


図 3.3.3 CTU スキーム



図 3.3.4 計算フロー

3.4 岸沖漂砂による砂移動の基礎式

式の説明について、まずは理解を容易にするために岸沖方向のみの砂移動を取り扱った断面モデルを説明する。その後、沿岸方向の砂移動を考慮した平面モデルを説明する。

まず、砂の移動量については、Bagnold (1963)⁶¹⁾による一方向流れに対する掃流砂式を海底勾配に関して線型近似した Bowen (1980)⁶²⁾の漂砂式を念頭に置き、寄せ波時の移動量 V^+ と引き波時の移動量 V^- に分けて与えた (式(3.4.1), (3.4.2))。

$$V^+ = V_0 \left(1 - \frac{\tan \beta_i}{\tan \phi} \right) \quad (3.4.1)$$

$$V^- = b \cdot V_0 \left(1 + \frac{\tan \beta_i}{\tan \phi} \right) \quad (3.4.2)$$

ここに、 $\tan \beta_i$: 波の進行方向の局所勾配 (寄せ波: $\frac{\partial Z}{\partial x}$, 引き波: $-\frac{\partial Z}{\partial x}$), V_0 : 平坦面上 ($\tan \beta_i = 0$) での砂の移動量, b : 平坦面上での寄せ波時に対する引き波時の砂移動量の比 ($0 < b < 1$), $\tan \phi$:

安息勾配 (1/2) である。砂の移動方向は流れの方向と同一とする。式(3.4.1),(3.4.2)では、安息勾配に対する局所勾配の比が漂砂量を定める上で決定的な役割を果たす。図 3.4.3 に示すように、傾斜がある場合、重力作用を考慮すると水平床での移動量に比べて上り勾配では砂の移動量は小さくなり (式(3.4.1)), 下り勾配では砂の移動量は大きくなる (式(3.4.2))。

寄せ波と引き波による漂砂量が等しいとき、すなわちネットの漂砂量が 0 となったときに平衡勾配となり、地形は安定に至ることから、平衡勾配のときでは、

$$V = V^+ + (-V^-) = 0 \quad (3.4.3)$$

を得る。式(3.4.3)に式(3.4.1), (3.4.2)を代入し、平衡状態における $\tan\beta_i = \tan\beta_c$ の関係を利用して平衡勾配 $\tan\beta_c$ について解くと式(3.4.4)が得られる。

$$\tan \beta_c = \left(\frac{1-b}{1+b} \right) \cdot \tan \phi \quad (3.4.4)$$

b を寄せ波と引き波のエネルギー損失量の比率 c とすれば、式(4)は Inman and Bagnold (1963)⁶³⁾ によって誘導された平衡勾配の式に等しい。Inman and Bagnold が述べたように、 b は波作用の非対称性の度合いとして 0~1 の値をとる。寄せ波と引き波の作用が等しい場合($b=1$), 平衡勾配は 0 となる。また寄せ波と引き波の作用の非対称性が強いほど (b が小さいほど) 平衡勾配は急勾配となる。極限状態として引き波の作用が 0 で、寄せ波の作用のみ($c=0$)の場合、平衡勾配は安息勾配 $\tan \phi$ となる。また、式(3.4.4)を b について解くと式(3.4.5)となる。

$$b = \frac{\tan \phi - \tan \beta_c}{\tan \phi + \tan \beta_c} \quad (3.4.5)$$

数値計算では、従来の BG モデルと同様に平衡勾配を入力することとし、式(3.4.5)より b を算出して計算に用いる。式(3.4.1), (3.4.2)の局所勾配 $\tan\beta_i$ の計算は、着目セルの地盤高 Z_1 と下手側 (寄せ波時は岸側, 引き波時は沖側) の隣接セルの標高 Z_2 の差分をセル間隔 Δx で割ることにより、 $\tan\beta_i = (Z_2 - Z_1) / \Delta x$ より算出する。また、安息勾配以上の急斜面では砂が上れない (移動量=0)。さらに、バーム高 h_R より標高が高い場合、もしくは波による地形変化の限界水深 (h_c) 以深では砂の移動量を 0 とする。以上のルールをモデル化した。

3.5 岸沖・沿岸漂砂による砂移動の基礎式

図 3.5.1 に平面モデルの模式図を示す。沖から岸向きに x 軸, 沿岸方向に y 軸を定め、鉛直方向に地盤高 Z を取ると砂移動の基礎式は次のように与えられる。

$$V^+ = \sqrt{(V_x^+)^2 + (V_y^+)^2} \quad (3.5.1)$$

$$V_x^+ = V_0 \left(\cos \theta_w^+ - \frac{\partial Z / \partial x}{\tan \phi} \right) \quad (3.5.2)$$

$$V_y^+ = V_0 \left(\sin \theta_w^+ - \frac{\partial Z / \partial y}{\tan \phi} \right) \quad (3.5.3)$$

$$V^- = \sqrt{(V_x^-)^2 + (V_y^-)^2} \quad (3.5.4)$$

$$V_x^- = b \cdot V_0 \left(\cos \theta_w^- - \frac{\partial Z / \partial x}{\tan \phi} \right) \quad (3.5.5)$$

$$V_y^- = b \cdot V_0 \left(\sin \theta_w^- - \frac{\partial Z / \partial y}{\tan \phi} \right) \quad (3.5.6)$$

$$\theta_w^- = \theta_w^+ + \pi \quad (3.5.7)$$

$$b = \frac{\tan \phi - \tan \beta_c}{\tan \phi + \tan \beta_c} \quad (3.5.8)$$

ここに、 V^+ は寄せ波時の砂の移動量、 (V_x^+, V_y^+) は寄せ波時の砂移動ベクトル、 θ_w^+ は寄せ波の波向、 V^- は引き波時の砂の移動量、 (V_x^-, V_y^-) は引き波時の砂移動ベクトルである。汀線に対して直角方向に波が入射する場合には、砂の移動方向＝波の入射方向であるが、**図 3.5.1** に示すように、地形勾配に対して波の入射角度が大きい場合、重力作用を受けて砂の移動方向がずれる。 θ_w は引き波の波向であるが、引き波は寄せ波の方向と反転する方向に進むと仮定する（式**(3.5.7)**）。波向きは構造物の影響による回折波の計算を方向分散法で予め行っておいた結果を各セルに入れ、全セルで波向きがそれぞれ異なる。 b は平坦面上での寄せ波時に対する引き波時の砂移動量の比（ $0 < b < 1$ ）、 $\tan \phi$ は安息勾配（1/2）、 $\tan \beta_c$ は平衡勾配である。寄せ波時と引き波時の砂の移動方向 θ_v^+ 、 θ_v^- は次式により計算される。

$$\theta_v^+ = \tan^{-1}(V_y^+ / V_x^+) \quad (3.5.9)$$

$$\theta_v^- = \tan^{-1}(V_y^- / V_x^-) \quad (3.5.10)$$

以上で砂の移動量 V^+ および移動方向 θ_v^+ を求める式**(3.5.1)**、**(3.5.9)**は、大きさが移動量、向きが移動方向を示す移動量ベクトル (V_x^+, V_y^+) が、Bagnold (1963)⁶¹⁾ による一方向流れに対する掃流砂式を海底勾配に関して線型近似した Bailard and Inman (1981)⁶⁴⁾ の漂砂フラックス式と同型になるように与えている。引き波時の式**(3.5.4)**、**(3.5.10)**も同様である。水平床であれば寄せ波の進む方向に V_0 が移動するが、斜面であれば重力による斜面下向きの作用による分、移動量と移動方向が変化するという意味を持つ。これらを用いて寄せ波時の各セルの砂の移動量 V^+ と移動方向 θ_v^+ を毎 step 計算する。引き波時も同様に扱う。

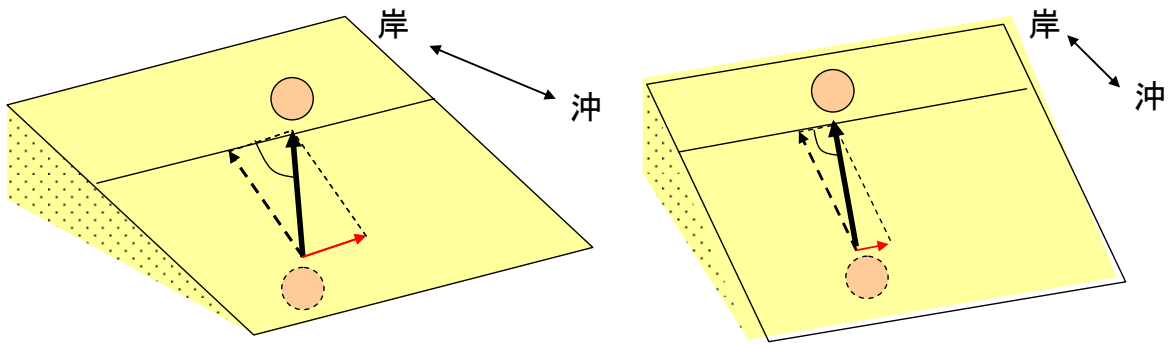


図 3.5.1 斜め入射する場合の砂の移動方向

3.6 寄せ波と引き波の移動方向角度にズレが生じる場合の漂砂式

3.5 章で述べた計算式は、波向が沿岸方向に一樣な場合、かつ式(2.4.7)で示したように引き波が寄せ波に対して反転する方向に進むとした場合に適用される。汀線の法線角度に対して波が斜めから作用する場合、図 3.6.1 に示すように、砂は汀線に沿ってジグザグに移動し、寄せ波の方向と引き波の方向の角度にズレが生じることがしばしば観察される。さらに、図 3.6.2 のように波が構造物の影響により回折波で波向が左右対称となるような場合、本モデルのように沿岸方向成分と岸沖方向成分で漂砂量を分けずに直接砂を移動方向に移動させる方式では、中央 1 列のセルに注目すると、寄せ波による移動方向と引き波による移動方向がどちらも沿岸方向の成分を含まないために、中央 1 列の砂は沿岸方向には移動しないこととなる。これは、砂の移動方向を各セルの上で局所勾配の算定方法がセルの左右および前後のセルの値を用いていることによる。

そこで、式(3.5.2)～(3.5.3)および式(3.5.5)～(3.5.6)の砂移動の計算において、下記のように、砂移動を、波作用による成分（以下、移流項）と、重力作用による成分（以下、拡散項）とに分離して別々に計算することにした。具体的には、寄せ波について言えば、式(3.5.2)と(3.5.3)のカッコ内の第一項を移流項、第二項を拡散項と呼び、移流項のみ 3.5 章で述べた方式で計算し、拡散項（下記の式(3.6.1)と(3.6.2)については次のように計算する。拡散項は着目セルのセルの中心で定義せずに、図 3.6.3 に示すように、BG モデルの数値計算に用いられているスタaggerドメッシュ上の漂砂フラックスの定義と同様に、着目セルを囲む 4 辺の各辺上で定義し、各辺を直角に横切る砂移動量を拡散項による砂移動量と定義する。このとき、着目する辺における拡散項による砂移動量は、その辺に直交して隣接する 2 つのセルの標高差をメッシュ幅で割って求めた地形勾配より計算する。得られた移動量の分だけ、着目辺に接する 2 セルのうち漂砂上手側（標高の高い側）のセルから下手側（標高の低い側）のセルに、砂を移動させる。この方式によれば、着目セルから（あるいは着目セルへの）拡散項による砂移動は、波向がセルの配置方向に対して斜めに入射する場合であっても、着目セルの上下・左右に隣接するセルとの間のみに限られ、移流項による砂移動のように斜め方向（斜め入射時の波向方向）に位置するセルへの直接の砂移動は行われぬ。計算は、寄せ波時・引き波時の各時間ステップにおいて、まず移流項による砂移動量を計算して全セルの砂を移動させた後、上述の方式で拡散項による砂移動を全セルに対して行う。

$$V_{x(i,j)} = V_0 \frac{\partial Z / \partial x}{\tan \phi} \quad (3.6.1)$$

$$V_{y(i,j)} = V_0 \frac{\partial Z / \partial y}{\tan \phi} \quad (3.6.2)$$

このように、波による計算と拡散の計算を分けて計算を行った。

また、波作用による砂移動の計算（移流項）では、寄せ波と引き波の移動方向をずらす方法を採用し、引き波時には地形勾配に沿って砂が移動することとした。これによって寄せ波時には波向き方向、引き波時には斜面下向方向に移動する。

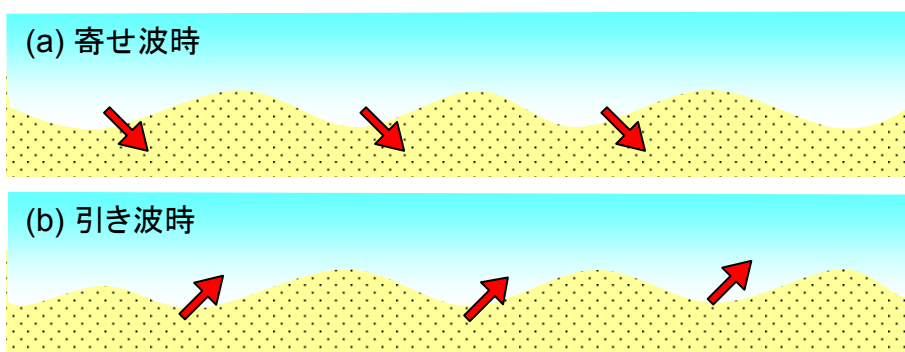


図 3.6.1 寄せ波時・引き波時の砂移動方向

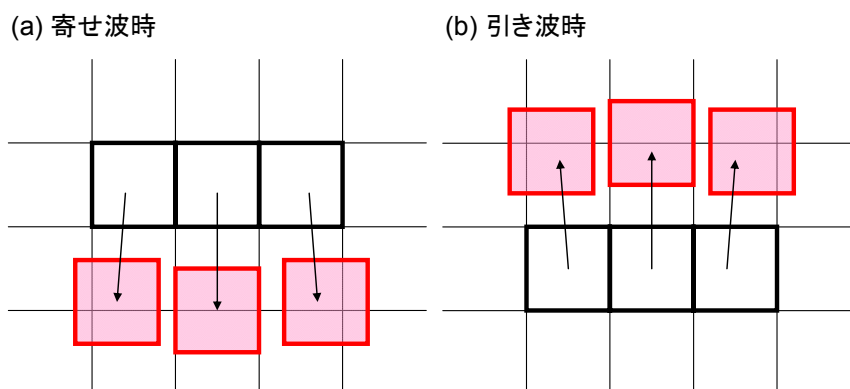


図 3.6.2 寄せ波・引き波時における波向きと砂移動の関係

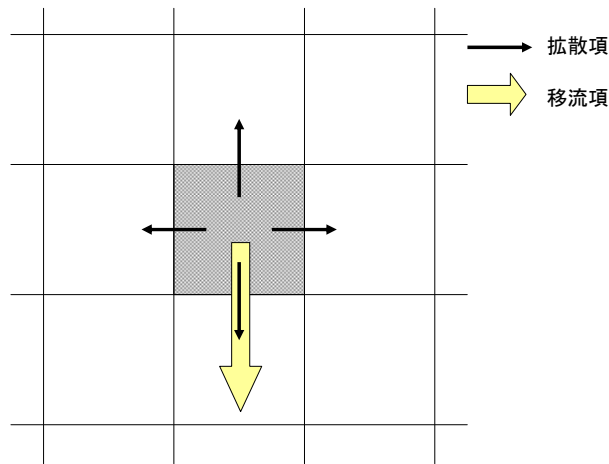


図 3.6.3 波の作用による砂の移動と拡散作用による砂の移動

3.7 漂砂量 Q と砂の移動量 V_0 の関係

砂の移動方向に x 軸を取ったとき、1次元問題での漂砂量 q と砂の移動量 V 、砂の移動距離 L の関係は図 3.7.1 に示すようになる。セルオートマトン法では、計算領域を幅 Δx のセルに分割し、各セルから体積 V の土砂を取り出し、それを砂の移動距離 L だけ先のセルに移動させるという操作を時間ステップ Δt ごとに繰り返す。したがってある断面を通過する砂の量は、その断面から上手側 L の範囲にあるメッシュ、すなわち $L/\Delta x$ 個のメッシュから運ばれてくる砂の総量なので、 $V \times L/\Delta x$ と表せる。一方、単位時間あたりの漂砂量を q とすれば、 Δt 時間での漂砂量は $q\Delta t$ と表されるので、両者の等値関係から式(3.7.1)が得られる。

$$q = \frac{VL}{\Delta x \Delta t} \quad (3.7.1)$$

平面 2 次元計算の場合には、計算領域を Δx 、 Δy のセルに分割し、各セルにおいて上記と同様な手法で砂を移動させる。この場合、漂砂フラックス $\vec{q} = (q_x, q_y)$ と、砂の移動量 V 、砂の移動距離 L の関係は次式となる。

$$\vec{q} = \frac{VL}{\Delta x \Delta y \Delta t} \vec{e}_q \quad (3.7.2)$$

ここに、 \vec{e}_q は砂の移動方向の単位ベクトルである。また、漂砂量（漂砂フラックスの絶対値）は式(3.7.3)で与えられる。

$$|\vec{q}| = \frac{VL}{\Delta x \Delta y \Delta t} \quad (3.7.3)$$

式(3.7.2), (3.7.3)が本研究のセルオートマトン法の変数と, 漂砂フラックス式との関係を示す. また, 単位面積当たりの砂の移動量を \hat{V} , 単位時間当たりの砂の移動距離を \hat{L} とすれば $\hat{V}=V/(\Delta x \Delta y)$, $\hat{L}=L/\Delta t$ と表せるから式(3.7.2), (3.7.3)は式(3.7.4), (3.7.5)となる.

$$\vec{q} = \hat{V} \hat{L} \vec{e}_q \quad (3.7.4)$$

$$|\vec{q}| = \hat{V} \hat{L} \quad (3.7.5)$$

式(3.7.4), (3.7.5)は離散化パラメータ (Δx , Δy , Δt) を用いない解析的な表示式となる.

