

陸上地形および表面粗度を考慮した高潮の数値計算

山下隆男*・別宮 功**・ギャリー ワトソン***

1. 緒 言

大阪湾や伊勢湾のように周囲を山に囲まれた場での台風による風域場を再現するために、台風モデルの移動風と傾度風の減衰パラメータを風の観測値から事後に設定してきた。すなわち、これらのモデルパラメータに陸上地形の影響や表面粗度の影響を押し込んできた。同一のモデル台風でも経路が変わるとパラメータ値を変えなければならないのであるが、事後設定パラメータであるため、これを設定することは事実上不可能である。このため、台風の経路を変化させて高潮のシミュレーションを行う場合には、適切な風域場は与えられないことになる。

本研究では、陸上地形および表面粗度の影響を導入した台風モデル提案し、これを用いて高潮の再現計算を行い、陸上の影響を考慮した海上風の推定が高潮計算に極めて重要であることを示す。台風モデルの構築では、陸上と海上での表面粗度の相違が直接評価できる Yoshizumi (1968) モデルを用い、これに陸上地形の影響を考慮するため MASCON モデルを適用する。風域場の検証では、MASCON+Yoshizumi モデルにより台風 9426 号の海上風の追算を行い、簡易台風モデルの計算結果および観測結果と比較し、大阪湾・紀伊水道のような周囲を山に囲まれた場での海上風の推算の精度向上が可能であることを示す。さらに、この台風モデルの高潮数値計算への導入を検討する。提案した台風モデルは従来の簡易モデル（藤田モデル、光田・藤井モデル等）に比べて計算時間がかかるので、計算時間の短縮を図るため、風域場を更新する時間間隔を検討する。ついで、大阪湾における第二室戸台風、6523 号、9426 号の高潮の追算を行う。

2. 陸上地形および表面粗度を考慮した台風モデル

大気境界層内での乱流構造を取り込んだ台風時の大気の運動を記述するには、地面摩擦の影響とコリオリ力を考慮した Yoshizumi の台風モデルが実用面から判断し

ても最適である。このモデルでは、上方外縁での境界条件として摩擦を考慮しない移動風および傾度風を与え、大気境界層内での風の鉛直分布を求めるが、この場合に必要なパラメータは陸、海上の粗度要素に規定される渦動粘性係数と抵抗係数であり、地物や波浪場がわかればこれらが特定できる。しかしながら、山や谷などの陸上地形の起伏による風域場の拡・縮流特性は考慮されていないので、これらを MASCON モデルにより考慮する。

地上での摩擦をどのように評価するにより、地上風の偏角（等圧線との吹き込み角）が決まる。藤田のモデルおよび光田・藤井モデル (1986) では、偏角を経験的に設定し（例えば、30°）、地上風速は減衰パラメータで小さくしている。このような台風モデルをここでは、簡易台風モデルと呼ぶこととする。一方、Yoshizumi のモデルは、摩擦を考慮しない風の場合（FFW: Friction Free Wind）と摩擦係数で表示される Ekman spiral の鉛直分布近似式（Rosenthal, 1962）を仮定して、地表の摩擦特性を直接考慮している。このため、陸上や海上（波浪の特性により粗度が異なる）での表面粗度の空間変化を考慮した台風の風域場のモデルが可能となる。

2.1 Yoshizumi の台風モデル

気圧分布は Schloemer (1954) の定式化を用いる。

$$p = p_c + \Delta p e^{(-r/r_m)} \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 p : 台風域内の気圧、 p_c : 台風中心の気圧、 Δp : 台風中心と周辺の気圧の差、 r : 台風中心からの距離、 r_m : 台風の最大風速半径で、傾度風は次式により得られる。

$$V_{\theta r} = r \left(\sqrt{\frac{f^2}{4} + \frac{\partial p}{\partial r} \cdot \frac{1}{\rho r}} - \frac{f}{2} \right) \dots\dots\dots (2)$$

ここに、 f はコリオリの係数で、 $f = 2\omega \sin \theta$ 、 ω は地球自転の角速度、 θ は計算する地点の緯度、 ρ は空気密度である。一方、台風の進行に伴う場の風は、台風中心の進行速度を V_s (m/sec) とし、 $V_p = V_s e^{-f/2}$ で与えられる。 V_p と $V_{\theta r}$ のベクトル和が FFW の風速場である。

