

高潮と波浪に及ぼす大潮汐変動の影響に関する研究

Effects of Large Tidal Variation on Storm Surges and Waves

金 洙列¹・高山知司²・安田誠宏³・間瀬 肇⁴

Soo-Youl KIM, Tomotsuka TAKAYAMA, Tomohiro YASUDA and Hajime MASE

A tide-surge-wave coupling model has been developed by employing a nesting scheme to be simultaneously parallelized by MPI. By using this model, effects of large tidal variation on storm surges and wave set-up were assessed for the case of simplified bathymetry and the western coastal sea of Korea. The effect of large tidal variation is confirmed to reduce the magnitudes of the storm surges and set-ups. Especially, the effect is a predominant factor for the occurrence of severe disaster due to typhoons in the sea where the large tidal variation takes place such as the western coastal sea of Korea.

1. はじめに

朝鮮半島は、黄海、東シナ海および日本海の3つの海に囲まれている。黄海は海底勾配が緩くて水深も浅く、潮汐変動が大きい。韓国西海岸の Gunsan では、最大で 8 m に達する潮位変化が記録されている。朝鮮半島に被害をもたらす主な台風は西海岸あるいは南海岸に上陸し、東海岸に抜ける。2003 年には台風 14 号 (Maemi) が韓国南部に襲撃し、死者・行方不明者 117 名、被害総額 51 億 3,800 万 US ドルという甚大な被害が生じた。

従来から高潮推算モデルは広く普及し、実用化され、災害対策や災害解析に活用されている。近年では、密度成層の影響を考慮できる多層モデル、高潮・波浪の結合モデル、気象モデルと結合した推算モデルなど、いくつかの研究成果が報告されている (柴木ら, 2000; 河合ら, 2003; 金ら, 2004)。しかしながら、いずれの推算モデルも日本沿岸を検討対象としているため、大きな潮汐変動が高潮に及ぼす影響を考慮している研究は見当たらない。韓国西側沿岸や有明海のように、潮汐変動が大きな海域を対象とする場合には、その影響を考慮することは非常に重要である。

本研究の主要な目的は、大潮汐変動が高潮に及ぼす影響を調べることである。まず、高潮モデルに、潮汐予測モデルおよび波浪モデルを結合させたモデルを開発する。次に、このモデルを用いて、Maemi 級の規模の台風が韓国西側沿岸に襲撃すると仮定して、大潮汐変動が高潮に及ぼす影響を検討している。

2. 潮汐・高潮・波浪結合モデル

(1) 潮汐・高潮結合モデル

a) 潮汐・高潮結合モデル

大潮汐変動を伴う海域で高潮による海面上昇を適切に予測するには、波と潮汐、高潮の相互干渉を考慮する必要がある。潮汐の計算には風速を 0 として、高潮推算モデルの開境界に潮位変動を与えて領域内の潮位変動を計算する。高潮推算モデルには、後藤ら (1993) による非線形長波モデルを用いた。開境界条件は次式のようなのである。

$$\eta_n = \eta_{tide} + \eta_{storm_surge} = \eta_{tide} + (P_o - P_a) / g\rho \cdots (1)$$

ここで、 $P_o = 1013 \text{ hPa}$ 、 P_a は気圧、 η_{tide} は潮汐変動であり、Matsumoto ら (2000) による日本周辺海洋潮汐モデルを用いた。

あらかじめ開境界における潮汐変動を与え、計算領域の潮位変動を初期条件の影響がなくなるまで計算する。その後、台風による気圧低下と風速を海面に作用させて、高潮の計算を行う。高潮計算中も潮位は変動している。また、高潮計算においては、移動境界として wet/dry 境界条件を導入した。

b) 風 応 力

Janssen (1989, 1991) の風波発達理論によると、波齢が小さい波浪発達の初期段階で風応力が強くなり、このような風応力の増大は高潮の発達にも大きな影響を与える。本研究では、次式で定義される、Janssen による波齢に依存した海面抵抗係数 C_D を用いた。

$$C_D = u_*^2 / U(z)^2 = \left[\kappa / \ln \frac{z + z_e - z_0}{z_e} \right]^2 \cdots \cdots (2)$$

