例会講演要旨集

第149号

目 次

| 詳細 | 目次 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ |
|-----|--|
| 例 | 会 |
| 1. | 梅雨から盛夏への季節進行の中でみる「日々の降水の特徴や変動」に関する長期解析・・・・・・・1 |
| 2. | 中国・四国地方における集中豪雨事例の抽出とその特徴の解析・・・・・・・・・・・・・5 |
| 3. | 中国地方で夏季静穏日の午後に発生する短時間強雨の降水特性・・・・・・・・・・・・・・8 |
| 4. | 湿数を用いた霧の発生・消滅過程の推定 ― 岡山県津山盆地を例として―・・・・・・・・・・・12 |
| 5. | 岡山市中心部で大雪となる場合の気象場の特徴について・・・・・・・・・・・・・・・・・・14 |
| 6. | 札幌において雲が融雪に与える効果・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・18 |
| 7. | 渦位の解析事例・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・19 |
| 8. | 岡山平野における大気汚染濃度の時空間分布の特徴 一海風吹走パターンによる違い・・・・・23 |
| 9. | 冬型時の北陸付近での降水に関わる大気環境からみる初冬と真冬との比較 |
| | (1983/84 年冬における事例解析)・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・26 |
| 10. | 宇都宮市で発生するヒートアイランド現象と土地被覆形態の関係性・・・・・・・・・・・・30 |
| 11. | 土壌水分量変化から推定する蒸発量と降水浸透量・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・34 |
| 12. | 河川堤防における蒸発量推定モデルの構築・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・38 |
| 13. | UAV 及び光学データを用いた沿岸藻場の分類解析・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・42 |
| 14. | 放飼下のヤギを対象とした利用率と気象変化の関係 ― 暑熱ストレスに着目して―・・・・・・46 |
| 15. | 温熱指標でみた夏季の熱中症リスクの地域性と将来予測・・・・・・・・・・・・・・・・・50 |
| 16. | 有田と宇和島の気候がウンシュウミカンの果実肥大と糖度に与える影響・・・・・・・・・・・54 |
| 17. | カンキツ類栽培を対象とした冬季低温の局地シミュレーション・・・・・・・・・・・・58 |
| 18. | 温暖化と生物季節観測・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・62 |
| 19. | ドイツ・北欧と日本の「夏」の気候と季節感の違いに注目した大学での授業実践 |
| | ESD 的視点の育成へ向けた気候と音楽との学際的連携・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・66 |
| 特別 | 講演 |
| 「大 | 気陸面データ同化による局地循環性降水の予測精度向上に向けて」・・・・・・・・・・・・・70 |
| | 辻本 久美子 氏 (岡山大学大学院環境生命科学研究科 助教) |

2019年12月21日(土)

岡山大学環境理工学部 101 講義室

(岡山市北区津島中3丁目1-1)