一方, 遠藤ら⁴⁶⁾²⁴⁾が示したセルオートマトン法を応用したモデルでは, 砂の移動量 V が波浪エネルギー (および時間) と結び付けられていないことから, 本研究では, 遠藤らの式を展開し, 芹沢らの漂砂式との関係を調べることにより, V を波浪エネルギーなどの物理パラメータ (および時間) と関係付けた. 遠藤ら²⁴⁾は, V および L を次式で与えた. ただし, 式の表記はBGモデルの漂砂フラックス式と比較するためベクトル表記としている.

$$V^+ = |\vec{V}^+| \quad (3.7.6)$$

$$\vec{V}^+ = V_0 \left(\vec{e}_w^+ - \frac{\nabla Z}{\tan \phi} \right) \quad (3.7.7)$$

$$V^- = |\vec{V}^-| \quad (3.7.8)$$

$$\vec{V}^- = b \cdot V_0 \left(\vec{e}_w^- - \frac{\nabla Z}{\tan \phi} \right) \quad (3.7.9)$$

$$\vec{e}_w^- = -\vec{e}_w^+ \quad (3.7.10)$$

$$b = \frac{\tan \phi - \tan \beta_c}{\tan \phi + \tan \beta_c} \quad (3.7.11)$$

$$L^+ = L = L_0 \quad (3.7.12)$$

ここに, V^+ は寄せ波時の砂の移動量, $\vec{V}^+ = (V_x^+, V_y^+)$ は寄せ波時の砂移動ベクトル, $\vec{e}_w^+ = (\cos \theta_w^+, \sin \theta_w^+)$ は寄せ波の波向 θ_w^+ の単位ベクトル, V^- は引き波時の砂の移動量, $\vec{V}^- = (V_x^-, V_y^-)$ は引き波時の砂移動ベクトル, $\vec{e}_w^- = (\cos \theta_w^-, \sin \theta_w^-)$ は引き波の波向 θ_w^- の単位ベクトルであり, 引き波は, 寄せ波の波向が反転した方向 ($\theta_w^- = \theta_w^+ + 180^\circ$) に進むと仮定している (式(3.7.10)). b は平坦面上での寄せ波時に対する引き波時の砂移動量の比 ($0 < b < 1$), $\tan \phi$ は安息勾配, $\tan \beta_c$ は

平衡勾配である。 L^+ , L^- は寄せ波・引き波時の砂の移動距離であるが、式 (3.7.12) のように一定値 L_0 で与えるとしている。

以上に示した遠藤らの基礎式から導かれた式を BG モデルの漂砂フラックス式と関連付けた。幅 Δx , Δy を有する各セルに、セルオートマトンの操作を 1 サイクル分 (寄せ波・引き波の 1 サイクル分：作用時間 Δt) 行ったとする。このとき、式(3.7.3)より寄せ波・引き波時の漂砂フラックス \vec{q}^+ , \vec{q}^- (Δt で時間平均したフラックス) は、式(3.7.13), (3.7.14) と書ける。

$$\vec{q}^+ = \frac{|V^+| L^+}{\Delta x \Delta y \Delta t} \frac{\vec{V}^+}{|V^+|} = \frac{L^+}{\Delta x \Delta y \Delta t} \vec{V}^+ \quad (3.7.13)$$

$$\vec{q}^- = \frac{|V^-| L^-}{\Delta x \Delta y \Delta t} \frac{\vec{V}^-}{|V^-|} = \frac{L^-}{\Delta x \Delta y \Delta t} \vec{V}^- \quad (3.7.14)$$

式(3.7.13), (3.7.14)に式(3.7.7), (3.7.9), (3.7.12)を代入し、式(3.7.10), (3.7.11)を用いると、ネットの漂砂フラックス \vec{q} は式 (3.7.15) となる。ただし、 $\vec{e}_w^+ = \vec{e}_w^-$ (波向の単位ベクトル) と表記を改めている。

$$\vec{q} = \vec{q}^+ + \vec{q}^- = \frac{G}{\tan \beta_c} \left[\tan \beta_c \vec{e}_w - \nabla Z \right] \quad (3.7.15)$$

$$G = \frac{2 V_0 L_0 \tan \beta_c}{(\tan \phi + \tan \beta_c) \Delta x \Delta y \Delta t} \quad (3.7.16)$$

式(3.7.15)は、次の芹沢ら(2006)¹⁷⁾の BG モデルの漂砂フラックス式 (式(3.7.17)~(3.7.19)) と同形である。

$$\vec{q} = \frac{G_{BG}}{\tan \beta_c} \left[\tan \beta_c \vec{e}_w - \nabla Z \right] \quad (3.7.17)$$

$$G_{BG} = C_0 K_1 \varepsilon(Z) (ECg)_b \cos^2 \alpha_b \tan \beta_c \quad (3.7.18)$$

$$C_0 = \frac{1}{(\rho_s - \rho)g(1-p)} \quad (3.7.19)$$

ここに、 \vec{q} : 波による漂砂量フラックス, $\tan \beta_c$: 平衡勾配, \vec{e}_w : 碎波点における波向の単位ベクトル, $\nabla Z = (\partial Z / \partial x, \partial Z / \partial y, \dots)$: 地形の勾配ベクトル, C_0 : 水中重量表示から体積表示への換算係数, K_1 : 沿岸漂砂量係数, $\varepsilon(z)$: 漂砂量の水深方向分布, $(ECg)_b$: 波のエネルギーフラックス, α : 碎波角, ρ_s : 土砂の比重, ρ : 海水の比重, g : 重力, p : 土砂の空隙率である。

式(3.7.16), (3.7.18)の等値関係より, V_0L_0 と波浪エネルギーなどの物理パラメータ (および時間) を関連付ける式(3.7.21)が得られ, L_0 が所与のとき V_0 を求めるための式として式(3.7.22)を得る.

$$G = G_{BG} \quad (3.7.20)$$

$$V_0L_0 = \frac{1}{2}(\tan \phi + \tan \beta_c)C_0K_1\varepsilon(Z)(ECg)_b \cos^2 \alpha_b \Delta x \Delta y \Delta t \quad (3.7.21)$$

$$V_0 = \frac{1}{2}(\tan \phi + \tan \beta_c)C_0K_1\varepsilon(Z)(ECg)_b \cos^2 \alpha_b \frac{\Delta x \Delta y \Delta t}{L_0} \quad (3.7.22)$$

式 (3.7.22) を用いれば, BG モデルと同様に右辺に含まれる物理パラメータ, および $\Delta x, \Delta y, \Delta t, L_0$ を与えると V_0 値を決定できる. この場合, 砕波角 α_b の値が必要になるが, 通常 α_b は 20° 程度以内なので, $\cos \alpha_b \approx 1$ と近似して V_0 値を決定すればよい. このように物理パラメータを反映し, 時間の概念も考慮された計算が可能となる. また, 以上の検討より寄せ波・引き波の作用を合わせた 1 サイクルのネットの漂砂について見たとき, 遠藤ら^{46), 24)}のセルオートマトン法によるモデルの基礎式は, BG モデルの漂砂フラックス式と等価であると言える. ただし, 前者は寄せ波時・引き波時を 2 段階にそれぞれ漂砂式を構築している点が異なる. このような方式とすることによって, 芹沢ら¹⁷⁾の BG モデルでは計算が困難であったバーム背面への土砂が堆積する際の計算が可能となっている²⁴⁾. 本研究では, 寄せ波・引き波時で V_0, L_0 は同じ値を与える方式を基本としているが, バーム背面への土砂が堆積する際の計算のように, 寄せ波・引き波時で値を変える方式も可能である. その場合, 式(3.7.13), (3.7.14), (3.7.21)からわかるように, 寄せ波・引き波時の値は, 式(3.7.23)の関係式を満足するように決めればよい.

$$V_0^+L_0^+ = V_0^-L_0^- = V_0L_0 \quad (3.7.23)$$

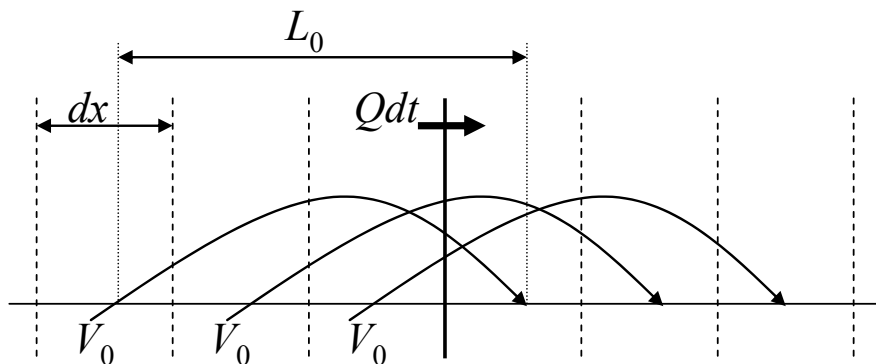


図 3.7.1 漂砂量 Q と移動量 V_0 ・移動距離 L_0 についての模式図

3.8 寄せ波と引き波の波向にズレが生じる場合の漂砂量式

3.7 章で述べた漂砂量 q と砂の移動量 V の関係は, 岸沖方向, すなわち寄せ波の移動方向 θ'

に対して、引き波の移動方向 θ が反転する場合についての関係式であった。一方、3.6 章で述べたような、寄せ波と引き波の波向きにズレが生じる場合の漂砂量式について、導くこととした。芹沢らはこのような波向きにズレが生じる場合について、引き波の方向の特性を示している波向き反転指数 λ を用いて、漂砂量式を解いている。図 3.8.1 に示すように、 $\lambda=0$ のときは寄せ波の方向が 180° 反転して進み、 $\lambda=1/2$ のときでは引き波は汀線と直角に沖に進む。 $\lambda=1$ のときは汀線を直立壁とする反射波のように入射波向の鏡像方向に進む。そこで本章では 3.7 章と同様に芹沢らの漂砂量式と結び付けて、 V_0 と q の関係式を λ を用いて展開する。まず、芹沢ら同様に \vec{e}_w^- について、次のようにおく。

$$\vec{e}_w^- = -\cos \varphi \vec{e}_w^+ + \sin \varphi \vec{e}_\eta^+ \quad (3.8.1)$$

$$\varphi = 2\lambda\alpha_b \quad (3.8.2)$$

次に、式(3.7.15)、(3.7.16)を展開する。式(3.7.6)～(3.7.9)、(3.7.11)～(3.7.14)より、

$$\vec{q} = \vec{q}^+ + \vec{q}^- = A \left[\frac{\tan \phi + \tan \beta_c}{2} \vec{e}_w^+ + \frac{\tan \phi - \tan \beta_c}{2} \vec{e}_w^- - \nabla Z \right] \quad (3.8.3)$$

$$A = \frac{2V_0L_0}{(\tan \phi + \tan \beta_c)\Delta x \Delta y \Delta t} \quad (3.8.4)$$

となる。式(3.8.1)、(3.8.2)を式(3.8.3)に代入すると、

$$\vec{q} = A \left[B_w \vec{e}_w^- + B_\eta \vec{e}_\eta^- - \nabla Z \right] \quad (3.8.5)$$

$$B_w = \sin^2(\lambda\alpha_b) \tan \phi + \cos^2(\lambda\alpha_b) \tan \beta_c \quad (3.8.6)$$

$$B_\eta = \sin(\lambda\alpha_b) \cos(\lambda\alpha_b) (\tan \phi - \tan \beta_c) \quad (3.8.7)$$

を得る。碎波角度 α_b が微小であるとして、 $\cos \alpha_b \approx 1$ とすると、

$$\vec{q} = A \left[\tan \beta_c \vec{e}_w^- - \nabla Z + \vec{C}_\lambda \right] \quad (3.8.8)$$

$$A = C_0 \frac{K_1 \Phi}{\{\tan \beta_c + \lambda(\tan \phi - \tan \beta_c)\}} \quad (3.8.9)$$

となる。ここで、芹沢らの波向きにズレが生じる場合の漂砂量式を示す。

$$\bar{q} = A_{BG} [\tan \beta_c \bar{e}_w - \nabla \bar{Z} + \bar{C}_\lambda] \quad (3.8.10)$$

$$A_{BG} = C_0 \frac{K_1 \Phi}{\{\tan \beta_c + \lambda(\tan \phi - \tan \beta_c)\}} \quad (3.8.11)$$

$$\bar{C}_\lambda = \lambda(\tan \phi - \tan \beta_c) \sin \alpha_b \bar{e}_\eta \quad (3.8.12)$$

$$\Phi = \varepsilon(Z)(ECg)_b \cos^2 \alpha_b \quad (3.8.13)$$

このように、式(3.8.8)と(3.8.10)は同形であるため、 A と A_{BG} が等値関係として、

$$V_0 L_0 = \frac{1}{2 \tan \beta_c + \lambda(\tan \phi - \tan \beta_c)} (\tan \phi + \tan \beta_c) \varepsilon(Z)(ECg)_b \cos^2 \alpha_b \Delta x \Delta y \Delta t \quad (3.8.14)$$

$$V_0 = \frac{1}{2 \tan \beta_c + \lambda(\tan \phi - \tan \beta_c)} (\tan \phi + \tan \beta_c) \varepsilon(Z)(ECg)_b \cos^2 \alpha_b \frac{\Delta x \Delta y \Delta t}{L_0} \quad (3.8.15)$$

ここで、 λ を 0 として、引き波が寄せ波から反転して進む角度とすると、式(3.8.15)は式(3.7.22)と同形となる。このように、寄せ波と引き波の波向にズレが生じる場合についても、砂の移動量 V_0 は波エネルギーなどの外力の物理パラメータから求められるように式を導出した。

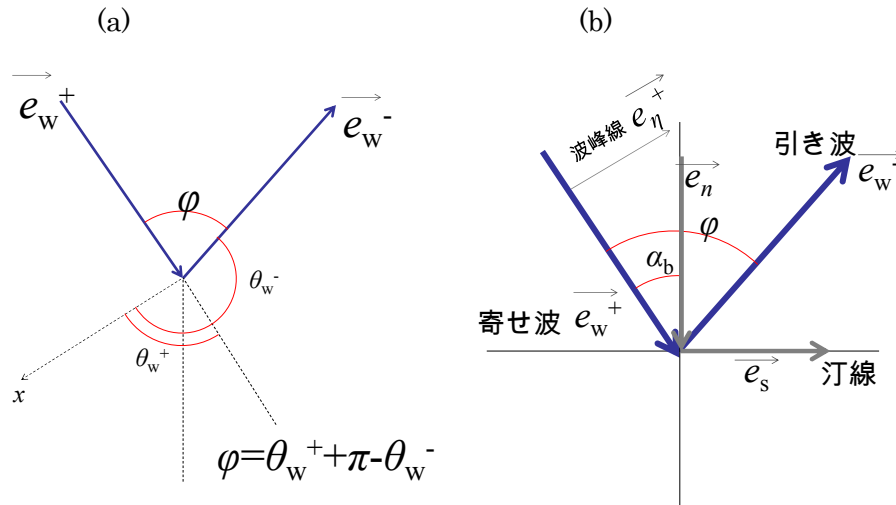


図 3.8.1 波向きと波向反転指数 λ の関係 (引用元：芹沢ら，2006⁵³⁾)

3.9 移動距離 L_0 と波の関係

砂の移動距離 L_0 について、後述の数値計算では便宜的にセル幅あるいはその 3 倍として考えたが、明確な設定方法を示せないのが現状である。ここでは L_0 の目安となる数値の設定方法について、一考察を試みた。図 3.9.1 に示すように、波の 1 周期分の流体運動に伴う水粒子の水平移動距離 ε_0 (波の 1 周期の往復運動によって生じる水粒子の楕円軌跡の水平振幅) に着目する。浅海の条件では水粒子の水平移動距離 ε_0 は式(3.9.1)⁵⁴⁾で与えられ、これを展開すると式(3.9.3)が得られる。

$$\varepsilon_0 = \frac{H}{2} \frac{1}{kh} \quad (3.9.1)$$

$$k = \frac{2\pi}{L} \quad (3.9.2)$$

$$\therefore \varepsilon_0 = \frac{1}{2} \frac{H}{h} \frac{L}{2\pi} = \frac{T}{4\pi} \frac{H}{h} \sqrt{gh} \quad (3.9.3)$$

ここに、 H は波高、 T は波の周期、 L は波長、 h は水深である。さらに碎波点に着目すると碎波/波高水深比 $\gamma=H/h \doteq 0.8$ $h = \frac{H}{\gamma}$ の関係を用いることで、 ε_0 は式(3.9.6)となる。 ε_0 は振幅なので、水粒子の水平移動範囲 R_0 は ε_0 を 2 倍して、式(3.9.7)で与えられる。ただし、 H は碎波波高であり、これはほぼ入射波高に等しい。

$$\varepsilon_0 = \frac{T}{4\pi} \gamma \sqrt{gh} = A \cdot T \sqrt{H} \quad (3.9.4)$$

$$A = \frac{\gamma}{4\pi} \sqrt{\frac{g}{\gamma}} = \frac{1}{4\pi} \sqrt{g\gamma} \doteq 0.2 \quad (3.9.5)$$

$$\therefore \varepsilon_0 = 0.2T \sqrt{H} \quad (3.9.6)$$

$$R_0 = 2\varepsilon_0 = 0.4T \sqrt{H} \quad (3.9.7)$$

ここで、砂の移動距離 L_0 が水粒子の移動範囲 R_0 に等しいと仮定すれば、砂の移動距離 L_0 は式(3.9.7)で与えられる。

$$L_0=R_0=0.4T\sqrt{H} \quad (3.9.7)$$

式(3.9.7)を用いると、例として検見川浜に作用する年間エネルギー平均の波高 $H_{1/3}=0.3\text{m}$ 、周期 $T_{1/3}=3.3\text{sec}$ の波の場合（宇多ら：1994）では、砂の移動距離は約 1m となる。一方、一宮海岸に作用する波高 $H_{1/3}=2\text{m}$ 、周期 $T_{1/3}=7.9\text{sec}$ の波の場合（野志ら：2012）、約 5m となる。ない湾の比較的波の穏やかなところでは小さく、外洋に面して波が大きい場合は大きな値が算出され、1~10m のオーダーの値となる。ただし、この試算は $L_0=R_0$ とする仮定の特性、時間が波の一周期というごく短時間に限定していることなど、物理的根拠に欠ける。また陸上の波の遡上帯には適用できない。波の遡上帯では L_0 は波の打ちあがる距離 LR で与えることとすれば、

$$L_0=LR \doteq h_R \cot \beta \quad (3.9.8)$$

となる。ここに h_R はバーム高、 $\cot \beta$ は前浜勾配の逆数である。この式によれば、例えば $h_R=2\text{m}$ 、

前浜勾配 1/10 ならば $L_0=20\text{m}$ と算出され、上述の水中部の値よりも大きな値となる。いずれにしても L_0 の明確な算定方法は今後の課題とする。

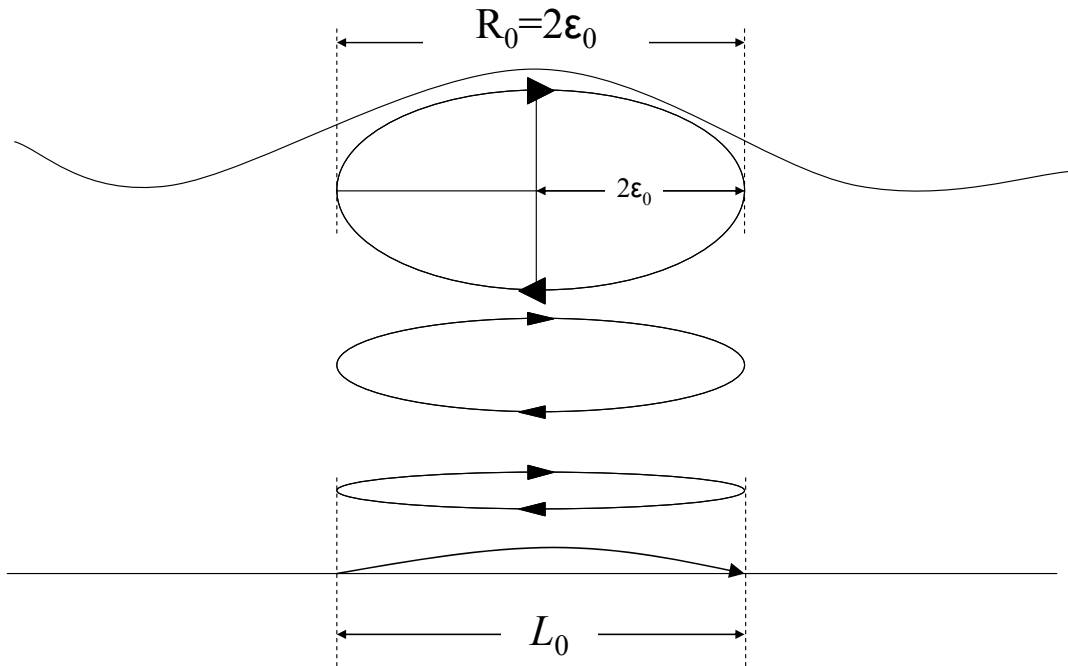


図 3.9.1 移動距離 L_0 と水粒子の関係

3.10 数値計算の方法

(1) 数値計算の方法

計算領域を Δx , Δy の幅をもったセルに分割し、各セルに地盤高 Z を与えた。各セルからの砂の移動量を求めた後に、全部のセルで一斉に砂移動の計算を行う。図 3.10.1 (図を見やすくするために、計算座標系とは別に岸から沖に向かい X 軸を、沿岸方向に Y 軸を定めた。) のように砂の移動先が 4 セルにまたがる場合、それぞれのセルには面積比に応じた量が移動すると考える。また、砂の移動量を決定する際の計算に必要な砂の移動先のセルの高さについても、面積比で地盤高を算出するようにした。計算上のセルの地盤高について、下記のように求めた。

$$Z_i(x, y) = \frac{z(x_1, y_1) \cdot A_1 + z(x_2, y_2) \cdot A_2 + z(x_3, y_3) \cdot A_3 + z(x_4, y_4) \cdot A_4}{\sum A_n} \quad (3.10.1)$$

$Z_i(x, y)$ は図 3.8.2 の赤い四角で囲まれた計算上のセルの高さ、 A_n は面積の割合 ($\sum A=1$)、 $z(x, y)$ は各セルの高さとする。

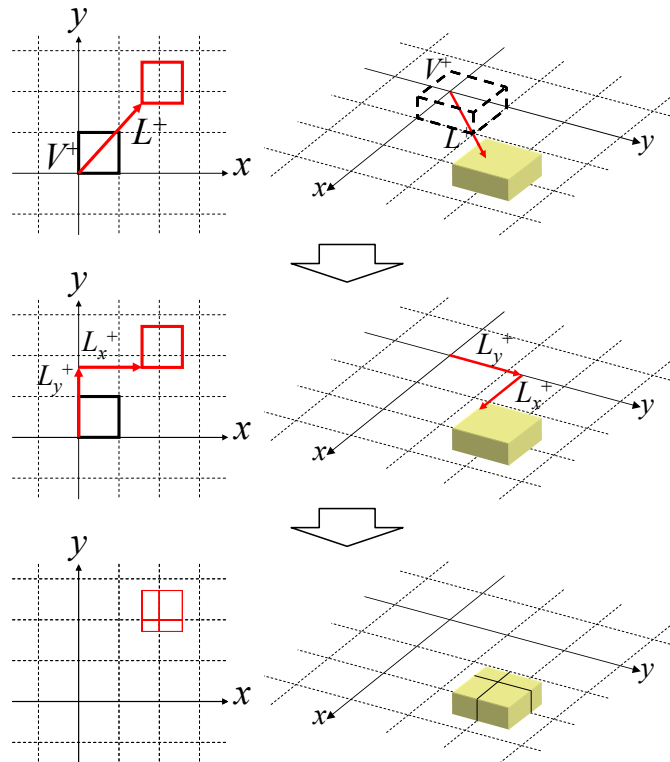


図 3.10.1 セルの分け方の模式図

(2) 構造物の扱い

構造物や境界の扱いについて説明する. 天端高が周囲の砂地盤の高さに比べて十分に高い離岸堤・突堤のように砂の移動が完全に遮断される構造物について, 計算上では, 構造物のあるセルへの砂の移動は起こらない. このためにまずは各セルに対して計算する/しないを計算フラッグによって砂の移動が起こる場合は計算フラッグを 1, 逆の場合は 0 とおくように判断させる. その後, 図 3.10.2 のように計算フラッグが 1 のセルと 0 のセルが混合したような複数のセルにまたがるような場合, 仮想上の図 3.10.2 の赤い四角で囲まれた砂の移動先の計算上のセルの計算フラッグも面積比を用いて算出する方式とした.

$$flag(x, y) = A_1 \cdot flag_1 + A_2 \cdot flag_2 + A_3 \cdot flag_3 + A_4 \cdot flag_4 \quad (3.10.2)$$

$$Z_i(x, y) = \frac{z(x_1, y_1) \cdot A_1 flag_1 + z(x_2, y_2) \cdot A_2 flag_2 + z(x_3, y_3) \cdot A_3 flag_3 + z(x_4, y_4) \cdot A_4 flag_4}{\sum A_n \cdot flag(x, y)} \quad (3.10.3)$$

ここで, $flag(x, y)$ は計算上のセルの計算フラッグ, $flag_n$ は各セルの計算フラッグとする. 式 (3.10.3) のように, 移動先のセルに構造物が含まれる場合, 構造物のセル以外のセルの地盤高さで計算上の赤枠のセルの計算フラッグおよび高さが計算される.

