

地球温暖化が大阪湾の高潮に 及ぼす影響に関する研究

NUMERICAL STUDY OF GREENHOUSE EFFECTS ON STORM SURGES IN OSAKA BAY, JAPAN

中 辻 啓 二*・村岡浩爾*・栗田秀明**・山根伸之**
Keiji Nakatsuji, Kohji Muraoka, Hideaki Kurita and Nobuyuki Yamane

ABSTRACT: Located in an area where typhoons often pass, Osaka Area has long been subjected to frequent damage from surge disasters. If the emissions of the greenhouse gases, mainly carbon dioxide, stay at current levels in the future, global warming will be significant in the 21st century, causing rising sea levels, climate changes as well as the changes of typhoon in strength and scale. It is clear that rising sea levels and changes of typhoons could directly affect high tides. We therefore conducted numerical experiments with depth-integrated shallow water equations to examine the effects of these changes upon high tide in Osaka Bay.

KEYWORDS ; Greenhouse effect, Storm surge, Osaka bay, Numerical experiment.

1. 緒 言

日本の大都市の多くは太平洋に面しており、河口部の低平地に発達しているため、台風の通過に伴う高潮浸水の危険性を有している。特に、大阪湾の湾奥部に位置し、生駒山麓まで海拔 0 m の低平な沖積平野に発達した大阪は、台風進路に位置しているとともに、高潮によるエネルギーが集中することから、高潮災害を頻繁に被っている。今世紀に大阪湾で 1 m 以上の高潮偏差をもたらした台風は21回を数えており、ここ 60年間ににおいても甚大な高潮災害を三度も受けている。大阪における最大偏差は1934年の室戸台風によるものであり、最高潮位はOP+4.98m、最大偏差は2.92m であった。その後、Table 1 に示すような大規模台風が記録されている。

さらに、1930年代から工業用水への使用を目的とした地下水の過剰な汲み上げにより、地盤沈下が急速に始まった。例えば、1935年から1972年の間に最大2.8mもの地盤沈下が生じ、平均海面よりも低い海拔 0 m地帯の拡大が高潮災害を助長した。大阪湾沿岸部は東京湾に次いで人口・資産等が稠密に集積し、経済活動が活発である。大阪の発展の歴史は高潮や集中豪雨による洪水に対する防御をぬきには語れない。たとえば、1981年には計画偏差3.0m、計画高潮位OP+5.20m とする高潮対策事業が完成した。この事業では、市内河川である安治川、尻無川、木津川にスパン57m の大型アーチ型防潮水門が建設されたほか、200km におよぶ高潮堤防と約 500ヶ所の防潮鉄扉が橋梁の横断箇所に設置され、リターン・ピリオド 150年～500年程度の高潮災害に対する防御が完成したと言えよう。

一方、近年地球環境問題とりわけ地球温暖化に対して強い関心が示されてきた。Intergovernmental Panel of Climate Change(IPCC) を中心に、温暖化の将来予測、影響の予測、対応戦略について精力的な検

*大阪大学工学部土木工学科 Department of Civil Engineering, Osaka University

** (株)建設技術研究所 大阪支社 Osaka Branch, CTI Engineering Co., Ltd.

討が行われた。二酸化炭素をはじめとする温室効果ガスの排出が現状のまま推移すれば、21世紀には温暖化は有意なものとなり、海面上昇や台風の変化などの気候変動が現実化すると予想されている。

海面上昇や台風の変化は高潮に直接的に影響を及ぼすことは容易に想像できる。そこで、大阪湾を対象にして水深方向に積分したNavier-Stokes の運動方程式と連続方程式を用いた数値実験を行い、地球温暖化による海面上昇や台風の変化が高潮に及ぼす影響を具体的に検討する。

Table 1 Record and hydrological data of big surge disasters in Osaka

Typhoon	Muroto	Jane	Muroto 2nd	Isewan*
Date	1934. 09. 21	1950. 09. 03	1961. 09. 16	1959. 09. 26
Atmospheric pressure	954. 4 hpa	970. 0 hpa	937. 3 hpa	958. 5 hpa
Typhoon velocity	60 km/hr	58 km/hr	50 km/hr	75 km/hr
Max. wind velocity	42. 0 m/s	28. 1 m/s	33. 3 m/s	37. 0 m/s
Max. high tide level	OP + 4. 98m	OP + 3. 85m	OP + 4. 12m	OP + 3. 9 m
Anomaly due to surge	2. 92 m	2. 37 m	2. 45 m	3. 55 m
Death & missing toll	1, 888	256	32	5, 200 **
Inundated house	213, 782	165, 497	145, 959	

