

東京都内で夏季に発生した短時間強雨時の地上風収束

—稠密観測資料から求めた発散量の評価と利用—

瀬戸 芳一*1・常松 展充*2・高橋 日出男*3

要 旨

短時間強雨の事前予測に向けて、本研究では高密度な観測資料をもとに東京都内における強雨事例を抽出し、強雨直前における地上風収束の特徴について解析した。その際に、地上風の観測誤差に起因する発散量誤差を評価したうえで、発散量と地上付近の鉛直流との対応を検討した。

強雨に先行する収束量増大の指標として、実効雨量と同様の考え方から「実効収束量」を定義して時間変化を検討した。降水開始の1時間程度前から、非強雨時と比べて顕著な収束の増大が強雨事例の約25~40%で認められた。また、強雨直前の実効収束量が大きいほど、降水開始後の積算降水量とピーク時の降水量がともに多い傾向にあった。実効収束量の増加域と強雨域の移動はよく対応し、実効収束量による強雨発生直前予測について検討した結果、空振り率は高いものの、予測が適中した事例の半数程度で強雨発生に60分以上先行して実効収束量が閾値に達し、実効収束量の監視が直前予測に有用であることが示唆された。

1. はじめに

近年、夏季に頻発する短時間強雨に伴って、東京都内においても浸水や道路冠水といった被害が多発している。東京都区部における暖候期午後の降水には長期的な増加傾向が指摘され、都市化に伴って短時間強雨の時空間的な発現の特徴が変化していることも示唆される (Fujibe *et al.* 2009; Kusaka *et al.* 2019)。また、短時間強雨の発現頻度には、東京都区部内においても明瞭な地域性が認められ、頻度の高い北西部と頻度の低い東部とでは、強雨発現頻度に2~3倍の差異があることが指摘される (高橋ほか 2011)。このように、夏季の雷雨性強雨は局地的で、短時間のうちに発生・発達するため、事前の予測が難しい。

短時間強雨をもたらす積乱雲の発達過程を考えると、強雨の発生前には上昇流に対応した地上風の収束と大気下層における水蒸気の集中を伴うことが想定される。藤部ほか (2002) は、東京都区部で発生する強雨に先立って、鹿島灘沿岸から吹く東寄りの風と相模湾沿岸から吹く南寄りの風とが東京付近で収束する、いわゆる E-S 型の風系が現れることを示した。また、中西・原 (2003) は、降雨開始直後にみられる冷氣外出流前面での収束の強まりが、東京付近における降水の強化に関与することを指摘した。一方、Shoji (2013) は、GPS 解析から得られる大気下層の水蒸気非一様性を示す指標が、対流性降水の発生に先行して増加することを見出した。Seto *et al.* (2018) は、東京都区部における高密度な観測資料を用いた解析により、強雨発生の数十分前から強雨域の付近において地上風収束が増大するとともに、Shoji (2013) により提唱された水蒸気集中の指標である WVC index にも増加傾向が認められ、これらの監視が強雨発生の直前予測に有用であることを示した。

このように、対流雲発達に先立つ風系や収束量変化を監視することで、強雨発生の直前予測を行える可能

*1 (連絡責任著者) 東京都立大学都市環境科学研究科地理環境学域。
seto-y@tmu.ac.jp

*2 公益財団法人東京都環境公社東京都環境科学研究所。

*3 東京都立大学都市環境科学研究科地理環境学域。

—2021年8月27日受領—

—2022年1月25日受理—

性があるが、その際に収束・発散量の精度のよい見積もりが必要となる。地上風の水平収束・発散量(以下、発散量)は、大気下層での上昇・下降流に対応する指標として、局地風系の鉛直構造把握などの目的でも用いられる(高橋 1998; Yamato *et al.* 2017など)。アメダスなどの地上気象観測値から発散量を求める場合、地上風を格子点に内挿し、隣り合う格子点間の風速差から求める方法(中央差分法)が簡便である。一方、田中ほか(1997)によれば、一般に水平風には10%程度の観測誤差があるとされ、誤差が風速差の大きさに匹敵するために発散量の誤差が大きいことが指摘される。より実用的な算出方法として、田中ほか(1997)はまた、周辺の東西、南北風成分を重回帰により平面に近似し、格子スケールの誤差を平滑化して求める平面近似法(Kung 1972)を挙げており、この方法もしばしば用いられる(甲斐ほか 1995など)。しかし、これにより求めた発散量に、どの程度の誤差が含まれるかはあまり検討されていない。

本研究では、明瞭な地域性が認められる強雨発生の事前予測に向けて、東京都内を中心に観測された高密度な気象データを用い、短時間強雨事例を抽出して強雨直前における地上風収束の特徴について解析する。強雨に先行する収束の増大を検出するための指標を導入し、強雨時における時間変化や降水量との関係、強雨の直前予測への利用可能性を検討した。また、これらの検討に先立って、稠密な観測データが利用できる関東地方を対象に、地上風から求めた発散量の誤差について評価を行うとともに、地上付近の鉛直流と発散

量との関係についても検討した。

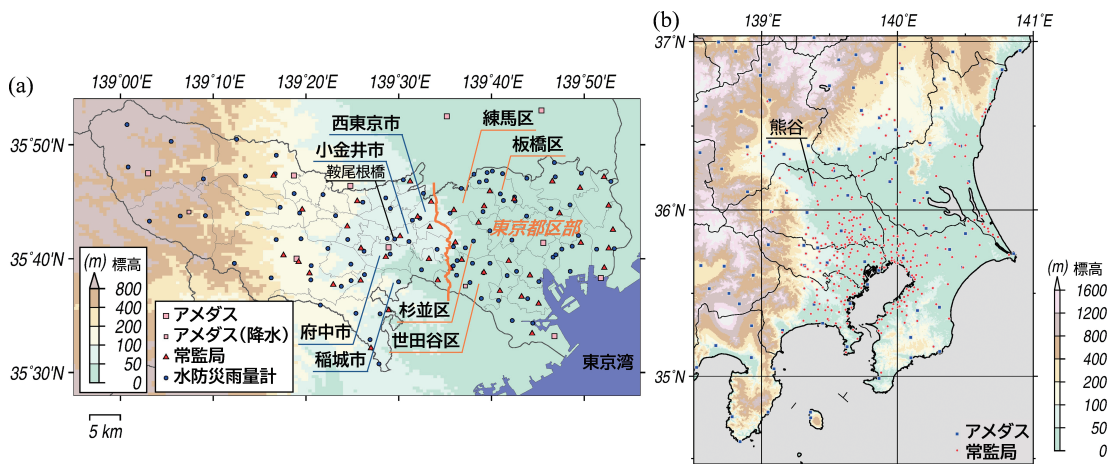
2. 資料と方法

2.1 資料

気象庁によるアメダス観測資料に加えて、各都県による大気汚染常時監視測定局(常監局)における風向風速、東京都水防災雨量計(98地点)の降水量データを用いた。強雨事例の抽出と地上風収束の解析は、第1図aに示した東京都内の観測地点を用いて、10分値が利用できる2011年から2015年(5年間)の7月から9月を対象に行った。また、使用地点の選別および発散量誤差の検討にあたっては、より広い範囲での風系場と発散場を対象とするため、第1図bに示した関東地方の観測地点における地上風の特別値を用い、2003年から2014年(12年間)の7、8月を対象とした。本研究では、これらのデータに対して異常値の除去や地点の選別などの品質管理を行ったうえで、解析に用いる。第2図に、使用データと品質管理および解析の流れを示した。さらに、発散量と地上付近の鉛直流との対応を検討するため(3.2節)、気象庁ウィンドプロファイラ観測データを、強雨時における大気安定度の特徴を検討するため(6章)、気象庁メソ数値予報モデル(MSM)初期値データも合わせて使用した。

2.2 風速の補正と使用地点の選別

アメダスと常監局は、地点によって風の観測高度が異なることから、観測値から直接に発散量を算出することは適当でないと考えられる。そこで、観測点周辺の土地利用状況から推定した地表面粗度を用いて対数



