

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

柴 木 秀 之*・中 山 哲 厳**

1. はじめに

熊野灘沿岸は外洋に面しており、伊勢湾台風時に高潮・波浪による被害を受け、多数の高潮痕跡が残されている。それらは 2 m を超え、気圧降下と風の吹き寄せによる水位上昇のみを計算する従来型の高潮推算では再現不可能である。一方、台風 9918 号の高潮災害を契機に、日本沿岸における高潮の再点検の必要性が指摘され、高潮防災上、熊野灘を始めとする日本沿岸各地における既往最大の高潮痕跡値の実態解明が急務となった。

そこで、本論文では、従来の高潮推算ではほとんど考慮されなかった密度成層に加え、wave setup も考慮した多層高潮推算モデルを用いて、伊勢湾台風時の熊野灘における高潮再現計算を行う。その結果から、高潮痕跡値に含まれる気圧降下と風の吹き寄せによる高潮量、密度成層による高潮増幅量、wave setup 量を各々見積る。そして、熊野灘の高潮再現において、密度成層と wave setup が無視できないことを立証する。

2. 多層高潮推算モデル

(1) 高潮の基本式

熊野灘における高潮推算は、夏季密度成層と河川水流出に伴う表層の成層を考慮可能な 3 層レベルモデルを用いる。各層の密度は、高潮計算と同時に、水温・塩分の 3 層拡散方程式を計算し、時間ステップ毎の水温・塩分値を国際状態方程式（日本海洋データセンター, 1984）に代入して求める。また、海岸部における砕波に伴う wave setup も考慮する。Wave setup 量は、3 層の運動量方程式に層別 radiation 応力勾配項を加え、気圧勾配項と表面せん断応力項と同時に解いて推定する。

高潮の多層レベルモデルの基本式は、層別に鉛直積分した連続式と運動方程式である。今、 L 層に分割し、 k 層 ($k=1, 2, \dots, L$) の連続式と運動量方程式を表す。ここで、第 1 層（表層）は、海面 $z=\eta$ から $z=-h_1$ 、第 k 層は $z=-h_{k-1}$ から $z=-h_k$ 、第 L 層（底層）は $z=-h_{L-1}$ から海底 $z=-h_L$ とする。各層の水平成分線流量 M , N は、

$$M_k \equiv \int_{-h_k}^{-h_{k-1}} u dz, \quad N_k \equiv \int_{-h_k}^{-h_{k-1}} v dz \quad \dots\dots\dots (1)$$

で表され、第 1 層と第 k 層の層厚を、

$$H_1 = h_1 + \eta, \quad H_k = h_k - h_{k-1} \quad \dots\dots\dots (2)$$

と定義する。また、圧力勾配は鉛直積分し、第 k 層を、

$$[P_x]_k = \int_{h_k} \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} dz, \quad [P_y]_k = \int_{h_k} \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} dz \quad \dots\dots\dots (3)$$

と定義し、第 k 層の radiation 応力は、次式で表す。

$$\left. \begin{aligned} [S_{xx}]_k &= S_{xx}(-h_k) - S_{xx}(-h_{k-1}) \\ [S_{yy}]_k &= S_{yy}(-h_k) - S_{yy}(-h_{k-1}) \\ [S_{xy}]_k &= S_{xy}(-h_k) - S_{xy}(-h_{k-1}) \end{aligned} \right\} \quad \dots\dots\dots (4)$$