*) Maximum surge in Japan, observed at Isewan Bay, **) Total number in Japan

2. 海面上昇と台風に対する温暖化の影響

2.1 海面上昇量の推定

大気中の二酸化炭素の濃度は、現在の増加割合からすると、2030年には1950年から1960年の濃度の2倍になると予測されている。地球規模の気温変化はGlobal Circulation Model (GCM)という数値モデルによって予測されている。IPCCではそれらの結果をとりまとめ、最も起こりそうな値として10年で約 0.3℃ (0.2 ~ 0.5℃) の気温上昇を予測している。その結果、2025年には現在と比べて1℃、2100年には3℃上昇する。気温の上昇に伴って海面が上昇することは知られているが、その物理要因として挙げられる素過程の現象の解明が十分ではない。したがって、温暖化のシナリオによっては海面上昇量の推定値も変化する。

IPCC(1990)によれば、2030年には15cm(5 ~ 23cm)、2100年には65cm(30 ~ 110cm)の海面上昇を予測している。高潮災害の観点からみれば、一つは海面上昇は陸面に対する相対的な海面位置の増大である。地下水の過剰汲み上げによる地盤沈下とは逆の変化である。上昇量の絶対値そのものが防災上基本的に重要である。いま一つは、海深の増加による高潮の変化である。後者に関しては数値実験あるいは水理実験で検討する必要がある。

2.2 台風規模と気圧深度の変化

Emanuel(1987)は、海面水温が3℃上昇したならば、台風の気圧深度は30%程度増大し、最大風速は15%程度増加する可能性を示した。また、気象庁の温室効果検討部会(1990)は、実測記録を基に、海面温度が高くなるにつれて台風の中心気圧が低くなり、台風が強くなっていることを報告している。しかしながら、その一方で同部会は、気象研究所の所有するGCMモデルの予測で、温暖化により台風が小さく弱くなったことを報告している。河田・法花(1989)は日本と中国の古文書による解析から、高潮災害は一般的に言って温暖期よりも寒冷期に多く見られることを見いだした。このように、台風の規模や強度が温暖化によって増大するか、減少するかについての議論は二分される。しかし、海面温度の上昇によって台風の発生域が北上し、日本へ上陸する時には台風の強度や規模が現状と比較して大きくなる可能性は十分にある。したがって、台風の巨大化の影響を評価することは工学的に重要である。

3. 数値モデルの概要

3.1 平面二次元浅水流方程式

流体の連続方程式とNavier-Stokes の運動方程式を水深方向に積分し海底と海面での摩擦応力を考慮して得られる基礎方程式は次式で示される。

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{M}{D} \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{N}{D} \frac{\partial M}{\partial y} = f N - g D \frac{\partial (\zeta - \zeta_0)}{\partial x} + \tau_s^{(x)} - \tau_b^{(x)} + \nu \left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} \right) \quad (2)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{M}{D} \frac{\partial N}{\partial x} + \frac{N}{D} \frac{\partial N}{\partial y} = -f M - g D \frac{\partial (\zeta - \zeta_0)}{\partial y} + \tau_s^{(y)} - \tau_b^{(y)} + \nu \left(\frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N}{\partial y^2} \right) \quad (3)$$

ここに、 M 、 N : x 方向、 y 方向の海底から海面までの単位幅流量、 ζ : 平均海面上の水位差、 D : 水深、 ζ_0 : 気圧 P における平均海面 $[=0.991 \times (1013 - p)]$ 、 g : 重力加速度、 f : コリオリ係数、 ν : 渦動粘性係数 $[=0.01 \times (\Delta x)^{4/3}]$ 、 Δx は差分間隔、 τ_s : 海面摩擦力、 τ_b : 海底摩擦力。

$$\tau_s^{(x)} = \rho_a \gamma_s^2 W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2}, \quad \tau_s^{(y)} = \rho_a \gamma_s^2 W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \quad (4)$$

$$\tau_b^{(x)} = \frac{\rho_w \gamma_b^2 M}{D^2} \sqrt{M^2 + N^2} - \beta \tau_s^{(x)}, \quad \tau_b^{(y)} = \frac{\rho_w \gamma_b^2 N}{D^2} \sqrt{M^2 + N^2} - \beta \tau_s^{(y)} \quad (5)$$

