

港湾空港技術研究所 資料

TECHNICAL NOTE
OF
THE PORT AND AIRPORT RESEARCH INSTITUTE

No.1062 September 2003

波群の変形による長周期の波と流れの発生および沿岸の長周期波に伴う浜への波の遡上を考慮した地形変化モデルの構築

中村 聡志

独立行政法人 港湾空港技術研究所

Independent Administrative Institution,
Port and Airport Research Institute, Japan



目 次

要 旨	3
1. まえがき	4
2. 数値計算モデルの概要	4
2.1 モデルの計算手順	4
2.2 波の伝播・変形計算モデル	5
2.3 波による流れ励起の理論式	6
2.4 長周期の波と流れの計算モデル	6
2.5 波と流れによる底質移動量の経験式	7
2.6 地形変化計算モデル	8
3. モデルの検証	8
3.1 波の伝播・変形	8
3.2 平均水面と沿岸流の岸沖分布	9
3.3 地形変化	10
3.4 波群の伝播と波の遡上	10
4. 現地への計算モデルの試適用	11
4.1 越流侵食発生時の波浪と越流による地形変化	13
4.2 数値計算による越流状況の再現計算	13
5. 結論	15
6. あとがき	15
参考文献	15

A Numerical Model for Sculpture Due to Wave Run-up and Long Period Flow Generated by Wave Group Deformation

Satoshi NAKAMURA*

Synopsis

Beach managements for land protection, tidal flat development and nature conservation around shore facility requires that more fine prediction of waves, currents and beach profile changes should be done. The fine prediction has to be considered not only wave deformation due to topography and shore facility but currents variation, large wave run-up and over-flow on the beach, that occur deformation of wave groups. However, such numerical model for unsteady wave and flow including moving boundary at the shoreline needs long computation time and large resources. For the practical prediction, numerical model also needs ability of calculation in wide area, high resolution and speed.

In this paper numerical model for 2DH beach profile change due to wave, current and wave run-up that generated by deformation of wave groups are developed. In the wave model wave group are treated as amplitude modified regular wave, and moving boundary are calculated by flux model with finite volume method in the flow model.

Model results of wave, current and wave run-up are tested with exist experimental results and theoretical results. Trial calculations are carried out in a case of beach profile change with large wave run-up and over-flow in the field. Model result of location of large wave run-up on the beach has a good agreement with field survey.

Key Words: wave group deformation, long period flow, finite volume method, profile change

* Head of Sedimentary Environments Division, Marine Environment and Engineering Department
Port and Airport Research Institute, Independent Administrative Institute 3-1-1 Nagase, Yokosuka, 239-0826 Japan
Phone : +81-46-844-5051 Fax : +81-468-44-1274 e-mail:nakamura_s@pari.go.jp

波群の変形による長周期の波と流れの発生および沿岸の長周期波に伴う浜への波の遡上を考慮した地形変化モデルの構築

中村 聡志*

要 旨

近年、海岸防護や海岸環境、海岸利用の面から砂浜や干潟を保全しあるいは造成し、管理する必要が生じている。しかしながら、地形や構造物などによって生じるその場所に固有な波や流れによる底質移動の結果として動的に安定な形状を保っている砂浜や干潟の地形変化を予測する実用的なモデルは開発されていない。これら海岸地形変化予測を行うには、波の回折・反射、屈折、浅水、碎波変形を精度よく計算するのみならず、波高の時間的変動(波群性)を有する波の変形によって励起される長周期の流れおよび平均水位の変動によって生じる浜への越流や波の遡上を考慮した地形変化の計算を広領域・高解像度・短時間で行うことが必要となる。

本研究では、沿岸域の地形と構造物による境界条件のもとでの波・流れ・地形などの物理環境変化の予測・管理に供する数値計算ツールの開発を目的とし、波群の変形による長周期の波と流れの発生モデルと平均水位の長周期変動に伴う波の遡上を考慮した流動モデルを開発した。また、既存の掃流砂や浮遊砂による地形変化モデルを組み合わせることにより、長周期波の遡上流れと波による地形変化予測数値計算の枠組みを構築した。

理論値および既存の実験結果、現地観測結果を用いてモデルの検証を行い、波および平均水位変動、沿岸流、波の遡上について良好な結果を得た。また、仙台南海岸で生じた遡上波が浜の頂を越え、蒲生干潟内への越流と砂の堆積をもたらした事例を対象として波の遡上の再現計算を行い、越流が発生した際の波浪条件による越流位置の計算結果が実際の越流発生位置にほぼ一致することを示した。

キーワード：波群の変形、長周期流動、波の遡上、有限体積法、地形変化

* 海洋・水工部底質環境研究室長
〒239-0826 横須賀市長瀬3-1-1 独立行政法人港湾空港技術研究所
電話：0468-44-5051 Fax：0468-44-1274 e-mail:nakamura_s@pari.go.jp

1. まえがき

近年、海岸防護や海岸環境、海岸利用の面から砂浜や干潟を保全し、あるいは、造成し、管理する必要が生じている。海岸の保全のためには、周辺海域に建設される構造物によって生じる波と流れの変化を的確に予測することが必要とされる。また、造成・管理のためには人工的な初期地形からの変化を量的にさらには質的に予測する必要がある。ここで求められる技術は、これまでに行ってきた汀線形状の変化や水深変化の予測だけではなく、遡上域を含む縦断地形変化を考慮した地形変化予測技術である。しかしながら、未だこうした予測技術は確立されていない。浜の空間形状を含む地形変化予測技術の確立を困難にしている要因として漂砂現象が一粒の砂の移動の積み重ねによって生じたマクロな現象であるという複雑さがあると良く挙げられるが、沿岸域の波流れの複雑さ、たとえば、海浜流の非定常性や波の遡上現象も要因として考えられる。こうした沿岸域の波と流れの複雑さは、波群性（波は全く不規則に來襲するのではなく、高い波の集団と低い波の集団が繰り返し來襲する）によって生じると考えられている。非定常な波の現象の観測として、Munk(1949)に始まるサーフビートの観測やSymondsら(1982)による長周期波の解析解などがある。この沿岸に非定常な現象を生じさせる一つの要因として考えられる波群については、その発達機構および統計的な出現頻度などはまだ十分に明らかにされていないが、沿岸域の波に表れる波群性を考慮することにより、波によって励起される海浜流の速さおよび方向が長い周期で変動する現象や、汀線付近では平均水面がゆっくりと上下動し大規模な波の遡上が起きる現象を説明することができる。特に時化時において、波は強い波群性を持つことがあるので、地形変化予測においても波群性を考慮することは重要であると思われる。

現在一般に実務で用いられている平面2次元海浜変形モデルは、長期間の波浪条件を代表する波の諸元で計算された定常な波浪場(波高・波向)を用いて海浜流の計算を行い、得られた流れの計算結果あるいは波と流れの計算結果を用いて漂砂量を計算し、その収支から地盤高さの変化を求めるものである。こうした計算モデルは、個々の時化の状態を無視し平均的な漂砂量を計算することによって数年程度の長期予測計算を可能にしているのであるが、時化による短期的な地形変化を予測することはできない。それは、時化時に顕著になる波の遡上は、平均的な波浪によって生じるものではなく、個々の波の大きさやその來襲する時間的な間隔によって生じる現象だか

らである。波の遡上による地形変化の効果を平面2次元海浜変形モデルに取り込む試みとして、清水ら(1994)のように遡上域の仮想的な水深を設定し、沿岸方向の漂砂量による汀線の前進・後退を計算したものがある。これは長期的に代表する平均波による波の遡上効果を地形変化に取り込むものであり、時化時の波の遡上による効果を考慮したものではなく、波群の來襲に伴う大規模な波の遡上による地形変化を計算できるものではない。また、個々の波の遡上による地形変形効果を考慮したモデルとして、佐藤・Kabiling(1994)のように波の非線形性を考慮したブシネスク方程式を用いて波と平均水位の変化および海浜流を計算し、さらに、1計算ステップごとに汀線計算格子の水位差を用いて汀線位置を移動させる手法により遡上域の地形変化を計算したものがある。この方法は汀線付近の漂砂量算出や移動汀線処理のため汀線変化モデルや流量フラックスモデルによって別途計算が必要なため計算負荷が大きくなり、また、非線形波の計算自体の計算負荷が大きい。

