

# 伊勢湾高潮の実用的予測モデル

宇多高明\*・前原隆生\*\*・牧野一正\*\*\*

## 1. ま え が き

1959年9月26日、伊勢湾各地では5915台風の来襲に伴う高潮により未曾有の被害を被った。この高潮による人名の損失は5000余命にのぼった。台風後、海岸堤防が強化されたが、その後約30年の経過により多少の老朽化も生じ始め、また沿岸域は1959年当時と比較できぬほど開発が進み、多くの資産が集中するとともに多数の人々の生活の場となっている。こうしたことから、改めて伊勢湾沿岸を取り上げ、高潮対策について再検討することは十分意義のあることと考えられる。

高潮の数値計算に関しては、最近では土屋ほか(1981)、張・首藤(1984)などによって研究が進められている。しかし、高潮の計算手法に関する検討に比べて、高潮の外力である風の推算についてはいまだ十分確立した手法は存在しないのが実状である。そこで、本研究では比較的簡易でしかも精度よく風を推算することができる実用的手法を開発し、それをもとに伊勢湾域を対象とした高潮の数値予測モデルの構築を試みる。

## 2. 気圧分布の設定

高潮計算では、予め風と気圧の分布を設定する必要がある。

気圧分布の算定には次のMyers(1954)の式を用いた。

$$P(r) = P_c + \Delta P \cdot \exp(-r_0/r) \dots\dots\dots(1)$$

ここに $P_c$ : 台風の中心気圧(hPa),  $\Delta P$ : 台風中心の気圧低下量(hPa),  $r$ : 台風中心からの距離(km),  $r_0$ : 距離(km)の次元をもつ定数である。この式により気圧の算定を行うには、2つの定数( $\Delta P$ ,  $r_0$ )が必要とされる。式(1)で $P_c$ を左辺に移項したあと両辺の対数をとれば線形一次方程式が得られるから、観測値より、台風中心からの距離と気圧を与えれば最小二乗法により $\Delta P$ ,  $r_0$ を定めることができる。

大阪湾を対象として45個の台風に対して同様にMyersの式へのあてはめを行った合田・永井(1969)に

よると、 $\Delta P$ が小さいほど $r_0$ が大きくなる傾向がある。一方、張・首藤(1984)は、8115号台風を対象として気圧分布に対する藤田の式中の $R_0$ (Myers式の $r_0$ と同じ意味をもつ)の時間的変化を詳細に調べ、 $R_0$ は1日程度の周期で変化することを示した。この論文では多くの観測値があれば、台風の追算により $r_0$ の詳細な変化を調べることが可能なことを示したが、台風の追算への適用は可能なものの将来予測にその手法をそのまま用いることはできない。また、土屋(1981)は、風の再現性を高めるために、実測風の内挿により風速分布を与え、また、気象庁(1960)でも $\Delta P$ あるいは $r_0$ を時間的に変化させて風速分布を求め、大阪湾の高潮を高精度で再現した。そのほかにもいくつかの研究があるが、多くの研究では $\Delta P$ は台風の中心示度により、単純に $\Delta P = 1010 - P_c$ として時間的に与え、 $r_0$ は定数として取り扱っている。しかしMyersの式の $\Delta P$ は台風の外側の気圧と $P_c$ との差であって、台風の外側の気圧は必ずしも常に1010(hPa)になるとは限らず、中心示度の変化がすなわち $\Delta P$ の変化に等しいと考えることは問題がある。したがって、合田(1969)が示したように、実測の気圧分布から式(1)より $\Delta P$ と $r_0$ の逆算を行い、その結果よりこれらの定数の特性を見いだして予測に使うことが望ましいと考える。そこで、いくつかの台風を選んで台風が伊勢湾に最も接近した時刻を基準としてその前後約1日間の実測気圧と $r$ の関係について検討したところ、上陸後数時間を境にして $\Delta P$ と $r_0$ を2組設定すれば相関がよいことが認められた。そこで、伊勢湾に高潮を発生させた台風として8事例を選び、3時間おき(5915台風では1時間おき)の台風位置の気象データよりMyersの気圧分布式へのあてはめを行い、 $\Delta P$ ,  $r_0$ の値を求め、これらと台風コース、進行速度および上陸後の経過時間などとの関係について検討した。

