

領域接続法を用いた時間発展型地形変化予測モデルの開発

平山 克也*・上原 功**・平石 哲也***

1. ま え が き

波の非線形性・分散性を考慮できるブシネスクモデルを海浜変形予測に適用する試みがなされている(例えば, 佐藤・Kabiling, 1994, 池野ら, 1998)。このとき解析対象とされる領域は浅海域のごく限られた領域であることが多い。しかしながら, 海浜に作用する波浪変形を計算する際には, 浅海域での波浪変形の影響を極力避けるために, 波の入射境界(沖側境界)はある程度深い海域に設定されなければならない, 結果的に広い計算領域が必要となる。したがって一つの解析結果を得るために多大な計算労力を費やすことになり, このことが数値計算によって試行錯誤的に最適な海岸保全施設を選定することや, 海浜が変形することによって生じる波浪場の局所変化の影響を数値モデルに取り込むことを困難にしている。そこで本研究では, ブシネスクモデルに線境界入射法を応用した領域接続法を適用することにより, 大領域における波浪変形計算で得られた沖域における波浪を海浜を含む小領域の入射波として与え, 小領域において海浜変形とその周辺の波・流れ場の変化を相互にフィードバックさせながら地形変化予測を行うモデルを構築した。さらに, 実海域を対象とした移動床模型実験による海浜変形の実験結果を用いて, モデルの適用性を検証した。

2. 数値計算法

(1) 波浪場の計算

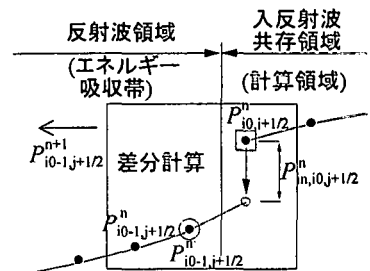
波浪場の計算には, やや深い海域から浅海域にわたる広い範囲で波の分散特性を満足する Madsen ら (1992) による平面 2 次元の修正ブシネスク方程式を差分化したモデルを用いた。本モデルは非常に複雑な海底地形を有する実地形における波浪変形計算に適用され, 実用上十分な計算精度を有することが確認されている(平山ら, 1998)。碎波は流速波速比により判定され, 碎波後の波浪場は乱れによる運動の混合を表す渦動粘性項により評価

されている。また開境界において無反射性境界を満足するために, 基礎式にエネルギー減衰項が負荷されている。

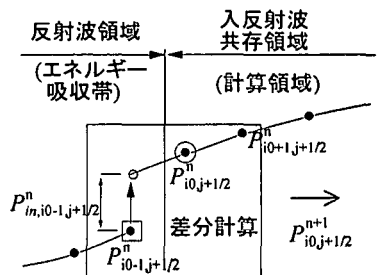
(2) 入射境界の計算

本モデルでは, 沖側境界における入射境界に, 線境界入射法(石井ら, 1993)を用いた。線境界入射法は, 入射境界を挟む差分式を計算する際に, 入射波線流量 P_{in} , Q_n , あるいは入射波水位 η_n を加減することにより, 境界の内側では入射波と反射波の共存領域, 外側では反射波のみ存在する領域となるようにするものである。

図-1 は, x 方向の線流量 P に着目して, 線境界入射法の考え方を模式的に示したものである。入射境界線が $i = i_0$ にある場合, その格子を含む岸側は入反射波共存領域, それより沖側は反射波領域と定義される。図-1(a) は, 入射境界線を含む x 方向の運動方程式の差分計算のうち, 反射波領域にある $P_{i_0-1,j+1/2}^n$ を計算するときの考え方を示したものである。このとき, 差分式に含まれる $P_{i_0,j+1/2}^n$ は入反射波共存領域にある。そこでこの値に, 入



(a) 計算格子が反射波領域にあるとき



(b) 計算格子が入反射波共存領域にあるとき

図-1 入射境界における差分計算

* 正会員 工修 運輸省港湾技術研究所水工部波浪研究室
** 正会員 若築建設(株)
*** 正会員 工博 運輸省港湾技術研究所水工部波浪研究室長

射波の線流量 $P_{in,i0,j+1/2}^n$ を減じた仮の線流量を与え、計算領域からの反射波のみを対象とした差分計算を行う。

図-1(b)は、入反射波共存領域にある $P_{in,i0,j+1/2}^{n+1}$ を計算するときの考え方を示したものである。このとき、差分式に含まれる $P_{in,i0,j+1/2}^n$ は反射波領域にある。そこでこの値に、入射波の線流量 $P_{in,i0-1,j+1/2}^n$ を加えた仮の線流量を与え、線境界から入射する入射波と計算領域からの反射波を対象とした差分計算を行う。

