

高潮解析における台風モデルの気圧場の取り扱いに関する研究

中部大学 ○今泉智昭 中部大学 村瀬大輔
中部大学 正会員 武田 誠 中部大学 フェロー 松尾直規

1. 研究目的 日本では過去に大規模な高潮災害に襲われており、地球温暖化に伴う海面上昇や台風の規模・頻度の変化などを考慮すると、高潮災害はより重視すべき災害である。対策としては海岸堤防・防潮堤の強化が主なものであるが、堤防の構造的問題や生活質の向上を考えると、ハード的対策のみでなくソフト的対策の検討が必要となる。従って、その資料を与える高潮解析法について詳細に検討する必要がある。従来の高潮解析法では台風モデルが適用されており、モデルの係数には定常値が用いられている。しかし、これでは台風上陸に伴う勢力減衰、風等に対する地形の影響が表現できない。本研究では、台風モデルを対象領域（ここでは伊勢湾）特有のモデルと位置づけ、気圧場、風速場をより精度良く再現する係数の特性を検証考察し定式化することで、高潮解析モデルの精度向上を目指す。

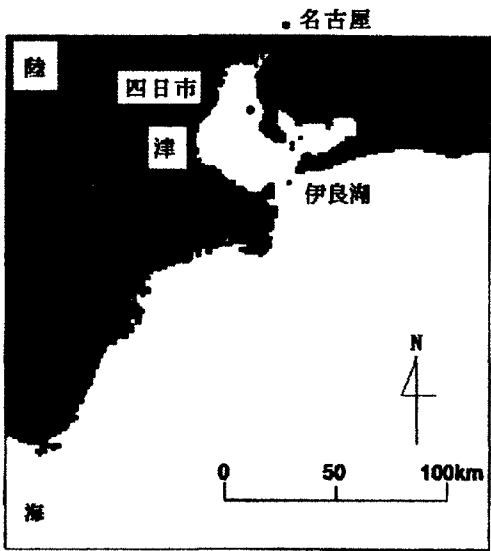


図1 計算領域

2. データ収集及び検討 1989～1998年の伊勢湾に影響を及ぼした台風12個を取り上げ、台風のデータ（緯度、経度、中心気圧）と伊勢湾を囲む気象観測所（四日市、津、名古屋、伊良湖）の観測値（海上気圧、風速、風向）を収集した。これらのデータから、潮位偏差が台風のどのような特性に起因しているかを検討し、表1の整理を行った。まず、台風の移動速度の順位と偏差ピークの順位にはあまり関係がないようである。また、逆に、遅い台風が大きな偏差ピークを生じているかというところでもなく、ある一定の関係は見られない。また、接近距離と偏差ピークの関係も同様に、一定の関係は見られない。中心気圧は比較的偏差ピークの順位と同様の傾向を示している。台風の特性が高潮に与える影響は複雑であり、一概には言えないが大きくみてこれらの特性の中で気圧場が支配的であるといえる。気圧分布は風速値にも大きな影響を与えることから、気圧場の正確な設定は高潮解析において重要となる。

表1 名古屋港における潮位偏差ピークと台風データの比較

台風	8917	9019	9021	9028	9119	9313	9314	9426	9612	9707	9709	9810
偏差ピーク (cm)	61	167	71	97	76	54	59	152	55	63	72	89
中心気圧 (hPa)	975	890	950	910	925	925	985	925	955	960	920	900
速度 (km/h)	57.6	48.3	63.5	47.8	101.1	36.4	39.9	15.6	39.9	58.8	37.9	91.4
接近距離 (km)	77.6	4.8	88.1	33.8	348.3	232.8	15.2	83.3	21.06	43.4	236.1	190.3

(注) **観測値**：順位が1位 **観測値**：順位が2位 **観測値**：順位が3位 **観測値**：順位が4位
中心気圧:台風の最低気圧、速度:名古屋に最接近した時の台風速度、接近距離:台風と名古屋の観測の最短距離

3. 解析方法 台風モデルの気圧場は、同心円分布と仮定した Schloemer の式 ($P = P_c + \Delta P \exp(-r_m/r)$) を採用する。ここで、 r は台風の中心からの距離、 P は距離 r における気圧、 P_c は中心気圧、 ΔP は中心気圧低下量 ($\Delta P = P_\infty - P_c$ で P_∞ は初期気圧)、 r_m は最大旋衡風速半径であり、一般に 60km 程度の値が取られている。風速場は、台風の移動に伴って発生する風 (V_p) と気圧傾度による傾度風 (V_{gr}) から換算される海上 10m の風とのベクトル和として次式で決定する。

$$V_P = C_1 V_t \exp(-\beta r) \quad (1), \quad \frac{V_{gr}^2}{r} + f V_{gr} = \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial P}{\partial r} \quad (2), \quad V_S = C_2 V_{gr} \quad (3)$$

ここに、 V_t は台風の移動速度、 C_1 、 C_2 、 β はいずれも定数であり、一般的には、 $C_1=4/7$ 、 $C_2=0.6$ 、 $\beta=\pi/(400 \times 1000)$ が用いられている。また、 V_S は V_{gr} に比べて 30° 内側に傾くものとする。本研究では、観測データより係数を算出し気圧場・風速場の設定を行う。なお、本研究では気圧場の設定について検討した。