まず、8台風それぞれについてその経路上の3地点で求めた $\Delta P$ と $1/r$ の相関係数を表-1に示す。各台風ごとに6個の相関係数が求められているが、これらは3時間(5915台風では1時間)おきの台風の地点情報より、台風の進路上で伊勢湾に最も大きな影響を与えたと考えられる3地点を選んだ上で、その点を境にそれ以前と以

\* 正会員 工博 建設省土木研究所河川研究室長

\*\* 正会員 工修 (株)建設技術研究所海岸海洋開発室長

\*\*\* 正会員 工修 (株)建設技術研究所海岸海洋開発室

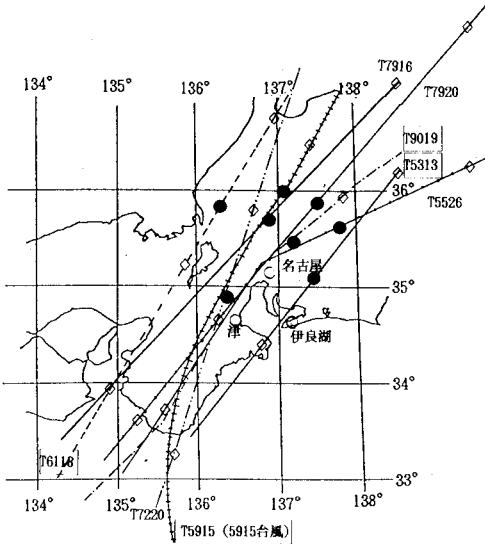


図-1 8台風の経路, ΔPおよびr<sub>0</sub>の計算地点

表-1 ある地点通過前後での相関係数の一覧

台風名	全データの 場合	相関係数		前年と後年 の差	台風規模 の大きさ	台風名	全データの 場合	相関係数		前年と後年 の差	台風規模 の大きさ
		通過前	通過後					通過前	通過後		
大規模の 大きい	T5313	0.46	前年 0.55 後年 0.92	0.74	大規模の 大きい	T5526	0.95	前年 0.96 後年 0.98	0.97	大規模の 大きい	
		前年 0.78 後年 0.97	0.88 ☆	T7220			0.45	前年 0.97 後年 0.96	0.97 ☆		
	前年 0.60 後年 1.00	0.80	T7916		0.64	前年 0.91 後年 0.14	0.54				
	前年 0.9 後年 0.71	0.61		T9019	0.81	前年 0.99 後年 0.29	0.64				
大規模の 小さい	T5915	0.67	前年 0.93 後年 0.83		0.83 ☆	大規模の 小さい	T7220	0.45	前年 0.99 後年 0.98	0.99 ☆	大規模の 小さい
		前年 0.77 後年 0.71	0.74	T7916	0.64			前年 0.53 後年 1.00	0.77		
	前年 0.98 後年 0.56	0.77	T7916		0.64	前年 0.93 後年 0.02	0.48				
	前年 0.98 後年 0.84	0.91 ☆		T7920	0.81	前年 0.82 後年 0.98	0.80				
大規模の 小さい	T6118	0.51	前年 0.97 後年 0.78		0.88	大規模の 小さい	T7920	0.81	前年 0.97 後年 0.83	0.90	大規模の 小さい
		前年 0.89 後年 0.22	0.56	T7920	0.81			前年 0.84 後年 0.98	0.91 ☆		
	前年 0.94 後年 0.89	0.94 ☆	T7920		0.81	前年 0.80 後年 0.99	0.90				
	前年 0.89 後年 0.65	0.77									

