

濃尾平野周辺における夏季強雨の気候学的特性

久野 勇太*・日下 博幸**

要 旨

2002～2009年（8年間）の6～9月のアメダス10分値データおよび愛知県・岐阜県の川の防災情報10分間雨量データを用いて、濃尾平野周辺における強雨発生頻度の地理的特性を調査した。熱的局地循環が発達するような条件下での強雨に着目するために、対象期間全日と濃尾平野内で真夏日を記録した午前無降水日の2つの対象日ごとに解析を行った。その結果、以下の傾向が見られた。（1）2つの対象日ともに、10 mm/hour以上の1時間降水量を観測した日数は濃尾平野近傍の北～北東の山地で多い。（2）濃尾平野の平均的な強雨日数は、愛知県沿岸部における強雨日数に比べて多い。（3）濃尾平野近傍の北～北東の山地では、15～18時に強雨発生頻度の極大値が存在する。ただし、関東平野とは異なり、濃尾平野の内陸部では時間帯による強雨発生頻度の極大値は見られない。（4）10 mm/hour以上の強雨発生日は、強雨の非発生日に比べて濃尾平野周辺の大気が不安定な傾向にある。

1. はじめに

日本において、1時間に数十mmの降水強度に達する強雨に関する気候学的研究は、日本最大の都市圏を有する関東平野を対象地域として数多く行われてきた。それらの研究としては、関東平野周辺で谷風や海風といった熱的局地循環が発達するような条件下で強雨が発生した日の地上風系や大気安定度等の解析（藤部ほか 2002；中西・原 2003；Nomura and Takemi 2011など）等が挙げられる。

一方、日本有数の大都市である名古屋を有する濃尾平野で発生する強雨に関しても気候学的な研究が行われてきた。田中ほか（1971）は、1961～1965年の計5年間において、東海地方4県（静岡・愛知・岐阜・三重）の中で日雨量200 mm以上を観測した地点が1か所以上存在した日と、1968年の顕著な降雨事例4日を

合せた41日を対象にレーダーエコーデータを解析し、濃尾平野周辺の山地における風上側や河川に沿って強雨域が出現しやすいことを示した。小花（1977）は、1975～1976年の5～10月におけるアメダスデータ、1972～1975年の6～9月における21時の名古屋レーダーデータおよび潮岬高層気象観測データを用いて、東海地方における強雨の発生と一般風・大気安定度との関係を調査した。その結果、（1）強雨は、下層の風が海上より直接侵入できる山の風上斜面で頻繁に発生すること、（2）強雨発生時は強い対流不安定となっていることが明らかになった。また、強雨に関連する研究として、大塚・山村（1967）は、1963～1965年の夏季を対象に名古屋レーダーデータおよび雷雨観測点のデータを用いて、東海地方の熱雷に関する解析を行った。その結果、低地での発雷数は少ないこと、12時頃には東海地方全域で発雷数が少なく、15時頃になると三重県南部で、18時頃になると岐阜県中部～東部で多くの雷が発生する傾向があることが明らかになった。大橋・川村（2006）は、1996～2003年の7～8月における夏季静穏日10日間を対象に、局地循環とGPS可降水量の日変化を調査した。その結果、濃尾平野に見られる特徴として、（1）14～15時に、沿

*（連絡責任著者）筑波大学大学院生命環境科学研究科
（現：一般財団法人日本気象協会）。

kuno.yuta@jwa.or.jp

** 筑波大学計算科学研究センター。

—2013年10月7日受領—

—2014年5月1日受理—

岸部を中心に濃尾平野全域で午前中より可降水量が減少する傾向にあること、(2) 15~18時に濃尾平野より北東の山地で降水が発生する傾向にあること、(3) 23~24時に、濃尾平野北部でGPS可降水量がピークに達する傾向があることが明らかになった。

