
 特集 1 「沿岸防災関連資料の改善」

波浪効果 (wave setup) 診断モデルの高度化及びその検証

近澤 昌寿*

要 旨

気象庁海洋気象情報室で開発してきた wave setup 診断モデルは、現行の高潮モデルが対象としていない「波浪が沿岸域で砕波することで生じる潮位上昇」(wave setup) について評価できるが、顕著な wave setup が観測される地点でピーク時の上昇量を十分再現できていない「モデル過小」や、wave setup が通常観測されない地点で計算される「モデル過大」などの問題があった。

これらを解決するために、砕波変形アルゴリズムを見直し、屈折変形を導入したところ、「モデル過小」の改善が確かめられた。一方、「モデル過大」には、これまでの精度評価の際に考慮していなかった防波堤などの人工構造物による波高減衰の影響が明らかになった。今後は、検潮所地点では減衰させた波高で計算するなど、同モデルの上手な使用方法について検討していく必要がある。

1. はじめに

気象庁では台風に伴う高潮の予測のため、1998年7月から高潮数値予測モデル（以下「高潮モデル」という）のルーチン運用を開始した。このモデルは、水平方向2次元のナビエ・ストークスの方程式と非圧縮性流体の連続の式によって構成されており、高潮の二大要因である「吹き寄せ」と「吸い上げ」をほぼ予測誤差25cm以内（出現率99%超）で再現できる（林原，2011）。当初は台風のみを対象とし、解像度約2km、予想時間24時間、計算領域は九州～関東であったが、その後、温帯低気圧への対応（2004年）、高解像度化（1km：2009年）、予想時間の延長（33時間：2004年，39時間：2013年）、対象領域の拡大（東北：1999年，沖縄：2000年，北海道：2004年）などモデルの改良が重ねられ、現在では沿岸防災業務の基礎的な資料として日々利用されている。

ところで、外洋に面した地域では「吹き寄せ」と「吸い上げ」のほかに、波浪が沿岸域で砕波することによっても潮位上昇（以下「wave setup」という。Appendix 参照のこと）が生じ、大きな値となる場合がある。1970年の台風第10号により高知市で発生した潮位偏差約2.4mの高潮は、「吹き寄せ」と「吸い上げ」で説明できるのは約1m程度で、主要因は wave setup だったと考えられている（三村ほか，2010；柴木ほか，2001）。近年でも、2000年の台風第3号により八丈島八重根で発生した潮位偏差約2.5mの高潮は、「吹き寄せ」と「吸い上げ」だけでは約2m分の潮位偏差が再現できないことが確かめられている（Kohno and Higaki, 2006）。

そこで、気象庁海洋気象情報室では、海洋モデル（Princeton Ocean Model）と気象研究所で開発された第三世代波浪モデル（MRI-III）を組み

 * 地球環境・海洋部日本海海洋気象センター

合わせることで、「吹き寄せ」と「吸い上げ」に加えて wave setup も同時に計算できる高潮モデル (Kohno and Higaki, 2006) の現業導入を検討した。しかし、現業用としては計算時間が長いこと、空間解像度の関係でラディエーション応力 (Appendix 参照のこと) の精度が隣接地点間で大きく異なることなどから、力学的モデルによる wave setup 算出は現業に向かないと判断した。その後、現業運用している日本近海域を対象とした沿岸波浪モデル (峯松, 2009) の有義波高や周期などから、診断的に wave setup のみを求める数値モデル (以下「wave setup モデル」という) の開発を行ってきた。高潮モデルからは独立したモデルであるため、運用時には、高潮モデルの結果に wave setup モデルの結果を足し合わせることで潮位偏差を予測する。

このモデルにより、2011 年の台風第 15 号接近時に浜名湖にある舞阪検潮所で発生した潮位偏差約 1.1m の高潮 (「吹き寄せ」と「吸い上げ」で潮位偏差約 0.7m) を対象に wave setup を計算し、高潮モデルの結果に加算したところ、実測に近い警報基準を超える潮位が再現できた (高野・近澤, 2013)。同じく、wave setup がたびたび発生しているとみられる舞阪、能登、男鹿、宮崎などの検潮所地点を対象に、統計的な検証による同モデルの有効性も確認した。検証は、潮位偏差の予測値について、高潮モデルのみの結果と wave setup モデルを加えた結果の RMSE を波高階級別に比較することで行った。その結果、波高の増大に伴い、後者の RMSE が小さくなることが確認できた。

ここで、以下の議論で必要となるため次の三つを定義する。まず、各検潮所の観測潮位から天文潮位と高潮モデルの計算結果を差し引いた偏差 (「観測潮位 - (天文潮位 + 高潮モデル計算値)」若しくは「観測潮位偏差 - 高潮モデル計算値」) を「wave setup 観測値」 (具体的な例は、第 6 図参照) と定義する。現行の高潮モデルが「吹き寄せ」及び「吸い上げ」による高潮を十分に再現できることは、前述のとおりである。このため、wave setup 観測値はおおむね実際の wave setup 量を表していると考えられる。なお、wave setup 観測値には異常潮位によるバイアスも含まれるが、

wave setup に比べると寄与が小さい。

また、顕著な wave setup が観測される地点において、ピーク時の観測値に比べてモデル計算値が過小となることを「モデル過小」、通常 wave setup が観測されない地点において、モデルでは wave setup が計算されることを「モデル過大」とする。

高野・近澤 (2013) の調査では、wave setup が観測される検潮所でのモデル結果が良好であったのに対し、各海洋気象台の調査では、wave setup モデルの結果は、ほとんどの検潮所地点で「モデル過大」であることが確認された (橋口, 2013; 伊藤ほか, 2013; 森ほか, 2013; 田口ほか, 2013; 高佐・平原, 2013)。また、海洋気象台による調査ではほとんど指摘されなかったが、wave setup モデルには第 6 図のような「モデル過小」の存在も確認されている。これは、実際にモデル計算結果を使用するにあたり、十分な補正が行えないことを意味しており、改善する必要がある。

今回、これらの問題を改善し、同モデルの結果を沿岸防災業務の基礎資料として利用できる水準にすることを目的として、調査・改良を行った。

2. 従来の wave setup モデルとその修正

2.1 従来の wave setup モデル

海洋気象情報室で開発してきた wave setup モデルは、沿岸域での砕波については合田 (1975) による浅海域における波浪変形の理論モデルを基にしている。同理論モデルでは、波高の確率分布の変形によって不規則波 (波高や周期などが一定ではない波のことで、風浪などが典型例) の砕波変形を計算する。海底は一様勾配、そして波浪は位相平均した 1 次元進行波が対象である。wave setup モデルでは沿岸波浪モデル GPV (有義波の波高・周期・波向) を沖波 (初期値) として用いている。なお、沿岸波浪モデルは時間間隔 3 時間、空間解像度 0.05° で、wave setup モデルで想定している解像度に比べて粗いので、波浪モデル近隣 4 格子の GPV を距離に応じて重み付けして空間内挿し、さらに時間内挿で 1 時間値にして用いている。

wave setup モデルで用いる海底勾配は、内閣府中央防災会議による 50m メッシュ水深データから算出しており、海岸線から 500m 沖までの 10 メッシュ分を平均することで一様勾配としている。なお、一部島しょ部などでは J-BIRD や J-EGG500 など 500m 水深データを使用している。水深は海岸線を水深 1cm 未満の最浅点として一様に深くなる設定で、計算間隔は沖波波長による可変とし、岸付近ほど間隔が短くなっている。また、計算地点を中心に各方位に対して 1° ごとに海底勾配を設定しており、波浪の屈折効果は考えず、入射角ごとに直線状に波が進むとしている(第 1 図 a)。

平成 24 年度気象庁海洋気象技術検討会(以下「技術検討会」という)では、各海洋気象台によってそれぞれの担当海域におけるモデル計算結果の精度評価が行われた。精度評価は、前述の wave setup 観測値と wave setup モデルの計算値と比較することで行い、ほとんどの検潮所地点において「モデル過大」であることが確認された。そして、1) 海底勾配が一様であり、現実的な海底とはいえない、2) 海岸線の走向が不適切で、沖波の入射角変化に伴う wave setup 減衰効果が十分ではない場合があるとみられる、という 2 点がモ

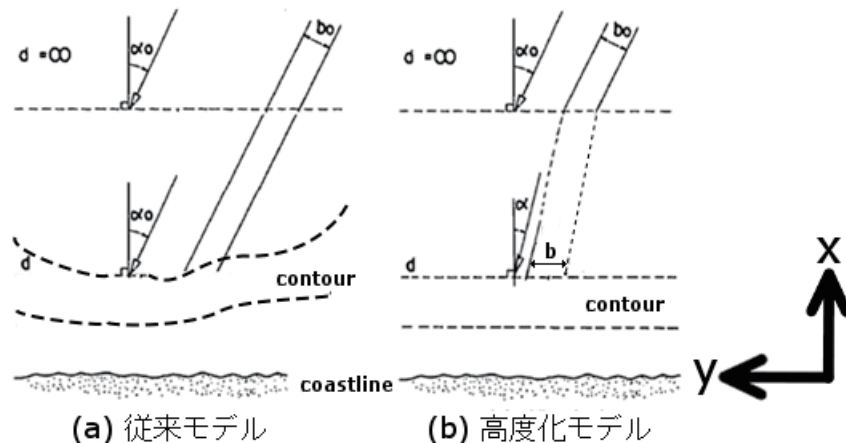
デル過大の原因の候補としてあげられた。そこで、アルゴリズムや境界条件を見直すことで、前記 2 点の影響の程度について調査した。

2.2 アルゴリズム及び境界条件の修正

wave setup モデルの改善のため、次の 4 点について修正を行った。これ以降、区別が必要な場合には、従来の wave setup モデルを「従来モデル」、今回改善したものを「高度化モデル」として表記する(従来モデルと高度化モデルの諸元は第 1 表として掲載)。

2.2.1 海底勾配の変更

一様勾配ではなく複合断面勾配での wave setup が計算できるようにするため、砕波変形アルゴリズムを合田(1975)から権・合田(1994, 1995)に変更した。これは、合田(1975)が一様勾配を対象として、波高の確率分布の変形(沖波の波高分布はレイリー分布として設定する。砕波時には波高の高い波の砕波分を除去し、除去した部分を波高の低い波として再生させる)により砕波変形を表現しているのに対し、権・合田(1994, 1995)は、砕波項を含めたエネルギー平衡方程式により波高減衰を計算しており、ステップ地形(第



第 1 図 沖波の入射角に対する処理の違い(永井(1972)第 3 図を加工)

岸沖方向を x 軸、海岸線方向を y 軸としている。(a) 従来モデルでは各方位角の海底勾配データを使用するため、屈折効果は考慮せずラディエーション応力の座標変換のみ行っていた。(b) 高度化モデルでは平行直線状等深線海岸 ($\partial h(x,y)/\partial y = 0, h(x,y)$: 水深。立体的には、例えば第 2 図のようなイメージ) とし、屈折効果を考慮するようにした。 α_0 と b_0 はそれぞれ沖波の入射角と波向線間隔、 α と b は屈折効果を受けた波の屈折角と波向線間隔。破線(contour)は等深線。

第 1 表 従来モデル及び高度化モデルの諸元

従来モデル		高度化モデル
波浪変形 アルゴリズム	合田 (1975)	権・合田 (1994, 1995)
【砕波】	・波高確率密度関数の変形 (砕波分を除去, 除去分を波高の低い波として再生)	・Dally型砕波項付きエネルギー平衡方程式
【波高】	・レイリー分布として設定	・有義波高で設定
【浅水効果】	・有限振幅波理論 (首藤, 1974)	・有限振幅波理論 (岩垣, 1981)
モデル次元	1次元 (岸沖方向)	1次元 (岸沖方向)
波浪の種類	位相平均進行波	位相平均進行波
海底勾配	一様勾配	複合断面勾配
最浅水深	1cm未満	1m
計算格子間隔	沖波波長による可変 (岸側で密)	1m
砕波波高	合田 (1973) の指標	【正勾配】合田 (2007) の指標 【負勾配】権・合田 (1994) "
海岸・海底地形	50mメッシュ水深データより方位角1° ごとに勾配を設定	平行直線状等深線海岸 (岸沖方向のみ勾配を設定)
屈折効果	なし	あり
波浪の 方向分散性	なし	あり (永井, 1972 ; 合田・鈴木, 1975) 方向スペクトルによる成分波の線形重ね合わせから浅水・屈折係数を算出

4 図 a のような砕波帯内で一部水平となる海底地形) やバー・トラフ地形 (第 4 図 b のような砕波帯内で凹凸がある海底地形) などの複合断面勾配での砕波変形が計算可能なためである。アルゴリズム変更に伴い, 海底勾配を一様勾配からより現実的な勾配 (各 50m メッシュ水深から算出した勾配) に変更した。