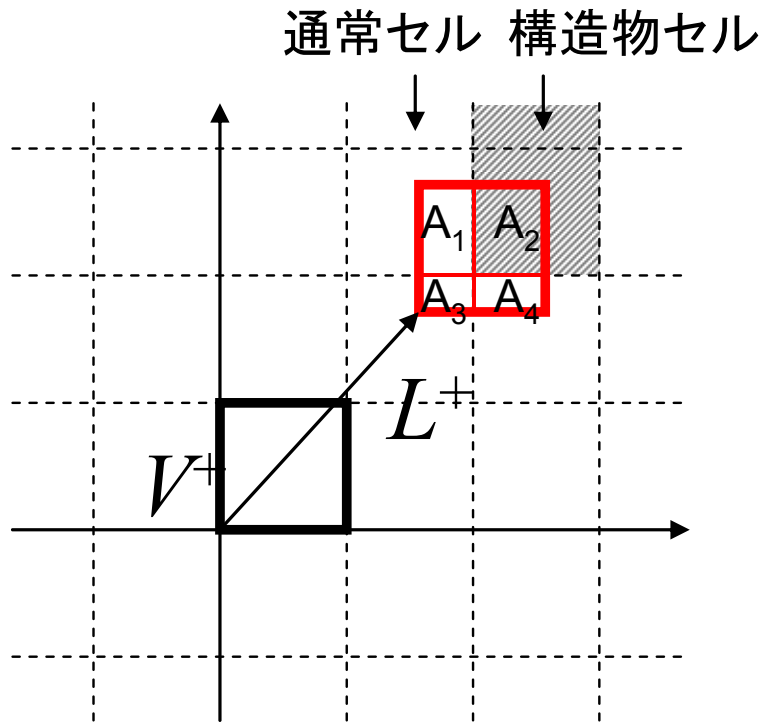


図 3.10.2 計算上の構造物の扱い

(3) 境界条件

計算境界の扱いについて、固定境界のように流入・流出量=0 の場合では計算領域の一個外側のセルを構造物として砂の移動量=0 となるようにした。流入境界の場合、流入量 q_{in} について、流入側から q_{in}/N_{in} (N_{in} =砂の移動範囲にあるセル数) を各セル内に足した。また、流出境界については、計算領域外へと移動する砂量はそのまま流出させた。

(4) 砂の移動方向

防波堤や離岸堤などにおける遮蔽域の地形変化の計算では、方向分散法により各セルの回折係数 K_d および波向 θ_d の分布を求め、各セルに与えた。

$$H_b' = K_d \cdot H_b \quad (3.10.1)$$

$$\theta_w = \theta_d \quad (3.10.2)$$

回折係数 K_d を各セルの h_R , h_C に乗じることで、各セルの移動高を変化させた。

(5) バーム高 h_R , 移動限界水深 h_C の扱い

バーム高 h_R と移動限界水深 h_C 近傍の砂の移動量について、岸向き漂砂によってバーム高さが越えることや、逆に沖向き漂砂によって移動限界水深以深に砂が移動するのを防ぐために、砂の移動量を制限した。

(6) 漂砂の水深方向分布 $\varepsilon(z)$

波による漂砂量は水深によって変化するが、これを規定する漂砂の水深方向分布関数には、宇多・河野⁹⁾の分布関数(式(3.10.5))を与え、セル内に標高によって砂の移動量が変化するよう組み込んだ。

$$\varepsilon(z) = \begin{cases} \frac{2}{h^3} \left(\frac{h_c}{2} - Z \right) (Z + h_c)^2 & \dots\dots\dots (-h_c \leq Z \leq h_r) \\ 0 & \dots\dots\dots (Z < -h_c, h_r < Z) \end{cases} \quad (3.10.6)$$

(6) 安息勾配よりも急斜面を形成した場合の砂の移動量

計算では、波によって侵食され、浜崖ができた箇所および水中に流出して沖に砂が堆積した箇所では局所的に安息勾配よりも急勾配になることがある。しかし、このような場合、実際には重力による崩壊現象が起こる。このような重力による崩壊現象を次のように考慮した。まず、砂の移動方向は次式で求める。

$$V_{ix} = \tan \beta_{ix} \quad (3.10.7)$$

$$V_{iy} = \tan \beta_{iy} \quad (3.10.8)$$

$$\theta_g = \arctan(V_{iy}/V_{ix}) \quad (3.10.9)$$

計算では、波向沿岸方向・岸沖方向の局所勾配を算出後、傾きが一番大きい方向を砂の移動方向と定める。また、重力による崩壊現象での砂の移動量は次式で求める。

$$V_g = V_0 \left(1 - \frac{\tan \beta_i}{\tan \phi} \right) \quad (3.10.10)$$

これらは局所勾配が安息勾配を越えた場合に計算を実行するので、安息勾配との割合で砂の移動量が定まる。また、重力の崩壊現象での砂の移動距離 L_g は単位幅 $\sqrt{\Delta x^2 + \Delta y^2}$ とした。

3.11 モデルの検証

モデルの再現性を確かめるために検見川浜を対象として再現計算を行った。また、従来の計算方法(BGモデル)と同じ条件で計算を行い、計算結果を比較する。全ケースの計算条件を表 3.11.1 に示す。

表 3.11.1 計算条件表

計算ケース	1	2	3	4	5	6
計算対象	仮想海岸				検見川浜 (1990~ 2000)	富津岬 (2011.6~ 2012.6)
初期地形	1~4:1/10の一樣勾配斜面 5:1990年の空中写真より汀線を読み取り、1/20で一樣勾配な地形 6:2011年6月11日のGPSによる測量結果(引用元:黒澤ら, 2012)					
碎波高Hb (m)	1	1	1	1	1.2	0.5
波向きθb (deg)	0	0	5	0	0	17
移動限界水深hC (m)	7.5	7.5	7.5	7.5	4	2
バーム高hR (m)	2.5	2.5	2.5	2.5	1.5	1.1
平衡勾配tanβC	1/8	1/8	1/16	1/16	1/20	1/7
小笹・Bramptonの項の係数K2/K1	1.62	1.62	1.62	1.62	1.62	1.62
計算範囲 (m)	x=0~200, y=0~150	x=0~200, y=0~150	x=0~200, y=0~150	x=0~200, y=0~150	x=0~1500, y=0~500	x=0~300, y=0~300
計算メッシュ (m)	Δx=5, Δy=5	Δx=5, Δy=5	Δx=5, Δy=5	Δx=5, Δy=5	Δx=10, Δy=10	Δx=5, Δy=5
計算時間間隔Δt (hr)	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.01
計算ステップ数	1×10 ⁴	1×10 ⁴	1×10 ⁴	1×10 ⁴	1.8×10 ⁶	0.9×10 ⁶

(1) 直線平行等深線海岸に対して直角入射する場合の海浜変形計算

まず、BG モデルとの岸沖漂砂の対応性を比較するために汀線に対して直線平行等深線海岸に直角に波を作用させた計算を2 ケース行った。

ケース1 では砂の平衡勾配よりも緩勾配の一樣勾配斜面（養浜地形）に対して直角入射させた場合の地形変化について計算した。図 3.11.1 には BG モデルで計算した結果、図 3.11.2 にはセルオートマトン法を用いて計算した結果をそれぞれ示す。初期勾配が平衡勾配よりも緩勾配なため、計算開始直後から徐々に沖側の地形が侵食されて岸向き漂砂が起こり、陸側に堆積しているのがわかる。またバーム高 h_R を上限、波による移動限界水深 h_C を下限とした範囲で地形変化が起こっていることも確認できる。BG モデル、セルオートマトン法による計算の結果をそれぞれ比較してみると、地形変化の過程の各ステップの変化および最終安定形状の地形がほとんど差がないことがわかる。

ケース2 では砂の平衡勾配よりも急勾配の一樣勾配の斜面（養浜地形）に対して、直角入射で波を作用させた場合について計算を行った。図 3.11.3 には BG モデルで計算した結果、図 3.11.4 にはセルオートマトン法を用いて計算した結果をそれぞれ示す。ケース2 では初期地形が砂の平衡勾配よりも急斜面のため沖向き漂砂が生じて、岸側の砂が波の作用によって沖向きに運ばれ、岸側が侵食され、沖側が堆積している。また、陸側の侵食域では、地形変化直後から陸上部では浜崖が形成されていることがわかる。

このように、岸沖漂砂による海浜変形の計算に関して、BG モデルと比較して同等の結果が得られることが示された。

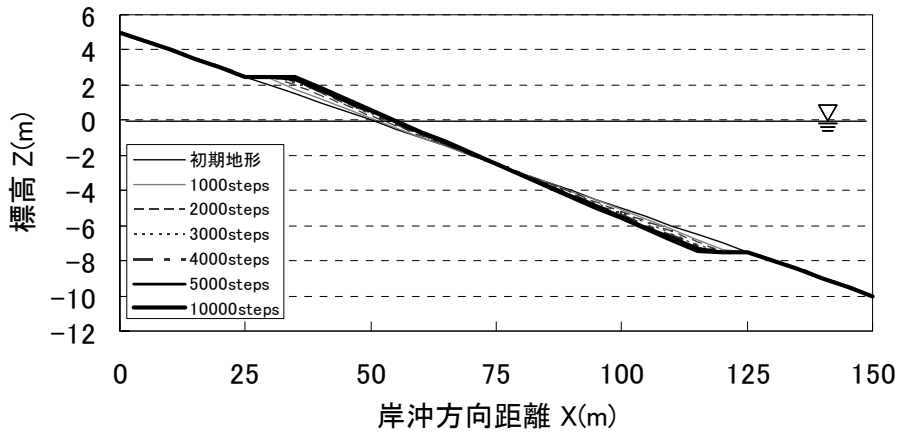


図 3.11.1 ケース 1 の BG モデルによる計算結果

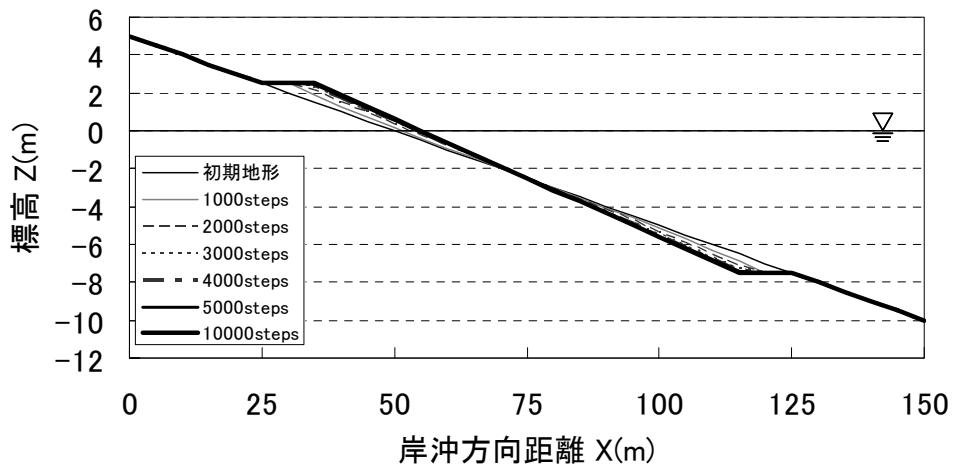


図 3.11.2 ケース 1 のセルオートマトン法による計算結果

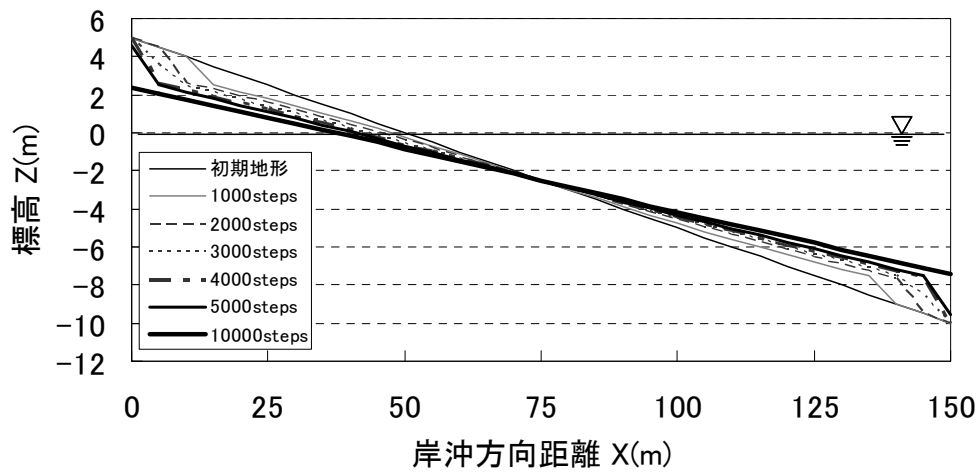


図 3.11.3 ケース 2 の BG モデルによる計算結果

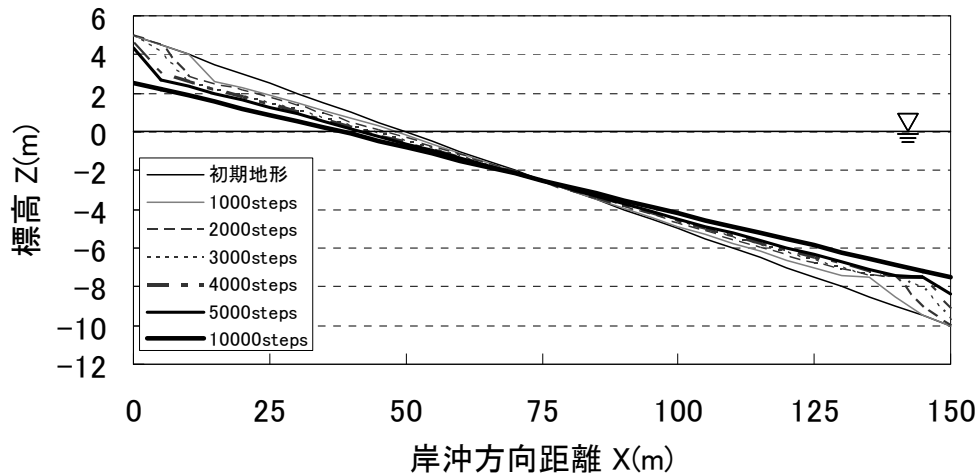


図 3.11.4 ケース 2 のセルオートマトン法による計算結果

(2) 直線平行等深線海岸に対して波が斜め入射する場合の海浜変形計算

ケース 3 は沿岸漂砂による海浜変形について BG モデルとの対応性をみるために、一様勾配斜面に波が斜め入射 ($\theta=5^\circ$) させた場合の海浜変形を計算した。漂砂上手側の計算境界からは砂が自由に流入してくる条件とし、下手側の計算境界からは流入量と同量の砂が流出していく条件とした。波が斜め入射することで沿岸漂砂が発生して、右岸側から左岸側に向かって砂が運ばれる。BG モデルを用いて計算した結果を図 3.11.5 に示す。地形変化が微小なため、初期と計算最終ステップの結果を比較したものを図 3.11.6 に示した。1000steps, 2000steps と漂砂上手側では堆積、下手側では侵食が進むという海浜変形が起こっている。また、セルオートマトン法を用いて計算した結果を図 3.11.7, 3.11.8 に示す。BG モデルによる結果と同様の地形変化が計算されている。