先行研究で用いられているレーダーデータから算出される降水量は推定値である。そのため、特にレーダーの波が遮断される可能性のある濃尾平野周辺のような複雑な地形の山岳地域においては、強雨の気候学的かつ地理的な発生分布の特性をより理解するために、レーダーデータを用いた解析のみならず、独立データとして空間・時間スケールの詳細な地上雨量計データを用いた解析を行うことにも意義があると考えられる。

また、先行研究においては強雨をもたらす積乱雲の発生・発達を促す熱対流や熱的局地循環が発達するような条件下における、強雨の発生頻度やその分布特性について地理学的な視点で調査されていない。濃尾平野は関東平野に比べて平野のスケールが小さく、海と平野と山地がより近接している。また、関東平野は西と北に山地、東と南に海が存在する。そのため、夏季高温日の午後には2方向からの海風が収束する地上風系が見られることがあり、収束域で強雨が発生する傾向が明らかになっている(藤部ほか 2002)。一方、濃尾平野は東・西・北の3方に山地が位置し、海に面しているのは南側の1方のみである。したがって、強雨の発生に影響する谷風や海風に伴う風系が関東平野とは異なることで、強雨の発生分布や日変化傾向が異なる可能性があると考えられる。

そこで本研究では、熱的局地循環が発達するような条件下での強雨に着目し、夏季の濃尾平野周辺における強雨発生頻度の地理的特性を、気候学的な視点で調査し明らかにすることを目的とする。

2. 使用データおよび解析期間

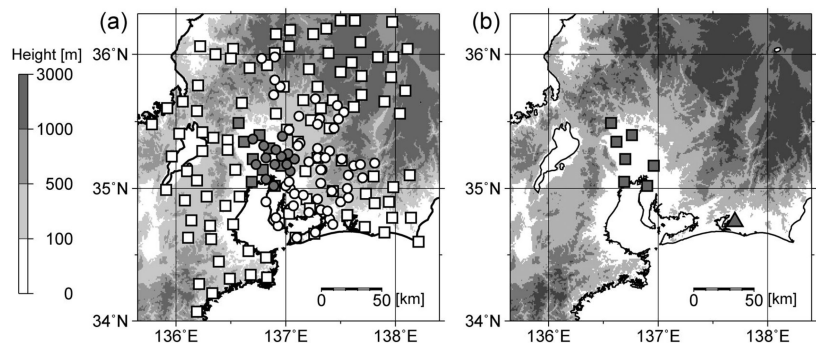
解析対象地域の標高および雨量観測地点を第1図に示す。2002~2009年の6~9月を解析対象期間とす

る。降水量データは、アメダス10分値データおよび川の防災情報10分間雨量データを用いる。また、地上気温データはアメダス10分値データを用いる。アメダス10分値データに関しては、降水量が0.5 mm、気温が0.1°C単位、川の防災情報10分間雨量データに関しては、降水量が1 mm単位である。本研究では、アメダスと川の防災情報の各10分間雨量データを区別なく解析に用いる。その際には、両データ間に存在する器差を考慮する必要がある。そこで、互いの雨量観測地点の緯度差および経度差がともに0.05度未満である4組の地点を対象に、解析期間における強雨日数(後述)を比較したところ、アメダスと川の防災情報の雨量観測地点間の強雨日数の差は1%未満であった。そのため、アメダスと川の防災情報の10分間雨量データ間に存在する器差は、強雨に関して気候値として無視できると判断して解析を進める。

解析には、対象期間において欠測の割合が5%未満である雨量観測地点のデータのみを用いる。欠測が多い地点(27地点)を除いて解析対象期間を通じてデータが得られる雨量観測地点は、173地点存在する。そのうちアメダスが108地点、川の防災情報が65地点である。また、173の雨量観測地点のうち標高100 m以下の地点から第1図aに示す23地点を濃尾平野内の雨量観測地点とする。そのうちアメダスが9地点、川の防災情報が14地点を占める。