入射境界線を含む差分計算では、ここで着目した線流量 P に限らず、差分計算に使用されるすべての変数について、線境界より入射する変数を加減する操作を行う必要がある。さらに、 y 方向の運動方程式および連続式においても、入射境界線前後の y 方向線流量 Q あるいは水位 η を差分計算する際には同様な操作を行う。

一方、線境界入射法によって沖側に透過される反射波は、沖側に配置されたエネルギー吸収帯により減衰させる。このような操作により、入射境界線では、入射波が計算領域内に入射されるとともに、計算領域からの反射波が自由に領域外に透過する条件が満足される。

(3) 遡上境界の計算

遡上境界の計算には、小谷ら(1998)が津波の遡上計算に適用した方法を用いた。これは、計算ステップごとに水域と陸域の境界における水位と水深を比較し、水域の範囲を決定して計算を進めていくものである。本研究では、全水深が 0.01 m 以下となるとき陸域と判定した。

(4) 地形変化の計算

地形変化の計算は、流れによる局所漂砂量モデル(佐藤・Kabiling, 1993)と底質の連続式に海底勾配の影響を導入した漂砂量式(Watanabe ら, 1986)を用いた。遡上域では、佐藤・Kabiling (1994)は、ブシネスクモデルでは漂砂量を再現できないと指摘し、漂砂モデルは静水汀線より沖側として、それより岸側については静水汀線と漂砂量が 0 となる波到達点との間で線形内挿している。本研究においてもその方法を採用した。

3. 計算手順

(1) 領域接続法を用いた地形変化予測モデルの概要

ブシネスクモデルを用いた波浪変形計算では、空間的・時間的な差分間隔の制限から、ある一定の再現期間における波浪場の解を得るために多大な計算労力を要する。したがって地形変化予測モデルでは、まず外力となる不規則な波・流れ場を 100 波程度の期間にわたって解き、それから求まる局所漂砂量ベクトルを漂砂量式に代入して、求めたい経過時間後まで差分計算を行う方法がよく用いられる。一方、海浜地形が変化することによりその周辺の波浪場が変化し、やがて安定な地形が形成されるような現象を再現するためには、海浜周辺での波・

流れと海浜変形を同時に解きながら計算を進めていく方法が考えられる。しかし、その実現にはいままお計算機の飛躍的な発展を待たなければならないと思われる。

本研究では、比較的長い期間の海浜周辺における地形変化を、波浪場の変化を考慮しながら予測することを目的とする。そこで、領域接続法を用いて波浪変形計算に要する計算時間を短縮し、上に述べた地形変化予測に関する 2 つの計算手法の中間的な計算手法を開発した。沖域から海浜周辺に至る計算領域は、沖波の入射境界と地形変化計算の対象とする海浜を含むように設定された大領域(領域 I)と、海浜周辺の波浪場と地形変化に着目して大領域からその範囲だけを抜き出した小領域(領域 II)に分けられる。またそれらの領域の接続境界は、小領域における沖側 3 辺の入射境界として定義され、その計算には線境界入射法が適用される。ここで大領域と小領域では、差分格子 Δx , Δy は同じ大きさとし、計算領域を設定する範囲のみが異なることに注意されたい。小領域内で生じる反射波は沖側へ透過させる必要があるため、小領域の入射境界(接続境界)はエネルギー吸収帯による無反射性境界とした。また岸側境界は、計算ステップごとに水域を決定する遡上境界とした。

