

港湾空港技術研究所 資料

TECHNICAL NOTE

OF

THE PORT AND AIRPORT RESEARCH INSTITUTE

No. 1122

June 2006

確率台風モデルの構築とそれを用いた
高潮の出現確率分布の試算

河 合 弘 泰
橋 本 典 明

独立行政法人 港湾空港技術研究所

Independent Administrative Institution,
Port and Airport Research Institute, Japan

目 次

要 旨	3
1. まえがき	4
2. 現行の設計潮位とその確率的評価の必要性	4
3. 確率台風モデルの構築	6
3.1 確率台風モデルの概念	6
3.2 既往台風データの整理	7
3.3 初期値と時間発展モデル	7
3.4 台風諸元の再現性とモデルの改良	9
3.5 気圧と風速の出現特性	12
4. 高潮偏差と潮位の出現確率分布の推定	12
4.1 台風の抽出	12
4.2 高潮偏差の出現特性	13
4.3 潮位の出現特性	16
5. 地球温暖化による影響	18
5.1 過去半世紀における台風特性の変化	18
5.2 地球温暖化のシナリオ	20
5.3 地球温暖化による高潮の出現特性の変化	23
6. 今後の課題	25
7. 結論	26
8. あとがき	26
謝辞	26
参考文献	26

Evaluation of Occurrence Probability Distribution of Extreme Storm Surges Using Stochastic Typhoon Model

Hiroyasu KAWAI*

Noriaki HASHIMOTO**

Synopsis

Typhoon parameters and their time variations were analyzed around Japanese Islands in these five decades. Their occurrence probabilities and auto-regression models were introduced into a stochastic typhoon model for simulating typhoon parameters during a long period by using the Monte Carlo Method. The plane distribution of typhoon parameters simulated by the stochastic typhoon model was similar to that of the actual typhoons. The stochastic typhoon model can show the occurrence probability distribution of pressure depression and wind speed in Japanese major three bays as well as that of storm surge in Seto Inland Sea, in present and future possible climates. This paper also includes the following results.

- (1) The present design tidal level for storm surge defense facilities in Japanese three major bays includes the storm surge by the design typhoon similar to Isewan Typhoon (Typhoon Vera) in 1959. Among these three bays, Ise Bay and Osaka Bay have larger typhoon depression and wind speed for a certain return period than Tokyo Bay.
- (2) The stochastic typhoon model gave typhoons generating higher storm surge in Seto Inland Sea than Isewan Typhoon.
- (3) If global warming moved the plane distribution of the time variation of typhoon parameters, high storm surges may appear in Seto Inland Sea more frequently.

Key Words: stochastic typhoon model, storm surge, design tidal level, return period

* Head, Marine Hydrodynamics and Storm Surge Division, Marine Environment and Engineering Department

** Professor, Faculty of Engineering, Kyushu University (former Head, Marine Hydrodynamics and Storm Surge Division)
3-1-1 Nagase, Yokosuka, 239-0826 Japan

Phone : +81-46-8445049 Fax : +81-46-8441274 e-mail: kawai@pari.go.jp

確率台風モデルの構築と それを用いた高潮の出現確率分布の試算

河合 弘泰*・橋本 典明**

要 旨

過去半世紀に日本列島周辺に来襲した台風の属性値（位置，中心気圧など）の出現確率分布や自己回帰式を求め，これらに基づいて台風属性値をモンテカルロ・シミュレーションで与える確率台風モデルを構築した．この確率台風モデルの再現性を確認するために，台風の通過頻度や平均中心気圧の平面分布を求め，実際の台風によるものと概ね一致することを確認した．

次に，この確率台風モデルで発生させた台風を用いて，三大湾における台風時の気圧降下量や風速の出現特性と瀬戸内海における高潮の出現特性を調べた．さらに，気象庁の地球温暖化予測計算の結果を参考に，台風属性値の時間変化量の平均場が移動すると仮定し，同様な検討を行った．その結果，以下のことが明らかになった．

- ① 三大湾では高潮対策施設の設計潮位に伊勢湾台風級のモデル台風による高潮を考慮しているが，東京湾より伊勢湾や大阪湾で中心気圧の低く風速の速い台風に遭遇しやすい．
- ② 確率台風モデルによって発生させた台風の中には，瀬戸内海に伊勢湾台風級のモデル台風による高潮を超える高潮を発生させるものもあった．
- ③ 地球温暖化によって台風属性値の時間変化量の平均場が北へ移動したとすると，瀬戸内海では現在よりも大きな高潮偏差が発生しやすくなると考えられる．

最後に，より精度良く高潮の出現確率分布を推定するために必要な，今後の課題についても整理した．

キーワード： 確率台風モデル，高潮，設計潮位，再現年数

* 海洋・水工部海洋水理・高潮研究室長

** 九州大学大学院教授（前 海洋・水工部海洋水理・高潮研究室長）

〒239-0826 横須賀市長瀬3-1-1 独立行政法人港湾空港技術研究所

電話：046-844-5049 Fax：046-844-1274 e-mail: kawai@pari.go.jp

1. まえがき

東京湾、伊勢湾、瀬戸内海、有明海、八代海など顕著な高潮が発生する内湾では一般に、①伊勢湾台風級の台風で生じる高潮を考慮した潮位、あるいは、②既往最高の潮位、を高潮対策施設の設計潮位としてきた。前者①は、1959年の伊勢湾台風による未曾有の高潮災害などを契機に、それ以前に大災害をもたらした台風（1917年の大正6年台風、伊勢湾台風、1934年の室戸台風など）に関する知見をもとにモデル台風を設定し、その台風による高潮を数値計算モデルで推算した結果に基づいて、設定されたものである。このような設計潮位の発生確率が非常に低いものであることは容易に想像できる。

ところが、伊勢湾台風からちょうど40年後の1999年に台風18号は、八代海や瀬戸内海西部に、大潮の満潮の時間帯に顕著な高潮・高波を発生させ、全国的にも伊勢湾台風以来の大規模な海岸災害を引き起こした（河合ら、2000；高橋ら、2000）。このときに発生した潮位は1960年代に設定した設計潮位を超えるところもあった。また、2004年の台風16号でも、瀬戸内海中部で既往最高潮位が更新された。これらのことが示すように、設計潮位を超える潮位の発生は、小さな確率ではあるが、現実により得ることである。したがって、設計潮位を超える確率がどれくらいであり、また、設計潮位を超える潮位が発生したときに高潮対策施設がどのように破壊するのか、という点を検討しておく必要がある。2005年のハリケーン・カトリーナによる米国メキシコ湾沿岸の高潮災害を受けて国土交通省が設置した、ゼロメートル地帯の高潮対策検討会(2006)の提言においても、設計外力としての高潮の発生確率評価に関する調査研究の重要性が指摘されている。

しかしながら、潮位観測によって50年程度の検潮記録が蓄積されていたとしても、そこから数百年あるいはそれ以上の再現年数を正確に推定することは不可能に近い。また、このまま検潮記録が蓄積されるのを待っていても、すぐにこの問題が自然に解決されるものではない。

このような問題を解決する一つの方法として、確率台風モデルがある。確率台風モデルとは、過去の台風の出現確率分布と同じ分布を満たすように、様々な台風をモンテカルロ・シミュレーションによって模擬的に発生させるものである。このモデルによって数百年またはそれ以上の長期間の台風を発生させ、それぞれの台風に対する高潮を計算することで、検潮記録に代わる長期の潮位データを作成することができる。

ところで、気候変動に関する政府間パネル IPCC の第三次評価報告書(2001)によると、地球の平均地上気温は1990年から2100年までの間に1.4～5.8℃上昇すると予測されている。それに伴って、台風の出現特性も変化し、さらに高潮の出現特性まで変化することが危惧されている。高潮対策施設の将来における被災確率を議論するためには、過去の台風特性の推移はもちろんのこと、地球温暖化研究の最新の知見に基づいた将来の台風特性の変化にも目を向ける必要がある。

以上のことを踏まえ、本研究ではまず、現行の設計潮位の定め方とその課題について整理した（第2章）。そして、過去半世紀間の台風特性に基づいた確率台風モデルを構築し、三大湾における台風時の気圧降下量や風速の出現特性を調べた（第3章）。また、瀬戸内海を例に高潮を計算し、高潮偏差や潮位（＝天文潮位＋高潮偏差）の極値分布を試算した（第4章）。さらに、気象庁の地球温暖化予測計算の結果をもとに、台風の出現特性の変化を仮定し、それによる高潮の出現特性の変化も調べた（第5章）。最後に、現行の設計潮位をより精度良く確率的に評価するために必要な、今後の技術的な課題についても整理した（第6章）。

2. 現行の設計潮位とその確率的評価の必要性

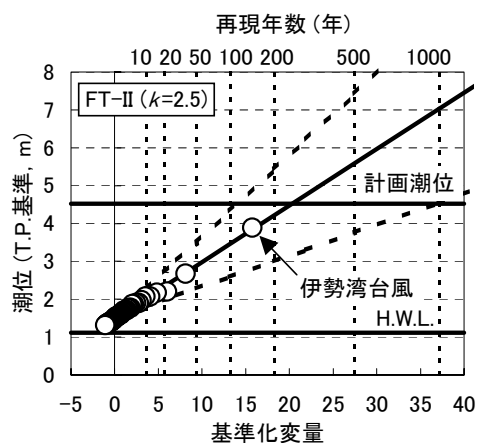
港湾・海岸施設の設計では、一般に朔望平均干潮位から朔望平均満潮位の間で施設の安定性に対して最も不利になる潮位を設計潮位にしている。例えば、防波堤ケーソンの安定性や護岸の越波量に対しては、朔望平均満潮位を設計潮位にしている。ただし、高潮の顕著な内湾では高潮対策施設に対して、朔望平均満潮位よりも高い、以下の何れかの潮位に基づいた設計潮位を設定している（運輸省港湾局、1999）。

- ① 既往最高潮位。
- ② 朔望平均満潮位に、既往最大の高潮偏差またはモデル台風に対して推算した高潮偏差を、加えたものの。
- ③ 適切に設定された再現年数を持つ潮位。
- ④ 高潮を含む潮位の出現確率分布、それぞれの潮位に対する施設や後背地の被害額、施設の初期建設費を考慮して、経済的なもの。

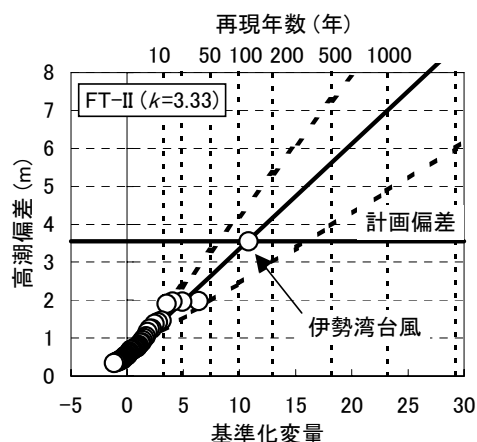
これらのうち①の方法は、岡山県や香川県の瀬戸内海沿岸などで採用されている。瀬戸内海や九州の西岸では天文潮差が3～6mと大きいため、検潮期間が短い場合には、干潮時に発生した顕著な高潮偏差が満潮時にも発生する可能性を見落としやすい。

②の方法は、東京湾、伊勢湾、大阪湾、広島湾、周防灘、八代海などで採用されている。ただし、(通年の)朔望平均満潮位の代わりに、台風期平均満潮位(大潮も小潮も含む満潮位の平均)や台風期朔望平均満潮位を採用している海域もある。また、高潮偏差には、その海域に大きな災害をもたらした台風(例えば、東京湾では1917年の大正6年台風)のコースを伊勢湾台風級の勢力を持つ台風が通過した場合を想定した海域が多い。この方法では、モデル台風と全く同じ台風の発生確率を評価できないこと、高潮偏差が台風の勢力だけでなくコースにも大きく依存することなどが、想定する高潮偏差の確率的な意味合いを分かりにくくしている。さらに、この高潮偏差に朔望平均満潮位という小さな出現確率の天文潮位を重ねており、合成した潮位の再現年数はさらに分かりにくくなっている。

③の方法は、長期間にわたって検潮記録のあるところ



(a) 潮位の極値分布 (高橋ら, 2000)



(b) 高潮偏差の極値分布 (高橋ら, 2003)

図-2.1 名古屋における潮位と高潮偏差の極値分布

に限られるため、実際にこの方法を導入しているところは少ない。

④の方法は、概念としては存在しても、未だ実用的な段階に至っているとはいえない。その技術的な原因は、潮位の出現確率分布を正確に推定することが難しく、ある設計を超える潮位が生じたときに施設がどのような壊れ方をしてどれだけ変形するかを正確に推定する技術も確立されていないことにある。

図-2.1は、日本でも検潮記録が比較的長期間蓄積されている地点の一つである名古屋を例に、検潮記録から潮位(=天文潮位+高潮偏差)と高潮偏差の極値分布を求めた結果である。潮位については1949年~1999年の51年間、高潮偏差については1950~1999年の50年間の年最大値を用いた。これらの図から、名古屋における現行の設計潮位の再現年数は250年程度、その設計潮位を設定するのに用いられた伊勢湾台風による高潮偏差の再現年数は120年程度であることが分かる。しかしながら、図の波線が推定誤差の標準偏差の幅を示しているように、50年間程度の検潮記録からその倍の100年以上の長い再現期間を正確に求めることは難しい。なお、これらの図において、伊勢湾台風による値が再現年数で100年以上のところにプロットされているが、これは極値統計解析に用いるプロットイング・ポジション公式によるものである。

ところで、現行の設計は、1つの設計潮位に対して十分な安全性があるか(例えば、防波堤ケーソンが滑動しない、護岸越波量が許容値以下である)を照査するものである。そのため、

- ① 設計潮位よりも低い潮位では、損傷したとしても許容できる程度であろうが、具体的にどんな損傷を生じるのか。
- ② 設計潮位よりも高い潮位では、安全性が確保できなくなるだろうが、その施設がどのように壊れ、後背地にどのくらいの被害を与える可能性があるのか。

という評価まではしていない。

このような詳細な評価まで行う設計体系として性能設計がある。この設計では、図-2.2に示すような性能マトリックスを用いて、複数の段階の外力に対する施設の被害を照査し、施設の性能を明示する。表-2.1は、高潮対策施設に対する外力の設定例の一つである。この例では、伊勢湾台風級の台風による高潮で生じる潮位、すなわち現行の設計潮位をレベルⅡに位置づけている。また、伊勢湾台風より少し弱い台風による潮位をレベルⅠ、逆に考える極限の台風によるものをレベルⅢとしている。

性能レベル		施設の性能	
設計レベル	(外カレレベル)	小	大
		← (被害の程度) →	
I		非常に重要	重要
II			
III			

図-2.2 性能マトリックス (高橋ら, 2003)

表-2.1 性能設計における設計潮位の設定例 (高橋ら, 2003)

レベル	再現年数 (年)	対応する高潮偏差と天文潮位
I	30~100	比較的発生頻度の高いクラスの台風による潮位偏差と台風期の平均満潮位
II	100~1,000	既往最大級の台風による潮位偏差と通年の朔望平均満潮位
III	500~10,000	考えられる極限の台風による潮位偏差と台風期の朔望平均満潮位

ただし、この極限の台風は、高潮の再現年数から単純に決められるものではなく、台風という物理現象の面からも妥当性の検証が必要であることは、言うまでもない。

以上のことから、高潮対策施設の性能をより詳細に照査するためにも、現行の設計潮位の再現年数や、さらに長い再現年数に対する高潮偏差や潮位の出現特性を明らかにする必要がある。この検討を既存の検潮記録によって行うことは困難であり、別の手法を導入する必要がある。そこで本研究では、新たな方法の一つとして、次章で記す確率台風モデルを構築した。

3. 確率台風モデルの構築

3.1 確率台風モデルの概念

確率台風モデルとは、過去の台風の属性値（位置、中心気圧、最大風速半径などのパラメタ）やその時間変化量を統計解析して得られた出現確率分布や自己回帰式に基づいて、任意の期間中に発生する台風の属性値を、モンテカルロ・シミュレーションの手法を用いて模擬的に与えるものである。その概念図を図-3.1に示す。