極座標 (r, θ) で表した固定座標から見た風速ベクトル $\vec{V}_s = (V_{s\theta}, V_{sr})$ は、台風の進行速度 $\vec{V} = (V_r, V_\theta)$ と移動座標系からみた相対風速ベクトル $\vec{v}_s = (v_r, v_\theta)$ を用いて次式のように表せる。

* 正会員 工博 京都大学助教授 防災研究所
 ** 正会員 工修 東北電力(株)北上川上流調査所
 *** Ph.D 京都大学 防災研究所 (外国人共同研究者)

$$V_{\theta} = V_{\theta} + v_{\theta} \cos \beta + v_{\theta} \sin \beta \cdots \cdots (3)$$

$$V_{sr} = V_r - v_r \sin \beta + v_r \cos \beta \cdots \cdots (4)$$

ここに、 β は移動風により生じる等圧線と相対風速 V_s の方向とのなす角で、摩擦を考慮しない場合の等圧線の接線方向の釣り合いにより、次式で求められる。

$$\beta = -\arctan \left(\frac{\frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial r} + |\vec{V}| \cos \theta}{|\vec{V}| \sin \theta} \right) \cdots \cdots (5)$$

また、 v_r, v_{θ} は次式のように与えられる。

$$v_r = V_{gr} + V' \exp(-bz) \cos(\alpha - bz) \cdots \cdots (6)$$

$$v_{\theta} = \sqrt{\frac{1+2K}{1+K+S}} V' \exp(-bz) \sin(\alpha - bz) \cdots \cdots (7)$$

ここに、 z ：鉛直方向の変位、 K_m ：渦粘性係数で、 b は次式で与えられる。

$$b = \left[\frac{(1+2K)(1+K+S)f^2}{4K_m^2} \right]^{1/4} \cdots \cdots (8)$$

また、 α および V' は積分定数で、表面の境界条件によって決まり、 K および S はそれぞれ摩擦を考慮しない場合のそれを用いる。

$$\tan \alpha = \frac{-b}{b + |\vec{V} + \vec{v}_{s0}| C_d / K_m} \cdots \cdots (9)$$

$$V' = -(V_{gr} + V_{\theta})(\sin \alpha + \cos \alpha) + \sqrt{\frac{1+K+S}{1+2K}} \cdot V_r (\sin \alpha - \cos \alpha) \cdots \cdots (10)$$

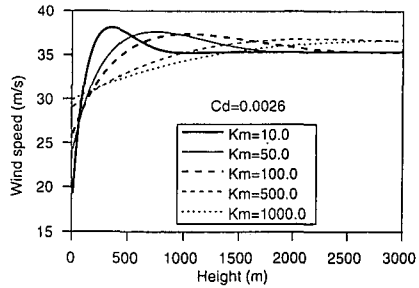
$$K = \frac{V_{gr}}{f_r}, \quad S = \frac{1}{f} \cdot \frac{\partial V_{gr}}{\partial r} \cdots \cdots (11)$$

ここに、 C_d ：抵抗係数、 $\vec{v}_{s0}$ ：地表での相対的な風速ベクトルである。

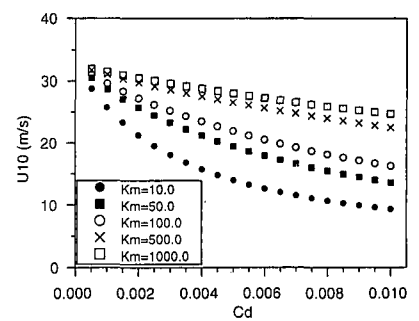
このモデルにおいて、渦粘性係数 (K_m) および抵抗係数 (C_d) を変化させた場合の、風速の鉛直分布を図-1(a)に、10 m 高度の風速を図-1(b)に示す。これより、 K_m の程度により、接地境界層内での風速分布が大きく変化することがわかる。特に、地上風の風速は $K_m=100$ から 500 の間で敏感に変化する。また、 K_m が小さいほど、 C_d が大きいほど吹き込み角が大きくなり、 K_m が大きいほど、 C_d が小さいほど 10 m 高度の風速が強くなることがわかる。地上の粗度条件により、 K_m を特定することが重要であるが、敏感なパラメータであるのでこれを変化させず、ここでは、 K_m を 100 m²/s に固定して、 C_d を陸、海上で変化させた。