ここで、 u_* は風の摩擦速度、 $U(z)$ は水面からの高さ z における風速 (通常は $z = 10 \text{ m}$)、 $\kappa (=0.4)$ はカルマン定数、 z_e は有効粗度高さ、 z_0 は Charnock Relation で与えられる水面の相当粗度高さである。

c) ラディエーション・ストレス

波浪によるラディエーション・ストレスの分布は、碎

1 博(工) 京都大学防災研究所 研究員
2 フェロー 工博 (財)沿岸技術研究センター 沿岸防災研究所長
3 正会員 博(工) 京都大学助教 防災研究所
4 正会員 工博 京都大学教授 防災研究所

波帯内における平均水位の上昇や波と流れの干渉、波による沿岸流の発生等の物理過程に重要である。ラディエーション・ストレスによる運動方程式中での力の成分 F_x および F_y は、次式で与えられる。

$$F_x = -\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} - \frac{\partial S_{xy}}{\partial y} \dots\dots\dots (3)$$

$$F_y = -\frac{\partial S_{yx}}{\partial x} - \frac{\partial S_{yy}}{\partial y} \dots\dots\dots (4)$$

ここで、 S_{xx} , S_{xy} は x 方向、 S_{yx} , S_{yy} は y 方向のラディエーション・ストレスである。

(2) 台風モデル

台風による気圧低下と風速の計算には、同心円の気圧分布を仮定する台風モデルを用いた。台風モデルとしてはいくつかのモデルが提案されている。高山 (2002) は、藤田、Myers、光田・藤井による台風モデルを解説しているが、これら3つのモデルによる風分布の違いはほとんどないと述べている。本研究では藤田のモデルを採用し、気圧および風の分布を求めた。

(3) 波浪モデル

本研究では、波浪推算モデルとして、浅海域にも適用できる第三世代波浪モデルである SWAN を採用した。

SWAN は WAM Cycle-4 の物理モデルを取り入れているが、shift growth parameter $z_\alpha = 0.01$ が省かれており、また Hersbach・Janssen (1999) のリミッターの代わりに Ris (1997) のそれが使われているといったように、完全には WAM Cycle-4 と整合性が取れていない。Lalbeharry ら (2004) は SWAN に z_α を加えるとともに、リミッターに Hersbach・Janssen (1999) を用いるように修正し、オリジナルの SWAN モデルに比べて、追算結果は観測結果と整合性が良くなることを示している。本研究では Lalbeharry ら (2004) の修正を用いた。

(4) 高潮・波浪結合モデル

高潮推算モデルと波浪推算モデル (SWAN) をそれぞれ計算するが、相互に必要なデータをやりとりする。

高潮モデルで計算した水位や流れのデータを SWAN で利用して波浪推算を行い、計算された波齢に依存した海面抵抗係数とラディエーション・ストレスを高潮モデルで利用する。このように、各モジュールで計算された結果を相互にやりとりする双方向結合モデルを用いた。

(5) 計算の高速・高精度化

計算の高精度化のために、結合モデルにネスティングスキームを用いた。結合モデルは、いくつかのサブ結合モデルで構成される。サブ結合モデルは、各計算領域を解析するためのものである。計算の高速化のために、ネスティング領域毎に、ウィンドウズプラットフォーム上で Message Passing Interface (MPI) によって並列計算する。

(6) 潮汐・高潮・波浪結合モデルの計算過程

結合モデルの計算過程を図-1 に示す。

- 1) 潮汐モデルによって、計算領域 1 から N の潮汐変動の計算を行う。
- 2) 領域 1 のサブ結合モデルはある水位と流れ条件のもとで、波浪計算を行う。領域 2 のサブ結合モデルは、領域 1 の結果を境界条件として、波浪計算を行う。これが領域 N まで繰り返される。
- 3) 各サブ結合モデルで求められた海面抵抗係数とラディエーション・ストレスを、次の時間ステップの潮汐・高潮計算における条件として与える。
- 4) 各サブ結合モデルの潮汐・高潮計算をし、得られた水位と流れを、次の時間ステップの波浪計算における条件として与える。
- 5) 2) から 4) までの過程を、繰り返し計算する。

3. 単純化地形における数値実験

図-2 に示す Dean によって提案された平衡状態の海底地形を用いて、数値実験を行った。水深 h と汀線からの距離 x の関係を $h = \varepsilon x^{2/3}$ で与えている。ここに、 ε は定数で、0.2 と 0.1, 0.05, 0.01 の 4 種類の海底地形