ただし、確率台風モデルで与えられる個々の台風は、あくまでモンテカルロ・シミュレーションによって模擬的に与えられたものであり、実在するものではない。すなわち、過去に発生した台風のどれか一つと同じという

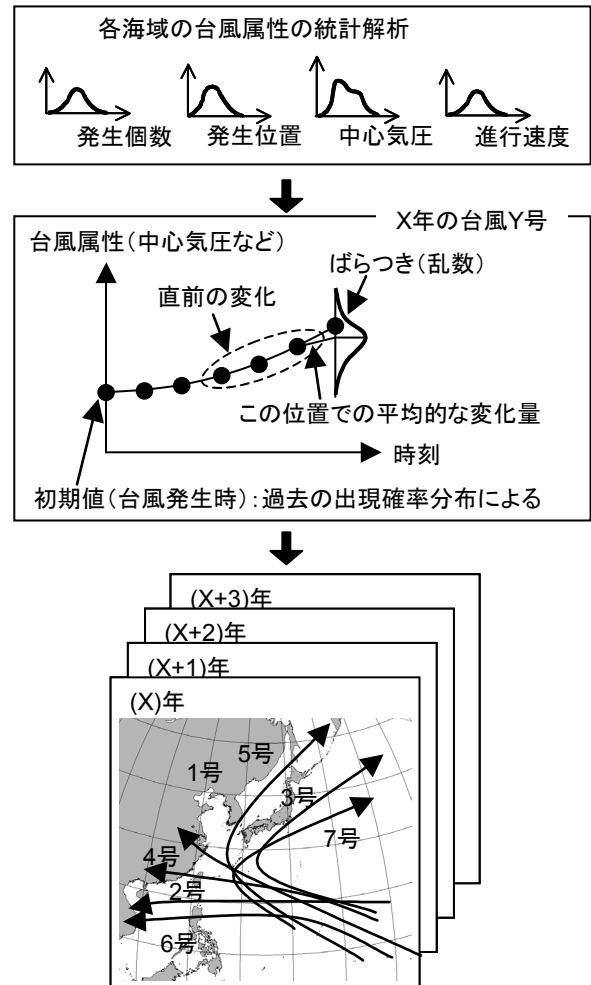


図-3.1 確率台風モデルの概念

ことはあり得ない。しかしながら、確率台風モデルによって無限の期間の台風を与えたときに、その属性値の統計量は過去の台風と一致するように制御されている。このことを統計学的にもう少し説明するならば、まず、台風のコースや強さなどには無限のパターンがあり、このパターン集（母集団）は神のみぞ知るものであると考える。過去半世紀間に実際に発生した台風は、この母集団から神によってランダムに抽出されたサンプルである。ところが、半世紀間など限られた期間の台風だけでは、母集団に含まれる無限の台風を知り尽くすことができない。ただし、過去の台風の属性値やその時間変化量を統計的に解析することで、母集団に含まれる無数の台風の出現確率分布に近いものを得ることができる。その確率分布に基づいてモンテカルロ・シミュレーションの手法で台風を擬似的に発生させれば、母集団に含まれる台風と同じようなものが得られる、と考えるのである。

このような操作によって、過去と同様な台風の発生頻

度や勢力の出現確率分布を保ちながら、過去には選ばれなかったコースや勢力を持つ台風も与えることができる。すなわち、ある海域に接近する台風を考えたときに、たまたま過去半世紀間には顕著な高潮を発生させる台風が現れなかったが、確率台風モデルで多くの台風を与えることで、その海域にとって最悪のコースの台風や過去にはなかった勢力の強い台風が現れることもある。

このような確率台風モデルは、既に端野・桑田(1987)や山口ら(1995)などによって構築されており、確率台風モデルで与えた台風の高潮や波浪を推算して、供用年数間における防波堤の期待滑動量や護岸越波量の確率分布を推定する研究もなされている(花山ら, 2002; 加藤ら, 2003)。さらに、風水害に対する保険料算定の実務にも導入されつつある。これらの研究に対し本研究では、台風の属性値の時間発展に2次元の自己回帰モデルを導入した高精度な確率台風モデルを構築するとともに、地球温暖化のシナリオを仮定した場合の台風特性も検討した。

3.2 既往台風データの整理

気象庁では、1951年頃以降に発生した全ての台風に対してベストトラック解析(台風の位置や中心気圧の事後解析)を行っており、また詳細な天気図も作成している。

そこで本研究ではまず、1951～2000年の50年間に北緯23～39°、東経120～150°の領域内で発生または通過し、最大風速が17.2m/s(34kt)以上に発達した台風(熱帯低気圧の段階も含む)656個を検索した。図-3.2にこれらの台風のコースを示す。気象庁のベストトラック解析は6時間間隔を基本としているが、台風が日本列島に接近していた時間帯は1～3時間間隔である。そこで、この解析値を内挿して1時間間隔の中心位置(緯度、経度)と中心気圧のデータを作成した。台風の中心位置は加速度が一定となるように内挿し、中心気圧は時間変化が一

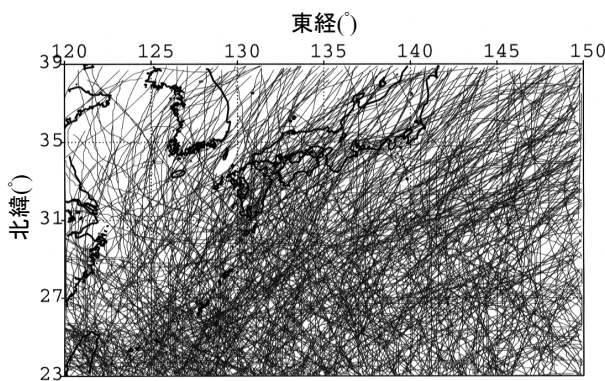


図-3.2 抽出した台風のコース

定となるように内挿した。

次に、これらのデータをもとに、①中心気圧、②移動速度、③移動方向の3種類の台風属性値について、その絶対量と時間変化量を、①6～7月、②8月、③9月、④10月、⑤冬季(11～5月)の5つの季節に分けて整理した。これら5つの季節は、日本列島付近における台風の発生位置やコースの特性の違いを考慮して設定したものである。ただし、解析の対象範囲には台風の来襲頻度の低い領域もあるため、属性値の絶対量と時間変化量の空間平均場を求めるにあたっては、スプライン法による平滑化は用いず、緯度2°×経度3°の格子に区切って、その格子内の平均値を用いた。また、台風の移動速度が遅くほとんど停滞した状態では、台風が円を描くように迷走することもあるため、5km/hを下限値として定め、これより速度が遅いときのデータは除外した。

3.3 初期値と時間発展モデル

確率台風モデルでは、図-3.1で示したように、個々の台風の初期値と時間発展を与える必要がある。本研究ではこれらを以下のように与えた。

(1) 初期値の設定

各年の台風の発生個数は、既往の確率台風モデルと同様に、ポアソン分布

$$f(x) = \frac{e^{-\lambda} \lambda^x}{x!} \quad (3.1)$$

にしたがうものとした。ここに、 x はある年の発生個数、 $f(x)$ は発生個数が x 個である確率、 λ は過去の発生個数の平均値である。本研究では、この分布を5つの季節ごとに与えた。

それぞれの台風の初期位置(緯度、経度)は、過去の台風の累積度数分布に従う乱数によって与えた。中心気圧、移動速度、移動方向の初期値は、初期位置における空間平均場 $\bar{T}$ と偏差 ε の和として与え、その偏差は過去の累積度数分布にしたがう乱数によって与えた。なお、過去の台風ではこれら中心気圧、移動速度、移動方向の偏差に相関性が認められなかったので、確率台風モデルの初期値でもこれらの偏差を独立に与えた。

ただし、これらの属性値の初期値が平均値から大幅にずれていると、属性値のその後の時間発展を計算したときに、現実には起こり得ないような値になることがある。このような現象は、確率台風モデルが属性値の時間発展を、属性値の初期値には関係なく、台風の位置における属性値の時間変化量の確率分布に基づいて計算するために生じるものである。例えば、中心気圧が890hPaの台

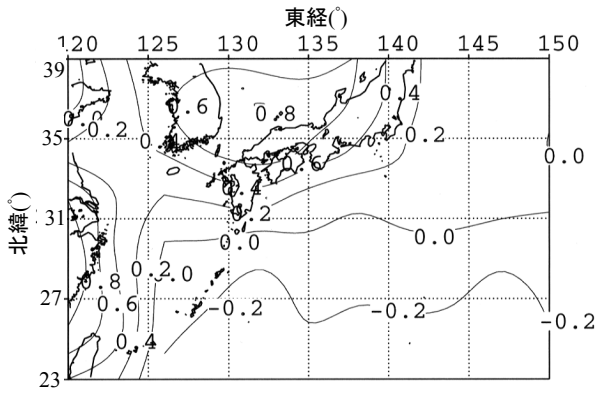


図-3.3 9月における中心気圧の時間変化量の平均場

風が初期値として与えられたときに、現実の台風であれば、台風の勢力が非常に強いことによってそれ以上の発達を妨げようとする物理現象が生じるため、中心気圧がさらに低下することは少ない。ところが、弱い台風から比較的強い台風までが発達傾向にある領域において、確率台風モデルはこの台風の中心気圧をさらに下げってしまう。図-3.3は中心気圧の時間変化量の平均場の例であり、太平洋の北緯30°より南では平均場が負値になっている。確率台風モデルにおけるこのような不自然な台風の発達を防ぐために、属性値の初期値は平均値から標準偏差内の値に制限した。ただし、時間発展の計算では制限を設けていない。

(2) 時間発展モデル

ある時刻 i における属性値 T_i は、1時間前 $i-1$ における属性値 T_{i-1} をもとに次式で与えた。

$$T_i = T_{i-1} + \Delta T_i \quad (3.2)$$

ここに、 ΔT_i は属性値の時間変化量であり、平均場と偏差の和

$$\Delta T_i = \Delta S(x_i, y_i) + Z_i \quad (3.3)$$

である。ここに、 $\Delta S(x_i, y_i)$ は台風の中心位置 (x_i, y_i) における属性値の時間変化量の空間平均場であり、 Z_i は偏差である。この偏差 Z_i には、次式に示す自己相関モデル Auto-Regression Model (以下では「AR モデル」と記す) を適用した。

$$Z_i = \sum_{m=1}^n A_m Z_{i-m} + \nu_i \quad (3.4)$$

ここに、 n は自己回帰係数の次数 (AR 次数)、 A_m は自己回帰係数 (AR 係数)、 ν_i は正規分布に従うランダム成分である。過去の台風の属性値を回帰分析して $\Delta S(x_i, y_i)$ 、 A_m 、 ν_i を求めておけば、式(3.2)～(3.4)によって属性値の時間発展を与えることができる。本研究では、 A_m と ν_i を

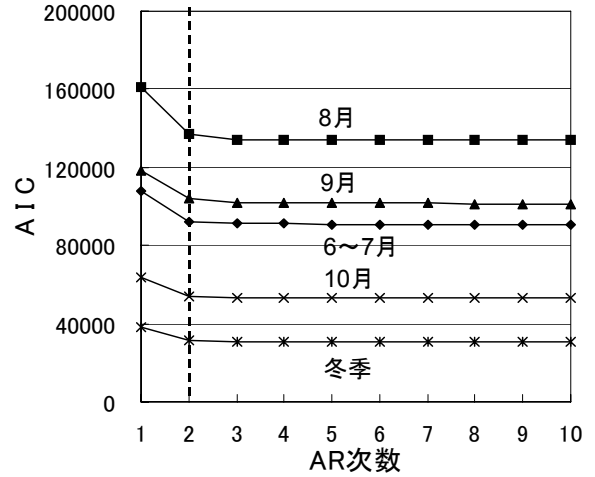


図-3.4 AR 次数と AIC の関係

ハウスホルダー変換に基づく最小自乗法によって、季節ごとに推定した。なお、もし式(3.3)の Z_i を AR モデルではなくランダム成分にすると、台風の発達が急に止まったりを繰り返す、同じ位置で同じような発達しかできなくなる。現実の台風では発達し始めるとしばらくその発達を続ける傾向があり、確率台風モデルにおいてもこのような過去の履歴を考慮する必要がある。

(3) AR変数とAR次数

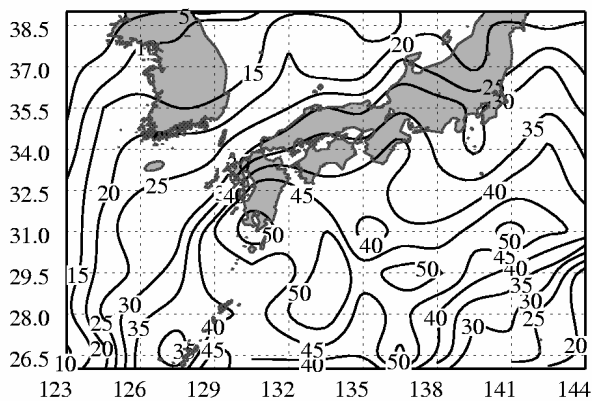
このような AR モデルを導入した確率台風モデルは端野・桑田(1987)や山口ら(1995)によって構築されているが、AR モデルの最適次数の詳細な検討まではしていない。そこで本研究では、適切な AR 次数を設定するために、赤池の情報量基準 AIC (Akaike's Information Criteria),

$$AIC = N(\ln 2\pi + 1) + N \ln \frac{S_E}{N} + 2(n+2) \quad (3.5)$$

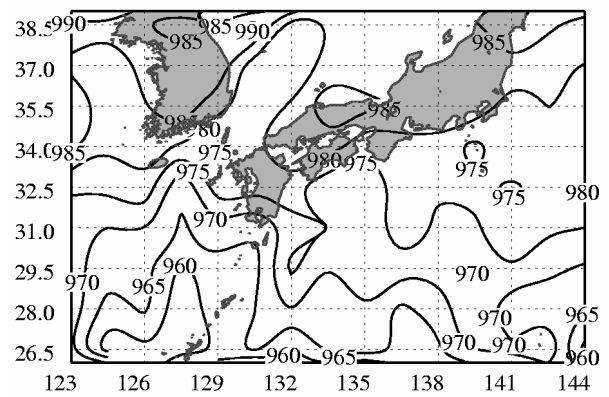
$$S_E = \sum_{p=1}^N (Z_p - \bar{Z}_p)^2 \quad (3.6)$$

を計算した。ここに、 N は AR 係数の回帰計算に用いたサンプルの個数、 p はサンプルの番号 ($1 \sim N$)、 S_E は残差平方和である。AIC は回帰式のあてはめの誤差と説明変数の数を考慮して、適切な説明変数の数を判定するための指標の一つであり、この指標が小さいほど良い回帰式であると言われている。

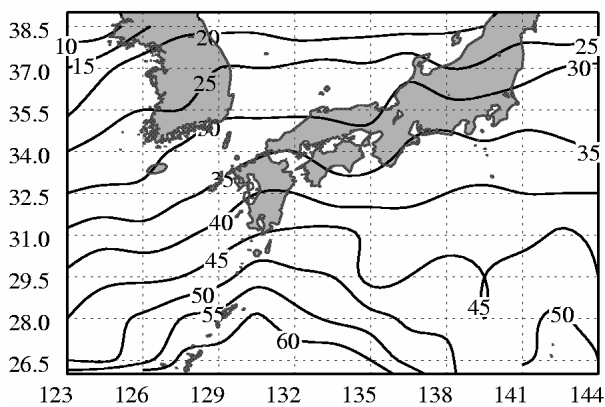
図-3.4は台風の加速度 ΔT_i (速度 T_i の時間変化量) について AR 次数による AIC の変化を示したものである。何れの季節でも AR 次数が2次のときに AIC が最も減少している。気象庁の再解析値が3時間間隔になっていることが多いのが、その原因の一つと考えられる。この結果を踏まえて本研究では、属性量の時間変化量の偏差 Z_i