日本気象学会関西支部

詳細目次

例 会

| 1. | 梅雨から盛夏への季節進行の中でみる「日々の降水の特徴や変動」に関する長期解析・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ |
|---------------|---|
| 2 | 中国・四国地方における集中豪雨事例の抽出とその特徴の解析・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ |
| 2. | *山田 将輝·野沢 御 (岡山大学大学院自然科学研究科) |
| 3. | 中国地方で夏季静穏日の午後に発生する短時間強雨の隆水特性・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ |
| 0. | *大山 まど董 (広島地方気象台) |
| 4. | 湿数を用いた霧の発生・消滅過程の推定 ―岡山県津山盆地を例として―・・・・・・・・・・・・・・・・・・ |
| | * 重田 祥範 (公立鳥取環境大学環境学部) |
| 5. | 岡山市中心部で大雪となる場合の気象場の特徴について・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ |
| | *稲澤 睦美(岡山大学理学部)・川瀬 宏明(気象研究所)・野沢 徹(岡山大学大学院自然科学研究科) |
| 6. | 札幌において雲が融雪に与える効果・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・18 |
| | *田村 多佳基(岡山大学理学部)・青木 輝夫(国立極地研究所・気象研究所)・ |
| | 野沢 徹 (岡山大学大学院自然科学研究科)・庭野 匡思 (気象研究所)・的場 澄人 (北海道大学低温科学研究所)・ |
| | 兒玉 裕二(国立極地研究所)・谷川 朋範(気象研究所) |
| 7. | 渦位の解析事例・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ |
| | *牧田 広道・佐藤 信(松山地方気象台) |
| 8. | 岡山平野における大気汚染濃度の時空間分布の特徴 ―海風吹走パターンによる違い―・・・・・・・・23 |
| | *宮田 晶・重田 祥範(公立鳥取環境大学環境学部) |
| 9. | 冬型時の北陸付近での降水に関わる大気環境からみる初冬と真冬との比較 |
| | (1983/84 年冬における事例解析)・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ |
| | *熊谷 龍慶(岡山大学教育学部(理科))・加藤 内藏進(岡山大学大学院教育学研究科(理科))・ |
| 10 | 四村佘那子(名古座大字鰔災連携研究センター)・大谷和男(アレビセとうち) |
| 10. | 手都呂巾で発生するヒートアイフント現象と土地倣復形態の関係性・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ |
| 11 | * 七塚 人樹・里田 杆軛 (公立局収環境人子環境子前)・ 福平 豕尿 (十和呂人子教育子前) |
| 11. | 上壊小刀重変化/小り推定りる然光重と降小位返重・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ |
| 12 | ◇竹尾隆 市 另近、门下 加二、石田 徹 (岡田八子梁現生上子印) 河川県防における苏発島堆完エデルの構筑・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ |
| 12. | *南 甬銘•村尾 降一•竹下 祐一• 岩田 御 (岡山大学環谙理工学部) |
| 13 | IAV 及び光学データを用いた沿岸適場の分類解析・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ |
| 10. | * 白石 朗光・齋藤 光代 (岡山大学大学院環境生命科学研究科)・ 濱 侃 (横浜国立大学教育学部)・ |
| | 岩田 徹 (岡山大学大学院環境生命科学研究科) |
| 14. | 放飼下のヤギを対象とした利用率と気象変化の関係 ― 暑熱ストレスに着目して―・・・・・・・・・・・・・46 |
| | *松原 甲斐・重田 祥範 (公立鳥取環境大学環境学部) |
| 15. | 温熱指標でみた夏季の熱中症リスクの地域性と将来予測・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・50 |
| | *岩元 勇樹(岡山理科大学大学院生物地球科学研究科)・大橋 唯太(岡山理科大学生物地球学部) |
| 16. | 有田と宇和島の気候がウンシュウミカンの果実肥大と糖度に与える影響・・・・・・・・・・・・・54 |
| | *鵜久森 英輔(岡山理科大学大学院生物地球科学研究科)・大橋 唯太(岡山理科大学生物地球学部) |
| 17. | カンキツ類栽培を対象とした冬季低温の局地シミュレーション・・・・・・・・・・・・・・・・58 |
| | *大橋 唯太(岡山理科大学生物地球学部)・ |
| | 植山 秀紀(農業・食品産業技術総合研究機構西日本農業研究センター) |
| 18. | 温暖化と生物季節観測・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ |
| | *牧田 広道・渡邊 朋紀 (松山地方気象台) |
| 19. | ドイツ・北欧と日本の「夏」の気候と李節感の違いに注目した大学での授業実践 |
| | ーもSD 的視点の育成へ回げた気候と音楽との字除的連携 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ |
| | *加滕 内臧進(岡山大字大字院教育字研究科(理科))・加滕 晴子(岐阜聖徳字園大字教育字部(音楽))・ |
| | 八台 和力 (ノレビゼとリカ) (ルル地地) |
| 特別 | (* (よ時(現有)) |
| ituuri 》大了 | 新学校 気陸面データ同化による局地循環性隆水の予測精度向上に向けて」・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ |
| ~~ | 让本 久美子 氏 (岡山大学大学院環境生命科学研究科 助教) |