第1図 解析に使用した観測地点の分布。(a) 東京都内(降水・風, 10分値), (b) 関東地方(風, 特別値)。

則により統一高度（10m）の風速を求め、観測高度の違いによる影響の補正を行った。地表面粗度の推定は、桑形・近藤（1990）による方法を参考に、国土交通省による国土数値情報土地利用細分メッシュデータ（2014年度）を用いて行った。各観測点から観測高度の100倍の半径（最大2.5km）を持つ円形の領域内に占める土地利用種ごとの面積比を算出し、土地利用区分の変更に伴い修正を加えた実験式（瀬戸・高橋 2011）を用いて、各観測点の周囲における平均的な粗度値を推定し、風速の高度補正を行った。

また、常監局の観測値には観測環境などに起因する誤差や異常値が含まれる可能性がある。そこで、西ほか（2015）による品質管理手法を参考に、使用地点の選別を行った。比較対象として各常監局から半径25km以内にあるアメダス地点の観測値を常監局地点に内挿し、風向や風速の差（D値）が一定基準を満たす地点のみを用いることとした。各地点への内挿は、地点間距離の逆数により重みを付けて平均する逆距離加重法で行った。各地点における風向および風速のD値を日中（9時～20時）と夜間（1時～8時、21時～24時）に分けて平均値と標準偏差をそれぞれ求め、いずれかが西ほか（2015）が用いた基準を超過する地点を解析から除いた。第1図では基準を満たした観測地点を示しており、東京都内では58地点中44地点、関東地方では405地点中326地点が基準を満たした。

2.3 発散量の算出

本研究では地上風観測値を格子点に内挿し、平面近似法により求めた発散量を用いる。各格子点における発散量 d は、東西・南北方向の座標を x, y とし、周辺の格子点における風の東西成分 u と南北成分 v をそれ

ぞれ重回帰により平面に近似して、次式のように求められる。

$$\begin{aligned} u(x, y) &= u_0 + Ax + By, \\ v(x, y) &= v_0 + Cx + Dy, \\ d &= \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = A + D \end{aligned} \tag{1}$$

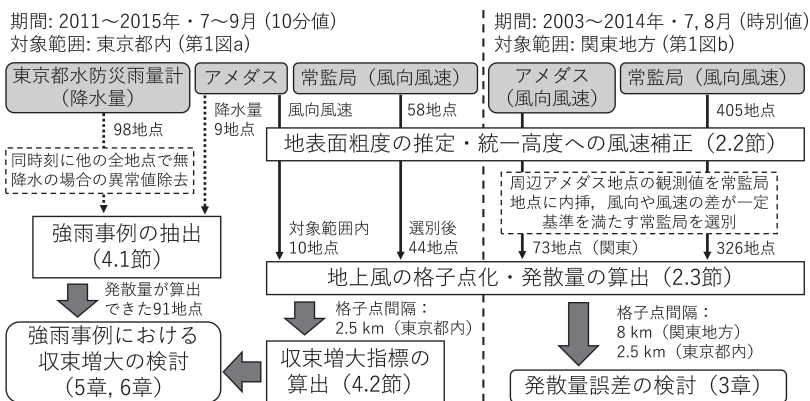
ここで、 u_0, v_0 はそれぞれの重回帰における定数項、 $A \sim D$ は偏回帰係数である。平面近似法では必ずしも格子点への内挿を必要とせず、周辺の観測値を用いて直接に発散量を求めることも可能であるが、本研究では発散量算出の際に問題となる小スケールの誤差を抑えるため、格子点化と平面近似による2回の平滑化を行った。東京都内を対象に2.5km間隔に設けた格子点に対して、半径6km以内にある観測点の風を逆距離加重法で内挿し、各格子点において周囲9格子点（東西3×南北3）の値に平面近似法を適用して発散量を求めた。発散量誤差の評価においては、異なるスケールで求めた発散量についても検討するため、関東地方を対象に格子点間隔を8km、探索半径を16km以内、平面近似法を適用する範囲を周囲25格子点（東西5×南北5）と広く設定した計算もあわせて行った。

3. 発散量の誤差評価と鉛直流との関係

3.1 発散量誤差の評価

本節では、地上風の観測誤差に起因する発散量誤差の評価をまず行う。すなわち、観測誤差の範囲で各地点の観測値を変化させて発散量を繰り返し求めることによって、観測誤差に起因する発散量誤差の評価を試

みた。各地点における風向風速の観測値に対し、乱数を用いてランダムに誤差を与えて同時刻の発散量分布を100通り求め、発散量のばらつき（標準偏差）を検討した。本研究で用いる風速の最小単位は、2008年以前のアメダスが1m/s、常監局と2009年以降のアメダスが0.1m/sであり、風向の最小単位は16方位である。観測値に与える誤差の範囲は、風速は±10%、風



第2図 使用データと品質管理および解析の流れ。

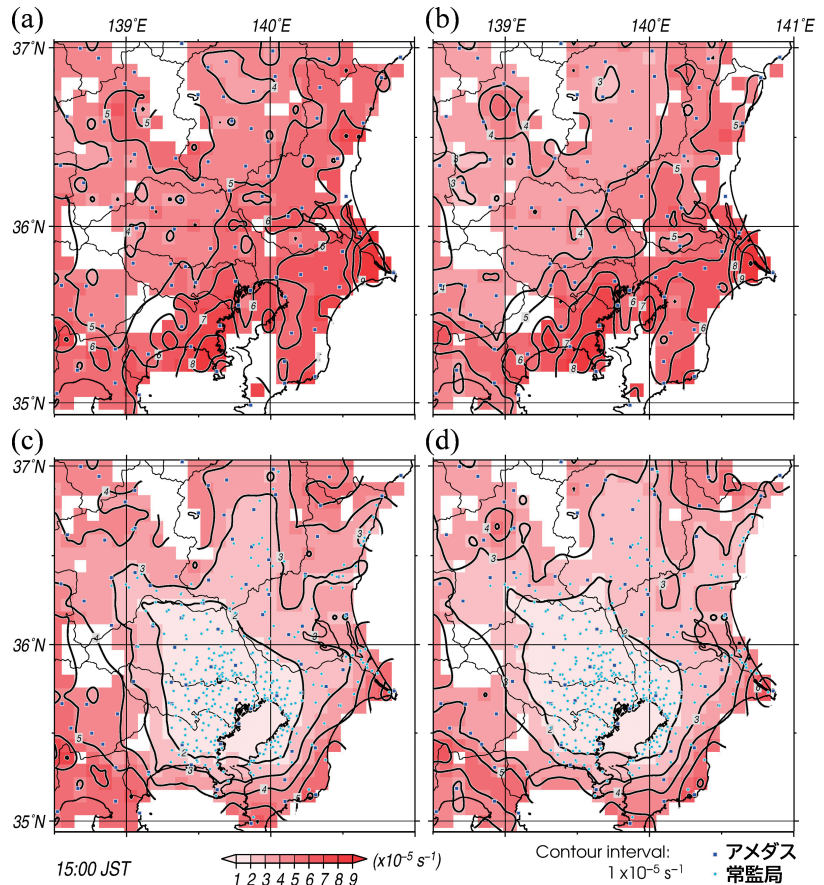
向は±1方位(22.5°)に設定し、風速の最小単位の違いによる影響も検討するため、2008年以前のアメダスには±0.5m/s、常監局と2009年以降のアメダスには±0.05m/sの風速誤差をさらに加えた。乱数生成には、多次元における規則性がほとんどなく長い周期の乱数を得ることのできるMersenne Twister法(Matsumoto and Nishimura 1998)を使用し、各観測点の観測値を試行ごとに誤差の範囲内で変化させた。

発散量算出の際には、東西、南北方向の各風速成分を用いるが、これらの各成分に含まれる誤差は、風向と風速に起因する誤差を重ね合わせたものとなる。一方で、風向と風速の誤差は独立と考えられることから、各成分において互いに打ち消しあう場合もある。取りうる最大の誤差を考えると、一方の成分に直交する風が吹く場合、その成分においては風向に起因する誤差が最大となり、風速誤差10%の場合、風向1方位の誤差は風速の約42% (風速 $\times 1.1 \times \sin 22.5^\circ$)に相当する。もう一方の成分においては、成分に平行な風であることから、風速に起因する誤差が最大となる。風速の10%と最小単位の誤差(0.5m/s)を合わせた風速誤差は、2m/sのとき風速の35%(0.7m/s)、5m/sのとき風速の20%(1m/s)である。したがって、風速が小さい場合を除けば、風向の誤差による影響のほうが風速の誤差よりも相対的に大きくなることが想定される。

