

豪雨がもたらす大気境界層内の風速分布への影響

The effect of heavy rainfall on wind distributions in atmospheric boundary layer

北海道大学工学部環境社会学科 ○学生員 大山高弘 (Takahiro Ooyama)

北海道大学大学院工学研究院 正会員 山田朋人 (Tomohito Yamada)

1. はじめに

大気境界層は大気と地表面（海面・陸面）における運動量、水熱フラックスを考える上で極めて重要である。近年我が国ではゲリラ豪雨と呼ばれる突発的かつ局所的豪雨による洪水災害が頻発している。局所的豪雨は i) 落下中の雨滴の蒸発に伴う気化熱による周辺空気塊の冷却効果、ii) 雨滴の落下による連行効果、iii) 雨滴自身の重さによる大気を押し下げる効果の複合的な影響によって下降気流は促進される。これはダウンバーストとして知られるものである。

図-1 は豪雨に伴うダウンバーストの概念図を示す。ダウンバーストのような豪雨に伴う下降気流は上空の冷たい空気を地表面に引き落とし、その結果水平方向に広がる強風(ガストフロント)を生ずる。このガストフロントによる冷たい空気と周辺の暖かく湿った空気がぶつかる場所では上昇気流が発生するため、ガストフロントの付近では強い上昇気流が発生する。すると、地上付近では上昇気流を伴った激しい突風が発生することがある。これにより上昇気流がさらに発達し、積乱雲の形成が促進される。

本研究の最終的な目的は局所的豪雨によって引き起こされる下降気流が大気境界層に与える影響を解明することである。本報告書では大気境界層中に存在する落下中の雨滴が周辺空気の風速分布及び運動量に与える影響を議論する。2 章では先行研究が提案した雨滴落下が与える風速分布への影響に関するモデルの説明を行う。3 章では同モデルを用いた豪雨時における大気境界層への風速分布や運動量への影響について議論し、最後にまとめで 4 章に記す。

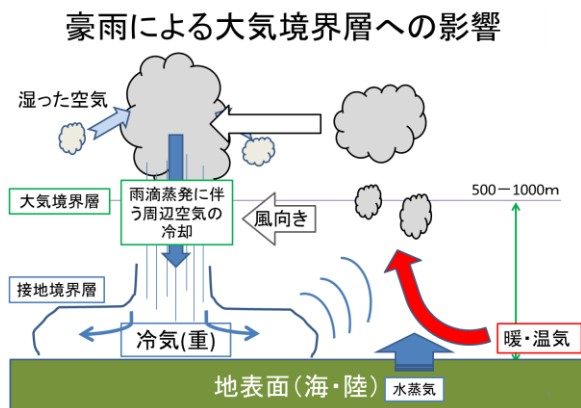


図-1 局所的豪雨に伴う大気境界層への影響の概念図

2. 雨滴の運動が大気境界層に与える影響のモデル化

2.1 表面応力

雨滴の落下が大気境界層中の風速分布に与える影響を議論した先行研究^{1),2)}を紹介する。これらの論文で提案されたモデルでは雨滴の質量 m 、密度 ρ_a 、断面積 A_1 として考える。ただし、形は球形で変形はしないものとし、空気密度を ρ_a 、抵抗係数を C_d としている。

大気の流れ場に対する雨滴の水平速度と鉛直速度を考慮した合成速度 u_r を図-2(a)及び(2)式で表す。図-2(b)における Drag Force(D.F.)は(3)式のように表される。また、図-2(b)より運動方程式を導くと(4a)(4b)式が得られる。

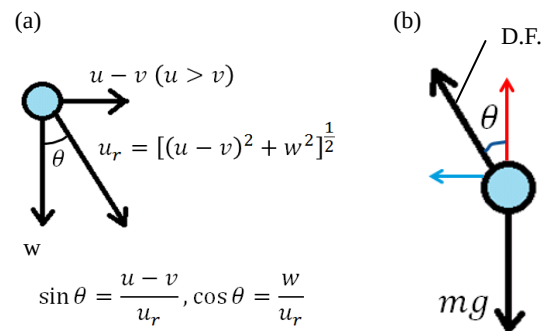


図-2 (a)において $u-v$ は大気に相対的な雨滴の水平速度を表し、 w は鉛直速度、 u_r は合成速度である。(b)において雨滴の重力と空気摩擦力(D.F.)が表されている²⁾。

$$u_r = [(u-v)^2 + w^2]^{1/2} \quad (2)$$

$$D.F. = \frac{1}{2} \rho_a C_d A_1 u_r^2 \quad (3)$$

$$m \frac{du}{dt} = -\frac{1}{2} \rho_a C_d A_1 u_r^2 \sin \theta \quad (4a)$$

$$m \frac{dw}{dt} = -mg + \frac{1}{2} \rho_a C_d A_1 u_r^2 \cos \theta \quad (4b)$$