高度化モデルの計算格子間隔は 1m で, 最浅地点の海岸線を始点に 1 メッシュ分 (50 格子) は同じ海底勾配が続くとして, 2km 沖まではそれぞれの勾配から求めた水深, 2km から沖では 1.95 ~ 2km の勾配が続くとして水深が設定されている (なお, 1.95 ~ 2km の勾配が負の場合は, 2km 沖を水平勾配に調整)。なお, 海岸線の水深を従来と同じように 1cm 程度で設定すると, 浅水変形 (Appendix 参照のこと) の計算過程で浮動小数点エラーが発生する場合があった。これは負勾配 (次項で説明) の場合に, 海岸線到達前に水深が極めて浅くなることにより生じているとみられたので, 実際の検潮所の水深などを考慮し海岸線

の水深を 1m とした。また, 500m 平均ではなく, 50m ごとに海底勾配を設定すると, 勾配が ± 0.1 を超える場合があるが, 上限 (下限) を +0.1 (-0.1) とした。これは, 海岸線に対して斜めに入射する波に対して用いるラディエーション応力の座標変換 (Appendix 参照のこと) は, 導出にあたり水平床上を進行する微小振幅波を仮定しており, 急な地形変化では十分な近似ができない可能性があるためである (内山・内山, 2013)。

2.2.2 砕波波高の変更

砕波波高は, 関本ほか (2011) などを参考に海底勾配の正負によって別の式を採用した。海岸線に向かって水深が浅くなる場合 (正勾配) は合田 (2007) による式 (式 (1)), 水深変化がない場合及び海岸線に向かって水深が深くなる場合 (0 及び負勾配) は権・合田 (1994) の式 (式 (2)) である。ただし, 浅海効果 (Appendix 参照のこと) によって波数変化があるとして沖波の波長 L_0 ではなく $L (= 2\pi/k ; k : 波数)$, 水深 h ではなく砕

波に伴う潮位上昇も含めた水深 ($h + \bar{\eta}$) で計算している。

$$H_b = 0.170L \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{1.5\pi(h+\bar{\eta})}{L}\right) \cdot \left(1 + 11 \tan^{\frac{4}{3}}\beta\right) \right\} \quad : \tan \beta > 0 \quad (1)$$

$$H_b = 0.128L \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{1.5\pi(h+\bar{\eta})}{L}\right) \right\} \quad : \tan \beta \leq 0 \quad (2)$$

H_b : 碎波限界波高, L : 波長, h : 水深, $\bar{\eta}$: 碎波に伴う平均水位上昇量, $\tan \beta$: 海底勾配

2.2.3 平行直線状等深線海岸の仮定及び屈折効果の導入

従来モデルでは沖波の入射角に応じて、波高エネルギーをラディエーション応力の座標変換によって減衰させてから wave setup 量を求めてきた(計算過程の詳細は Appendix の式 (A1 ~ A4) を参照のこと)。なお、用いている海底地形が複雑で、1次元モデルでは屈折係数の算出が不可能なので入射波は直進するとしていた(第1図 a)。海底勾配は、あらかじめ 50m メッシュ水深データから方位角 1° ごとに計算し、地点ごとに 360 方位分をデータファイルとして準備していたが、1) 地点数が増えるとファイルが巨大になり処理に時間を要すること、2) 方位分解能が 50m 沖では 45°, 1km 沖で 2 ~ 3° と距離によって差が大きく、空間内挿を行っていたことなどの問題があった。

このため高度化モデルでは、海底勾配及び海岸地形を平行直線状等深線海岸(第1図 b, 第2図)と仮定して、岸沖方向(海岸線の法線方向, 第1図 x 軸方向)のみ海底勾配を設定した。その他の方位については、波向に応じて、モデル内で算出したみかけの勾配(式(3))を使用し、水深の設定や浅水係数・屈折係数の算出、及び碎波の判定をする方法に変更した。

$$\text{みかけの勾配} = \text{真の勾配} \times \cos(\text{波向}) \quad (3)$$

平行直線状等深線海岸を仮定したので、屈折係数は波の位相速度すなわち水深の変化によって算出できるようになった。そこで、沖波が岸沖方向

から入射しない場合には、屈折効果による波高及び波向の変化を計算し、その結果からラディエーション応力の座標変換を行い、wave setup 量を算出するように変更した(第1図 b)。

2.2.4 方向分散性についての考慮

初期値としている沿岸波浪モデル GPV は、島しょによる反射や回折などを考慮していない一方からの深海波(Appendix 参照のこと)であり、半島や島陰など海岸によっては適切な入射波ではない場合がある。そこで、方向スペクトルを仮定することで波向に幅を持たせ、沿岸波浪モデルによる沖波入射角の誤差の影響を緩やかにした(第3図)。

具体的には、永井(1972)及び合田・鈴木(1975)を基に、1) 沖波の波形勾配から方向集中度パラメータの最大値 s_{max} を設定し、入射波を方向別・周波数別の成分に分けて、2) 水深ごとに各成分それぞれのエネルギー変化を計算し、3) 各成分エネルギーを重ね合わせることで、水深ごとに浅水係数、屈折係数を算出するようにした。周波数スペクトルには、周波数の等エネルギー分割が簡単な Bretschneider - 光易型、方向分布関数には光易型を用いている。方向スペクトルを計算する際に用いる方向集中度パラメータの最大値 s_{max} は、合田・鈴木(1975)を基に、沖波の波形勾配 (H_0/L_0) により式(4)のように風浪 ($s_{max} = 10$)、減衰距離の短いうねり ($s_{max} = 25$)、減衰距離の長いうねり ($s_{max} = 75$) として、沖波



第2図 真の勾配とみかけの勾配

真の勾配は岸沖方向の勾配。見かけの勾配は沖波の入射角方向及びその後の屈折に伴う波向方向の勾配で、岸沖方向以外は水深の設定や浅水係数・屈折係数の算出、及び碎波の判定をみかけの勾配により行う。

の波形勾配に応じて方向別・周波数別の成分の分け方が異なるように設定した。なお、計算領域内に半島や島しょなどがある場合は、その方向からの成分は 0 とした。周波数及び方向分割数は、合田・鈴木 (1975) を参考にとともに 36 とした。

$$s_{max} = \begin{cases} 10, & H_0/L_0 > 0.035 \\ 25, & 0.015 < H_0/L_0 \leq 0.035 \\ 75, & H_0/L_0 \leq 0.015 \end{cases} \quad (4)$$

2.3 アルゴリズム及び境界条件修正についての検証

これらアルゴリズム及び境界条件を変更した高度化モデルを用いて、技術検討会で指摘された、1) 海底勾配が現実的ではない点、2) 沖波入射角の変化による減衰率が不十分と考えられる点の 2 つが「モデル過大」にどの程度影響しているかについて調べた。実験は仮想的な波浪及び海底勾配という環境下で行った。岸沖方向から入射する同じ波形勾配の波浪であれば、wave setup 量は波高に比例する線形現象と考えられるので (合田, 2005)、波高 2m を代表波高としてその周期を調

整することで実験した。

第 4 図は、一様勾配 (平均勾配) と複合勾配 (ステップ地形: 左, バー・トラフ地形: 右) における海岸線から 500m 沖までの波高及び wave setup 量の水深による変化の違いを示している。波高 2m・周期 6.5 秒 (波形勾配: 0.03), 入射角 0° (岸沖方向からの入射) の波浪について実験を行った。海底勾配は 500m 沖までの平均勾配が 0.03 (約 1/30) となるようにステップ地形, バー・トラフ地形ともに調整した。特にステップ地形については、結果を分かりやすくするため岸側で勾配 0.06 (約 1/15) という極端な設定にしている。

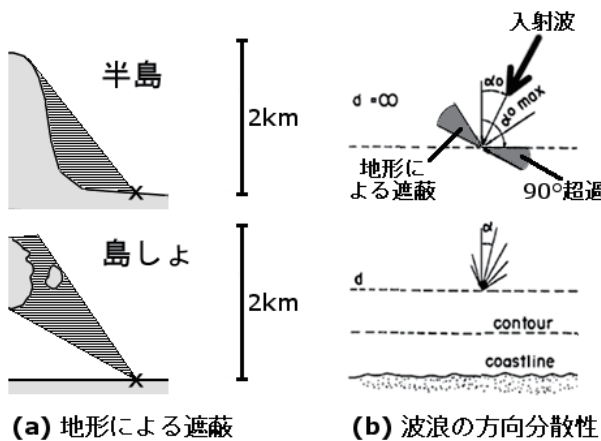
第 4 図から、ステップ地形及びバー・トラフ型地形では海底勾配の違いに伴い、砕波点となる水深が一様勾配に比べて岸側や沖側に変化するが、wave setup については一様勾配に比べても差が 10% 程度と小さいことが分かる。同様の実験を波高 2m・周期 11.5 秒 (波形勾配: 0.01) という高波高時にはあまり現実的ではない、波形勾配のかなり小さいうねりについても行ったが、ステップ地形の場合に wave setup 量が一様勾配に比べて約 30% 増加したものの (図略)、「モデル過大」とされるような数倍以上の差異とはならなかった。現実の海底勾配の変化や波形勾配は本実験ほど極端ではないことから、海底勾配が平均的か否かによる wave setup 量の差は、実際には最大でも 10 ~ 15% 程度と考えられる。

次に、沖波入射角の問題については、垂直入射時の wave setup 量に対する入射角 1° ごとの相対比で検証した。検証結果の比較対象は、式 (5) に示すような、入射角に伴う wave setup 量の減衰率で、合田 (2005) による経験式である (第 5 図)。

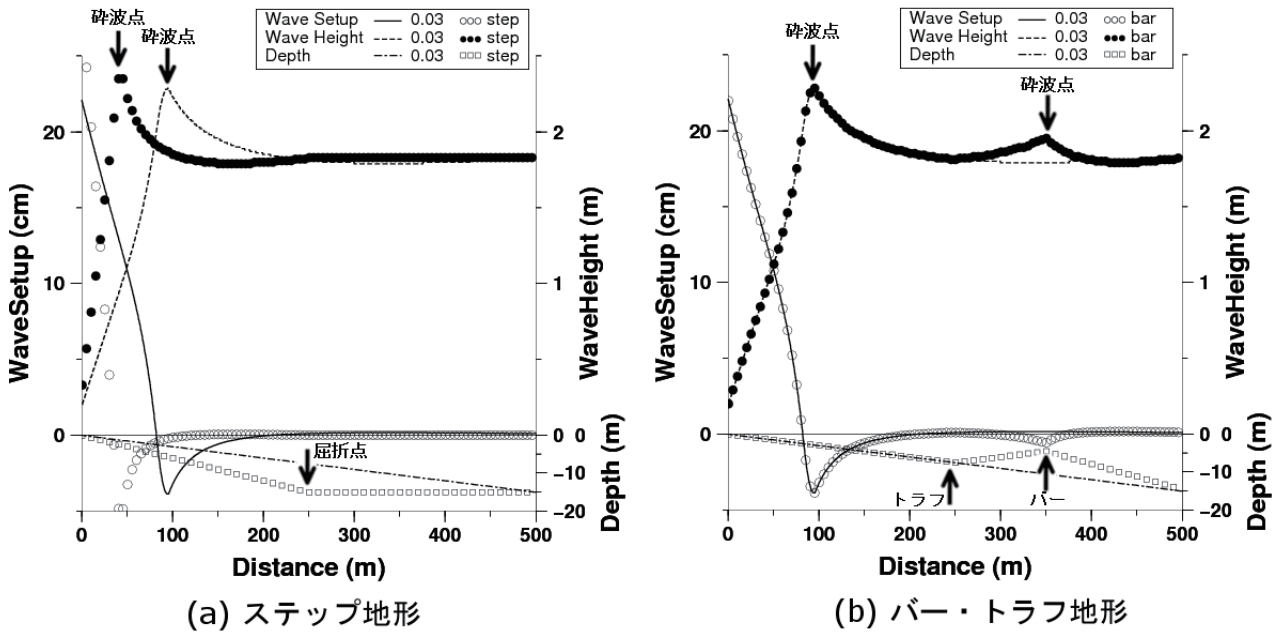
$$\zeta = \zeta_{\theta_0=0} (\cos \theta_0)^{0.545+0.038 \ln (H_0/L_0)} \quad (5)$$

ζ : 沖波入射角 θ_0 での wave setup 量,
 $\zeta_{\theta_0=0}$: 沖波入射角 $\theta_0=0^\circ$ での wave setup 量,
 H_0/L_0 : 沖波の波形勾配

式 (5) は、入射角が大きくなると wave setup 量が小さくなること、及び同じ波高でも波形勾配が大きくなるにつれて (すなわち、うねりよりも風浪の方が) wave setup 量が小さくなることを経験式として表したもので、同じく合田によって開