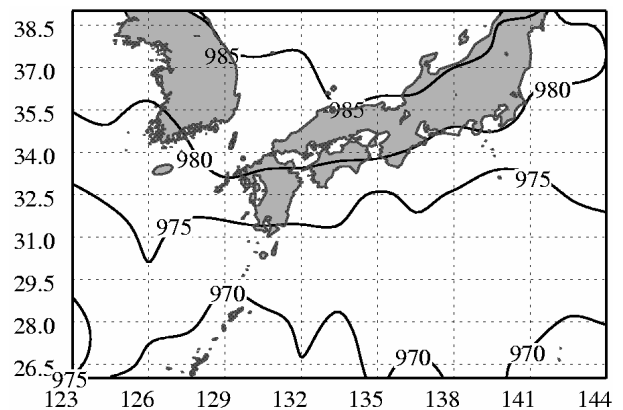
(a) 実際の台風（1951～2000年の50年間）



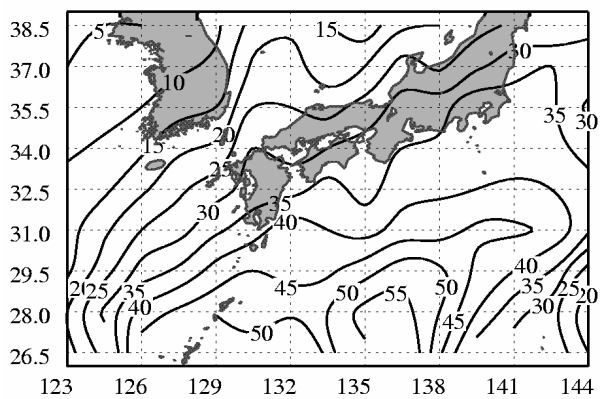
(a) 実際の台風（1951～2000年の50年間）



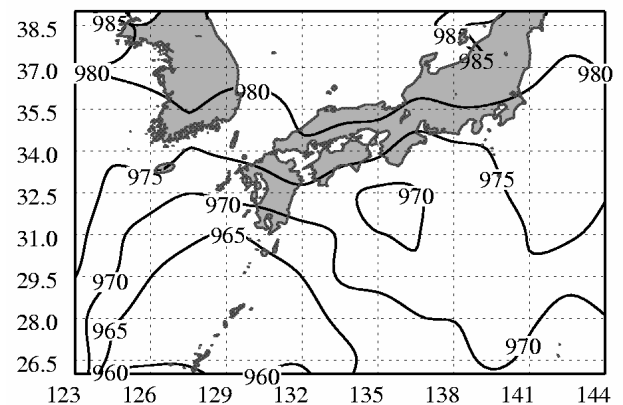
(b) 確率台風モデル①（50年分の平均値）



(b) 確率台風モデル①（50年分の平均値）



(c) 確率台風モデル②（50年分の平均値）



(c) 確率台風モデル②（50年分の平均値）

図-3.5 台風の通過頻度

図-3.6 中心気圧の平均値(hPa)

を2時間前までの値で推定する自己回帰式,

$$Z_i = A_1 Z_{i-1} + A_2 Z_{i-2} + v_i \quad (3.7)$$

によって与えることにした。

以上の方法で構築した確率台風モデルを以下では「モデル①」と記す。

3.4 台風諸元の再現性とモデルの改良

(1) 確率台風モデル①の再現性

図-3.5(a)は1951～2000年の50年間に実際に発生した台風について通過頻度（台風がその地点を中心に緯度方

向 $1.5^\circ \times$ 経度方向 1.5° の長方形領域内を通過した回数)を示す。通過頻度が 50 回以上の領域は、(東経 136.5° , 北緯 26.5°) 付近、(130.5° , 31°) 付近、(141° , 31°) 付近に存在している。また、40 回のコンターは九州から (141° , 32.5°) 付近にまで達し、30 回のコンターは九州北部、本州を経て、(144° , 37°) 付近に達していることが分かる。

図-3.5(b)は、前節までに述べた確率台風モデル①によって与えた台風の通過頻度を示す。実際の台風と条件をそろえるために、50 年間に発生させた台風による値を示している。ただし、確率台風モデルでは、与える乱数系によって発生する個々の台風の属性値が異なり、それによって 50 年間の統計値にバラツキが生じる。そこで、50 年間の計算を 10 セット繰り返し、その平均値を求め、この確率台風モデルが 50 年間に発生させる台風の統計量の期待値に近い値を求めている。こうして求めた確率台風モデル①による通過頻度は、実際の台風に比べて全体的に小さく、(125° , 25°) 付近ではコンターがほぼ東西に延びている。

図-3.6 は、同様に、中心気圧の平均値を示す。実際の台風による分布には、東シナ海から対馬海峡にかけて低い領域が存在している。965hPa のコンターは南西諸島から九州南西に、970hPa のコンターは九州南部に、975hPa と 980hPa のコンターは本州にそれぞれ達している。これに対して確率台風モデル①による中心気圧は、実際の台風と比較して全体的に高く、コンターが東西に延びている。また、東シナ海の低い領域も再現されていない。

さらに、確率台風①モデルによって発生させた個々の台風の進路について調べてみると、現実にはあり得ない不自然なコースをとるものが含まれていた。このことが原因で、台風の通過頻度や中心気圧の平均値の平面分布が実際とはかけ離れたものになったと考えられる。

(2) 確率台風モデルの改良

確率台風モデルによる台風の再現性を高めるために、まず、台風属性値の解析に用いる台風を、確率台風モデル①の構築で用いた 656 個から、日本列島付近に来襲した 347 個に絞った。また、後で海上風や高潮の推算に用いることを想定し、最大風速半径の解析も併せて行った。台風の気圧分布は Myers の経験式にしたがうものとし、その最大風速半径 r_0 は天気図で 1000hPa 等圧線の半径 r_{1000} を読みとり、次式によって推定した。

$$r_0 = r_{1000} \ln \frac{1000 - p_c}{1010 - p_c} \quad (3.8)$$

ここに、 p_c は台風の中心気圧である。ただし、最大風速

半径の解析には、この解析を行う時点で天気図を入手できた 1951～1999 年の 49 年間の台風だけを対象とした。そして、台風属性値の空間場の整理では、確率台風モデル①の構築で用いた緯度 $2^\circ \times$ 経度 3° の領域より細かい緯度 $1.5^\circ \times$ 経度 1.5° の領域に分けた。

さらに、確率台風モデル①では台風の加速度を AR 変数にしたが、台風の中心位置(緯度、経度)の時間変化量(すなわち緯度、経度方向の速度)を 2 次元の AR モデル、中心気圧の時間変化量、最大風速半径の時間変化量をそれぞれ 1 次元の AR 変数にした。台風属性値 x と y の 2 次元 AR モデルは、式(3.2)～(3.4)に含まれるスカラ変数をベクトルあるいは行列に書き直した、

$$\begin{bmatrix} x_i \\ y_i \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x_{i-1} \\ y_{i-1} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \Delta x_i \\ \Delta y_i \end{bmatrix} \quad (3.9a)$$

$$\begin{bmatrix} \Delta x_i \\ \Delta y_i \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \Delta S_x(x_i, y_i) \\ \Delta S_y(x_i, y_i) \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} Z_{xi} \\ Z_{yi} \end{bmatrix} \quad (3.9b)$$

$$\begin{bmatrix} Z_{xi} \\ Z_{yi} \end{bmatrix} = \sum_{m=1}^n \begin{bmatrix} A_{xxm} & A_{xym} \\ A_{yxm} & A_{yym} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} Z_{xi-m} \\ Z_{yi-m} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} v_{xi} \\ v_{yi} \end{bmatrix} \quad (3.9c)$$

によって与えられる。

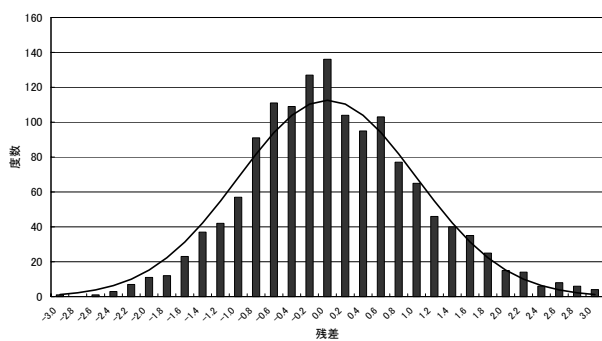
図-3.7 は、台風の中心位置(緯度、経度)と中心気圧について、それぞれ時間変化量の偏差 Z_i の確率分布の例を示す。位置の時間変化量(移動速度)の偏差は緯度方向、経度方向ともに正規分布に近い分布をしているが、中心気圧の時間変化量の偏差は正規分布より尖鋭度の高い分布をしている。このように分布形状の異なる変数を同時に線形の AR モデルに適用すると、中心気圧の時間変化量が台風の進路に悪影響を及ぼす可能性がある。そのため本研究では、台風の移動速度、中心気圧の時間変化量、最大風速半径の時間変化をそれぞれ独立した AR モデルで扱うことにした。このような AR モデルに対して AR 係数を求めた。その次数は AIC によって 8 次を設定した。

以上のように改良したモデルを以下では「確率台風モデル②」と記す。

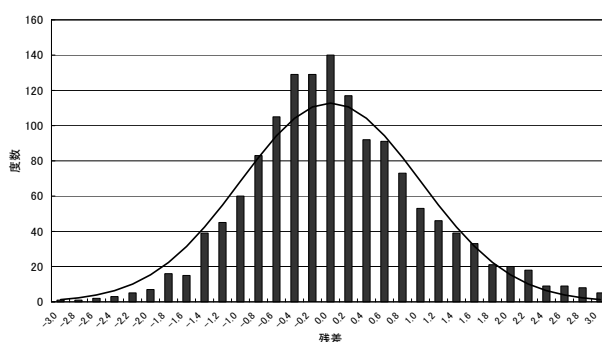
(3) 確率台風モデル②の再現性

図-3.5(c)は確率台風モデル②による台風の通過頻度の平面分布、図-3.6(c)は中心気圧の平均値の平面分布を示す。何れの平面分布でも、確率台風モデル①に比べて実際の台風によるものに近づいている。

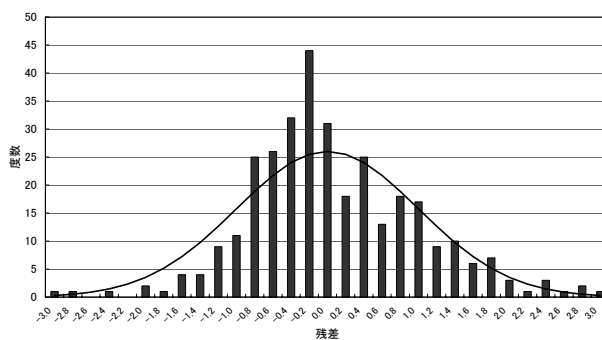
図-3.8 は、実際の台風と確率台風モデル②とで、最大風速半径の平均値を比較したものである。何れの分布においても、北緯 28° 以南に最大風速半径が 70km 以下の領域が東西に分かれて存在しており、北へ行くほど最大風速半径が大きくなり、北緯 37° , 東経 133.5° を中心



(a) 経度



(b) 緯度

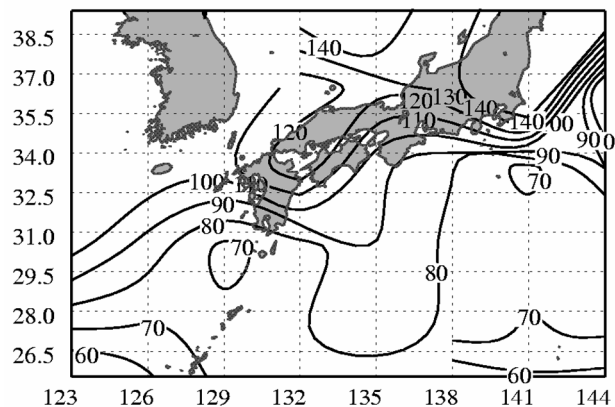


(c) 中心気圧

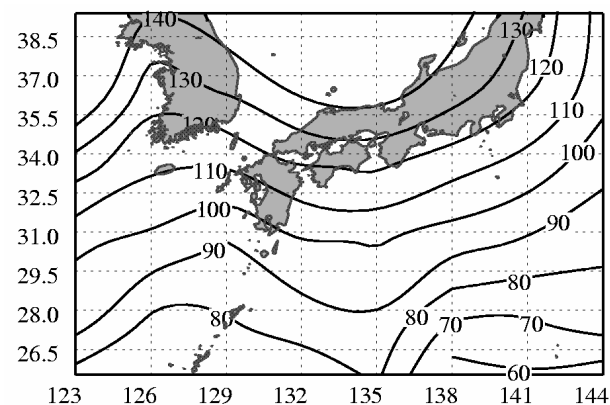
図-3.7 時間変化量の偏差の分布 (6~7月)

として 140km に達するところもある。予測結果は実データを概ね再現しているといえる。

以上のことを踏まえて本研究では、確率台風モデル②を用いて三大湾における台風時の気圧降下量や風速、瀬戸内海における高潮の出現特性を調べることにした。以下では単に「確率台風モデル」と記す。



(a) 実際の台風



(b) 確率台風モデル②

図-3.8 最大風速半径の平均値 (km)

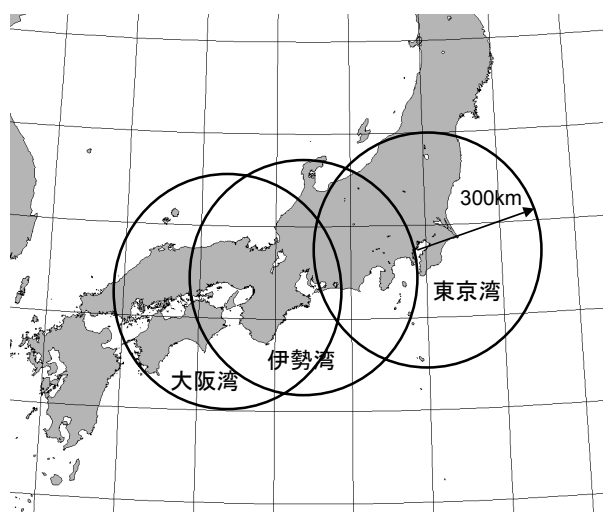


図-3.9 三大湾の範囲

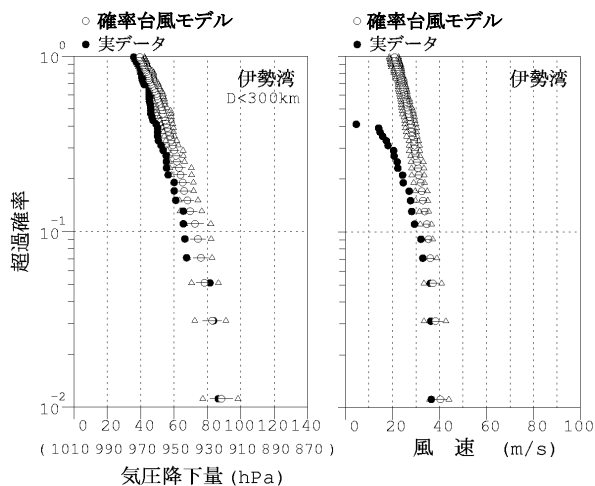


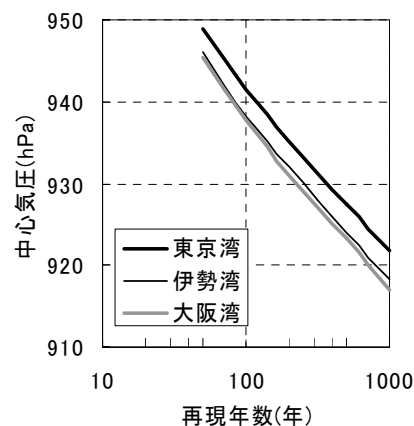
図-3.10 伊勢湾における気圧下降量と風速の出現分布

3.5 気圧と風速の出現特性

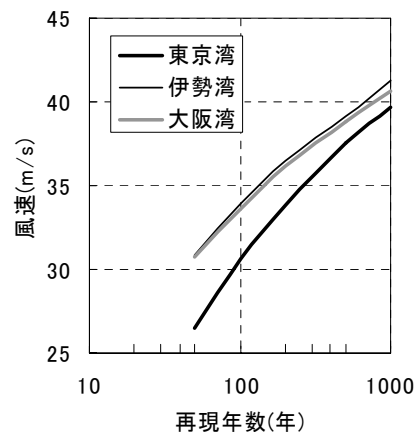
図-3.9 に示すように東京湾、伊勢湾、大阪湾の中央からそれぞれ半径 300km の円を設定し、この円内を通過した台風の最大気圧下降量 (1010hPa を基準) と各湾の中心における最大風速の出現特性を、実際の台風と確率台風モデルによる台風とで比較した。