ここに、 ρ_a : 空気の密度 (1.205 kg/m^3)、 ρ_w : 海水の密度 ($1,019 \text{ kg/m}^3$)、 γ_s^2 : 海面での摩擦係数 (2.6×10^{-3})、 γ_b^2 : 海底での摩擦係数 (2.6×10^{-3})、 β : $0.25 \sim 0.50$ (0.25 を使用)。

式(2)と式(3)では慣性項や2次の海底摩擦力の非線型項を含んでいる。慣性項には風上差分を採用し、時間軸にはリープ・フロッグ法を用いた。

3.2 気象条件

気圧分布を表す式として Myers(1954)とFujita(1952)が提唱した式がよく用いられるが、実測された気圧分布との比較から本数値実験ではMyers 式を採用した。

$$P(r) = P_c + \Delta P \exp(-r_0/r) \quad (6)$$

ここに、 $P(r)$: 台風中心から距離 r の点の気圧、 P_c : 台風中心の気圧、 $\Delta P = P_c - P_\infty$ 、 P_∞ : は台風の影響のない場所の圧力 ($=1013 \text{ hpa}$)、 r_0 : 台風の規模から決定される台風定数と呼ばれるパラメーターである。

台風内の風は、気圧分布により吹く傾度風と台風の移動により吹く場の風のベクトル和で与えられる。傾風は気圧分布から理論的に導かれ、次式のようになる。

$$V_{gr}(r) = \frac{r f}{2} \left[-1 + \sqrt{1 + \frac{4}{\rho_a f^2 r} \cdot \frac{\partial P}{\partial r}} \right] \quad (7)$$

実際の風は摩擦により風向が中心方向に曲げられ、ある吹き込み角度をもつ。既往の調査では $18^\circ \sim 30^\circ$ とされているが、前もって実施した計算値と実測値との比較から、本数値実験では 30° を用いた。

場の風は、台風の進行にともなって大気の移動を促す。そこで、進行方向に吹く風が台風の全域にわたって存在すると仮定して、中心から 500 km 離れた地点での一般流の値を採用した。

$$V_p(r) = C_1 \cdot V \exp \left(-\frac{\pi}{500} r \right) \quad (8)$$

ここに、 V_p は台風の進行に伴って生じる場の風速、 V は台風の進行速度、 C_1 は定数である。定数の値は台風により異なるが、 $6/7 \sim 4/7$ の範囲である。今までの計算では室戸台風に対しては $6/7$ が採用されている。

3.3 計算領域

計算領域はFig. 1 に示す潮岬以北、ならびに室戸岬以西によって区切られる範囲とし、差分間隔 3 km の広領域(東北174km×東西147km)と差分間隔 1 km の狭領域(63km×60km)とから構成される。

まず、広領域において室戸岬と潮岬を結ぶ南端で水位変化を与えた高潮計算を行った。水位変化は気圧の降下に相当する水位上昇量 $\Delta\zeta$ と風の吹き寄せによる水位上昇量を時々刻々与えるが、後者は一般に $\Delta\zeta$ の α 倍($0.5 < \alpha < 1.5$)で評価される。

大阪湾内での高潮の分布をより精度良く把握するためには、狭領域で計算を行う必要がある。明石海峡の西側と友ヶ島海峡の南側の開放境界で広領域の計算で得られた高潮の水位変動と潮汐変動を同時に与える計算を行った。狭領域での潮汐の計算は高潮計算を実施するときの初期条件を求めると同時に、高潮偏差を算出するための天文潮を計算するものである。開放境界において実測に基づいた半日周潮の大潮時の潮位変化を与えて計算を行い、安定した5潮汐目の水位変化を高潮計算の初期条件として用いた。