後のデータを用いて求めた相関係数である。各台風ごとの相関係数の計算地点は図-1に示すようである。表-1より、ある地点を境としてその点を通過する以前と以後に分けて相関係数を求めたとき、2つの相関係数の平均値が最も大きくなる地点が存在することがわかる。したがって、データの母集団をこの地点を通過する以前と以後に分けてΔPとr<sub>0</sub>の算出を行うことにした。そして表-1の☆印の相関係数から、規模の大きな台風4個と、規模の小さな台風4個の合計8個台風についてΔPとr<sub>0</sub>

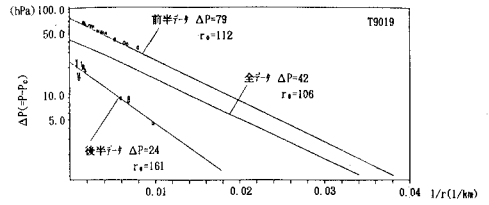


図-2 ΔPと1/rの相関関係

を定めた。最終的にΔPとr<sub>0</sub>を変化させた位置を図-1に●印で示す。また、8台風のうち規模の大きな台風に属する9019号台風の場合のΔPと1/rの相関関係を図-2に示す。

図に示すように、ある地点を通過する以前と以後に分けて相関係数を定めることにより、相関が非常に高くなったことが明らかである。そしてデータを分離せずに求めたΔPと1/rの相関直線は明らかに2組に分離したグループの中央を通るものであって、ΔPと1/rの関係を正確に表し得ないことがわかる。表-2には、8台風各々について相関係数の変化の生じた時刻、台風の上陸後の経過時間および上陸後の移動距離を示す。これによれば、平均的には紀伊半島上陸後およそ240km付近、すなわち名古屋付近通過直後に、経過時間では約4時間で相関係数が大きく変化することがわかる。さらに表-2には各台風をモデル化するためのΔPとr<sub>0</sub>を示す。これらによれば、規模の大きな台風ではΔPの変化量が大きく、r<sub>0</sub>の変化量は小さいことが明らかである。

次に、ΔPとr<sub>0</sub>より気圧を計算し、実測値との比較を行った。なお、本研究では相関係数が最も高い時刻を境にΔPとr<sub>0</sub>を変化させたが、ΔPとr<sub>0</sub>を一定とした場合の気圧の計算結果も同時に示す。図-3, 4にはそれぞれ5915号台風と9019号台風来襲時の伊良湖、名古屋における気圧の経時変化の検証結果を示す。また、計算地点の位置は図-1に示す。ΔPとr<sub>0</sub>を変化させた場合の計算結果は、それらが一定の場合よりも実測値との適合度ははるかに高い。特に気圧が低い、つまり台風の中心から近い地点での気圧の一致度は良好である。2組のΔPとr<sub>0</sub>は、台風が太平洋上から上陸前後において発達する過程と、上陸した後減衰していく過程に対応していると考えられる。また係数の著しい変化の見られた地点は、T7220では鈴鹿山地付近であるが、他の台風では進行方向のすぐ前方に高い山地あるいは山脈があり、台風の北半分は既に高い山地、山脈の領域内にある。これらから、台風の減衰には山地等の地形による擾乱も1つの大きな要因となっていると考えられる。これに対し1組のΔPとr<sub>0</sub>を設定する方法では、上述の過程を合理的に表現できないようである。