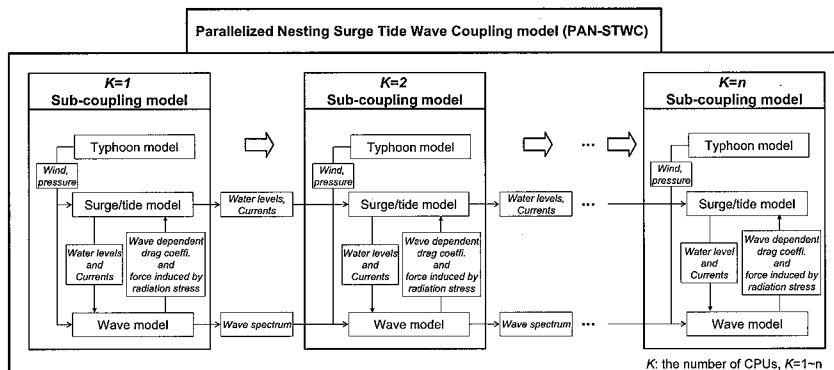


図-1 潮汐・高潮・波浪結合モデル

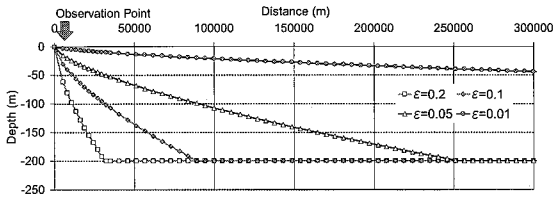


図-2 単純化した地形条件

表-1 高潮の最大値が発生する潮汐位相条件

Tidal phases		Tidal phases	
	mcb		mcb
	cb		cb
	crest		trough
	ca		ta

を採用した。観測点の水深は、それぞれ 8.96, 4.48, 2.24, 0.74 m である。

風は中心の最大風速を 40 m/s とし、中心からの距離に対して風速がガウス分布の形で低減する分布形とした。風向は岸方向とし、風域場のガウス分布を岸方向に 50 km/h で約 6 時間移動させた。沖境界の潮位変動は、周期が 12 時間の正弦波形とし、片振幅 A を 0.5 と 1.0, 2.0, 3.0 m とした。表-1 のように、観測点において高潮の最大値が発生する時刻が●印時点になるように風域場の発生時刻をずらし、高潮の発達と潮汐変動との間の位相のずれによる影響を調べた。

図-3 は、4 つの海底地形における結合モデルによる最大高潮偏差の解析結果 (CR) と潮汐がない平均水位での解析結果 (NCR) を示したものである。横軸は表-1 に示した潮位位相条件で、凡例は潮位の片振幅である。図示していないが、 $\varepsilon=0.2$ の海底勾配が急で水深が深い条件では、潮汐による影響はほとんどみられなかった。 $\varepsilon=0.1$ と 0.05 のように、水深がやや深くなると潮汐による影響が現れ始め、最大の高潮が起きる時の潮位が平均水位より高い場合 (cb, crest, ca)、高潮は潮汐がない時 (NCR) より小さくなった。また一方で、平均水位より低い場合 (tb, trough, ta) には高潮は増大した。この傾向は、潮位の片振幅が大きくなるほど顕著であった。 $\varepsilon=0.01$ で、さらに海底勾配が緩く水深が浅くなると、潮汐による影響はより明確になり、満潮時には 1 m 以上減少、干潮時には 0.5 m 程度増大した。潮位の片振幅が大きい 2.0 m や 3.0 m の干潮時に NCR より小さくなったのは、観測点の水深より潮位が下がって干出した状態の時に高潮が伝わったからである。

