

# 外洋性高潮と湾内高潮の発生機構の数値実験

山下隆男\*・土屋義人\*\*・別宮 功\*\*\*

## 1. 緒 言

高潮の発生機構は、吹き寄せ効果と吸い上げ効果に大別されるが、海水の流動場に起因する吹き寄せ効果がある場合には、対象海域の地形的特性によって幾つかのタイプに分類できる。大阪湾、伊勢湾、東京湾等のわが国の主要湾における高潮の主な発生機構は内湾での吹き寄せであり、ここではこれを湾内高潮のタイプと定義する。一方、外洋性の高潮には大陸棚の発達と外洋での条件によって種々のタイプが存在する。大陸棚の発達した特異なタイプはベンガル湾湾奥のバングラデシュであり、ここでは水深 10 m の浅海域が広範囲に拡がり、鉛直方向に十分発達した乱流場の水平 2 次元的高潮が発生する。ここでは、これをバングラデシュ型外洋性高潮と呼ぶことにする。この高潮の特性としては、波浪による高潮の増幅効果、海底摩擦や陸上への氾濫による減衰効果の他、サイクロンにより形成、連行される平面 2 次元的高潮渦の陸上への衝突による高潮の増幅（一種の吹き寄せ効果）が挙げられる。もう一つの外洋性高潮の特異な例として土佐湾の高潮がある。ここでは陸棚はそれほど発達していないが、黒潮に影響されると考えられる海水の成層条件が海水の流動に影響し、高潮の特性を複雑にしていると考えられる。このような高潮は水平 2 次元的な取り扱いでは説明できないため、3 次元モデルが必要である。

本論文では、湾内高潮とバングラデシュ型高潮の発生機構に焦点を絞り、単層モデルによる数値実験を行う。まず、紀伊水道・大阪湾海域での既往高潮の追算を行い、数値モデルの特性を示す。次いで、この海域において任意のコースを設定した仮想台風による高潮の数値実験を行い、ここでの危険高潮の発生機構を検討する。最後に、バングラデシュ型と一般的な陸棚モデルとを考え、ここでの高潮の発生、発達の機構について検討する。

## 2. 高潮数値モデル

基礎方程式は水平 2 次元の長波近似方程式に、海面でのせん断応力、大気圧の勾配の項を考慮した運動方程式及び連続式であり、運動方程式は次式で与えられる。

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial uU}{\partial x} + \frac{\partial vU}{\partial y} \\ = -gh \frac{\partial Z}{\partial x} - \frac{h}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\tau_{sx}}{\rho} - \frac{\tau_{bx}}{\rho} + fV \\ + \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K \frac{\partial U}{\partial y} \right) \right\} \dots\dots\dots (1) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial uV}{\partial x} + \frac{\partial vV}{\partial y} \\ = -gh \frac{\partial Z}{\partial y} - \frac{h}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\tau_{sy}}{\rho} - \frac{\tau_{by}}{\rho} - fU \\ + \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial V}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K \frac{\partial V}{\partial y} \right) \right\} \dots\dots\dots (2) \end{aligned}$$

ここに、 $z(x, y, t)$ ：基準面から自由水面までの高さ、 $h(x, y, t)$ ：水深、 $U(x, y, t)$ 、 $V(x, y, t)$ ： $x, y$  方向の単位幅当りの流量、 $u(x, y, t)$ 、 $v(x, y, t)$ ： $x, y$  方向の流速、 $g$ ：重力加速度、 $F$ ：コリオリの係数、 $\tau_{bx}$ 、 $\tau_{by}$ ： $x, y$  方向の海底面でのせん断応力、 $\tau_{sx}$ 、 $\tau_{sy}$ ： $x, y$  方向の自由表面上でのせん断応力（主に台風などによって生じるもの）、 $p$ ：大気圧低下量の水柱換算値、 $\rho$ ：水の密度、および  $K$ ：水平方向の渦拡散係数、である。

離散モデルは、基礎方程式を移流計算、水平拡散計算および伝播計算の 3 ステップの時間分割計算とする数値モデルである。このプログラムコードは、山下・山中・土屋 (1991) によるもので、各項を最も適した計算スキームを用いて各項を数値計算できるように設計されている。すなわち、移流計算には高次の特性曲線法 (Two-Point Forth Order 法) を、水平拡散計算には ADI 法 (交互陰解法) を、伝播計算には Iterative ADI 法 (繰り返し交互陰解法) を用いている。計算手順は以下のである。まず、第  $n$  時間ステップまでの計算の結果として流量  $U^n$  および水深  $h^n$  が得られているので、移流計算では流量を流速に変換した後、流速を更新し  $u^{n+1/3}$  を得る。この場合、未知量は流速 (流量) だけであり、水深は更新