誤差の検討は、風速が日最大となる15時を対象に行い、100回の試行により求めた発散量の標準偏差から、有意水準1%で発散量が正(発散)または負(収束)となる発散量絶対値(標準偏差の約2.36倍に相当)を求めた。発散量の絶対値がこの値よりも大きければ、

意味のある発散もしくは収束であるといえる。発散量絶対値は、2008年以前と2009年以降の各6年間に分け、それぞれの期間平均を求めた。

まず、関東地方を対象に8km間隔の格子点値を用いた場合の、有意水準1%で発散量が正または負となる発散量絶対値の分布を第3図に示す。アメダス地点のみを用いた場合(第3図a, b)では、風速の最小単位が0.1m/sとなった2009年以降(第3図b)のほうが、2008年以前(第3図a)と比べて内陸部において値がやや小さい傾向にあり、この違いは風速の最小単位による影響と考えられる。しかし、風速が大きく発散量の絶対値も大きい東京湾岸などの沿岸部では両者の差がほとんどなかった。このことから、風速の最小単位による誤差への影響は相対的に小さく、風向の最小単位に起因する誤差がやはり大きいと考えられた。



第3図 有意水準1%で発散量が正または負となる発散量絶対値の分布(関東地方)。(a)アメダスのみ(2003年~2008年)、(b)アメダスのみ(2009年~2014年)、(c)全地点(2003年~2008年)、(d)全地点(2009年~2014年)。各372日における15時の平均値。

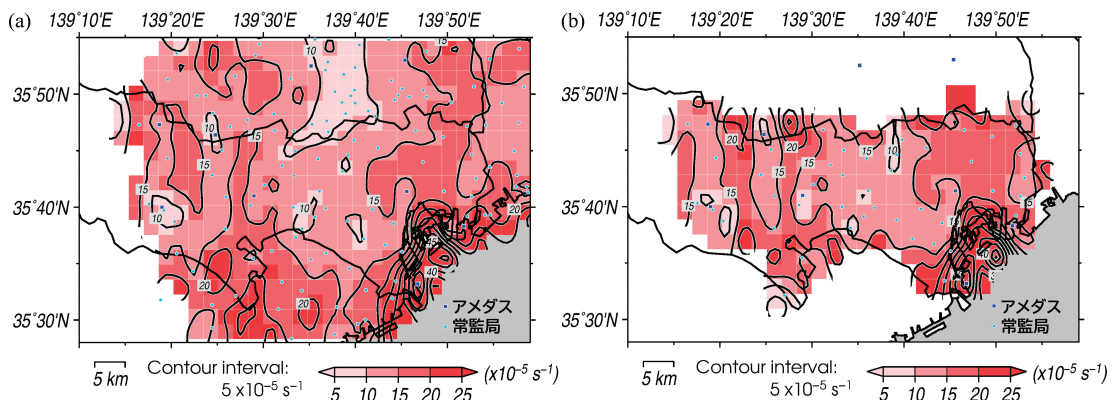
東京都区部付近の発散量絶対値は、どちらの期間においても $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 程度となっていた。これは、一様な風向の場合に格子間距離（8 km）あたり約0.5m/sの風速差があることに相当する収束・発散である。東京都区部付近の格子点における15時の平均風速は約3 m/sであり、この風速差は風速のおよそ20%に相当する。なお、1 m/s未滿の弱風時を除き、日々の発散量絶対値は風速にほぼ比例していた。一方、常監局地点を追加した場合（第3図c, d）においては、観測点密度の高い地域では値が大きくなり減少して $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以下となっており、アメダス地点のみの場合より有意な発散または収束となる発散量絶対値は小さかった。これは格子点への内挿を行う際に多くの地点の観測値を平均したことで、風向風速の誤差による発散量のばらつきが小さくなったためと考えられる。この発散量絶対値を、一様な風向の場合における格子間距離（8 km）あたりの風速差に同様に換算した場合、風速差は東京都区部付近における平均風速の約5%に相当していた。

東京都内を対象に2.5km間隔の格子点値を用いた場合の分布を、2009年以降について第4図aに同様に示す。やはり観測点密度の高い地域では値が相対的に小さい傾向がみられる一方、観測点密度が低く風速の大きい東京湾沿岸の地域では値が大きかった。東京都以外の常監局では特別値しか利用できないため、10分値が得られる東京都内の地点のみを用いた場合の分布を第4図bに示す。都県境付近の格子点において内挿に使用できる地点が少なくなり風向風速のばらつきが大きくなるため、有意な発散または収束となる発散量絶対値はやや増加した。沿岸域と都県境付近を除く東

京都区部では $15 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 程度の発散量絶対値となっており、これは格子間距離（2.5km）あたり約0.4m/sの風速差に相当する収束・発散である。この風速差は東京都区部付近における平均風速のおよそ15%に相当し、スケールが異なるため発散量絶対値は異なるが、アメダス地点のみによる8 km間隔の格子点値を用いた場合の風速差と同程度の大きさであった。

以上の結果から、格子点への内挿を適切に行って複数地点の風を平均して用いることで、観測値のばらつきが抑えられ、発散量に含まれる誤差は小さくなった。一般的と考えられる風向風速の誤差を考慮し、各格子点の探索半径に対して数地点の観測値から内挿を行った場合（第3図a, b, 第4図）、格子間距離あたりの風速差に換算して風速の20%程度に相当する発散量絶対値であれば意味のある収束・発散と考えられた。各格子点に対して10地点以上の観測値が内挿に利用できる場合（第3図c, d）、同様の風速差が風速の5%程度にあたる発散量絶対値でも有意となり、発散量の定量的な評価も可能と考えられた。一方で、周囲に観測点が少ない沿岸域などでは、観測点密度が低くなるため、発散量の誤差が相対的に大きかった。

なお、東京都区部付近における局地的強雨の発生時を対象に、異なるスケールで求めた発散量分布を比較したところ、格子点間隔2.5kmで東京都内を対象とした場合では強雨に伴う下降流に対応した発散域が明瞭に現れる一方で、格子点間隔8 kmで関東地方を対象とした場合では発散域が不明瞭であるなど、発散場の特徴には差異がみられた。このことから、発散量を示す際には、風の内挿手法や格子点への内挿に利用した観測地点数とともに、発散量算出に用いた範囲（格子



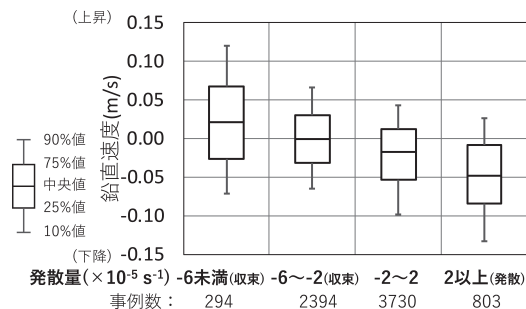
第4図 第3図と同様（東京都内）. (a) 全地点, (b) アメダスと東京都内の常監局のみ. 2009年~2014年の372日における15時の平均値.