本モデルにおける計算手順は以下のようである。まず、領域 I において波浪場の特性が十分評価できる時刻までブシネスクモデルによる波浪変形計算を行う。ここで領域 II への領域接続を行うために、境界条件として $100 T_{1/3}$ 程度の期間にわたって接続境界における水位 η と線流量 P , Q の時系列データ、および初期条件として時系列データの開始時刻における領域 II 全体の水位 η と線流量 P , Q を記録する(第 I 計算段階)。つぎに領域 II において、第 I 計算段階で記録しておいた初期条件と境界条件を用いて波浪変形計算を行い、地形変化計算に用いる漂砂量ベクトル(時間平均値)を算出する(第 II 計算段階)。さらに、第 II 計算段階で得られた漂砂量ベクトルを漂砂量式に代入して差分計算を行うことにより、任意時間経過後の海底地形を推算することができる。ここで本モデルでは、必要とする時間経過後の海底地形を一気に計算してしまうのではなく、最終地形を得るために必要な計算時間を数ステップに分割し、各ステップの地形変化計算で得られる水深データをその都度更新しながら、領域 II を対象とした波浪変形計算を繰り返す方法を用いる。これにより、海浜変形が生じるたびその影響が波浪変形計算に反映され、かつ、波浪変形計算に要する時間が大幅に短縮された地形変化計算を行うことができる。しかしながら、この方法では、領域 I での計算は最初に一度だけ行われるため、最終地形を得るまでの間、波浪場は海浜変形によって領域 II の内部のみで変化し、接続境界より沖側の領域 I における波浪場は時間的に変化せ

ず、かつ、海浜変形の影響を受けないことが前提とされている。

(2) 線境界入射法を用いた領域接続

以上のような計算法を実現するためには、領域接続法を用いた領域IIでの波浪変形計算において、領域Iで直接計算される結果と同様な結果が得られることが保証されなければならない。そこで様々な条件のもとで領域接続法による波浪変形計算を行い、その妥当性を検証した。

(a) 波が反射する場合

進行波と反射波が共存する場合における領域接続法の適用性について検討した。計算領域は水深 $h=10$ m の平面二次元場とし、空間格子間隔は $\Delta x=\Delta y=5.66$ m とした。また計算領域の周囲はエネルギー吸収帯により無反射境界とした。入射波は波高 $H=1.0$ m, 周期 $T=12$ s, 波向 $\theta=20^\circ$ の規則波 (CASE-1) である。領域Iでは造波開始後 $60T$ まで計算し、 $40T\sim 60T$ 間の時系列データを記録した。つぎに、領域IIでは、領域Iの計算時に記録しておいた初期条件と境界条件を用いて、 $20T$ 間の波浪変形計算を行った。領域Iおよび領域IIで計算された堤体周辺の波高分布を図-2に示す。領域接続を行って領域IIのみで計算された波高分布は、領域Iで直接計算された波高分布とよく一致していることがわかる。

(b) 浅水変形 (非碎波)

一様勾配斜面で波が浅水変形 (ただし、非碎波) する場合における領域接続法の適用性について検討した。計算領域を図-3に示す。空間格子間隔は $\Delta x=\Delta y=5$ m とし、時間差分間隔は $\Delta t=T/100$ とした。入射波は波高 $H=1.0$ m, 周期 $T=12$ s, 波向 $\theta=0^\circ$ の規則波 (CASE-2) である。領域Iでは造波開始後 $80T$ まで計算し、 $40T\sim 80T$ の期間の時系列データを記録した。領域IIでは領域接続法を用いて $40T$ 間の波浪変形計算を行った。領域I, IIで計算された斜面上の波高分布と水深波長比 $h/L_0 \approx 0.014$ の観測点における時間波形を図-4に示す。領域IIのみで計算された結果は、斜面による反射波を沖へ透過させながら、領域Iで直接計算された浅水変形をよく再現している。

(c) 入射波データを繰り返し用いる場合

領域IIにおいて地形変化計算を行い、得られた地形を新たな水深データとして領域IIに与え、再度、波浪変形計算を行う場合、接続境界では、計算時刻を進行させるために、領域Iで記録した時系列データが繰り返し用いられる。ここでは、水深データは変化させずに、接続境界におけるこのような操作が計算結果に与える影響について検討した。計算領域は図-2の地形を一様斜面としたものを用い、波の反射と浅水変形が生じるような条件とした。入射波は波高 $H=1.0$ m, 周期 $T=12$ s, 波向 $\theta=20^\circ$ の規則波 (CASE-3), およびその波諸元を有義値

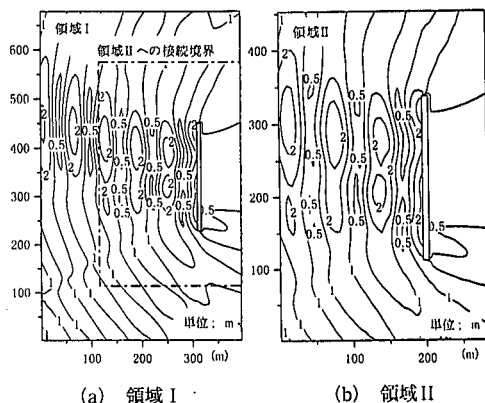


図-2 重複波の波高分布 (CASE-1)