\* 正会員 工博 京都大学助手 防災研究所

\*\* 正会員 工博 名城大学教授 学部新設準備室

\*\*\* 学生会員 京都大学大学院 工学研究科

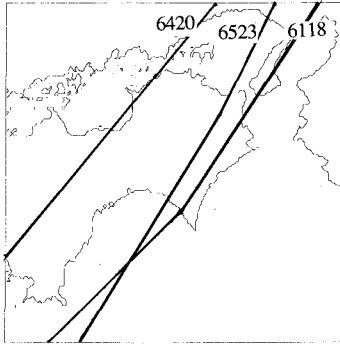


図-1 対象とした台風の経路

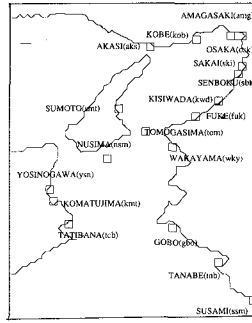


図-2 水位出力点の位置

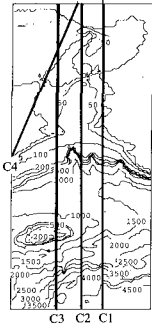


図-3 計算領域、水深およびモデル台風の仮想経路

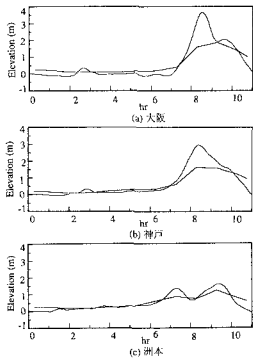


図-4 光田・藤井モデルによる6523号台風の追算結果

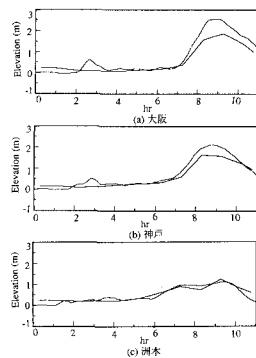


図-5 藤田モデルによる6523号台風の追算結果

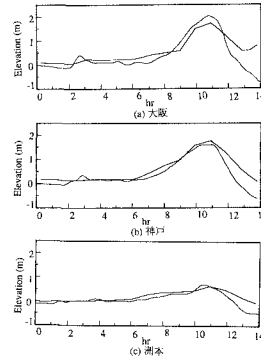


図-7 光田・藤井モデルによる6420号台風の追算結果

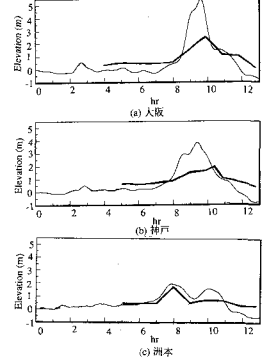


図-8 光田・藤井モデルによる第二室戸台風の追算結果

しない。拡散計算では流速を流量に変換した後、流量を更新するが、水深は固定する。時間分割の最後に、これまでに更新された流量を用いて、海底摩擦項を Taylor 展開し線形化した運動方程式と連続式の連立差分方程式適用し、流量および水深を同時に更新する。

### 3. 既往高潮の追算による数値モデルの検定

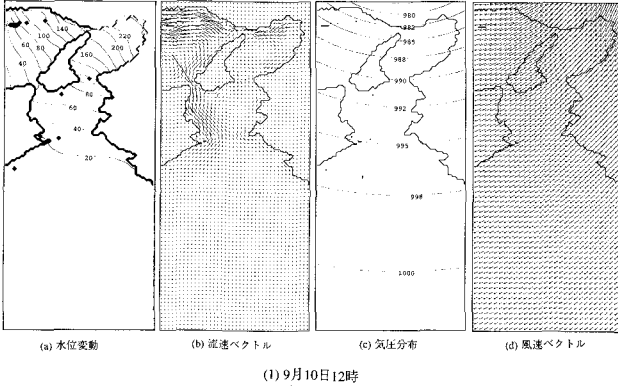
対象とした既往台風は、台風6523号、6420号および第二室戸台風で、それらの経路を図-1に示す。