4. 解析結果 気圧分布式に用いられる r_m の算出を行った。Schloemerの式を $r_m = r(\log \Delta P - \log(P - P_c))$ とし観測値(台風の中心の位置と観測所との距離、台風の中心気圧、観測所の海面気圧、初期気圧)を代入することで各観測所における r_m を算出することができる。図2に台風9019号における4地点で得られた時間毎の r_m の最大値と最小値の差を示す。なお、横軸の距離は台風が名古屋に近づいている場合をマイナス、遠ざかる場合をプラスで示している。観測所から離れているときには比較的 r_m のバラツキが少ないが、台風が陸地に接近するとバラツキが増加していく傾向にあった。 r_m のバラツキが大きいことは、気圧場を同心円分布と仮定することが困難なことを示している。これは、台風が上陸し地形などに伴う気圧場の乱れが生じ、台風が観測所を通過した後も既存の乱れた気圧場の影響で r_m のバラツキが増加していくことが推察される。しかし、時間毎に得られた4つの r_m の平均値を用いて気圧を計算した結果、大きな誤差は生じていなかったため、気圧分布は同心円分布と仮定できると判断した。

各観測所より算出した r_m の平均値をグラフ化してみたところ大別して「順々に増加を続けるもの(図3、4)」と「台風が観測所に最接近した時、急激に r_m が低下し後に増加する(図5)」という2のパターンに分けることができた。前者の中にも台風来襲前後で r_m 増加勾配のほぼ等しいもの(図3)と、そうでないもの(図4)に分けられた。図5のような場合には「紀伊半島から伊勢湾に向けて台風が移動してくる」といった、台風コースの共通点が発見された。これらの台風は、地形などにより減衰せず伊勢湾に多大な影響を及ぼし、急激な r_m の低下を起こしていると思われる。

5. まとめ 本研究により、台風コースによる r_m の特性が明らかとなった。今後は、これら台風コースのパターン化と r_m の定式化、 r_m の台風来襲前後での勾配の違いなど、より詳細な検討を行う予定である。さらに風速場による係数 C_1 、 C_2 、 β についても検証し、より良い高潮解析に用いる係数を検討し、解析モデルの精度向上を図るつもりである。

6. 参考文献 武田誠・松尾直規：高潮解析における台風モデルの構築に関する検討, 中部大学 工学部 紀要, 1999. (投稿中)

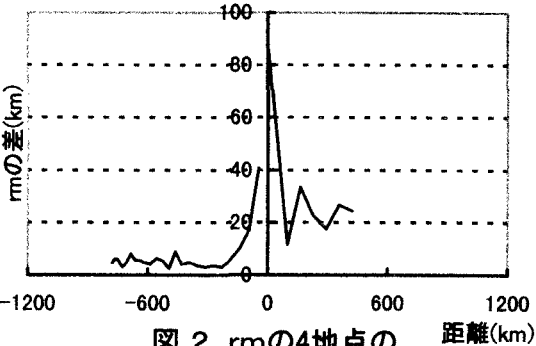


図2 r_m の4地点の最大値と最小値の差 (台風9019号)

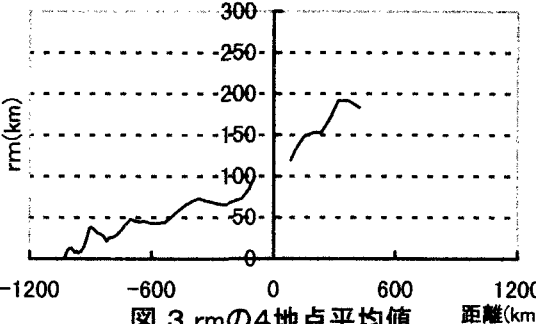


図3 r_m の4地点平均値 (台風9426号)

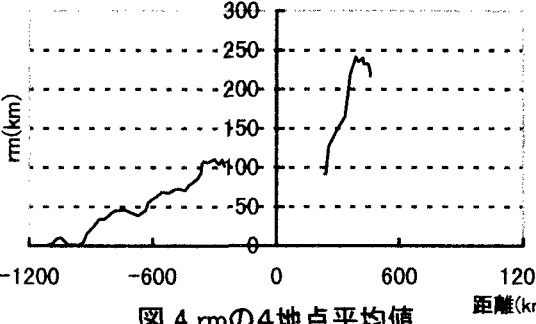


図4 r_m の4地点平均値 (台風9709号)

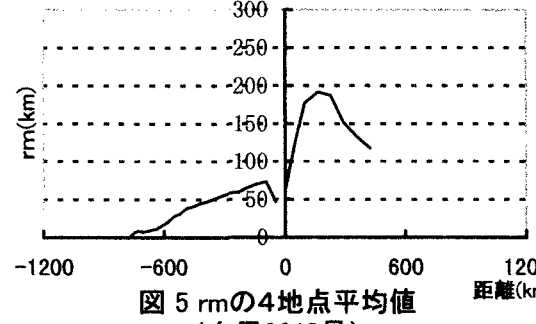


図5 r_m の4地点平均値 (台風9019号)