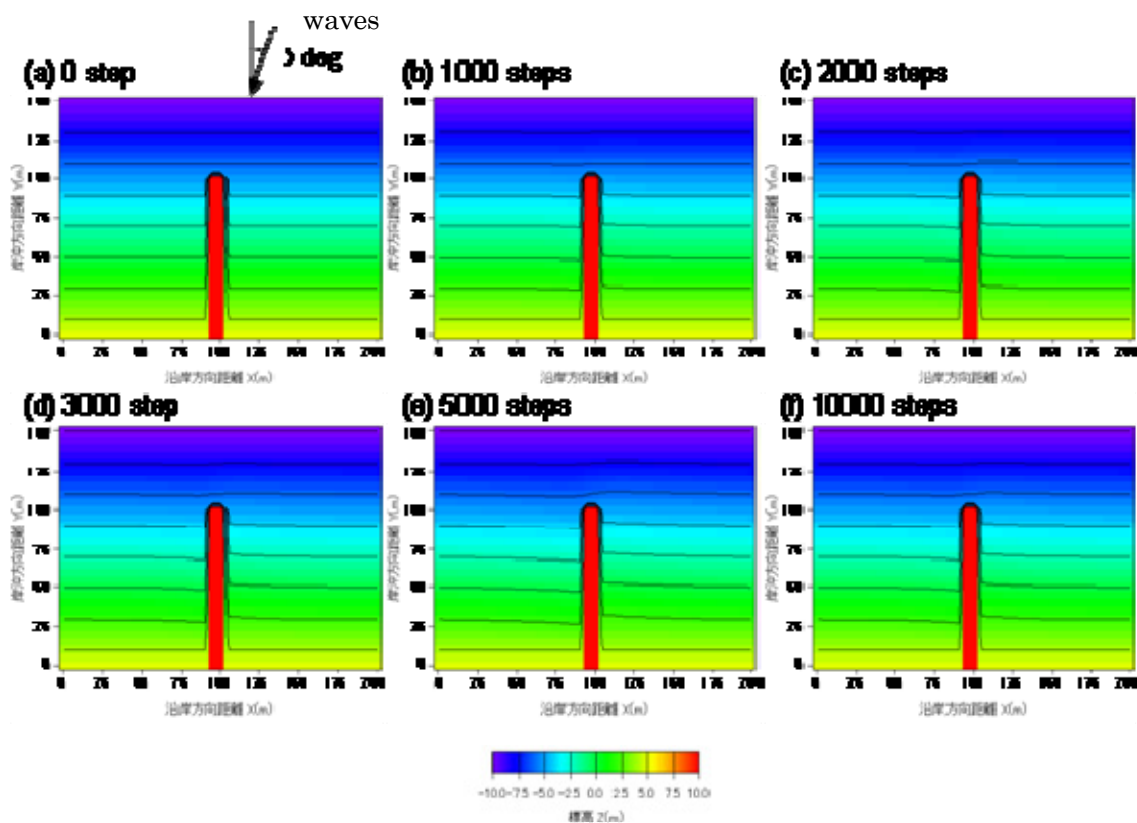


図 3.11.5 ケース 3 の BG モデルによる計算結果

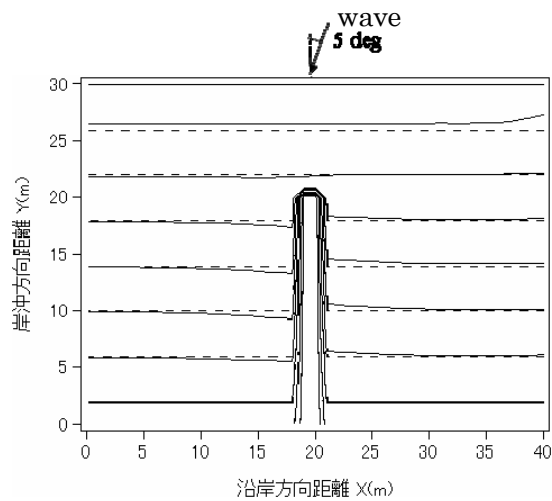


図 3.11.6 ケース 3 の BG モデルによる計算結果（初期と 10,000steps の比較）

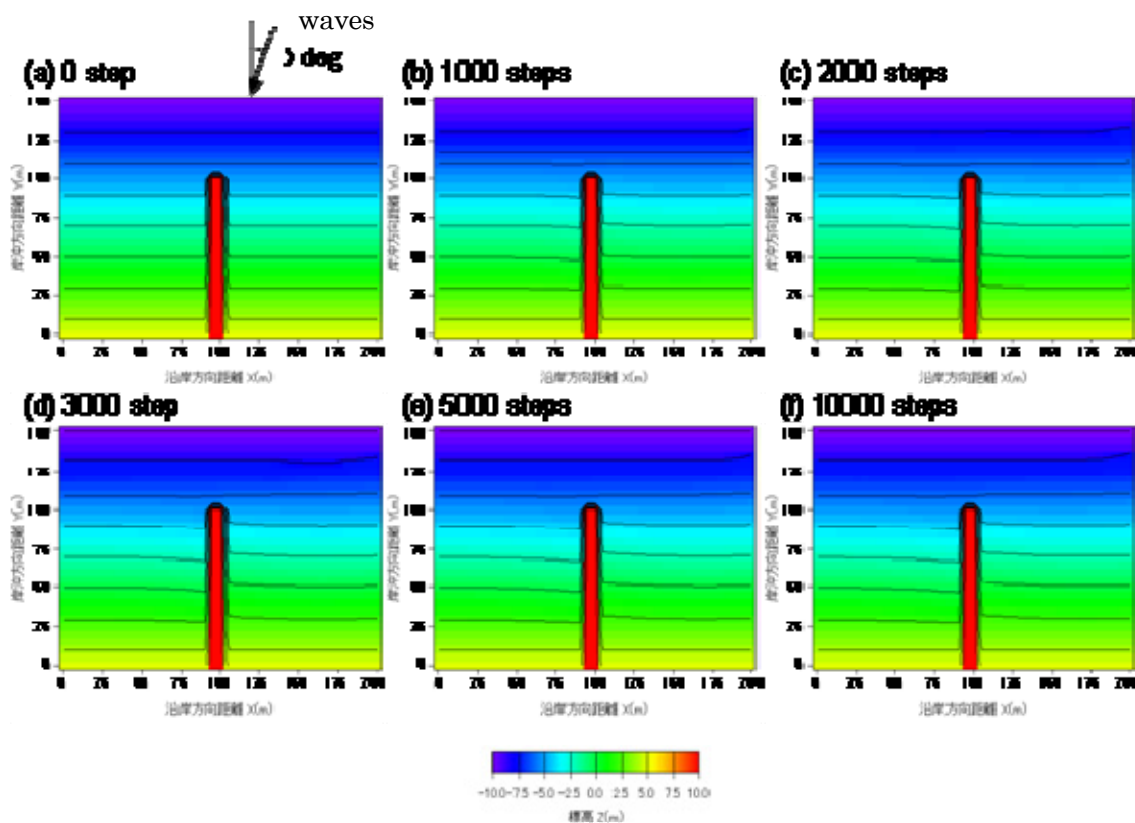


図 3.11.7 ケース 3 のセルオートマトン法による計算結果

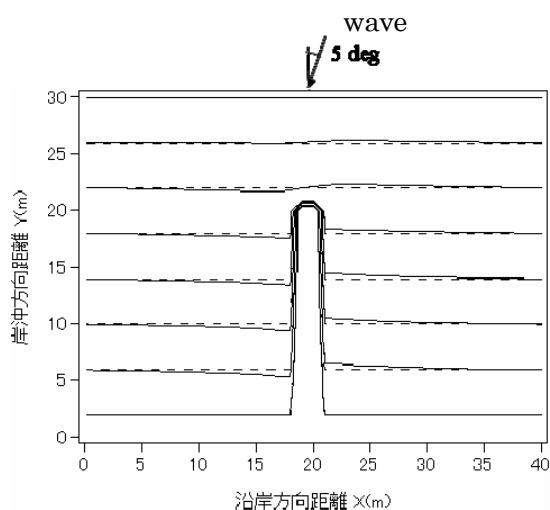


図 3.11.8 ケース 3 のセルオートマトン法による計算結果（初期と 10,000steps の比較）

(3) 離岸堤を建設した直線平行等深線海岸に波が直角入射する場合の海浜変形計算

ケース 4 では、離岸堤は遮蔽域が形成された場合の海浜変形について計算を行った。BG モデルによる計算結果を図 3.11.7，セルオートマトン法による計算結果を図 3.11.8 にそれぞれ示す。海岸中央部に建設された離岸堤背後に波の遮蔽域が形成されることで、遮蔽域外から遮蔽域内へと向かう沿岸漂砂が生じて、離岸堤の遮蔽域外は侵食域，遮蔽域内は堆積域となった。セルオートマトン法の計算結果はBG モデルによる計算結果と同様に離岸堤背後で舌状砂州が

形成されている。

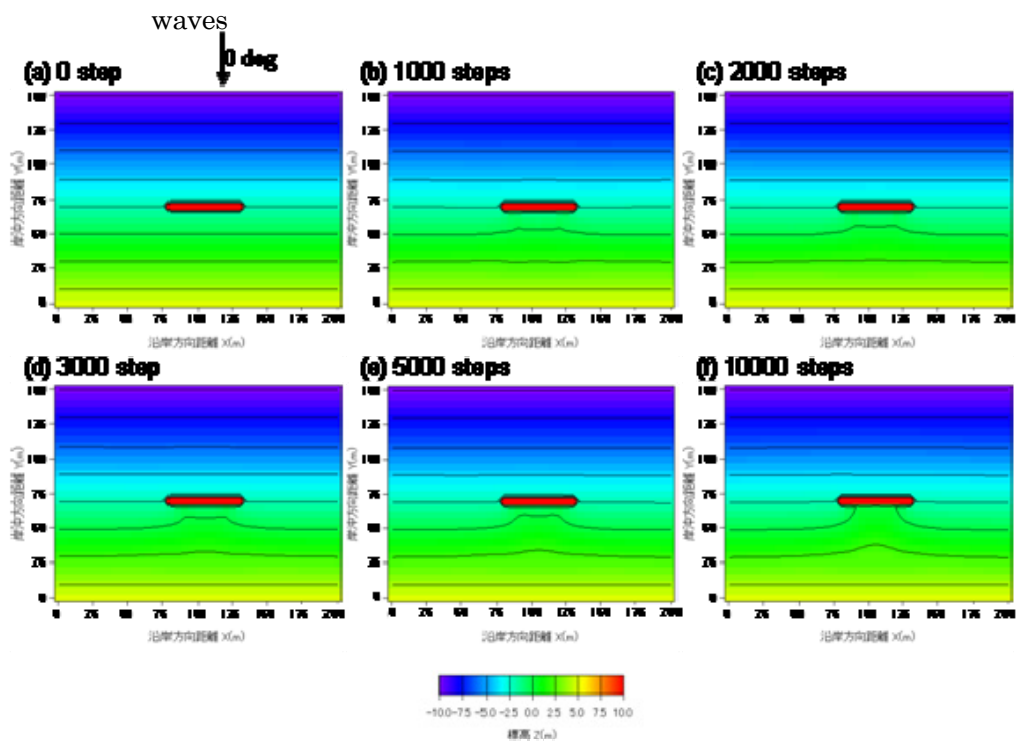


図 3.11.7 ケース 4 の BG モデルによる計算結果

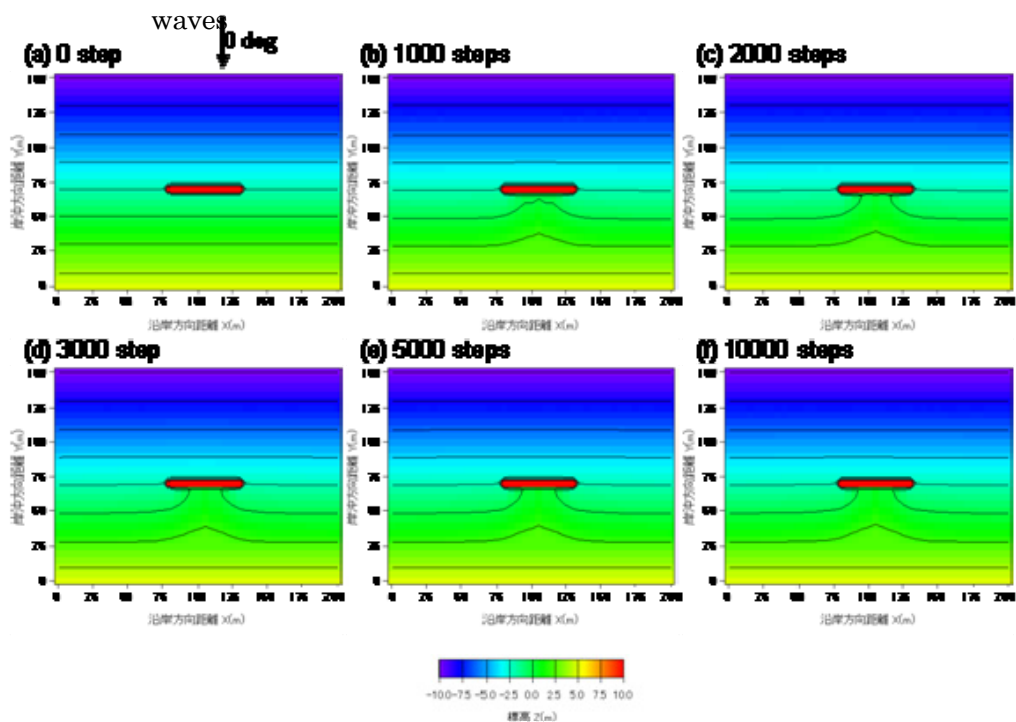


図 3.11.8 ケース 4 のセルオートマトン法による計算結果

(4) 検見川浜を対象とした再現計算

図 3.11.1 に示す千葉県検見川浜は全長 1.3km ほどの人工海岸である。図 3.11.2 に 1987, 1990, 2000 年の空中写真を示す。1987 年当時、海岸線の形状は直線であった。しかし、その後土砂の流出を防ぐために建設された曲突堤のもつ遮蔽効果により海岸中央部の砂が海岸両端部の遮蔽域内に移動して堆積した。海岸中央部は侵食により浜が削られて背後の護岸に直接波が作用するようになった。その後海岸中央部に侵食対策のために Y 字突堤が建設された。この効果により 2000 年には海岸中央部に一部の砂が戻ったが、Y 字突堤と左右の曲突堤の間が侵食域となり、それぞれの箇所でも護岸に直接波が作用するなどの被害が発生することとなった⁶⁸⁾。2004 年における深浅測量結果を図 3.11.3 に示す。

以上の海浜変形を再現することとした。初期地形は 1980 年の海岸線が真っ直ぐ伸びていた時期の汀線を元に、前浜の勾配 1/40 で直線平行等深線地形とした。現地調査結果で現地海岸のバーム高さから移動高 $h_R=1.5\text{m}$ 、移動限界水深 $h_C=4\text{m}$ とした。これらの計算条件は芹沢らを参考として後述した。また、芹沢らは中央の Y 字突堤の建設は考慮せずに、左右の湾曲突堤のみを配置した状態で最終安定形状まで計算しており、本計算でもこれにならって計算を行い、比較することとした。

計算結果を図 3.11.4 に示す。海岸中央部の等深線が後退する一方、両端の曲突堤背後の堆積が進み、等深線が前進しているのがわかる。図 3.11.3 の深浅測量結果と比較すると、両端部の堆積域の沖側では急勾配を形成して落ち込んでいる様子も含めて、計算結果は実際の地形変化の状況をよく再現している。一方、セルオートマトン法の計算結果、深浅測量結果および BG モデルの計算結果を比較したものを図 3.11.5 に示す。BG モデルと同様に海岸中央部の侵食と両端の曲突堤は以後の堆積が進むという現象が再現されて、汀線変化の変化はよく一致している。このように、波の遮蔽域による海浜変形について BG モデルと同様に再現できた。

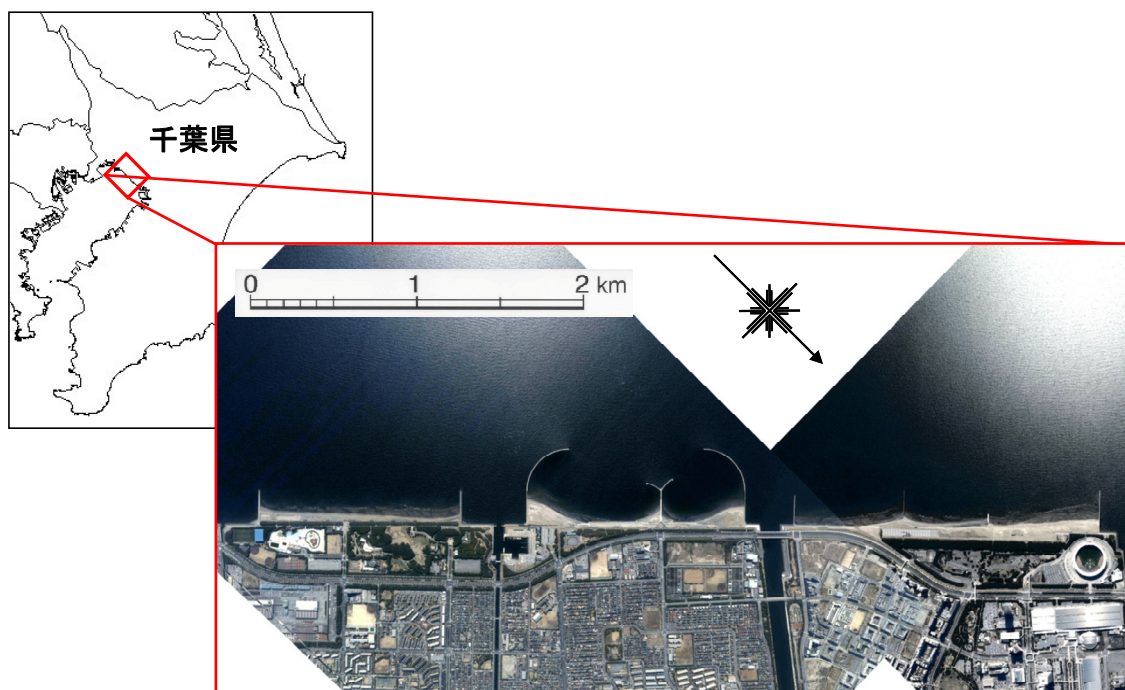
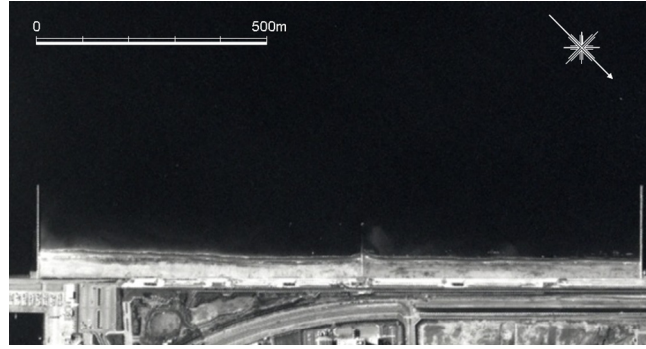
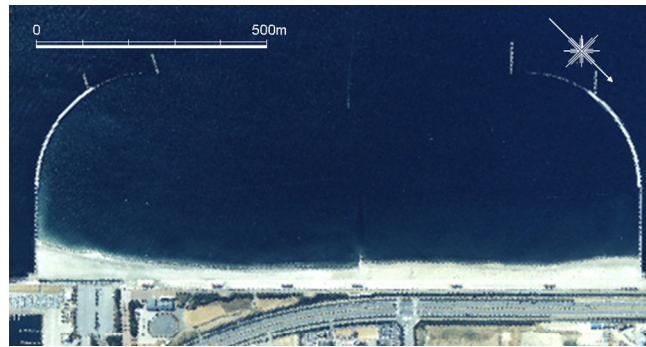


図 3.11.9 検見川浜の位置

(a) 1987 年



(b) 1990 年



(c) 2000 年



図 3.11.10 検見川浜における空中写真 (撮影：京葉測量)

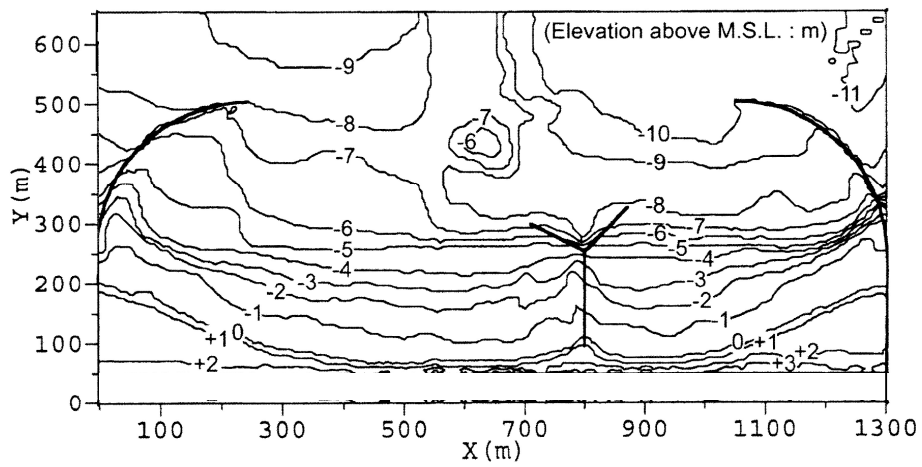


図 3.11.11 深浅測量結果 (1999 年)

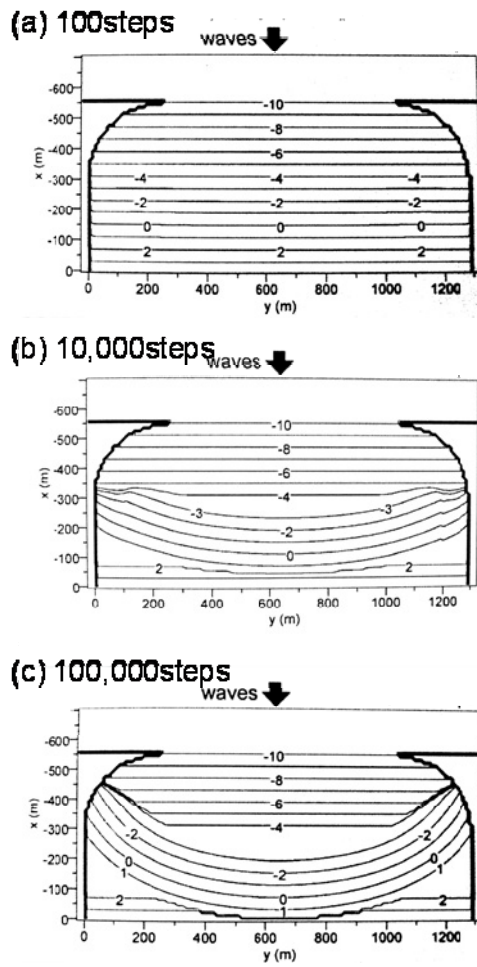


図 3.11.12 ケース 5 の BG モデルによる計算結果 (引用元 : 芹沢ら, 2011⁶⁸)