まず、台風6523号の追算を行い、用いるモデル台風の特性を調べておく。1965年9月10日午前3時を計算開始時刻とし、藤田モデルおよび光田・藤井モデルの両方でこの高潮の再現計算を行なう。水位出力点の位置を図-2に示す。計算領域および水深を図-3に示す。離散化の空間メッシュは経度方向に  $\Delta x = 1515 \text{ m}$  および緯度方向に  $\Delta y = 1827 \text{ m}$  で、時間間隔は  $\Delta t = 10 \text{ s}$  とした。また、水平渦動粘性係数は  $500 \text{ (m}^2/\text{s)}$  とし、開境界では気圧低下分で見積られる吸い上げ相当水位を与え、陸のある境界では完全反射、周辺気圧は  $1010 \text{ hPa}$  とした。

最大風速半径を  $60 \text{ km}$  と仮定し、光田・藤井の台風モデルおよび藤田の台風モデルを用いて高潮の追算を行っ

た。藤田モデルでは、傾度風および移動風の強さを調節する係数  $C_1$  および  $C_2$  をいずれも  $0.6$  とし、光田・藤井モデルではこの調整をしていない。両モデル台風を用いた場合の、大阪、神戸および洲本に対応する水位観測点での高潮の追算結果を、それぞれ図-4および5に示す。図中、高潮偏差の1時間ごとの観測値を太い線で、1分ごとの計算結果を細い線で示している。

いずれの場合にも、高潮のピーク付近で計算値が観測値を大きく上回っているが、これは陸上地形の影響による風の減衰を考慮していないためであろう(山下, 土屋, 山中, 1993)。藤田モデルと光田・藤井モデルを比較すると、前者の場合の高潮のピークは後者のピークと異なり、あまり急激な変化はせずピーク全体が平坦になっている。これは光田・藤井モデルでは移動風、傾度風に調節パラメーターを入れていないこと、super gradient flow を考慮していることが影響しているためである。台風6523号のように、湾の近くを通過する場合の吹き寄せ効果の大きな場所(大阪、神戸)では、かなり高めの高潮が計算されるが、吹き寄せ効果が直接影響しない洲本では、高潮偏差のオーダー、ピークともほぼ観測値に近い結果が得られることがわかる。



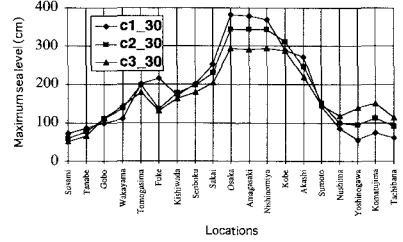
図一六 台風6523号の最大偏差発生時の水位変動，流速ベクトル，気圧および風速ベクトル

図一六は台風6523号の最大偏差発生時の水位変動，流速ベクトル，気圧および風速ベクトルの平面分布である。これより，南西の強風により発生した紀伊水道，大阪湾東岸を北上する流れが，大阪湾湾奥で吹き寄せられ，急激で局所的な水位上昇を発生し，その後明石海峡を通過して播磨灘に流出している様子が計算されている。さらに，播磨灘での水位が上昇すると，鳴門海峡を通過して再び紀伊水道に流出することがわかる。これらの流れは，高潮の偏差のみを考えた場合の成分であるが，後述するように，この流況パターンは台風の経路によって左右されない，地形依存性の強い循環流であると考えられる。

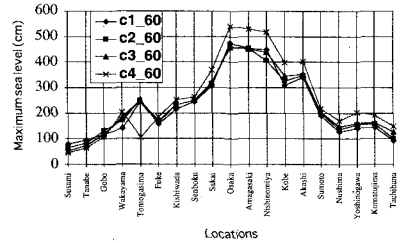
また，台風モデルを光田・藤井モデルとし，台風6420号および第二室戸台風の追算を行うと以下のような計算結果を得る。計算開始時刻はそれぞれ1964年9月24日20時および1961年9月16日4時とし，最大風速半径は60kmとした。台風6420号および第二室戸台風による計算結果を，それぞれ図一七および八に示す。図の表示は図一四および五と同様，細い線が一分ごとの計算値であり，太い線が一時間ごとの観測値である。