点間隔)を明示する必要があるといえる。

3.2 発散量と鉛直流との関係

発散量と大気下層の上昇・下降流との対応を検討するため、全地点を用いた8 km間隔の格子点値を用いて、発散量の誤差が比較的小さいと考えられる熊谷付近の格子点(36.152°N, 139.384°E)における毎時の発散量(d_k)と、ウィンドプロファイラ観測(熊谷)による地上付近の鉛直速度との関係を調べた。鉛直速度は、降雨時には雨粒の落下速度が観測されるため、0.5m/s超の下降流は欠測とみなし、1000m以下の3高度(394m, 690m, 985m)における前1時間の10分値が18個中15個以上得られた7221事例について(欠測率59%)、毎時の平均値を求めた。

第5図に、鉛直速度を発散量別に集計した箱ひげ図を示す。事例の大半を占める、発散量が0付近の場合と弱い収束($-6 \times 10^{-5} \leq d_k < -2 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$)の場合では、鉛直速度の中央値は0に近く、多くが±0.05m/sの範囲内にある。強い収束($d_k < -6 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$)の場合、中央値は0.02m/sであるが、約34%の事例が0.05m/s以上であり、上昇流となる事例が多かった。一方、発散($d_k \geq 2 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$)の場合、中央値は-0.05m/sで、多くの事例が下降流となる傾向が認められた。ウィンドプロファイラによる観測値と、やや広い範囲を対象とした発散量とでは空間代表性が異なるとともに、多様な事例を含むために相関関係は明瞭でなかったが、発散量が大気下層の上昇・下降流とも対応していることが確認された。8 km四方の格子において地上から高度500mまで連続して $-6 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ の発散量であると仮定すると、高度500mでは0.03m/sの上昇流が期待されることから、観測された鉛直速度ともおおむね整合的である。



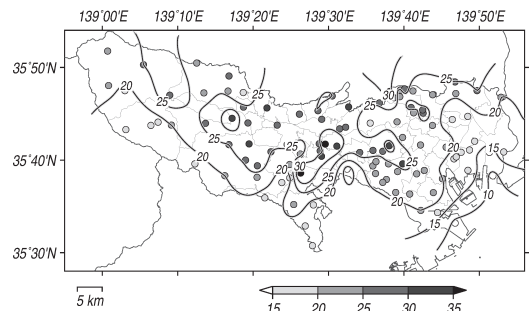
第5図 熊谷付近の格子点における発散量とウィンドプロファイラ観測による下層の鉛直速度との関係。

4. 強雨事例の抽出と実効収束量

4.1 強雨事例の抽出

本研究で対象とする強雨は、地上風収束に対応した上昇流に伴って、短時間のうちに発生・発達する局地的な雷雨性強雨である。強雨が発生すると、下降流に伴って地上風の強い発散が起こることから、強雨開始後に明瞭な収束が同じ場所で継続することは考えにくい。そこで、特徴的な発散量の時間変化を示すことが期待される強雨の降り始めに着目し、事例の抽出を行った。まず、アメダス9地点を含む東京都内の計107地点を対象に、10分間降水量5 mm以上の強雨を抽出した(合計8970回)。10分間降水量5 mmは、1時間降り続けば降水量30mmの激しい雨となり、被害をもたらす可能性のある降水量と考えられる(以降、期間の記載が無い場合の降水量は10分間降水量を示す)。なお、東京都水防災雨量計については、1地点のみで強雨を観測し、同時刻に他の全地点で降水(1 mm以上)が観測されていない場合(183回)があり、雨量計の点検に伴う異常値を含む可能性が考えられた。そこで、強雨の時空間スケールを考慮し、強雨時刻前後の各20分間(計40分間)において降水がない場合、あるいは10分間の降水があるが他の全地点で無降水の場合の計113回を異常値として除いた。

次に、1 mm以上の降水が観測された時刻のうち、10分前までの60分間積算降水量が1 mm未満の時刻を降水開始時刻と定義した。降水開始時刻と同時または10分以上の無降水(0.5mmは5分の無降水と扱う)を挟まずに60分以内に5 mm以上の強雨が観測された最初の時刻を強雨発生時刻とみなし、これを強雨事例として抽出した(合計2474回)。このような抽出条件により、先行する降水のない事例に限定することで、前線や熱帯擾乱などに伴う広範囲に及ぶ降水系の通過による強雨をなるべく除いた。ただし、局地的な短時間強



第6図 各地点における強雨事例回数分布。

雨が発生する場合には、付近に前線や熱帯擾乱が存在することも多いため、本研究ではこれらを区別せずに扱った。第6図に、各地点における抽出された強雨事例の回数を示す。強雨回数は、杉並区や府中市付近において多く、30回を超える地点がある一方、都区部の東部では20回以下と少ない傾向がみられた。東京西部の16地点では風の観測点が少なく発散量が求められないため、発散量が算出できた91地点における強雨事例のうち、常監局10分値データを取得できなかった期間(2013年9月6日~30日)の事例(64回)を除いた合計2064回の強雨事例を対象とした。なお、対象事例のうち強雨発生時刻が降水開始時刻と同時または10分後の事例は、それぞれ36%と42%であり、降水開始20分後までに強雨(5mm以上)の発生している事例が90%以上を占めていた。

4.2 収束増大の指標

本研究では、Seto *et al.*(2018)により示唆された強雨発生の数十分前からの地上風収束の増大に着目するが、発散量は時間変化が大きいので、強雨直前に現れる持続した収束の増大をとらえにくい場合がある。そこで、土砂災害の発生指標として雨量から簡便に求められる実効雨量と同様の考え方により、経過時間とともに減少する重みを付けて発散量を平均した値を「実効収束量」として定義した。実効収束量 D は次式で求められる。

$$D = - \frac{\sum 0.5^{\frac{i}{T}} \times d_i}{\sum 0.5^{\frac{i}{T}}} \quad (2)$$

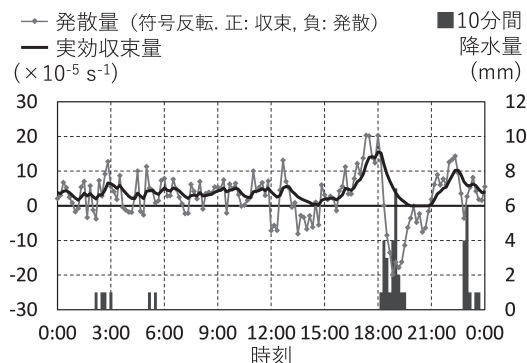
ここで、 d_i は i 分前の発散量 (i : 0~90分前) であり、発散 ($d_i > 0$) は、 $d_i = 0$ として算出した。得られる値が常に負値または0となると扱いにくいので、符号を反転させた。 T は半減期であり、実効雨量の場合には地表や地中の水分量への影響が半減する時間として、数十分や数日などが用いられる。本研究では、対流雲の発達に対応する強雨の発生数十分前からの持続した収束をとらえるため、半減期を30分とした。なお、実効雨量の場合は降水量の加重積算値であるため値が大きくなるが、実効収束量は重み係数の和で除算することで加重平均値としており、発散量の絶対値に近い値となる。第7図に、強雨事例発現日(2011年7月30日)における強雨観測地点(鞍尾根橋)の降水量および発散量と実効収束量の時間変化を示した。発散量で

は一時的な収束の増大が頻繁にみられるのに対し、実効収束量では強雨の直前に現れる持続した収束の増大に対応して値が増加している。また、一時的に収束が弱まっても、収束の強い状態が持続すれば、実効収束量は大きいままとなる。すなわち、実効雨量が土壌中の水分量に対応するのと同様に、実効収束量は収束による上昇流に伴って付近の上空に持ち上げられた空気や水蒸気の量に対応することが期待される。以降では、強雨直前における実効収束量の増加について検討した。