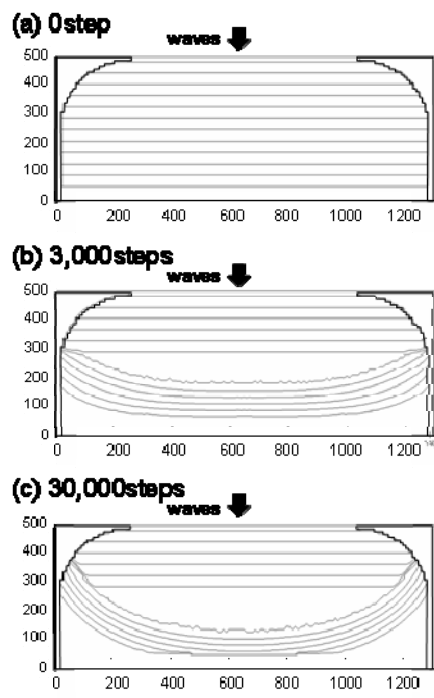


図 3.11.13 ケース 5 のセルオートマトン法による計算結果

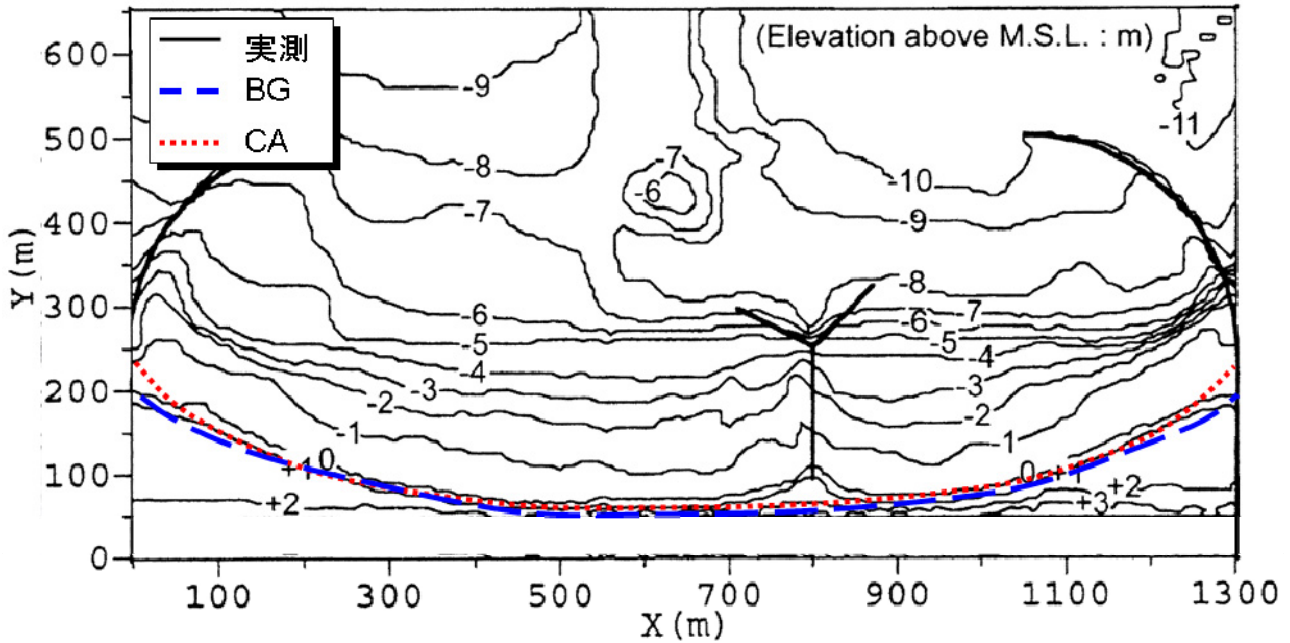


図 3.11.14 実測・従来計算結果との比較

(5) 富津の砂嘴の変形の再現計算

極端に大きい海岸線曲率を有する地形として砂嘴地形の変形を取り上げ、富津岬先端部で観測された砂嘴の変形について再現計算を試みる。

図 3.11.15 に示す富津岬は千葉県浦賀水道に面した尖角岬である。2011 年 6 月 11 日では富津岬先端から砂嘴が沖に突出して伸びていたが、その後、図 3.11.16、図 3.11.17 に示すように砂嘴は押しつぶされるように変形し、消失した（小林ら，2012）⁵⁸⁾。この変形は 2011 年 3 月 11 日の東日本大震災の津波による影響で、砂嘴より沖側にあった三日月形の島（かつて第一海堡まで伸びていたものが変形して取り残されたもの：宇多・神田，1995⁵⁷⁾）が消失したことにより、それまで波が入射することのなかった方向から波が作用するようになったと考えられた。この地形変化を BG モデルおよび本手法を用いて再現・比較することとした。

図 3.11.18 には BG モデルを用いて再現計算を行った結果を示す（計算結果の提供者：芹沢氏，第 60 回海岸工学に投稿予定だったもの）。沖に突出していた砂嘴が、正面から入射する波の作用によって押しつぶされて、平坦化していく様子がよく再現されている。

また、図 3.11.19 にセルオートマトン法を用いて再現計算を行った結果を示す。BG モデルを用いた計算と同様に砂嘴先端から徐々に岸側に押しつぶされるように地形変化していることがわかる。

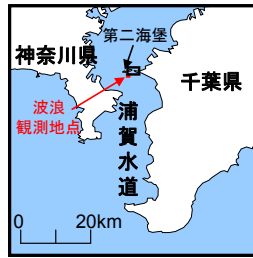


図 3.11.15 富津岬の位置



図 3.11.16 富津岬砂嘴の変遷 (引用元：小林ら, 2012⁵⁸⁾)

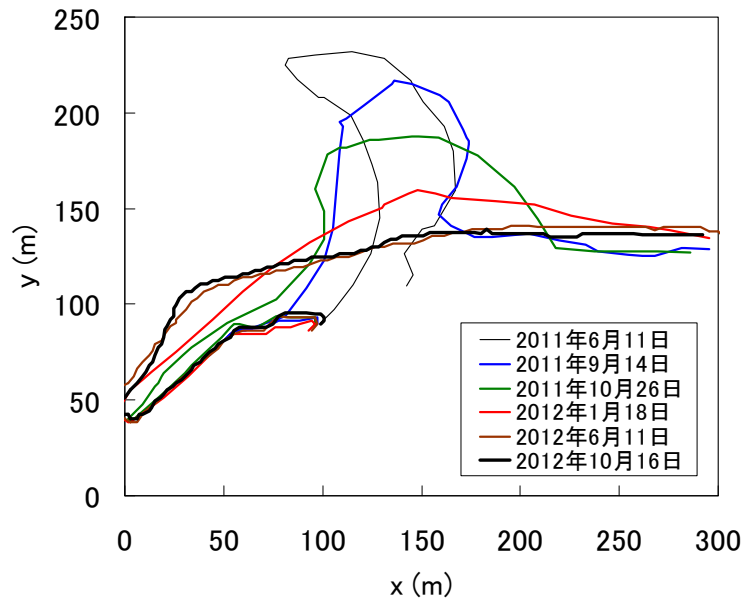


図 3.11.17 富津岬砂嘴の変遷 (引用元: 黒澤ら, 2012)

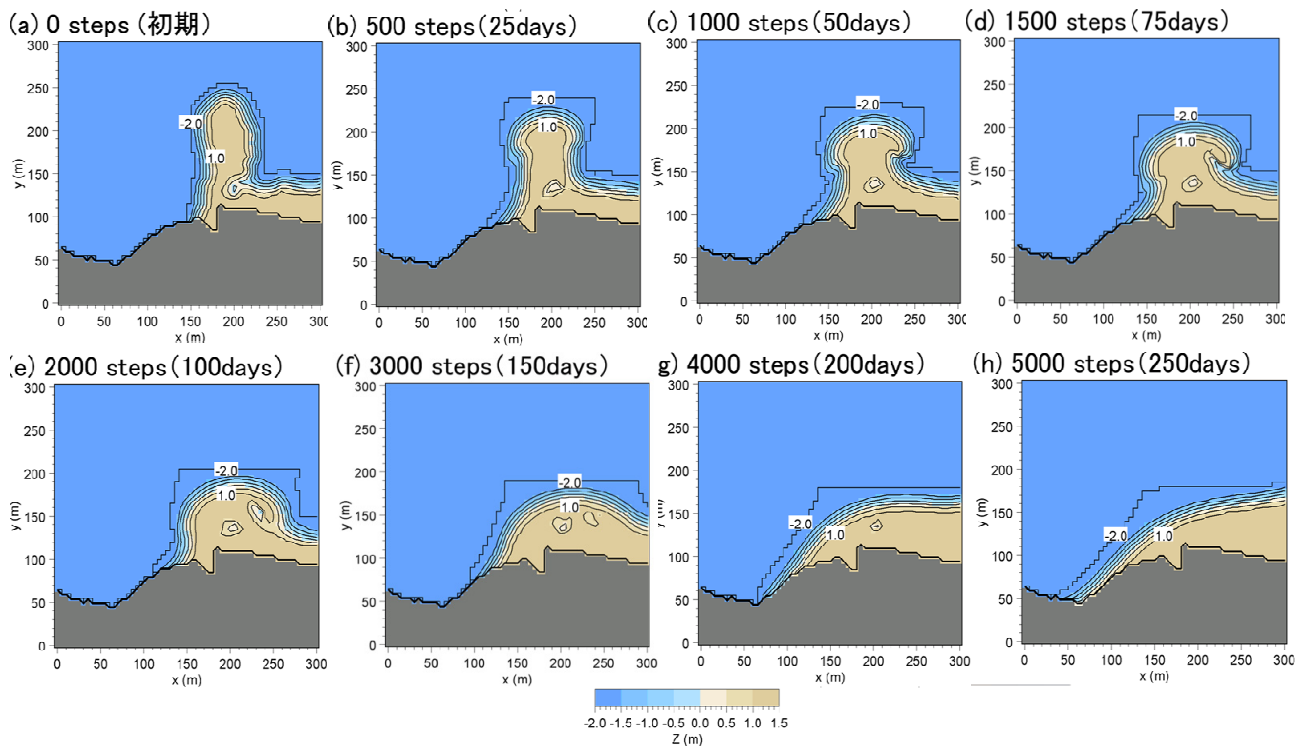


図 3.11.18 BG モデルによる計算結果

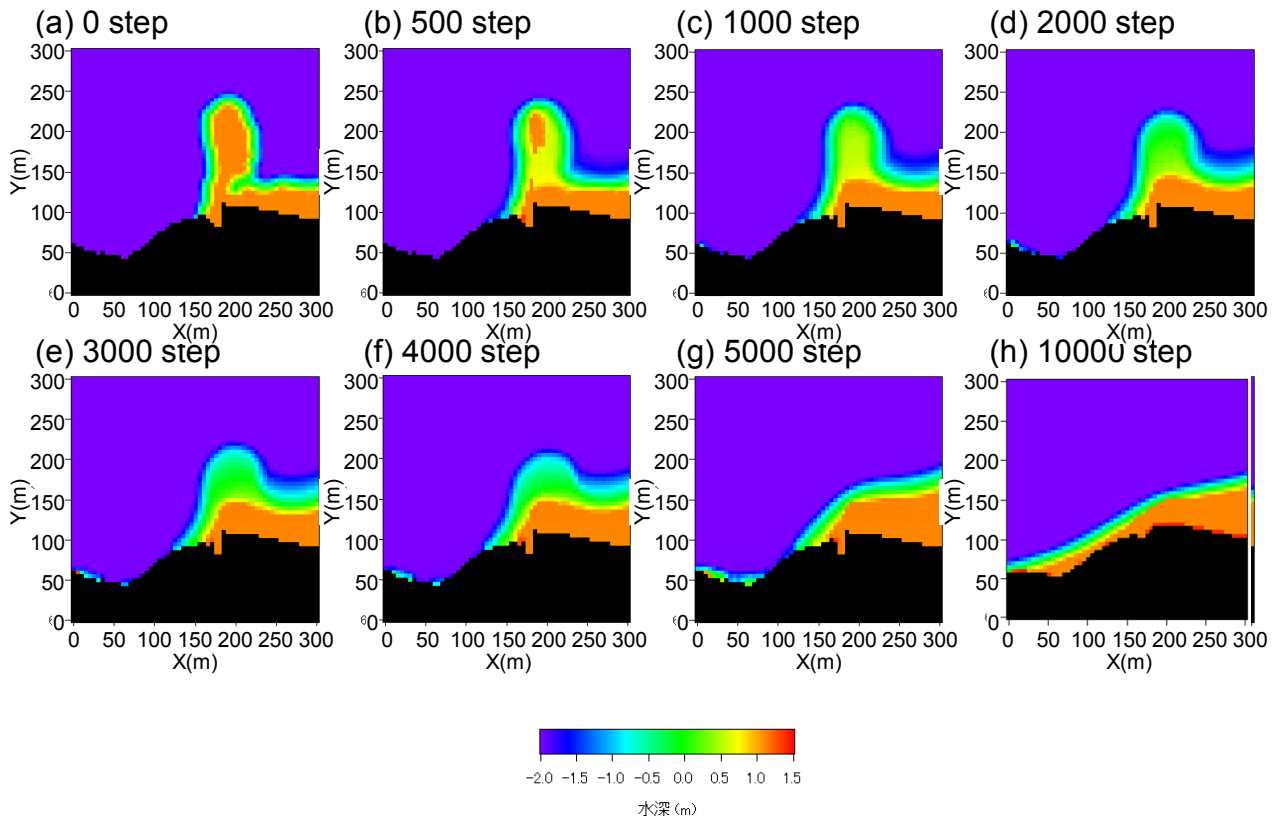


図 3.11.19 セルオートマトン法による計算結果

3.12 まとめ

寄せ波と引き波による砂移動を別々に扱う方式を採用するとともに、新たにセルオートマトン法を導入し、隣接するセルを越えた離れた位置への砂移動が再現可能な海浜変形予測モデルを開発した。漂砂式には Inman and Bailard の漂砂式を採用して砂移動の量 V_0 、移動距離 L_0 を変数とするモデルを構築した。物理的考察から漂砂量 Q と V_0, L_0 との関係式を導出し、さらに本モデルが BG モデルの漂砂フラックス式と等価な式であることを明示し、 V_0, L_0 を波浪エネルギーなどの物理パラメータおよび時間との関係式を導いた。この結果、物理的意味が明確になった V_0, L_0 を用いた砂移動のルールを各セルに設定することにより BG モデルと同様に波浪外力などの物理パラメータを直接入力した計算が可能となった。また、セルオートマトン法を取り扱う上で砂の移動先が 4 セルにまたがる場合の各セルへの砂の移動量 V_0 の分配法を工夫し、面積比による分配法を提示し、構造物を含む一般的な条件も扱える手法を考案した。

本モデルの妥当性を確認するために、BG モデルと同様の計算条件でケース計算を行い、計算結果を比較した。岸沖漂砂のみによる海浜変形を対象として平衡勾配よりも緩勾配/急勾配で養浜された海岸に波が直角入射する計算では初期地形から平衡勾配に近づき静的安定に至る過程が計算できた。また急勾配斜面から緩勾配な斜面に地形変化する計算では岸側に浜崖の形成が確認された。岸沖・沿岸漂砂による海浜変形を対象として、突堤が設置された海岸に波が斜め入射する計算では、突堤の漂砂上手側で堆積が起るとともに下手側で侵食が起る地形変化が計算できた。離岸堤が設置された海岸に波が直角入射する計算では、波の遮蔽外から

遮蔽内に向かって沿岸漂砂が起こり、舌状砂州が形成されることを確認した。また、検見川浜の湾突堤の回折波による海浜変形を対象とした計算、富津岬の砂州地形が波の作用によって消失する海浜変形を対象とした計算も行った結果、いずれも BG モデルと同様に現地の地形変化がうまく再現された。すなわち、本研究によるセルオートマトン法を用いた手法は BG モデルと同等の精度で計算が行えることが示された。

参考文献

- 43) 森下 信：セルオートマトン-複雑系の具象化-, 養賢堂, p.166, 2003.
- 44) 坪田 誠・西森 拓：量子渦のダイナミクス/砂丘と風紋の動力学, 培風館, p.223, 2008.
- 45) 芹沢真澄・宇多高明・三波俊郎・古池 鋼：Bagnold 概念に基づく海浜変形予測モデル, 土木学会論文集 B, Vol.62, No.4, pp.330-347, 2006.
- 46) 遠藤将利・小林昭男・宇多高明・芹沢真澄・野志保仁：セルオートマトン法を用いた海浜変形予測モデル, 土木学会論文集 B (海岸工学), Vol.67, No.2, I_456-I_460, 2011.
- 47) 遠藤将利・小林昭男・宇多高明・芹沢真澄・野志保仁：セルオートマトン法を用いた 3 次元海浜変形予測モデル, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), No.69, No.2, pp.I_526-I_530, 2013.
- 48) T. Tokihiro, D. Takahashi, J. Matsukidaira and J. Satsuma : From Soliton Equations to Integrable Cellular Automata through a Limiting Procedure, Phys. Rev. Lett. 76, pp.3247-3250, 1996.
- 49) J. A. Dearing, N. Richmond, A. J. Plater, J. Wolf, D. Prandle and T.J. Coulthard: Models for coastal simulation based on cellular automata : the need and potential, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 364, (1841), pp.1051-1071, 2006.
- 50) 後藤仁志：流砂・漂砂の流動モデルにおける「粒子」的視点, ながれ, 21, pp.240-249, 2002.
- 51) 磯部未雅彦：法物型方程式を用いた不規則波の屈折・回折・砕波変形の計算法, 第 33 回海岸工学講演会論文集, pp.134-138, 1986.
- 52) 野志保仁・小林昭男・熊田貴之・宇多高明・芹沢真澄：底質粒度構成に応じた局所勾配の算定法, 海岸工学論文集, 第 51 巻, pp.406-410, 2004.
- 53) 芹沢真澄・宇多高明・三波俊郎・古池 鋼：Bagnold 概念に基づく海浜変形予測モデル, 土木学会論文集 B, Vol.62, No.4, pp.330-347, 2006.
- 54) 平山秀夫・辻本剛三・島田富美男・本田尚正：海岸工学, コロナ社, p191, 2003.
- 55) 宇多高明・堀越信雄・林 順一：入り組んだ湾奥部での人工海浜計画上の注意点-東京湾を例として-, 海岸工学論文集, 第 41 巻, pp.591-595, 1994.
- 56) 野志保仁・宇多高明・清水達也・熊田貴之・富澤和雄・川瀬 栄・下木 豪：一宮海岸が良好なサーフスポットとして成立している理由, 土木学会論文集 B3 (海洋開発), Vol. 68, No. 2, I_1209-I_1214, 2012.
- 57) 宇多高明・神田康嗣：千葉県富津岬の海岸侵食, 海岸工学論文集, 第 42 巻, pp.651-655, 1995.
- 58) 小林昭男・宇多高明・黒澤祐司・遠藤 威・野志保仁：富津岬先端部砂州の季節的大変動の現地観測, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.68, No.2, p.I_621-I_625, 2012.
- 59) Bagnold, R. A.: *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*, Dover Publications, Inc., Mineola, New York, p.265, 1941.
- 60) Zenkovich V. P. : *Processes of Coastal Development*, Interscience Publishers, A Division of John

Wiley and Sons, Inc. New York, p.738, 1967.

- 61) Bagnold, R. A. : Mechanics of Marine Sedimentation, in The Sea, M. N. Hill (editor), Vol. 3, pp.507-528, New York, Wiley, 1963.
- 62) Bowen, A. J.: Simple models for nearshore sedimentation; beach profiles and longshore bars, in The Coastline of Canada, The Geological Survey of Canada, S. B., McCanann, (editor), Paper 80-10, pp.1-11, 1980.
- 63) Inman, D. I. and Bagnold, R. A. : Littoral processes, in The Sea, M. N. Hill (editor), Vol. 3, pp.529-533, New York, Wiley, 1963.
- 64) Bailard, J. A. and D. L. Inman : An Energetics Bedload Model for A Plane Sloping Beach : Local Transport, J. of Geophys. Res., Vol.86, C3, pp.2035-2043, 1981.
- 65) Colella, P. : Multidimensional upwind methods for hyperbolic conservation laws, Jour. Computational Physics, Vol.87-1, pp.171-200, 1990.
- 66) Durran, D. R. : Numerical Methods for Fluid Dynamics with Applications to Geophysics (Texts in Applied Mathematics), Springer-Verlag, Heidelberg, p.516, 2010.
- 67) D. Zhang, C. Narteau and O. Rozier : Morphodynamics of barchan and transverse dunes using a cellular automaton model, Journal of Geophysical Research, Vol. 115, F03041, 2010.
- 68) 熊田貴之・小林昭男・宇多高明・芹沢真澄・三波俊郎・星上幸良：千葉県検見川浜の海浜変形と3次元Hsuモデルによる変化予測，海岸工学論文集，第48巻，pp.536-540, 2001.
- 69) 芹沢真澄：Bagnold概念に基づく海浜変形予測モデルの開発と砂嘴の発達予測への応用，p.193, 2011.