2.2 MASCON モデル

大きな起伏のある陸上地形の影響により気流が拡・縮流する効果を考慮するために実用面でも多く用いられている MASCON モデルを用いる。このモデルは得られた観測点のデータから複雑な地形の周りの風速場を補間するためのもので、気流の質量保存則を制約条件とした変分法による空間内挿法 (Sasaki, 1970) を用いている。空



(a) 風速の鉛直分布



(b) 10 m 高度の風速の渦動粘性係数および抵抗係数への依存性

図-1 Yoshizumi モデルにより得られた風速場の特性

気を非圧縮流体と仮定できる場合には、次式の質量保存則が制約条件となる。

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \cdots \cdots (12)$$

ここに、 z を鉛直上向きを正とする直交座標 (x, y, z) を用い、 (u, v, w) は x, y, z -方向の風速成分である。ここで提案するモデルは、まず、Yoshizumi モデルにより表面粗度を考慮した風速場を計算し、これを基本風速場 (u^0, v^0, w^0) とする。内挿後の風速成分を、 u, v, w とすると、内挿誤差は次式で表わされる。

$$E(u, v, w, \lambda) = \int_V \left[\alpha_1^2 (u - u^0)^2 + \alpha_2^2 (v - v^0)^2 + \alpha_3^2 (w - w^0)^2 + \lambda \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \right] dx dy dz \cdots \cdots (13)$$

ここに、 λ は Lagrange の未定乗数であり、 α_1 および α_2 は Gauss の精度係数である。内挿風速成分を求めるためには、式 (14) を最小とするように、Euler-Lagrange の方程式を SOR 法等により解く。詳細な解法は、日本気象協会 (1988)、後藤・柴木 (1993) に示されているので省略する。

3. 高潮の数値計算への適用

ここで提案した台風モデルを大阪湾・紀伊水道の高潮

の計算に適用し、従来の台風モデルの場合と比較する。まず、風域場および高潮の再現性を台風 9426 号の場合について検討し、次いで第二室戸台風、台風 6523 号の高潮の追算を行う。高潮の流体運動の計算には、山下ら (1990) の時間分割法による陰解法の差分計算モデルを用いる。簡易台風モデルであれば、陸上地形の情報は必要ないが、陸上の影響で減衰する効果を導入するため、移動風、傾度風に対する減衰パラメータを与えなければならない。このことが、任意の台風経路に対する風域場の予測を困難にしている。ここでは MASCON モデルを用いるため、陸上地形の情報が必要である。わが国では、多くの研究、行政機関で GIS が整備されているので、比較的容易に陸上地形が再現でき、計算条件を設定する上での困難は無い。ここでは、最も普及している国土数値情報の標高値の 1/4 メッシュデータ (約 250 m 格子) を用いる。図-2 に北緯 33~35 度、東経 134~136 度の大阪湾の風域場の計算領域の陸上地形を示す。粗度要素としては、

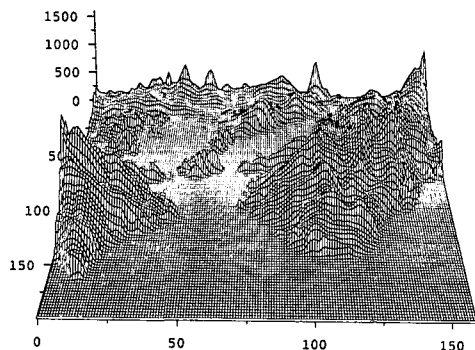


図-2 大阪湾・紀伊水道の風域場の計算領域

海上では波浪の状態、陸上では森林や宅地等の地物を考慮するが、ここでは陸上と海上の区別のみを考慮する。

3.1 台風 9426 号の風域場の再現性

台風 9426 号の通過は、質の良い気象・海象データを残した。京都大学防災研究所の高潮観測塔および各気象観測点で得られたデータにより、台風の風域場の再現性を検討する。図-3 に、地上高度 10 m での風速、風向の時系列の観測と種々の台風モデルによる推算値の比較を大阪、白浜 (高潮観測塔)、室戸岬において示す。図中、×印は毎正時の観測値、細い実線は光田・藤井の台風モデル、点線は藤田の台風モデル、および太い実線は Yoshizumi モデルに MASCON モデルを適用したモデル (以降、MASCON-Y モデルと呼ぶ) による推算結果を示す。ここで、最大風速半径は全て $r_m = 60$ km とし、Yoshizumi モデルでは、渦動粘性係数は $K_m = 100$ (m^2/s)、抵抗係数は海上で $C_d = 0.0026$ 、陸上で $C_d = 0.005$ とした。また、MASCON モデルによる計算では、水平方向のメッシュ間隔は $\Delta x = 2,850$ m および $\Delta y = 2,300$ m、鉛直方向には表面から 50 m までは $\Delta z = 5$ m、50 m から 2,000 m までは $\Delta z = 50$ m とした。これらの結果より、以下のことがいえる。