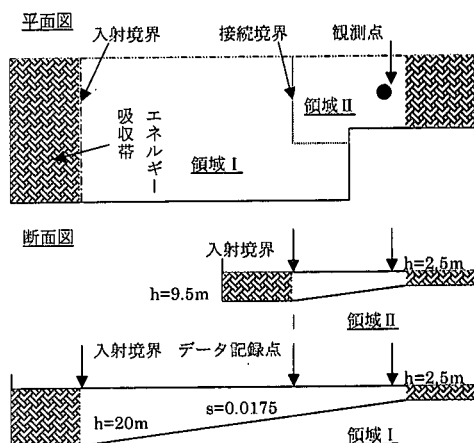
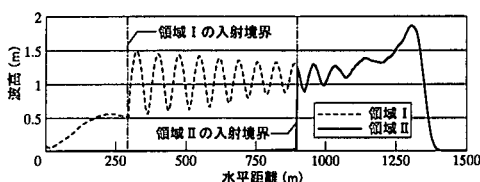
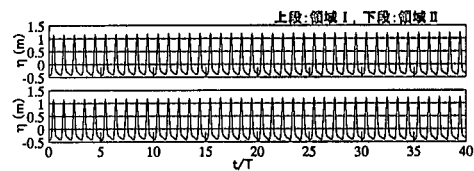


図-3 浅水変形の計算領域 (断面図)



(a) 斜面上の波高分布



(b) 観測点 ($h/L_0 \approx 0.014$) における時間波形

図-4 斜面上の時間波形と波高分布 (CASE-2)

としてもつ不規則波 (CASE-4) である。CASE-3では、領域Iで $41T$ 後まで計算して $40T\sim 41T$ の時系列データを記録し、領域接続を行って領域IIのみで波浪変形計

算を100回繰り返し、140 T 後までの波浪変形計算を行った。またCASE-4では、領域Ⅰで140 $T_{1/3}$ 後まで計算して40 $T_{1/3}$ ～140 $T_{1/3}$ の時系列データを記録し、領域接続法を用いて領域Ⅱのみの計算を3回繰り返し、340 $T_{1/3}$ 後までの波浪変形計算を行った。繰り返して用いる入射波データの接続部分は、データの最後と最初のそれぞれ $T_{1/3}$ 間で線形に変化させることにより接続した。CASE-3において、領域Ⅱで計算された堤体前面における時間波形を図-5に、CASE-4において、領域Ⅰで計算された

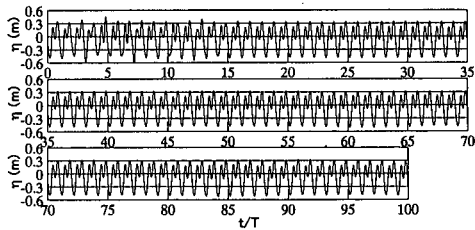


図-5 領域Ⅱにおける時間波形 (CASE-3)

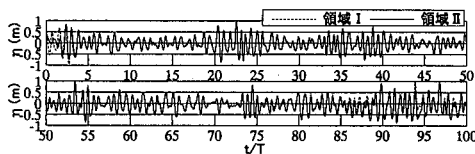
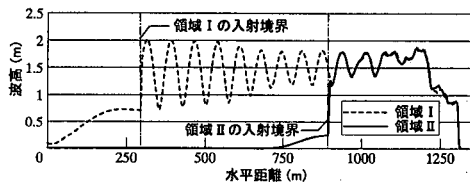
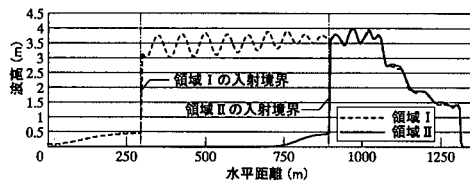


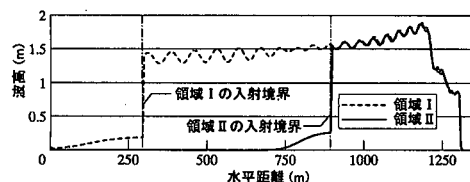
図-6 領域Ⅰと領域Ⅱにおける時間波形 (CASE-4)