本研究では、沿岸域の地形と構造物による境界条件のもとでの波・流れ・地形などの物理環境変化の予測・管理に供する数値計算ツールの開発を目的として、任意の地形と構造物配置条件下での波の回折・反射、屈折、浅水、碎波変形を精度よく計算し、かつ、波の位相を考慮した長周期の波と流れを励起する力を算定する簡便な波動モデルと平均水位の変動に伴う波の遡上や汀線移動を考慮した流動モデルを開発し、既存の掃流砂や浮遊砂による地形変化モデルを組み合わせることによって時化時の沿岸の地形変化予測計算を実用的な範囲で行うことが可能なモデルの構築を行う。

2. 数値計算モデルの概要

2.1 モデルの計算手順

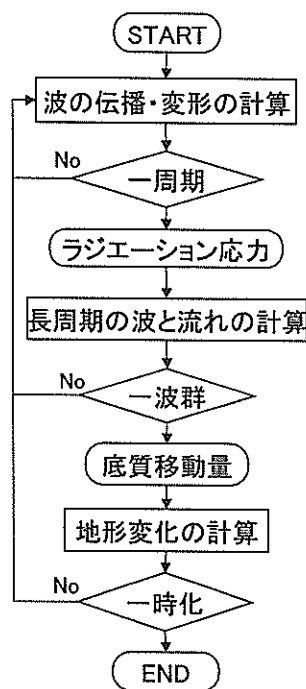
今回構築する地形変化モデルは、波の伝播・変形計算、平均水面・海浜流計算、地形変化計算の3つの数値計算サブモデルとこれらに関連付ける波による流れの励起理論および波・流れによる底質移動量の経験式で構成される(図-1)。こうした波の変形とそれに伴う流れへ移行の物理的なメカニズムに基づく本質的なモデルを用いることによって、また、既存研究における理論式や実験式を用いることによって、複雑な地形や構造物によって生じる波と流れの場の変化と局所的な波と流れに起因する地形変化を逐次計算するものである。本モデルでは、波群による長周期の波と流れの発生を逐次計算する計算負荷を軽減するために、取り扱う波を振幅変調規則波に限定

する。一見、実海域で観測される波群性を持つ波を振幅が時間変動する規則波として取り扱うことは、複雑な波群の取り扱いとして不適切であるように思えるが、波群性が水面変動記録に強く現れているときの波の周期を解析するとその分布は一つの周期帯に多くの波が集まった分布形となる(Nakamura, 1996)こと、波群性が強いときの波のパワースペクトル形状は狭帯域化するので波群性の強い波の包絡線は容易に求めることができる(Nakamura and Dodd, 1997)こと、有義波の周期と平均的な波群の繰返し周期との間には強い相関がある(加藤ら, 1991)ことから、波群による長周期の波と流れを計算するモデルにおいて振幅変調規則波を用いることは、長周期の波と流れの発生原因となる波群性を持つ波の特徴を強調した波を仮定したといえる。また、実海域で観測される波には長周期の波そのものも含まれているが、観測で得られる波の長周期成分については、多くの発生源からの長周期成分が重なり合った状態で観測され、分離不可能であることから、対象海域における長周期成分を推定して与えることは難しい。本モデルでは長周期の波と流れの計算の境界条件として諸々の長周期の波と流れを付与することができるが、沖からの長周期の波と流れそのもの入射は考慮しない。今回は波群の変形によって生じる長周期の波と流れを計算することを主眼とする。

入射波を振幅変調規則波に簡略化する一方で、ラジエーション応力の計算は過剰運動量フラックス定義式に立ち戻って、波の一周期分ずつ時間平均計算を行い長周期の波と流れの励起力の非定常性を考慮することによって、地形および構造物による平均水位の変動と流れの励起に関して高精度化を図った。

本モデルは波から長周期の波と流れへの干渉を主に計算するものであるが、長周期の波と流れから波への干渉を一部取り入れている。長周期の波による平均水面の変化は波の伝播・変形計算にフィードバックさせる、すなわち、長周期の波と流れの遡上によって生じた遡上域には波を伝播させ、遡上によって生じた新たな水面においても長周期の波と流れの励起計算を行う。一方、長周期の流れによる波の伝播変形への影響は計算を簡略化するために今回のモデルでは考慮していない。しかしながら、河口域における流出がある場合、構造物によって流れの断面積が急に縮小される場合、遡上波の流下時に生じる薄く強い流れがある場合、離岸流が集中し強い流れが生じる場合など流れから波への影響を考慮せねばならず、今回のモデルによる計算においても流れから波への影響を考慮しなければならないと思われる場所がいくつか生じた。この点は今後のモデル改良の課題の一つである。

地形変化については、水深の変化として波の変形計算および長周期の波と流れの計算にフィードバックされ、水深変化による底面せん断力の変化として底質移動量の計算にも影響を及ぼす。以下、波の伝播・変形計算、波による流れ励起力、長周期の波と流れの計算、底質移動量式、地形変化計算の順に説明する。



図一1 モデルの構成

2.2 波の伝播・変形計算モデル

沖から来襲した波は、浅海域を伝播する過程で海底地形や構造物の影響を受け、屈折、浅水変形、碎波変形、回折・反射によって、波高や波向きが変化する。こうした波浪変形を波の位相を含めて精度よく推定することが、漂砂の外力としての海浜流や波の遡上を評価する上で重要となる。海浜流や波の遡上は、離岸流の消長や寄せる波の大小でわかるように、極めて非定常な現象であり、これらを励起する波の振幅と位相の変化によって変動する。波の振幅と位相を計算するモデルとして、波の非線形性を考慮して波と流れを同時に計算するブシネスク方程式を用いたモデルもあるが、数値境界条件の処理や適用範囲の問題、大領域計算における計算時間があるので、本モデルでは波の非線形性は犠牲にするけれども、数値計算処理の問題の比較的少ない非定常緩勾配方程式を用いる。非定常緩勾配方程式は波の主要な変形を扱うことができ、また、規則波であるために波の変形が顕著に現れる特徴を持つ。さらに、振幅変調を行った規則波を用いることにより簡便に入射波群を取り扱うこと

則波を用いることにより簡便に入射波群を取り扱うことができる利点がある。

砕波による減衰を考慮した非定常緩勾配方程式は次式で表される。

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} = \nabla \cdot (c c_g \nabla \phi) - k^2 c^2 (1-n) \phi - f_D \frac{\partial \phi}{\partial t} \quad (1)$$

ここで、 ϕ は水表面ポテンシャル、演算子 ∇ は

$$\left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y} \right), c \text{ は波速, } c_g \text{ は群速度, } k \text{ は波数, } n \text{ は}$$

群速度波速比、 f_D は砕波減衰係数を表す。

式 (1) を離散化し、適切な計算領域端数値境界条件および構造物境界条件の下に沖合入射境界から水表面ポテンシャル ϕ_{INPUT} を与え、時間発展的に水表面ポテンシャル ϕ を計算する。計算された水表面ポテンシャル ϕ の時間変化および空間勾配から、

$$\text{水面変動 } \tilde{\eta} = -\frac{1}{g} \frac{\partial \phi}{\partial t}, \text{ 水面流速 } \tilde{u} = \frac{\partial \phi}{\partial x}, \tilde{v} = \frac{\partial \phi}{\partial y}$$

が求められる。ここで、記号 \sim は水表面における波の諸量を表す。

砕波減衰は単純に波高水深比が 0.65 以上の領域で

$$f_D = \text{fric} \times \frac{c}{h + \tilde{\eta}} \quad (2)$$

を作用させた。fric は任意の定数、 c は波速、 h は初期水深、 $\tilde{\eta}$ は計算中に得られる長周期の水面変動量を表す。本計算では fric の値を 0.01 の一定値を用いた。この値を小さくすると斜面での砕波が小さく斜面全体で入射波が反射してしまう状態になる。また、値を大きくしすぎても砕波点で急激に波が消滅するため冲向きの反射波が生じる。今回の値を用いることによって角度の異なる一様勾配斜面における砕波を計算可能であるが最適な値と物理的考察から与えられる値については今後の課題である。