(1) 風向に関しては台風接近時には MASCON-Y モデル、通過後には 30 度の吹き込み角を仮定した光田・藤井モデルや藤田モデルのような簡易モデルが観測値を再現している。

(2) 風速に関しては、減衰パラメータを入れていない簡易モデルおよび Yoshizumi モデルは過大評価となっているが、MASCON-Y モデルでは陸上地形による減衰、増幅効果が考慮され、観測値に近くなっている。

(3) 風速ベクトルの比較からは、陸上地形の海上風

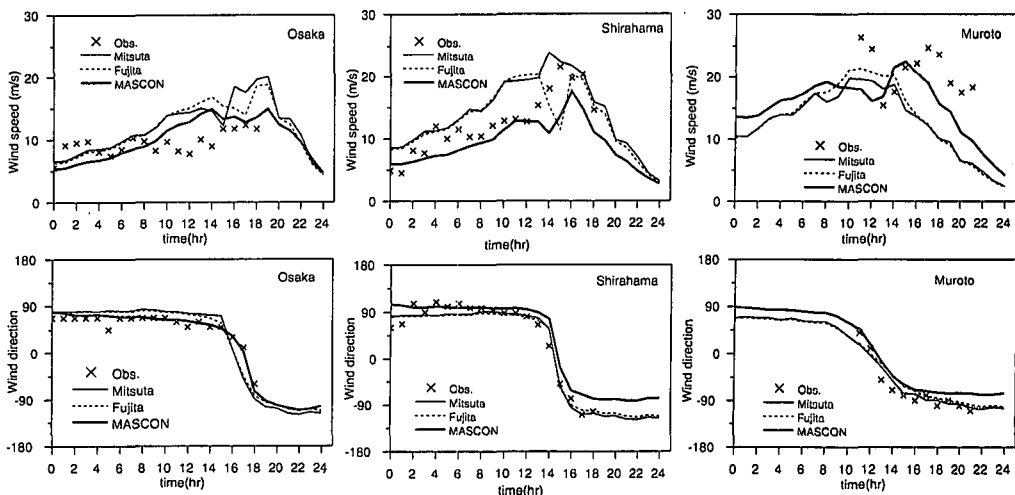


図-3 10 m 高度の風速、風向の観測値と各台風モデルによる推算値との比較

に及ぼす影響が、風下側で大きいことがよく示されている。

3.2 高潮計算における風域場の更新方法の検討

MASCON-Y モデルは従来の簡易モデルに比べて計算時間がかかる。しかしながら、台風の風域場の時間的な変化は、高潮の数値計算の時間ステップに比べると十分に緩やかであるため、ある間隔で MASCON モデルによる計算を行い、これを時間内挿すればよい。高潮計算を行う場合の風域場を更新する時間間隔を 10 min, 30 min および 1 hr とした場合の台風 9426 号の高潮の計算結果を、各水位点について比較した結果、間隔を 1 hr にすれば、湾内での吹き寄せによる急激な水位変動が考慮できなくなるが、この台風の場合には、時間間隔 10 min と 30 min での相違は十分小さかった。風域が急激に変化するような特殊な場合を除いては、時間間隔 30 min 程度で内挿計算すれば風域場をほぼ再現できることがわかった。以下の計算では、時間間隔 30 min をとし、時間についての線形内挿により各時刻の風域場を計算した。