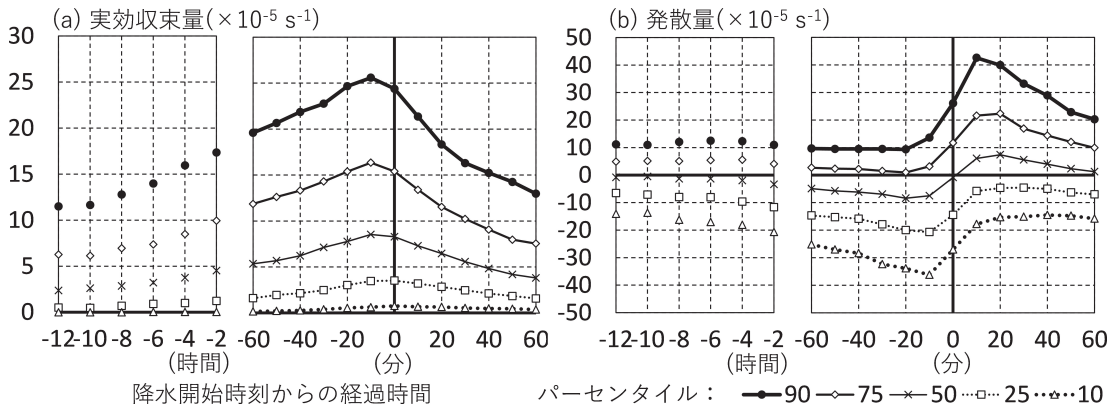
5. 強雨事例における実効収束量の特徴

強雨直前に現れる収束の増大は、その大きさや時間変化の事例による差異が大きい。そこで、実効収束量や発散量のパーセンタイル値(以下、%値)を求めることで、収束増大の出現頻度や大きさの時間変化について検討した。抽出した強雨事例(2064回)における、降水開始時刻の12時間前から1時間後までの強雨観測地点に最寄りの格子点値を用いて、降水開始時刻を基準とした前後の各時刻における全強雨事例の実効収束量を小さい順に並べ、時刻ごとの%値を求めた。各時刻における実効収束量の90、75、50、25、10%値を第8図aに、発散量について同様に求めた90、75、50、25、10%値を第8図bにそれぞれ示す。なお、降水開始2時間前までは2時間ごと、降水開始1時間前からは10分ごとに示した。

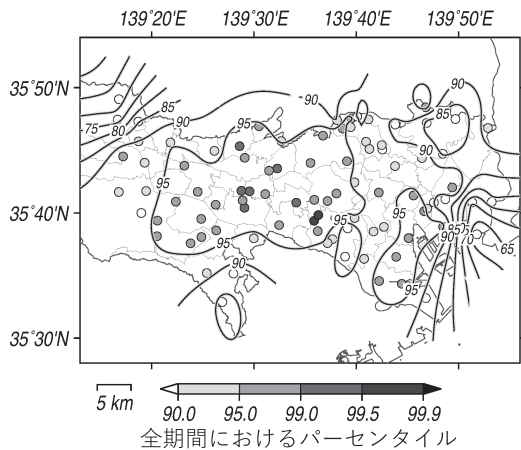
実効収束量(第8図a)の90%値や75%値は、降水開始の数時間前から増加傾向が認められ、60分前から



第7図 鞍尾根橋(小金井市)における2011年7月30日の降水量と最寄り格子点の発散量および実効収束量。発散量は、実効収束量との比較のため、正負の符号を反転させた値を示す。



第8図 降水開始時刻12時間前から1時間後までの全強雨事例における (a) 実効収束量と (b) 発散量のパーセンタイル値.



第9図 地点ごとの強雨事例における降水開始時刻の実効収束量75%値に対応する全期間におけるパーセンタイルの分布.

10分前にかけての増加が特に顕著である。一方で、25%値や10%値は、降水開始10分前においてもほとんど増加せず、降水に先行する収束が現れない事例も存在した。降水開始の8時間以上前では、実効収束量の%値に大きな差異はなく、降水による影響が小さい非強雨時における%値とおおむね同等と考えられる。降水開始12時間前の90%値は約 $11 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ であり、非強雨時ではほとんど現れない比較的大きな実効収束量と考えられるが、これよりも大きな実効収束量が、降水開始の60分前で約25%、10分前では約40%の強雨事例において現れていた。また、発散量を用いた場合(第8図b)でも、多数事例を集計したため、降水開始の60分前から10分前にかけて10%値や25%値が減少し、

降水に先行した収束が現れる事例が同様に認められる。一方、75%値は降水開始10分前においても0より大きく、25%程度の強雨事例では降水開始直前において発散となっていた。また、降水開始10分前から10分後にかけての20分間でいずれの%値も顕著に増加しており、降水の開始とともに収束は弱まって発散となる傾向にあった。

次に、強雨直前に収束が現れた事例における実効収束量が、非強雨時と比べてどの程度大きいかを検討し、地域的な特徴についても調べた。実効収束量は、発散量を用いて算出することから、3.1節で示したように観測点の配置や風速の大小などの影響を受け、地点によって出現頻度や大きさが異なる。そこで以下では、非強雨時も含む対象期間全体における地点ごとの実効収束量を小さい順に並べ、対象の実効収束量が位置するパーセンタイルを求めて、地点ごとの相対的な大きさを示す。強雨時に現れる実効収束量の代表値として、強雨事例における降水開始時刻の実効収束量75%値を地点ごとに求め、この値に対応する全期間におけるパーセンタイルの分布を第9図に示した。都区部西部から西側の地域の多くでは95%値以上となっており、強雨時において非強雨時と比べて顕著に大きい実効収束量が現れていた。一方、風の観測点が多く、発散量の精度が低いと考えられる都県境付近や強雨回数の少ない東京湾沿岸では90%値未満の地域があり、非強雨時との差異があまり明瞭ではなかった。実効収束量を強雨の直前予測に用いることを考えた場合、非強雨時にはほとんど現れず強雨時のみに現れる実効収束量の閾値として、風の観測点が十分にある地域では、

おおむね95%値以上を用いるのが適当と考えられた。

さらに、各強雨事例における降水開始時刻の実効収束量に対応する全期間におけるパーセンタイルを5階級に分類し、強雨直前における実効収束量の大小と降水量の多寡に関係があるかを調べた。降水開始時刻の10分前から50分後までの60分間積算降水量と、強雨発

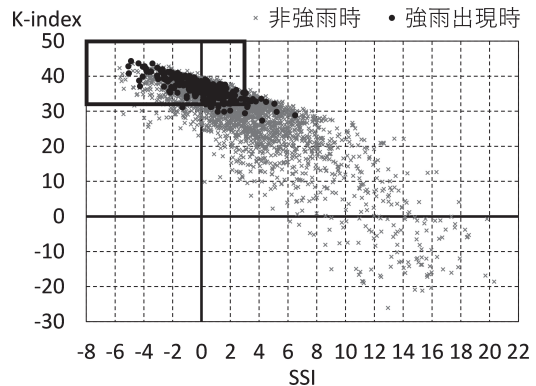
生時刻と同時または60分以内の最大10分間降水量（10分値から算出）の2つについて、各階級における平均値を第1表に示した。実効収束量が90%値未満の事例は、全強雨事例のうち約60%を占めるが、60分間積算降水量と最大10分間降水量ともに全事例の平均よりも少なかった。一方、実効収束量が95%値以上のすべての階級において、全事例平均よりも降水量が多くなっており、非強雨時と比べて大きな実効収束量が現れる事例では、降水開始後の積算降水量および強雨ピーク時の降水量がともに多いことが確認された。また、実効収束量が大きい階級ほど60分間積算降水量と最大10分間降水量ともに多くなる傾向があり、実効収束量が99.9%値以上の事例では、全強雨事例の平均と比べて、60分間積算降水量で約1.6倍、最大10分間降水量で約1.3倍となっていた。

6. 実効収束量による強雨の直前予測

非強雨時と比べて大きな実効収束量が、強雨に先行して現れる傾向が多く事例で認められたが、地上風の強い収束は海風前線の通過などに伴って非強雨時でも起こりうる。実効収束量を直前予測に用いることを考えた場合、このような空振りを低減するため、強雨をもたらず積乱雲が発達しうる環境場かどうかを、大気安定度の指標を用いてまず判定する必要がある。安定度指数には多くの種類があるが、SSI (Showalter Stability Index) や K-index が、関東地方における強雨や雷雨との対応が良いことが指摘される（藤部ほか 2002；田口ほか 2002）。Seto *et al.*(2018) では、館野における1日2回の高層観測データを用い、東京都区部における強雨発生日の安定度指数を求めたが、直前予測にあたっては、空間的により近く数時間以内の安定度指数を用いるのが望ましい。そこで、気象庁

第1表 降水開始時刻の実効収束量と60分間積算降水量および最大10分間降水量との関係。±は95%信頼区間を、下線は有意水準1%、5%で全強雨事例に対して有意差があることを示す。