*山磨貴登(岡山大学教育学部理科専修)、加藤内藏進(岡山大学大学院教育学研究科(理科)) 松本健吾(岡山大学自然科学研究科)・大谷和男(テレビせとうち・日本気象予報士会)

1. はじめに

アジアモンスーンの影響を強く受ける梅雨最盛 期の西日本~長江流域付近では、高温多湿な海洋 性熱帯気団の侵入により集中豪雨を伴う「大雨日」 が頻出し、梅雨期の総降水量も多い。(本稿では、 日降水量 50mm 以上の日を「大雨日」と呼ぶことに する)。

しかし、日本付近を始めとする東アジアでは、 南アジア、熱帯西太平洋域、ユーラシア大陸の中 高緯度域、北太平洋高緯度域、といった、季節進 行のタイミングのずれが大きいアジアモンスー ン・サブシステム間の接点にあたり、梅雨前線付 近の大気場の東西の違いや細かいステップでの季 節進行も顕著である。このため、梅雨前線付近で の総降水量に対する大雨日・非大雨日の寄与、大 雨日や非大雨日それぞれにおける降水特性等の、 地域差や季節進行の中での違い、及び、それらの 短周期~季節内変動や年々の変動も小さくない。

特に、総降水量だけでなく、降水の特徴(降水の「質」)も含めた特徴は、種々の短周期変動や季節内変動、年々変動等に伴うアノマリー因子が、 梅雨~盛夏への季節進行の中での基本場と重なっ て、大きな変動性・多様性を示す。逆に言えば、 長期間のデータに基づき、降水現象の変動性・多 様性(いわば「変動幅」)を把握することにより、 細かいステップでの季節進行の中での「動的平均 像」を明らかにすることにも繋がるものと考える。

ところで、日本列島の梅雨最盛期から盛夏期へ の遷移に関して、convection jump に関連した比 較的急激な梅雨明けへの変化が見られる (Ueda et al. 1995; Ueda and Yasunari 1996)。一方、蔵田 他 (2012) は、気候学的には盛夏となる7月後半 頃には、無降水日がかなり増加する一方、梅雨前 線の影響を受けた「顕著な大雨日」(日降水量 100mm 以上の日) も、6月後半と同等な頻度で出現 することを指摘した。従って、「日々や年々の変動 幅も含めた平均像」が、細かいステップでどのよ うに遷移していくのかも興味深い。

本研究グループは、梅雨最盛期と盛夏期、秋雨 における上記の観点からの大まかな解析にも着手 したが(加藤他,2019年度春季全国大会,等), 本講演では、梅雨最盛期から盛夏期への「日々や 年々の変動幅」の観点からの詳細な季節経過にも 注目し、梅雨最盛期に大雨日が頻出する九州北西 部の長崎を例とする解析も新たに行った結果を報 告する(必要に応じて関東の東京等とも比較しな がら)。解析には、気象庁HPに掲載された1901 年以降の日降水量データや、NCEP/NCAR 再解析デ ータ(2.5°緯度経度格子)。等を利用した。

2. 暖候期の平均降水量の季節経過の概要



第1図 半旬降水量(太い実線)と「大雨日」 (50mm/日 以上,細い実線),「顕著な大雨日」 (100mm/日以上,破 線)による降水量の寄与。上から順に、長崎、名古屋、東京 について示す。加藤他 (2010 年度気象学会関西支部(中国地 区例会)予稿集)より再揭。

第1図に示されるように、気候学的には6月後 半~7月前半の西日本側の梅雨最盛期には(長崎 を例示)、日降水量が50mmを超えるような大雨日 の頻出に対応して、トータルでも多量の降水にな る。東日本側では大雨日の寄与は梅雨最盛期でも 西日本側に比べてかなり小さいことを反映して、 総降水量も相対的に少ない。但し、どの地点でも 7月後半以降に総降水量は減少して極小になるが、 4~5月頃と同程度の平均降水量が見られる点に も注意が必要である。