図-3.10 は、伊勢湾を例に気圧下降量と風速の出現分布を示したものである。風速は 4.2 節で述べる経験的力学モデルで求めた。図中の実際の台風としては 1951～2000 年の 50 年間ににおける上位 50 個の気圧下降量と風速を示しており、これらのうちで最も気圧下降量や風速の大きなものが 1959 年の伊勢湾台風によるものである。確率台風モデルについては、乱数系を変えて 10 回のシミュレーションを行い、上位 50 個の気圧下降量や風速の期待値 (図の○印) と標準偏差の幅 (Δ — Δ) を示している。この図において、実際の台風の気圧下降量は確率台風モデルによる台風の気圧下降量の標準偏差の範囲内に概ね入っている。一方、確率台風モデルによる台風の風速は、超過確率が 10^{-1} 以上 (再現期間が 10 年以下) のときに実際の台風の風速よりも大きい、それより超過確率が小さい (再現期間が長い) ときには実際の台風の風速に近い値になっている。したがって、再現期間の短い場合を除けば、確率台風モデルによる台風の中心気圧や風速の再現性は良いと考えられる。

図-3.11 は、確率台風モデルによって 1000 年間の台風を発生させ、三大湾における気圧下降量と風速の出現分布を求めた結果である。東京湾に比べて伊勢湾や大阪湾では中心気圧が低く風速の速い台風遭遇しやすいことが分かる。現行の高潮対策施設的设计潮位は、伊勢湾台



(a) 中心気圧



(b) 風速

図-3.11 三大湾における中心気圧と風速の出現分布

風級の勢力をもったモデル台風によって発生する高潮を想定したものであるが、この図は伊勢湾台風級の台風が接近する確率が三大湾で必ずしも同じではないことも示している。

4. 高潮偏差と潮位の出現確率分布の推定

前章で構築した確率台風モデルを用いて台風を発生させ、瀬戸内海を例として、これらの台風によって生じる高潮偏差や潮位の出現特性を検討した。

4.1 台風の抽出

コンピュータを用いて確率台風モデルで数千年間以上の台風を発生させることは容易にできるが、その全ての台風に対する高潮を数値計算モデルで計算することは困難である。しかしながら、瀬戸内海で現行的设计潮位に想定している高潮偏差の再現年数は、概ね百年のオーダー

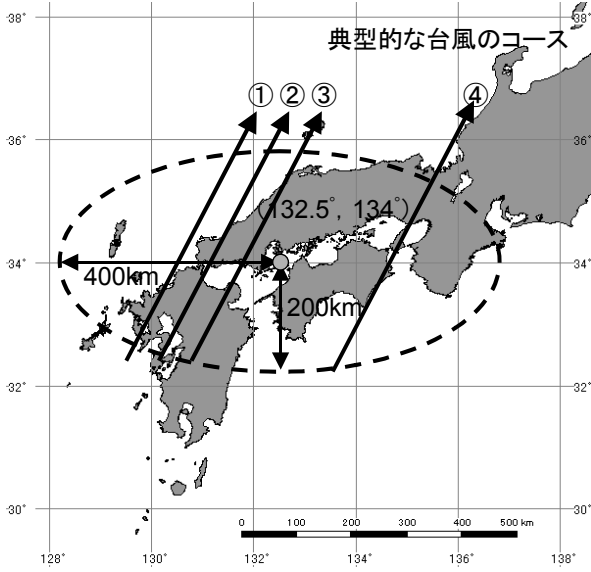


図-4.1 台風の抽出

一であると考えられる。その再現年数を極値統計によって精度良く推定するためには、少なくともそれと同程度の期間に発生する高潮偏差が必要である。そこで本研究では、500 年間に発生する台風に対して高潮偏差を計算し、その極値分布関数を求めることで、再現年数が 10 年、20 年、50 年、100 年、200 年、500 年、1000 年の高潮偏差を推定することにした。また、瀬戸内海に顕著な高潮を発生させる可能性のある台風として、図-4.1 に破線で示す楕円(東経 132.5°, 北緯 34° を中心に南北 200km, 東西 400 km) を中心気圧が 980hPa 以下で通過する台風 795 個を抽出した。なお、過去に瀬戸内海で顕著な高潮を発生させた台風としては周防灘台風(1945 年)や 9119 号(通称リンゴ台風), 0418 号があり、これらは図の①に近いコースである。また、9918 号, 0416 号は②, 枕崎台風は③, 室戸台風, 第二室戸台風, 0310 号は④に近いコースを通過した。

4.2 高潮偏差の出現特性

抽出したそれぞれの台風に対し、以下の方法で高潮偏差を計算し、高潮偏差の極値分布を求めた。

(1) 高潮偏差の計算

高潮偏差の計算には、台風の気圧と風の場を経験的力学モデルで推定し、これらを外力として線形長波方程式の差分式で流れを計算する、一般的な数値計算モデル(河合ら, 2004)を用いた。

台風の気圧分布には Myers の分布を仮定した。

$$p = p_c + \Delta p \exp\left(-\frac{r_0}{r}\right) \quad (4.1)$$

ここに、 p は台風の中心から距離 r だけ離れた点の気圧、 p_c は中心気圧、 Δp は気圧深度、 r_0 は最大風速半径である。

海上風は気圧傾度風と場の風がベクトル合成されたものとし、その傾度風の成分 U_1 は次式により与えた。

$$U_1 = C_1 U_{gr} \quad (4.2a)$$

$$U_{gr} = -\frac{rf}{2} + \sqrt{\left(\frac{rf}{2}\right)^2 + \frac{\Delta p}{\rho_a} \frac{r_0}{r} \exp\left(-\frac{r_0}{r}\right)} \quad (4.2b)$$

ここに、 C_1 は経験的な低減係数であり、本研究では橋本ら(2003)と同じ 0.65 を用いた。 U_{gr} は自由大気の流れ(海面摩擦の影響を無視した場合の流れ)、 f はコリオリの係数($= 2\omega \sin \phi$, ω : 地球自転の角速度 $= 7.29 \times 10^{-5}$ rad/s, ϕ : 緯度)、 ρ_a は大気の密度($= 1.22 \text{ kg/m}^3$)である。風向は、自由大気に比べ台風の中心側に 30deg 偏向しているとした。一方、場の風成分 U_2 は次式によって与えた。

$$U_2 = C_2 \frac{U_1(r)}{U_1(r_0)} V_T \quad (4.3)$$

ここに、 C_2 は経験的な低減係数であり、 C_1 と同じ値を用いた。 V_T は台風の進行速度である。この成分の向きは台風の進行方向と同じと仮定した。

海面気圧の変動や風によって生じる海水の流れは、単層の線形長波方程式に基づく数値計算モデルで計算した。ただし、一般的な高潮の計算で行われているように、天文潮による水位変化や流れを無視し、高潮偏差分だけを求める方法をとった。その基礎方程式を以下に示す。

$$\frac{d\eta}{dt} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (4.4)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial M}{\partial t} = & fN - gD \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{D}{\rho_w} \frac{\partial p_0}{\partial x} + \frac{\tau_{sx} - \tau_{bx}}{\rho_w} \\ & + A_h \left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} \right) \end{aligned} \quad (4.5a)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial N}{\partial t} = & -fM - gD \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{D}{\rho_w} \frac{\partial p_0}{\partial y} + \frac{\tau_{sy} - \tau_{by}}{\rho_w} \\ & + A_h \left(\frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N}{\partial y^2} \right) \end{aligned} \quad (4.5b)$$

ここに、 t は時刻、 M, N はそれぞれ x, y 方向の流量フラックス、 D は全水深(= 静水深 h + 高潮偏差 η)、 ρ_w は海水の密度、 p_0 は海面気圧、 A_h は水平滑動粘性係数である。

また、 τ_{sx} , τ_{sy} は x, y 方向の海面せん断応力、 τ_{bx} , τ_{by} は x, y 方向の底面せん断応力であり、それぞれ以下のように与えた。

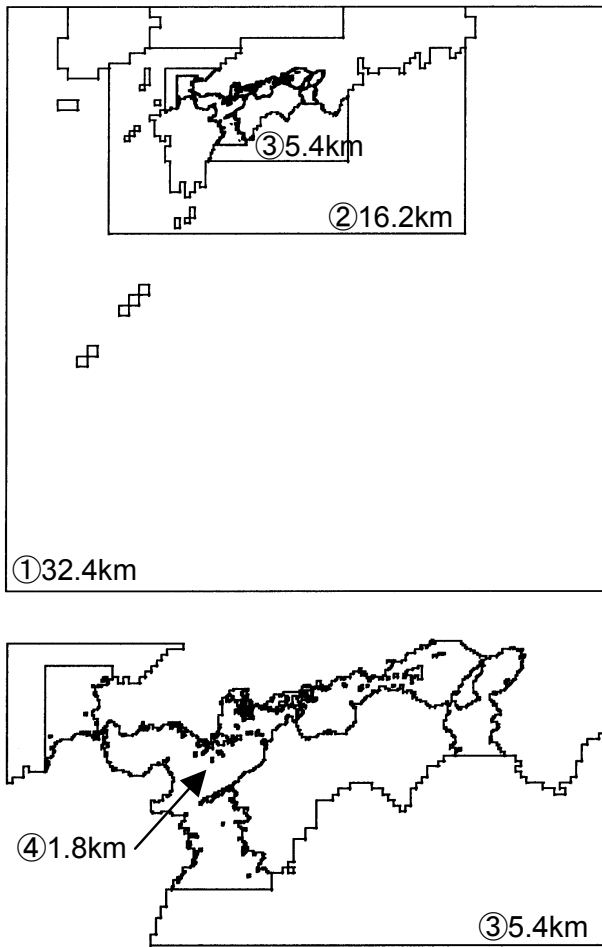


図-4.2 高潮の計算領域

$$\tau_{sx} = \rho_a C_D W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \quad (4.6a)$$

$$\tau_{sy} = \rho_a C_D W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \quad (4.6b)$$

$$\tau_{bx} = \frac{\rho_w g n^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} \quad (4.7a)$$

$$\tau_{by} = \frac{\rho_w g n^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} \quad (4.7b)$$

ここに、 W_x 、 W_y は海上風速 W の x 、 y 成分、 n はマニングの粗度係数である。また、 C_D は海面抵抗係数であり、本多・光易(1980)による式を用いた。

$$C_D = \begin{cases} (1.290 - 0.024W)/10^3 & (W < 8) \\ (0.581 + 0.063W)/10^3 & (W \geq 8) \end{cases} \quad (4.8)$$

計算領域は、図-4.2 に示すように、日本列島の南半分を含む太平洋沿岸を 32.4km 間隔の計算格子で再現し、その内部に細かな計算格子の領域を接続させ、瀬戸内海の全域を 1.8km 間隔の計算格子で再現したものである。計算の時間差分は 7.5s とした。

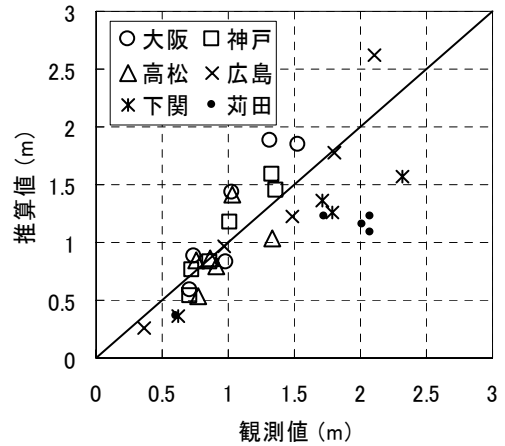


図-4.3 過去の高潮に対する推算精度

表-4.1 あてはめに用いた極値分布関数

No.	分布関数
1	Gumbel 分布 (極値 I 型分布)
2	極値 II 型分布 ($k=2.5$)
3	極値 II 型分布 ($k=3.33$)
4	極値 II 型分布 ($k=5.0$)
5	極値 II 型分布 ($k=10.0$)
6	Weibull 分布 ($k=0.75$)
7	Weibull 分布 ($k=1.0$)
8	Weibull 分布 ($k=1.4$)
9	Weibull 分布 ($k=2.0$)

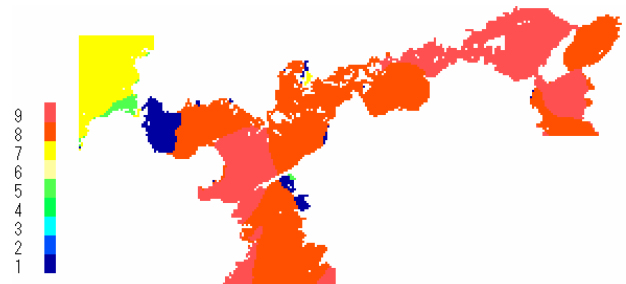


図-4.4 高潮偏差の極値分布関数

以上の方法を用いると、デスクトップ型パソコン (Dell Optiplex GX280, CPU: Pentium(R) 4 - 3.6GHz) では、1つの台風につき 15～30 分で計算することができ、795 個の台風でも 1～2 週間で計算することができる。また、図-4.3 は、台風 9810 号、9918 号、0310 号、0416 号、0418 号、0514 号の高潮をこの方法で推算した結果であり、苅田や下関では観測値より小さな推算値が得られる傾向があるものの、全体的には概ね観測値に近い値が得られている。