図-4 に、波浪によるラディエーション・ストレスの

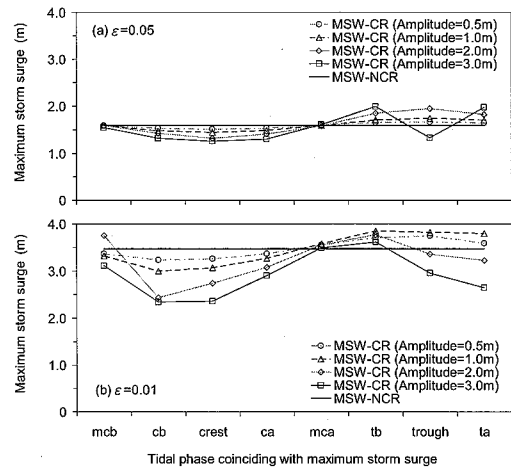


図-3 単純化地形における潮汐・高潮・波浪モデル (CR) と高潮・波浪モデル (NCR) の最大高潮偏差の比較

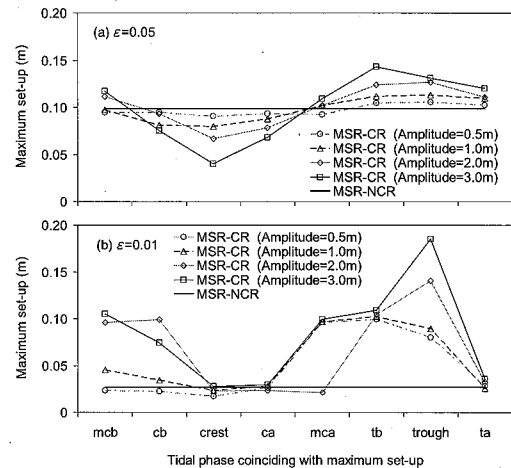


図-4 単純化地形における潮汐・高潮・波浪モデル (CR) と高潮・波浪モデル (NCR) の波浪による水位上昇量の比較

みによって生じる水位上昇について、図-3 と同様に示した。図示していないが、 $\varepsilon=0.2$ の条件では、波浪による水位上昇量は、潮汐がない時 (NCR) に比べて無視できる程度に小さかった。 $\varepsilon=0.1$ と 0.05 では、高潮偏差と同様に、潮位が平均水位より高い場合 (cb, crest, ca)、波浪による水位上昇量は潮汐がない時 (NCR) より小さくなり、また一方で、平均水位より低い場合 (tb, trough, ta) には増大した。 $\varepsilon=0.01$ の場合には、波浪による水位上昇量が特に大きくなり、干潮時で片振幅が 3.0 m の場合には、潮汐がない場合の結果 (NCR) の 8 倍もの大きさになった。

図-5 は、結合モデルによる最大水位の解析結果 (CR) と、潮汐がない平均水位での高潮偏差にその時の潮位を足し合わせたもの (NCR) を比較したものであ

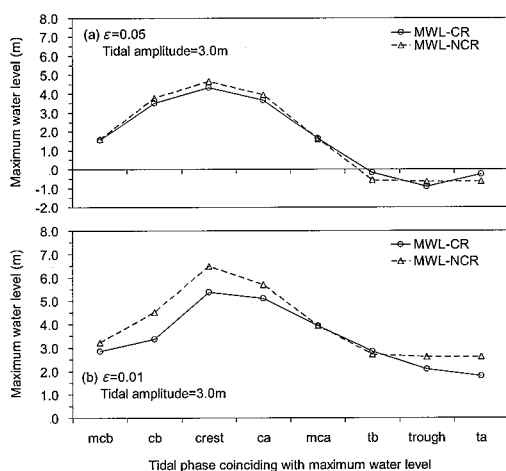


図-5 単純化地形における結合モデルによる最大水位(CR)と最大高潮と潮位の線形和(NCR)との比較

る。一般的に、暴風時の水位は、高潮と天文潮位を足し合わせることで推定されている。しかしながら、結合モデルで計算した最大水位(CR)は、潮汐がない場合のもの(NCR)に比べて小さくなることがわかった。その差は、水深が浅くなるほど大きくなり、勾配が0.01の場合に差が最大になった。満潮時、高潮偏差は平均水位時のものに比べて小さくなったけれども、最大水位は潮位の片振幅が3.0mの大潮の満潮時に起こった。

4. 現地地形への適用

韓国西側沿岸を対象に、潮汐変動が高潮へ及ぼす影響について調べた。2003年の台風Maemiと同規模のモデル台風が、図-6に示すように、対象地域に来襲したと想定した。図-7のように、台湾から西日本、黄海全域を覆う広領域から、韓国西海岸までをネスティングした4つの領域を用いた。対象地域のGunsanは、地形が複雑で水深が浅く、防波堤、島嶼、ヘッドランドなどが混在しており、干潮で現れる干潟が広がっている。検討地点は第4領域(d)の☆であり、そこでの水深は1.17mである。各領域の諸元を表-2にまとめて示す。

観測点(図-7の△)の過去データを調べ、静穏時の潮位の片振幅Aが1.0、2.0、3.0および4.0mになる時の潮汐を再現した。3.と同様に、観測点で高潮の最大値が発生する時刻が表-1の●印時点になるように台風の発生時刻をずらすことで、潮汐との位相のずれの影響を調べた。