日界に関しては、次のように定める。本研究では、熱対流や熱的局地循環の発達を促す日射の効果を考慮するため、日の出の時刻として06時を日界とする。

また、本研究での解析は、2002~2009年の6~9月



第1図 濃尾平野周辺の地形と雨量観測地点および高層気象観測地点。(a) 解析対象雨量観測地点、(b) 濃尾平野内の気温観測地点(アメダス)と高層気象観測地点(浜松)。■及び□: アメダス観測地点。●及び○: 川の防災情報雨量観測地点。濃尾平野内の雨量観測地点を、■及び●で示す。また、高層気象観測地点(浜松)を▲で示す。

における、(1) 対象期間全日(計976日)、(2) 濃尾平野内で真夏日を記録し、かつ、濃尾平野内の全ての雨量観測地点において、06時~12時に1 mm以上の降水を観測していない日(以下、真夏日を記録した午前無降水日、計395日)、の2つの対象日ごとに行う。ここで、濃尾平野内で真夏日を記録した日は、濃尾平野内に位置し、気温観測を行っているアメダス地点(計7地点、第1図b)のいずれかで日最高気温が30°C以上を記録した日とする。上記2つの対象日に発生した強雨に関しては、総観規模擾乱による強雨と熱対流や熱的局地循環が発達するような条件下で発生した強雨がともに含まれていると考えられる。しかしながら、熱対流や熱的局地循環が発達するような条件下で強雨が発生した日が各対象日に占める割合は、(2)の方が(1)よりも大きいと考えられる。

強雨日の抽出は、雨量観測地点ごとに行う。強雨日の抽出方法は藤部ほか(2002)にならい、連続する6つの10分間降水量の合計値を1時間降水量値として使用する。強雨日は、10 mm/hour以上の1時間降水量を観測した際の、強雨発生時刻が存在する日とする。藤部ほか(2002)では強雨日の抽出に際して、1時間降水量の閾値に20 mm/hourを用いている。一方、中西・原(2003)は藤部ほか(2002)と同様な強雨日の抽出を行っているが、1時間降水量の閾値には10 mm/hourを用いている。本研究において20 mm/hourを強雨日の抽出における閾値とする場合、解析対象地点における強雨日数の平均値は、解析対象期間全日(全976日)および真夏日を記録した午前無降水日(全395日)において、それぞれ約30日と約7日である。一方、10 mm/hourを閾値に用いる場合、同値はそれぞれ約94日と約19日である。したがって、強雨発生時間帯の調査を行うことを考慮し、事例数をより多く確保できる10 mm/hourを本研究では強雨の閾値に用いる。強雨発生時刻は、最初に10 mm/hour以上の降水を観測した時点の前1時間において、初めて10分間降水量が2 mm以上を観測した時点の10分

と定義する。また、日界を06時と定めるため、00~06時に強雨が発生する場合、強雨日は前日の日付とする。

各対象日のうち10 mm/hour以上の強雨が発生した日、および非発生日の大気安定度の調査も行う。その際、ワイオミング大学がウェブ上で公開している高層気象観測データのうち、濃尾平野周辺に位置する浜松(第1図b)の09時のデータを使用する。