表-2 相関係数の変化の生じた時刻・ΔPおよびr<sub>0</sub>等の一覧

台風名	上陸時刻	係数変化の生じた時刻	上陸後の経過時刻 (hr)	前半		後半		r <sub>11</sub> -r <sub>12</sub>   (km)	前半 V <sub>r</sub> (km/hr)	後半 V <sub>r</sub> (km/hr)	V <sub>r</sub> -V <sub>g</sub>   (km/hr)	伊勢湾に最接近した時刻の中心気圧 (hPa)	変化前の最低中心気圧 (hPa)	変化後の最低中心気圧 (hPa)		
				ΔP <sub>1</sub> (hPa)	r <sub>11</sub>	ΔP <sub>2</sub> (hPa)	r <sub>12</sub>									
T5313	9月25日17時	9月25日19時	2	99	77	61	29	90	48	29	38.4	79	40.6	930	930	970
T5915	9月26日18時	9月26日22時	5	286	81	89	34	103	47	14	47.7	73.3	25.6	945	925	966
T6118	9月16日12時	9月16日16時	4	242	89	90	49	129	40	39	42.2	93.1	50.9	940	920	960
T9019	9月19日20時	9月20日1時	5	233	79	112	24	161	55	49	42.6	80.9	18.3	950	940	980
T3526	10月20日12時	10月20日16時	4	313	26	48	26	327	0	279	53.9	83.6	29.7	990	980	992
T7220	9月16日18時	9月16日22時	4	189	48	89	33	235	15	185	34.8	58.5	23.7	980	960	980
T7916	9月30日22時	10月1日1時	3	197	57	108	30	193	27	85	44.6	88.9	44.3	960	950	978
T7920	10月19日9時	10月19日13時	4	335	58	259	58	434	0	175	65.4	102.7	37.3	965	960	988
平均			3.9	237					29	107	46.2	80	33.8	946	974	

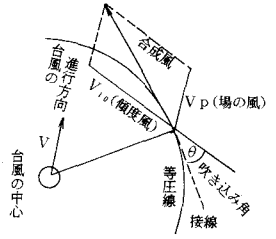


図-5 合成風の考え方

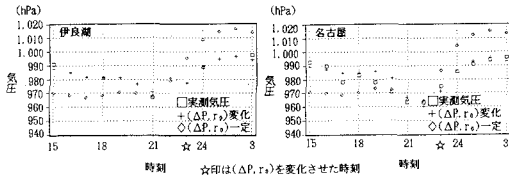


図-3 実測・計算気圧変化の比較 (T 5915)

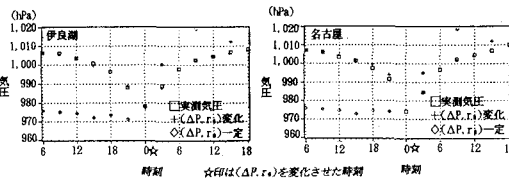


図-4 実測・計算気圧変化の比較 (T 9019)

3. 風の推算

台風による風の場の計算では、気圧傾度による傾度風と、台風の進行に伴う場のベクトルの合成を考える(図-5参照)。

a) 傾度風

傾度風は、式(1)に示される気圧分布の差から生じるもので、遠心力、コリオリ力および気圧傾度との釣り合いより次式で表される。

$$\frac{V_{gr}^2}{r} + fV_{gr} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r} \dots\dots\dots(2)$$

ここに V<sub>gr</sub>: 傾度風速 (m/s), r: 台風中心からの距離 (km), f: コリオリの係数 (f=2ω sin φ) φ: 緯度, ρ: 空気密度 (1.000 hPa, 15°C で 1.21×10<sup>-3</sup>gr/cm<sup>3</sup>) である。式(2)を V<sub>gr</sub> について解くと、次式となる。

$$V_{gr} = \frac{r \cdot f}{2} \left( -1 + \sqrt{1 + \frac{4}{\rho^2 r} \frac{\partial P}{\partial r}} \right) \dots\dots\dots(3)$$

また、式(1)より、気圧傾度は次式で与えられる。

$$\frac{\partial P}{\partial r} = \frac{\Delta P}{r^2} \cdot r_0 \cdot \exp(-r_0/r) \dots\dots\dots(4)$$

また、海面上 10 m 位置の傾度風速は次式で補正され

る。

$$V_{10} = C_1 \cdot V_{gr} \dots\dots\dots(5)$$

式(3), (4), (5)より式(6)が得られる。

$$V_{10} = \left\{ \frac{rf}{2} \left( -1 + \sqrt{1 + \frac{4}{\rho^2 r} \Delta P \frac{r_0}{r} \cdot \exp(-r_0/r)} \right) \right\} C_1 \dots\dots\dots(6)$$