図-8は、結合モデル(CR)と潮汐がない場合(NCR)の最大高潮偏差の計算結果を示したものである。潮位が平均水位より低い時(troughとtb)には、潮汐の影響を考慮したことで干潟が露出したために、高潮は大きく減少した。一方で、潮汐の位相が平均水位より高い時(crestとca)には、潮汐の大きな変動による影響で高

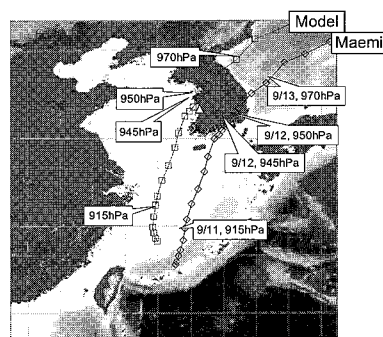


図-6 T0314号(Maemi)およびモデル台風の経路

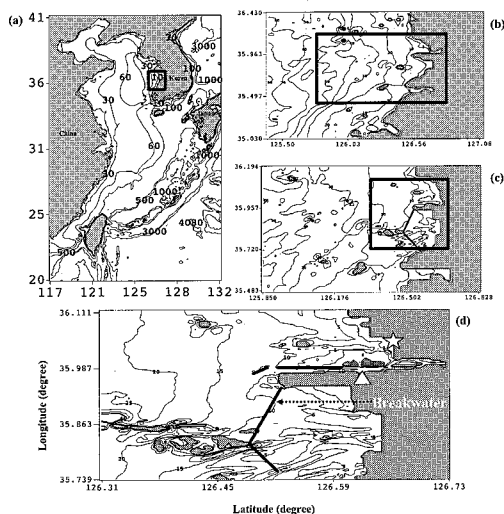


図-7 ネスティングした計算領域

表-2 計算領域の諸元

Domain	Range of domain	Grid size(m)	Num. grids
(a)	117E-132E 20N-41N	$\Delta x = 9,392.7$ $\Delta y = 11,035.4$	151×211
(b)	125.23E-127.05E 35.02N-36.26N	$\Delta x = 3,130.9$ $\Delta y = 3,678.5$	52×42
(c)	125.51E-126.494E 35.29N-36.114N	$\Delta x = 1,044.0$ $\Delta y = 1,266.0$	88×64
(d)	126.182E-126.435E 35.442N-36.0353N	$\Delta x = 348.0$ $\Delta y = 408.7$	115×101

潮が減少し、特に、片振幅4.0mの大潮の満潮時(crest)に最も減少して、NCRより約1m小さくなった。

図-9は、図-8と同様に、結合モデル(CR)と潮汐がない場合(NCR)の波浪による水位上昇量の計算結果を示したものである。波浪による平均水位の上昇は、潮位が満潮を過ぎた後の位相(ca)で潮位の変動量が小さい時に、平均水面での計算結果より大きくなった。