数値計算では、式 (1) を計算領域のセル内で水表面ポテンシャルの値が一定としてセル内の領域積分を行い空間的な離散化を行い、差分によって時間の離散化を行ったものを用いた。この水表面ポテンシャルの離散式を水表面ポテンシャルの入射境界および計算領域端境界、構造物境界の条件のもとで、陽解法による逐次計算を行った。計算領域端の数値境界条件は、水槽壁のような完全反射境界、計算領域内からの波を通過させ無反射の状

態を作り出す透過境界、計算領域の両端の境界を繋げた繰り返し境界の 3 つを適宜用いて計算を行った。また、計算領域内の構造物に対する境界条件として、各セルの境界で完全反射となる線境界のみを用いた。任意反射率の構造物境界については、完全反射線境界と水表面ポテンシャルの減衰によって再現可能であるが、減衰項の物理的意味付けが不明なため本モデルへの組み込みは行っていない。

2.3 波による流れ励起力の理論式

波の存在によって生じる流れの励起力を理論的に説明する概念として、波による過剰運動量フラックス (ラジエーション応力) が用いられる。周囲に構造物のない一様な水深を進行する波の場合、ラジエーション応力は波のエネルギー E と群速度波速比 n を用いた簡便な次式で表される。

$$S_{ij} = \frac{E}{2} \begin{pmatrix} 2n(1 + \cos^2 \theta) - 1 & n \sin 2\theta \\ n \sin 2\theta & 2n(1 + \sin^2 \theta) - 1 \end{pmatrix} \quad (3)$$

ここで、 n は群速度波速比、 θ は波向き。

しかしながら、沿岸域など海底地形の変化や構造物の影響の強い領域では、式 (3) は成立せず、時間的空間的な位相を含めた波の変形を解き、その波の一周期当たりのラジエーション応力を、定義式に立ち戻り、時間積分によって求めなければならない。本計算では、波の変形計算で得られた表面水位変動 $\tilde{\eta}$ 、水平 i 方向の表面水粒子速度 \tilde{u}_i の値を用いて、微小振幅波理論から深度毎の水平 2 方向および鉛直方向の水粒子速度 u_i, u_j, w を計算し、一般波浪場におけるラジエーション応力テンソル S_{ij} を計算する。

$$\frac{S_{ij}}{\rho} = \left\{ \frac{g}{2} \overline{\eta^2} - \int_{-h}^0 \overline{w^2} dz \right\} \delta_{ij} + \int_{-h}^0 \overline{u_i u_j} dz \quad (4)$$

ここで、 ρ は密度、 g は重力加速度、 h は水深、 $\overline{\quad}$ は一周期当たりの時間平均を示す。

流れを励起する力 (F_x, F_y) はラジエーション応力の空間勾配によって次式で表される。

$$F_x = \frac{\partial}{\partial x} S_{xx} + \frac{\partial}{\partial y} S_{xy}, \quad F_y = \frac{\partial}{\partial x} S_{yx} + \frac{\partial}{\partial y} S_{yy} \quad (5)$$

2.4 長周期の波と流れの計算モデル

通常の実務で用いられる水位上昇および海浜流の計算は波浪条件が定常であると仮定して、波浪変形計算によって得られた波高分布と波向き分布を用いて、定常状態

の水位および海浜流が計算される。しかしながら、実際の海では汀線位置は寄せては返す波によって常に変動し、時には大きく遡上したり流下したりする。また、沿岸流や離岸流についても間欠的に強くなったり弱くなったりすることからわかるように、平均水面の変動および海浜流は非定常な現象である。こうした周期数秒から十数秒の波より長い周期で生じる非定常な現象を水位変動の面から捉えたものが長周期波であり、流れの変動として捉えたものが長周期流動と呼ばれるものである。沿岸における長周期の波と流れは、汀線において平均水位の上下動による汀線位置のゆっくりとした変動および浜を遡上流下する流れを生じさせる。時化時に顕著になる浜を遡上する長周期の波と流れは、その遡上先端での砂の巻き上げや流下時の速い流れによって海岸地形を大きく変化させている。この長周期の波と流れとその遡上を考慮することによって沿岸の波と流れによる底質移動などの複雑な現象を適切に予測することが可能になると考える。

本モデルでは長周期の波と流れによる汀線位置の移動を考慮した計算手法を用いる。一般に移動する境界を持つ数値計算は、境界の移動に特殊なアルゴリズムを別途必要とし、かつ、その計算のために多くの時間を要する。この移動境界計算にかかる負荷のために広域における遡上による計算が困難なものとされてきた。本モデルではこの移動境界の問題を基礎方程式の不変量表示と有限体積法による離散化を用いることによって簡略化し、移動境界処理にかかる計算負荷の少ない方法を開発した。具体的には、水深方向に積分され、波の一周期平均された非線形長波の質量保存および運動方程式を用いて平均水位の変動および海浜流の計算を行う。式の導出の過程で波による流れの励起力となるラジエーション応力は運動方程式の中に必然的に導入され、質量保存式と水平*i*方向の運動方程式は次式で表される。

$$\frac{\partial}{\partial t}(d) + \frac{\partial}{\partial x_\alpha}(d\hat{u}_\alpha) = 0, \quad d = h + \hat{\eta} \quad (6)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(d\hat{u}_i) + \frac{\partial}{\partial x_\alpha} \left(d\hat{u}_i^2 + \frac{1}{2}gd^2\delta_{i\alpha} \right) \\ = \varepsilon_{i\alpha\beta}\Omega_\alpha d\hat{u}_\beta - F_i - \tau_i + gd \frac{\partial h}{\partial x_i} \end{aligned} \quad (7)$$

ここで、*d*は全水深、 \hat{u}_i は*i*方向の流速、 F_i は起流力、 τ_i は*i*方向の摩擦抵抗、 Ω_i は*i*方向のコリオリパラメータを示す。これら方程式を有限体積法で離散化し、隣接するセル間のフラックスを逐次計算することにより解を求めている(Nakamura and Dodd, 1997)。適切な計算領域

端での流速および水位の境界条件と計算領域内のラジエーション応力分布の時間変化を与えることによって、水面上昇 $\hat{\eta}$ および海浜流 \hat{u}_i が計算される。本モデルは遡上先端においても隣接するセル間の流量フラックスを計算することにより解を求めており、陸域のセルに流入する流量フラックスに応じて自由に移動する汀線境界を比較的容易に計算できる特長を持っている。ただし、汀線セルでの全水深*d*が極めて小さいとき、汀線セル内の流速をその水深における波速に制限する処理を行っている。

2.5 波と流れによる底質移動量の経験式

底質の移動量については、波による底面振動流によって生じる掃流砂による移動量と浮遊砂による移動量を時々刻々求めることのできる佐藤・Kabiling (1994)の実験式を準用した。この実験式は、二次元造波水路における一様勾配斜面の変形結果と数値計算で得られた移動形態毎の底質移動量との比較によって得られたものであり、遡上域における底質移動と波と流れとを直接計測して得られたものではない。しかしながら、各瞬間における底質の移動方向と量を底面流速で評価しており、移動形態毎に底質移動量が得られるため、遡上による底質移動量を計算する本モデルで有用であるので、この式を用いた。

掃流砂による移動量 $\bar{q}_b(t)$ は次式で計算される。

$$\frac{\bar{q}_b(t)}{\sqrt{(s-1)gd_s^3}} = 1.0\psi(t)^{0.5} \max(\psi(t) - \psi_c, 0) \frac{\bar{u}_b(t)}{|\bar{u}_b(t)|} \quad (8)$$

また、浮遊砂による移動量 $\bar{q}_s(t)$ は次式で計算される。

$$\frac{\bar{q}_s(t)}{w_s d_s} = 3.5 \max(\psi(t) - \psi_c, 0) \frac{\bar{u}_b(t)}{|\bar{u}_b(t)|} \quad (9)$$