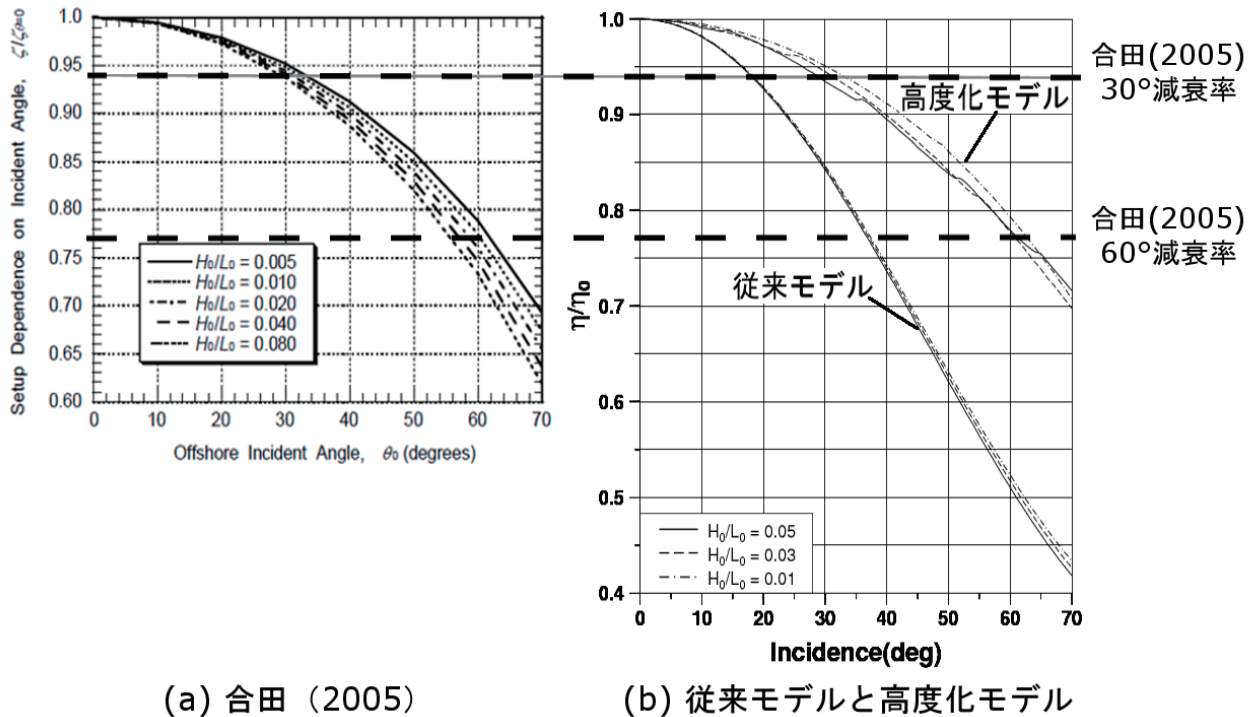


第 3 図 高度化モデル内での地形による遮蔽と波浪の方向分散性 (右図は永井 (1972) 第 3 図を加工)
 (a) は地形による遮蔽効果の例。50m メッシュ水深データの x 地点をモデル計算地点とし、x 地点より半径 2km 内に半島や島しょがある場合、その方向 (図中の横じま部分) からの入射波はないとした。(b) はモデル内での波浪の方向分散性についての例。与えられた入射波は 180° の幅を持つとした。ただし、地形による遮蔽を受ける成分や 90° を超過する沖に向かう成分についてはカットする。



第4図 高度化モデルを用いた複合断面勾配と一様勾配における波高及び wave setup 量の水深による変化

複合断面勾配は平均勾配が0.03になるようにしている. 勾配の詳細は次のとおり. (a) ステップ地形 (0 ~ 250m : 0.06, 250 ~ 500m : 0), (b) バー・トラフ地形 (0 ~ 250m : 0.03, 250 ~ 350m : -0.03, 350m ~ 500m : 0.07). 図中の実線及び○(スケール左)は wave setup で単位は cm. 破線及び●(スケール右上)は波高で単位は m. 一点鎖線及び□(スケール右下)は水深で単位は m. 沖波は岸沖方向(第1図の x 軸正方向)から入射させている. なお, 500m 時点で波高が 2m 未満なのは浅水変形及び屈折変形のため.



第5図 入射角変化に伴う wave setup 量の減衰率 (左図は合田 (2005) 第2図)

海岸線に対して垂直(岸沖方向)入射の波高 2m の沖波での wave setup 量を 1 としている. (a) は 2 次元波浪変形モデル(合田, 2005)による結果, (b) は従来モデルと高度化モデルによる結果. H_0/L_0 は沖波の波形勾配.

発された 2 次元波浪変形モデルにより検証済みである。合田 (2005) によれば、入射角による wave setup 量減衰率は海底勾配の影響をあまり受けない。このため、経験式に海底勾配に関する変数は入っていない。なお本実験では、念のためみかけの勾配が真の勾配とほとんど変わらない海底勾配 0.01 (1/100) で実験した。

第 5 図より、合田 (2005) の経験式に比べて、従来モデルは入射角が大きくなるにつれて減衰率が大きいことが分かる (入射角 30° で経験式 0.94, 従来モデル 0.84, 同 60° で経験式 0.77, 従来モデル 0.51)。一方、高度化モデルは、同じ入射角でも風浪 (波形勾配が大きい波) は減衰率が若干大きいという傾向は再現できていないが、減衰率自体は経験式に近い変化となっている。屈折効果を考慮しない従来モデルは、屈折による波高の低下は生じないものの、波向が変化しない (第 1 図 b のように波向が岸沖方向 (0°) に近づかない) ため、ラディエーション応力の座標変換の $\cos^2\theta$ の影響が過大となり (すなわち、ラディエーション応力が過小評価されて)、大きな減衰率になったものとみられる (詳細は Appendix の式 (A3) を参照のこと)。以上より、「モデル過大」は沖波入射角の問題により生じる訳ではないことが明らかになった。一方で、入射角変化について屈折効果も考慮することで、より現実的な wave setup 量になることが確かめられた。

以上まとめると、技術検討会で出された問題点は、wave setup 未観測地点の「モデル過大」の原因ではないことが判明した。そして、wave setup 観測地点の「モデル過小」改善につながる可能性があることが明らかになったので、再現実験によりそれを確かめた。

3. wave setup 観測地点での過小評価

本章では、第 2 章で行った修正の「モデル過小」に対する効果について、高度化モデルによる再現実験の結果を紹介する。対象事例は、2012 年 4 月に日本海で記録的に急発達した低気圧、及び高野・近澤 (2013) が舞阪検潮所について従来モデルの検証をした 2011 年の台風第 15 号の二つである。

3.1 再現実験結果 (2012 年 4 月 3 ~ 4 日の温帯低気圧, 男鹿)

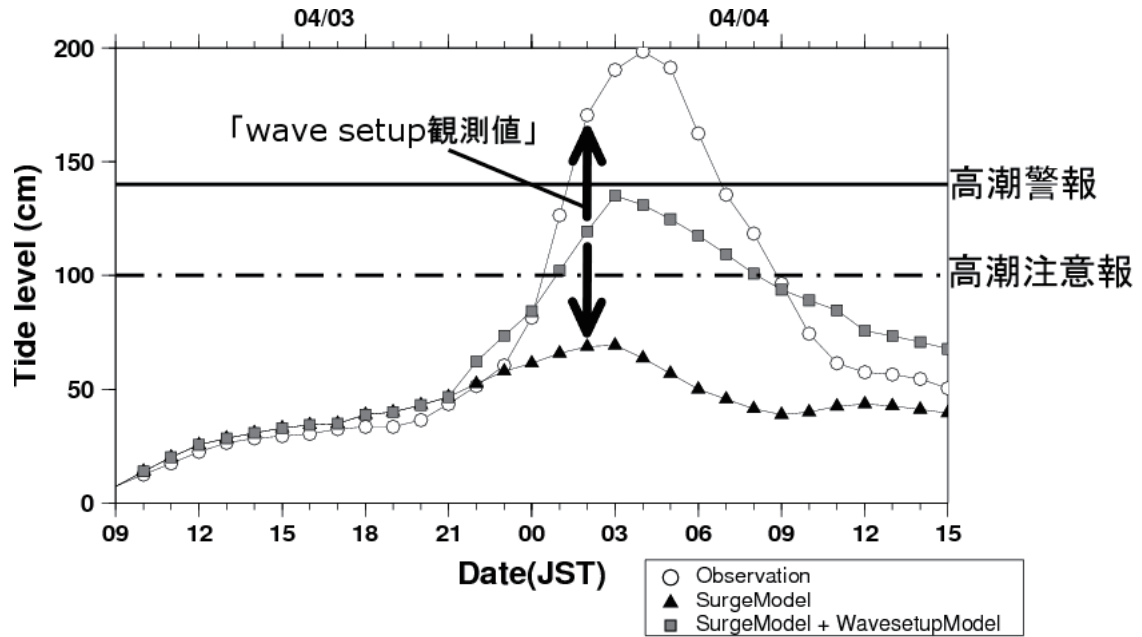
2012 年 4 月 3 ~ 4 日に日本海で急発達した低気圧は、日本海側に高波・高潮をもたらした (第 2 表)。その結果、日本海側の各地で防波堤の倒壊や浸水など高波・高潮による被害が発生した。男鹿半島では水族館の水槽冷却塔が破壊される被害が起きており、男鹿検潮所 (国土地理院が管理する男鹿は、正式には「験潮場」であるが、本論文では「検潮所」で統一する) での観測潮位偏差と高潮モデルの結果などから、1.5m 近い wave setup が発生していたとみられる。しかし、従来モデルではピークでも 70cm 程度の予測値であり、高潮警報発表のための資料としては不十分であった (第 6 図)。

第 7 図は男鹿半島周辺の観測地点の位置関係及び男鹿検潮所付近の海岸線、第 8 図は同地点における wave setup 観測値、従来モデル及び高度化モデル計算値の時系列である。今回は沿岸波浪モデルの推算誤差を除去するため、沿岸波浪モデルハインドキャストではなく港湾局波浪データ (以下、

第 2 表 2012 年 4 月 3 ~ 4 日に日本海で急発達した低気圧による高波・高潮

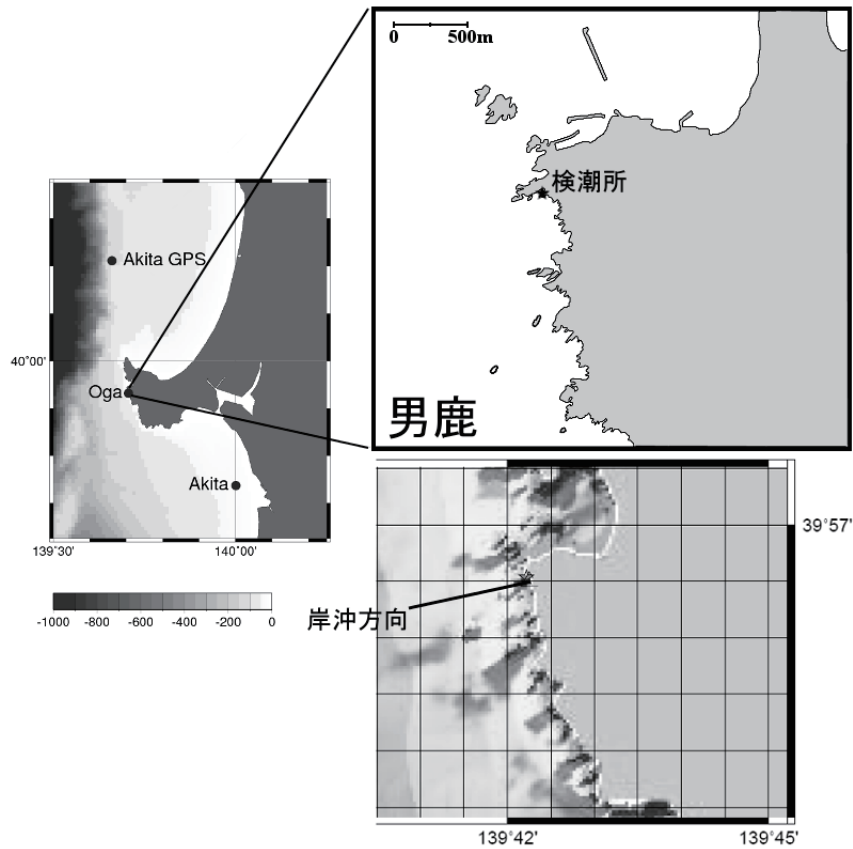
波浪は港湾局波浪データ (ナウファス) の観測値 (確定値)。検潮所地点名の右下の数値はそれぞれ次の機関が管轄していることを示す (1: 気象庁, 2: 港湾局, 3: 国土地理院)。最大潮位偏差は毎時の平滑値。