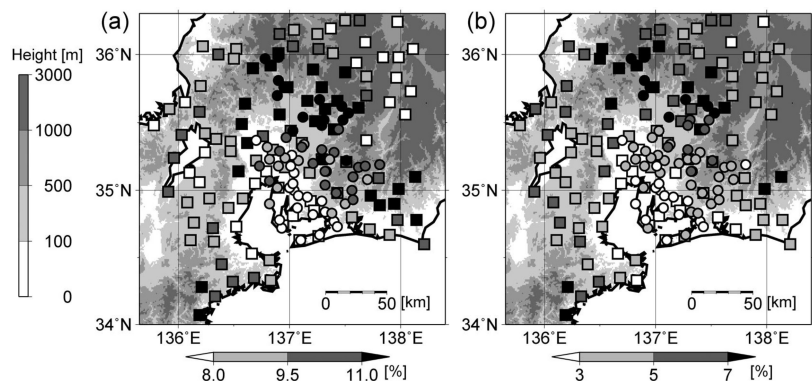
3. 結果

3.1 雨量観測地点ごとの強雨日の割合

濃尾平野周辺における、雨量観測地点ごとの強雨日の出現割合を調査した。第2図は、濃尾平野周辺における雨量観測地点ごとの強雨日の出現割合を示す。抽出対象日にかかわらず、濃尾平野より北~北東側の山地や愛知県東部の山地で強雨日の割合が多い。一方、濃尾平野より北東の山地において、東経138度付近に南北に走る谷や中部山岳域の中心付近では、比較的強雨日の割合が少ない傾向にある。平野部では、山地に比べて全体的に強雨日の割合が少ないものの、濃尾平野北部では強雨日の割合がやや多い地点も見られた。それら濃尾平野北部の地点における強雨日の割合は、愛知県沿岸部の地点における強雨日の割合に比べて値が大きい。また、滋賀県や福井県の標高が低い地点でも、強雨日の割合がやや大きい。

3.2 時間帯別強雨発生頻度および日最大1時間降水量の降水量別観測頻度

濃尾平野は、南側は伊勢湾に面し、西側・北側・東



第2図 雨量観測地点ごとの強雨日の出現割合。各図の対象期間は、2002~2009年の6~9月における、(a) 全日(計976日)、(b) 真夏日を記録した午前無降水日(計395日)。■はアメダス観測地点、●は川の防災情報雨量観測地点を示す。

側を山地に囲まれている。特に、濃尾平野より北東側には標高の高い中部山岳域が存在する。そのため、平野部での降水に谷風や海風といった熱的局地循環が大きく影響する可能性があると考えられる。第3図は、真夏日を記録した午前無降水日の11時および15時における、各アメダス観測地点での平均風向と平均風速を示す。11時には、濃尾平野より北～北東の山地では谷

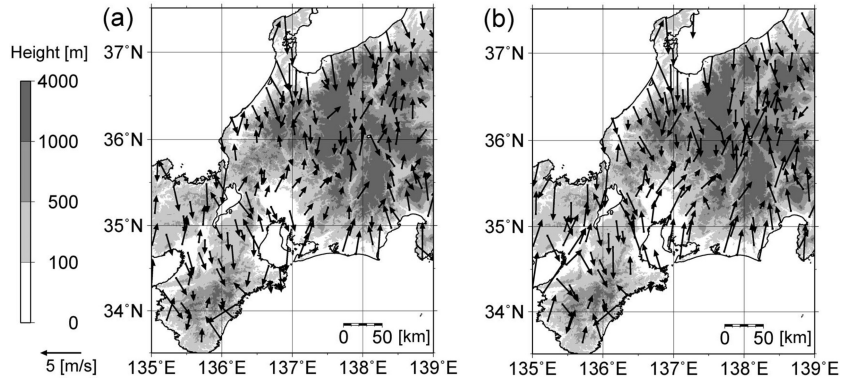
風が、濃尾平野沿岸部では陸から海への風が吹く様子が見られた。一方、15時になると、濃尾平野より北～北東の山地では谷風が、濃尾平野沿岸部では南～南西からの海風が吹く様子が見られた。そこで、午後に濃尾平野の方向からの谷風や海風が吹くと考えられる濃尾平野より北東側の山地（以下、領域A。飛騨山脈南端部の5地点がこの領域に該当する。）、谷風と海風の影響をともに受けると考えられる濃尾平野北西部（以下、領域B。濃尾平野の北西端から順に5地点がこの領域に該当する。）と濃尾平野北東部（以下、領域C。濃尾平野の北東端から順に5地点がこの領域に該当する。）、午後に海風の影響が大きいと考えられる濃尾平野沿岸部（以下、領域D。濃尾平野の南端から順に5地点がこの領域に該当する。）の4領域に着目し、強雨の観測されやすい時間帯と日最大1時間降水量の降水強度別観測頻度を調査した。解析対象とする各領域の雨量観測地点を第4図に示す。