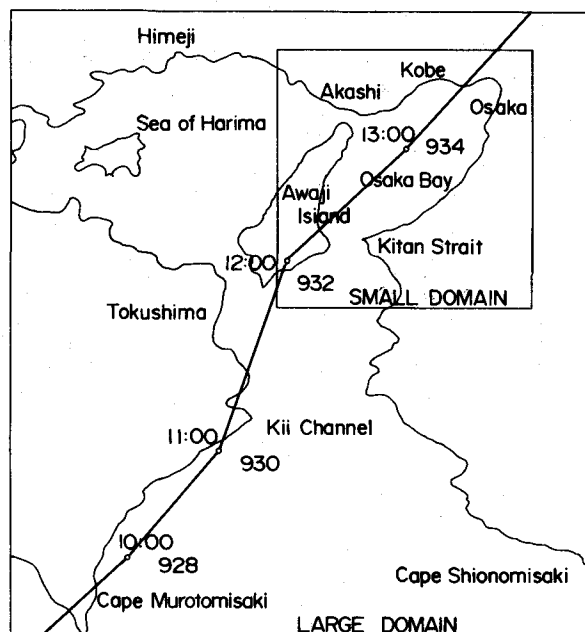


Fig.1 Computation domain and the course and pressure of Typhoon 6118; Muroto 2

4. 数値モデルの検証

Table 1 に示したように、大阪湾の湾奥に位置する大阪や神戸に高潮災害をもたらした著名な台風は室戸、ジェーンと第二室戸台風である。そのなかで第二室戸台風は高潮偏差も大きく、三つの中で最も新しい台風であることから実測値の信頼度が高い。以上のことから第二室戸台風をモデル台風として採用した。すなわち、台風の位置、中心気圧 P_c 、移動速度、ならびに1000hpaの等気圧線の半径から求めた台風半径 r_0 を観測結果に基づいて時々刻々与えて計算した。離散化時間は広領域、狭領域ともに10秒である。

第二室戸台風の進路と中心気圧はFig. 1 に示した。1961年9月16日9時30分頃に室戸岬を通過した第二室戸台風($P_c=925$ hpa)は10時に淡路島南端を通過し($P_c=932$ hpa)、大阪湾の長軸を進み、大阪に13時頃に再上陸した。そのときの P_c は935hpaであった。上陸後は進行速度が速くなるとともに、中心気圧も急速に増大した。

4.1 第二室戸台風時の気圧と風の検証

まず、外力としての気圧場と風の再現性を検討する必要がある。それは式(6)中の ΔP 、 r_0 ならびに傾度風の吹き込み角度 θ を実測データと比較していかに決めるかである。一般に、台風中心気圧 P_c は天気図より読み取る。 ΔP 、 r_0 は各気象観測所と台風の中心との距離 r とその気圧 P を読み取り、Myersの式(6)に代入して最小自乗法によって決定される。 ΔP 、 r_0 ならびに θ を種々変化させて感度解析を行った結果の一例をFig. 2 に示す。同図は大阪と洲本における気圧と風速・風向の実測値と計算値との比較を示す。気圧に関する一致度は良好であるが、風場に関してはあまり良くない。特に、大阪においては計算値が実測値を上回る傾向にある。これは、計算値が海上風であるのに対して、都市部の大阪の実測値は陸域の地形やビル等の影響を受けて勢力の衰えた風を観測していることに原因している。洲本において実測した風と計算した風とが比較的良く合うのは洲本が陸上の地形の影響をあまり受けないからであろう。風の吹き込み角 θ を18度、25度、30度と変えて計算した。 θ の違いによる差異は小さいが、 θ が大きいほど最大風速が大きくなる傾向があることが分かる。実測値との比較から判断して、 $\theta=30^\circ$ を採用するのが妥当であることが判明した。