ここで、*s*は粒子の比重、*g*は重力加速度、 d_s は粒径、 w_s は粒子沈降速度を表す。 $\bar{u}_b(t)$ は底面近くでの流速ベクトルを表し、微小振幅理論を用いて計算される波による底面流速 \tilde{u}_b と流れ \tilde{u} のベクトル和で求められる。 $\psi(t)$ はシールズ数と呼ばれる底面でのせん断力の大きさを表す無次元量で次式によって計算される。係数 f_w は底面に作用する流れによるせん断力を計算する上で重要な係数であるが、波と流れが重畳する場合についてはよくわかっていないので、ここでは $f_w = 0.01$ として一定値を与えることとする。

$$\psi(t) = \frac{f_w}{2} \frac{\bar{u}_b(t)^2}{(s-1)gd_s} \quad (10)$$

ψ_c は限界シールズ数と呼ばれる流径 d_s の粒子が流れによって動きはじめるときのシールズ数である。砕波帯内

のように乱れの強い領域の算定法は確立されていないので、流れによる底質の初期移動限界公式を用いた。

時々刻々計算される底質移動量 $\bar{q} = \bar{q}_B + \bar{q}_s$ を波の一周あたり加算することにより、正味の底質移動量を計算した。浮遊砂移動量を局所的なせん断力のみによって評価することについては、今後改良の必要がある。

2.6 地形変化計算モデル

地形変化量は、時々刻々変化する底質移動量の空間的なアンバランスによって生じる。これは底質の連続式と呼ばれる次式で表される。

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{1-\lambda} \left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} \right) \quad (11)$$

ここで h 水深、 q_x は x 方向の底質移動量、 λ は空隙率で底質中の堆積時における単位体積に占める空隙の割合を示す。現地での混合粒径の底質が堆積時に示す空隙率は不明であり、今後精緻な地形変化予測のためには、現地調査研究あるいは実験室内での単一粒径および混合粒径の底質による実験研究の必要性がある。ここでは $\lambda = 0.35$ として計算する。

3. モデルの検証

数値モデル開発においては、そのモデルが計算対象としている現象を再現できるかどうかを検証することによって実際に適用可能かが判断される。本モデルが対象とする波群の伝播変形による長周期の波と流れの発生については、現地では波の伝播変形を面的に計測を行うことが非常に難しいこと、実験では波群や長周期の波と流れの再現が困難であることから、長水路による波群の浅水変形・碎波・反射による長周期波の発生については実験が行われているものの、回折や屈折による波群の伝播変形と長周期波の発生については、検証するに足る十分な結果が得られていない。そこで、波群の伝播変形については、3.4で一様勾配斜面に波群を作用させた場合の浅水変形と碎波変形による岸沖変化についてのみ検証を行い、波群の回折・反射、屈折変形については、個々波の変形が適切に計算されているかを、他の計算手法による結果および解析解、実験結果を用いて検証する。また、長周期の波と流れの発生についても、一様勾配斜面実験における波群に拘束された長周期の波の発生と伝播、および、波群による遡上端の移動の実験結果をもちいて検証をおこなう。長周期の波と流れによる平均水面の空間形状や海浜流の空間分布は、一様勾配斜面における既存

の実験結果および斜め入射する波による沿岸流速の理論値を用いて定常状態における再現のみを検証する。底質移動量と地形変化については、小型移動床を用いた規則波による実験によって汀線部の地形変化のみを比較する。

3.1 波の伝播・変形

(1) 屈折と浅水変形の検証

屈折と浅水変形については、伊藤ら(1972)による球面浅瀬上の規則波の波高比分布の計算結果(図-2)との比較を行う。図-3に本モデルの計算結果を示す。ここで計算値の波高分布は、波の変形が定常状態に達したと考えられる数値計算開始後300sから一周期分の水面変動のrms値から波高比分布を求めた。本計算モデルと既存モデルは波高比の最大値およびその出現位置ともに良い一致を示す。

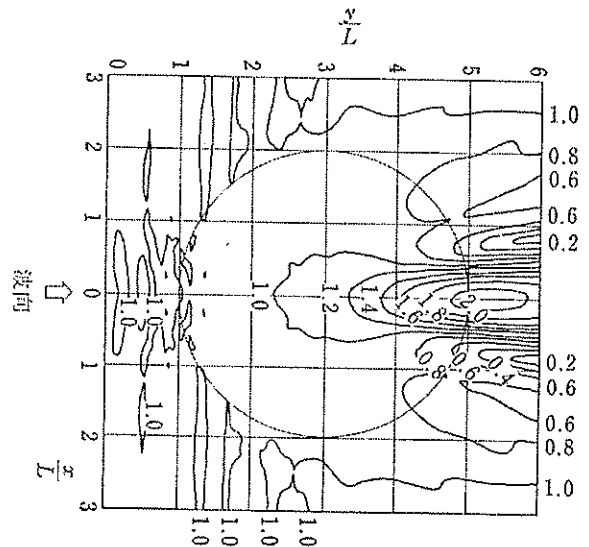


図-2 球面浅瀬上の規則波の波高比分布(伊藤ら, 1972)

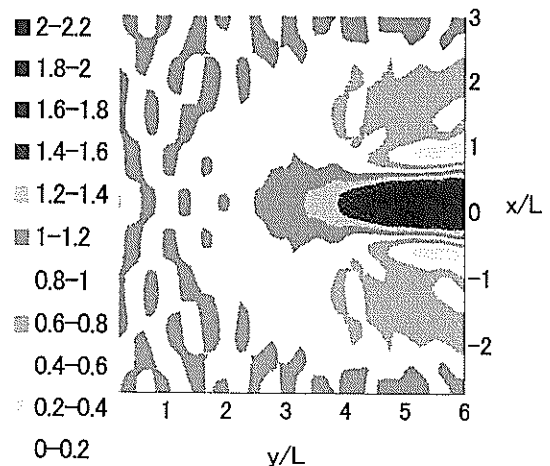


図-3 球面浅瀬上の波高分布の計算値

(2) 回折と反射の検証

回折と反射については、半無限堤の前面と背後領域の波高分布の解析値と計算値とを比較する。図-4に半無限堤から前面および背後領域に一波長分離した位置での計算値と解析解(実線)を重ねて示す。背後領域における回折侵入波の計算値は、解析値と比べてわずかに直進性が強いようである。また、前面領域における反射重複波は解析解に比して小さい。

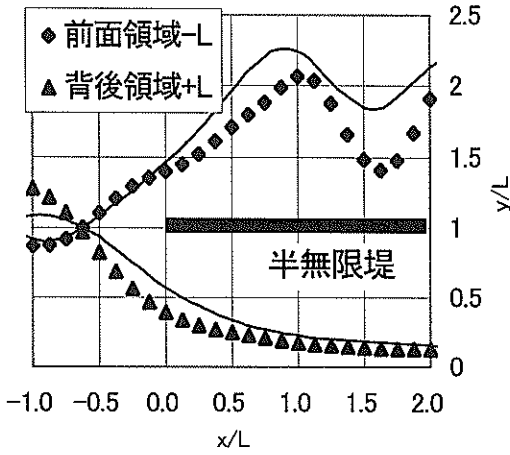


図-4 回折波高分布の計算値と解析解

(3) 砕波の検証

砕波については、砕波帯内の波高の算定図(合田, 1975)を用いて本モデルの計算値との比較を行う。図-5は、一様勾配(1/100)斜面に沖波波形勾配を変え不規則波を作用させた実験で得られた算定図に、沖波波形勾配0.01の条件で計算した波高分布を重ねて表示してある。本モデルは規則波による計算結果であるが、一様斜面上の波高分布についてはほぼ一致している。

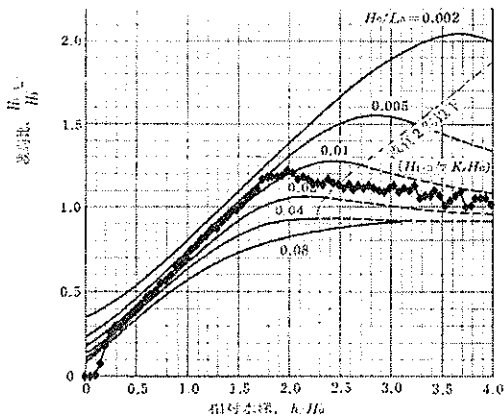


図-5 一様勾配斜面上の波高比分布の比較

3.2 平均水面と沿岸流の岸沖分布

平均水面の岸沖分布については岸沖方向のラジエーション応力の勾配と平均水面の上昇分との釣り合いによって生じ、また、沿岸流の岸沖分布については沿岸方向のラジエーション応力の勾配と底面の摩擦力等との釣り合いによって生じるものとされている。平面2次元の波浪場においては、波の変形によって生じるラジエーション応力の空間分布と、平均水面および海浜流が複雑な関係で釣り合った状態にあり、また、波群性により刻々と変化していると考えられる。ここでは、波の変形によって生じる平均水面の変動と海浜流のうち、波の浅水変形と砕波によって生じる平均水面の空間分布、および、砕波とその波向きによって生じる沿岸流の岸沖分布についてモデルの検証を行う。