3.2.1 時間帯別強雨発生頻度

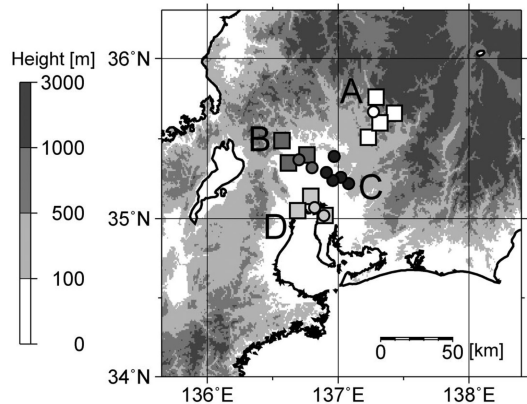
第5図は、時間帯別の10 mm/hour以上の強雨発生頻度に関して、各領域における1地点あたりの平均値を示す。解析対象日にかかわらず、領域Aでは15～18時にかけて強雨が多く発生している。また、真夏日を記録した午前無降水日では、03～06時においても強雨発生頻度がやや多い。また、領域Dでは18～21時に強雨発生頻度が少ない傾向が見られた。一方、領域B、領域Cでは、時間帯による強雨発生頻度の極大値は見られなかった。

3.2.2 濃尾平野周辺における日最大1時間降水量の降水量別観測頻度

各領域の各雨量観測地点における日最大1時間降水

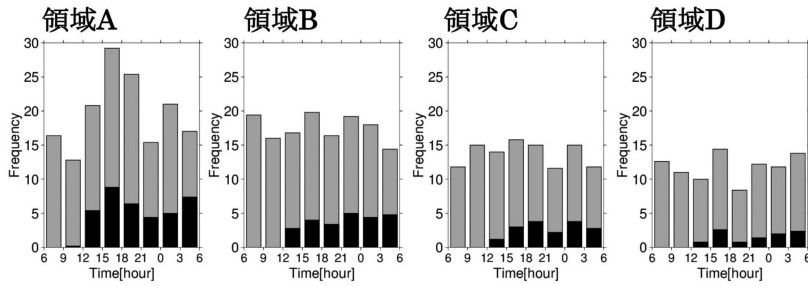


第3図 真夏日を記録した午前無降水日の地上風系。各アメダス観測地点における、(a) 11時、(b) 15時の平均風向と平均風速を示す。

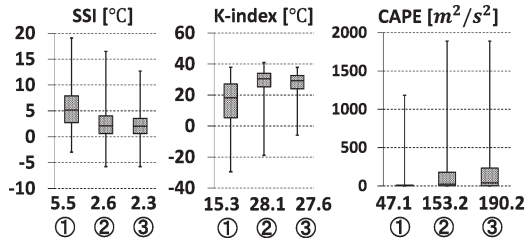


第4図 時間帯別強雨発生頻度および日最大1時間降水量の降水強度別観測頻度の解析対象地点群。領域ごとに下記の色で示す。白色：領域A（濃尾平野より北東側の山地）。濃灰色：領域B（濃尾平野北西部）。黒色：領域C（濃尾平野北東部）。薄灰色：領域D（濃尾平野沿岸部）。

量に関して、降水量別の領域平均観測頻度を調査した。対象期間全日・真夏日を記録した午前無降水日ともに、領域B、領域C、および領域Dに比べて、領域Aにおいて10 mm/hour以上の強雨の観測頻度のみならず、1～10 mm/hourの降水の観測頻度もやや多い。また、真夏日を記録した午前無降水日において、50 mm/hour以上の日最大1時間降水量を観測したのは、5地点平均値が0.6～1回と観測頻度が非常に少ないものの、濃尾平野北部に位置する領域B、領域Cのみであった。