実効収束量 (全期間におけるパーセンタイル)	60分間積算降水量		最大10分間降水量	
	事例数	平均値 (mm)	事例数	平均値 (mm)
90%値未満	1284	<u>17.7</u> ±0.6	1284	<u>7.9</u> ±0.2
90%値以上95%値未満	204	19.7±1.7	204	9.0±0.6
95%値以上99%値未満	337	<u>21.6</u> ±1.6	339	<u>9.8</u> ±0.6
99%値以上99.9%値未満	181	<u>24.6</u> ±2.3	181	<u>10.4</u> ±0.8
99.9%値以上	50	<u>31.2</u> ±5.1	51	<u>11.4</u> ±1.4
全強雨事例	2056	19.5±0.5	2059	8.6±0.2



第10図 対象期間における3時間ごとのSSIとK-indexとの関係。太枠は強雨出現時における5%値以上の範囲を示す。

MSM 初期値を用いて、東京都付近の領域（35.5～35.8°N, 139.25～140°E）におけるSSIとK-indexを3時間ごとに算出し、領域内の最大値（SSIは負の値が不安定を示すため最小値）を指標に、強雨出現時における大気安定度の特徴を検討した。なお、3時間ごとの初期時刻について、10分後から3時間後までに、1地点以上における強雨事例の降水開始時刻が含まれる場合を強雨出現時とした。

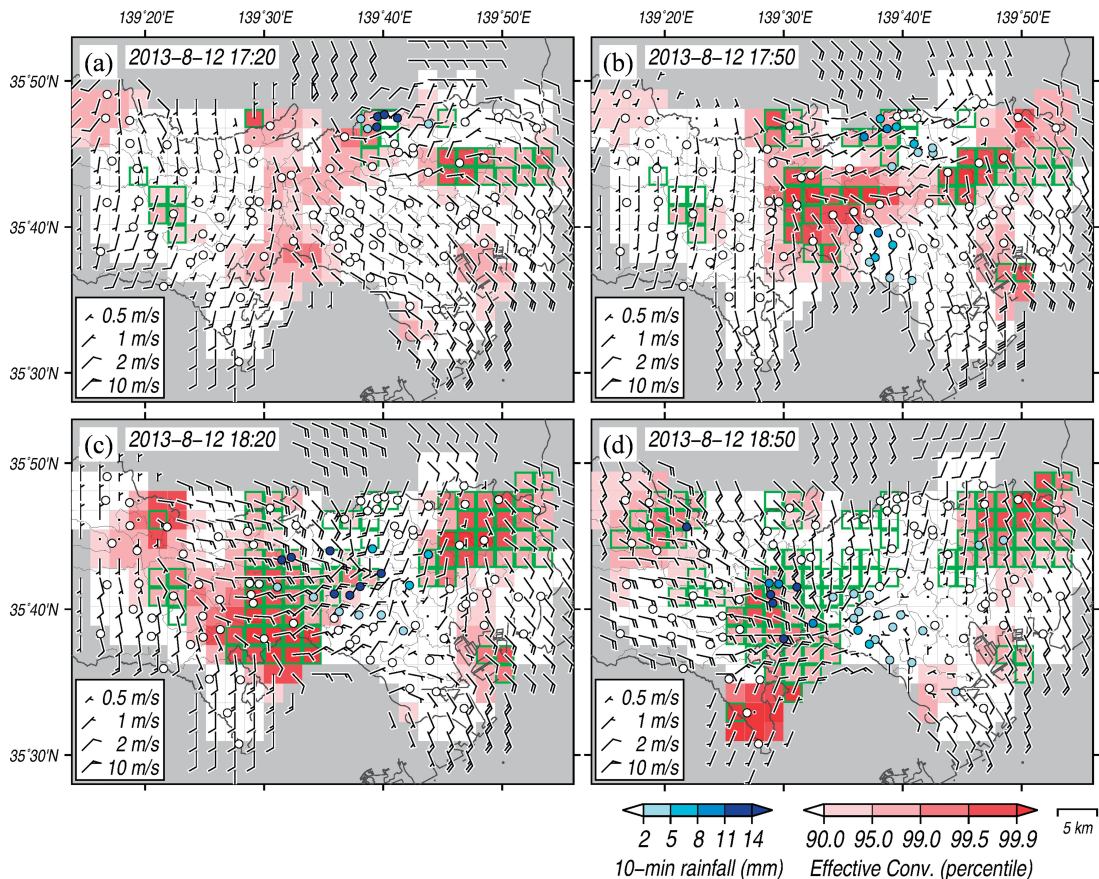
第10図に、強雨出現時（263時刻）と非出現時（3417時刻）におけるSSIとK-indexとの関係を示す。強雨出現時における安定度指数は、非出現時と比べてSSIは小さくK-indexが大きい不安定な場合に集中して分布しており、強雨出現時におけるSSIとK-indexの5%値（SSIは降順で算出）は、それぞれ3.0と31.9であった。これらを不安定な環境場を判定する閾値とした場合、全時刻のうち54.6%が閾値を満たす不安定な場合に含まれ、強雨出現時の91.3%、非出現時の

51.8%が閾値を満たした。また、閾値を満たす時刻において強雨出現時が占める割合は11.9%であるのに対し、閾値を満たさない時刻では1.4%と小さく、強雨発生の可能性が低いことから、閾値を満たす場合のみを対象とすることで、予測の空振りを低減できると考えられた。

次に、実効収束量を用いた強雨の直前予測について検討するため、Seto *et al.* (2018) において強雨域と地上風収束との関係が明瞭にみられた2013年8月12日の強雨事例を取り上げ、実効収束量分布の時間変化を調べた。この日は、関東地方周辺に台風や前線などの擾乱のない夏型気圧配置であったが、都区部西部を中心に局地的な大雨となり、床上浸水や道路の冠水などの被害も発生した。強雨の発生した午後には、東寄りの風と南寄りの風が東京付近で収束する風系となってお

り、東京都付近における15時のSSIは-2.5、K-indexは39.5で、1日を通して安定度指数の閾値を満たしていた。17時20分から18時50分までの降水量と地上風および実効収束量の分布を第11図に示す。各格子点の実効収束量は全期間におけるパーセンタイルで示した。また、大きな実効収束量が現れた後の2時間程度は強雨発生の可能性が高いと考え、便宜的な強雨予測に対応するものとして、各時刻の2時間前から10分前までに実効収束量が99%値以上の閾値に達した格子点を緑色の枠で囲んだ。緑枠内もしくはその付近の地点で強雨が発生していれば、その地点では直前予測が適中していたと考えることができる。

17時20分(第11図a)には、板橋区で10mmを超える強雨を観測し、前2時間において99%値以上の実効収束量に達している。この地域では15時から16時20分



第11図 強雨事例時(2013年8月12日)の降水量と地上風および実効収束量の分布。(a) 17時20分、(b) 17時50分、(c) 18時20分、(d) 18時50分。緑色の枠は、各時刻の2時間前から10分前までに実効収束量が99%値以上の閾値に達した格子点を示す。

にかけて実効収束量が99%値以上となっており（図省略）、強雨に1時間から2時間程度先行して実効収束量が閾値に到達し、直前予測は適中していたと考えられる。一方、都区部東部にも前2時間において実効収束量99%値以上に達している格子点があるが、この時刻以降も5mm以上の強雨は観測されず、この地域では予測は空振りとなった。また、17時50分（第11図b）には、世田谷区でも5mm以上の強雨を観測しているが、この地域では実効収束量の増加は認められず、予測は見逃しとなっていた。一方、都区部西部から小金井市付近にかけての地域で実効収束量99%値以上に達し、30分後の18時20分（第11図c）には練馬区で43mm、杉並区や西東京市などでも10mmを超える強雨となった。これらの地域では強雨に30分程度先行して実効収束量が閾値に到達しており、予測が適中していた。18時20分までには、府中市や稲城市付近でも新たに実効収束量99%値以上に達しているが、30分後の18時50分（第11図d）にはこれらの地域でも10mmを超える強雨が観測され、強雨に30分程度先行して実効収束量が閾値に到達していた。