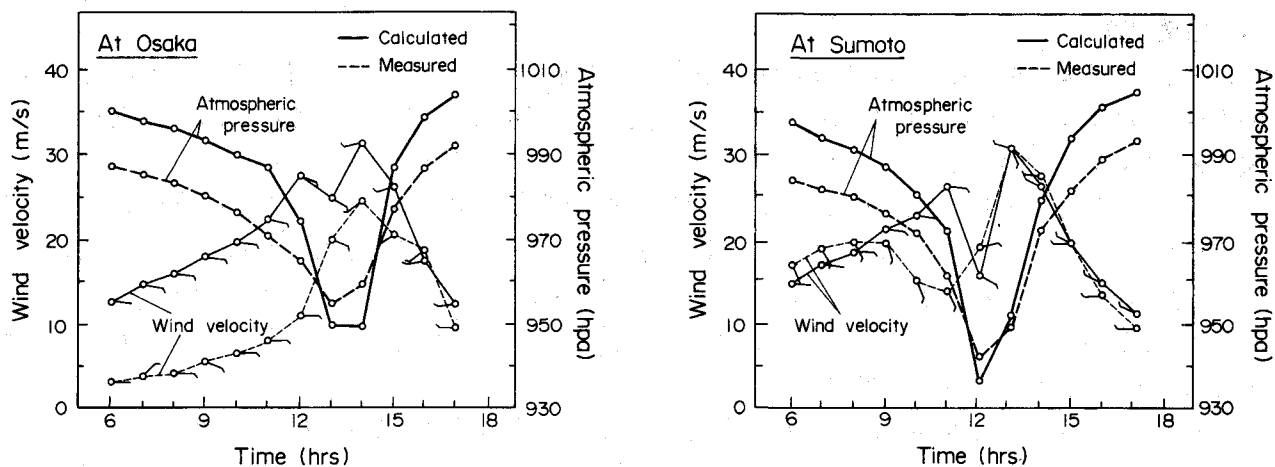


Fig. 2 Comparison of measured and calculated atmosphere pressure and wind fields

4.2 第二室戸台風時の高潮偏差の検証

高潮計算において検討すべき未知定数は海底面での摩擦応力式(5)中の β の値と、開放境界における風の吹き寄せによる水位上昇量に係わる α の値の決定である。両者は多分に対象海域の地形特性に依存することから、従来大阪湾の高潮計算で用いられている $\beta=0.25$ 、 $\alpha=1.0$ を目安に感度解析を行った。Fig. 3 は大阪と洲本で実測した高潮偏差の時間変化と数値実験結果の比較を示す。図中の実線と一点鎖線はそれぞれ α の値として1.0と0.0を用いた計算結果を示している。 α の影響は高潮の初期段階からピーク値を示す14時までの範囲で顕著に現れており、平均して約40cmの違いをもたらす。実測値との比較から言えば、 $\alpha=1.0$ として計算された高潮偏差は14時のピーク値ならびに5時頃から現れるfore runnerの特性も実測結果と良好に一致していることが分かる。つまり、広領域の南端境界で風の吹き寄せによる水位上昇量を気圧の降下による水位上昇量と同程度に評価する必要性を示唆している。

次に、風の影響を無視して気圧降下のみで計算した結果を破線で示す。洲本においては風の影響は殆ど認められないが、大阪においてはピーク値が75cmも降下する結果をもたらしている。風の吹き寄せの効果が大阪港では重要であることが分かる。一方、 β の値の影響は0.25~0.50の範囲ではほんの僅かしか認められなかった。以上のことから、 $\alpha=1.0$ 、 $\beta=0.25$ が適切であることが確認できた。実測結果と数値実験結果との大きな違いは、数値実験では台風の通過後にresurgenceが生じることである。大阪では17時に-50cm、洲本では17時25分頃に-40cmの水面降下が認められる。