これらより，湾から遠く離れた経路の台風6420号の場合には，水位点での比較だけを見る限り，どれもピーク値の傾向としては観測値と計算値は他の場合に比べて合っており，各観測地点ともピークの発生時間に大きなズレはなかった。台風経路が湾に近い第二室戸台風の場合は実測での高潮の最大偏差は大阪では245cmおよび神戸で191cmであるといわれているが，ここでの計算では大阪で550cm，神戸で370cmとかなり高めに計算されている。

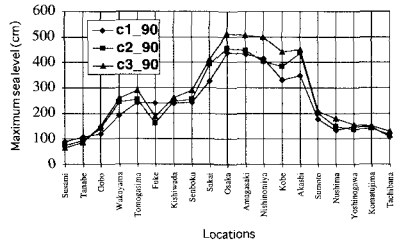
いずれにしても，陸地の影響による風の減衰効果，陸地形による風の場の変化を考慮していないため，従来のモデル台風を用いる限りでは，吹き寄せ効果の大きな場所では，数値モデルは高潮を過大評価することがわかる。とくに，光田・藤井の台風モデルはsuper gradient



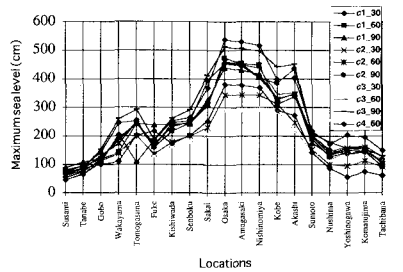
図一九 30 km/hrでの最大偏差の沿岸分布



図一〇 60 km/hrでの最大偏差の沿岸分布



図一一 90 km/hrでの最大偏差の沿岸分布



図一二 条件別の最大偏差の沿岸分布

flowの影響を取り込み，強風域を強めているために，その影響が大きいのと言えよう。

#### 4. 紀伊水道・大阪湾での湾内高潮の数値実験

ここでは，前節までに示された高潮の数値モデルと光田・藤井の台風モデルを用いて，陸棚の発達している紀伊水道とその奥の大阪湾における高潮の発生機構を数値実験により明らかにする。特に，紀伊水道の陸棚上を台風が通過する場合に，循環流を発生させ陸地に衝突する

際に大きな高潮を発生させる危険性の有無に着目する。この場合、台風の進行速度と海域-強風域のスケールが問題になる。台風の移動速度が遅ければ循環流が成長するが、陸域に衝突したときの速度が小さいので、高潮は大きくならない。台風の進行速度が速いと移動風の増加と循環流の衝突時の速度に依存して高潮は増大するが、循環流の発達が十分でない場合にはこのような機構の高潮は起こらない。

設定したモデル台風の仮想経路を図-13に示す。C1は風の中心が紀伊水道の中心線上を北上するコース、C2は台風が中心が紀伊水道の中心線上を北上するコース、C3は強風域が紀伊水道を覆うようなコースを示し、これらのコースは高潮循環流の発生を期待したものであり、C4は吹き寄せ効果が最大となると予想されるコースで、従来から高潮に対して危険な経路として考えられていたものである。C1~3については、これらのコースを時速30、60および90 km/hrで北上させ、C4の場合には時速60 km/hrとした。中心気圧はいずれも940 hPaとし、周辺気圧は1010 hPaとした。

図-9、図-10および11は速度別の最大水位の沿岸分布である。これより、大阪湾では30 km/hrではC1の経路、90 km/hrではC3の経路が危険であるが、60 km/hrでは経路による差はほとんど無いことがわかる。また北上3コースの数値実験では、いずれのケースでも高潮循環流が伝播し陸域に衝突して水位を上昇させる機構は見られなかった。これは田辺湾のすぐ近くまで海洋底が侵入しているため、御坊以南では循環流は形成されず、御坊以北の海域でのみ循環流が形成されるためである。この海域では、顕著な高潮循環流の形成には海域のスケールが小さすぎるのである。

大阪湾沿岸に大きな高潮を発生させるであろうと考えられるもうひとつの台風のコースは、強風域が長時間、大阪湾長軸方向に作用するコースC4である。この場合は、大阪湾の短軸方向は吹き寄せ効果が小さいので、水位の急激な上昇はみられない。コースおよび移動速度別の各水位点での最大偏差の値をまとめて示したものが図-12である。大阪湾湾奥の各水位点では、台風の移動速度およびコースによって高潮の最大偏差のピークの値が変化するが、紀伊水道沿岸の各水位点では移動速度およびコースを変えてもそれほど顕著な変化はみられない。