(a) CASE-5の波高分布



(b) CASE-6の波高分布



(c) CASE-7の波高分布

図-7 波が碎ける場合の領域接続

堤体前面における時間波形 (40 $T_{1/3}$ ～140 $T_{1/3}$) と領域Ⅱの時間波形 (240 $T_{1/3}$ ～340 $T_{1/3}$) を図-6に示す。これらの図においては、領域Ⅱにおける計算の不具合は認められなかった。

(d) 波が碎波する場合

一様勾配斜面で波が碎ける場合における領域接続法の適用性について検討した。入射波の周期は $T=12$ s, 波向は $\theta=0^\circ$ である。波高および計算領域は各ケースによって異なる。図-3で示した平面二次元場において、CASE-5は $H=1.0$ mで領域Ⅰ, Ⅱの接続境界が碎波帯の外側にあるケースであり、CASE-6は $H=2.5$ mで接続境界が碎波帯を横切るケースである。またCASE-7は $H=1.0$ mで接続境界が碎波帯と汀線 (遡上境界) を横切るケースである。空間格子間隔は $\Delta x=\Delta y=5$ m, 時間差分間隔は $\Delta t=T/100$ とした。各ケースの領域Ⅰと領域Ⅱでそれぞれ計算された斜面上の波高分布を図-7に示す。いずれのケースも、領域接続法を用いて領域Ⅱのみで計算された結果は、領域Ⅰで直接計算された結果に非常によく一致している。

4. 地形変化予測モデルの実海域への適用

(1) 計算領域の設定

計算対象とした現地地形では移動床模型を用いた模型実験がなされており、その実験結果によると北側海浜の地形変化が懸念されている (平山ら, 1999)。したがって本研究では、北側海浜周辺の波浪場と地形の変化に着目し、計算領域を図-8のように設定した。ここで小領域の境界設定に際しては、領域Ⅰを対象とした波浪変形計算において、顕著な海浜流が生じると予想される区域を接続境界が通らないように配慮した。その結果、領域ⅡのNW側の境界は碎波帯よりも沖側に設定され、NE側とSW側の境界は碎波帯を横断するように設定された。

(2) 計算条件および計算方法

本研究では、朔望平均満潮位において年数回の暴風波浪が来襲した場合の海浜の安定性を検討した。領域Ⅰにおける沖波条件は有義波高 $H_{1/3}=1.15$ m, 有義波周期