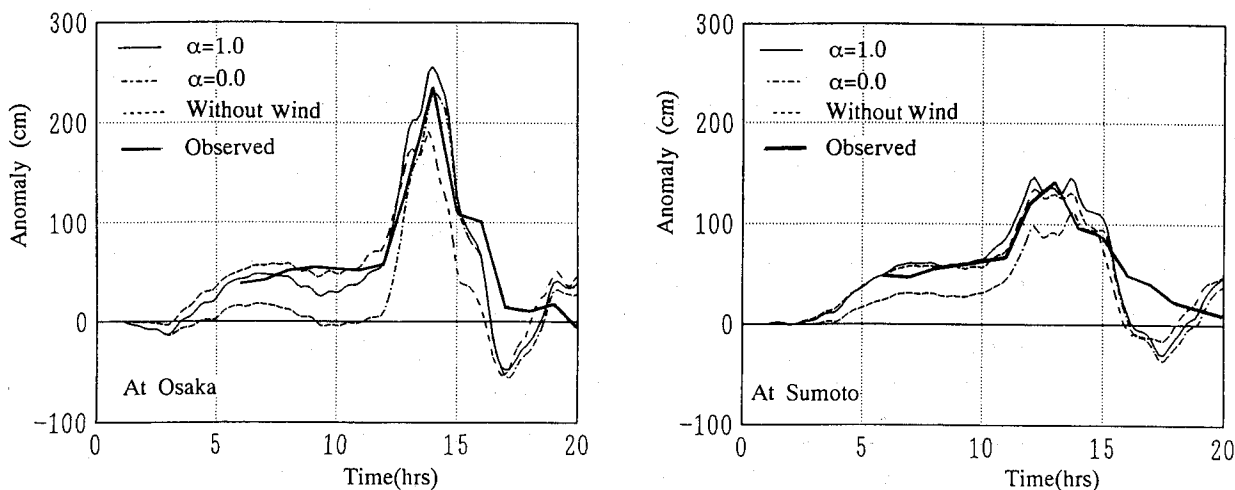


Fig. 3 Comparison of computed and observed anomaly of Typhoon 6118; Muroto 2

5. 数値実験

前記 2. の考察で述べた、2100年の予報値に基づいて30cm、65cm、110cm の海面上昇 $\Delta\zeta_{GH}$ があり、第二室戸台風の中心気圧差 ΔP_c と規模 r_o が 5%、10%増大すると仮定して数値実験を実施して、地球温暖化の高潮災害への影響を検討した。

Fig. 4 は ΔP_c と r_o を変えた場合の大阪ならびに洲本での高潮偏差の時間変化を示す。大阪では、 ΔP_c が 5%、10%と増大するにつれて、大阪における高潮偏差の最大値は23cm、28cmと増大する。しかし、 r_o を変えても、高潮偏差はほとんど変化が生じない。この傾向は洲本においても同様である。Myers の式(6)から類推すれば、 ΔP_c が大きいほど風は強く、 r_o はその値が大きくなると中心付近の風速を弱め、遠い所の風速を強めることから、Fig. 4 の傾向は理解できる。

つぎに、海面上昇量 $\Delta\zeta_{GH}$ を変えた数値実験をした結果、海面上昇による高潮偏差への影響はピーク値で僅か-2~-6cm程度しか認められなかった。しかも、上昇量が多いほど、ピーク値の減少はわずかながら大きくなる傾向にある。これらの結果をまとめてTable 2 に示す。表中の値は高潮偏差を現水面で第 2 室戸台風で得た大阪でのピーク値 252cmからの偏差値を示している。つまり、それは気圧深度と風速の増大による高潮ピーク値の増加分を示す。したがって、海面上昇量が110cm で、 ΔP_c が10%増大した時の計算結果+21cmときの最高潮位は $OP+220cm+110cm+252cm+21cm=OP+603cm$ となり、現在の大阪の計画高潮位 $OP+520cm$ を上回る結果となる。Fig. 5 は大阪湾の湾奥がピーク値に近くなった時の、海面上昇量 $\Delta\zeta_{GH}=0cm$ で現況台風の計算結果と、 $\Delta\zeta_{GH}=65cm$ で ΔP_c が 5%増大した時の計算結果による大阪湾内の高潮の分布を示している。

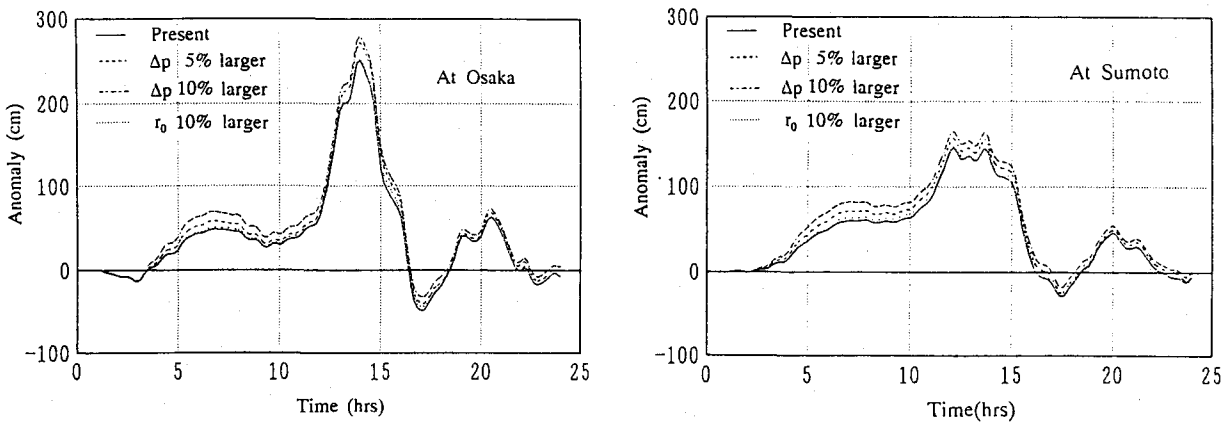


Fig. 4 Greenhouse effects on anomaly due to storm surge in Osaka

Table 2 The predicted maximum anomaly in Osaka due to greenhouse effects

Change in Typhoon	Rise in Sea Level (cm)			
	0	30	65	110
Typhoon 6118	0	- 2	- 4	- 6
0.1• ΔP_c increase	+28	+26	+24	+21
0.1• r_o larger	+ 2	0	- 1	- 4

* These values indicate the deviations from the maximum value of 252cm in Osaka obtained during Typhoon 6118.