高波		
地点名	最大有義波高	起時
深浦港	7.63m	4日09:20
青森西岸沖	7.06m	4日04:00
秋田港	12.22m	4日03:40
秋田県沖	11.21m	4日02:40
酒田港	11.01m	4日05:40
山形県沖	12.40m	4日04:20
高潮		
地点名	最大潮位偏差	起時
深浦 ₁	53cm	4日03時
男鹿 ₃	192cm	4日04時
秋田 ₂	119cm	4日05時
酒田 ₂	96cm	4日05時
飛島 ₃	42cm	4日02時
鼠ヶ関 ₃	65cm	4日03時



第6図 2012年4月3日9時～4日15時の男鹿検潮所における潮位（平滑値）時系列

○：観測潮位，▲：高潮モデル値，■：高潮モデル値＋従来の wave setup モデル値。モデル値には天文潮位を加算済み。男鹿市の高潮警報基準は標高140cm，注意報基準は100cm。図中矢印は第2.1節で定義した「wave setup観測値」の例。



第7図 男鹿半島周辺の観測地点の位置関係及び男鹿検潮所付近の海岸線

左下のスケールは水深 (m)。右上図は国土地理院標準地図 (25000) より作成。右下図はモデルで使用している地形で、実線は岸沖方向を示している。また、モデル地形では検潮所北西の岬が存在していない。

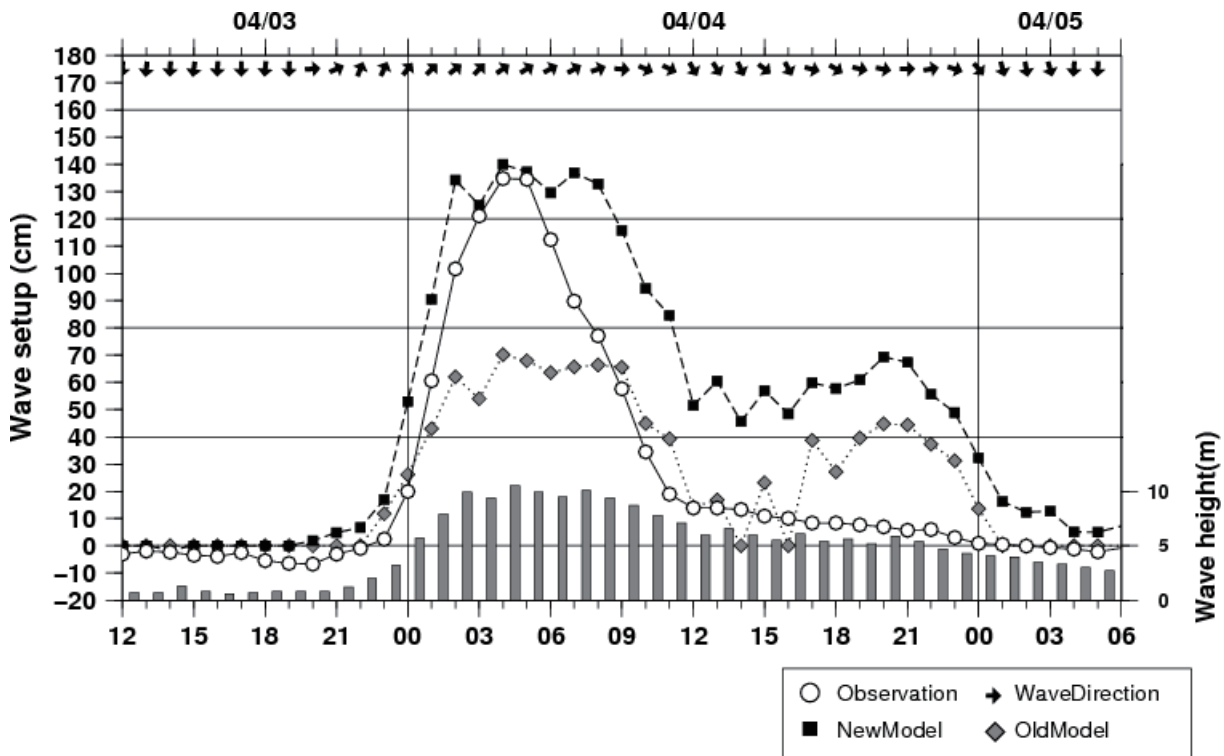
ナウファス)の観測値(確定値,以下同じ)で代用した。なお,秋田港の観測値は期間中の波向が不明だったので,秋田沖 GPS 波浪計の結果を採用した。毎時3回の観測(正時:[○-1]時50分~○時10分,20分:○時10~30分,40分:○時30~50分)のうち毎正時のものを採用し,その時刻が欠測の場合にはその前後の値を線形内挿することで欠測値を補った。男鹿の岸沖方向の方位角は,モデル地形を元に算出し258°(北を0°で時計回り。以下同様に算出)とした。

第8図より,従来モデルに比べて高度化モデルは wave setup ピーク時前後の再現性がよくなっていることが分かる。この改善に対して,海底勾配の詳細化の効果は第2.3節で検証したように小さいと考えられる。また,方向分散性の効果(地形による遮蔽の影響)が小さい南南西~西南西からの波浪での改善であることから,屈折効果が寄与しているとみられる。一方,ピーク以降 wave setup の終息までは,観測値に比べて過大が続いている。時間帯によって,その原因は二つに分か

れるとみられる。ピーク後の4日06時~08時にかけては,波浪計の波高・波向ともに大きく変化していないにもかかわらず,観測値は減少している。このことから,男鹿半島周辺での波向が秋田沖 GPS に比べて早めに変化したと考えられる。4日10時以降については,モデル地形では解像度の関係から検潮所北西の岬が十分に再現されておらず(第7図),北からの波浪に対する遮蔽効果が不十分であったことが一因と考える。なお,従来モデルでは4日14時頃に wave setup が終息し,一見観測値と合っているようにみえるが,これは波向が海岸線と平行になったため計算が打ち切られただけである。4日17時~5日00時にかけて波向が西に変わると再び wave setup が計算されており,高度化モデル同様に過大となっている。

3.2 再現実験結果 (2011年台風第15号,赤羽根)

2011年台風第15号の高波によって舞阪で生じた wave setup については,従来モデルでほぼ再



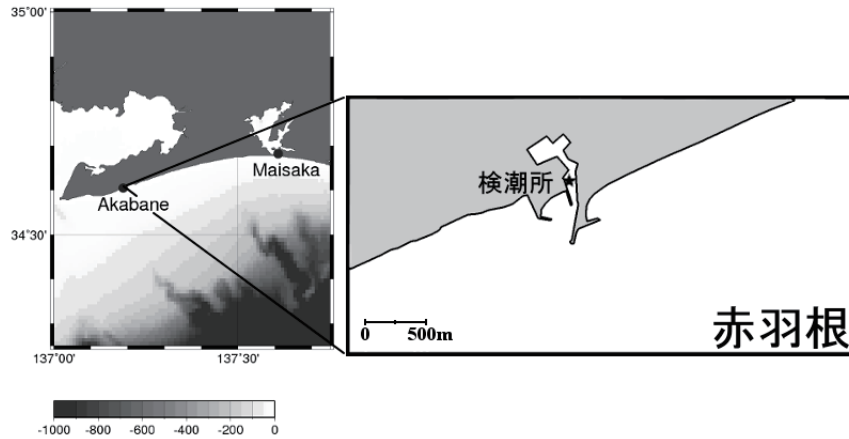
第8図 男鹿検潮所地点における wave setup 量及び波高・波向の時系列

折れ線(スケール左)は wave setup で単位は cm (○:観測値, ◆:従来モデル, ■:高度化モデル),棒グラフ(スケール右)は波高で単位は m。図上部の矢印は波向。波浪データには秋田沖 GPS 波浪計の観測値を使用。期間は2012年4月3日12時~5日06時。

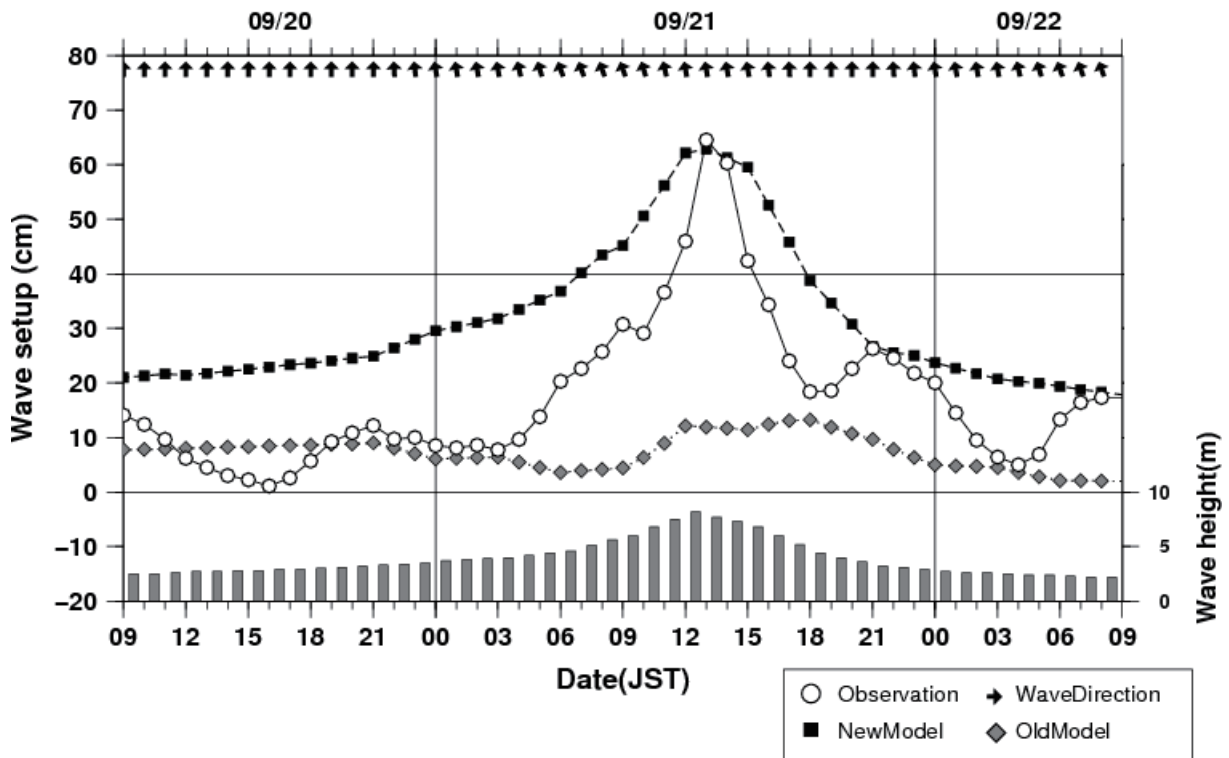
現された(高野・近澤, 2013). 一方, 舞阪の約50km西の渥美半島に位置する赤羽根検潮所(第9図)では, 従来モデルによる予測が不十分であった(第10図). 同検潮所では2009年の台風第18号接近の際にも8mの波浪で約75cmの wave setup 観測値となっており(図略), 台風接近時に

wave setup が観測されやすい検潮所の一つといえる.

2011年時点では赤羽根の近隣に適切な波浪観測データがないので, 沿岸波浪モデルハインドキャストを用いて再現を行った. 赤羽根の岸沖方向の方位角は152°としている. 第10図は2011年



第9図 渥美半島周辺の観測地点の位置関係及び赤羽根検潮所付近の海岸線
左下のスケールは水深(m). 右図は国土地理院標準地図(25000)より作成.



第10図 赤羽根検潮所地点における wave setup 量及び波高・波向の時系列

図のスケールは第8図の男鹿の事例に同じ. 波浪データには沿岸波浪モデルハインドキャスト値を使用. 期間は2011年台風第15号接近前後の9月20日09時~22日09時.