図-10は、結合モデルによる計算結果(CR)と、平均水位での高潮偏差とその時の潮位を足し合わせた結果(NCR)を比較したものである。最大水位は、NCRの

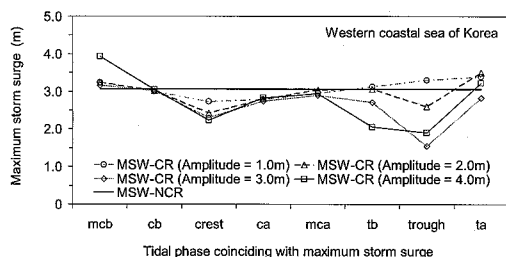


図-8 韓国西海岸における潮汐・高潮・波浪モデル(CR)と高潮・波浪モデル(NCR)の最大高潮偏差の比較

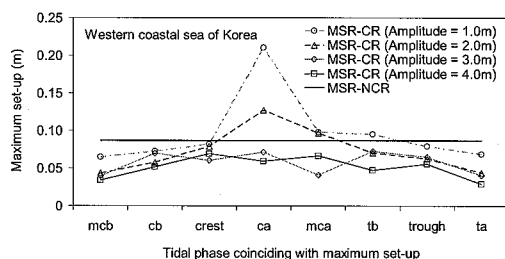


図-9 韓国西海岸における潮汐・高潮・波浪モデル(CR)と高潮・波浪モデル(NCR)の波浪による水位上昇量の比較

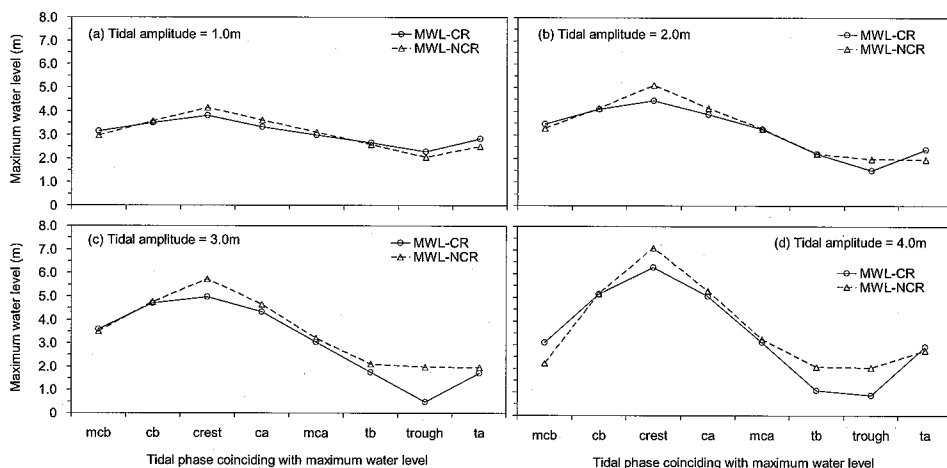


図-10 韓国西海岸における結合モデルによる最大水位(CR)と最大高潮と潮位の線形和(NCR)との比較

方がCRの計算結果よりも大きくなり、潮位変動量が大きいほどその影響が大きくなることがわかった。設計で通常用いられている方法では、高潮を大きく見積もり過ぎる可能性があることが明らかになった。

5. おわりに

本研究では、領域ネスティングとMPIによる並列計算が可能な潮汐・高潮・波浪結合モデルを開発した。このモデルを用いて、特に大潮汐変動が高潮に及ぼす影響を検討した。計算結果より、発生最大水位に関して、潮位変動を考慮せずに計算で求めた高潮偏差と天文潮位を足し合わせた結果は、結合モデルよりも大きくなり、潮汐変動が大きいほどその影響が大きくなることがわかった。設計で通常用いられている方法では、高潮を大きく見積もり過ぎる可能性があることが明らかになった。

参考文献

河合弘泰, 川口浩二, 橋本典明(2003): 台風による内湾の波浪・高潮の双方向結合推算モデルの構築と台風9918号を例とした追算, 海岸工学論文集, 第50巻, pp. 296-300.
金 庚玉・山下隆男(2004): 大気・波浪・海洋結合モデルによる台風9918号の高潮・高波の追算, 海岸工学論文集, 第51巻, pp. 236-240.

後藤智明・佐藤一央(1993): 三陸沿岸を対象とした津波数値計算システムの開発, 港研報告, Vol. 32, No. 2, pp. 3-44.
柴木秀之・中山哲蔵(2000): 密度成層とwave setupを考慮した多層高潮推算による熊野灘高潮痕跡値の再現, 海岸工学論文集, 第47巻, pp. 201-205.
高山知司(2002): 高潮推算法の現状と今後の課題, 第38回水工学に関する夏期研修会講義集, pp. B-6-1-18.
Herbach, H. and P.A.E.M. Janssen(1999): Improvement of the short-term behaviour in the wave ocean model(WAM), Jour. Atmos. Oceanic Techn., Vol. 16, pp. 8840-892.
Janssen, P. A. E. M.(1989): Wave-induced stress and the Drag of Air Flow over Sea Waves, Jour. of Physical Oceanography, 19, pp. 745-754.
Janssen, P. A. E. M.(1991): Quasi-linear Theory of Wind-Wave Generation Applied to Wave Forecasting, Jour. of Physical Oceanography, 21, pp. 1631-1642.
Lalbeharry, R., A. Behrens, H. Guenther and L. Wilson(2004): An evaluation of wave model performances with linear and nonlinear dissipation source terms in lake Erie, Proc. 8th int. workshop on wave hindcasting and forecasting, Hawaii, USA.
Matsumoto, K., T. Takanezawa and M. Ooe(2000): Ocean Tide Models Developed by Assimilating TOPEX/POSEIDON Altimeter Data into Hydro-dynamical Model: A Global Model and A Regional Model around Japan, Jour. of Oceanography, Vol. 56, pp. 567-581.
Ris, R.C.(1997): Spectral modelling of wind waves in coastal area, Dept. of Civil Eng., Delft Univ. of Tech., Rept. No. 97-4, 160p.