3. 梅雨最盛期と盛夏期における降水変動の違い

日々の降水状況の年々の変動に関連して(第2 図),長崎の梅雨最盛期には、大雨日の出現日数が 多い年ほど総降水量が多くなる傾向が、特に強く 見られた(図略)。一方、梅雨最盛期の東京では、 非大雨日の日数が多い年に総降水量が多いという 関係が明瞭であった(ここでは、日降水量 5mm 以 上 50mm 未満の日を指すことにする)。これは、東 京では盛夏期よりも明瞭であった。なお、長崎の 盛夏期に関しては、非大雨日の日数と総降水量と の比例関係が梅雨最盛期と違って明瞭になるなど、 季節的違いの地域性も興味深い。また、梅雨最盛 期の長崎では、同時期の東京と違って、無降水日 (日降水量 0.5mm 未満とする)の日数がある程度 以下になると、無降水日の日数に関係なく総降水 量は大きな年々変動を示していた(第2回の右側)。



第2図 1901年~2010年の長崎(上段)と東京(下段)における,梅雨最盛期(6/16~7/15,左図)と盛夏期(8/1~31,中図)におけ る各年の非大雨日(日降水量が5mm以上50mm未満の日)の日数(横軸)と総降水量(縦軸)との関係に関する同様な図。なお,各年の総降水量に関しては,mm/day の単位に換算して示した。

4. 長崎における半月毎の年々の降水変動性から見る6月~8月の季節遷移

梅雨期から盛夏期にかけての降水の変動性の詳 細な季節進行について考察するために,長崎にお ける第2図と同様な散布図を半月毎に作成して吟 味した。第3図は,各年の大雨日の日数と総降水 量との関係,第4図は非大雨日の日数と総降水量 との関係,第5図は無降水日の日数と総降水量と の関係を示す。なお,7月や8月の後半は16日間 あるので,これらの散布図の横軸の日数に関して は,15日あたりの値に換算して示した。

九州の長崎では、梅雨最盛期に入る前の6月前 半から盛夏期を含めて、大雨日の日数の多い年に 総降水量が多いという関係が見られ、しかも、6 月後半~7月前半の梅雨最盛期に大雨日の日数と 総降水量の多い年が頻出する。但し、7月後半に は、大雨日の日数は全体として梅雨最盛期よりも 減少するが、大雨日の日数の増加に対する総降水 量の増加の割合の大きい点が注目される。

非大雨日の日数と総降水量に関しては、6月前 半に比べて梅雨最盛期に対応する6月後半~7月 前半にかけて、両者の比例関係が不明瞭になり、 同じ非大雨日の日数でも総降水量の年による違い が大変大きくなる。これは、この時期には大雨が 平均的に起こりやすくなるだけでなく、その頻度 の高低に大きく依存して(単に降水日が多いかど うかというよりも)、年々の降水量の違いが生じう ることを示唆している。

また、基本的に盛夏に近い中でも状況によって は梅雨前線に影響も受けやすい7月後半には、非 大雨日の日数が全体として減少し(第4図)、無降 水日が増加する中で(第5図)、「7月前半までに 比べて非大雨日がより少ない、あるいは無降水日 がより多い状況でも、総降水量のかなり多い年も

少なからず出現する。」という変動性が強くなる点が注目される。



第5図 第3図と同様。但し、長崎での無降水日の日数(日/15日、横軸)と総降水量(mm/日、縦軸)との関係。

更に、大きくは梅雨最盛期として認識出来る6 月後半と7月前半について比較する(総降水量の 110年間での平均値を1日あたりに直すと,6月後 半は14.0mm/日、7月前半は11.9mm/日)。

基本的にはこれらの散布図で見る両期間の特徴 は類似しているものの、非大雨日が3~5日の年 (非大雨日の110年間の平均は,6月後半が4.3 日,7月前半が3.6日),及び,無降水日が5~7 日の年(無降水日の110年間の平均は、6月後半 が6.6日,7月前半が7.6日)においては、全体 として7月前半の方が6月後半より総降水量の年 によるばらつきが対称的で,大きいように見える。 例えば、7月前半の方が6月前半よりも、総降水 量が大変少ない年(例えば,総降水量4mm/日未満。) の出現頻度は高いように見える点も、その現れの 一つではないかと考えられる(図は略)。今後、こ のような視点で、両期間における年々や日々の変 動の中でのばらつき方の詳細な吟味を行い、盛夏 への移行過程も多少始まった中での梅雨降水の特 性に関する理解を深めることは興味深い。