平均水面の空間分布については、合田(1975)による一様勾配(1/100)斜面に波を作用させた場合の平均水面の岸沖分布の実験結果を用いて検証を行う。図-6に沖波波形勾配0.01の波を作用させたときの平均水面の岸沖分布を算定図上に重ねて表示する。本モデルは規則波を用いた計算であるので、砕波点での平均水面低下および砕波点から汀線に向かっての平均水面の上昇が顕著に現れる傾向がある。

沿岸流については、一様勾配斜面上における沿岸流速の岸沖分布の解析解(Longuet-Higgins, 1970)を用いて検証する。図-7は、一様勾配(1/100)斜面に斜めに波を入射させた場合の沿岸流の岸沖分布である。横軸は砕波点位置で無次元化された距離で、縦軸は水平拡散の無い場合の斜め入射による砕波点での沿岸流で無次元化してある。ここで、Pは水平拡散の効果の度合いを示し、P=0.4が現地値と一致したと報告されている。解析解上に重ねて示した計算結果は良い一致を示す。

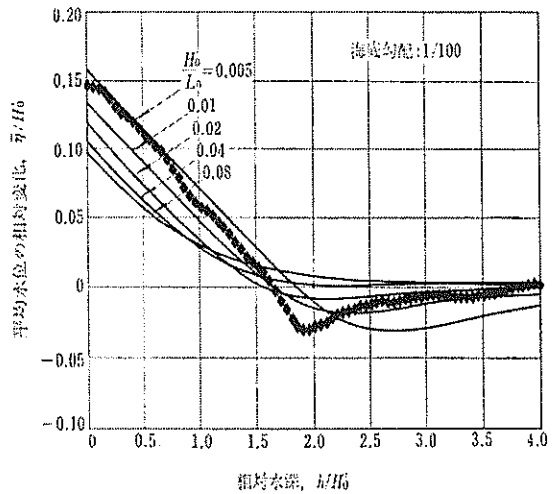


図-6 平均水面の岸沖分布

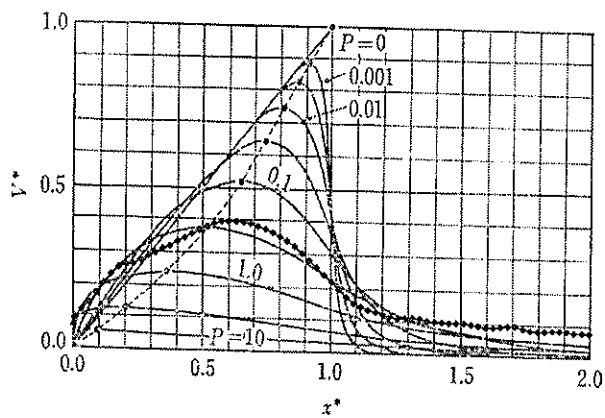


図-7 沿岸流速の計算値

3.3 地形変化

地形変化については、1 m四方の小型水槽を用いた移動床実験を行い、その結果と比較した。図-8は、造波機前面水深46mmで、周期0.25sの規則波を珪砂を用いた初期勾配1/37.5の一様斜面に作用させた場合の300s後の地形変化の空間分布である（図中縦軸の150mmが初期汀線，上が陸側，下が造波機側）。初期汀線より岸側で侵食され、沖側で堆積する。すなわち陸上の浜が波によって削られステップ地形に変化している。また、ステップ地形の前縁では、碎波による巻き上げ侵食が生じ、ステップ地形上への巻き上げと崩落を繰り返しながらステップ地形前縁が沖へと伸びていく実験状況であった。図-9は、実験結果（図-8）の岸沖測線0mmにおける地形変化の岸沖分布（点線）と実験と同条件のもとで計算した地形変化の岸沖分布（実線）とを比較したものである。初期汀線（岸沖距離150mm）より陸側の侵食および海側の堆積傾向は一致しているが、計算値は実験値に比べ地形変化が局所的で侵食堆積量が多い。本モデルでは水深変化による波と流れへの影響を考慮し、間接的に地形変化による底質移動量のスムージングを考慮しているが、その効果が計算では小さいようである。また、岸沖100mm地点の模型実験結果に生じている侵食は再現されていない。碎波点での波の突っ込みによる巻き上げの効果を底質移動量に考慮する必要があると思われる。

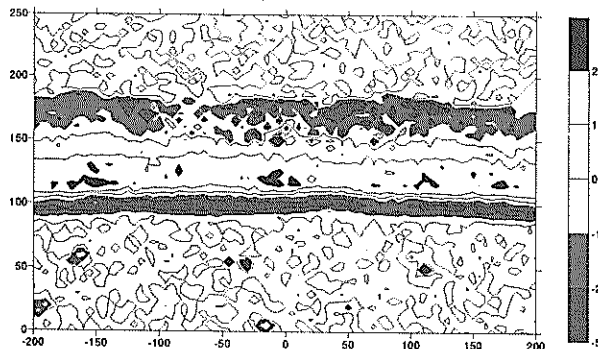


図-8 実験における汀線付近の侵食堆積の空間分布

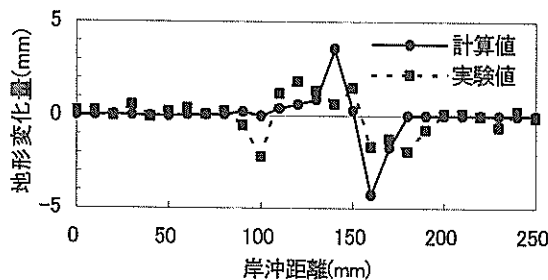


図-9 汀線付近の侵食堆積の実験値と計算値との比較

3.4 波群の伝播と波の遡上

波群の伝播および波群に拘束された水面低下の伝播については、下関調査設計事務所報告(1996)で行われた斜面上の3成分波の伝播実験結果を用いた。図-10は、波群の伝播の実験結果（各観測点での波形の時系列）と計算結果による波形の包絡線を示したものである。計算結果の波群の伝播と変形は実験結果に良く一致する。図-11は、波形をスペクトル変換し、波の周期以上の成分を再合成して図示した、平均水面変動の実験結果（点線）と計算結果（実線）の比較である。実験結果と計算結果は良く一致している。両図には、斜面への波の遡上による汀線位置移動の計算値（最上段）が示してあるが実験では、遡上端位置の連続計測を行っていない。

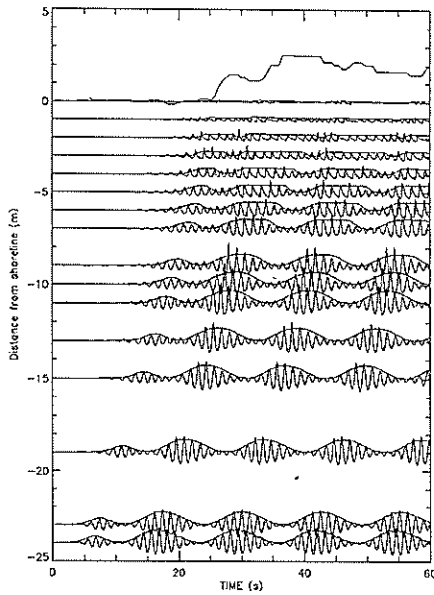


図-10 波群の伝播・変形の比較

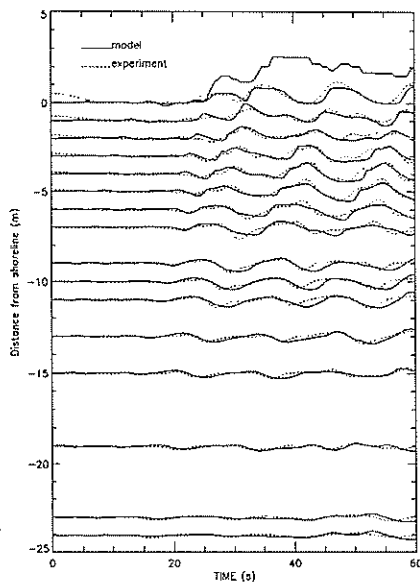


図-11 水面変動の比較

波の遡上については、Mase(1995)の二成分波を用いた斜面上の遡上観測結果を用いて検証する。この実験では個々波の遡上と平均水面の変動を分離せず遡上計によって連続計測されている。図-12に実験結果(点線)と計算結果(実線)を示す。実験結果には個々波の遡上が含まれているため、遡上距離が計算値と比して長いが、遡上の発生位相は一致している。