式(1)～(4)の形式を用いると、密度成層と wave setup を考慮した多層の高潮基本式は、各層の密度勾配を考慮した圧力勾配項と radiation 応力勾配項を加えた連続式と運動量方程式として、次のように記述される。

$$w|_{z=-h_{k-1}} + \frac{\partial M_k}{\partial x} + \frac{\partial N_k}{\partial y} = w|_{z=-h_k} \quad \dots\dots\dots (5)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial M_k}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M_k^2}{H_k} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{M_k N_k}{H_k} \right) + (uw)|_{z=-h_k} \\ &= fN_k - [P_x]_k + \frac{1}{\rho_k} (\tau_{ix}|_{z=-h_{k-1}} - \tau_{ix}|_{z=-h_k}) \\ &+ A_h \left(\frac{\partial^2 M_k}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M_k}{\partial y^2} \right) - \frac{1}{\rho_k} \left(\frac{\partial [S_{xx}]_k}{\partial x} + \frac{\partial [S_{xy}]_k}{\partial y} \right) \quad \dots\dots\dots (6) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial N_k}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M_k N_k}{H_k} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N_k^2}{H_k} \right) + (vw)|_{z=-h_k} \\ &= -fM_k - [P_y]_k + \frac{1}{\rho_k} (\tau_{iy}|_{z=-h_{k-1}} - \tau_{iy}|_{z=-h_k}) \\ &+ A_h \left(\frac{\partial^2 N_k}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N_k}{\partial y^2} \right) - \frac{1}{\rho_k} \left(\frac{\partial [S_{xy}]_k}{\partial x} + \frac{\partial [S_{yy}]_k}{\partial y} \right) \quad \dots\dots\dots (7) \end{aligned}$$

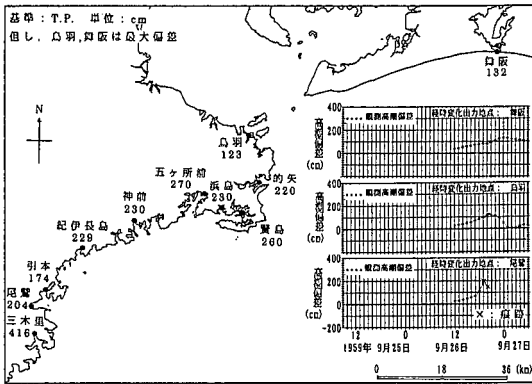
ここで、連続式(5)は、

$$w|_{z=\eta} = \frac{\partial \eta}{\partial t} \quad k=1, \quad w|_{z=-h_L} = 0 \quad k=L$$

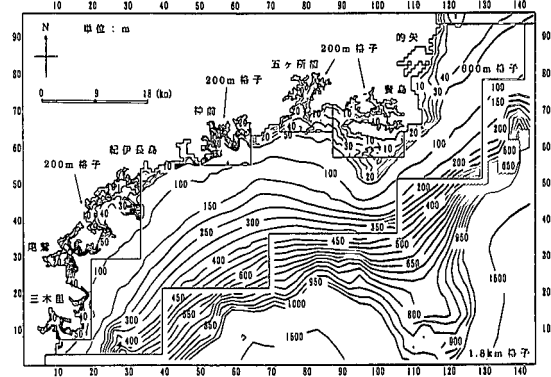
となる。また、境界面せん断応力は、

$$\begin{aligned} \tau_{ix}|_{z=\eta} &= \tau_{sx}, \quad \tau_{iy}|_{z=\eta} = \tau_{sy} \quad k=1 \\ \tau_{ix}|_{z=-h_L} &= \tau_{bx}, \quad \tau_{iy}|_{z=-h_L} = \tau_{by} \quad k=L \end{aligned}$$

* 正会員 工修 株式会社エコー 環境水理部
** 正会員 工修 水産庁水産工学研究所



図一 熊野灘から遠州灘沿岸の高潮記録



図二 熊野灘沿岸の領域構成

となる。以上の式中に用いた x, y は水平面, z は平均海面を基準に鉛直上向き, η は水位, u, v, w は x, y, z 方向流速成分, P は圧力, ρ は海水密度, f はコリオリ係数, A_h は水平渦動粘性係数, τ_s は海面せん断応力, τ_b は底面せん断応力である。