5. 日々の非大雨日や大雨日, 無降水日の出現状況 (今後の展望)

長崎における1901年~2010年の6月~8月に関 する日降水量の表に、無降水日、非大雨日、大雨 日、顕著な大雨日(100mm/日以上の日)に該当す るセルに色付けしたものを第6図に示す。全体の 季節進行の中で、長崎では全国的な秋雨期に入る 以前の8月後半頃には、大雨日等の出現頻度が増 大している点も注目される。また、4. で指摘した 梅雨最盛期の中での季節進行として、7月前半に は、長崎での無降水日の出現が年々、及び、日々 双方の変動に関して比較的連続して出現しやすい 期間が散見される一方、大雨日や顕著な大雨日も 出現する等、無降水日と大雨日等の出現期間のコ ントラストが拡大し始めているようにも見える。

一方,東方の名古屋では(図は略),長崎で見ら れたような7月前半における大雨日の出現の相対 的局在化のような特徴はあまり明瞭でなく,数10 年スケールで見ると,大雨日の出現頻度が6月後 半よりもむしろ7月前半に増大傾向にある期間も 見られる。

7月前半から後半にかけて,Ueda et al. (1995) やUeda and Yasunari (1996)が指摘したように, 南方海上では,大気海洋相互作用に伴う日本列島 の梅雨明けへ向かう季節的進行が,比較的短い時 間スケールで起きる。また,その典型年と非典型 年における差異も大きいという。一方,九州〜東 日本へ向かう亜熱帯高気圧域での南風成分の半月 程度の周期での季節内変動の振幅が6月後半~8 月にかけて次第に振幅が増大することも,中山・ 加藤(関西支部2006年例会の口頭発表資料)の図 から読み取り得るつまり,種々の変動性も含めた 季節進行も重なって,大枠では梅雨最盛期にあた る6月後半~7月前半の間でも,変動性も含めた 降水の特徴の季節的変化もある程度見られる可能 性があり。今後の具体的な検討が必要と考える。



第6図 長崎における1901年~2010年における6月~8月の日降水量の表に色付けしたもの(本文参照)。

中国・四国地方における集中豪雨事例の抽出とその特徴の解析

*山田将輝(岡山大学大学院自然科学研究科)、野沢徹(岡山大学大学院自然科学研究科)

1. はじめに

限られた地域で短時間に強い雨が降る集中 豪雨は梅雨期を中心とした夏季にたびたび発 生し、時には家屋や人に被害が及ぶなど大きな 災害をもたらす。津口・加藤(2014)は、こ のような集中豪雨事例を客観的に抽出する手 法を開発し、抽出された集中豪雨事例の統計解 析を行った数少ない研究の一つである。しかし、 解析範囲が日本全国と広域であり、また集中豪 雨を抽出する際の閾値も主観的に決められて いるという問題がある。そこで本研究では、解 析対象エリアを中国・四国地方に絞り、地域的 な降水特性を踏まえた上で豪雨事例の抽出方 法を見直し、抽出された豪雨事例の環境場の特 徴について解析を行った。

2. 使用データ・解析方法

集中豪雨事例の抽出には、気象庁により作成 された解析雨量を用いた。解析雨量とは、気象 レーダーおよび雨量計の観測データを組み合 わせて解析された1時間降水量である。ここで は、水平格子間隔1kmの解像度を持つ2006~ 2018年の夏期(6月~9月)のデータを用いた。 事前処理として、気象庁作成の平年降水量のメ ッシュデータを用いて海陸を判断し、陸域と判 別されたデータを使用した。環境場の解析には、 気象庁55年長期再解析データ(JRA-55)を使 用した。