ここに V<sub>10</sub>: 海面上 10 m 位置の傾度風速 (m/s), ω: 地球の自転速度 (7.29×10<sup>-5</sup> rad/s), ΔP: 台風中心の気圧低下量 (hPa), C<sub>1</sub>: 0.5~0.7 とする係数である。

b) 台風の進行に伴い発生する場の風

台風の進行に伴って生ずる場の風は、一般に次式で表される。

$$V_p = C_2 \cdot V \cdot \exp(-\beta \cdot r) \dots\dots\dots(7)$$

ここに、V<sub>p</sub>: 台風の進行に伴う風速(m/s), V: 台風の進行速度 (m/s), C<sub>2</sub>: 係数 (4/7 前後の値), β: 台風によって決まる定数である。

以上の式により風速を計算するには、係数 β, C<sub>1</sub>, C<sub>2</sub> および吹込み角を定めることが必要とされる。

合成風は、傾度風と場の風のベクトル和で与えられるが、場の風は式(7)で表されるように台風中心からの距離とともに指数関数的に減少し、傾度風が支配的になる。したがって、場の風がほぼ0と見なせる場合、合成風は式(6)で表される傾度風のみとなり、式(6)の左辺の V<sub>10</sub> が実測風速から与えられれば、計算された傾度風風速との比は一定 (C<sub>1</sub>) となる。そこでいくつかの台風に関し、実測風速と計算から求めた傾度風風速との比を図-6に示した。これによると、台風中心からの距離がほぼ 400 km 付近で比が一定となっており、この距離では場の風の影響がなくなると考えられる。以上より、式(7)において場の風をほぼ0にする距離に関するパラメータ β は π/400 と設定することにする。

C<sub>1</sub> は傾度風にかかる係数である。既に図-6に示した実測風速と計算された傾度風風速との比より、C<sub>1</sub> が求められる。図-6において、場の風の影響がないと考えられる台風中心からの距離が 400 km 以上における実測風速と傾度風風速の比は 5915 台風でほぼ 0.6 に近い。よって C<sub>1</sub> は 0.6 とおくことができる。

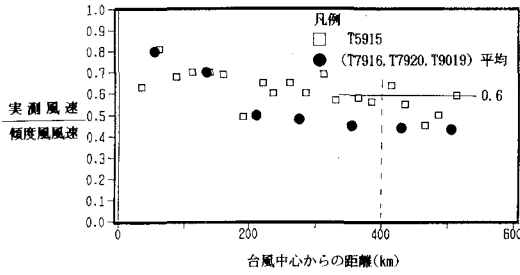


図-6 風速と台風中心からの距離の関係

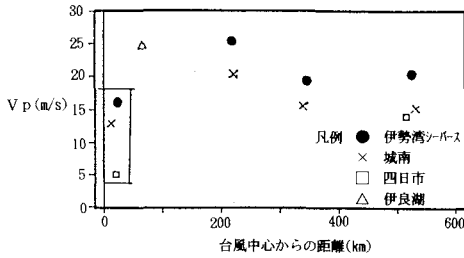


図-7 風速 (V<sub>p</sub>) と台風中心からの距離の関係

$C_2$ は場の風にかかる係数である。台風中心やその近傍の風速データが十分に整っている7916号台風のデータを用いて $C_2$ の検討を行ってみる。図-7を参照したとき、●印(伊勢湾シーバース)のデータのうち台風中心からの距離がほぼ0に近い場合には、実測風速( $V_p$ )が16 m/sであって、このとき台風の平均進行速度( $V$ )は20.6 m/sであったから、式(7)より $C_2 = V_p/V = 0.77$ となる。同様に、×印(城南)のデータのうち、台風中心からの距離がほぼ0に近い場合には、 $V_p = 13.2$  (m/s)であり、 $C_2 = 0.64$ となる。また□印(四日市)のデータでは、 $V_p = 5.0$  (m/s)であるから、 $C_2 = 0.24$ となる。これら3個の $C_2$ の平均値は0.55であって、今まで用いられてきた4/7 (0.57)に近い値である。本来5915台風ほか個々の台風においても同様な図より $C_2$ を決定すべきであるが、他の台風では台風中心からの距離がほぼ0に近い位置での実測風速データが得られなかったため、このような検討は不可能であった。したがって、今回の風の検証では今までに用いられている4/7を用いることとする。