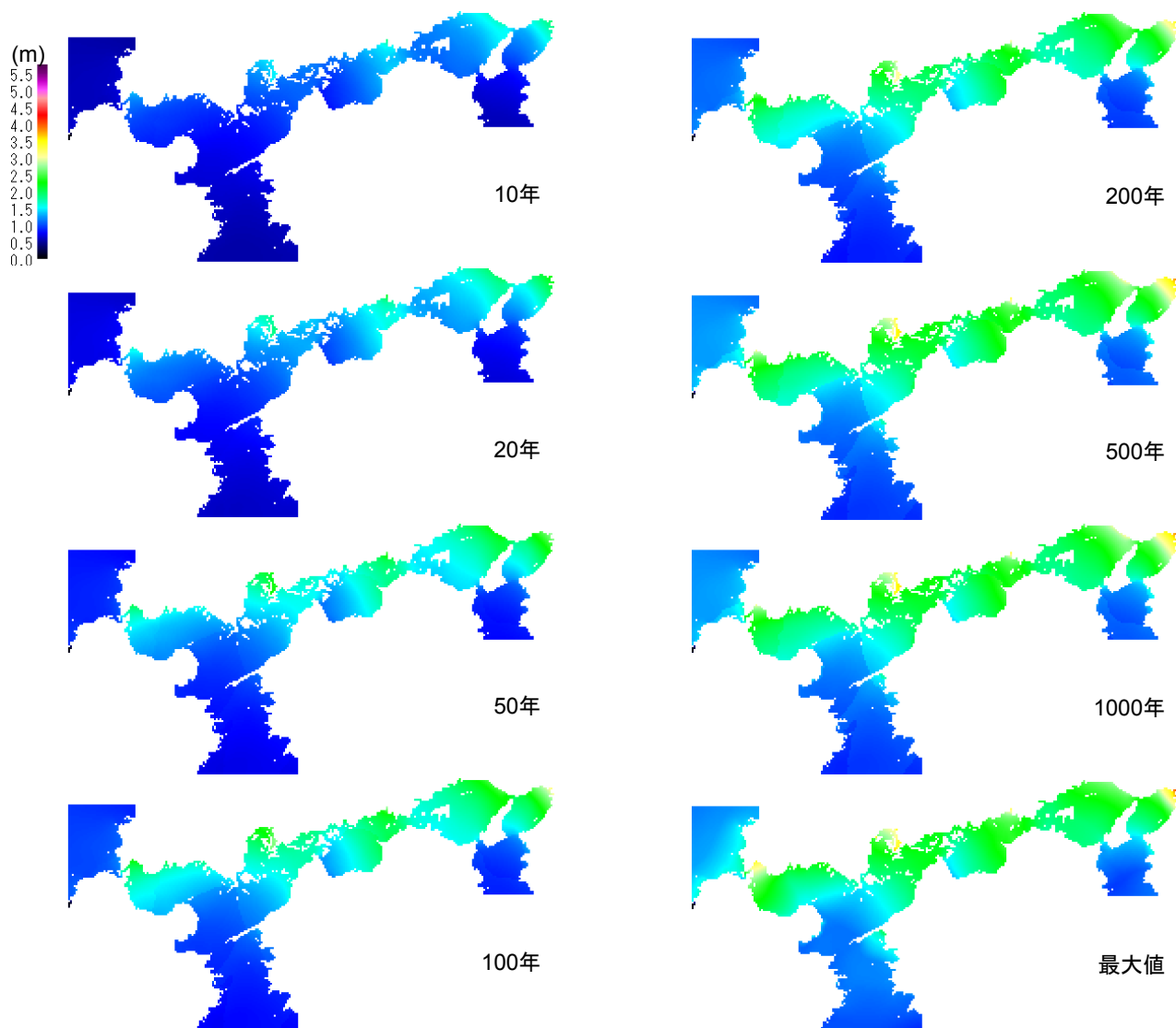


図-4.5 高潮偏差の分布

(2) 極値分布の推定

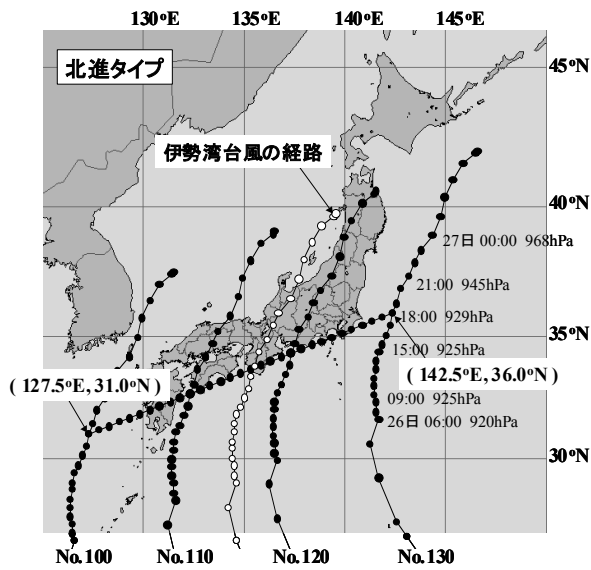
瀬戸内海の全ての計算格子点について、高潮偏差の極値統計解析を行った。あてはめに用いた極値分布関数は表-4.1 に示す9種類であり、MIR 指標(合田・小舟, 1989)を用いて最適な極値分布を選択した。図-4.4 は、選択された極値分布関数の種類を示したものであり、瀬戸内海のほとんどの領域で極値分布関数 No.8 または 9 (Weibull 分布の $k=1.4$ または 2.0) が選択され、周防灘の西部では No.1 (Gumbel 分布) が選択された。

図-4.5 は再現期間が 10 年, 20 年, 50 年, 100 年, 200 年, 500 年, 1000 年の高潮偏差と, 500 年間の 795 個の台風で得られた最大の高潮偏差の分布を示したものである。再現期間が 50 年の高潮偏差は, 瀬戸内海のほとんどの領域で 1m を超えており, 周防灘の西部, 広島湾, 燧

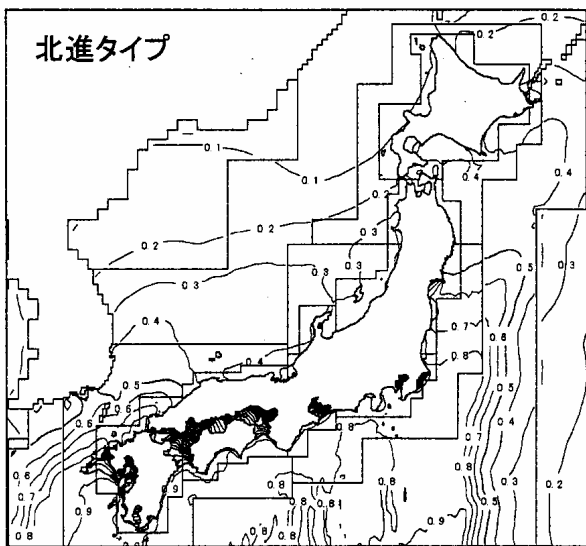
灘の東部～備讃瀬戸, 播磨灘の東部, 大阪湾では 2m 程度まではそれ以上の値になっている。

500 年間の最大値は, 周防灘の西部や大阪湾の東部で 3m を超えており, 現行の設計潮位で想定している。伊勢湾台風級の台風による高潮偏差を上回る値になっている。なお, 500 年間で 1 位の統計量は, 極値統計のプロット公式では倍の 1000 年程度の値が与えられるため, その結果として, この最大値の分布は再現期間が 1000 年の高潮偏差の分布に近いものになっている。

これらの高潮偏差の分布から, 周防灘では西側で, 広島湾, 燧灘, 播磨灘, 大阪湾では北東側で顕著な高潮偏差が発生しやすいことが分かる。周防灘では, 台風が中心が周防灘の南方に位置するときに東風の吹き寄せを受け, さらに台風が最接近したときに吸い上げを受けて顕



(a) 仮定した台風のコース



(b) 発生し得る最大の高潮偏差の分布

図-4.6 伊勢湾台風級の台風で発生し得る高潮偏差の分布 (河合ら, 2001)

著な高潮になりやすい。一方、その他の湾では、台風が中国地方に上陸した後に南東風の吹き寄せを受けて顕著な高潮が発生するものであり、東京湾、伊勢湾、有明海、八代海、鹿児島湾でも同様なメカニズムで高潮が顕著になると考えられる。

瀬戸内海における高潮偏差の分布は、図-4.6 に示すように、伊勢湾台風級の勢力をもつ台風のコース No.100～130 の 31 本を設定して、発生し得る最大の高潮偏差を求

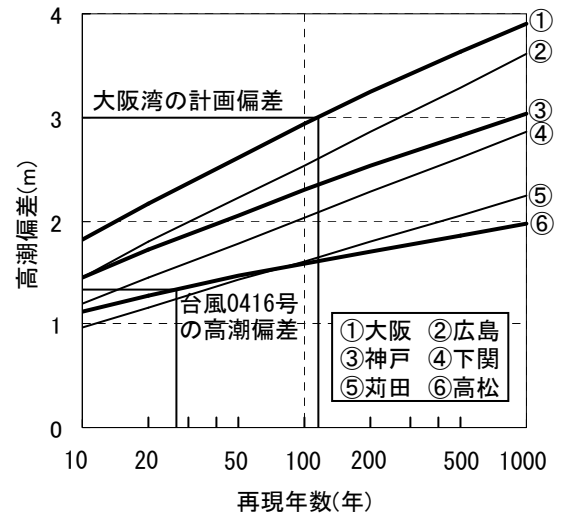


図-4.7 高潮偏差の再現年数

めた結果と似たような分布になっている。

図-4.7 は代表的な地点について、再現年数と高潮偏差の関係を示したものである。ただし、苅田と下関については、図-4.3 で示したように高潮偏差が小さく推算される傾向があるため、図-4.7 に示した高潮偏差も実際より小さな値である可能性がある。この図に示した地点では、平均して 10 年に 1 度は 1m 以上の高潮偏差が生じることが分かる。大阪湾の高潮対策施設の設計潮位では高潮偏差として 3m を想定しているが、本研究による試算によると、その再現年数は 100 年程度であることが分かる。また、台風 0416 号によって高松では 1.33m の高潮偏差が生じたが、この高潮偏差の再現年数は 30 年程度であり、高潮の現象として決して珍しいものではないと考えることができる。また、この図に示した地点では、10 年のように再現年数が短い範囲では高潮偏差の差があまりないものの、再現年数が長くなるにしたがって高潮偏差が急激に大きくなる地点とそれほど大きくない地点とがあることも分かる。

4.3 潮位の出現特性

高潮対策施設に被害が生じるかどうかは、高潮偏差だけでなく、高潮偏差と天文潮位の合わさった潮位に依存する。そこで、この潮位の出現特性も調べてみた。

(1) 天文潮位

高潮の発生日を乱数で与え、その日の天文潮位を次式によって推算した。

$$\eta = \sum_{i=1}^{60} f_i H_i \cos \left[V_i + u_i + \phi_i + \omega_i \left(t - \frac{\phi_A}{15} \right) - \kappa_i \right] \quad (4.9)$$

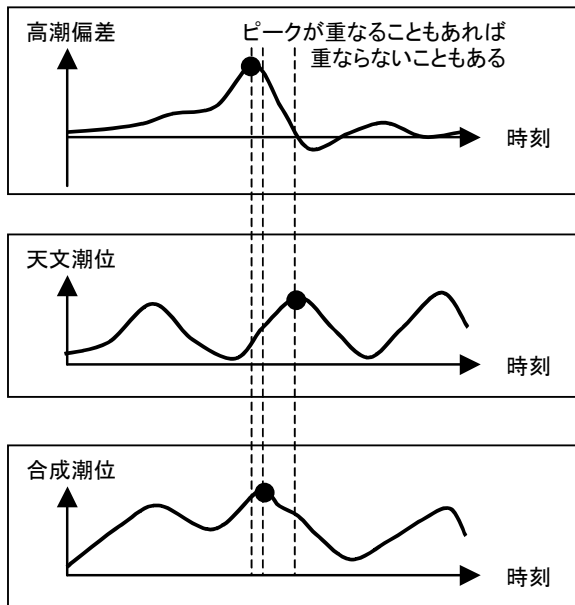


図-4.8 高潮偏差と天文潮位の重ね合わせ

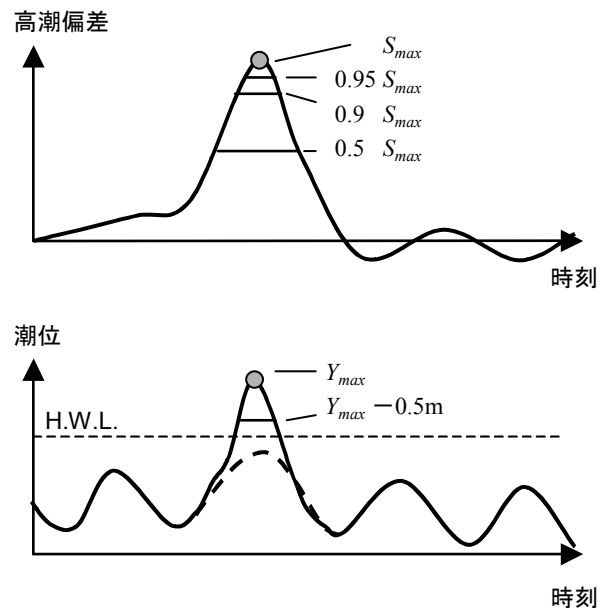


図-4.10 高潮と潮位のピークの継続時間の定義

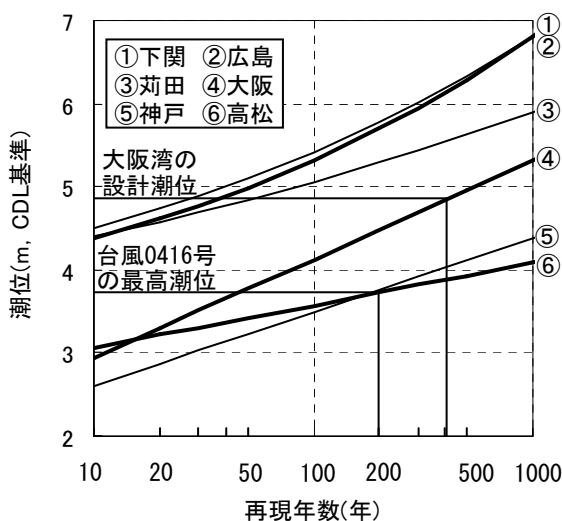


図-4.9 潮位の極値分布

ここに、 i は分潮の番号、 f_i は半潮差の補正関数、 H_i は平均半潮差、 V_i は位相の補正関数、 u_i は位相の補正関数、 ϕ_i は経度補正のための位相、 ω_i は角速度、 ϕ_A は潮位を求めたい地点が属す標準子午線の経度 (deg, 東経を+とする)、 κ_i は遅角である。本論文においては、平均半潮差 H_i と遅角 κ_i の値に、海上保安庁(1992)に掲載されているものを用いた。

この天文潮位と前項で得られた高潮偏差を、図-4.8 に示すように時系列で線形重ね合わせをすることで、500 年間の 795 個の台風接近時における潮位の時系列を作成

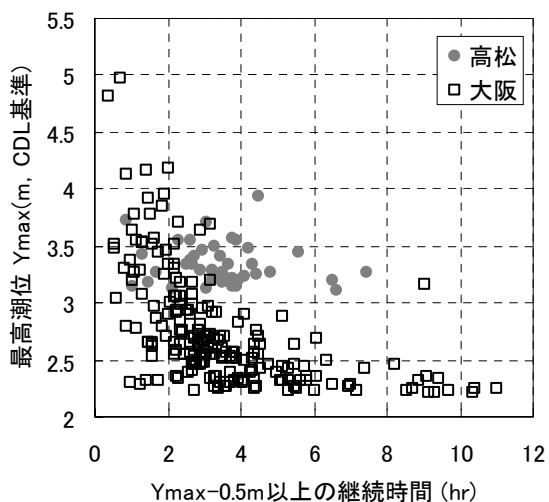
表-4.1 高潮と潮位のピークの継続時間

基準	大阪	高松
$0.95S_{max}$	0.9 ± 0.5 hr	1.3 ± 0.7 hr
$0.9S_{max}$	1.4 ± 0.8	2.2 ± 1.1
$0.5S_{max}$	7.3 ± 4.6	9.1 ± 5.5
$Y_{max} - 0.5$	3.5 ± 2.1	3.4 ± 1.4

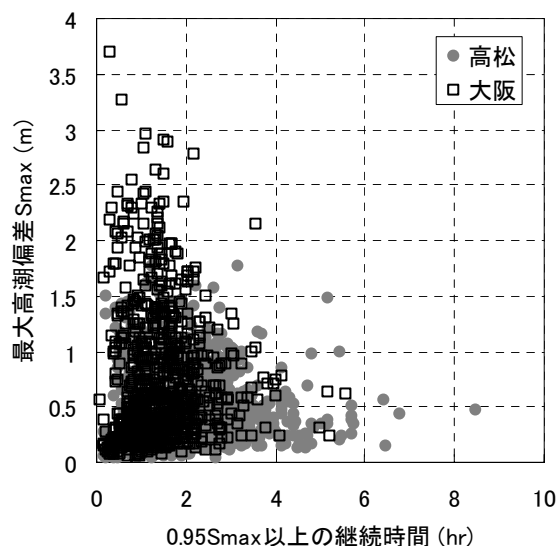
した。瀬戸内海における大潮の天文潮差は、大阪湾で約 1.5m、備讃瀬戸付近で約 2.5m、広島湾や周防灘では 3.5 ～ 4m もある。そのため、高潮偏差のピークが干潮と重なれば、潮位としては朔望平均満潮位を大きく超えることはない。天文潮位で最も出現しやすい潮位は平均海面付近であり、朔望平均満潮位に近い潮位が発生する確率は小さい (河合ら, 1997)。

(2) 潮位の出現確率

こうして得られた潮位 (= 高潮偏差 + 天文潮位) の極値分布を図-4.9 に示す。ただし、苅田や下関については、図-4.3 で示したように高潮偏差が小さく推算される傾向があるため、図-4.9 に示す潮位は実際よりも低くなっている可能性がある。大阪湾の現行の設計潮位は再現年数で 400 年程度であると推定される。また、高松の 0416 号による最高潮位は 200 年程度の再現年数であると推定される。前節で示したように、高松で 1m 強の高潮偏差が発生すること自体は何ら珍しいことではないが、そのピークが満潮と重なる確率としては低くなるわけである。