第5図 時間帯別強雨発生頻度。グラフの色は解析対象日の違いを示す。2002～2009年の6～9月における、灰色：全日（計976日）、黒色：真夏日を記録した午前無降水日（計395日）。値は、各領域における1地点当たりの平均値。



第6図 濃尾平野周辺の高層気象観測地点（浜松）における09時の大気安定度指標（SSI, K-index, CAPE）。箱ひげ図は上から順に、最大値・75%値・中央値・25%値・最小値を示す。箱ひげ図の下の数値は平均値を示す。①：対象期間全日のうち10 mm/hour以上の強雨非発生日。②：対象期間全日のうち10 mm/hour以上の強雨発生日。③：真夏日を記録した午前無降水日のうち10 mm/hour以上の強雨発生日。ワイオミング大学がウェブ上で公開している高層気象観測データを使用（<http://weather.uwyo.edu/>）。

3.3 強雨の発生日および非発生日の大気安定度

第6図は、濃尾平野周辺の高層気象観測地点（浜松）における09時の大気安定度指標（SSI, K-index, CAPE）を示す。対象期間全日のうち10 mm/hour以上の強雨発生日（第6図②）において、10 mm/hour以上の強雨の非発生日（第6図①）よりも、SSIの最小値・25%値・中央値・75%値・最大値が小さく、K-indexの最小値・25%値・中央値・75%値、およびCAPEの75%値・最大値が大きい。すなわち、10 mm/hour以上の強雨発生日は非発生日よりも、SSI・K-index・CAPEは大気不安定であることを示す値となることが多い。また、各安定度指標の平均値にお

いても同様な傾向が見られた。各安定度指標の最小値・25%値・中央値・75%値・最大値および平均値に関して、真夏日を記録した午前無降水日のうち10 mm/hour以上の強雨発生日（第6図③）と、対象期間全日のうち10 mm/hour以上の強雨発生日（第6図②）を比較すると、ほとんど差は見られなかった。しかしながら、真夏日を記録した午前無降水日のうち10 mm/hour以上の強雨発生日（第6図③）の方が、対象期間全日のうち10 mm/hour以上の強雨発生日（第6図②）よりも、SSIの最大値が小さく、K-indexの最小値は大きい。

4. 考察

濃尾平野周辺地域において、濃尾平野近傍の北～北東側の山地で、強雨日数が多いことが分かった。田中ほか（1971）や小花ほか（1977）は、レーダーデータやアメダスデータを用いて濃尾平野より北の山地斜面で強雨が多いことを明らかにしている。本解析の結果はこの傾向を、独立データとして空間・時間スケールともに詳細な地上雨量計データを用いて、より長い解析期間を対象として確認したと言える。

さらには、濃尾平野において真夏日を記録した午前無降水日における強雨日数は、平野部に比べて濃尾平野近傍の北～北東側の山地で多いことが明らかになった。大橋・川村（2006）では、夏季静穏日に中部山岳域で発生する熱的低気圧に伴う谷風によって、濃尾平野北部から濃尾平野近傍の北～北東側の山地へと水蒸気が輸送され、同地域において可降水量が増加することが示されている。このことから、濃尾平野近傍の北～北東側の山地において平野部より強雨日数が多い傾向は、谷風に伴う山地での水蒸気量の増加が要因であると考えられる。また、濃尾平野において海風が強まる15時前後からは、伊勢湾から内陸へ侵入する海風による濃尾平野近傍の北～北東側の山地への水蒸気供給・下層収束の強化も一要因として考えられる。