以上のように、空振りや見逃しとなる地域も認められたが、本事例においては、都区部西部から西側の地域において、実効収束量の増加域と強雨域の移動がよく対応していた。また、多くの地域で強雨発生の2時間から30分程度前に顕著な実効収束量の増加が認められた。本事例では10mmを超える降水量が東京都内の多数地点で観測されており、降水量の比較的多い顕著な強雨事例であったといえる。強雨直前の実効収束量が大きい事例ほど降水量が多くなる傾向が示唆されることから（第1表）、本事例は、強雨域と実効収束量の増加域との対応が明瞭であった典型的な事例であると考えられる。本事例と同様の特徴は、風向の異なる風が東京付近で収束する風系場において、数時間にわたって強雨域の移動を伴う事例（2011年8月26日など）で明瞭に現れる場合が多かったが、5mm程度の降水量が数地点で観測されるような空間スケールの小さい強雨事例においても、実効収束量の増加が認められる場合もあった。一方で、地上風収束に対応する上昇流域と降水域との位置関係は、積乱雲の発達度合や上空の風などの影響を受けて、空間的なずれが生じる場合があると考えられる。空振りや見逃しを低減するためには、こうしたことも考慮する必要があるが、実効収束量を用いた強雨の予測がある程度可能であることが示唆された。

本研究で用いた安定度指数や実効収束量の閾値は、%値により便宜的に決めたものであり予測に最適であるとは限らないが、これらを用いた場合における予測の精度や、閾値到達から強雨発生までの時間（いわゆるリードタイム）についても検討を行った。ここでは、東京都付近の安定度指数が閾値（ $K\text{-index} \geq 31.9$ 、 $SSI \leq 3.0$ ）を満たす不安定な場合（総観測時間の約57%）を検討の対象とした。全期間における実効収束量99%値または95%値以上を閾値とし、閾値到達時刻から最後に閾値を満たした時刻の2時間後までを1回の強雨警戒期間と考え、強雨事例の捕捉率と空振り率をそれぞれ調べた。捕捉率は、各地点における強雨事例のうち強雨発生時刻の前10分間が強雨警戒期間に含まれる事例の割合、空振り率は、各地点における強雨警戒期間のうち降水量5mm以上の強雨が観測されなかった回数の割合として算出した。各地点における捕捉率を第12図に、空振り率を第13図に示す。

閾値を99%値以上とした場合の捕捉率（第12図a）は、風の観測点が少ない都県境付近や都区部東部では20%以下の地点が多いが、都区部西部から西側の地域では20~40%となっていた。また、空振り率（第13図a）は多くの地域で80~92%程度であった。強雨警戒期間の継続時間（中央値）は2時間40分で、91地点平均の発生回数は1夏季あたり14.6回となり、およそ6日に1回の頻度となった。一方、閾値を95%値以上とした場合、捕捉率（第12図b）は40~70%と高くなるが、空振り率（第13図b）も90~96%程度に増加した。強雨警戒期間の継続時間は3時間とやや長くなり、発生回数は1夏季あたり46.6回で、99%値の場合と比べて約3倍の頻度となった。また、強雨捕捉事例における閾値到達から強雨発生時刻までの時間は、閾値が99%値以上の場合、30分以下と60分以上の事例がそれぞれ35%と47%で、中央値は50分であった。閾値が95%値以上の場合では、30分以下と60分以上の事例がそれぞれ25%と61%で、中央値は80分であった。このように、予測が適中した事例の半数程度においては、強雨発生の60分以上前に実効収束量が閾値に達しており、実効収束量の監視が強雨の直前予測に有用であることが示唆された。実効収束量閾値が大きい場合のほうが、強雨警戒期間の継続時間は短く、回数は減少して空振り率は低下する。一方で、閾値が小さい場合のほうが、強雨の見逃しは少なく、強雨発生までの時間もやや長い傾向にあった。

7. まとめ

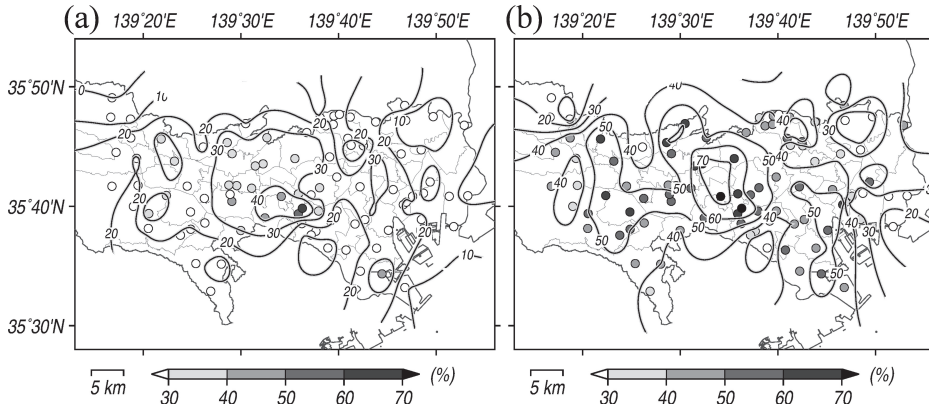
明瞭な地域性が認められる強雨発生の事前予測に向けて、東京都内を中心に観測された高密度な気象データを用い、強雨事例を抽出して強雨直前における地上風収束の特徴について解析した。

また、関東地方を対象として、地上風から求めた発散量の誤差を評価するとともに、地上付近の鉛直流と発散量との関係についても検討した。その結果、観測誤差に起因する発散量の誤差は、風速よりも風向の最小単位（16方位）による影響が大きかった。格子点への内挿を適切に行って複数地点の風を平均して用いることで、発散量に含まれる誤差は小さくなり、一般的な風向風速の誤差を考慮した場合、格子間距離あたりの風速差に換算して風速の20%程度に相当する発散量

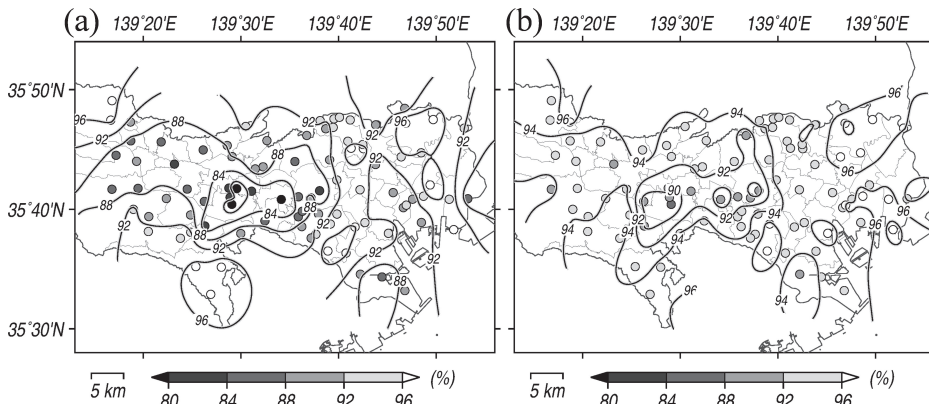
絶対値であれば意味のある収束・発散と考えられた。

より多数の観測点が利用できる場合、発散量の定量的な評価も可能と考えられ、発散量が収束を示す場合には上昇流、発散を示す場合には下降流となる傾向が観測値からも確認された。

強雨に先行する収束の増大を検出するための指標として、実効雨量と同様の考え方により定義した実効収束量を導入し、強雨時における収束増大の出現頻度や時間変化、降水量との関係を検討した。その結果、非強雨時ではほとんど現れない大きさの実効収束量が、降水開始の1時間程度前から強雨事例のおよそ25～40%で認められ、強雨時において非強雨時と比べて顕著な収束の増大が現れていた。また、強雨直前における実効収束量が大いほど、降水開始後の積算降水量



第12図 各地点の強雨警戒期間における強雨事例捕捉率の分布。(a) 閾値99%値以上の場合、(b) 閾値95%値以上の場合。



第13図 各地点の強雨警戒期間における空振り率の分布。(a) 閾値99%値以上の場合、(b) 閾値95%値以上の場合。空振り率は降水量5 mm以上の観測有無から算出。