4 現地海岸へのモデルの適用

4.1 はじめに

BG モデルでは再現できない物理特性を含んだ海岸の実現象について、本モデルを適用し、計算結果と第2章で紹介した現地の実測結果を比較し、本モデルの有効性を明らかにする。各ケースの計算条件をまとめて表-4.1.1に示す。

表-4.1.1 計算条件表

計算ケース	勝山		大磯		コーラルリーフ				上総湊			
	1	2	1	2	1	2	3	4	1	2	3	4
初期海浜地形	沖養浜		砂浜勾配: 1/12 礫浜勾配: 1/10		沖養浜				1/10			
平衡勾配 β_c	1/10		1/12		1/10				1/10			
平坦面での砂の移動量 V_0	0.05		0.05		0.1				0.1			
平坦面での砂の移動距離 L_0	1	3	1	7	1				1			
波向 θ_w	0°		0°		0°				10°			
地形変化の限界水深 h_c (m)	-8		-16		-3				-8			
バーム高 h_R (m)	3		3		1				3			
計算領域(m)	X=0~50		X=0~250		X=0~500				Y=0~500 X=0~200			
構造物条件	階段護岸		-		掘削穴なし	掘削穴あり (1箇所)	掘削穴あり (2箇所)	掘削穴あり (1箇所) ※ただし深い	突堤陸側端 あり 離岸堤 なし	突堤陸側端 なし 離岸堤 なし	突堤陸側端 あり 離岸堤 あり	突堤陸側端 なし 離岸堤 あり
計算メッシュ (m)	$\Delta X=1$		$\Delta X=1$		$\Delta X=1$				$\Delta Y=10$ $\Delta X=10$			
計算ステップ数	1×10^4		1×10^4	1×10^3	1×10^4				1×10^4			

4.2 勝山海水浴場の階段護岸上に堆積する砂

2.2 章で説明されたように、勝山海水浴場で観察された階段護岸上の砂の堆積状況では、11月2日には階段ののり先が砂で埋まっていたが、その堆積過程においては階段の隅角部のみに砂が堆積していた。このように階段護岸上に堆積する砂は隅角部に堆積しているのが良く観察される。上記現象は図 4.2.1 の模式図に示すように、階段護岸のあるステップに注目すると、あるステップ間の階段勾配が 1/2 (安息勾配) より急な場合、原理上砂は上のステップに這い上がれず、図に示す A 点と砂面上の B 点との勾配が 1/2 より緩くなって始めて上段のステップに砂が上ることができる。このようにして階段上への堆積が始まると、下段～上段へと砂で覆われた斜面が形成され、各段上の砂浜は平衡勾配に至って安定するものと考えられる。これをセルオートマトン法を用いて計算することとした。

ケース 1 では初期縦断形は平衡勾配が 1/9 の前浜とし、その後の堆積状況を再現するために沖側に実測から得た土砂量分を養浜したという想定で計算を行った。階段護岸は固定床として扱った。図-4.2.2 にはケース 1 の計算結果を示す。2,000step では沖で養浜された砂が岸向きに移動し、階段護岸の蹴り上げの壁面により岸向き移動が阻止される。しかし 5,000step では、下段に砂が十分堆積したためその上の段に砂が堆積している。最終的に、沖の地形も平衡勾配に近づき岸側へと寄せられた砂は前浜勾配 1/9 を保ったまま階段の上段に堆積した。このように階段の下段～上段へと続く砂で覆われた斜面が形成され、砂浜は平衡勾配を持つことによって安定となる。

実現象では、寄せ波時において平衡勾配より急斜面であっても、安息勾配を越えるような極

端な急斜面でない限り、砂は岸向きに移動することができる。さらに移動した先が平坦面であった場合、引き波による砂の移動量は減り、砂はそこに留まる。すなわち、寄せ波・引き波の砂の移動距離が重要な要素になると考えられる。

ケース2ではこのような寄せ波・引き波による砂移動距離の差を再現するため、寄せ波の計算を n 回、引き波の計算を m 回行う手法を考えた。これは、寄せ波時には n メッシュ分岸側に移動し、引き波時には m メッシュ分沖側へ移動することと同義である。この条件の下で、寄せ波と引き波時における土砂移動量が等しくなるためには、寄せ波時に対して引き波時の砂移動量を n/m 倍する必要がある。その場合、式(4.2.1)が満足されねばならない。

$$V = nV^+ + (-mV^-) = 0 \quad (4.2.1)$$

ケース2では $n=3, m=1$ として計算を行った。図4.2.2にケース2の計算結果を示す。初期海浜勾配は $1/9$ と、砂の平衡勾配 $1/9$ と等しいが、 $X=30\text{ m}$ より沖合を平坦面で与えているため岸向き漂砂が生じ、階段護岸部分への堆積が起こる。図4.2.3の模式図に示すように、階段護岸のあるステップに注目すると、あるステップ間の階段勾配が $1/2$ (安息勾配) より急な場合、原理上砂は上のステップに這い上がれず、図に示すA点と砂面上のB点との勾配が $1/2$ より緩くなって始めて上段のステップに砂が上ることが出来る。このようにして階段上への堆積が始まると、下段～上段へと砂で覆われた斜面が形成され、各段上の砂浜は平衡勾配に至って安定する。

勝山海水浴場で観察された階段護岸上の砂の堆積状況では、11月2日には階段ののり先が砂で埋まっていたが、その堆積過程においては階段の隅角部のみに砂が堆積していた。ケース2の計算結果はこれをよく再現できている。このように寄せ波と引き波の作用を別々に取り扱うことで、従来のBGモデルでは再現が難しかった平衡勾配より急勾配の斜面上を砂が岸向きに上る現象が再現できる。

図4.2.4に地形測量結果との比較図を示す。計算結果は地形測量結果とよく合っている。このように寄せ波と引き波の作用を別々に取り扱うことで、BGモデルでは再現が出来なかった平衡勾配より急勾配の斜面上を砂が岸向きに上る現象が再現できた。

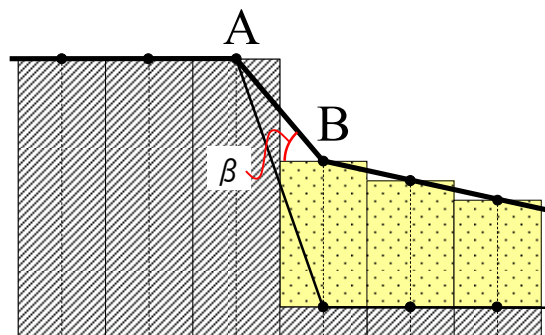


図 4.2.1 局所勾配の模式図

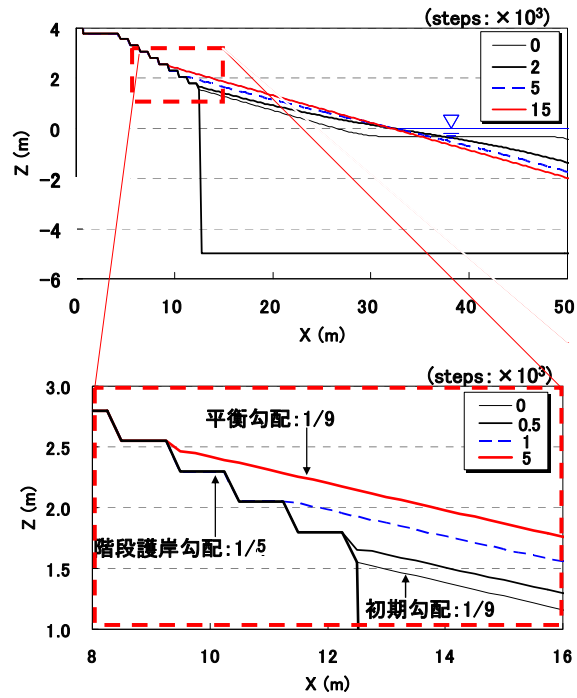


図 4.2.2 計算結果 (ケース 1)

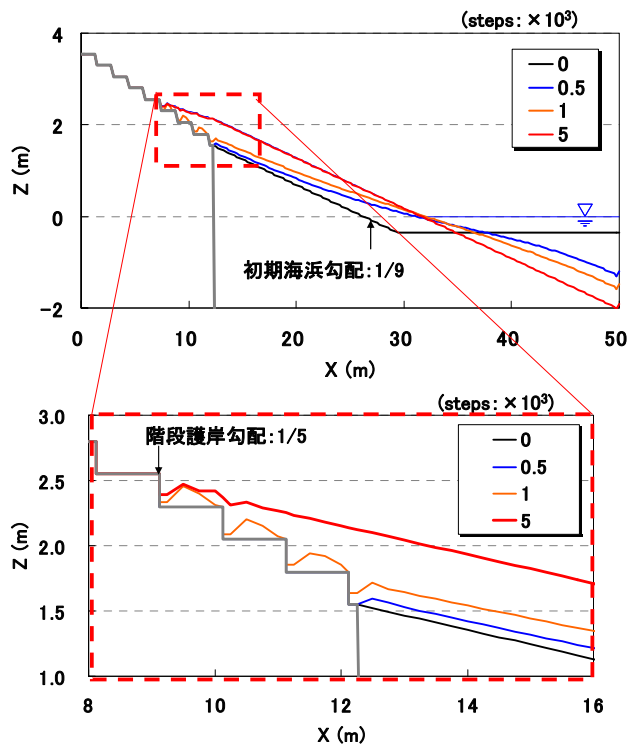


図 4.2.3 計算結果 (ケース 2)

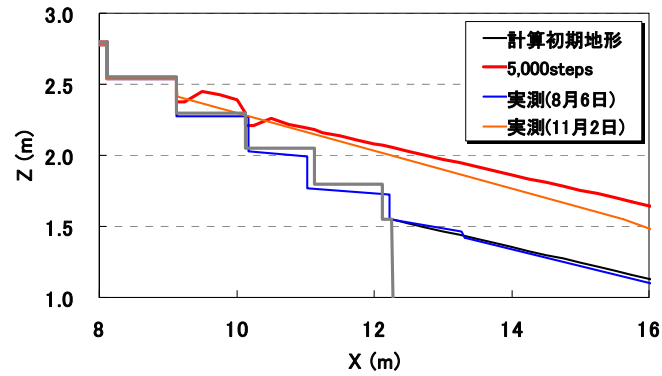


図 4.2.4 地形測量結果との比較

4.3 西湘海岸の礫急勾配を乗り越える砂

2.3 章で述べた西湘海岸で観察された現象として中砂が礫浜の急勾配な前浜を乗り越えてバームの背後に堆積する現象をセルオートマトン法で計算するために条件を単純化して礫床は固定床とし、中砂の移動のみに注目して単一粒径砂で計算を行った。計算条件を表 4.3.1 に示す。ケース 1 は静穏波が作用する場合のみであり、静穏時には波は前浜のみに作用し、バームを乗り越えることができないため砂の堆積域は前浜のみに限定されるという観察結果を検証するための計算である。ケース 2 はケース 1 の計算結果を初期地形として高波浪を作用させた場合の計算である。セルオートマトン法ではこのような離れた位置に砂を移動する計算は静穏時・高波浪時の砂の移動距離を変更するだけで簡単に計算が可能となる。

ケース 1 の計算結果を図 4.3.1 に示す。静穏波を作用させると、当然ながらバームよりも陸側では堆砂は起こらない。その後高波浪を作用させたケース 2 の計算結果を図 4.3.2, 図 4.3.3 に示す。高波浪が作用すると中砂が平衡勾配よりも急な前浜を乗り越えてバーム背後に堆積するという現象が、計算によりうまく再現できた。

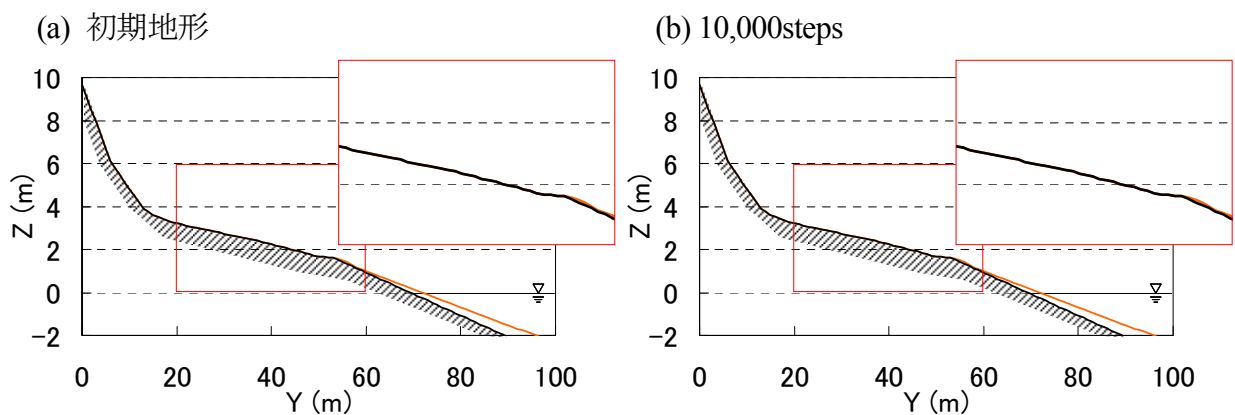


図 4.3.1 計算結果 (ケース 1)

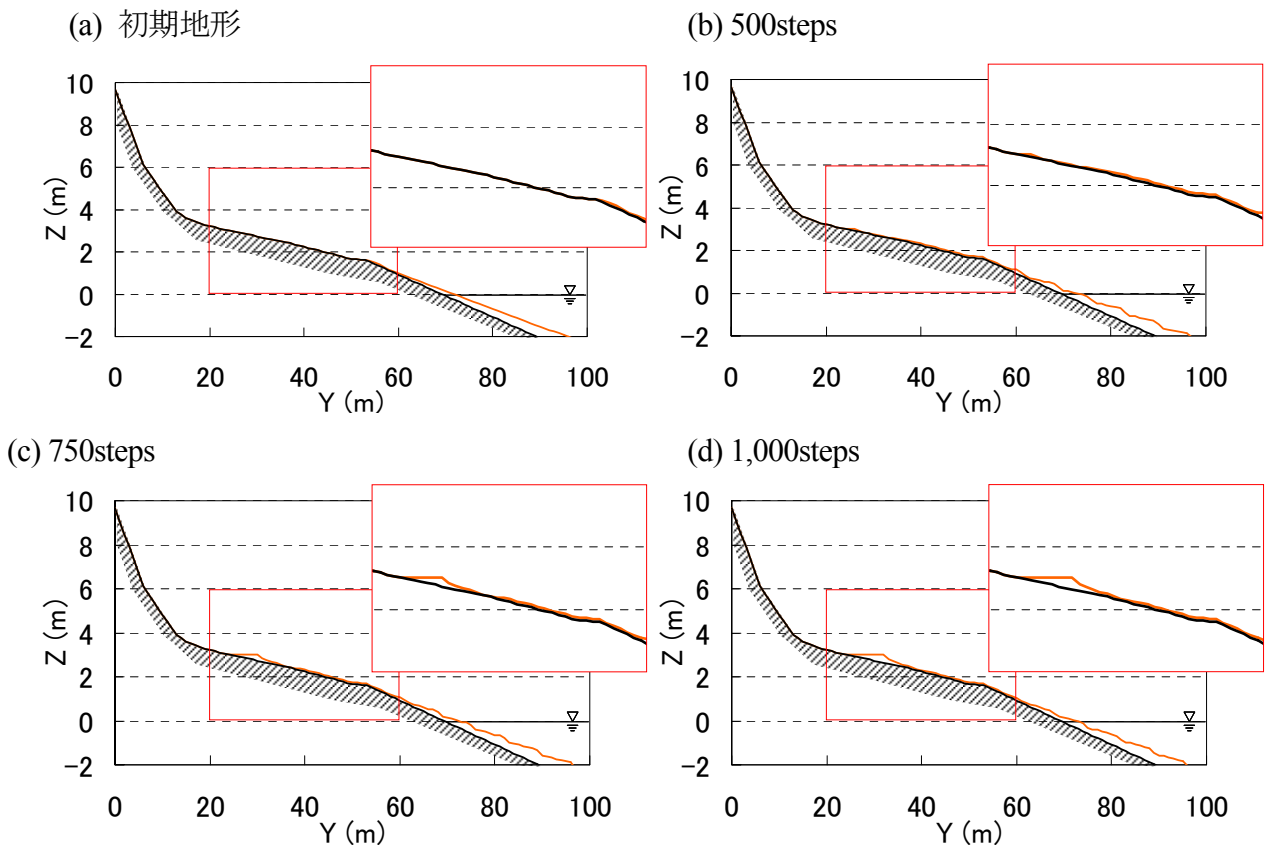


図 4.3.2 計算結果 (ケース 2)

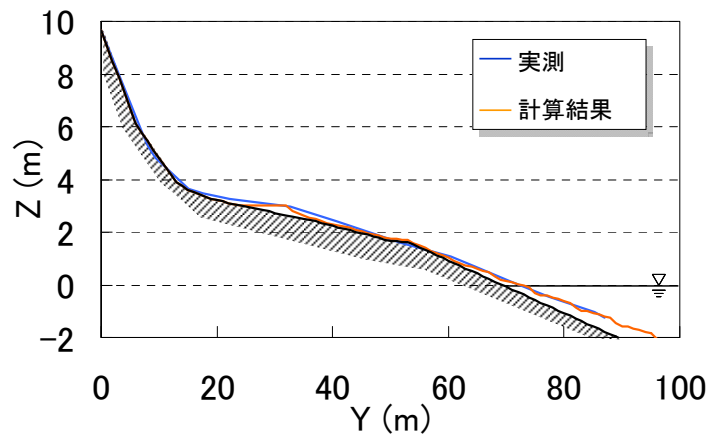


図 4.3.3 実測との比較

4.4 コーラルリーフ上での航路掘削により沖から供給される砂の減少

第 2 章で述べた BG モデルで計算できない現象として、コーラルマイニングされた場合の掘削穴を取り上げた。リーフ上でコーラルマイニングが行われて掘削穴が形成され、それによってリーフエッジから海浜への漂砂が絶たれるという条件を想定し、岸向き漂砂のトラップ現象 (Seino et al., 2006) を対象とした計算を行った。リーフエッジから海浜への砂供給を模すために、 $X=250\sim 500$ m の 250 m 区間で厚さ 1 m の矩形状養浜を考えた。与えた供給量は全ての計算で同じ量を与えている。岸向き漂砂をトラップする掘削穴は、ケース 1 では穴なし、ケース 2 で

は $X=100\sim 200$ m 間にリーフの平坦面から 2 m の深さまでの矩形状の穴、ケース 3 では平坦面から深さ 2m の深さまでの短形状の穴を 2 箇所、ケース 4 では平坦面から深さ 4m の深さまでの短形状の穴とした。リーフ面および掘削穴は固定床として扱った。

まずは比較のために掘削穴がないケース 1 の計算結果を図 4.4.1 に示す。沖に置かれた砂は波の作用で沖側を中心として削り取られ、その砂が徐々に岸向きに移動し、岸に平衡勾配を有する斜面を形成して安定形状に至った。2 章で述べられた、砂浜の高波浪時には砂が沖へと流出するが、その後の静穏波によって岸向きに砂が運ばれ、再び砂浜が形成されるというコーラルリーフの漂砂機構を考慮すると、ケース 1 のように掘削穴がなく、かつ十分沖まで水深が浅い海岸地形を有する場合は、高波浪時では初期地形のように沖側に砂が移動し、岸側では侵食するが、その後の静穏波浪により最終地形で安定形に至ると考えられる。

ケース 2 の掘削穴が 1 箇所の場合の計算結果を図 4.4.2 に示す。沖に置かれた砂は波の作用で沖側を中心として削り取られ、その砂が徐々に岸向きに移動し掘削穴に落ち込む。穴に落ち込んだ砂は当初穴の陸側側面の勾配が急なため穴から這い上がることはできず、岸向き移動は阻止される。しかし掘削穴内における波による地形変化の限界水深 (-3 m) 以深が砂で満たされた後は、掘削穴の岸側側面に平衡勾配を有する斜面が形成される。これにより沖から運ばれた砂が掘削穴から出ることが可能となり、 30×10^4 step では縦断形は安定状態に達する。同様に、ケース 3 の掘削穴が複数ある場合の計算結果を図 4.4.3 に示すが、この場合も、掘削穴が 1 箇所の場合と同様、掘削穴の埋没と岸向き漂砂が起こり、掘削穴①②の順に砂が堆積し、それぞれの掘削穴の岸側側面に平衡勾配を有する斜面が形成され、最終的に海浜が形成される。また、ケース 4 の大規模掘削により供給されるはずの砂が全て掘削穴内に落ち込み、砂が供給されなくなった場合の計算結果を図 4.4.4 に示す。 1×10^3 step 以降、掘削穴の移動限界水深以深に落ち込んだ砂は波の作用を受けることがないため、その場に留まる。沖から供給された砂は既に落ち込んだ砂地盤の上に堆積しつつ岸向きに移動し、掘削穴内に落ち込んだ。実際の現地海岸では航路のために掘削された穴は船の安全を保つために航路浚渫が行われる。その結果、岸に供給されるはずであった砂が掘削穴内に吸い込まれ続ける。このことは付近の砂浜への供給が断たれるだけでなく、高波浪時に掘削穴内に落ち込んだ後は岸側に戻ってこないため、侵食は進行し続ける。

以上のように、リーフ上で掘削穴を設けたことにより、沖から供給された岸向き漂砂のトラップ現象の計算を行った結果、第 2 章で述べた Bali 島でのコーラルマイニングや沖縄県でのリーフ上での航路掘削に伴う海岸侵食の状況を説明し得る計算結果が得られた。測量データがないため、直接現地海岸と比較することはできないが、定性的には現地で起こっている現象を再現しているといえる。