(a) 高潮偏差



(b) 潮位

図-4.11 高潮偏差や潮位の大きさと継続時間の関係

ところで、防波堤のケーソンの滑動に対する安全性の照査は、これまで設計潮位と設計波浪に対する安全率によって行われてきたが、近年では供用年数間に発生する高波や潮位の出現確率分布を考慮して推定した生涯滑動量（期待滑動量）による照査も行われるようになってきた。この照査では、台風による擾乱の継続時間、すなわち波高や潮位がピーク値に近い状態である時間を、2時間程度と仮定することもある。

そこで、高松と大阪を例に、高潮偏差や潮位のピークの継続時間を図-4.10 に示す定義によって整理してみた。その結果は、表-4.1 に示すように、高潮偏差がピーク値

の0.9倍以上である時間は2時間程度であることが多い。また、潮位がピークから0.5m以内の高さである時間は、3時間程度であることが多い。このような継続時間は台風の進行速度に大きく依存しているものと思われる。

図-4.11 は、高潮偏差や潮位のピークの大きさと継続時間との関係を整理したものである。高潮偏差や潮位が高いほど、継続時間は短く、バラツキも小さくなる傾向がある。

5. 地球温暖化による影響

気候変動に関する政府間パネル IPCC の第三次評価報告書（気象庁、2001）が示すように、地球の平均地上気温は1990年から2100年までの間に1.4～5.8℃上昇すると予測されている。これを受けて我が国では地球温暖化研究イニシアチブが実施され、気象庁・気象研究所では全球大気海洋結合モデル CGCM2 や領域気象モデル RCM20 を用いて2100年までの気圧や風を予測している。

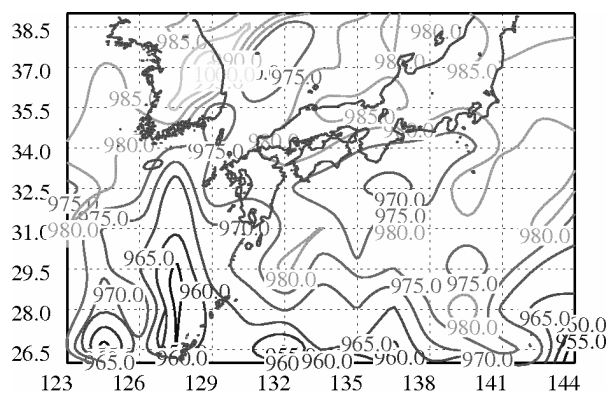
そこで本研究では、過去半世紀間や将来の台風特性を明らかにするとともに、確率台風モデルを用いて、日本沿岸における台風の中心気圧や風速の出現特性と瀬戸内海における高潮の出現特性を調べた。

5.1 過去半世紀における台風特性の変化

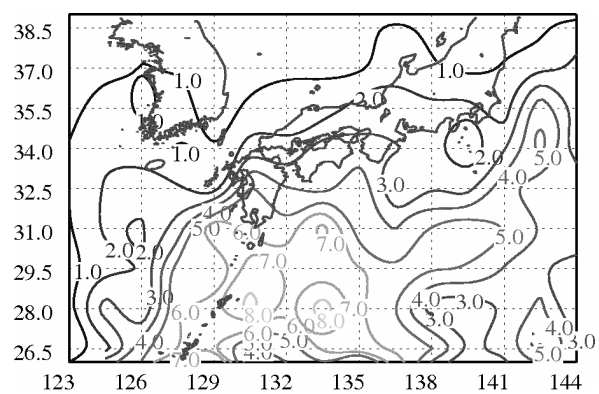
本研究ではまず、1951～1970年、1961～1980年、1971～1990年、1981～2000年の、それぞれ20年間に於いて実際に発生した台風の中心気圧や存在時間などを求めた。ただし、ここでいう「存在時間」とは、その地点の近傍（緯度1.5°×経度1.5°の矩形領域内）に台風が存在した日数であり、そのときの中心気圧を平均したのが「平均中心気圧」である。

図-5.1(a)～(d)は平均中心気圧の推移を示す。965hPa以下の領域は、(a)～(c)の期間には北緯29°以南の限られていたが、(d)の期間には南西諸島の東方の広範囲（東経132～140°、北緯26.5～31°）に及んでいる。また、東経141°付近で975hPa等圧線の緯度を比較すると、(a)から(d)へと時代が下るにつれて北上する傾向が見られる。これらのことが示すように、日本列島の南方では平均中心気圧が年代とともに低下する傾向がある。ところが、九州地方から関東地方の周辺を貫く980hPaの等値線的位置にはそれほど変化がなく、沖縄本島の周辺の平均中心気圧も一様な低下はしていない。

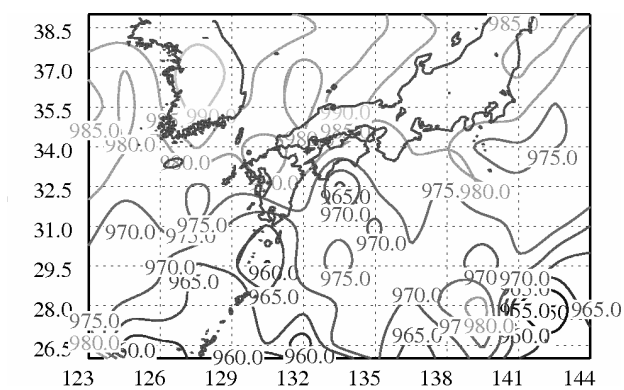
図-5.2(a)～(d)は台風の存在時間の推移を示す。存在時間が5日以上領域は、(a)と(b)の期間には沖縄諸島や九州南部を含みその東方にも広がっていたが、時代の下っ



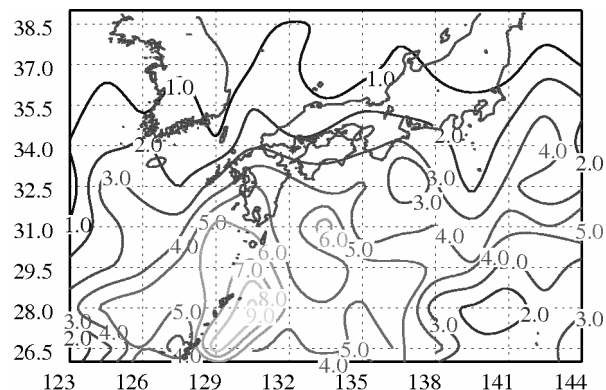
(a) 1951~1970 年



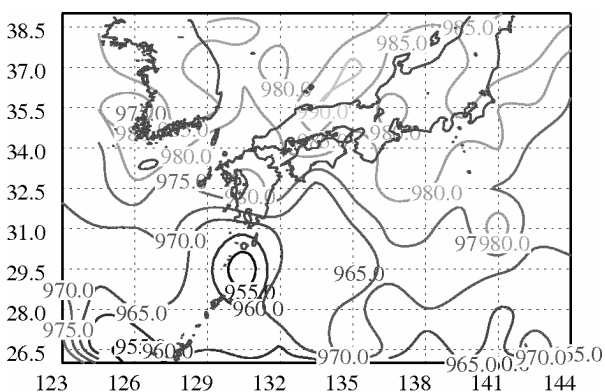
(a) 1951~1970 年



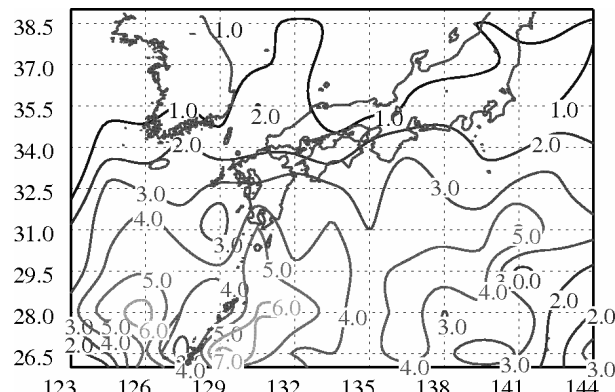
(b) 1961~1980 年



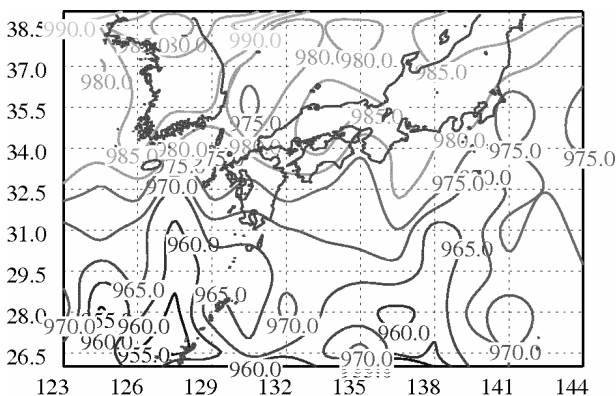
(b) 1961~1980 年



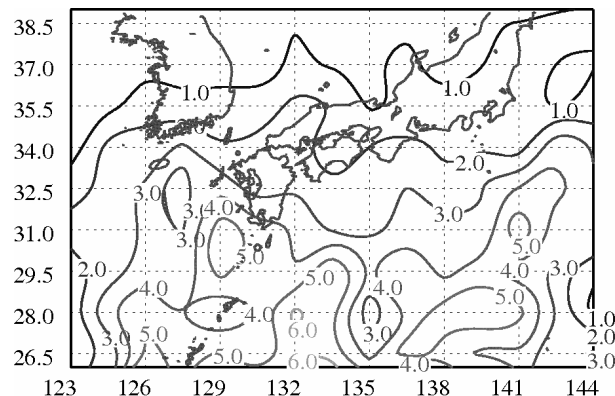
(c) 1971~1990 年



(c) 1971~1990 年



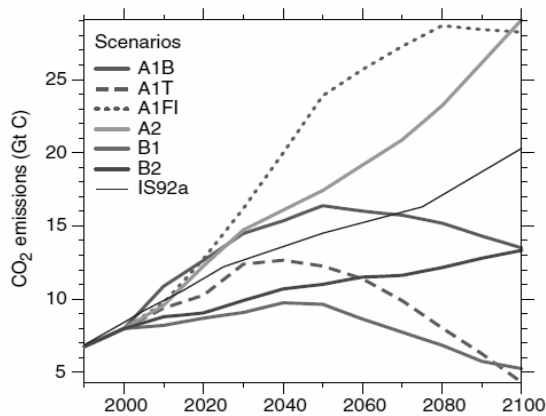
(d) 1981~2000 年



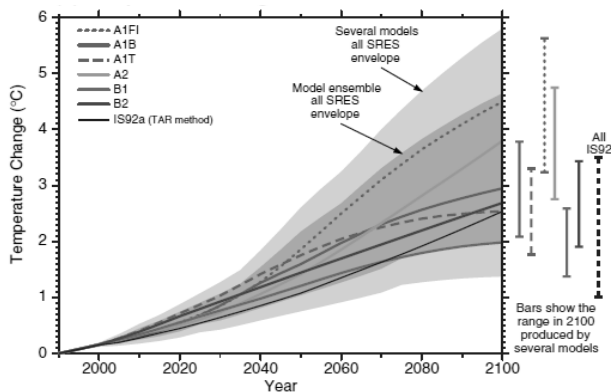
(d) 1981~2000 年

図-5.1 台風の平均中心気圧の推移

図-5.2 台風の存在時間の推移



(a) 二酸化炭素



(b) 気温

図-5.3 地球温暖化のシナリオ (IPCC)

た(c)と(d)の期間には沖縄諸島や九州南部を含まなくなった。また、(a)の期間には2日と3日のコンターが九州北部と本州南部を貫いていたが、年代とともにこれらの等値線は南下し、(b)の期間には3日のコンターが本州を貫かなくなっている。

以上のことから、過去半世紀においては、台風の滞在が短くなった一方で、中心気圧の低い台風に遭遇する割合がむしろ増加する傾向にあったと考えられる。

5.2 地球温暖化のシナリオ

IPCC では様々な仮定の下に地球温暖化の予測を行っている。図-5.3は二酸化炭素と気温の変化の予測である。

(1) RCM20による予測計算の概要

気象庁・気象研究所では、1981～2100年の全球における気圧、風向・風速、気温、海面水温、海面水位などを水平分解能が約280kmの全球大気海洋結合モデルCGCM2

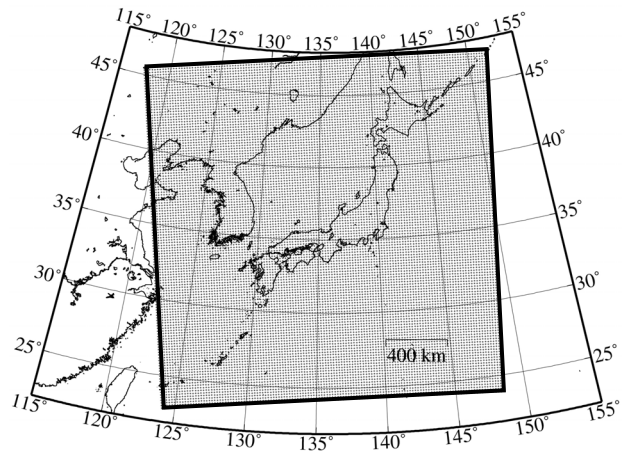


図-5.4 RCM20 の計算領域

表-5.1 台風の抽出条件

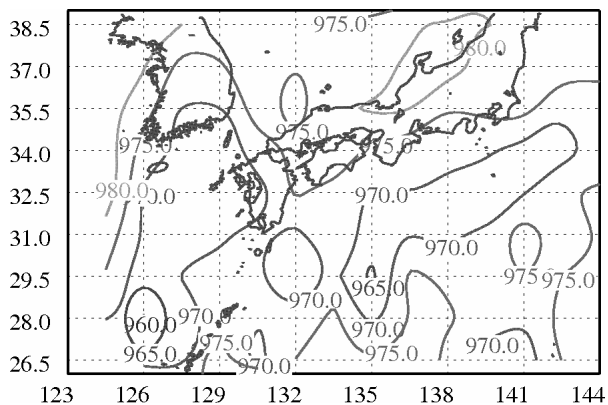
条件 1	気圧が極小になっており、その値が X (hPa) 以下である。 $X = 985 \sim 990$ hPa で設定
条件 2	その格子点と $300\text{km} \pm 10\text{km}$ 離れた格子点とで、気圧差の最大値が 25 hPa 以上ある。
条件 3	その格子点の周囲 (± 3 格子以内) に風速が 15 m/s 以上の格子が存在する。

によって予測した。そして、その結果を境界条件に用い、1981～2000年、2031～2050年、2081～2100年のアジア域を水平分解能が60kmのアジア域気候モデルRCM60で、さらに日本周辺を水平分解能が20kmの日本域気候モデルRCM20で予測した。このRCM20は、気象庁数値予報モデルRSMと同様のモデルで、図-5.4より広範囲（東西、南北に約2600km）を対象としている。また、温暖化ガスの排出シナリオに関するIPCC特別報告書(気象庁、2001)に掲載された4つのシナリオのうち、A2(独立独行と地域の独自性を基本にした地域的経済発展を中心としたシナリオ)に基づいて予測した(和田ら、2005)。

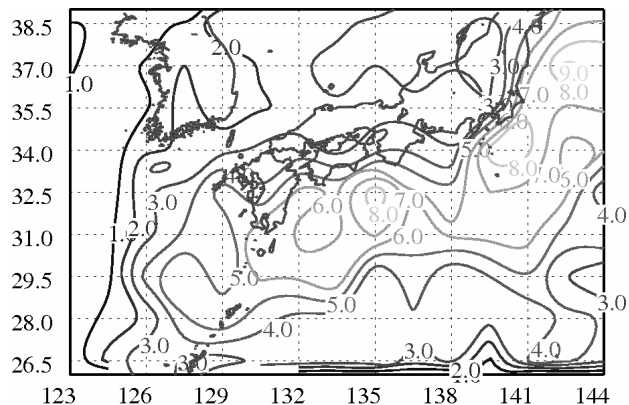
そこで、2004年6月に公開されたRCM20による気候シナリオの予測計算結果(日平均データ)のうち、1981～2000年と2081～2100年のものを用い、概ね現在と100年後における台風特性を調べた。