3.3 台風 9426 号の高潮

大阪湾・紀伊水道海域の高潮偏差の計算では、計算開始時間 1994 年 9 月 29 日 05:00、空間刻みを $\Delta x=1,425$ m, $\Delta y=1,150$ m とし、時間ステップは $\Delta t=15$ s、水平方向の渦動粘性係数は $500 \text{ (m}^2/\text{s)}$ 、海底での Chézy 係数 60 (m-s 単位) 、海面での抵抗係数は一様に 0.0026 とした。図-4 に高潮の計算領域および水位出力点を、図-5 に大阪、白浜（高潮観測塔）について、各台風モデルによる計算結果と観測結果の比較を示す。これより、この台風による高潮は高々 60 cm 程度と小さいが、MASCON-Y モデルでは陸上の影響が取り込まれており、良い精度で再現計算が行われていることがわかる。ただし、和歌山における計算結果と観測値との比較は、最大値で 5 cm 程度過小評価となり、観測値には顕著な振動が現われていない点で、差異が認められる。

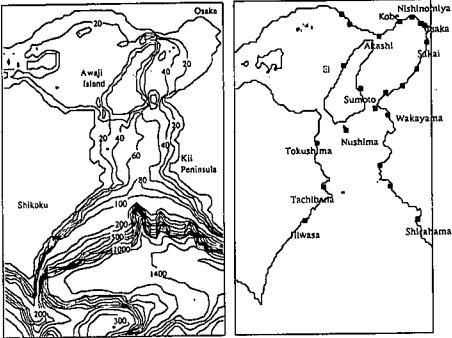


図-4 大阪湾・紀伊水道の高潮の計算領域の水深および水位出力点

3.4 第二室戸台風および台風 6523 号の高潮

大阪湾に顕著な高潮を発生させた台風として、第二室戸台風(台風 6118 号)および台風 6523 号があるが、これらの高潮を減衰パラメーターを考慮しない台風モデルで計算すると、かなりの過大評価になる。例えば、第二室戸台風では大阪で 5 m を越える偏差が計算される。これを

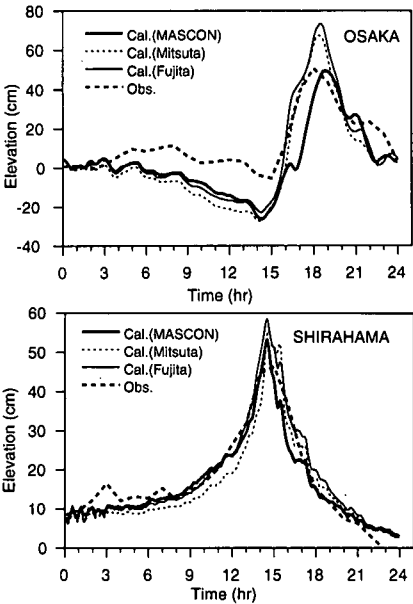


図-5 台風 9426 号による高潮の推算結果(MASCON-Y, 光田・藤井、藤田の台風モデルを用いた場合)と観測値との比較

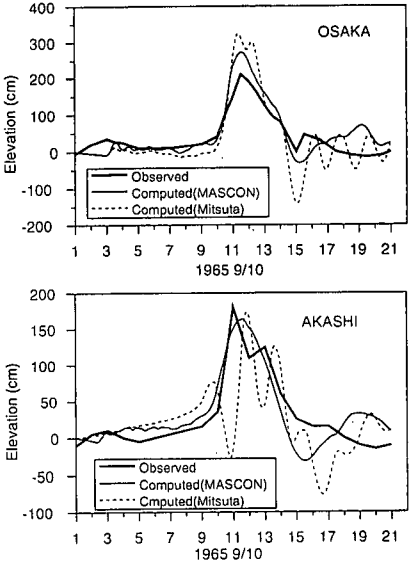
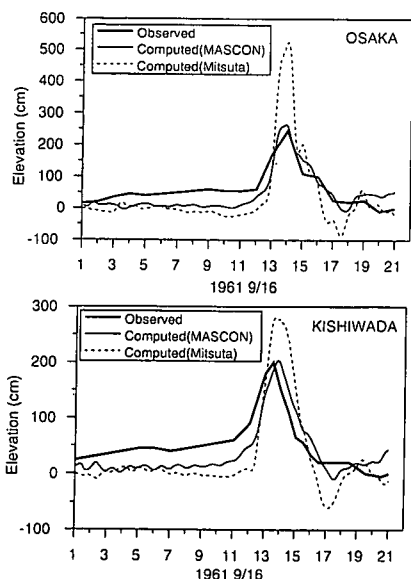