(2) 多層 radiation 応力の算定

式(4)に代入する radiation 応力は、柴木ら (1995) による波の発達・減衰・変形を考慮した浅海波浪推算モデルにより、時間変化する平面波浪場を計算し、波浪推算結果から求められる成分波スペクトルを用いて多方向不規則波の radiation 応力形式で計算する。計算する方向スペクトルは、周波数分割 47 (周期 2 秒～22 秒), 方向分割 16 の計 456 個から構成する。

浅海波浪推算による碎波波高は、合田 (1970) の碎波限界波高式を波高上限値として用いることにより推定する。また、多層の radiation 応力は、Longuet-Higgins and Stewart (1964) にならない、鉛直分布を層毎に積分することにより求める。

3. 伊勢湾台風時の熊野灘高潮推算

(1) 熊野灘の高潮記録

図一は、気象庁報告 (1961) による伊勢湾台風時の熊野灘沿岸における高潮調査点とその記録である。調査点は、熊野灘沿岸に複数点あるが、ほとんどは高潮痕跡値であるため、波浪そのものが含まれる可能性がある。三木里の値は、明らかに wave setup による水位上昇ではない、波浪を含む痕跡値と考えられる値である。これら高潮痕跡値の値から天文潮位を差し引くと、高潮推算値と比較可能な高潮偏差相当の値となる。以降では、痕跡値を高潮偏差相当に変換して、検証データとする。

熊野灘沿岸の検潮記録は、尾鷲にあるが、高潮最盛期前に欠測となり、最大値は痕跡である。したがって、完全に測得された検潮記録はない。そこで、隣接する伊勢湾口の鳥羽と遠州灘沿岸の舞阪における検潮記録につい

ても高潮推算値の検証データとする。なお、鳥羽・舞阪ともに遮蔽水域に位置するため、痕跡値のように波浪そのものが含まれる可能性は小さい。

(2) 単層モデルによる高潮推算

熊野灘高潮推算の計算範囲は、柴木ら (1998) の伊勢湾高潮推算にならない、伊勢湾台風経路を含む広域とし、外洋領域を 32.4 km 格子で近似する。計算範囲は 14 領域に分割し、各領域は 1/2 または 1/3 の比率で次第に小格子による地形近似を行う。これら 14 領域の計算は同時に行い、領域間の境界で流量と水位の連続計算が可能な方法をとる。図二は熊野灘沿岸の領域構成であり、熊野灘沿岸は 600 m 格子以下で近似し、痕跡値が現存する熊野灘沿岸の小規模湾領域は 200 m 格子で近似する。

高潮の外力となる気圧・海上風の計算では、Myers の気圧近似式を用いて台風気圧分布を計算し、傾度風と場の風を考慮した台風モデルによる海上風推算を行う。海上風推算に用いる条件は、風の低減率 $C_1 = C_2 = 0.75$, 吹き込み角 30° とする。

高潮推算の初期条件は、水位と流速を 0 とし、計算開始時刻に、台風中心深度 (台風中心における 1,010 hPa からの気圧低下値) を 0 とする。この時刻の台風は既に発達しているが、仮に、発達した台風の気圧と海上風を初期に与えると、計算上の初期振動が発生し、領域内の高潮偏差の経時変化に悪影響を及ぼす。この振動を抑えるために、次第に所定の中心深度にするための立ち上げ時間を 12 時間とる。また、計算期間は、高潮前駆波が発生していない 25 日 9 時を開始時刻とし、高潮の揺れ戻しが生じた時間を含む 27 日 6 時までの 45 時間とする。