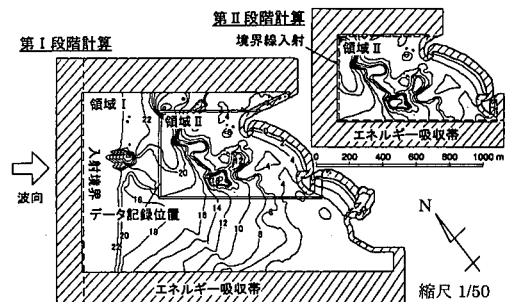


図-8 実海域を対象とした計算領域

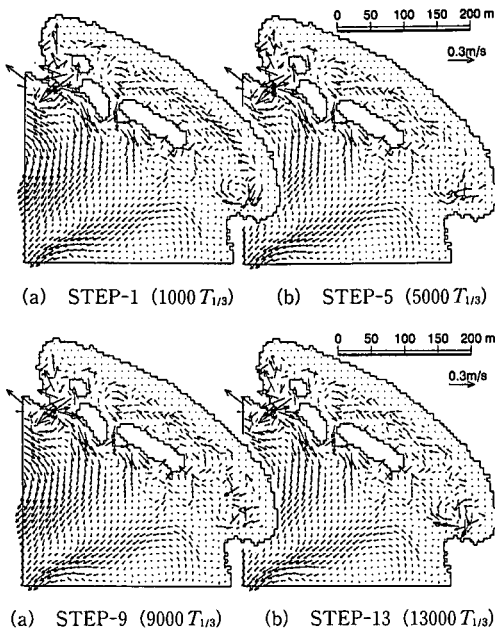


図-9 代表計算ステップにおける平均流分布

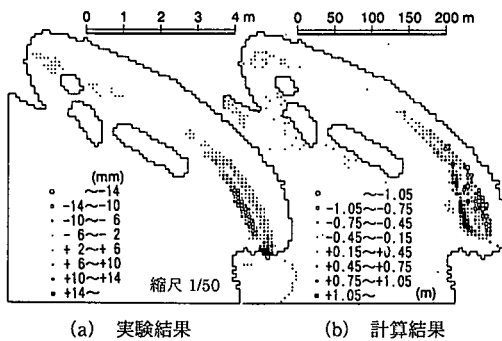


図-10 地形変化予測モデルの適用性

$T_{1/3} = 8$ s, 波向 NW の一方向不規則波である。

領域Ⅰでは造波開始後 $400 T_{1/3}$ まで波浪変形計算を行い、領域接続を行うために $300 T_{1/3} \sim 400 T_{1/3}$ の間、時系列データを記録した。つぎに領域Ⅱでは、領域Ⅰの計算時に記録した初期条件と境界条件を用いて、 $100 T_{1/3}$ 間の波浪変形計算を行い、地形変化計算に用いる漂砂量ベクトルを算出した。さらに地形変化計算では、暴風波浪が約 29 時間継続すると仮定して最終的に $13000 T_{1/3}$ 後の海岸地形を得ることを目標とし、それまでの地形変化計算時間を 13 ステップに分割して領域Ⅱの波浪変形計算で用いられる水深データを出力した。したがって各ステップでは、領域Ⅱの波浪変形計算を $100 T_{1/3}$ 、地形変化計算を $1000 T_{1/3}$ 行い、最終地形を得るまでにこれらを 13 回繰り返した。

(3) 計算結果

第Ⅰ計算段階および第Ⅱ計算段階の代表的な計算ステップにおける海岸周辺の平均流分布を図-9 に示す。時間が経過するにつれて、流れのパターンが少しずつ変化していることがわかる。つぎに、模型実験および数値計算から得られた北側海岸の初期地形からの地形変化量を図-10 に示す。島状ヘッドランド背後をみると、数値計算は模型実験で予測されたようにこの区域が安定海岸となることを再現している。一方、海岸南側のバームの形成状況をみると、模型実験と数値計算ではバームの形成される位置が岸沖方向にずれていることがわかる。この原因については、今後さらに検討を加える必要がある。

5. 結 論

本研究では、ブシネスクモデルに線境界入射法を応用した領域接続法を適用することにより、沖域の大領域で計算された波浪を入射条件として、海岸周辺の小領域の波浪変形計算を繰り返す手法を提案した。これにより、波浪場の計算時間が大幅に短縮され、小領域において海岸変形とその周辺の波浪場の変化を相互にフィードバックさせながら地形変化予測を行うモデルが構築された。さらに、実海域を対象とした移動床水理模型実験の結果から、本モデルの計算精度が検証された。

参 考 文 献

- 石井敏雅・磯部雅彦・渡辺 晃 (1993): 非定常緩勾配不規則波動方程式における境界条件の改良と実用化の試み, 海岸工学論文集, 第 40 巻, pp. 31-35.
- 池野正明・清水隆夫・久保道仁・定森良夫 (1998): 波の多方向不規則性と浮遊漂砂を考慮した 3 次元海岸変形数値予測モデルの開発と検証, 海岸工学論文集, 第 45 巻, pp. 531-535.
- 小谷美佐・今村文彦・首藤伸夫 (1998): GIS を利用した津波遡上計算被害推定法, 海岸工学論文集, 第 45 巻, pp. 356-360.
- 佐藤慎司・M. Kabiling (1993): Boussinesq 方程式を用いた波浪・海浜流・海岸変形の数値計算, 海岸工学論文集, 第 40 巻, pp. 386-390.
- 佐藤慎司・M. Kabiling (1994): 波打ち帯を含む三次元海岸変形の数値モデル, 海岸工学論文集, 第 41 巻, pp. 401-405.
- 平山克也・上原 功・永松宏一・平石哲也 (1998): 珊瑚礁リーフにおける波と流れの計算法の適用性, 海岸工学論文集, 第 45 巻, pp. 161-165.
- 平山克也・丸山昭広・平石哲也 (1999): 島状ヘッドランドによる人工海岸の安定化に関する模型実験, 港研資料, No. 948, 49 p.
- Madsen, P. A. and O. R. Sørensen (1992): A new form of the Boussinesq equations with improved linear dispersion characteristics. Part 2. A slowly-varying bathymetry., Proc. 18th Coastal Eng. Conf., ASCE, pp. 183-204.
- Watanabe, A., K. Maruyama, K. Shimizu and T. Sakakiyama (1986): Numerical prediction model of three-dimensional beach deformation around a structure, Coastal Eng. in Japan, Vol. 29, pp. 179-194.