9月20～22日の赤羽根での時系列である。波高は12時頃に最大8m前後であり、wave setup 観測値も同時刻に約70cmとなっている。これに対して、従来モデルでは最大15cm程度のwave setupが計算されているが、波高の変化との対応も悪く、適切な予測はできていなかった。これは、屈折効果が考慮されていないためwave setup量の減衰が過大であることのほか、沖波が入射した方位の海底勾配が、屈折に伴い偏向して進行するはずの勾配よりも小さかったことが影響していると考えられる。一方、高度化モデルのwave setupは、波高変化との対応もよく、ピークの値も観測値に近い。それ以外の時刻で観測値よりも過大となっているのは、沿岸波浪モデルの波向変化が実際の波向と合っていないこと、また、次章で説明する防波堤による遮蔽効果などが原因として考えられる。

4. wave setup 未観測地点での過大評価

第2章、第3章で示したように「モデル過大」の原因は、wave setup モデルのアルゴリズムや境界条件などの問題ではないことが確かめられた。本章では、wave setup に対する防波堤などの人工構造物の影響について検討する。

4.1 「モデル過大」に対する防波堤の影響

三村ほか(2010)は、波浪・高潮推算並列結合モデルを用いて1970年の台風第10号接近時の条件で、当時の高知港及び現在の高知新港を対象とした高潮推算を行った。その結果として、防波堤が港湾内のラディエーション応力勾配を小さくし、wave setup 量を低減させることを指摘した。鈴木ほか(1994)は、港湾内の反射や海浜流などを考慮した2次元波浪変形モデルによる実験結果として、海岸線から垂直に延びる突堤の上手と下手でwave setup 量が倍近く違うことを紹介している。加藤ほか(1989)は、港湾空港技術研究所の波崎海洋研究施設(茨城県神栖市)と鹿島港内のwave setup 量を比較し、港内は港外に比べて半分程度のwave setupであったことを報告している。そして、港内の潮位にwave setup がどの程度含まれるかは、港湾の特性によると推察している。

八重根検潮所や男鹿検潮所などを除くほとんど

の検潮所は港湾内に設置されており、周期が30秒未満である波浪については、港湾外に比べて波高が低いと考えられる。そして、この防波堤などの人工構造物による波高減衰を考慮していなかったことが、「モデル過大」の一因となっていた可能性がある。このことを確かめるために、以下の二つの方法で調査した。

まずは、文献調査から得られた、港湾ごとの波高減衰率を乗じた波高を用いたモデル実験を行った。第3.1節の男鹿と同じく2012年4月3～4日の低気圧を対象とし、波高減衰率の分かる金沢港を調査した。なお、文献調査結果は第3表のとおりである。

次に、観測データを用いた事例解析を行った。解析対象は2地点で、一つは高野・近澤(2013)

第3表 文献調査による港湾ごとの港湾内外での波高比

波高比に幅があるのは、文献によっては複数地点について調査している場合や、波向ごとに調査している場合があるため。模型実験・数値実験結果については、検潮所地点付近の値を読み取った。金沢港の詳細については第11図に掲載。なお、新潟西港(波高比右肩に*を付加)は港湾口との比較結果である。

港湾名	港湾外との波高比	調査方法	出典
金沢港	0.1～0.2	観測	渡辺ほか(2012)
新湊港	0.1～0.2	数値実験	阿部・早田(2012)
秋田港	0.1～0.2	観測	工藤ほか(2012)
白老港	0.05～0.15	観測	今ほか(2012)
那覇港(浦添埠頭)	0.05～0.15	数値実験	平山(2008)
那覇港(那覇埠頭)	0.3～0.5	観測	庄田・成瀬(2005)
新潟西港	0.3*	観測	井上ほか(1988)
御前崎港	0.1～0.25	模型実験	高山・菊池(1978)
田後港	0.2～0.3	模型実験・数値実験	高山・菊池(1978)
田後港	0.05～0.4	模型実験	合田ほか(1977)

で wave setup 観測あり，田口ほか (2013) で観測なしとなった宮崎，もう一つは 2006 年に検潮所の移転が行われた種子島である。

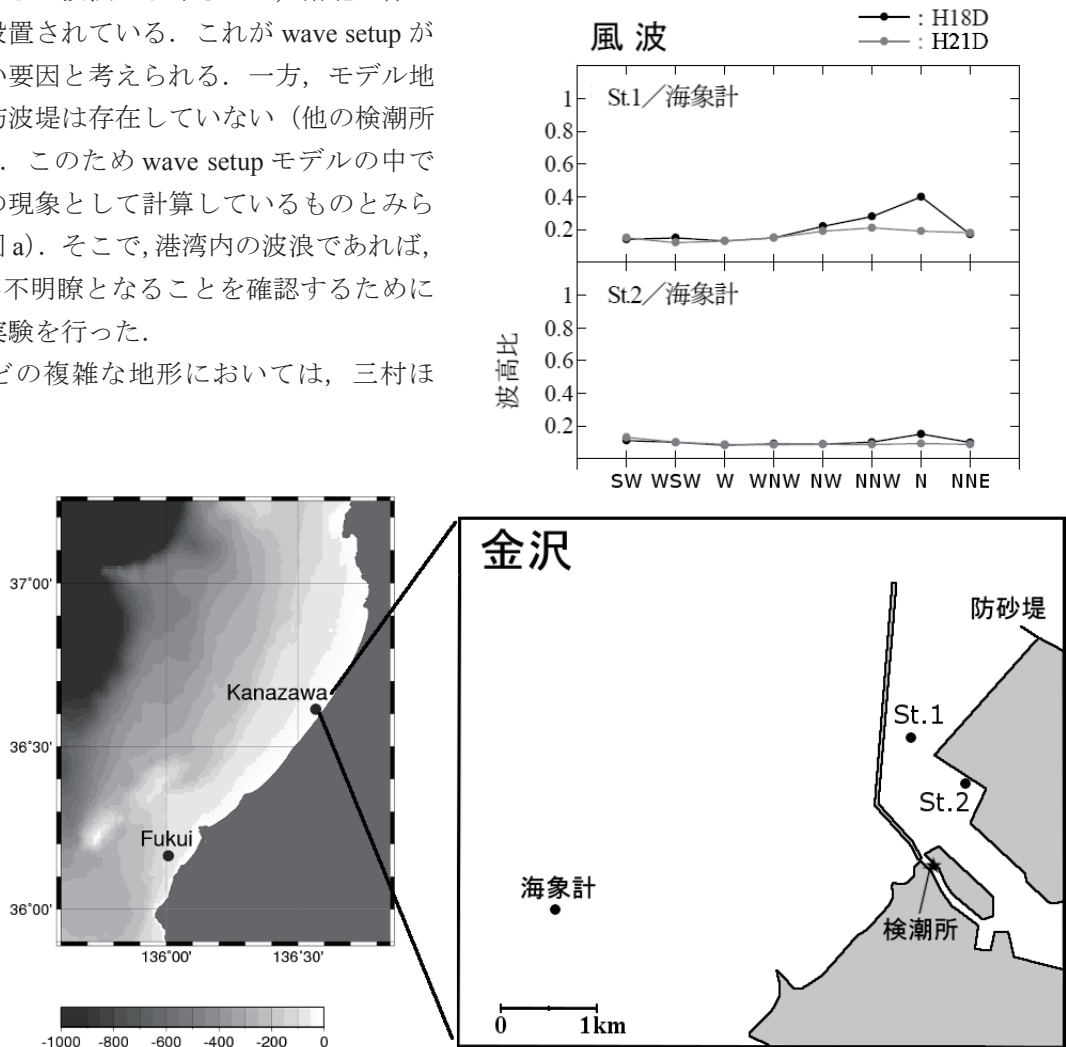
4.2 モデルによる検証 (2012 年 4 月 3 ~ 4 日の温帯低気圧, 金沢)

石川県加賀から福井県嶺北にかけては海岸線が北東-南西に伸びており，冬季の北西風による波浪の影響を受けやすいとみられる (第 11 図)．しかし，金沢検潮所では目立つような wave setup は観測されない (森ほか, 2013)．金沢港では港湾を西~北西からの波浪から守るため，南北に伸びる防波堤が設置されている．これが wave setup が観測されない要因と考えられる．一方，モデル地形ではこの防波堤は存在していない (他の検潮所地点も同様)．このため wave setup モデルの中では金沢港外の現象として計算しているものとみられる (第 12 図 a)．そこで，港湾内の波浪であれば，wave setup が不明瞭となることを確認するために次のような実験を行った．

港湾内などの複雑な地形においては，三村ほ

か (2010) のようにラディエーション応力勾配のベクトル分布から wave setup を求めるべきであるが，1次元モデルでは困難なので，代わりにラディエーション応力に直接影響する波高を調整することで評価した (Appendix 式(A2)を参照のこと)．

渡辺ほか (2012) の観測により，港湾内の波高は沖波比で 0.1 ~ 0.2 程度であることが分かっている (第 11 図)．そこで，男鹿の事例同様，2012 年 4 月 3 ~ 4 日の低気圧を対象として，ナウファスの観測値に対し 0.1 及び 0.2 倍した波高データを「港湾内の波高」として実験を行った．港内で



第 11 図 金沢港における波浪計と検潮所の位置関係，及び港湾内外での風波の波高比 (右上・右下図は渡辺ほか (2012) を加工)

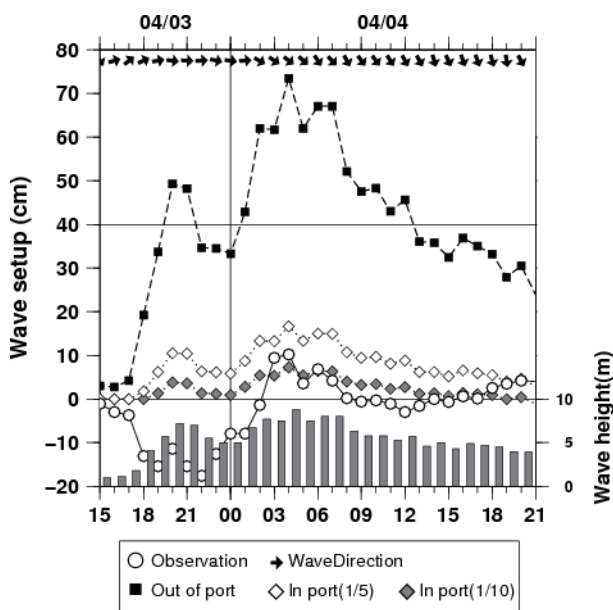
右上図は風波 (渡辺ほか (2012) では「周期 30 秒未満の波」と定義) について，湾内の臨時観測点 St.1 及び St.2 の湾外の海象計に対する波高比を波向ごとに算出したもので，黒線が平成 18 年度 (2006 年度)，灰色線が平成 21 年度 (2009 年度) の結果．なお，北からの波高比が平成 18 年度に比べて平成 21 年度に低下しているのは，3 年の間に防砂堤が延伸したためと渡辺ほか (2012) では考察している．

は流れなどにより周期の変化も考えられるが、修正するためのデータがないので、波数保存式より周期一定としてナウファスの周期をそのまま用いた。観測値には、期間中の波向に欠測が多かった金沢港ではなく、福井港のデータを使用した。なお、波高及び観測できていない時刻の波向について両港の観測値を比較したところ、波高の最大値に若干の差がみられるものの、おおむね同じ時系列変化であった（図略）。金沢の岸沖方向の方位角は 305° とした。

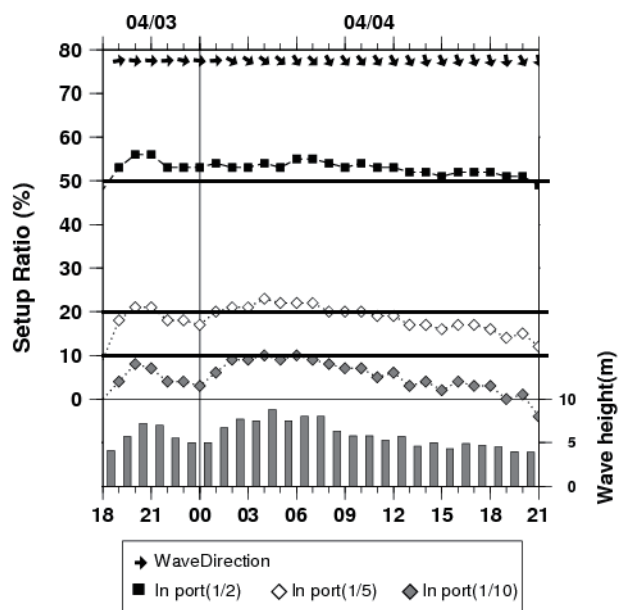
第 12 図 a によれば、0.2 倍波高では wave setup は最大 15cm 程度で波高変化との対応も見られる。一方、0.1 倍波高では最大 8cm 程度で、その時間的な変動も小さく波高変化との対応も不明瞭で、観測値に近い時系列変化である。そして検潮所付近は、その立地から第 11 図の St.2 程度かそれ以下の波高と見積られる。この結果から、港湾内の波高（若しくはその減衰率）が分かれば、港湾内の wave setup 変化をある程度推定できる

と考える。逆に、wave setup が観測される検潮所では港湾内の波高が比較的大きいと考えられる。例えば、鳥取県の田後検潮所は港湾内にあるが、wave setup が観測される地点の一つである（森ほか、2013）。田後港の波高減衰率は 0.05 ~ 0.4 と波向によっては金沢港よりも大きく（第 3 表）、防波堤により波高は減衰されるものの wave setup として認識される程度の潮位変化が港湾内で生じているためとみられる。

前述のとおり、wave setup 量は波形勾配や沖波入射角、海底勾配が一定であれば、波高に対して線形的に変化すると考えられるが、実際はこれら条件が複雑に変化する。そこで、波高比に対して wave setup 量がどの程度減衰したかを確認したのが第 12 図 b である。同図より、おおむね波高比に応じた減衰率であることが分かる。特徴的なのは、1) 波形勾配に関わらず wave setup 減衰率が最大でも波高比並となっている点、2) 波高比が小さいほど波高変化や屈折効果の影響が大きく