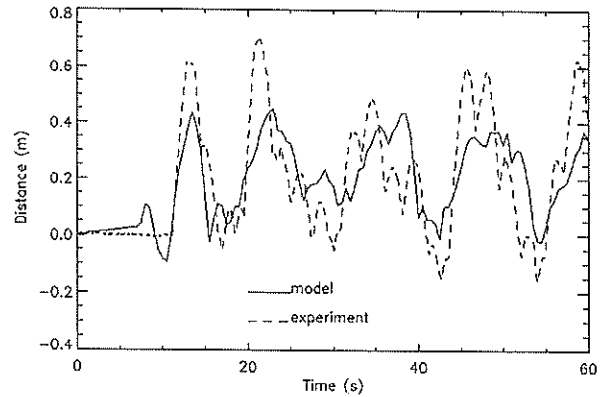


図-12 波の遡上計算値と実験値(Mase,1995)との比較

4. 現地への計算モデルの試適用

仙台南海岸において発生した浜への波の遡上によって越流し、大規模な浜の侵食が発生した事例について波の伝播・変形および長周期の波と流れの発生に関する数値計算を行い時化時の波の遡上状態の再現によるモデルの現地適用性を検証する。地形変化の検証については、前章の地形変化の検証において、侵食堆積の傾向は一致するけれども、なお改良の必要があり、また、漂砂量の経験定数についても現地適用に際しては、その値の調整が必要であるので、ここでは、実際の侵食状況との比較は行わない。現地地形変化の再現についてはさらに研究開発が必要である。

計算対象とする仙台南海岸は、写真-1に示す仙台新港南防波堤基部(写真右手に見える突堤状のものは南防波堤に沿って伝播する波による海岸侵食対策として設置された翼堤)と七北田川(写真左手)に挟まれた砂浜海岸である。砂浜の陸側に見える水域は、七北田川の河口付け替えによって生じた汽水潟湖の蒲生干潟である。蒲生干潟では、七北田川との接続部において導流堤と水門によって干潟環境が維持されている。この蒲生干潟では、6年に一度程度の頻度で写真中○で示す部分で波の遡上による海水と砂の流入が生じ、干潟水面積の減少と底質の泥質から砂質への変化が生じている。今回の波の遡上の再現計算では、1998年9月16日に生じた台風5号の接近通過による越波状況を再現する。この海岸では、旧塩釜港工事事務所による年1回の深淺測量と年数回の汀線測量が1986年から行われており、また、旧横浜調査設計事務所と旧港湾技術研究所による平成8年度から10年度にかけて汀線付近での波の観測とビデオ監視、平成10年度の遡上が予見される位置で月一回の汀線測量が行われている。



写-1 計算対象海岸の航空写真

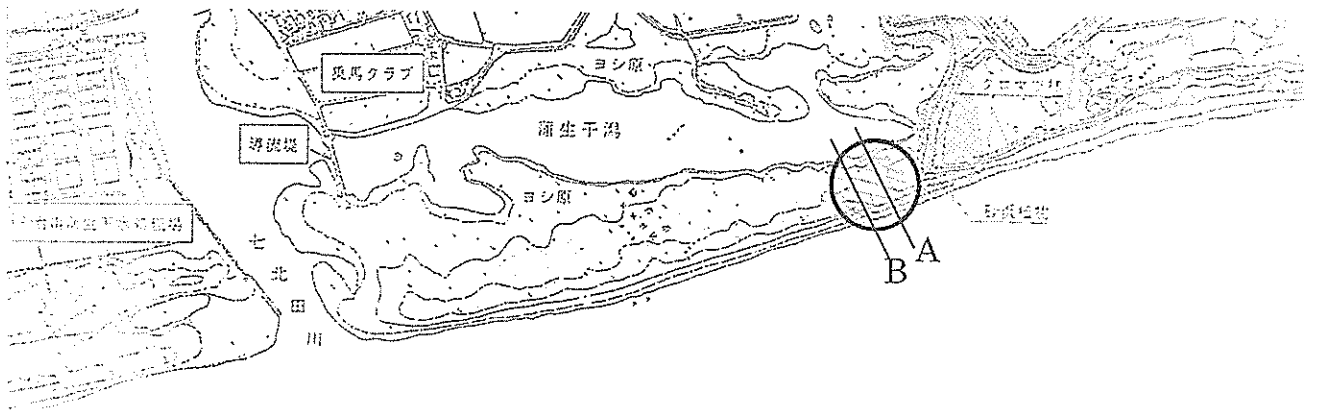


図-13 波の遡上による侵食発生位置と月毎の汀線測量が行われた位置

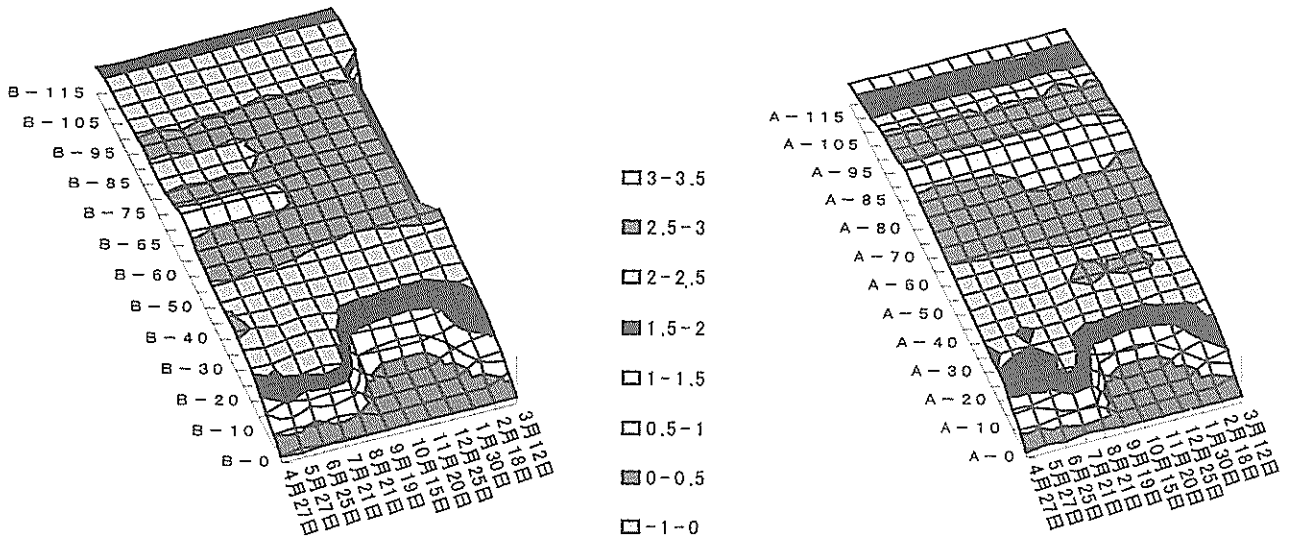


図-14 測線 A,B における断面地形変化

4.1 越流侵食発生時の波浪と越流による地形変化

図-13に波の遡上による侵食発生位置と毎月に行われた汀線測量の位置を示す。年一度行われている深淺測量の結果から最も浜幅が狭く、浜高さの低い箇所として地形変化観測測線A,Bを設定した。測線A,Bの間隔は100mで、地形測量は5m間隔で行われた。なお、汀線付近における波の観測は、A測線のから北へ100mの干潮時汀線位置で行われた。図-14に測線A,Bの測量結果を示すA,B両測線とも時化の直後に計測された9月19日の断面地形とその1ヶ月前の断面地形と比較すると地盤高1mの位置は約15m後退している。浜高さについては、B側線で浜の頂に設置された土嚢を押し流す越流が生じその高さが0.5m弱低下し、平坦な浜頂部の地形へと変化している。A側線については越波による浜への砂の打ち上げにより時化後の浜高さはわずかに上昇している。このことから、A,B側線付近で大規模な波の遡上が生じたものの、浜を越えて海水や砂の干潟内への侵入が生じた場所はごく限定された場所に限られていたことがわかる。図-15に大規模な波の遡上が生じた9月16日前後の波浪状況を示す。図中沖波有義波高および沖波有義波周期は、仙台新港沖の波高計で得られた値である。波向きについては時化の間ほとんど変化せず、海岸にある翼堤に対してほぼ直入射であった。この沖波波高計は9月16日10時の観測