$\theta$ は摩擦力による風の吹き込み角であり、傾度風と場の風によるベクトルの合成の際に必要となる。これについては、宇津木(1969)、高橋(1947)を参照して検討した。傾度風は、コリオリ力が最も効果的に作用した場合に見られる風であるが、地上付近では摩擦力が加わるため実際の風は傾度風とはかなり異なり、等圧線とある傾きをなして吹き込む。そして摩擦力が大きいほどその傾きも大きくなる(図-8参照)。図中のコリオリ力は緯度

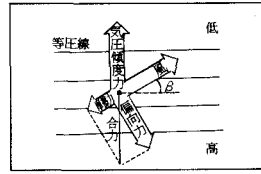


図-8 吹き込み角  $\beta$  の定義

表-3 吹き込み角一覧

吹き込み角	緯度(度)				
	10	20	30	40	60
海上	24	20	18	17	15
陸上	38	35	34	33	31

により変化するので吹き込み角もそれにより変化する。表-3には吹き込み角の一覧を示す(高橋, 1947)。表-3より、伊勢湾の高潮に大きな影響を及ぼす外力としての風は、南風(海上風)と考えられるので、計算に用いる吹き込み角 $\theta$ は海上風での値18°を用いることにする。

風向風速の検証計算は台風規模の大きなT5915, T9019の2台風、規模の小さなT7916, T7920の2台風の合計4台風について行ったが、ここでは規模の大きな5915号および9019号台風に対する結果を示す(図-9, 10参照)。これらの比較図によれば、実測風速と推算風速のピークの傾向はかなりよく一致している。地点によっては値の合わない所があるが、これは推算風が障害物のない海上風であるのに対し、観測所は陸上にあり障害物の影響を受け易いと考えられる。しかし、全体的に実測風向・風速と計算風の対応は良好であることから、各係数は $C_1 = 0.6$ ,  $C_2 = 4/7$ ,  $\theta = 18^\circ$ ,  $\beta = \pi/400$ として高潮計算を行うこととした。

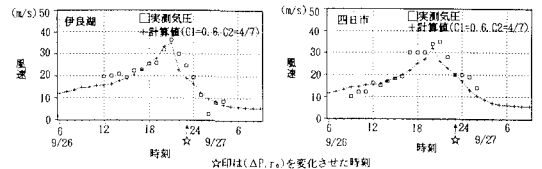


図-9 伊良湖, 四日市における風速の比較

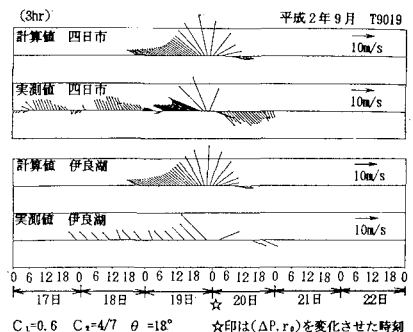


図-10 四日市, 伊良湖における風向風速の比較

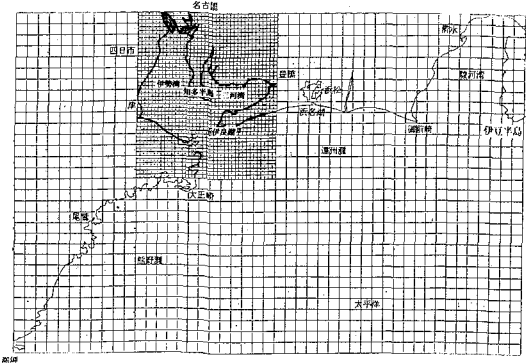


図-11 高潮計算に用いた計算領域 (広・狭領域)