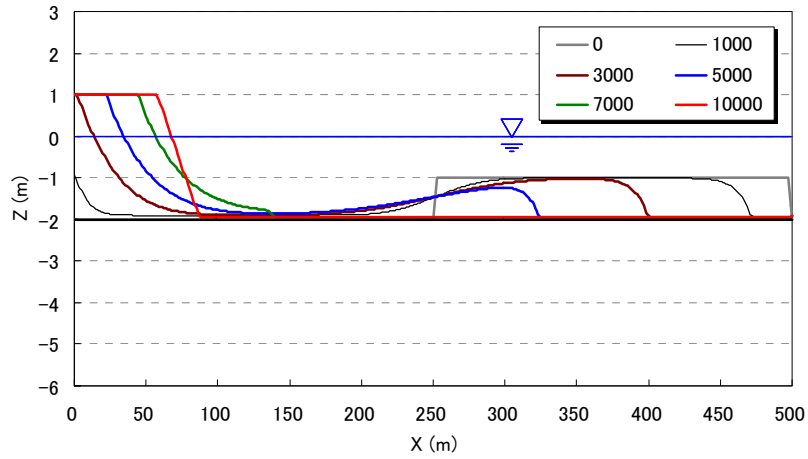


図 4.4.2 ケース 1 計算結果まとめ

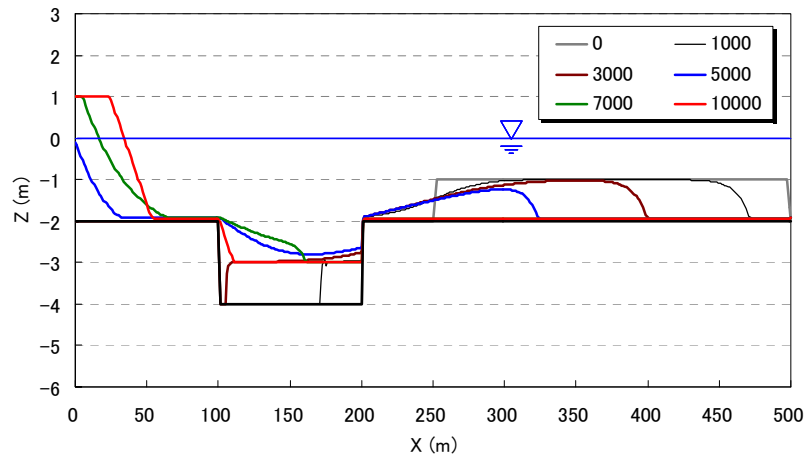


図 4.4.4 ケース 2 計算結果まとめ

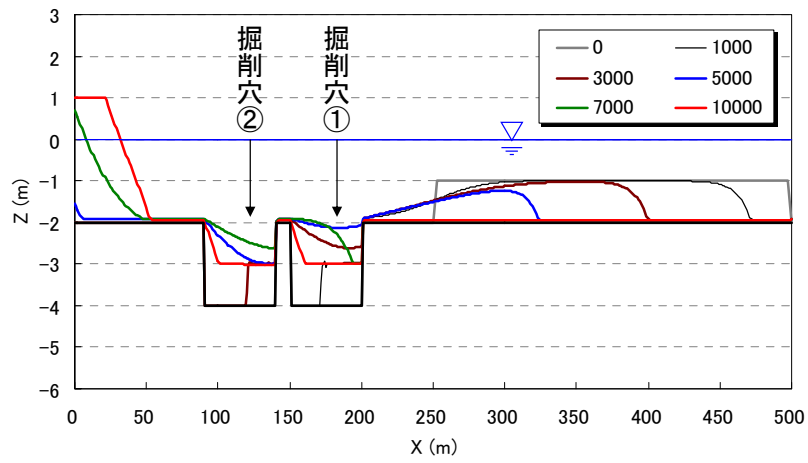


図 4.4.6 ケース 3 計算結果まとめ

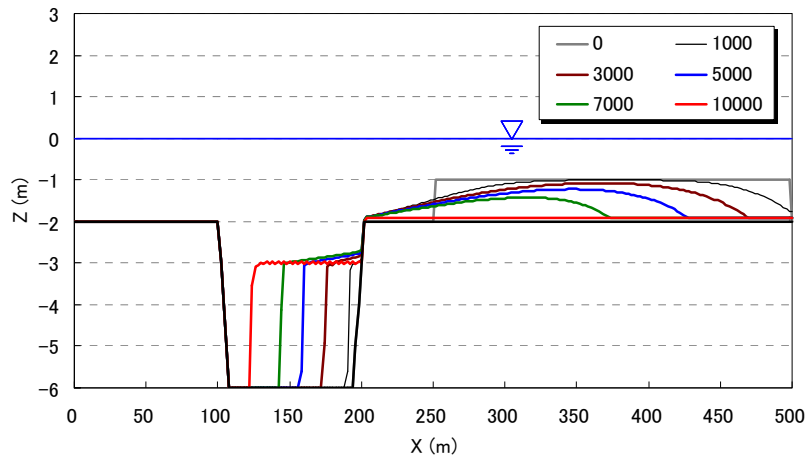


図 4.4.8 ケース 4 計算結果まとめ

4.5 上総湊突堤裏を移動する砂

第 2.5 章で述べた大佐和海岸（船端地区）で観察された陸側端に開口部を有する突堤周辺での海浜変形機構を本研究の方法で説明するために、再現計算およびモデル計算を行った。ケース 1 では突堤の基部まで天端高が保持されており、陸側での沿岸漂砂を完全に阻止した場合。ケース 2 では上総湊で観察された突堤と同様に突堤の基部の天端高が低くなっている場合を計算した。ケース 3 ではケース 1 の条件に加えて離岸堤が建設された場合について試算した。さらにケース 4 ではケース 2 の条件に離岸堤が建設された場合を想定し、上総湊の現地の条件と合わせた。なお、全部のケースにおいて初期地形の条件・および流入・流出土砂の条件は統一した。また、計算の比較のために BG モデルを用いてケース 3 の条件と同じ条件で計算を行ったケースをケース 5 とする。計算方法として、まず沿岸方向に 500m、岸沖方向に 200m の範囲で左斜めに 10° の方向から波が斜め入射する条件を考え、方向分散法を用いて波浪場の計算を行った。その後、地形変動の計算を沿岸方向に 400m、岸沖方向に 150m の矩形領域を設定し、この中に $1/10$ の一様勾配海浜を考え、陸側端にケース毎に開口部の条件が異なる突堤を計算領域の中央に設置した。また、離岸堤については現地海岸の空中写真から突堤より沖側 50m、左岸に 50m の位置に長さ 100m の規模とした。この条件で $\Delta x=10m$ 、 $\Delta y=10m$ とし、 1×10^5 step まで計算を行った。以上のケース計算を基に、大佐和海岸で起こった海浜変形を考察する。

ケース 1 の計算結果を図 4.5.1 に示す。ケース 1 では突堤の根元まで天端高が高い場合について計算した。斜め入射波の作用下で砂は突堤沖を通過し下手側へと運ばれ下手端付近に堆積する一方、上手側では侵食が進む。また、突堤沖での等深線の蛇行もうまく計算されている。また、突堤の根元を砂が横切ることができないため、右岸側では侵食、左岸側では堆積地形変化が起こった。

ケース 2 の計算結果を図 4.5.2 に示す。第 2.5 章で考察した内容から、1985 年より以前の上総湊の状態はケース 2 の状態であったと推察される。斜め入射波の作用下で砂は突堤沖を通過し下手側へと運ばれ下手端付近に堆積するだけでなく、陸側端の開口部を一部の沿岸漂砂が下手側へと流出する。この結果、突堤の上手側では等深線がほぼ平行に前進するが、突堤の陸側端では下手側から突堤の背後へと狭い溝が入り込んでいる。 1×10^4 step では突堤岸側での等深線

の蛇行がうまく計算され、さらに 3×10^4 step では突堤沖での等深線の蛇行がうまく計算されている。さらに 1×10^5 step まで計算したが、突堤沖側の地形がわずかに変化したのみで、汀線付近はほとんど変化しなかった。

ケース 3 の計算結果を図 4.5.3 に示す。突堤の天端高が根元まで確保されているケース 1 の結果と同様に右岸側では侵食、左岸側では堆積という傾向は同様である。ただしケース 3 では離岸堤があるので、舌状砂州が発達している。突堤は 2×10^4 step までは沿岸漂砂を阻止していたが、 3×10^4 step をみると舌状砂州が発達し、沖側の地盤高が全体的に上がったことで、突堤の沖側を砂が抜けているのが確認できる。その後、右岸側へ砂が流れたために 1×10^5 step では突堤根元右岸側で汀線が前進しているのが確認できる。

ケース 4 の計算結果を図 4.5.4 に示す。初期から 1×10^4 step にかけて突堤の裏側と先端の先を砂が抜けていくために、汀線が維持されているのがわかる。しかし、 2×10^4 step では左岸側の舌状砂州が発達して突堤根元付近の左岸側で地盤高が高くなっているのに伴い、右岸側で侵食が起こっていることが確認できる。すなわち、ケース 2 のように、離岸堤が建設されず、湊川からの供給量が保たれていれば、突堤の有無に関わらず汀線が維持されたままであったことが確認された。 3×10^4 step ではその傾向がさらに強まり、左岸側の舌状砂州の先端部は 30m まで発達している。これは空中写真と比較すると 2001 年のものとほぼ等しい。 1×10^5 step の地形と 2012 年の地形測量結果との汀線の比較を図 4.5.5 に示す。計算汀線は実測汀線よりやや過小な値ではあるが、全体形状はほぼ再現できた。このように大佐和海岸で観察された陸側端に開口部を有する突堤周辺での海浜変形が本モデルにより再現可能となり、モデルの妥当性が確認された。

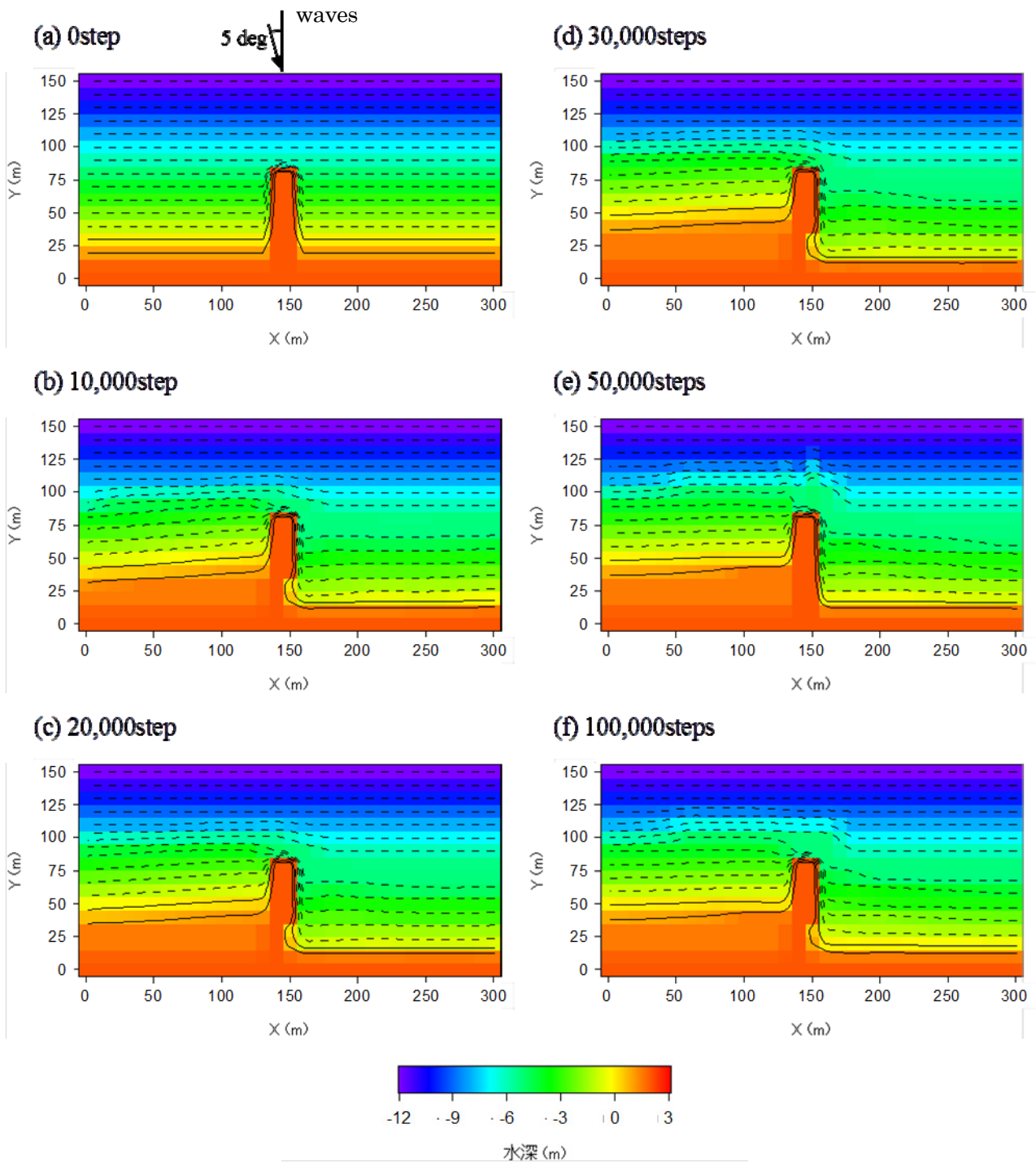


図 4.5.1 計算結果 (ケース 1)

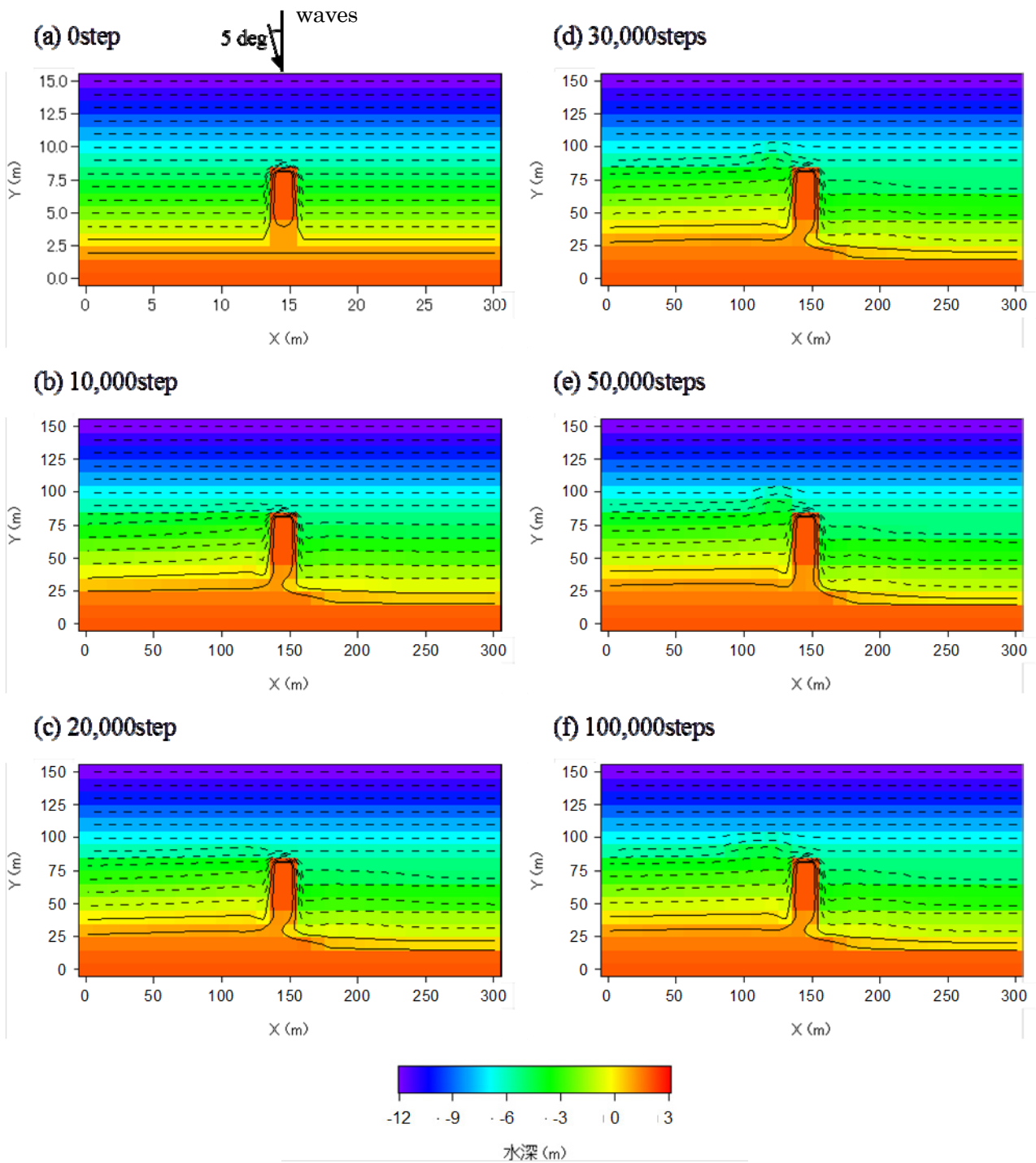


図 4.5.2 計算結果 (ケース 2)

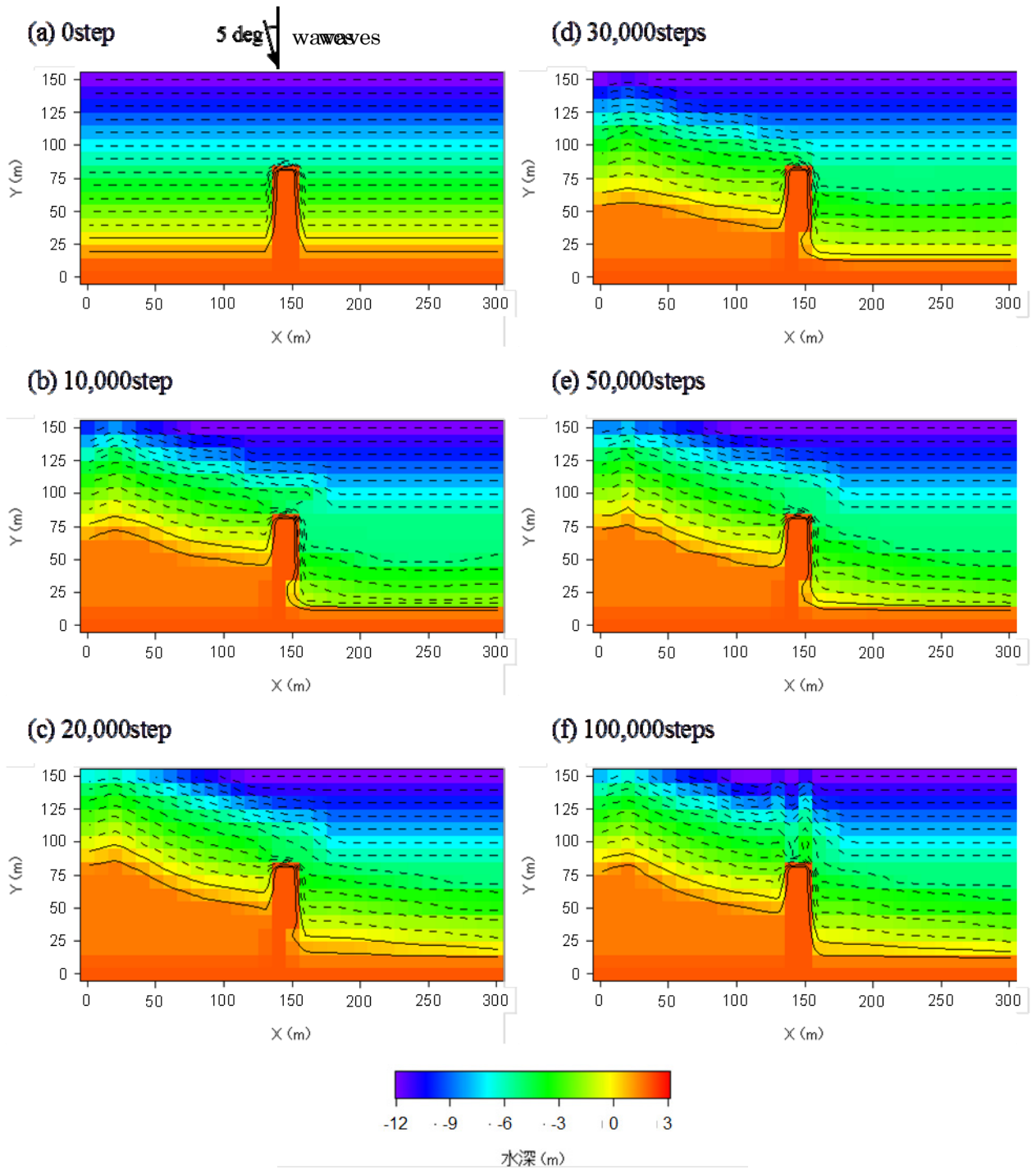


図 4.5.3 計算結果 (ケース 3)