(a) wave setup量及び波高・波向の時系列



(b) wave setup量減衰率の時系列

第 12 図 金沢検潮所地点における wave setup 量， wave setup 減衰率及び波高・波向の時系列

(a) は wave setup 量及び波高・波向の時系列で、図のスケール及び対象日時などは第 8 図（男鹿の事例）と同じ。ただし、wave setup 量の時系列は次のとおり。○：観測値，■：港湾外の波高（港湾局波浪データ（ナウファス）福井港の波高（確定値）を使用した場合），◇：港湾内の波高（同波高に 0.2 を乗じた波高を使用した場合），◆：港湾内の波高（同 0.1 倍の波高を使用した場合）。(b) は、港外波高による wave setup 量に対する波高比ごとの減衰率の時系列（スケールは左）で、単位は％（■：港湾外の 0.5 倍波高，◇：港湾外の 0.2 倍波高，◆：港湾外の 0.1 倍波高）。

なっているように見える点の二つである。1) については、波形勾配が小さいほど（ここでは、周期一定なので波高比が小さくなるほど）岸側で碎波するため、同じ波高でも wave setup 量は大きくなりやすく、海底勾配が大きいほどその差が顕著になるが、金沢港周辺の海底勾配は 2km 平均で 0.0085（約 1/120）と非常に緩やかであることから、波形勾配の影響が顕著に出なかったものとする。2) については、0.5 倍波高では wave setup 減衰率がおおむね 50%～55% で推移しているのに対し、0.2 倍波高では 10 数%～20 数%、0.1 倍波高では -5%～10% とその振幅が大きくなっていることが分かる。これは、波高変化や波向変化に伴って起きていることから、波高が低くなるにつれて、波高変化や屈折効果などが wave setup 量により大きく影響することを示唆しているものと考えられるが、それぞれの条件がどのように寄与し合っているかについては、高次の波浪変形モデルで調べる必要がある。

4.3 事例解析による検証

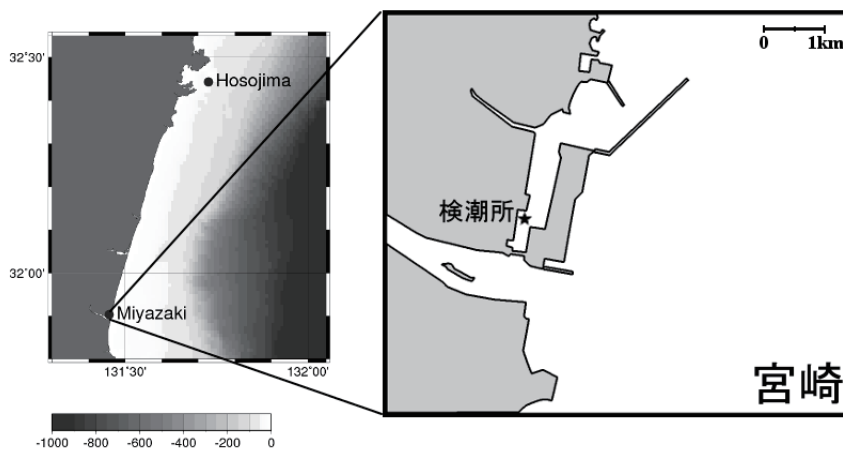
4.3.1 宮崎検潮所（2007 年台風第 5 号）

宮崎検潮所の東には南北に走る埋立地があり、その北には北東-南西に走向を持つ防波堤があるため（第 13 図）、通常で卓越する東南東からの波浪では wave setup は観測されないとみられる（第 14 図 a）。田口ほか（2013）により、2008 年～2012 年の観測データに対する従来モデルの補正

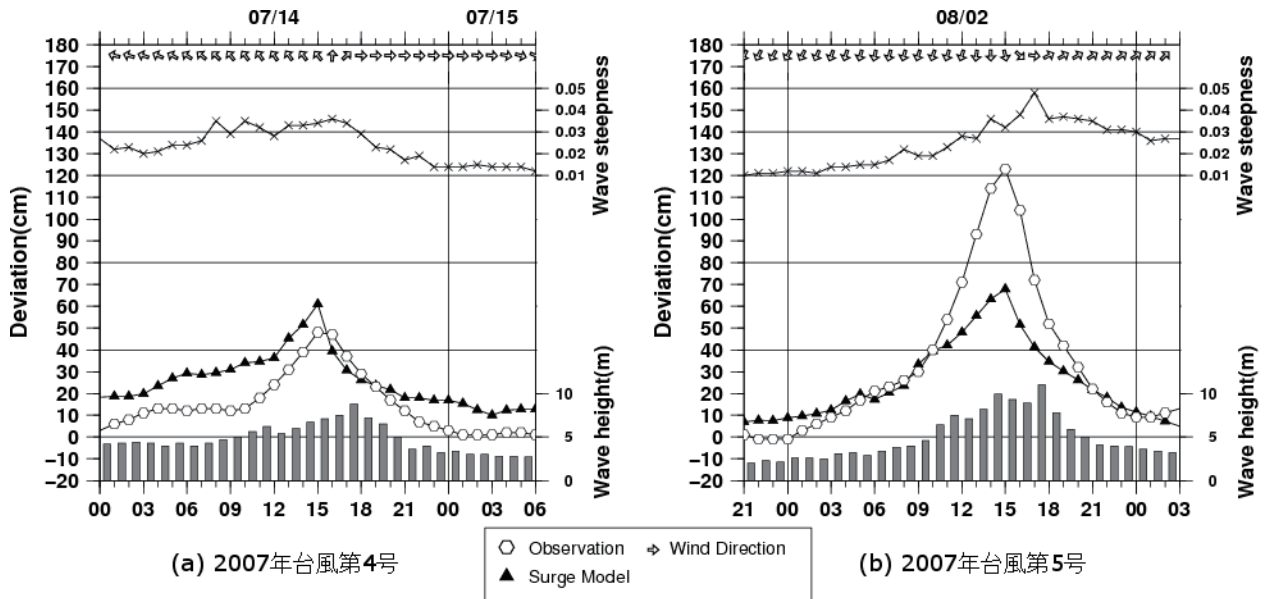
が高潮モデルのみの成績よりも悪いことが報告されているのは、それを裏付けていると考える。しかし、台風などの経路によって北からの波浪が入る場合には、宮崎港内でも wave setup が生じている可能性がある。

第 14 図は 2007 年の台風第 4 号（波向：南）と第 5 号（波向：北）それぞれの接近時における、宮崎の観測潮位偏差と高潮モデル計算値、ナウファス細島の波高と波形勾配、及びメソ数値予報モデル（以下、MSM）による検潮所付近高度 10m の風向の時系列である。両台風の経路及び中心気圧は第 15 図のとおりである。第 14 図 b) によれば、8 月 2 日 10 時までは観測潮位偏差と高潮モデル計算値はほぼ対応していたが、11 時から差が広がりはじめ、16 時には 55cm まで広がった。12 時以降は波形勾配がおおむね 0.03 より大きくなっており風浪主体だったとみられる。細島での波向が欠測だったため MSM から波向を推定すると、16 時までは風向が北北東～北だったことから、北東からの風浪が宮崎港に進入し、港湾内で wave setup が生じていたものと考えられる。風向が西南西に変わった 18 時は、波高 7.8m であったにも関わらず観測潮位偏差と高潮モデル計算値の差は 17cm まで低下しており、波向の変化とともに wave setup が終息に向かい始めたものとみられる。

この宮崎の事例から、通常卓越する波向に対しては防波堤等により波高減衰の効果が期待できる

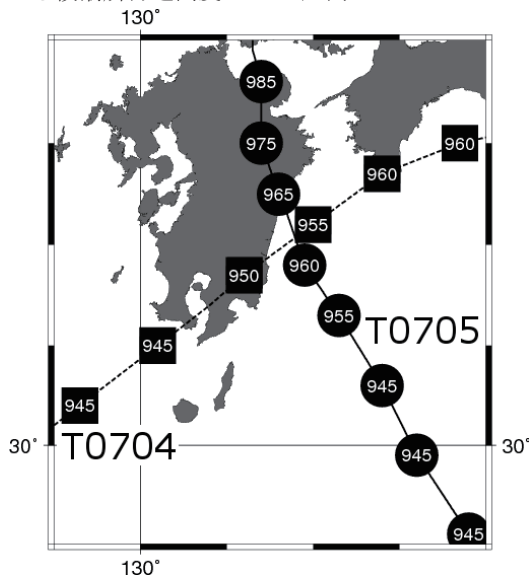


第 13 図 日向灘周辺の観測地点の位置関係及び宮崎検潮所付近の海岸線
左下のスケールは水深 (m)。右図は国土地理院標準地図 (20 万) より作成。



第 14 図 宮崎検潮所地点における観測潮位偏差と高潮モデル計算値の時系列

a) 2007 年台風第 4 号, b) 2007 年台風第 5 号. 折れ線 (スケール左) は潮位偏差で単位は cm (○: 観測値, ▲: 高潮モデル), 棒グラフ (スケール右下) は波高で単位は m. 折れ線 (スケール右上) は波形勾配. 波浪データには港湾局波浪データ (ナウファス) 細島の観測値 (確定値) を使用. 図上部矢印はメソ数値予報モデル (MSM) による検潮所付近高度 10m の風向.



第 15 図 2007 年台風第 4 号 (T0704) と第 5 号 (T0705) の経路図

T0704 は■, T0705 は●でともに 3 時間ごとに位置をプロットしたもの. 各図形の白抜き文字は中心気圧 (hPa).

港湾内でも, 台風の進路によっては wave setup が生じることが分かる. そして, 普段 wave setup が観測されない他の検潮所でも同様のことが起こる可能性がある. なお, 田口ほか (2013) と高野・近澤 (2013) で宮崎港での wave setup 観測の有無

について評価が分かれたのは, この事例がカウントされているか否かによるとみられる.

4.3.2 種子島検潮所 (2004 年台風第 23 号・2007 年台風第 4 号)

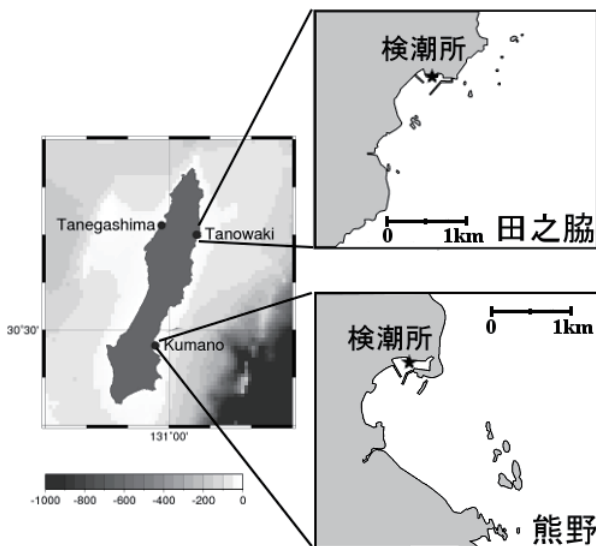
種子島検潮所は 2006 年 3 月に田之脇 (西之表市) から現在の熊野 (中種子町) に移転した. 移転を境に, 種子島検潮所での顕著な高潮 (最大潮位偏差 50cm 以上の) 事例において, 最大潮位偏差が平均で約 50cm 低下しており (第 4 表), その一因として wave setup の関与が考えられる.

田之脇及び熊野ともに太平洋側に面していて陸棚が広がっていない. 一方, 田之脇港は南に口が開いていて波浪が進入しやすいのに対し, 熊野港は南に陸, 南東に島があつて波浪が入りにくい立地の上, 港湾口が小さいという違いがある (第 16 図). この両地点での潮位偏差の特徴の違いをみるために, 同じような強さと進路だった台風時の比較を行った. 対象としたのは, 田之脇は 2004 年の台風第 23 号, 熊野は 2007 年の台風第 4 号である (第 17 図). 両台風は種子島の近海を通過しており, 種子島測候所ではそれぞれ 957.2hPa, 967.6hPa の最低海面気圧を観測した.