## 5. 外洋性高潮の数値実験

陸棚の発達した海域での高潮では、陸棚の幅および気象じょう乱の移動速度が重要なパラメータとなる。陸棚上で形成された顕著な循環流が陸域に気象じょう乱の移動速度で衝突した場合には、気象じょう乱の右側で急激

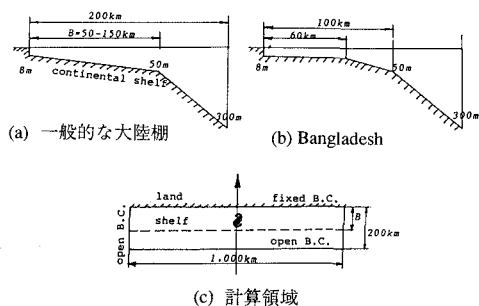


図-13 モデル化された海底地形および計算領域

な水位上昇をその反対側では低下を生じる (Tsuchiya & Yamashita, 1993)。ここでは、モデル化された海底地形を考えて、大陸棚の幅、台風の中心気圧および気象じょう乱の移動速度と高潮の最大偏差との関係を数値実験によって検討する。

この数値実験に用いられた海底地形は大陸棚をモデル化したもので、図-13(a), (b)に示すように一般的な大陸棚とバングラデシュ型の海底地形を想定している。前者は、水深8 mから50 mまでの一様勾配の陸棚部の幅  $B$  を50, 150 kmの間で変化させ、後者では60 kmの幅の平坦な陸棚(水深8 m)を仮定し、最深部の水深はともに300 mとしている。計算領域は図-13(c)に示すような直線上の海岸とし、海岸線で完全反射条件、その他の海域では開境界条件を与え、気象じょう乱は計算領域の中央を移動速度  $V$  で海岸線に直角に北上させた。

実験条件は、4種類の海底地形 ( $B=50, 100, 150$  kmの場合とバングラデシュ地形)、3種類の台風の進行速度 ( $V=30, 60$  km/hrおよび90 km/hr)および3種類の中心気圧 ( $P=900, 940$ , および980 hPa)の組み合わせで、 $\Delta x=5$  kmのメッシュ間隔、 $\Delta t=60$  sの時間間隔である。気象じょう乱のモデルなど、そのほかの条件は湾内高潮の数値実験の場合と同じである。

この数値実験の計算結果から得られた高潮波形および流速場、沿岸部での高潮の最大偏差と大陸棚の幅  $B$ 、気象じょう乱の移動速度  $V$  との関係を中心気圧が940 hPaの場合について示したものが図-14および15である。これからわかるように、一般の陸棚地形では、台風の進行速度が遅い場合(30 km/hr)には陸棚の幅に依存して高潮の最大値は決まる。しかしながら、バングラデシュを想定した実験では、陸棚の幅は100 kmであるが、気象じょう乱の移動速度が水深8 mでの長波の移動速度(共鳴現象の速度)に近い30 km/hrのときに最大偏差を示した。移動速度60 km/hrは一般の大陸棚地形の共鳴速度に相当するが、大陸棚の幅が広い150 kmの場合には、共鳴速度で最大水位が発生しており、 $B=100$  km以上ではバングラデシュ型の場合より大きくなっている。しか

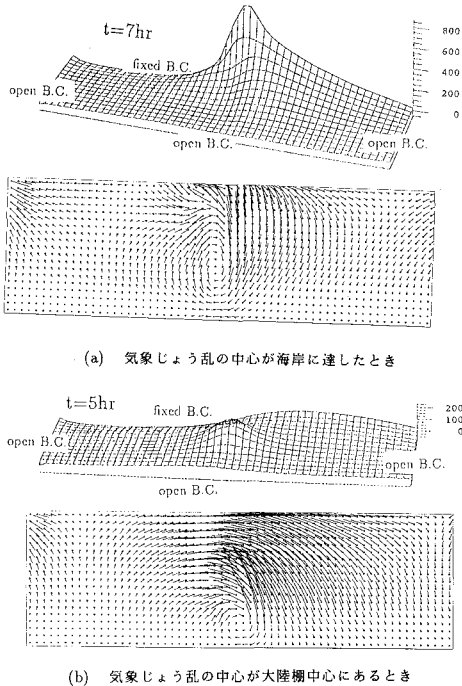


図-14 大陸棚上での高潮 ( $V=60$  km/hr,  $P=900$  hPa,  $B=150$  km)