外洋の境界条件は、気圧降下分の高潮偏差を強制水位として与え、領域から外部へ伝播する自由波は自由透過させる放射条件を用いる。

図三は、台風モデルの気圧・海上風を用いた単層モデルによる最大高潮偏差の分布である。図中、観測値を併記する。単層モデルによる推算値は、熊野灘から遠州灘

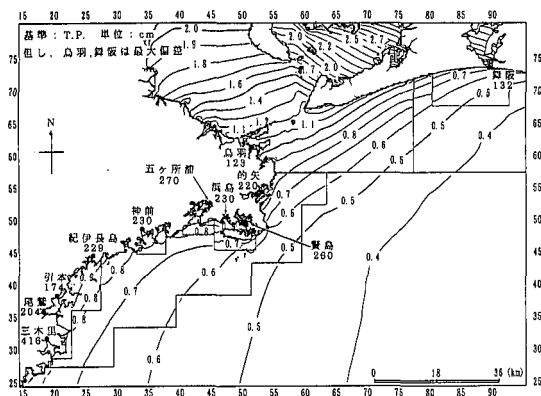


図-3 単層モデルによる最大高潮偏差分布と高潮痕跡値

に至る沿岸全体で観測値を大幅に下回る。

一般に、熊野灘のような外洋に面する沿岸は、開放的かつ水深が深いため、風による吹き寄せは発達しにくい。内湾では、推算風を試行錯誤により調整すれば、吹き寄せによる水位上昇量を調整して高潮の再現を図ることは可能であるが、外洋に面する沿岸では、このような再現方法を適用できない。そのため、過去の研究・調査においても、外洋に面する沿岸における高潮推算の課題とされていた。これは、従来モデルで表現していない他の過程を、高潮推算に組み込む必要性を表している。

(3) 密度成層を考慮した多層高潮推算

熊野灘における3層高潮推算の層分割は、熊野灘沿岸及び伊勢湾口から湾内の水温・塩分の鉛直分布により、成層が確認できる水深をもとに決定する(例えば、日本全国沿岸海洋誌(1985))。熊野灘沿岸の成層には、水深50 m以浅の夏期密度成層と、伊勢湾湾口から熊野灘にかけて広がる淡水供給に伴う表層低密度水による成層がある。これより、3層の層厚は、海面~10 m、10 m~50 m、50 m~海底までとする。また、水温・塩分の鉛直分布から、3層の水温・塩分値も設定する。なお、表層及び中層の密度は、表面の状態方程式から求めるが、下層の密度は海水中の圧力による体積圧縮効果により、表面と同じ水温・塩分でも表層の密度より大きくなる。この影響を考慮し、下層の密度については、中層との密度差を10 kg/m³とするように補正する。

図-4は、密度成層を考慮した3層モデルによる熊野灘から遠州灘沿岸における最大高潮偏差の分布と高潮調査結果の比較図である。密度成層を考慮すると、沿岸全体における高潮偏差が1.0 m以上となり、図-3に表した単層モデルによる高潮偏差の過小量のうち、20~30 cm程度の再現が可能となる。

このような密度成層による高潮の増幅現象は、既往研究においても指摘されている(山下・別宮(1996), Hearn

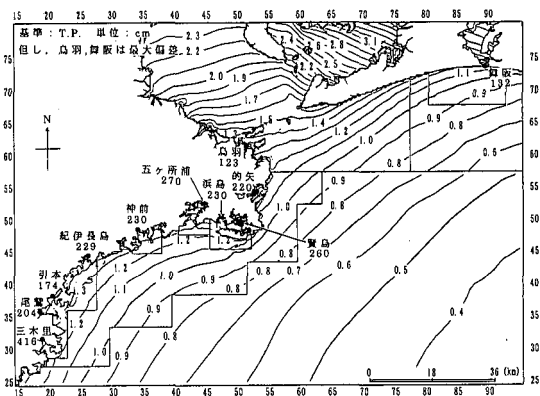


図-4 密度成層を考慮した多層モデルによる最大高潮偏差分布と高潮痕跡値の比較

and Holloway (1990)).