雨滴の鉛直速度が終端速度 w_t に達したとき、加速度は 0 になり、(4b)は以下のように表される。

$$mg = \frac{1}{2} \rho_a C_d A_1 w_t^2 \quad (5)$$

(5)式を(4a)(4b)に代入し整理すると以下(A)(B)のようになる。(A)は雨滴の水平加速度を表し、(B)は鉛直加速度を表している。

$$\frac{du}{dt} = -\frac{g}{w_t^2} \left[(u-v)^2 + w^2 \right]^{\frac{1}{2}} (u-v) \quad (A)$$

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{g}{w_t^2} \left[(u-v)^2 + w^2 \right]^{\frac{1}{2}} w - w_t^2 \quad (B)$$

$U = u/w_t, V = v/w_t, W = w/w_t, T = tg/w_t$ を用いて(A)(B)式を無次元化すると以下(6a)(6b)のようになる。

$$\frac{dU}{dT} = -\left[(U-V)^2 + W^2 \right]^{\frac{1}{2}} (U-V) \quad (6a)$$

$$\frac{dW}{dT} = \left[(U-V)^2 + W^2 \right]^{\frac{1}{2}} W - 1 \quad (6b)$$

また、(A)(B)式の両辺に $dt/dz (=1/w)$ を乗じると、計算過程により(7a)(7b)となる。

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} \times \frac{dt}{dz} &= -\frac{g}{w_t^2} \left[(u-v)^2 + w^2 \right]^{\frac{1}{2}} (u-v) \times \frac{dt}{dz} \\ \Rightarrow \frac{du}{dz} &= -\frac{gu_r(u-v)}{w_t^2 \cdot w} \end{aligned} \quad (7a)$$

$$\begin{aligned} \frac{dw}{dt} \times \frac{dt}{dz} &= \left(-\frac{g}{w_t^2} \left[(u-v)^2 + w^2 \right]^{\frac{1}{2}} w - w_t^2 \right) \times \frac{dt}{dz} \\ \Rightarrow \frac{dw}{dz} &= \frac{gu_r}{w_t^2} - \frac{g}{w} \end{aligned} \quad (7b)$$

(7a)は高さ z における水平風速 u の変化を表し、(7b)は高さ z における鉛直風速 w の変化を表している。この(7a)(7b)式は先行論文³⁾でも扱われている。

2.2 雨滴が空気の水平面応力に与える影響

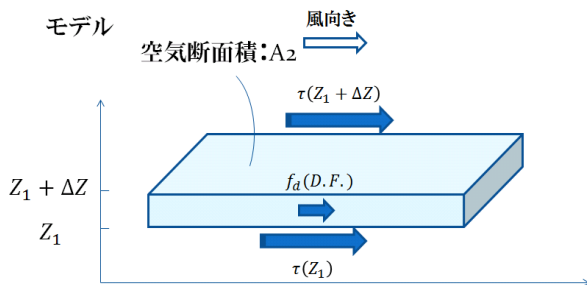


図-3 微小な空気塊に与えられる応力

力のつり合いより雨が微小空気塊に与える水平成分の体積力が求められる。

$$\begin{aligned} \tau(z_1 + \Delta z)A_2 + f_d A_2 \Delta z &= \tau(z_1)A_2 \\ \Rightarrow \frac{\tau(z_1 + \Delta z) - \tau(z_1)}{\Delta z} &= -f_d \\ \Rightarrow \frac{d\tau}{dz} &= -f_d \quad (\text{体積力}) \end{aligned} \quad (8)$$

(4a)より雨滴一粒が微小空気塊に及ぼす応力 f_i は以下のように変形、導かれる。

$$\begin{aligned} f_i &= -m \frac{du}{dt} = \frac{1}{2} \rho_a C_d A_r u_r^2 \sin \theta \\ \text{図-2(a)より } \sin \theta &\text{ を代入。} \\ \Rightarrow f_i &= \frac{1}{2} \rho_a C_d \pi r^2 u_r^2 \cdot \frac{u-v}{u_r} \\ \Rightarrow f_i &= \frac{1}{2} \rho_a C_d u_r (u-v) \pi r^2 \end{aligned} \quad (9)$$

体積 $A_2 \Delta z$ 中の雨滴の総数。

$$n = N A_2 \Delta z (-w)^{-1} \quad (10)$$

N は毎秒毎に雨滴が 1 cm^3 を通過する数を表し、その値は降雨強度 $R(\text{cm/h})$ に関連する。 N は以下の式で表す。

$$N = \frac{3R}{4\pi^3 \times 3600} = \frac{R}{4800\pi^3} \quad (11)$$

(10)(11)式を(8)式に代入し、単位体積を通過する全雨滴の総応力を求める ($A_2 \Delta z$ を単位体積とする)。

$$\begin{aligned} \frac{d\tau}{dz} &= -f_d = f_i \times n \\ &= -\frac{1}{2} \rho_a C_d u_r (u-v) \pi r^2 \times N A_2 \Delta z \left(-\frac{1}{w} \right) \\ &= \frac{\rho_a R C_d u_r (u-v)}{9600 r w} \end{aligned} \quad (12)$$