集中豪雨には、雨量などに基づいた明確な定 義がない。そこで本研究では、中国・四国地方 での妥当な定義を探るべく、6月から9月の4 か月平均した月間降水量の平年値のメッシュ データ(平年値は 1981 年~2010 年)より、 中国・四国地方を図1に示すような4つのエ リアに区切り、それぞれのエリアでの降水頻度 分布から閾値を決定した。なお、集中豪雨事例 は津口・加藤(2014)を参考に次のように抽 出した。

Step1: 閾値の決定

図 1 に示した各エリアにおける積算降水量 の頻度分布から特徴的な値をとり、そのエリア の閾値とする。

Step2:事例の抽出

Step1 で定めた閾値を超える事例を抽出す る。抽出した事例のうち、発生時間間隔が 24 時間以内かつ格子点間の距離が 150km 以内の ものを同一事例とした。同一事例と判断された 事例のうち、積算降水量が最大の格子点をその 事例の代表点とした。



図 1:夏季(6~9月)で平均した月間降水量の 平年値(mm/month)。赤枠で示した4つのエリ アは、平年降水量を参考に区分した解析対象領 域。

3. 結果

各エリアにおける 3 時間積算降水量の降水 頻度分布を図2に示す。山口県を中心としたエ リア1では、3時間積算降水量220 mmの付近で 降水頻度が一旦極小となるが、220mmを超え ると緩やかに増えた後に減少するような特徴 的な分布を示している。同様の特徴的な降水頻 度分布は、エリア4の250 mm付近でも見られ る。また、必ずしも目立った変化ではないが、 エリア1では170 mm、エリア2では150 mm、 エリア3では180 mmの付近で、降水頻度の減 少具合が急勾配となる変化がみられた。



図 2:各エリアにおける 3 時間積算降水量の降 水頻度分布。縦軸:頻度、横軸:降水ビン(mm /3h)。青、オレンジ、グレー、黄色の線はそ れぞれエリア 1,2,3,4 を示す。

次に、集中豪雨事例の抽出を行った。図 3 は、特に特徴的な降水パターンが見て取れたエ リア1について、3時間積算降水量が170 mm以 上を集中豪雨として抽出した結果を示す。3時 間積算降水量の最大値が170mm以上220 mm以 下である事例を青色、220 mm以上である事例を 赤色で示している。また、代表点と台風中心と の距離が1500km 以内の降水事例を塗りつぶ しの丸、それ以外を白抜きの四角で示している。 エリア1では全部で12 例抽出され、そのうち の 3 例は1500km 以内に台風中心があり、台風 による影響が無視できないと考えられる。抽出 された事例を見ると、山陰側と瀬戸内側の 2 つのグループに分けられるように見える。集中 豪雨が発生した日の天気図や大気下層 (850hPa)における相当温位の分布図を見る と、瀬戸内側の事例では特徴的な環境場は特定 できなかったが、山陰側の事例では、太平洋高 気圧が南西諸島付近まで張り出しており、その 縁に沿って山陰地方の西側に相当温位の高い 領域があることが確認された。(図4)



図 3:エリア1で抽出された集中豪雨事例。3 時間積算降水量で最大値が 170 mm~220 mmで ある事例を青色、220 mm以上である事例を赤色 で示す。また、台風中心との距離が 1500km 以 内の事例を丸で示している。



図 4:2013 年 7 月 28 日 9 時における 850hPa 面でのジオポテンシャル高度 (等値線) と相当 温位 (トーン)。島根県の赤四角で示された豪 雨事例。

4. まとめ

中国・四国地方での集中豪雨事例の抽出とそ の環境場の解析を目的とし、解析雨量での事例 抽出とJRA-55を用いた環境場の解析を行った。 夏季平均降水量の平年値を参考に中国・四国エ リアを4つのエリアに区切り、各エリアにおけ る3時間積算降水量の頻度分布をみると、エリ アごとで分布の特徴が異なるため、地域ごとに 集中豪雨の雨量の閾値を定める必要があるこ とが分かった。エリア1で閾値を3時間積算 降水量で170 mmとすると2006~2018 年では 12 事例が抽出され、山陰側の事例では太平洋 高気圧の張り出しとその縁に沿って相当温位 の高い領域があることが分かった。今後はさら なる環境場の解析や他のエリアの事例との比 較などを行っていく予定である。

参考文献

津口裕茂、加藤輝之,2014:集中豪雨事例の客観 的な抽出とその特性・特徴に関する統計解析. 天気,61,455-469.