(4) 浅海波浪推算と radiation 応力の算定

次に、radiation 応力算定のために、熊野灘沿岸における浅海波浪推算を行う。ここで、浅海波浪推算モデルの適用範囲は、熊野灘から遠州灘沿岸海域に限定し、領域構成は、沖合を1800 m、熊野灘から遠州灘沿岸を600 m以下、高潮調査点周辺海域を200 m格子とし、高潮推算の領域構成及び格子間隔と一致させる。隣接する領域は、方向スペクトルを接続して同時計算する。

適用範囲外となる外洋から伝播する波浪エネルギーは、外洋波浪推算により別途計算し、この結果を浅海波浪推算の沖側境界条件とする。沖側境界条件として与える量は、波浪の方向スペクトルとする。

図-5は、浅海波浪推算による熊野灘沿岸における最大有義波高の分布を表す。浅海域における波浪変形を考慮すると、水深200 m以浅の海域において波高が次第に減衰し、熊野灘沿岸の小規模な湾内において遮蔽効果による波高減衰が生じる。また、海岸においては、碎波による急激な波高減衰が計算される。

この浅海波浪推算結果から、3層の radiation 応力を

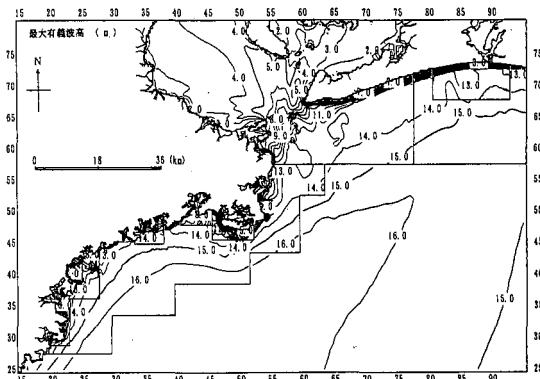


図-5 浅海波浪推算による最大有義波高分布

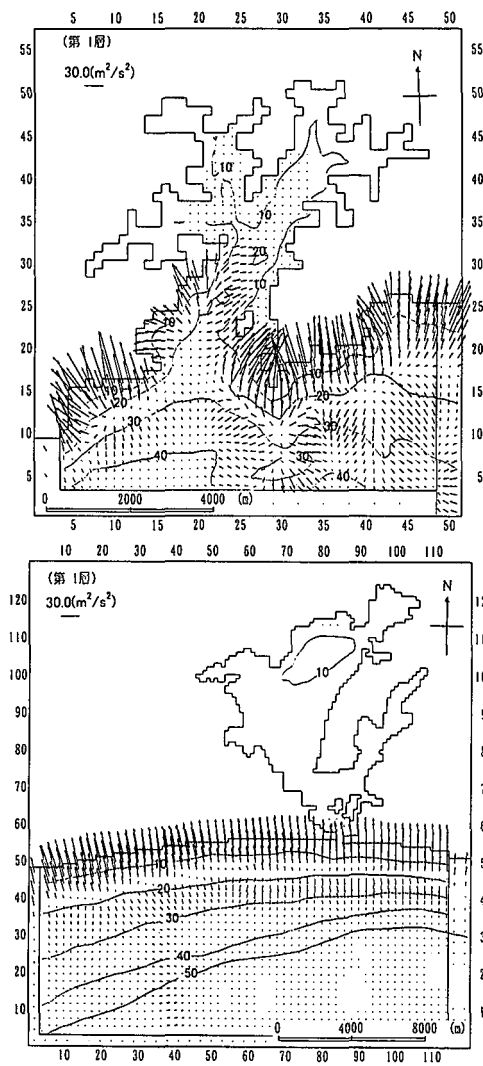


図-6 表層の radiation 応力勾配ベクトル分布

計算する。図-6は、熊野灘の五ヶ所湾沿岸と遠州灘の舞阪沿岸における26日20時の上層 radiation 応力勾配ベクトルの分布である。図中の舞阪沿岸における図によれば、水深15~20 m程度の砕波点より岸側は岸向きの応力が作用し、砕波点より沖側は沖向き応力が作用する。一方、五ヶ所湾沿岸における図を見ると、海底勾配が急であるために、砕波点は海岸近傍となり、岸向き応力が作用する範囲は海岸近傍に限定される。