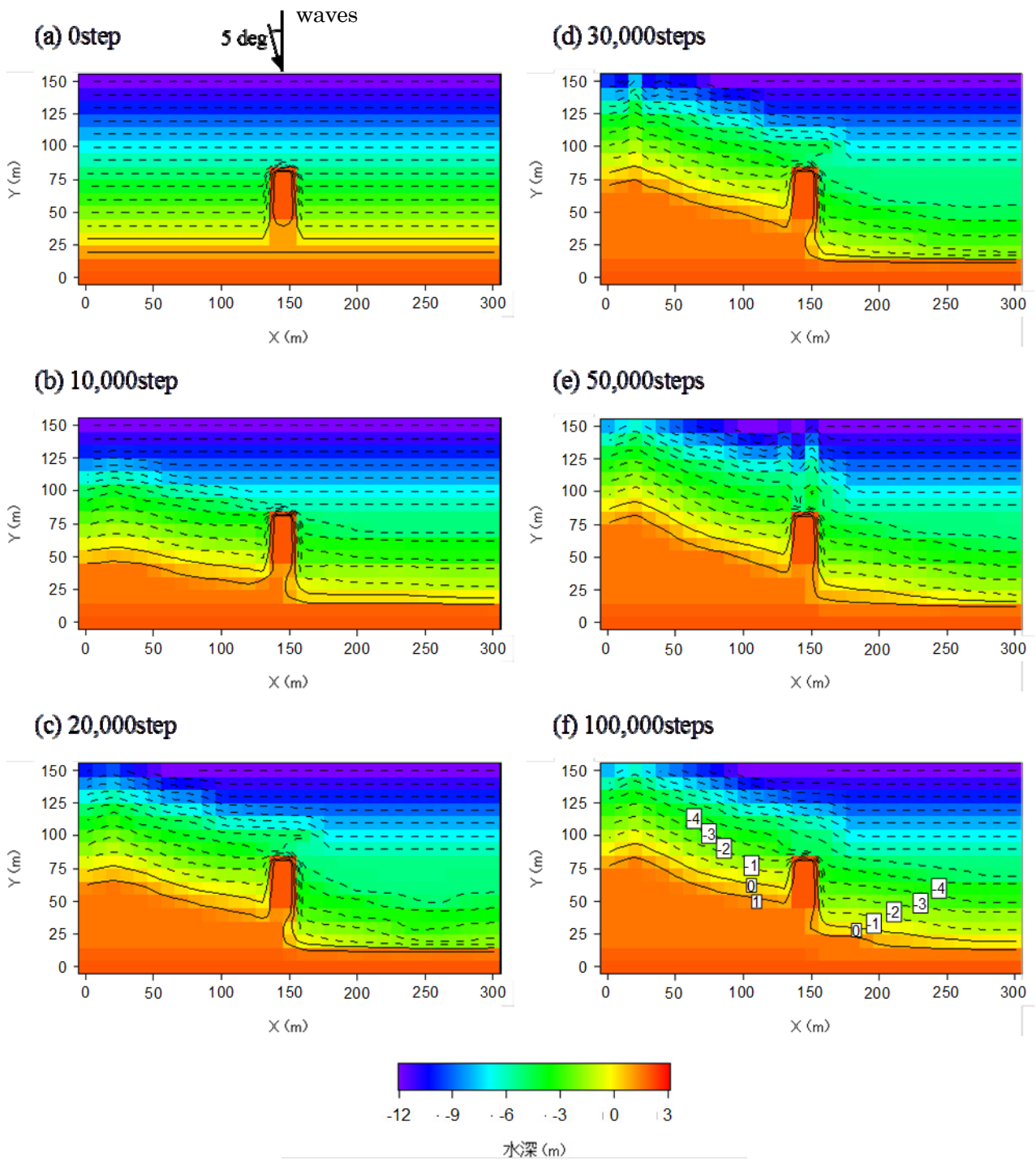


圖 4.5.4 計算結果

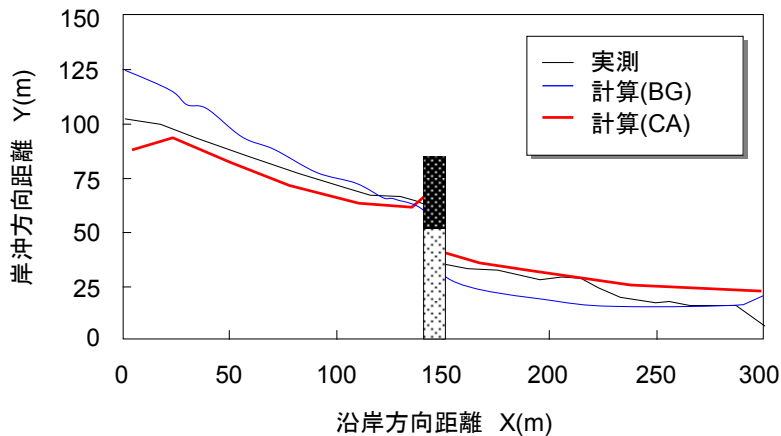


図 4.5.5 現地地形測量結果との比較

4.6 まとめ

現地海岸で観測された離れた位置への砂の移動について、砂の移動距離を考慮することにより再現が可能であることをモデル化し、再現計算によって検証した。

勝山海水浴場で観察された階段護岸上に堆積する砂はについて、セルオートマトン法以外の方法では再現が難しい現象である。このような施設が海岸にある場合の堆積速度が異なるということは、実際の地形をうまく予測計算できないことを示している。将来予測をする上では、このような現象も考慮に入れる必要がある。本モデルを用いて地形を再現し、モデルの有用性を示した。

西湘海岸のように高波浪時に後浜と前浜で土砂移動が起こるような海岸にはセルオートマトン法を用いた本モデルの計算は有効であると思われる。下山らも指摘したように、高波浪時には後浜を含めた範囲で土砂移動が起こる。特に西湘海岸のように構成材料が礫と砂で移動距離に差があるような海岸では、本モデルは非常に有効活用できると考えられる。

コーラルリーフの掘削穴の計算では、掘削穴のある・なしだけでなく、穴の数や深さを変えて計算を行った。

上総湊の突堤周辺を対象として行った計算では、突堤と離岸堤が海浜地形に与える影響について考察し、再現計算を行った。その結果、離岸堤の影響により舌状砂州が発達したために、舌状砂州の根元の地盤高が上がり、突堤の根元の天端高が低い位置を通過していた砂は通過することができなくなったことが計算で確認された。現地と良い一致が見られた。

参考文献

- 70) 渡辺剛士・小林昭男・宇多高明・芹沢真澄・三波俊郎・野志保仁 (2011) : 未固結の地層から成る崖と汀線の後退予測モデル-上総湊～磯根崎の侵食の再現-, 土木学会論文集 B (海岸工学), Vol.66, No.1, pp.496-500.
- 71) 合田良實(1990):港湾構造物の耐破設計: 鹿島出版会, p.303.
- 72) 間瀬 肇・高山知司・国富将嗣・三島豊秋(1999) : 波の回折を考慮した多方向不規則波の変形計算モデルに関する研究, 土木学会論文集, 628/□48, pp.177-187.

5 結論

5.1 BG モデルでは再現できない物理特性を含んだ海岸の実現象

BG モデルでは再現できない物理特性を含んだ海岸の実現象について、現地写真等を用いて説明した。千葉県勝山海水浴場において観察された、岸沖漂砂によって階段型傾斜護岸上に砂が平衡勾配を保ちつつ各段上に堆積する現象について、写真撮影による観測および地形測量の結果と波浪観測の結果を比較し、地形変化の要因について大貫らの調査結果をもとに考察した。主に高波浪時に寄せ波の作用によって平衡勾配よりも急な斜面を乗り越えて階段の上に堆積してするものと考えられた。

神奈川県西湘海岸において観察された、前浜に堆積していた中砂が高波浪時に急勾配の礫浜を乗り越えて礫浜の陸側に堆積する現象について、下山らが行った砂のサンプリング、地形測量の結果と波浪観測結果をもとに考察した。下山らの指摘するように高波浪時に中砂が礫浜の前浜を乗り越え、岸側に堆積したと考えられた。

コーラルマイニングされた場合の沖側から供給される砂が掘削穴にトラップされる現象について、インドネシアの例を紹介し、掘削穴から移動する際に平衡勾配よりも急な斜面でも砂が移動することを指摘した。

千葉県上総湊において観察された突堤の基部を砂が乗り越えて沿岸漂砂が発生する現象について、現地写真、空中写真解析結果、地形測量結果をもとに、現地の状況を説明した。寄せ波時にバームを乗り越えた砂が突堤基部を通過し、沿岸漂砂が発生していることに加え、離岸堤建設による海浜変形が原因で近年突堤の右岸側で激しい海岸侵食が起こったことを指摘した。

また、これらの現象について BG モデルを用いて再現計算も行い、現地の状況がうまく再現されなかったことを確認した。

5.2 セルオートマトン法を用いた海浜変形予測モデルの開発

本研究では、芹沢らの BG モデルを基礎として、新たにセルオートマトン法を導入し、従来考慮されていなかった砂の移動距離を考慮できる海浜変形予測モデルを開発した。モデルの開発にあたり、砂の移動は岸沖漂砂・沿岸漂砂の区別なく波向および地形の局所勾配に応じて砂の移動方向および砂の移動量を求めた。また、寄せ波と引き波の作用による砂の移動を従来モデルではネットの移動量として扱っていたが、寄せ波と引き波を別々に取り扱うモデルとした。

本モデルは平面上の各セルで水深変化を表した形式であるため、等深線変化モデルが苦手とした水深が岸沖方向に2箇所以上あるような地形や、複雑な構造物配置が設定できるモデルとなっている。

等深線変化モデルや BG モデルでは、漂砂量はメッシュの境界を通過する量として表したが、セルオートマトン法では、離れたセルへの移動の計算を行うために、セルから移動する砂の量を直接求める。砂の移動方法について、移動した先がセルにまたがるような場合について、砂の移動量を面積比で分割する手法を考えた。

また、移動量 V_0 に関して、メッシュの境界を通過する漂砂量と砂の移動量の関係を示し、BG モデルで用いられている漂砂式との関係式を導き出した。ただし、砂の移動距離 L_0 については、算出方法についての一考察までとした。

本研究で開発したモデルの再現性を確認・検証するために、仮想海岸で岸沖漂砂量、沿岸漂砂量を既往モデルと比較し、良好な一致を確認した。また、現地海岸を対象として再現計算も行い、同様の結果が得られることを確認した。

5.3 現地海岸へのモデルの適用

BG モデルでは再現できない物理特性を含んだ海岸の実現象として、勝山海水浴場で観察された階段型傾斜護岸上への堆砂現象や、西湘海岸で観察されたバーム裏側への堆砂現象を対象として再現計算を行い、本モデルを用いた計算の再現性を確認した。次にリーフ掘削による岸向き漂砂のトラップ現象を対象とした計算では、掘削穴にトラップされた砂が平衡勾配よりも急勾配な斜面を乗り越えて移動することを示した。また、大佐和海岸で観察された突堤基部を乗り越えて沿岸漂砂が発生する現象を対象として再現計算を行った。以上のことから、本モデルによればBGモデルの計算結果と比較して現地の海浜変形をより正確に再現できることが確認された。

5.4 まとめ

本研究で開発したセルオートマトン法を用いたモデルにより、BGモデルでは計算できなかった平衡勾配よりも急な斜面を乗り越えて移動する砂の現象について検証し、再現計算を行った。その結果、BGモデルと同様の計算手法で計算できることに加え、BGモデルで再現できなかった現象も計算可能となった。

6 謝辞

本研究を実施するにあたって、指導教官である日本大学理工学部教授、小林昭男博士に深く感謝の意を捧げます。研究のご指導だけでなく、技術者として、研究者として日々の日常を過ごす上でどのような生き方をすべきか、ご助言を賜りました。深く御礼申し上げます。

また、一般財団土木研究センター常務理事なごさ総合研究室長兼日本大学理工学部客員教授、宇多高明博士に深く感謝の意を捧げます。研究活動を行う上で、ご助言・ご指導を賜りました。

有限会社海岸研究室の芹沢真澄博士、国際航業株式会社の星上幸良博士に深く感謝致します。芹沢氏にはモデルの基礎となるBGモデルについて、懇切丁寧に教えていただきました。星上氏には実務を行う上での考え方や、人との接し方についても教えていただきました。

さらに、日本大学助手の野志保仁博士には、学部のところから研究の進め方・考え方のご指導だけでなく、親身に相談にも乗っていただきました。深く感謝いたします。

最後に、私が全力で研究できるように生活面を支えてくれた両親に多大な感謝の意を表します。

7 付録

7.1 緒言

2008年から2013年までの筆者の国内研究業績をまとめた。審査付論文21編（国内会議論文16編，国際会議論文5編），口頭発表論文が11編となっている。

7.2 国内会議論文（審査付）

遠藤将利・小林昭男・宇多高明・芹沢真澄（2013）：セルオートマトン法を用いた3次元海浜変形予測モデル，土木学会論文集B2（海岸工学），pp.I_526-I_530.

本島真也・小林昭男・宇多高明・遠藤将利（2013）：大洗磯浜海岸における花崗岩礫の追跡調査，土木学会論文集B2（海岸工学），pp.I_721-I_725.

小林昭男・宇多高明・遠藤将利・増田康太（2013）：涸沼親澤鼻の近年の変形と東北地方太平洋沖地震時の地盤沈下の影響，土木学会論文集B2（海岸工学），pp.I_701-I_705.

遠藤・小林昭男・宇多高明・片江（2013）：近接した人工海浜での沿岸漂砂の卓越方向の反転現象，土木学会論文集B3（海洋開発），Vol.69, No. 2, pp. I_940-I_945.

小林昭男・宇多高明・遠藤将利・野志保仁（2013）：房総半島南部の豊岡海岸における人為改変による自然海浜の狭小化，土木学会論文集B3（海洋開発），Vol.69, No. 2, pp. I_790-I_795.

小林昭男・宇多高明・野志保仁・遠藤将利・大草祐介（2013）：幕張人工海浜における養浜礫の移動堆積状況の実測，土木学会論文集B3（海洋開発），Vol.69, No. 2, pp. I_826-I_831.

遠藤将利・小林昭男・宇多高明・芹沢真澄・野志保仁（2012）：セルオートマトン法を用いた海浜変形予測モデル，土木学会論文集B2（海岸工学），Vol.68, No.2, pp.I_521-I_525.

黒澤祐司・小林昭男・宇多高明・野志保仁・遠藤将利・古谷真広（2012）：粗粒材養浜後の円磨度の変化とすりへり試験，土木学会論文集B2（海岸工学），Vol.68, No.2, pp. I_1456-I_1460.

遠藤将利・小林昭男・宇多高明・芹沢真澄・野志保仁（2011）：セルオートマトン法を用いた海浜変形予測モデル，土木学会論文集B（海岸工学），Vol.67, No.2, pp. I_456-I_460.

田村憲史・小林昭男・宇多高明・黒澤祐司・遠藤将利・野志保仁（2011）：平潟漁港に隣接する九ノ崎～五浦海岸での土地利用の変化と海浜変形，第36回海洋開発シンポジウム講演集，201.

下山陽平・小林昭男・宇多高明・石川仁憲・遠藤将利（2010）：西湘海岸の大磯地先における礫の堆積状況調査，海岸工学論文集，第58巻，pp.546-550.

黒澤祐司・小林昭男・宇多高明・野志保仁・遠藤将利・古谷真広（2011）：粗粒材養浜後の円磨度の変化とすりへり試験，沿岸域論文集.

遠藤将利・小林昭男・宇多高明・熊田貴之・野志保仁・古谷真広（2010）：自然海浜と護岸前面における前浜の季節変動の再現計算，海洋開発論文集，第26巻，pp.1203-1208.

遠藤将利・小林昭男・宇多高明・野志保仁・岩瀬光平・大中 晋（2009）：リーフ掘削に起因する波浪場の変化がSanur海岸の養浜後海浜に及ぼした影響評価，海岸工学論文集，第56(1)巻，pp.481-4865.

小林昭男・宇多高明・遠藤将利・野志保仁・酒井和也・清水達也（2009）：カラーサンドの追跡による粒径毎の漂砂量特性調査，海洋開発論文集，第25巻，pp.1125-1130.

古谷真広・小林昭男・宇多高明・野志保仁・清水達也・遠藤将利（2009）：礫浜における細砂

中砂の挙動に関する実験的研究, 海洋開発論文集, 第 25 巻, pp.1113-1118.

7.3 国際会議論文 (審査付)

Masatoshi Endo, Akio Kobayashi, Takaaki Uda, Yasuhito Noshi and Susumu Onaka : SHORELINE ROTATION CAUSED BY LARGE-SCALE EXCAVATION OF REEF FLAT ON SANUR BEACH IN BALI, ICCE, 2010.

Masatoshi Endo, Akio Kobayashi, Takaaki Uda, Masumi Serizawa and Yasuhito Noshi (2012) : Model for Predicting Beach Changes using Cellular Automaton Method., Proc. 33rd ICCE, posters. 12.

Masatoshi Endo, Akio Kobayashi, Takaaki Uda, Masumi Serizawa and Yasuhito Noshi (2013) : Model for predicting beach changes using cellular automaton method, Proc. Coastal Dynamics 2013, Paper No. 51, pp. 563-574.

Masatoshi Endo, Akio Kobayashi, Takaaki Uda and Yasuhito Noshi (2013) : Disappearance of sandy beach triggered by extension of fishing port breakwater and excess land reclamation, Asian and Pacific Coasts 2013, Proc. 7th International Conf., pp. 288-294.

Akio Kobayashi, Takaaki Uda, Masatoshi Endo and Yasuhito Noshi (2013) : Beach erosion triggered by river mouth dredging as a measure against river mouth closure, Asian and Pacific Coasts 2013, Proc. 7th International Conf., pp. 113-120.

7.4 国内会議論文 (口頭発表)

小林昭男・宇多高明・遠藤将利・星上幸良・野志保仁 (2013) : 岡本川河口への堆砂防止策としての導流堤の効果および養浜に伴う飛砂害, 日本沿岸域学会研究討論会 2013 講演概要集, No.26 (PDF), セッション 08-04.

小林昭男・宇多高明・野志保仁・遠藤将利・本島真也・星上幸良 (2013) : 内房に位置する保田海岸の人工化要因の検討, 日本沿岸域学会研究討論会 2013 講演概要集, No.26 (PDF), セッション 08-03.

遠藤将利・小林昭男・宇多高明・田中崇仁・星上幸良 (2012) : 防波堤の遮蔽域形成と河口浚渫に起因する海浜変形, 日本沿岸域学会研究討論会 2012 講演概要集, No.25 (PDF), セッション 08-03.

黒澤祐司・小林昭男・宇多高明・遠藤将利 (2012) : 海岸線付近の土地利用の変化と海浜変形-房総半島南部の豊岡海岸の例-, 日本沿岸域学会研究討論会 2012 講演概要集, No.25 (PDF), セッション 08-04.

小林昭男・宇多高明・小澤宏樹・星上幸良・遠藤将利 (2012) : 安芸宮島の巖島神社が建立された地域の漂砂環境, 日本沿岸域学会研究討論会 2012 講演概要集, No.25 (PDF), セッション 08-05.

黒澤祐司・小林昭男・宇多高明・野志保仁・遠藤将利 (2011) : 粗粒材養浜後の円磨度の変化とすりへり試験, 沿岸域学会研究討論会 2011 講演概要集, 第 24 回, 3-5.

大貫 崇・小林昭男・宇多高明・芹沢真澄・遠藤将利・野志保仁 (2011) : 河口位置の変動と沿岸漂砂の河口横断機構, 沿岸域学会研究討論会 2011 講演概要集, 第 24 回, 3-4.

- 遠藤将利・田村憲史・小林昭男・宇多高明・大貫 崇・黒澤祐司（2011）：福島県豊間海岸の地形変化の実態，沿岸域学会研究討論会 2011 講演概要集，第 24 回，2-8.
- 遠藤将利・小林昭男・宇多高明・野志保仁・清水達也・熊田貴之（2008）：単一粒径砂と混合砂でできた海浜の波による応答の違いに関する実験，日本沿岸域学会研究討論会 2008 講演概要集，第 21 回，pp.73-76.
- 遠藤将利・小林昭男・野志保仁（2010）：蛍光砂の追跡調査結果に基づいた漂砂量の粒径依存に関する考察，日本大学理工学部学術講演会
- 遠藤将利・小林昭男（2008）：砂浜海岸で見られる互層構造形成機構の解明とモデル化，日本大学理工学部学術講演会