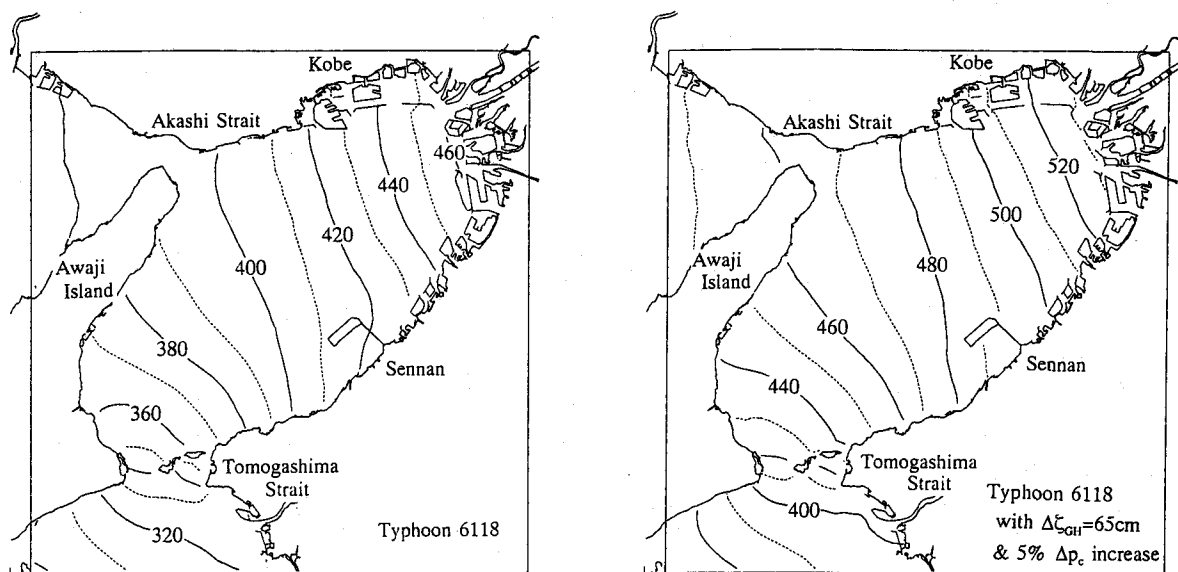


Fig.5 Greenhouse effects on distributions of high tides when rise sea level almost becomes maximum at the innermost part of Osaka Bay.

6. 結 論

本論文は、高潮災害を頻繁に受けてきた大阪湾を対象にして、地球温暖化による海面上昇や台風の巨大化の影響をNavier-Stokes の運動方程式を水深方向に積分した浅水方程式を用いた数値実験から検討した。台風の巨大化の可能性についてはまだ定説はないが、台風が今よりも北の緯度で発生し易くなる可能性があることにより判断している。高潮偏差の増加分をTable 2 にまとめた。台風の巨大化による増加分は予想以上に大きいことが判明した。

謝辞：本研究の遂行に際し平成3・4年度文部省科学研究費補助金一般研究C（研究代表者：村岡浩爾大阪大学教授）ならびに三菱財団からの補助を受けた。ここに記して感謝の意を表します。

〔参 考 文 献〕

- 1) Emanuel, K. A. : The Response of Hurricane Intensity on Climate, Nature, Vol.326, 1987.
- 2) Fujita, T. : Pressure Distribution of Typhoon, Geophys. Mag, Vol.23, 1952.
- 3) IPCC : Climate Change, The IPCC Response Strategies, Island Press, 1990.
- 4) 河田恵昭, 法花真治 : わが国と中国における自然災害の発生頻度特性, 京都大学防災研究所年報, 第32号, B-2, 1989.
- 5) Myers, V. : Characteristic of U.S. Hurricane Pertinent to Levee Design for Lake Okeechobee Fla., Hydrometeorol Rep. No.32, Weather Bureau US Dept. Commerce, 1954.