(5) Wave setup を考慮した多層高潮推算

浅海波浪推算による3層の radiation 応力を用いて高潮推算を行う。計算条件は、密度成層を考慮した3層モデルで、気圧及び海上風は台風モデルによる。

図-7は、wave setup を考慮した場合の熊野灘から遠州灘沿岸における最大高潮偏差の分布である。Wave setup を考慮すると、海岸近傍において急激な水位上昇

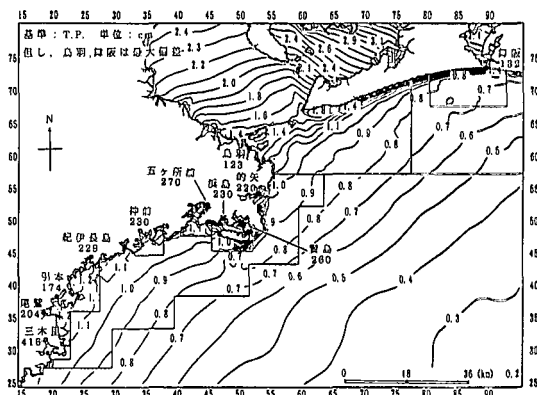


図-7 wave setup を考慮した多層高潮推算による最大高潮偏差分布と高潮痕跡値との比較

(wave setup)が生じるため、従来の高潮推算結果で見慣れた高潮分布とはかなり異なるものとなる。

海岸近傍の水位分布を見ると、砕波点の沖側で set down が生じる。Wave setup を考慮すると、赤羽根及び舞阪のような外洋に面する沿岸の高潮偏差は50 cm以上高くなり、高潮の再現性は向上する。

なお、尾鷲を始めとする熊野灘沿岸における高潮痕跡値については、wave setup を考慮しても依然再現性は不十分である。これは、高潮痕跡値に波浪そのものが含まれる可能性がある点と、熊野灘沿岸は海底勾配が急なために、本論文で適用した200 m格子では、海岸の極近傍において生じる wave setup を精度良く表現できないことに起因すると考えられる。

4. Wave setup 理論による熊野灘高潮痕跡値の再現

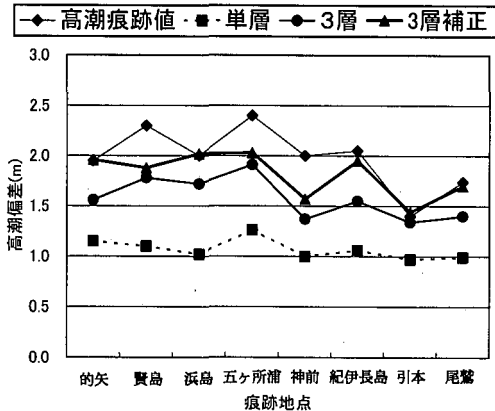
熊野灘沿岸は海底が急勾配であるため、wave setup が含まれた高潮痕跡値を再現するためには、200 m 格子で表現不可能な数10 mスケールの wave setup 量を見積る必要がある。この量は、次に表す、Longuet-Higgins and Stewart (1964) の水位上昇量の算定式を利用して推定することができる。

$$\bar{\eta} = Kh_b, \quad K = \left(1 + \frac{8}{3\gamma^2}\right)^{-1}, \quad H = \gamma(\eta + h) \quad (8)$$

ここで、 η は水位(天文潮位+高潮偏差)、 H は砕波後の波高、 γ は波高水深比、 h 及び h_b は砕波水深である。

これらの変数に、海岸格子において、高潮推算から推定される高潮水位、浅海波浪推算から推定される波高及び水深を代入する。その後、式(8)で推定される水位上昇量を、200 m 格子の高潮推算結果に加算することにより、痕跡値相当の値に補正する。