以降停電と機器故障により欠測となった。図中他の汀線の有義波高、汀線の有義波周期、汀線の潮位はA,B測線の近くに設置した波高計によって得られた連続データを解析したものである。この波高計は8時過ぎの停電の後電源復旧とともに記録を開始した。どちらの波高計記録も8時過ぎから11前までの約3時間の欠測があり、この間の波の様子は不明である。また、ビデオ撮影による遡上状況の監視記録もこの期間は欠測であり波の遡上状況は不明である。11時の復旧後のビデオ記録によると波の遡上は14時過ぎまで頻繁に生じていた。

4.2 数値計算による越流状況の再現計算

数値計算による越流状況の再現に際して、8時から11時までの間と思われる時化最強時の沖波条件は不明である。台風5号の高波情報として最接近時には波高4m以上の高波が仙台湾一帯に予想されていたことから、再現計算に用いる沖波波高として4mを用いた。沖波の周期については欠測前の有義波の周期の平均値を用い、10sとした。波向きについては翼堤に直入射を用いた。沖波の波群性については、汀線で観測された長周期の波の周期と有義波の周期との比から、個々波10波で一波群とした。すなわち、波高変調規則波は、周期10sの波の振幅を周期100sの三角関数で変動させて、その平均値が、4mとなる波とした。潮位については、汀線付近に設置

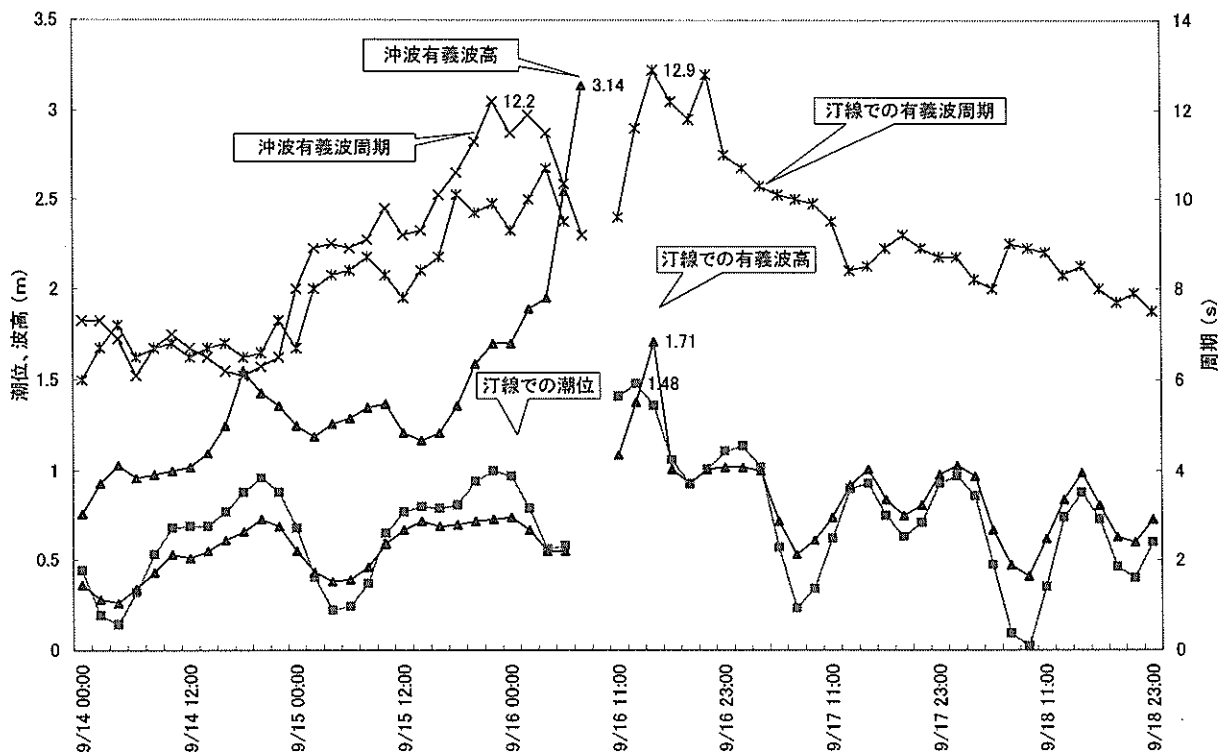


図-15 越流発生時の波の状況

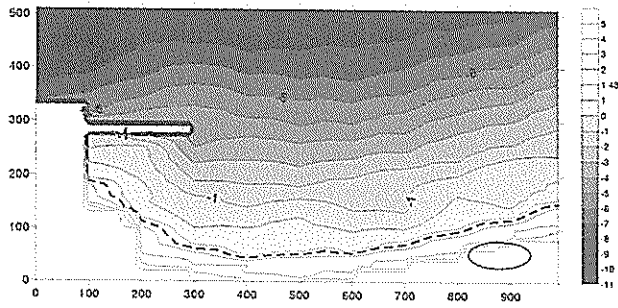


図-16 計算に用いた地形と構造物条件

した波高計で9月16日13時に観測された最高潮位1.48m, および, 9月16日12時のアメダス気圧・風データを用いて計算した吸い上げと吹き寄せによる潮位上昇量(気象庁潮位表, 経験式法)に60分潮天文潮位を加えた潮位1.72mを勘案して, 潮位は低目の値の1.48mとした。

図-16に計算に用いた侵食が発生する前の地形及び構造物の条件を示す。越流と侵食の発生した位置は, 図中横軸の900m付近の楕円で囲んだ場所である。なお, 計算に用いた地形は, 陸上地形のD.L.+5mより高い場所や地形測量が行われていない場所は一律D.L.+5mとした。また, 図中点線は, 潮位1.48mの初期汀線位置を示す。

波は境界の上端から入射させ, 側方の境界は透過境界とした。波群中の高波の砕波は水深4m程度の場所で生じ, 翼堤の延長線上から汀線まで砕波が連続して生じる状況であった。

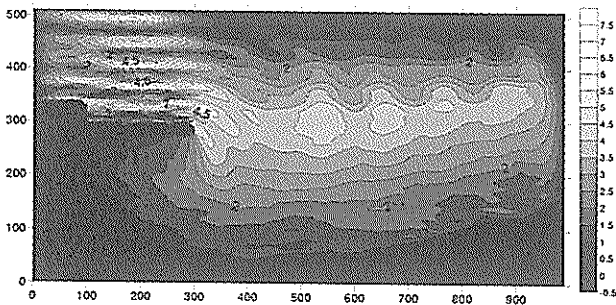


図-17 波群の高波が砕波する位相での波高分布

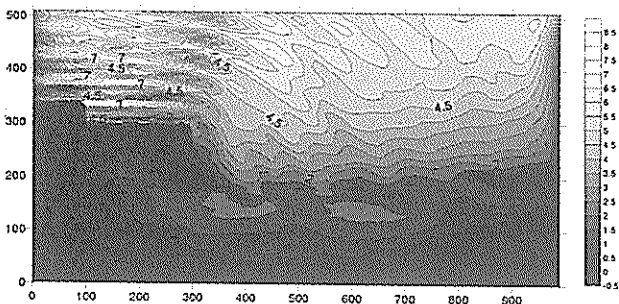


図-18 波群中の低波が砕波する位相での波高分布

図-17に波群中の高波が砕波位置に達した位相での波高分布を示す。この図で, 波群中の高波の部分は, 岸沖距離300mの位置にあり, 翼堤の延長線上を通り過ぎた位置あたりで浅水変形による波高の増大とその岸側では砕波変形が生じ, 波高は汀線に向かって漸減している。また, 波群中の低波の部分は岸沖距離500mの位置と汀線近くにある。図-18は, 逆に波群中の低波が砕波位置に達した位相での波高分布を示す。波群中の低波の部分は, 岸沖距離200mの位置にあり, 高波の砕波位置よりも岸側で砕波する。また, 低波の部分に続く高波部分の浅水変形が生じ波高が増大しているため, 波高分布の岸沖勾配は急になっている。