図-6 台風 6523 号による高潮の推算結果(MASCON-Y, 光田・藤井、藤田の台風モデルを用いた場合)と観測値との比較



図一七 第二室戸台風による高潮の推算結果(MASCON-Y, 光田・藤井, 藤田の台風モデルを用いた場合)と観測値との比較

観測値に合わせるためには、移動風、傾度風に0.5~0.6の減衰パラメータを設定しなければならない。ここでは、これらの台風にMASCON-Yモデルを適用して、任意のパラメータを設定しなくても、陸上地形や表面粗度を考慮すれば適切な海上風が推定でき、計算された高潮も観測値に近くなることを示す。なお、計算条件は台風9426号の場合と同様である。図一六に第二室戸台風の追算結果を、大阪、神戸および岸和田について示す。また、図一七には台風6523号の高潮の追算結果を、大阪、神戸および明石について示す。図中、太い実線は毎正時観測値、細い実線はMASCON-Yモデルで風域場を推定した場合の高潮の計算値、点線は光田・藤井モデルを用いた高潮の計算値である。これらの図より、以下のことがわかる。

(1) 第二室戸台風の場合には、大阪湾に強風が吹く経路であるため、光田・藤井モデルを用いると、強風域での風速が強調され、極めて大きな高潮が計算される。藤田モデルでは、なだらかな風域場となるため、高潮は若干小さくなるが、依然として過大評価されるが、MASCON-Yモデルでは全般的に再現性が良くなっている。

(2) 台風6523号の高潮の場合にも最大偏差の再現性が改善されている。特に、resurgenceについてみると、陸上の影響により沿岸部での風速が減衰される効果により、resurgenceの振幅が小さくなる効果が再現されている。山下ら(1993)は、瀬戸内海における9119号台風の高潮の再現計算で、陸上の影響を人為的に入れた計算を

行い、高潮波形の再現性が良くなることを示したが、MASCON-Yモデルではこれと同様の効果が考慮されている。

(3) これより、MASCON-Yモデルは、個々の台風特有な減衰係数を設定すること無く、粗度要素に規定される大気乱流パラメータと陸上地形を与えることで台風時の風域場を再現でき、一般性の有る高潮の再現が可能であることがわかる。このことから、高潮の予知や台風経路を任意に仮定して行うシミュレーションには、ここで示した台風モデルが有効であると言える。

4. 結 語

YoshizumiモデルとMASCONモデルを用いて、陸上地形および表面粗度の両方の影響を導入した台風モデル提案した。これを用いて、台風9426号の風域場の追算を行い、簡易台風モデルの結果および観測結果と比較した結果、経験的な減衰パラメータを用いなくても、大阪湾・紀伊水道のような周囲を山に囲まれた場での風域場の推算が可能であることが示された。さらに、大阪湾における第二室戸台風、6523号の高潮の追算も行い、モデルの適用性を確認することができた。

最後に、本研究は科学研究費(一般研究(A)、代表者光田 寧教授、京大防災研)による研究成果の一部であり、潮位および風のデータ収録には京大防災研 吉岡洋助手の協力を得たことを記し、謝意を表する。

参 考 文 献

- 後藤智明, 柴本秀之 (1993): 陸上地形の影響を考慮した海上風推算, 港湾技術研究所報告, 第32巻, 第4号, pp. 65-97.
- 日本気象協会 (1988): 内湾の海上風と波浪の推算に関する研究—海上風の実用推算モデルの開発—, 90 p.
- 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.
- 山下隆男・山中久生・土屋義人 (1991): エスチャー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—, 京大防災研年報, No. 34, B-2, pp. 449-471.
- 山下隆男・土屋義人・光田 寧 (1993): 台風9119号による瀬戸内海の高潮の追算, 海岸工学論文集, 第40巻, pp. 206-210.
- Rosenthal, S. L. (1962): Theoretical analysis of field motion in the hurricane boundary layer, National Hurricane Research Project Report No. 56.
- Sasaki, Y. (1970): Some basic formalism in numerical variational analysis, Mon. Wea. Rev., Vol. 98, pp. 875-883.
- Schloemer, R. W. (1954): Analysis and synthesis of hurricane wind patterns over Lake Okeechobee, Florida, Hydrometeorological Report, No. 31, 49 p.
- Yoshizumi, S. (1968): On the Asymmetry of Wind Distribution in the Lower Layer in Typhoon, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 46, No. 3, pp. 153-159.