および強雨ピーク時の降水量がともに多くなる傾向が認められた。

強雨出現時における大気安定度の特徴を検討した結果、非出現時と比べて SSI が小さく K-index の大きい不安定な場合に集中していた。このような不安定時における強雨事例を対象に実効収束量の閾値を用いた強雨発生直前予測について検討したところ、実効収束量の増加域と強雨域の移動はよく対応し、多くの地域で強雨発生直前2時間から30分程度前に顕著な実効収束量の増加が認められた。実効収束量の閾値をもとに強雨警戒期間を定め、強雨事例の捕捉率や空振り率を調べた結果、多くの地域では80%を超える空振り率となるものの、強雨捕捉事例の半数程度においては強雨発生に60分以上先行して閾値に到達しており、実効収束量の監視が強雨直前予測に有用であることが示唆された。発散量を直接に用いた予測と比べて、実効収束量を用いることで予測の空振りが大きく低減されたと考えられるが、安定度指数や実効収束量の閾値、強雨警戒期間の長さなどは、空振りや見逃しをどの程度許容するかによって検討の余地があると考えられる。

本研究で提案した稠密な地上風から求められる実効収束量を用いることで、局地的に発生・発達する強雨の予測がこれまでより狭い地域に対して行える可能性がある。また、過去の観測値との比較に基づく統計的な予測手法であることから、閾値を設ける代わりに、実効収束量に対応させた「強雨発生確率」のような形で示すことも可能と思われる。さらに、予報モデルのように大規模な数値計算を必要とせず、観測値さえ入手できればごく短時間で予測を行えるため、より長いリードタイムを確保できると考えられる。一方、直前予測を実際にリアルタイムで行うには課題も多く、通常得られる常観局データは時別値であることや、MSM 初期値が利用可能になるのは数時間後であり、予測値を用いて大気安定度の判定を行う必要があることなどが挙げられる。また、本研究では地点ごとに強雨警戒期間を定めて捕捉率や空振り率を調べたが、実効収束量の増加域は10km程度の広がりを持った分布であることから、やや広い領域に対して予測を行うのが適当であると考えられる。さらに、本研究では考慮しなかった大気下層における水蒸気の集中なども予測に取り入れることで、さらなる精度の向上も期待される。

謝 辞

本研究で使用した、気象庁ウィンドプロファイラ観

測データおよび MSM データは京都大学生存圏研究所が運営する生存圏データベースによって収集・配布されたものです (<http://database.rish.kyoto-u.ac.jp>)。また、大気汚染常時監視測定局の時別値データは、国立環境研究所「環境数値データベース」より提供を受けたものおよび横浜市環境創造局による大気環境月報ファイルを使用しました。東京都水防災雨量計のデータは、東京都水防災総合情報システムより取得したものです。編集委員の高根雄也氏と2名の査読者には、有益なご助言を頂き、ここに深く感謝いたします。本研究は、JSPS 科研費 JP19K13436 の助成を受けたものです。

参 考 文 献

- 藤部文昭, 坂上公平, 中鉢幸悦, 山下浩史, 2002: 東京23区における夏季高温日午後の短時間強雨に先立つ地上風系の特徴. 天気, 49, 395-405.
- Fujibe, F., H. Togawa and M. Sakata, 2009: Long-term change and spatial anomaly of warm season afternoon precipitation in Tokyo. SOLA, 5, 17-20.
- 甲斐憲次, 浦 健一, 河村 武, 朴 (小野) 恵淑, 1995: 東京環状八号線道路付近の上空に発生する雲 (環八雲) の事例解析—1989年8月21日の例—. 天気, 42, 417-427.
- Kung, E. C., 1972: A scheme for kinematic estimate of large-scale vertical motion with an upper-air network. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 98, 402-411.
- Kusaka, H., A. Nishi, M. Mizunari and H. Yokoyama, 2019: Urban impacts on the spatiotemporal pattern of short-duration convective precipitation in a coastal city adjacent to a mountain range. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 145, 2237-2254.
- 桑形恒男, 近藤純正, 1990: 東西南部から中部地方までのアメダス地点における地表面粗度の推定. 天気, 37, 55-59.
- Matsumoto, M. and T. Nishimura, 1998: Mersenne Twister: A 623-dimensionally equidistributed uniform pseudo-random number generator. ACM Trans. Model. Comput. Simul., 8, 3-30.
- 中西幹郎, 原 由紀男, 2003: 東京都市部に短時間強雨をもたらした降水系の降雨強化に結びつく局地風の特徴. 天気, 50, 91-103.
- 西 暁史, 荒木健太郎, 斉藤和雄, 川畑拓矢, 瀬古 弘, 2015: 環境省大気汚染物質広域監視システム「そらまめ君」の地上気象観測値を対象とした品質管理手法の検討と適用. 天気, 62, 627-639.
- 瀬戸芳一, 高橋日出男, 2011: 地表面粗度による観測風の

補正手法を用いた関東平野における夏季晴天日の局地風循環の把握. 地理学評論, 84, 529-552.

Seto, Y., H. Yokoyama, T. Nakatani, H. Ando, N. Tsunematsu, Y. Shoji, K. Kusunoki, M. Nakayama, Y. Saitoh and H. Takahashi, 2018: Relationships among rainfall distribution, surface wind, and precipitable water vapor during heavy rainfall in central Tokyo in summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, 96A, 35-49.

Shoji, Y., 2013: Retrieval of water vapor inhomogeneity using the Japanese nationwide GPS array and its potential for prediction of convective precipitation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 91, 43-62.

田口晶彦, 奥山和彦, 小倉義光, 2002: SAFIR で観測した夏季の関東地方における雷雨と大気環境 II : 安定度指

数による雷雨の予測. 天気, 49, 649-659.

高橋日出男, 1998: 安定した総観条件下における関東地方の地上風系場と収束・発散分布の日変化—夏季海陸風日と冬季季節風日について—. 新地理, 45 (4), 34-53.

高橋日出男, 中村康子, 鈴木博人, 2011: 東京都区部における強雨頻度分布と建築物高度の空間構造との関係. 地学雑誌, 120, 359-381.

田中 博, 早崎将光, 安成哲三, 1997: 1993/94年夏の日本付近における異常気象の熱収支解析. 気象研究ノート, 189, 97-125.

Yamato, H., T. Mikami and H. Takahashi, 2017: Impact of sea breeze penetration over urban areas on midsummer temperature distributions in the Tokyo Metropolitan area. *Int. J. Climatol.*, 37, 5154-5169.

Surface Wind Convergence During Localized Heavy Rainfall in Tokyo in Summer: Evaluation and Utilization of the Amount of Divergence Using High-Density Observation Data

Yoshihito SETO^{*1}, Nobumitsu TSUNEMATSU^{*2} and Hideo TAKAHASHI^{*3}

^{*1} (Corresponding author) Department of Geography, Tokyo Metropolitan University.
seto-y@tmu.ac.jp

^{*2} Tokyo Metropolitan Research Institute for Environmental Protection.

^{*3} Department of Geography, Tokyo Metropolitan University.

(Received 27 August 2021; Accepted 25 January 2022)

Abstract

To contribute to the predictions of short-term heavy rainfall, we extracted the cases of heavy rainfall in Tokyo from high-density observation data and analyzed the characteristics of the surface wind convergence that preceded the rainfall. The error in divergence due errors in the surface wind observations was evaluated, and the correspondence between the divergence and vertical flow near the ground was examined.

An index—“effective convergence”—the increase in the amount of convergence that precedes heavy rainfall was defined using the same method that was used to determine the effective rainfall, and the temporal change in the effective convergence was examined. An increase in convergence was observed in about 25%–40% of cases of heavy rainfall. In addition, the greater the effective convergence before the heavy rainfall, the greater is the cumulative and peak precipitation. There was a good correspondence between the areas where there was an increase in the effective convergence and the heavy rainfall. As a result of using the effective convergence to make predictions of heavy rainfall, it was found that the effective convergence reached the threshold value at least 60 mins earlier than the occurrence of rainfall in half of the cases where heavy rainfall was detected. Although the false alarm rate was high, it was suggested that monitoring the effective convergence would be useful in the predictions of short-term heavy rainfall.