また平野部では、真夏日を記録した午前無降水日に関して、濃尾平野北部における強雨日出現割合は愛知県沿岸部における強雨日出現割合に比べて値が大きい

ことが分かった。しかしながら、それらの地域における強雨事例数がやや少ないことから、より解析期間を延長した解析が望まれる。

濃尾平野近傍の北東の山地では、10 mm/hour 以上の強雨の発生頻度に関して、夕方に顕著なピークが見られた。一方、濃尾平野の内陸部では顕著なピークが見られなかった。佐藤ほか (2006) によると、関東平野において、総観規模擾乱の影響が小さい日の正午～夕方にかけて山地で発生した強雨域が、約3時間後には平野部に広がる傾向にある。この傾向に関しては、Sato and Kimura (2005) において示された一般風による山地から平野部への水蒸気輸送が一要因と考えられる。一方本研究では、濃尾平野において顕著な強雨発生のピークは見られなかった。これは、関東平野は主に西側に標高の高い山地が存在するのに対し、濃尾平野は北～北東側に標高の高い山地が位置することから、一般風の風向と山地の位置関係によって、一般風に伴う山地から平野への水蒸気輸送の効果が、関東平野に比べて濃尾平野ではあまり見られないことが影響していると考えられる。ただし、本研究のような統計解析からこのようなメカニズムを明らかにするのは難しい。詳細なメカニズムに関しては、今後数値実験による研究が望まれる。

5. まとめ

2002～2009年の6～9月における濃尾平野周辺の強雨発生頻度の特徴として、対象期間全日および真夏日を記録した午前無降水日ともに、以下の点が挙げられる。

- (1) 濃尾平野近傍の北～北東側の山地の強雨日数は平野部の強雨日数に比べて多い。
- (2) 濃尾平野内陸部における強雨日数は、愛知県沿岸部における強雨日数に比べて多い。
- (3) 濃尾平野より北～北東の山地では、10 mm/hour 以上の強雨の発生頻度は15～18時に顕著なピークを持つ。濃尾平野沿岸部においては、18～21時に強雨の発生頻度が少ないといった日変化の特徴が見られる。ただし、関東平野とは異なり、濃尾平野の内陸部では時間帯による強雨発生

頻度の極大値は見られない。

- (4) 10 mm/hour 以上の強雨発生日は、非発生日に比べて SSI・K-index・CAPE は大気が不安定であることを示す値となることが多い。

謝 辞

本研究は、文部科学省の委託事業「気候変動適応研究推進プログラム (RECCA)」において実施しました。愛知県建設部河川課および岐阜県県土整備部河川課に、愛知県・岐阜県の川の防災情報の雨量データを提供していただきました。ここに深く感謝の意を表します。高層気象観測データは、ワイオミング大学がウェブ上で公開しているデータを使用しました (<http://weather.uwyo.edu/>)。

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.
- 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.
- Nomura, S. and T. Takemi, 2011: Environmental stability for afternoon rain events in the Kanto Plain in summer. SOLA, 7, 9-12.
- 小花隆司, 1977: 東海地方の強雨と地形 (I). 天気, 24, 37-43.
- 大橋喜隆, 川村隆一, 2006: 中部日本の夏季静穏日におけるGPS可降水量の日変化. 天気, 53, 277-291.
- 大塚省三, 山村勝利, 1967: レーダーからみた東海地方の熱雷に関する二, 三の統計. 天気, 14, 311-314.
- Sato, T. and F. Kimura, 2005: Diurnal cycle of convective instability around the central mountains in Japan during the warm season. J. Atmos. Sci., 62, 1626-1636.
- 佐藤友徳, 寺島 司, 井上忠雄, 木村富士男, 2006: 東京都市域における夏季の降水システムの強化. 天気, 53, 479-484.
- 田中勝夫, 深津 林, 服部満夫, 松野光雄, 1971: エコーの移動方向で分類した東海地方の大雨の型. 気象庁研究時報, 23, 431-443.

Climatological Study of the Heavy Precipitation
around the Nobi Plain in Summer

Yuta KUNO* and Hiroyuki KUSAKA**

* (*Corresponding author*) *Graduate School of Life and Environmental Sciences, University of Tsukuba, 1-1-1 Tennodai, Tsukuba, Ibaraki 305-8572, Japan (Present affiliation: Japan Weather Association).*

** *Center for Computational Sciences, University of Tsukuba.*

(Received 7 October 2013; Accepted 1 May 2014)