これらの式は大気の大対数的風速分布に寄与できる。また、鉛直勾配を無視した空気の応力式は以下である。

$$\tau = \rho_a (Kz)^2 \left(\frac{dv}{dz} \right)^2 \quad (13)$$

K : カルマン定数 0.4

2 章で説明してきた先行論文では、これらの式を使用して様々な状況下における応力の増加率をまとめており、最終的に大気境界層で対数的風速分布を落下する雨滴はわずかに風速の増加に影響すると結論付けている。降雨強度 R が大きく、地表面粗度 z_0 が小さく、弱風の時に

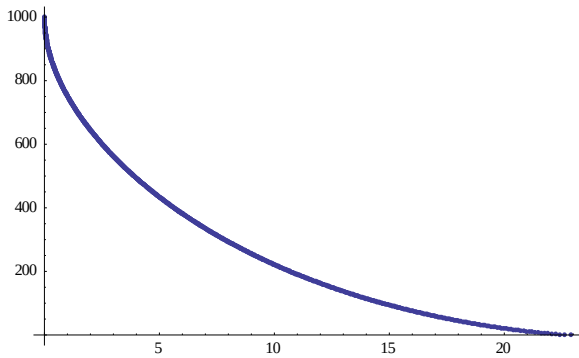


図-4 雨滴の落下に伴う境界層内の応力分布に与える影響

縦軸は鉛直方向(0~10m)、横軸は 10m 高さにおける応力に対する割合(%)を示す。

応力の変化率は大きくなる⁴⁾。

3. 結果

前章で紹介した(7a), (7b), (12), (13)を連立させ、雨滴が風速分布に及ぼす影響について議論を行う。ここでは地表面から高さ 10m における水平風速及び雨滴の水平風速を 5m/s、地表面粗度 Z_0 を 0.5cm、 $\tau/\rho_a=727\text{cm}^2\text{s}^{-2}$ とする。図-4 は地表面から 10m 高さにおける水平応力に与える雨滴の影響を示す。これによると豪雨に伴う雨滴の落下は接地境界層内の運動量に無視しえない影響を及ぼすことがわかる。

4. 雨滴粒径分布の導入

前章において結果を示した雨滴が及ぼす境界層内への影響には雨滴粒径分布情報が考慮されていない。これまで多くの粒径分布関数が提唱されてきたが、中でも一般的なものとして Marshall and Palmer(M-P)分布が知られている(図-5)⁴⁾。

雨滴の直径 D から $D + dD$ 個含まれる単位体積当りの雨滴数を $N(D)dD$ とすると、雨滴粒径分布が(13)式のような指数関数を用いてパラメータ化できる。

$$N_D = N_0 e^{-\Lambda D} \quad (14)$$

N_0 は $D=0$ の時 $N(0)$ の値である。これはどんな降雨強度においても不変である。

$$N_0 = 0.08 \text{ cm}^{-4} \quad (15)$$

$$\Lambda = 41R^{-0.21} \text{ cm}^{-1} \quad (16)$$

そこで、今後は M-P 分布の情報を加味した雨滴落下が与える大気境界層への影響の式を提案し、議論を深める予定である。

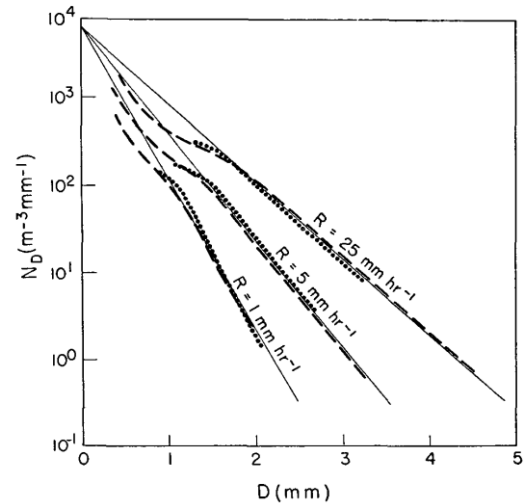


図-5 降雨強度の違いによる分布関数(実直線)と Laws and Parsons の結果(破線)と Ottawa における観測値(点線)。D: 雨滴の直径、 N_D : 雨滴の個数、R: 降雨強度を表す。

5. 今後の予定

先行論文^{2) 3)}における数式に Marshall and Palmer の雨滴分布情報⁴⁾を考慮した上で、豪雨に伴う下降気流が水平方向に広がる風速分布にどのように影響を与えるのかを研究する。また、雨滴が蒸発する際の気化熱に伴う周辺大気の冷却効果や、タイのフラックスタワーで得られた観測データを元にダウンバーストによる下降気流を発見し解析を行い、その解析データと、実際の積雲の分布図が一致しているかの研究を行い、大気境界層内の水文気象場の特徴を明らかにする予定である。

参考文献

- 1) Douglas R. Caldwell and William P. Elliott April 1971 :Surface Stresses Produced by Rainfall pp.145-148
- 2) Douglas R. Caldwell and William P. Elliott April 1972 :The effect of rainfall on the wind in the surface layer pp.146-151
- 3) J.S.Marshall and W. McK. Palmer 1948 :Shorter contributions, the distribution of raindrops with size PP.165-166