(2) 確率台風モデルへの導入

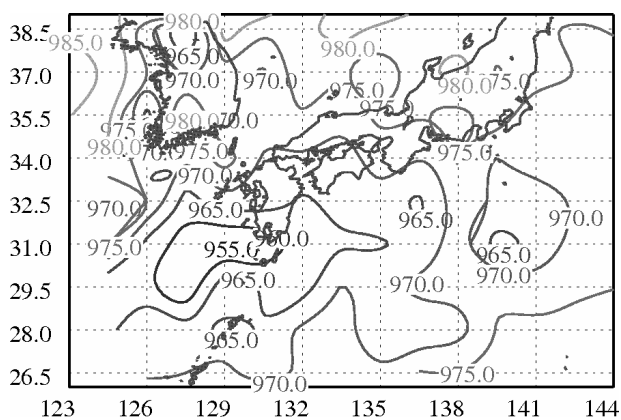
本研究で用いたRCM20予測計算結果は、海面気圧や風速・風向などの日平均値を保存したデータである。そのため、台風の進行速度が速いときには、海面気圧の低い部分が台風の経路に沿って伸びてしまうこともある。そこで、表-5.1に示す3つの条件を用いて台風の抽出を



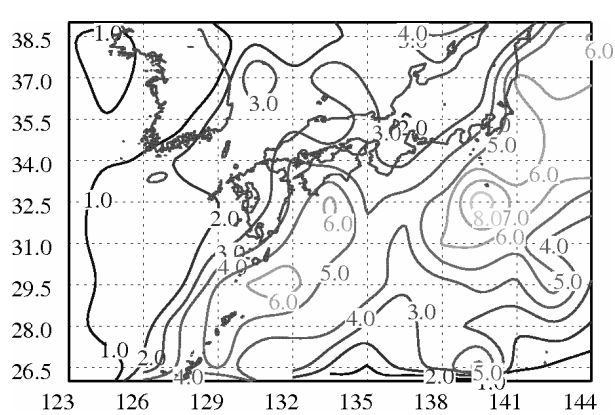
(a) 1981～2000 年



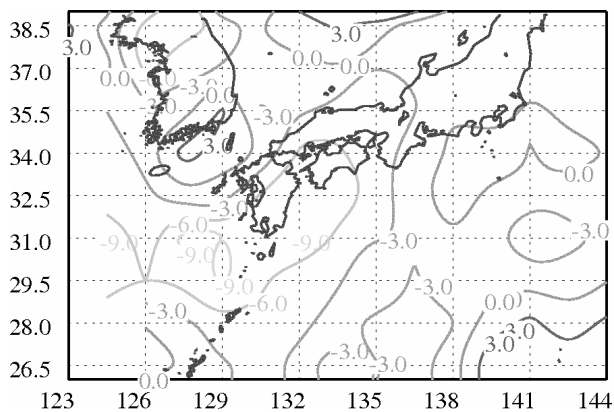
(a) 1981～2000 年



(b) 2081～2100 年

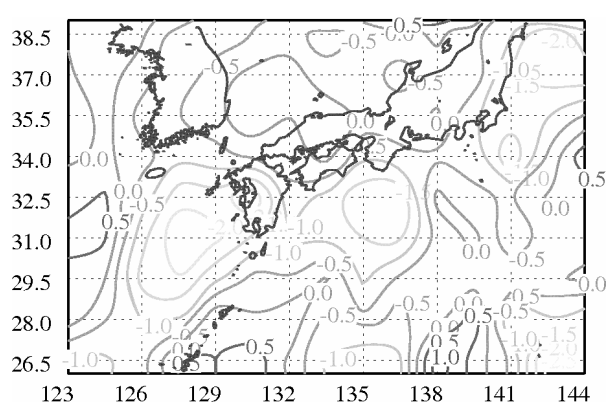


(b) 2081～2100 年



(c) 変化量

図-5.5 将来の台風平均中心気圧の変化(RCM20の結果に基づく解析結果)



(c) 変化量

図-5.6 将来の台風存在時間の変化(RCM20の結果に基づく解析結果)

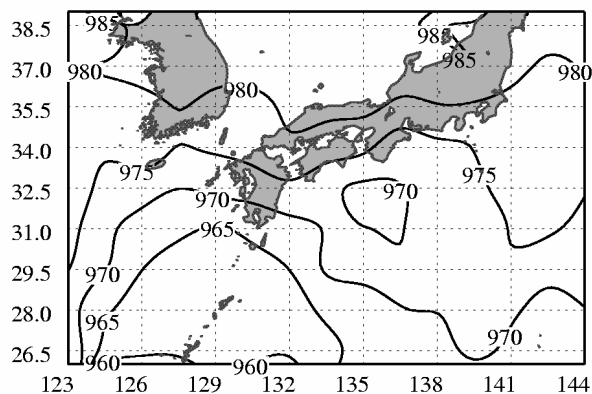
試みた。条件1の X は気圧の極小値を台風と判定するかどうかの閾値であり、985、986、987、988、989、990 hPaとした場合について検討した。その結果、 X の値を少なくともこれらの値に設定すれば、条件1を満たした点の

ほとんどが条件2と3の両方を満たした。

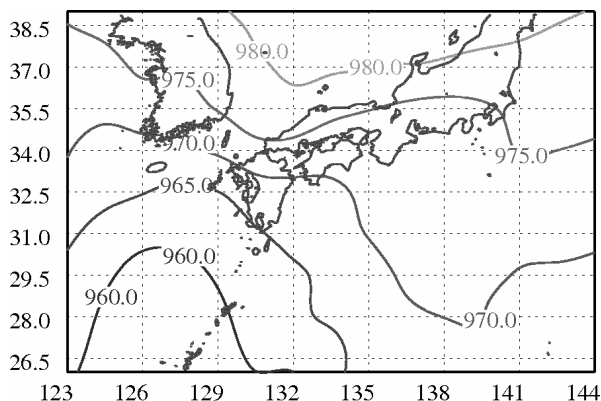
次に、1981～2000年について、RCM20予測計算結果から抽出した台風の存在時間と図-5.6(a)に示した実際の台風による存在時間との差の二乗を、全格子点に対し

て積分した. その結果, 閾値 X を 987 hPa としたときに, その積分値は最小となった.

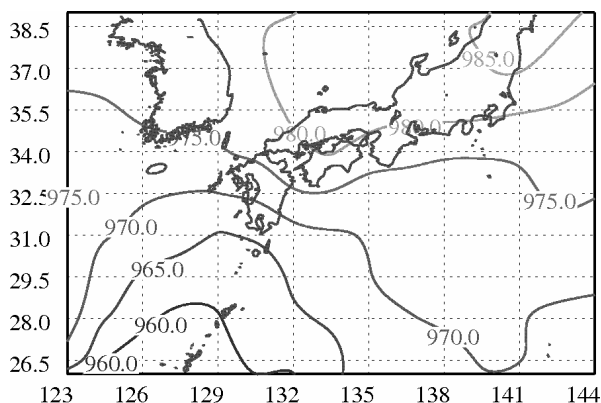
以上を踏まえ本研究では, この閾値を用いて 1981~2000 年と 2081~2100 年の台風を抽出することにした.



(a) 現状



(b) 北へ 1.5° 移動



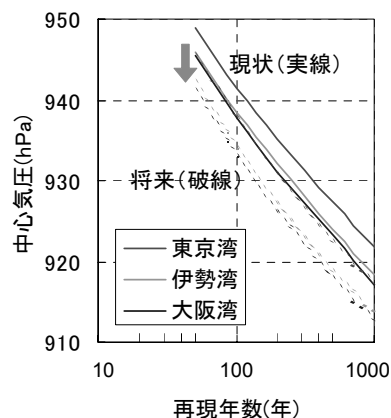
(c) 東へ 1.5° 移動

図-5.7 本研究で仮定した台風の平均中心気圧の分布

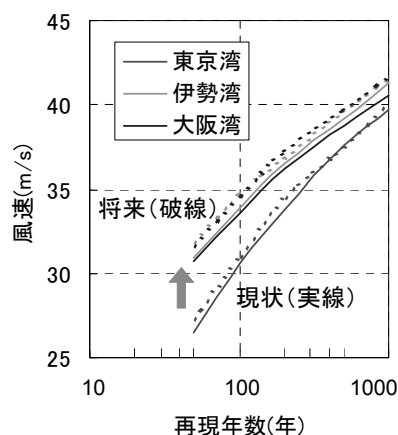
図-5.5~5.6 は, RCM20 予測結果から抽出した概ね現在 (1981~2000 年) と 100 年後 (2081~2100 年) における台風の特性を示す. 平均中心気圧は, 太平洋やシナ海において低下し, その低下量は四国西部, 九州南部, 沖縄諸島北部において 6 hPa 以上である. 本州の東海地方や関東地方, 日本海側における変化は小さい. また, 現在の年平均滞在時間は九州で 4~6 日, 四国で 3~5 日, 本州で 3 日程度であるが, 100 年後には九州で 1 日以上短くなるところもある.

確率台風モデルに地球温暖化の効果を取り入れる場合には, 地球温暖化後の気候における, 台風の属性値 (中心位置, 中心気圧, 最大風速半径) の時間変化量の空間平均場, ある時刻の属性値から次の時刻の属性値を与えるための自己回帰モデル, などが必要である. ところが, RCM20 予測計算結果は日平均値しか保存されておらず, これらを直接与えることはできない.

そこで, 図-5.6(a)と(b)に示した 1981~2000 年と 2081



(a) 中心気圧



(b) 風速

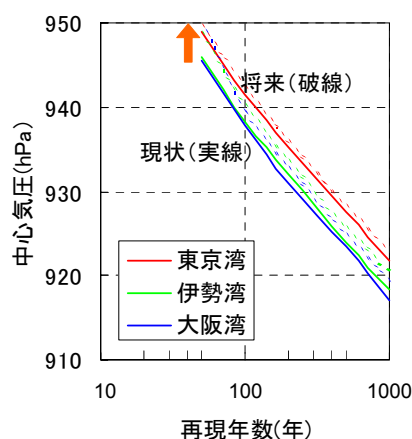
図-5.8 北へ移動した場合の中心気圧と風速の変化

～2100 年における存在時間の空間平均場に着目した。これら 2 つの空間平均場はよく似ているので、1981～2000 年の空間平均場を緯度・経度方向に平行移動させ、2081～2100 年の空間平均場との差の二乗和が最小となる位置を求めた。その結果、北へ 1.5° 平行移動させた場合と東へ 1.5° 平行移動させた場合の 2 つの解があることが分かった。これを踏まえ本研究では、地球温暖化の影響の一つとして、属性値の時間変化量の空間平均場が平行移動した場合をとりあげることとした。ただし、台風の発生位置、初期の中心気圧や最大風速半径、自己回帰モデルは平行移動させていない。

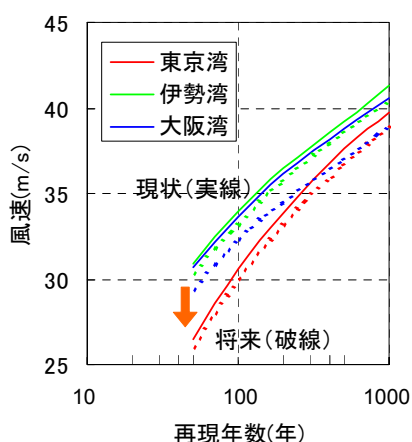
5.3 地球温暖化による高潮の出現特性の変化

(1) 台風の中心気圧と風速

図-5.7 は、台風属性値の時間変化量の空間平均場を平行移動させた場合の平均中心気圧を示す。1981～2000 年



(a) 気圧



(b) 風速

図-5.9 東へ移動した場合

に比べ、北に平行移動させた場合には低く、東に平行移動させた場合にはやや高くなる傾向がある。

図-5.8～5.9 は、図-3.9 で示したように三大湾の中心から半径 300km の円を通過する台風について、中心気圧と湾の中心における風速の出現特性を示したものである。空間平均場が北に 1.5° だけ平行移動した場合には、中心気圧は低下し、風速も大きくなっている。一方、東に 1.5° だけ平行移動した場合には、中心気圧は高く、風速は小さくなっている。

(2) 高潮偏差

空間平均場が北や東に移動した場合についても、500 年分の台風を用いて高潮偏差を計算し、その極値分布を求めた。

図-5.10 は、空間平均場が北へ移動した場合について、高潮偏差の極値分布関数の種類を示したものである（極値分布関数の番号については表-4.1 を参照）。瀬戸内海のほぼ全域で No.8 または 9 (Weibull 分布の $k=1.4$ または 2.0) が選択されている点は、現状の気候に対する結果（図-4.4）と共通しているが、周防灘の代わりに来島海峡周辺で Gumbel 分布が選択されている。

図-5.11 は、空間平均場が北へ移動した場合に、再現年数が 10～1000 年となる高潮偏差と、500 年間で最大の高潮偏差の分布を示したものである。瀬戸内海で顕著な