中国地方で夏季静穏日の午後に発生する短時間強雨の降水特性

大山まど薫(広島地方気象台)

要旨

本研究では、2013 年から 2017 年の 7 月・8 月の中国地方(山口県を除く)で、静穏日の午後に発生す る短時間強雨を対象に降水セルの発生と降水の生じる時刻について調査を行った。その結果、降水セル の発生時刻のおよそ 2 時間後に 10mm/h 以上の強雨発生頻度が多くなることが分かった。また、広島県 では降水頻度に 15 時と 17 時にピークを持つ 2 峰性の分布がみられ、島根県西部と備北の降水セルの発 生の傾向から芸北のなかでも島根県西部に近い地域では 15 時に、備北に近い地域では 17 時に強雨の頻 度が多くなるということが示唆された。

1. 序論(はじめに)

夏季静穏日に発生する熱的不安定を原因とし た積乱雲に伴う強雨は、しばしば落雷や浸水害を 引き起こす。これらは総観規模擾乱の影響が少な いうえ地域性が大きく、突発的に発生するため気 象現象の中でも発生場所、発生時刻などの予測が 最も難しい現象のひとつである。これまで日本の 都市圏を対象に夏季の午後に1時間に数十ミリ に達する短時間強雨について数多くの研究が行 われてきた。しかしながら、中国地方は南北が海 に挟まれ平地が狭く、海陸風による地上収束線が 形成される場所と山地が一致していたり、瀬戸内 地域の可降水量の日変化が沿岸地域の中でも特 異な性質を持っていたりするため(糟谷・川村 2011)、これまで盛んに研究が行われてきた濃尾 平野(久野・日下 2014)や関東平野(野村・竹見 2011,佐藤ほか2006)とは異なる特性を持つ。

中国地方を対象とし た研究では、大谷ほか (2012)により夏季に太 平洋高気圧に覆われ て、上空の寒気の影響 を受けていないと考え られる日の午後に 30mm/h 以上の降水が発 生した頻度が高い領域 は、広島県の山沿いに 集中しているというこ とが示された。そのた め、本研究では、中国地 方で熱的不安定現象に よる降水の時系列変化 に着目し、降水セルと それに伴う強雨の発生 時刻について府県別に その特性を検証するこ とを目的とした。なお、

本論文中での時刻の表記は日本時間(JST)に統一 する。

2. 使用データと事例の抽出

2013年から2017年の7月・8月の中国地方(山 ロ県を除く)を解析対象期間・地域とし、1)15時 のアジア太平洋域実況天気図(ASAS)で高気圧に 覆われていて、09時の500hPa高層天気図で中国 地方の一部もしくは全てで500hPa面の高度が 5880m以上であること、2)中国地方全体で日の出 ~正午まで日照が続いた日3)気象衛星と気象庁 現業レーダーのデータから、対流雲もしくは降水 セルが陸上で発生した日を熱的不安定現象が生 じる条件を満たす日とした。

熱的不安定現象が生じる条件を満たす日で、 5km×5km 格子(第1図)の毎正時の解析雨量の最 大が1度でも50mm を超えた日を50mm 事例、30mm



第1図 中国地方の地形と用いた格子点 この地図は、国土地理院発行の色別標高図を使用したものである。

から 50mm であった日を 30mm 事例、10mm から 30mm であった日を 10mm 事例とした。上記の条件で事 例を抽出した結果、50mm 事例が 11 日、30mm 事例 が 30 日、10mm 事例が 26 日であった。

3. 結果

3.1 府県ごとの時刻別強雨発生日数

8時から23時の1時間ごとに50mm以上、30mm 以上、10mm以上の強雨が観測された各県の単位 面積当たりの日数を第2図に示す。鳥取県では14 時、岡山県では16-18時、島根県では16-17時に 強雨が多く発生し、広島県では15時と17時に強 雨が多く発生していた。