翼堤前面の波高分布は, いずれの位相でも, 入射波と翼堤からの反射波により重複波を形成している。また, 図面右側方の透過境界では, 境界内に波高分布の勾配が生じており, 今回用いた数値境界がまだ十分でないことがわかる。この波高の透過境界近傍での減少は, 長周期の波と流れの計算において, 境界に沿って進むわずかな流れを生じる結果となっている。波の伝播・変形計算における数値境界は今後改良の必要がある。今回の数値計算では高波と低波が繰り返し規則的に来襲する場合の長周期の波と流れの計算を行い, 長周期の波と流れによる浜への遡上を計算する。

図-19は, 図-17の波の位相で生じている長周期の波による平均水面の分布と流れの強さと方向を示した

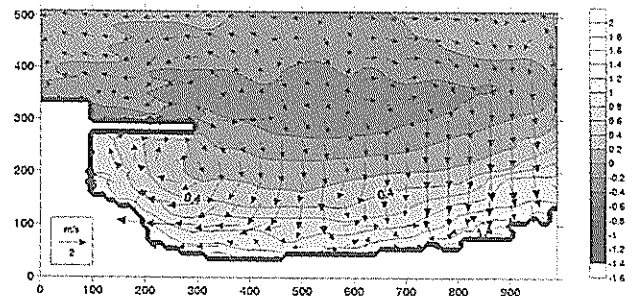


図-19 波群の高波が砕波する位相での長周期の波の分布と流れのベクトル

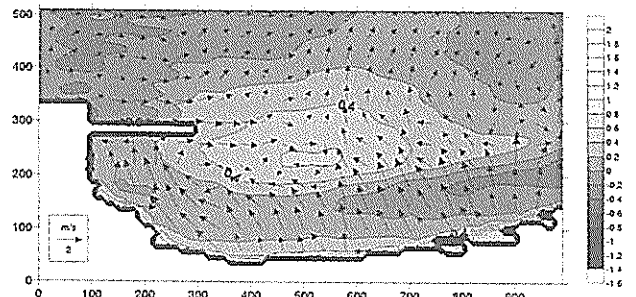


図-20 波群中の低波が砕波する位相での長周期の波の分布と流れのベクトル

ものである。岸沖距離300mの位置では、その部分の波が高いことによって、水面低下が生じ、汀線に汀線に向かって平均水面は上昇している。流れについては、全般的に沖から岸への流れである。沿岸位置800mから900m位置の汀線近くでは流れの収れんが生じ、浜への遡上も大きくなり、計算に用いた地形上で地盤高5m以上の砂浜に波の遡上が到達しており、時化時の予条件で波の遡上がこの地域だけに生じることが確認できた。図-20は、図-18の波の位相で生じている長周期の波による平均水面の分布と流れの強さと方向を示したものである。図-19で示した高波のもとでの水面低下とは逆に、岸沖距離200mの位置で水面上昇が生じている。一方、遡上端の沖側で水面低下が生じ、遡上した波の流下を示す強い沖向き流れが生じている。

場所ごとに長周期の波と流れの状況を見ると、翼堤のない海域では、波群中の高波の来襲と低波の来襲の繰り返し周期に対応して、岸向き流れと沖向き流れが生じている。一方、翼堤背後では、高波の来襲時と低波の来襲時で、翼堤背後に生じる循環流の形は異なるが、常時、翼堤背後の汀線付近を翼堤背後の波の遮蔽域に向かう流れがある。翼堤前面では、いずれの位相においても翼堤基部から先端方向に向かう流れが生じ、その影響範囲は沿岸位置600mの地点まで達している。

5. 結論

複雑に関連しあった波・流れ・地形変化の現象を総合して取り扱うための波の伝播・変形モデル、長周期の波と流れのモデル、遡上域を含む地形変化モデルを開発し、既存資料や実験結果を用いて数値計算モデルの検証を行った。これら数値モデルに内在するパラメータ、例えば、波の計算における碎波減衰係数や流れの計算における底面摩擦係数などや波と流れによる底質移動量の経験式におけるパラメータについては、現地観測結果あるいは実験結果との比較検証によってさらに最適化する必要性はあるが、これらモデルを組み合わせることによって、波群の変形によって生じる沿岸部の流れおよび地形変化を数値的に推定する簡便なモデルを構築した。浅海域を伝播する過程で海底地形や構造物の影響を受け変化する波によって生じる長周期の波と流れと汀線の水位上昇および遡上や越流を比較的計算負荷の少ない方法で数値計算を行う手法を開発し、実務で適用可能な広域での波・流れ・水位・遡上の分布を予測することができた。波の遡上による地形変化については、波と流れによる底面せん断応力の推定式および底質移動量の経験式のパラ

メータ設定にまだ研究開発の余地が残されている。

6. あとがき

現地の地形変化を定量的に把握するためには、更なる実験検証や現地でのパラメータ調整が必要であり、実用化のために今後これらの検証を進めていく予定である。今回のモデルでは、波に及ぼす流れの効果を省略し、計算時間の短縮を図ったが、構造物前面の速い流れの生じる場所あるいは河川の出水がある場合など海浜流や河川流の影響を考慮したモデルへの改良も行う予定である。

(2003年5月12日受付)

参考文献

- 伊藤喜行・谷本勝利・山本庄一(1972): 波向線交差領域における波高分布, 港湾技術研究所報告, 第11巻第3号, pp. 87-109.
- 佐藤慎司・Kabiling, M. B. (1994): 波打ち帯を含む三次元海浜変形の数値モデル, 海岸工学論文集, 第41巻, pp. 401-405.
- 清水琢三・熊谷隆宏・三村信男・渡辺晃(1994): 汀線変化を考慮した3次元海浜変形長期予測モデル, 海岸工学論文集, 第41巻, pp. 406-410.
- 加藤一正・中村聡志・池田直太(1991): 波の連なりを考慮した長周期波の波高の推定-波崎海洋研究施設における現地観測にもとづく検討-, 港湾技術研究所報告, 第30巻, 第1号, pp. 137-163.
- 合田良実(1975): 浅海域における波浪の碎波変形, 港湾技術研究所報告, 第14巻, 第3号, pp. 59-106.
- 下関調査設計事務所(1996): 潜堤等を導入した海岸保全調査報告書, 93p.
- Longuet-Higgins, M. S. (1970): Longshore currents generated by obliquely incident sea waves, Jour. of Geophysical Research, Vol. 75, No. 33, pp. 6778-6801.
- Mase, H. (1995): Frequency down-shift of swash oscillations compared to incident waves, Jour. of Hydraulic Res., 33, pp. 397-411.
- Munk, W. H. (1949): Surf beats, Trans. AGU, Vol. 30, pp. 849-854.
- Nakamura, S. (1996): Estimation of wave groups parameter from wave climate statistics, Proc. of Int. Conf. on Coastal Engineering, pp. 1503-1514.
- Nakamura, S. and Dodd, N. (1997): A numerical model of low frequency wave motion on a beach and over reefs, Proc. of Ocean Waves Measurement and Analysis, pp. 166-180.
- Symonds, G. Huntley, D. A. and Bowen, A. J. (1982):

Two-dimensional surf beat: long wave generation by a time-varying breakpoint, Jour. of Geophys. Res., Vol.87, No.C1, pp.492-498.

港湾空港技術研究所資料 No. 1062

2003.9

編集兼発行人 独立行政法人港湾空港技術研究所

発行所 独立行政法人港湾空港技術研究所
横須賀市長瀬3丁目1番1号
TEL. 046(844)5040 URL. <http://www.pari.go.jp/>

印刷所 野崎印刷紙器株式会社

Copyright © (2003) by PARI

All rights reserved. No part of this book must be reproduced by any means without the written permission of the President of PARI.

この資料は、港湾空港技術研究所理事長の承認を得て刊行したものである。したがって、本報告書の全部または一部の転載、複写は港湾空港技術研究所理事長の文書による承認を得ずしてこれを行ってはならない。