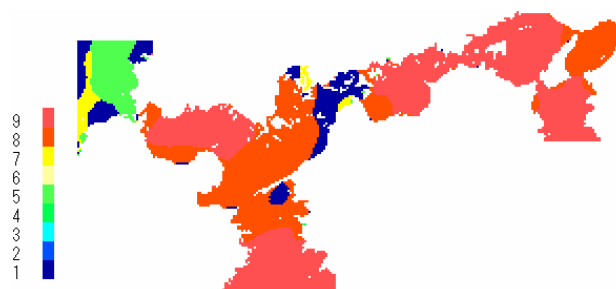


図-5.10 北へ移動した場合の高潮偏差の極値分布関数

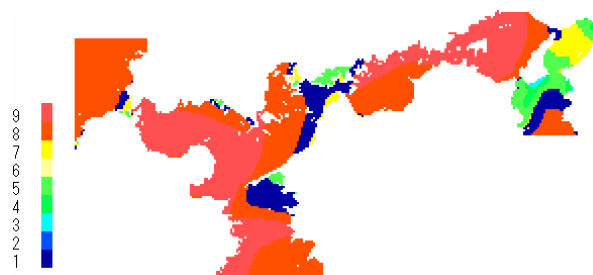


図-5.12 東へ移動した場合の高潮偏差の極値分布関数

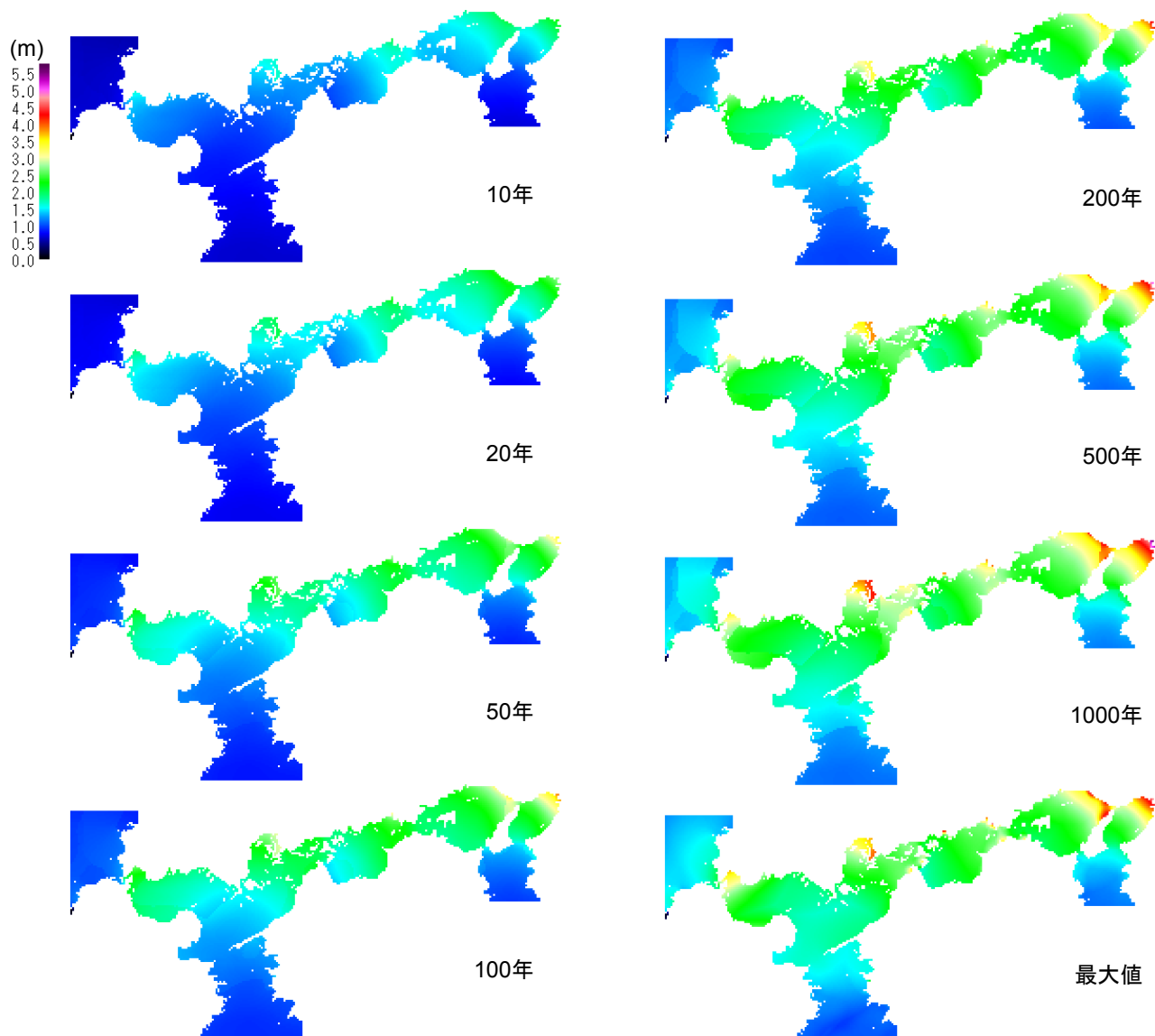


図-5.11 北へ移動した場合の高潮偏差の分布

高潮が発生しやすい領域は、周防灘の西部、広島湾、燧灘の東部から備讃瀬戸にかけて、播磨灘の東部、大阪湾の東部であり、図-4.5 に示した現在の気候条件における領域と変わりはない。しかしながら、同じ再現期間に対する高潮偏差は瀬戸内海の全体で大きくなっている。例えば、現在の気候条件において再現期間が 50 年の高潮偏差は、空間平均場が北へ移動した後の 10 年の高潮偏差に近く、10 年、20 年、50 年、100 年、200 年、500 年、1000 年という刻みにおいて、1 段階ないし 2 段階の変化が起きている。また、大阪湾では最大で約 4m の高潮偏差が得られている。

図-5.12 は、空間平均場が東へ移動した場合について、高潮偏差の極値分布関数の種類を示したものである。瀬

戸内海の多くの領域が No.8 または 9 (Weibull 分布の $k=1.4$ または 2.0) が選択されている点は変わらないが、来島海峡付近だけでなく大阪湾でもそれ以外の分布関数が選択されている。

図-5.13 は空間平均場が東へ移動した場合の高潮偏差の分布を示したものである。再現期間が 100 年以下の高潮偏差は図-4.5 に示した現在の気候条件よりも小さいが、200 年以上の高潮偏差は現在の気候条件よりもむしろ大きくなっている。

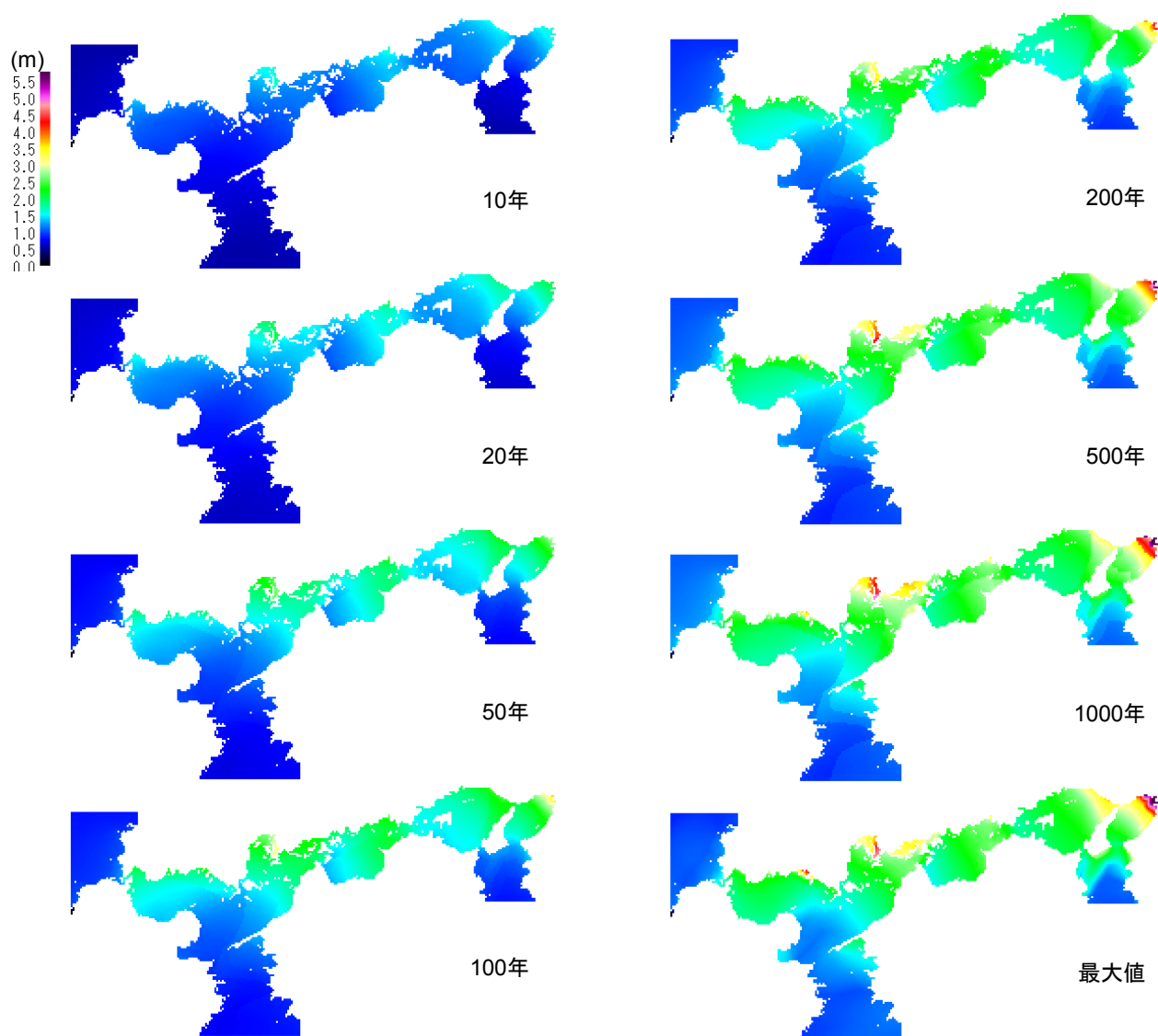


図-5.13 東へ移動した場合の高潮偏差の分布

6. 今後の課題

本研究によって、設計潮位を含む潮位を確率的に評価するために必要となる基本的な技術の枠組を構築することができた。しかしながら、その評価の精度については必ずしも十分という段階でない。ここで今後の課題について整理しておきたい。

本研究では、確率台風モデルを構築する際に、台風の中心位置や中心気圧に気象庁のベストトラック解析の値を用い、最大風速半径は天気図の1000hPa等圧線半径を読みとって推定した。瀬戸内海だけでなく、東京湾や伊勢湾においても、高潮偏差がピークになるのは台風が上陸してから数時間後であり、台風の上陸後における中心

気圧の変化を正確に与えることが、高潮偏差の推算において重要になる。天気図ではなく、気象官署で観測された気圧を直接用いて台風の中心位置、中心気圧、最大風速半径を正確に推定する必要がある。そして、上陸後における台風属性値の時間発展モデルの空間解像度を上げる必要がある。しかしながら、過去に上陸した台風だけでは数が限られており、この問題の解決は難しいと思われる。

高潮推算については、現在のコンピュータの性能では、台風の気圧や風場を経験的な力学モデルで与え、流れを単層の線形長波方程式で計算するのが精一杯という状況にあるが、より高精度な推算に切り替えていく必要がある。内湾の海上風は周辺地形の影響を受けるため、経験的な力学モデルだけでは必ずしも十分な再現ではでき

ない。また、波浪、高潮、天文潮の相互作用も考慮する必要がある（河合ら、2003）。

本研究では、気象庁による地球温暖化予測実験の結果をもとに、台風属性値の空間平均場が移動するという一つの仮定の下でも、高潮の出現確率分布を試算した。地球温暖化に関する最新の気候・気象シミュレーションの結果や知見を取り入れて、確率台風モデルを改良していく必要がある。

本研究では、潮位だけの確率評価を試みたが、高潮対策施設の外力として波浪も重要である。波浪の確率評価はもちろん、高潮と波浪との同時生起性や継続時間についても検討が必要である（河合ら、2002）。

7. 結論

本研究では、過去半世紀に日本列島周辺に来襲した台風の属性値（位置、中心気圧など）の出現確率分布や自己回帰式を求め、これらに基づいて属性値をモンテカルロ・シミュレーションで与える確率台風モデルを構築した。この確率台風モデルの再現性を確認するために、台風の通過頻度や平均中心気圧の平面分布を求め、実際の台風によるものと概ね一致することを確認した。

次に、この確率台風モデルで発生させた台風を用いて、三大湾における台風時の気圧降下量や風速の出現特性と瀬戸内海における高潮の出現特性を調べた。さらに、気象庁の地球温暖化予測計算の結果を参考に、台風の属性値の時間変化量の平均場が移動すると仮定し、同様な検討を行った。その結果、以下のことが明らかになった。

- ① 三大湾では高潮対策施設の設計潮位に伊勢湾台風級のモデル台風による高潮を考慮しているが、東京湾より伊勢湾や大阪湾で中心気圧の低く風速の速い台風遭遇しやすい。
- ② 確率台風モデルによって発生させた台風の中には、瀬戸内海に伊勢湾台風級のモデル台風による高潮を超える高潮を発生させるものもあった。
- ③ 地球温暖化で台風属性値の時間変化量の平均場が北へ移動したとすると、瀬戸内海では現在よりも大きな高潮偏差が発生しやすくなると考えられる。

本研究によって、設計潮位を含む潮位を確率的に評価するために必要となる基本的な技術の枠組を構築することはできた。しかしながら、その評価の精度については必ずしも十分という段階でない。そこで、より精度良く高潮の出現確率分布を推定するために必要な、今後の課題についても整理した。

8. あとがき

本研究によって、現行の設計外力の確率評価、地球温暖化を考慮した台風のリスク評価に一つの方向性を見出した。しかしながら、確率台風モデルや高潮計算の精度をさらに向上させる必要がある。また、地球温暖化の予測には不確定性があり、それを確率台風モデルに導入する方法についても改良の余地がある。波浪の出現特性についても高潮との同時性を含めて検討が必要である。これらのことを今後の課題としたい。

（2006年2月10日受付）

謝辞

本研究の実施にあたっては、気象研究所環境・応用気象研究部第三研究室の栗原和夫室長および独立行政法人国立環境研究所社会環境システム研究領域環境計画研究室の原沢英夫室長から、RCM20 予測計算値をご提供いただいた。また、台風属性値の解析においては、財団法人日本気象協会首都圏支社の松浦邦明氏にもご助力いただいた。ここに記してお礼を申し上げたい。

参考文献

- 運輸省港湾局監修(1999)：港湾の施設の技術上の基準・同解説，p.173.
- 海上保安庁(1992)：日本沿岸潮汐調和定数表，書誌第742号，267p.
- 加藤史訓・鳥居謙一・柴木秀之・鈴山勝之(2003)：確率的台風モデルを用いた潮位と越波量の確率評価，海岸工学論文集，第50巻，pp.291-295.
- 河合弘泰・高山知司・鈴木康正・平石哲也(1997)：潮位変化を考慮した防波堤堤体の被災遭遇確率，港湾技術研究所報告，第36巻，第3号，pp.3-41.
- 河合弘泰(1999)：地球温暖化による防波堤の滑動遭遇確率の変化，第7回地球環境シンポジウム講演論文集，pp.321-326.
- 河合弘泰・平石哲也・丸山晴広・田中良男(2000)：台風9918号による高潮の現地調査と追算，港湾技研資料，No.971，43p.
- 河合弘泰・竹村慎治・山城 賢・柴木秀之・平石哲也(2001)：我が国沿岸の想定高潮偏差と湾形状による増幅特性，海岸工学論文集，第48巻，pp.301-305.
- 河合弘泰・竹村慎治・原 信彦(2002)：東京湾における台風による高潮と高波の同時性と継続時間特性，海岸工学論文集，第49巻，pp.251-255.

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，港湾空港技術研究所報告，第42巻，第3号，pp.85-110.

河合弘泰・本多和彦・富田孝史・柿沼太郎(2005)：2004年に発生した台風の特徴と高潮の予測・再現計算，港湾空港技術研究所資料，No.1103，34p.

気象庁(2001)：排出シナリオに関するIPCC特別報告書（気象庁訳）

合田良実・小舟浩治(1989)：波浪の極値統計における分布関数の棄却基準，海岸工学論文集，第36巻，pp.135-139.

ゼロメートル地帯の高潮対策検討会(2006)：ゼロメートル地帯の今後の高潮対策のあり方について，17p.

高橋重雄・河合弘泰・高山知司(2000)：1999年の台風18号による災害と今後の高潮・高波対策について－高潮対策施設の性能照査と性能設計，土木学会誌，Vol.85，pp.67-70.

高橋重雄・富田孝史・河合弘泰(2003)：性能設計の高潮対策施設への適用に関する基本的な考え方，港湾空港技術研究所資料，No.1042，27p.

端野道夫・桑田康雄(1987)：確率台風モデルによる降雨・高潮の同時生起性評価，土木学会論文集，No.387，II-8.

橋本典明・佐藤裕司・松浦邦明・市川雅史(2001)：確率台風モデルの構築とその統計的特性，海岸工学論文集，第48巻，pp.456-460.

橋本典明・川口浩二・河合弘泰・松浦邦明・市川雅史(2003)：港湾・海岸構造物の合理的設計を目的とした確率台風モデルの構築と精度の検討，海岸工学論文集，第50巻，pp.176-180.

橋本典明・河合弘泰・松浦邦明(2005)：地球温暖化を考慮した将来の台風特性の解析と確率台風モデルへの導入，海岸工学論文集，第52巻，pp.1221-1225.

花山格章・関本恒浩・鶴飼亮行・高木泰士・畑田佳男・山口正隆(2002)：確率的台風モデルを用いた信頼性設計法，海岸工学論文集，第49巻，pp.926-930.

本多忠夫・光易 恒(1980)：水面に及ぼす風の作用に関する実験的研究，第27回海岸工学講演会論文集，pp.90-93.

山口正隆・畑田佳男・花山格章・中村雄二(1995)：確率台風モデルと波高重回帰モデルに基づく台風時波浪の極値の推定，自然災害科学，14-2.

和田一範・村瀬勝彦・富沢洋介(2005)：地域気候モデルを用いた地球温暖化に伴う洪水・渇水リスクの評価に関する考察，水工学論文集，第49巻，pp.493-494.

港湾空港技術研究所資料 No.1122

2006.6

編集兼発行人 独立行政法人港湾空港技術研究所

発 行 所 独立行政法人港湾空港技術研究所
横須賀市長瀬3丁目1番1号
TEL.046(844)5040 URL.<http://www.pari.go.jp>

印 刷 所 ニッセイエプロ株式会社

Copyright © (2006) by PARI

All rights reserved. No part of this book must be reproduced by any means without the written permission of the President of PARI.

この資料は、港湾空港技術研究所理事長の承認を得て刊行したものである。したがって、本報告書の全部または一部の転載、複写は港湾空港技術研究所理事長の文書による承認を得ずしてこれを行ってはならない。