しながら、実際には考えられない速度の 90 km/hr の場合には大陸棚の幅が小さい場合に大きな偏差を生じている。これは循環流の形成よりも、直接に吹き寄せ効果が効いているためであろう。

6. 結 論

既往高潮の追算によって数値モデル検定した後、数値実験により紀伊水道・大阪湾海域を対象とした湾内高潮およびバングラデシュを対象とした外洋高潮の発生機構を検討した。得られた主要な成果は以下のものである。

- (1) 既往高潮の追算から、数値モデルによる推算値は、陸上地形による効果を取り込んでいない台風モデルのため、特に吹き寄せ効果の強く関与する高潮の場合には、観測潮位より高めに計算されることが示された。
- (2) 大阪湾では台風の移動速度 30 km/hr では東より (C1) の経路、90 km/hr では西より (C3) の経路が危険であるが、60 km/hr では経路による差は小さいことが示された。また、北上 3 コースの数値実験では、いずれのケースでも高潮循環流が伝播し陸域に衝突して水位を上昇させる機構は見られなかった。これは顕著な高潮循環流の形成には海域のスケールが小さすぎるためであると考えられる。
- (3) 大阪湾沿岸に大きな高潮を発生させる台風のコースは、強風域が長時間、大阪湾長軸方向に作用するコ

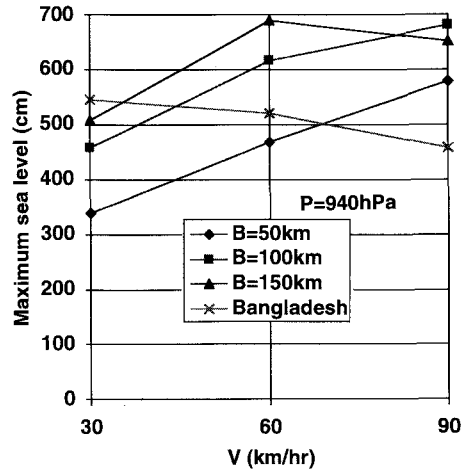


図-15 気象じょう乱の移動速度および大陸棚の幅と高潮の最大値との関係

ース C4 である。大阪湾湾奥の各水位点では台風の移動速度およびコースによって高潮の最大偏差のピークの値が変化するが、紀伊水道沿岸の各水位点では移動速度およびコースを変えてもそれほど顕著な変化はみられないことが示された。

(4) 一般の陸棚地形では、台風の進行速度が遅い場合 (30 km/hr) には陸棚の幅に依存して高潮の最大値は決まる。しかしながら、バングラデシュを想定した実験 (陸棚の幅は 100 km) では、共鳴現象の速度に近い 30 km/hr のときに最大偏差を示し、一般の大陸棚地形の共鳴速度に相当する移動速度 60 km/hr の場合には、共鳴速度で最大偏差が生じる。

(5) 速度の 90 km/hr の場合には、大陸棚の幅が小さい場合に大きな偏差を生じる。これは循環流の形成よりも、直接に吹き寄せ効果が効いているためであろうと考えられた。

参 考 文 献

藤井 健・光田 寧 (1986): 台風の確率モデルの作成とそれによる強風シミュレーション, 京大防災研究所年報, 第 29 号 B-1, pp. 229-239.  
 光田 寧・末延竜雄 (1980): 台風の中心付近の構造について, 京大防災研究所年報, 第 23 号 B-1, pp. 281-287.  
 山下隆男・山中久生・土屋義人 (1991): エスチャリーにおける長周期波の数値計算—田辺湾の潮流・吹送流シミュレーション—, 京大防災研究所年報, 第 34 号 B-2, pp. 449-469.  
 Benqué, J. P. et al. (1982): New Method for Tidal Current Computation, J. Hydraulics Div., ASCE, Vol. 108, No. WW3, aug., pp. 396-417.  
 Y. Tsuchiya and T. Yamashita (1993): Storm surges on the continental shelf, Proc. Japan-China (Taipei) Joint Seminar on Natural Hazard Mitigation, pp. 11-22.