図-8は、熊野灘沿岸の高潮調査点における補正された高潮偏差と高潮痕跡値との比較図である。図中、単層



図—8 熊野灘沿岸の高潮調査点における高潮痕跡値と高潮推算値の比較

モデル及び3層モデルによる高潮推算結果も併記する。また、高潮痕跡値は高潮偏差相当に変換してある。補正した高潮偏差は、湾奥に位置する波高が小さい地点を除けば、高潮痕跡値を説明することが可能である。

以上の検討で述べたように、本論文で提案した高潮推算モデルは、海底勾配が急な海岸では、海岸近傍の微地形により生じる wave setup 量で補正する必要があるが、熊野灘沿岸の高潮痕跡値をほぼ再現できる。

5. おわりに

本論文の主要な結論を以下にまとめる。

①密度成層と wave setup を考慮した3層高潮推算による最大高潮偏差は、従来型高潮モデルと比べて、0.5～0.8 m 程度高い値となり、熊野灘沿岸における高潮痕跡値の7～9割程度を再現する。②浅海波浪推算は、海岸における砕波に伴う波高減衰を表現できる。この波浪推算結果から radiation 応力が算定でき、海岸で生じる wave setup 量を推定できる。③伊勢湾台風時の高潮痕跡値のうち、気圧降下と吹き寄せによる量は高々5割(1.0 m)程度、密度成層による増幅量は0.2～0.3 m、沿岸を200 m 格子で近似した高潮推算で説明可能な wave setup 量は0.3～0.4 m となる。④3層モデルによる高潮

偏差に、数10 m スケールの海岸微地形で生じる wave setup 量による補正を行うと、波高が低い湾奥地点を除き、高潮痕跡値を再現できる。

熊野灘沿岸のような外洋に面する沿岸における高潮を再現するためには、従来型の高潮推算で考慮した気圧降下と吹き寄せによる水位上昇と併せて、本論文で提案した、密度成層と wave setup を考慮した多層高潮推算モデルを用いる必要がある。熊野灘の一部沿岸では、高潮痕跡値を説明できなかったが、この要因は、高潮痕跡値の信頼性、長周期波の影響とその共振による水位増幅、浅海波浪推算モデルによる湾内回折波の推算誤差等が考えられる。今後、高潮推算モデルの改良を行いながら、さらに高精度な高潮現象のモデル化について検討を行う。

謝辞：この研究は、海岸事業調査費により行われた。

本研究を行うに当たり、東海大学工学部 後藤教授より数々の御助言を頂いた。ここに謝意を表します。

参 考 文 献

- 気象庁(1961): 伊勢湾台風調査報告, 気象庁技術報告, 第7号, pp. 889.
- 合田良実(1970): 砕波指標の整理について, 土木学会論文報告集, 第180号, pp. 39-49.
- 柴木秀之・渡辺 晃・磯部雅彦(1995): 浅海波浪推算モデルとその応用に関する研究, 海岸工学論文集, 第42巻, pp. 341-345.
- 柴木秀之・青野利夫・見上敏文・後藤智明(1998): 沿岸域の防災に関する総合数値解析システムの開発, 土木学会論文集, No. 586, II-42, pp. 77-92.
- 日本海洋学会 沿岸海洋研究部会編(1985): 日本全国沿岸海洋誌, pp. 516-518, 576-577.
- 日本海洋データセンター(1984): 実用塩分と国際海水状態方程式(改訂版), pp. 11-14.
- 山下隆男・別宮 功(1996): 台風7010号の土佐湾における高潮の追算, 海岸工学論文集, 第43巻, pp. 261-265.
- Longuet-Higgins, M. S. and Stewart, R. W. (1964): Radiation stresses in water waves: A physical discussion with applications, Deep-Sea Res., Vol. 11, pp. 529-562.
- Hearn, C. J. and P. E. Holloway (1990): A Three-Dimensional Barotropic Model of the Response of the Australian North West Shelf to Tropical Cyclones, J. Phy. Ocean., Vol. 20, pp. 60-80.