#### 4. 高潮検証計算

高潮の検証計算は2次元単層モデルにより行った。

高潮の検証計算は、台風規模の大きな T 5915, T 9019 と台風規模の小さな T 7916, T 7920 の合計 4 台風について行った。計算では図-11 に示すように紀伊半島から伊豆半島までに広がる東西方向に 282 km, 南北に 168 km の広領域計算をまず行い、それに伊勢湾内の変化を調べるための狭領域計算を接続した。広領域計算のメッシュ間隔は 6 km, 狭領域計算のそれは 2 km とした。

高潮計算によって求められた各地点の潮位変化のうち、ここでは例として名古屋と四日市の計算結果を図-12, 13 に示す。図-12 は 5915 号台風、図-13 は 9019 号台風の場合である。T 5915 では、各地点とも計算潮位と実測潮位はよく一致している。T 9019 では潮位の計算結果の位相がずれたが、ピーク付近ではほぼ一致している。以上より、4 台風による高潮のほぼ良好な再現が可能となり、伊勢湾域での高潮予測が可能なるモデルができた。

#### 5. 結 論

本研究の主要な結論は次のようである。

①伊勢湾域への台風の来襲を考えたとき、Myers の式中の  $\Delta P$  および  $\eta_0$  は台風の上陸後約 4 時間、距離にして約 240 km 地点を境に大きく変化すること、そしてこの地点の通過前と通過後で 2 組の係数を設定することにより各地点の気圧変化はよく再現されることがわかった。

②傾度風と場の風の合成を考え、実績の台風データより係数  $C_1, C_2$  を定めた。これによると  $C_1=0.6, C_2=4/7$  であり、これは従来より用いられている値とほぼ一致

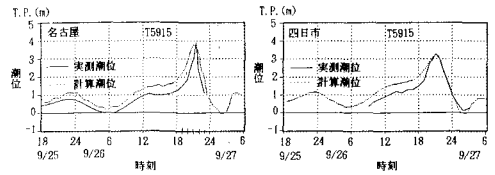


図-12 名古屋と四日市における潮位の比較

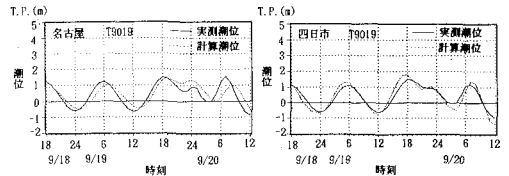


図-13 名古屋と四日市における潮位の比較

した。

③以上の風の場を与えて高潮計算の追算を行ったところ、台風規模の大きい T 5915, T 9019, および規模の小さい T 7916, T 7920 についての潮位の経時変化をかなり高い精度で計算することができた。

謝辞：本研究は、岩垣雄一名城大学教授を委員長とし、東京大学渡辺 晃教授、名古屋大学岩田好一朗教授、名古屋工業大学喜岡 渉教授ほか、行政機関の関係者からなる委員会での検討結果の一部であることを付記し、ご助言をいただいた委員長ほか各委員に深甚な謝意を表する次第である。

#### 参 考 文 献

宇津木政雄 (1969): 天気予報の手引き, (財) 日本気象協会, p. 10.  
 高橋浩一郎 (1947): 外挿法に基づく量的天気予報の研究 (その 1), 研究速報, 第 13 号.  
 合田良実・永井康平 (1969): 大阪湾における台風時の波浪の数値計算, 第 16 回海岸工学講演会論文集, pp. 75-84.  
 土屋義人・山下隆男・岡 扶樹 (1981): 2 レベルモデルによる高潮の追跡—台風 7916 号による大阪湾の高潮—, 第 28 回海岸工学論文集, pp. 54-58.  
 張 君倫・首藤伸夫 (1984): 高潮による陸上浸水に関する数値計算, 第 31 回海岸工学講演会論文集, pp. 223-227.  
 村上和男・森川雅行・堀江 毅 (1985): ADI 法による高潮の数値計算法, 港湾技研資料 No. 529; 運輸省港湾技術研究所, pp. 213-217.  
 Myers, V. A. (1954): Characteristics of U. S. hurricanes pertinent to levee design for lake Okeechabee, Fla., Hydrometeorological. Rep., No. 32, Weather Bureau, U. S. Dept. Commerce, Wash D. C. 106 p.