第4表 種子島における検潮所移転前後の顕著な高潮（最大潮位偏差 50cm 以上の）事例

最大潮位偏差は1分ごとの瞬間値。気圧及び風向・風速は種子島測候所における直近正時の値。※は今回比較を行った事例。

田之脇 (2003~2005年)				
起時	最大潮位偏差	気圧	風向/風速	要因
03年05月31日00:02	93cm	985.6hPa	WNW/10.8m/s	台風第4号
03年06月09日19:38	50cm	1003.7hPa	E/10.9m/s	温帯低気圧
03年08月08日02:37	122cm	974.9hPa	E/13.6m/s	台風第10号
04年06月20日23:34	108cm	972.5hPa	NNE/10.2m/s	台風第6号
04年08月30日04:16	178cm	969.8hPa	SE/17.9m/s	台風第16号
04年09月05日22:25	74cm	1004.1hPa	ESE/9.6m/s	台風第18号
※04年10月20日05:28	198cm	968.0hPa	E/17.5m/s	台風第23号
05年09月06日00:05	180cm	969.3hPa	ESE/16.9m/s	台風第14号
熊野 (2006~2013年)				
起時	最大潮位偏差	気圧	風向/風速	要因
※07年07月14日09:49	51cm	974.9hPa	SSE/23.4m/s	台風第4号
07年08月02日09:03	69cm	991.6hPa	NW/24.2m/s	台風第5号
09年10月07日15:16	73cm	987.4hPa	NNW/19.1m/s	台風第18号
11年05月29日07:31	54cm	985.3hPa	NNE/17.6m/s	台風第2号
11年07月18日21:22	106cm	979.9hPa	NNE/9.7m/s	台風第6号
11年09月01日23:31	64cm	995.3hPa	N/7.3m/s	台風第12号
11年09月20日14:04	57cm	991.4hPa	NE/7.6m/s	台風第15号
12年08月01日13:29	91cm	986.3hPa	NE/19.1m/s	台風第10号
12年09月30日04:08	58cm	996.0hPa	NNE/12.3m/s	台風第17号
13年10月15日18:26	88cm	997.4hPa	N/9.9m/s	台風第26号



第16図 種子島周辺の観測地点の位置関係及び田之脇と熊野付近の海岸線

左下のスケールは水深 (m)。右上・右下図は国土地理院標準地図 (25000) より作成。

第18図は両事例の時系列で、それぞれの観測潮位偏差と高潮モデル計算値、MSMによる検潮所付近高度10mの風向及び沿岸波浪モデルハイロドキャストによる波高と波向である。高潮モデルによる潮位偏差では田之脇の事例で最大60cm強、熊野の事例で40cm弱であり、南風による「吹き寄せ」も影響するものの、ほとんどが「吸い上げ」によるとみられる。また、両事例の高潮モデル値の差は気圧差によるところが大きい。観測潮位偏差は熊野では高潮モデル並の30cm程度だったのに対し、田之脇では140cmで高潮モデルに比べて80cmほど足りていない。両事例とも最大波高は7~8m、波形勾配もピーク時に0.03程度で、wave setupが生じれば70~80cm程度の潮位上昇になると見積もられ、田之脇の不足分とおおむね一致する。波向が南からであることから、南からの波浪が進入しやすい田之脇では港湾内でwave setupが生じたのに対し、沖波が入りにくい

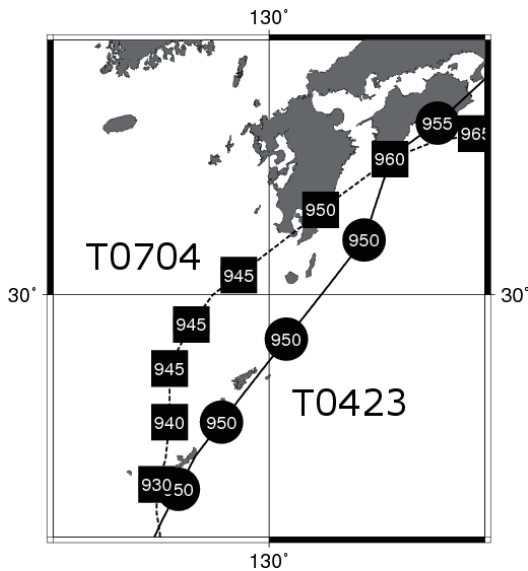
構造の熊野港内ではほとんど発生せず、同じような波浪場でも両地点の潮位偏差に差が出たものと考えられる。そして、このような立地の差が、結果として第4表のような差異につながったとみら

れる。

5. まとめ

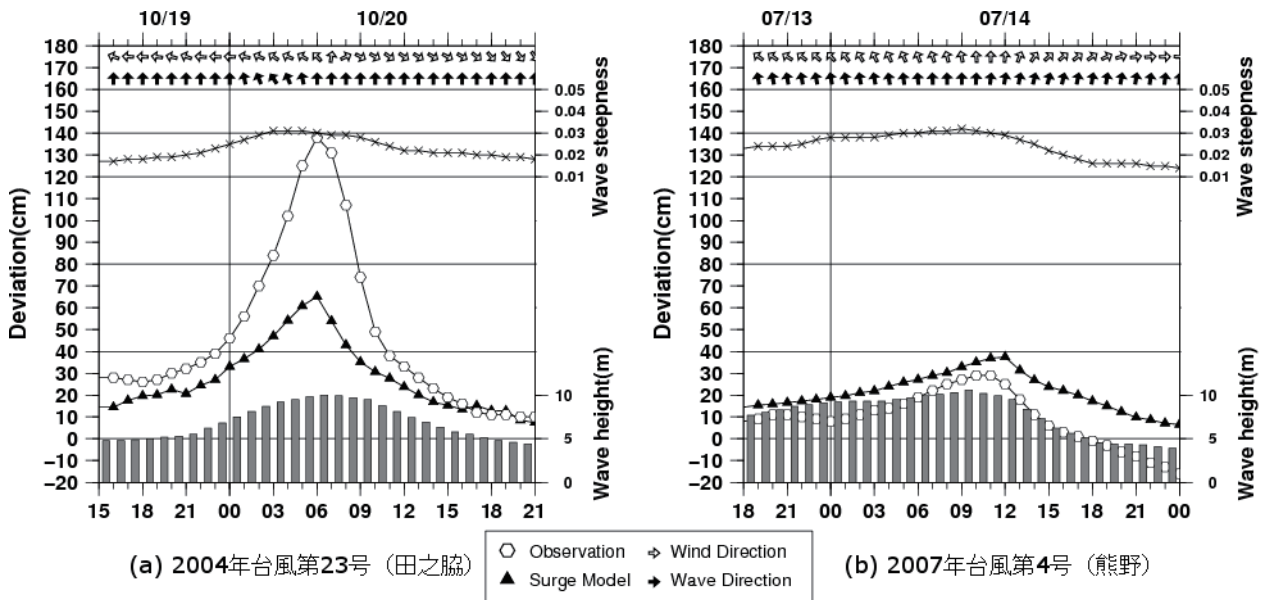
海洋気象情報室で開発してきた wave setup モデルには、1) 顕著な wave setup が観測される検潮所地点でピーク時に十分な量が計算されない「モデル過小」と、2) wave setup が通常観測されない検潮所地点で計算される「モデル過大」という二つの問題があった。これらの問題を解決するために、今回行った調査及びその結果は以下のとおりである。

- 1) 複合断面勾配で wave setup が計算できるようにするため、波浪変形アルゴリズムを波高の確率分布の変形型から、エネルギー平衡方程式型に変更した。また、海底勾配の正負により異なる碎波波高の式を用いる仕様にした。
- 2) 海岸地形及び海底勾配を平行直線状等深線海岸に変更し、屈折変形が計算できるようにした。また、卓越波一方向のみではなく方向分散性が考慮できるように、浅水係数・屈折係数を方向スペクトルにより求めた方向別・周



第17図 2004年台風第23号(T0423)と2007年台風第4号(T0704)の経路図

T0423は●, T0704は■とともに6時間ごとに位置をプロットしたもの。各図形の白抜き文字は中心気圧(hPa)。



第18図 種子島検潮所地点における観測潮位偏差と高潮モデル計算値の時系列

a) 2004年台風第23号(田之脇), b) 2007年台風第4号(熊野). 折れ線(スケール左)は潮位偏差で単位はcm(○:観測値, ▲:高潮モデル), 棒グラフ(スケール右下)は波高で単位はm. 折れ線(スケール右上)は波形勾配. 図上部黒矢印は波向. 波浪データには沿岸波浪モデルハインドキャストを使用. 図上部白矢印はメソ数値予報モデル(MSM)による検潮所付近高度10mの風向.

波数別の成分を線形合成して算出する方法に変更した。

- 3) 仮想的な波浪条件及び海底勾配を用いて、アルゴリズムや境界条件修正の効果について調べたところ、いずれの修正も「モデル過大」とは関係がないことが判明した。代わりに、修正のうち屈折効果の導入は「モデル過小」の改善に大きく寄与している可能性が明らかになった。
- 4) 「モデル過小」が実際に改善されるかについて、2012年4月3～4日に日本海で急発達した低気圧による男鹿の事例、2011年台風第15号による赤羽根の事例について検証したところ、実際の観測値に近い値で wave setup が計算できていることが確認できた。
- 5) 「モデル過大」には、これまで精度評価の際に考慮していなかった、防波堤などの人工構造物による波高減衰が影響している可能性があるため、モデル実験と事例解析により検証した。
- 6) 金沢を対象としたモデル実験では、文献調査で得られた港内の港外波高比を乗じた波高で計算したところ、港内での wave setup は値も変化量も小さく、防波堤などによる波高減衰が、「モデル過大」の一因となっていることが確かめられた。
- 7) 宮崎及び種子島での事例解析からは、波向や検潮所の立地などの条件が wave setup 発生の有無に大きく関わっている可能性があることが確認できた。

wave setup モデル開発当初は、検潮所の観測値にできるだけ適合するようにモデルの調整を行っていたが、今回の調査により、人工構造物による波高減衰の影響は大きく、適合を目指すのは困難であることが判明した。一方で、wave setup 発生の有無は台風の進路や立地などに依存しており、検潮所で通常観測されないからといって、その検潮所を含めた近隣で wave setup が生じていないとする根拠にはならないことも確かめられた。

当モデルは、人工構造物がない平行直線状等深線海岸での wave setup 量、すなわち、波浪の条件、

海底勾配及び入射波に対する陸地による遮蔽率などから wave setup 量を診断したものであり、対象地域における平行直線状等深線自然海岸という仮想的な環境での概算しか分からない。しかし、検潮所の観測値を基にした統計的な推定式とは違って地理的な発生状況が把握でき、波浪の条件を変更することで、波向ごとや高波高時の wave setup 量を見積もることができる点が有利と考える。なお、wave setup は潮位上昇にしか寄与せず、本モデルの出力は基本的に「モデル過大」となるので、実際の運用の際には、「高潮モデルのみの予測」と「wave setup モデル出力を付加した予測」というように、状況に応じて使い分けられるようにするなどの工夫が必要である。

今後は、防波堤の影響が小さい検潮所地点での統計的な精度評価をするほかに、特徴的な検潮所での事例解析も行いたい。例えば、竜飛検潮所では wave setup が観測されるものの方向分散性の関係から従来モデルでは再現できなかったが(高佐・平原, 2013)、どの程度改善されたか評価する必要がある。また、これまでは検潮所地点を対象に調査を行ってきたが、それ以外の地点での wave setup 発生状況についても確認が必要である。高度化モデル自体については、修正 JONSWAP 型周波数スペクトルの採用などを検討している。

謝辞

wave setup モデルの高度化にあたり、海洋気象情報室の高野海洋モデル開発班長より様々な助言をいただきました。また、本調査をまとめるにあたり、日本海海洋気象センター所員のみなさま及び査読者の方からは、多くの貴重なご意見をいただき参考にさせていただきました。ここに記してお礼を申し上げます。

参考文献

- 阿部武・早田泰子 (2012) : 新湊地区ビジネスモデルを使用した静穏度解析について。平成 24 年度北陸地方整備局事業研究会発表資料, 4pp.
- 合田良実 (1973) : 不規則波の碎波指標について。海岸工学講演会論文集, 20, 571-577.
- 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, **14** (3), 59-106.
- 合田良実 (2005): 方向スペクトル波浪による波寄せ高 (wave setup) と沿岸流速の計算図表. ECOH/YG 技術論文, **5**, 17pp.
- 合田良実 (2007): 既往資料に基づく碎波に係わる諸統計量の再整理 (Version 2). ECOH/YG 技術論文, **7**, 22pp.
- 合田良実・鈴木康正 (1975): 光易型方向スペクトルによる不規則波の屈折・回折計算. 港湾技研資料, **230**, 46pp.
- 合田良実・鈴木康正・蜂須賀和吉 (1977): 不規則波を用いた港内静穏度解析. 港湾技研資料, **271**, 54pp.
- 橋口祥治 (2013): 海洋気象情報室担当海域における波浪による潮位上昇推定手法の精度検証. 平成 24 年度海洋気象技術検討会発表資料, 6pp.
- 林原寛典 (2011): 気象庁の高潮数値予測モデルについて. 天気, **58**, 235-240.
- 平山克也 (2008): 港内静穏度の新たな算定法の提案とその活用について. 平成 20 年度国土交通省国土技術研究会発表資料, 6pp.
- 井上純一・宮本卓次郎・吉永 茂・古池精一 (1988): 新潟西港における港内侵入波特性. 海岸工学講演会論文集, **35**, 252-256.
- 伊藤晋悟・坂地 忠・平山篤志・近藤 圭 (2013): 神戸担当海域における波浪による潮位上昇推定手法の精度検証. 平成 24 年度海洋気象技術検討会発表資料, 7pp.
- 加藤一正・柳嶋慎一・磯上知良・村上裕幸 (1989): 波による汀線付近の水位上昇量 — 波崎海洋研究施設における現地観測 —. 港湾技術研究所報告, **28** (1), 3-41.
- 高野洋雄・近澤昌寿 (2013): 波浪による潮位上昇の効果. 気象庁技術報告, **134**, 205-211.
- Kohno, N and M. Higaki (2006): The Development of a Storm Surge Model Including the Effect of Wave setup for Operational Forecasting. Papers in Meteor. and Geophys., **57**, 11-19.
- 今卓也・城 敏也・田川人士 (2012): 白老港における港内消波工による静穏度対策について. 国土交通省北海道開発局第 56 回 (平成 24 年度) 北海道開発技術研究発表会資料, 5pp.
- 工藤昭光・田中 敏・菅原将徳 (2012): 秋田港長周期波対策とその効果. 平成 24 年度国土交通省秋田地方整備局管内業務発表会資料, 4pp.
- 權赫珉・合田良実 (1994): 複合断面地形における規則波の碎波減衰過程に関する研究. 海洋開発論文集, **10**, 31-36.
- 權赫珉・合田良実 (1995): バー型地形における不規則波の碎波変形について. 海岸工学論文集, **42**, 101-105.
- 三村正樹・菊池洋二・柴木秀之・原 信彦 (2010): 波浪・高潮推算並列結合モデルによる台風 7010 号の高潮推算. 土木学会論文集 B2, **66** (1), 216-220.
- 峯松宏明 (2009): 気象庁で現業運用している波浪モデル. 天気, **56**, 669-674.
- 森裕之・河野俊一・佐久間祐介 (2013): 舞鶴担当海域における波浪による潮位上昇推定手法の精度検証. 平成 24 年度海洋気象技術検討会発表資料, 5pp.
- 永井康平 (1972): 不規則な海の波の屈折及び回折の計算 — 線型重ね合わせ法による平行直線状等深線海岸での屈折と防波堤での回折の計算図 —. 港湾技術研究所報告, **11** (2), 47-119.
- 関本恒浩・中嶋さやか・片山裕之・高橋研也 (2011): 急勾配リーフ地形における碎波現象と実務に向けた位相平均型波浪変形モデル. 土木学会論文集 B2 (海岸工学), **67**, I_011-I_015.
- 柴木秀之・加藤史訓・山田浩次 (2001): 密度成層と WaveSetup を考慮した土佐湾異常高潮の推算. 海岸工学論文集, **48**, 286-290.
- 庄田明弘・成瀬英治 (2005): 那覇沈埋トンネル函体据付時における港内波浪予測. 沿岸研究センター研究論文集, **5**, 37-40.
- 鈴木康正・森川高德・平石哲也・望月徳雄 (1994): 浅海域における波浪変形計算の拡張. 港湾技研資料, **767**, 36pp.
- 田口幸輝・江上浩樹・橋口 清 (2013): 長崎担当海域における波浪による潮位上昇推定手法の精度検証. 平成 24 年度海洋気象技術検討会発表資料, 6pp.
- 高佐重夫・平原一憲 (2013): 函館担当海域における波浪による潮位上昇推定手法の精度検証. 平成 24 年度海洋気象技術検討会発表資料, 5pp.
- 高山知司・菊池 治 (1978): 港内波高分布の計算. 海岸工学講演会論文集, **25**, 103-107.

内山雄介・内山久雄 (2013) : ゼロから学ぶ土木の基本 水理学. オーム社, 232pp.

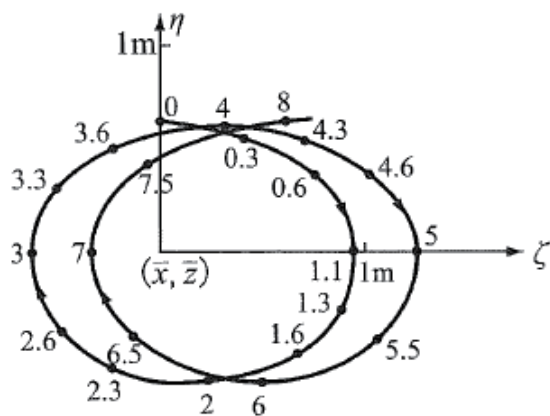
渡辺啓太・宮坂義朗・大井栄二郎 (2012) : 金沢港における静穏度対策工の効果について. 平成 24 年度北陸地方整備局事業研究会発表資料, 4pp.

Appendix

ここでは, 本文中に出てくる語句についての説明を簡単にまとめた. それぞれの詳細については, 今回参考とした文献や専門的な教科書を参照されたい.

ラディエーション応力

波浪は風から受けたエネルギーを海水が波動として遠くに伝える現象である. 個々の水粒子は, 自身がエネルギーを直接遠くまで運ぶのではなく, 波高を直径とする円運動をすることでエネルギーを次から次へと伝える. 実際は, 波の峰での水粒子の移動速度の方が波の谷での速度よりも少し早いため, 水粒子が描く円は閉じておらず, 粒子自身は若干前進する (第 a1 図). 波のまにまに漂っている物体が, 少しずつ前進するのはこのためであり, 波浪も若干ながらものを動かすことができる (運動量が輸送されている) ことを意味す



第 a1 図 高次項まで考慮した水粒子の軌跡 (内山・内山 (2013) 第 11.8 図を加工)

水深 5m, 波高 2m, 周期 4 秒の波浪の水粒子について計算した結果. 各点は水粒子のそれぞれの時刻に位置で数字は秒を表す.

る. そして, この波浪による運動量輸送を単位時間・単位面積当たりで見たものをラディエーション応力と呼ぶ. 応力と名のつくとおり, 座標変換の際にはテンソルとして変換する物理量である. 岸沖方向を x 軸に取ったとき, この x 軸に直交する単位幅の鉛直断面に働くラディエーション応力の x 成分は式 (A1) のように与えられ, 波浪の働きで沖側の海水が岸側の海水に及ぼす応力を表す.

$$S_{xx} = E \left\{ \frac{2k(h+\bar{\eta})}{\sinh 2k(h+\bar{\eta})} + \frac{1}{2} \right\} = E \left(\frac{2c_g}{c} - \frac{1}{2} \right) \quad (A1)$$

$$E = \frac{1}{8} \rho g H^2 \quad (A2)$$

S_{xx} : ラディエーション応力, k : 波数, h : 水深, $\bar{\eta}$: 砕波に伴う平均水位上昇量,

E : 波エネルギー, c_g : 波の群速度,

c : 波の位相速度,

ρ : 海水の密度, g : 重力加速度, H : 波高

なお, 斜め入射する波浪の岸沖方向でのラディエーション応力は, 以下のように座標変換が行われる (座標変換の計算過程は宇野木 (1993) が詳しい). θ は波向の岸沖方向からのずれ (例えば, 本文中第 1 図の α_0 や α など) を表している.

$$S_{xx} = E \left\{ \frac{c_g}{c} (\cos^2 \theta + 1) - \frac{1}{2} \right\} \quad (A3)$$

wave setup / wave setdown

ラディエーション応力は式 (A2) で示されるように波高の二乗に比例するため, 波高が大きく (小さく) になると, ラディエーション応力も大きく (小さく) なる. 波浪が浅海に近づいてくると, 浅水変形の影響を受けるため波速が水深に合わせて遅くなり, 波が集まってくることで波高が高くなるが, 一定の波形勾配 (H/L : 波長に対する波高比) を超えると波が崩れてしまい, 今度は次第に波高が小さくなる. このため, 浅海域では砕波帯 (波浪が崩れる海域) での波高が最も高く (ラディエーション応力が最も大きく), 岸側や沖側では砕波帯に比べて波高が低く (ラディエーション応力は小さく) なっている. ラディエーション応力の空間的な変化は, 運動量が空間的に変化する (力が働くこと) を意味する. すなわち, 岸側

では海水が沖から力を受けることになる。受けた力を押し返すために岸側の平均水位が上昇し、この水圧差（圧力傾度力）で沖からの力と釣り合おうとする（式（A4）及び第 a2 図）。

$$\frac{d\bar{\eta}}{dx} = -\frac{1}{\rho g(h+\bar{\eta})} \frac{dS_{xx}}{dx} \quad (A4)$$

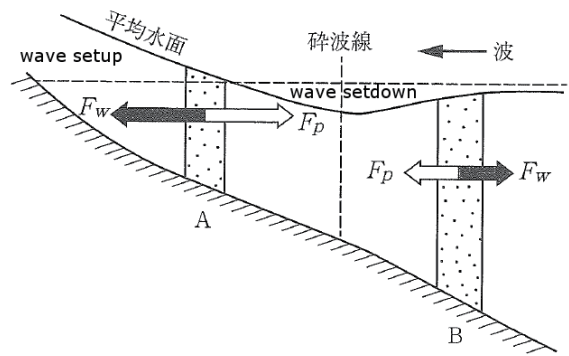
そして、このラディエーション応力にともなつて平均水位が上昇することを **wave setup** と呼ぶ。なお、**wave setup** モデルでは式（A4）を積分していくことで（実際には、式（A4）を元にした差分式の結果を足し合わせていくことで）、**wave setup** 量を求めている。一方で、砕波帯から沖側では沖向きに力が働くことになるので、砕波帯に比べて沖側の海面が高くなる。結果として、砕波帯では平均海面が低くなり、このことを **wave setback** と呼ぶ。

深海波／浅海波／浅水変形／浅海効果

波浪の水粒子の円運動は水中にも存在するが、波長の半分の水深までにはほとんどなくなってしまふ。このため、水粒子が海底の影響を受けることはない。このような波のことを**深海波**（深水波）と呼ぶ。日本の沿岸には遠浅の海岸は少なく、通常観測されるおおむね周期 10 秒以下の波浪は、岸から十 km 程度離れば深海波として扱える。一方、沖から岸に波が近づいてくると水粒子の運動は海底の影響を受け始め、軌道が円から楕円へと変わってくる（第 a3 図）。このとき、波速が遅くなったり、波高や波長が変化したりする。このような波のことを**浅海波**（浅水波）と呼び、波長に対して水深が浅くなり、海底の影響を受ける海域（浅海域）で起こるこの変化を**浅水変形**と呼ぶ。また、浅海域では屈折や砕波なども起こるため、これらと合わせて**浅海効果**と呼ぶ。

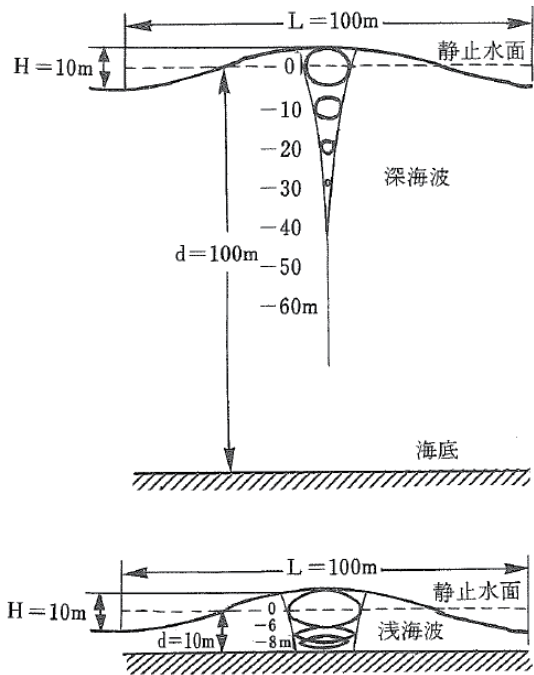
参 考 文 献

磯崎 一郎 (2006) : 波浪学の ABC. 成山堂書店, 173pp.
 内山雄介・内山久雄 (2013) : ゼロから学ぶ土木の基本 水理学. オーム社, 232pp.
 宇野木早苗 (1993) : 沿岸の海洋物理学. 東海大学出版会, 672pp.



第 a2 図 波が砕ける海岸の平均水面の分布（宇野木 (2013) 第 3.14 図を加工）

砕波帯を境に岸側及び沖側では、水位が上昇することで圧力傾度力 F_p とラディエーション応力 F_w が釣り合う。岸付近での潮位上昇を **wave setup**、砕波帯付近での潮位低下を **wave setback** と呼ぶ。



第 a3 図 深海波と浅海波での水粒子の運動（磯崎 (2006) 第 1.2 図より）

深海波（水深が波長の 1/2 以上ある場合の波）では水粒子は海底の影響を受けないが、浅海波（同 1/2 未満の場合）の水粒子の運動は、海底の影響を受けて楕円軌道に変わる。このため、波速や波長、波高などに変化が生じる。

宇野木早苗 (2012) : 海の自然と災害. 成山堂書店, 370pp.