3.2 降水セルが発生する時刻

降水セルが発生しはじめる時刻を府県ごとに 求めるために、8時から19時までの正時の前1 時間に、気象庁現業レーダーで観測された5分間 降水強度が各府県でその日に初めて8mm/h以上



になった時刻と日数を第3図に示す。また、対象 事例の各府県内で降水セルが発生した総日数は、 広島県:62日、岡山県:53日、島根県:47日、鳥取 県:43日で、県の単位面積当たりでは広島 県:7.3[日・10³km⁻²]、岡山県:7.4[日・10³km⁻²]、



第3図 府県ごとの降水セルが発生し始める時刻





島根県:7.4[日・10³km⁻²]、鳥取県:12.2[日・10³km⁻²]だった。

4 考察

4.1 強雨と降水セル発生の時間差

中国地方4県の時刻別強雨発生頻度は、14時-17時ごろにピークがみられる。それに対し、一日 の中で降水セルが初めて発生する時刻は11時-13時に多く、降水セルの発生開始から強雨の頻 度のピークまでおおよそ2時間ほどかかってい る。

4.2 府県ごとの降水特性

鳥取県では、14時に頻度のピークがみられる。 鳥取県で降水セルが発生する時刻は11時、12時 に多く、これは他の3県より1-2時間早い。この ことから、鳥取県では降水セルが発生する時刻が 早いため、降水頻度のピークも他県より早く生じ るのだと考えられる。また、鳥取県では単位面積 あたりの降水セル発生数が他県より多いが、降水 頻度は山陽の2県と大きな差はない。そのため、 鳥取県で発生した降水セルは、短時間で衰弱もし くは、発生後他県へ移動していると考えられる。 島根県では、単位面積当たりの降水頻度が他県 と比較して最も少ない。しかしながら、単位面積 当たりの降水セルの発生数は岡山県、広島県とほ



第4図 広島県の市町村等をまとめた地域



(d)広島・呉 (e)東広島・竹原 (f)福山・尾三

とんど変わらない。そのため、島根県で発生した 降水セルは鳥取県同様、短時間で衰弱、もしくは、 発生後他県へ移動していると考えられる。

広島県では15時と17時の2回ピークがみら れる。この要因をより細かい地域で考察するため、 広島県内の市町村等をまとめた地域(広島・呉、 東広島・竹原、福山・尾三、芸北、備北:第4図) で強雨が発生した時刻別の日数と降水セルが発 生しはじめた時刻をそれぞれ第5図、第6図で示 した。第5図より、16時に強雨の発生頻度が大 きく減少しているのが芸北であるということが わかる。そのため、芸北に隣接した地域である島 根県西部の強雨が発生した時刻別の日数と市町 村等をまとめた地域ごとの降水セルが発生しは じめた時刻もそれぞれ第5図、第6図に示す。 4.1 では、降水セルが初めて発生する時刻のピー クと、強雨の発生頻度のピークはおよそ2時間の 差があると述べた。第6図では芸北および島根県 西部の降水セル発生のピークは13時で、備北で の降水セル発生のピークは15時である。これら の結果から、降水セル発生のピークに対応する強 雨のピークの時刻はそれぞれ15時、17時であり、 これは、第5図で示した芸北の降水頻度の分布の ピークである15時、17時に対応する。本調査で は、市町村等をまとめた地域ごとに初めて降水セ ルが発生した時刻を求めたため、芸北で15時台 に発生した降水セルは拾い上げられていない可 能性がある。しかしながら、芸北の東隣である備 北で15時台に降水セル発生のピークがみられる ことから、前半は芸北のなかでも島根県西部に近 い地域で、後半は備北に近い地域で強雨の日数が 増えていると考えられる。



第6図 島根県西部と広島県の市町村等をまとめ た地域別の降水セルが発生し始める時刻

5. 結論・まとめ

2013年から2017年の7月・8月の中国地方で 静穏日の午後に発生する短時間強雨を対象に降 水セルの発生と降水の生じる時刻について調査 を行った。府県ごとの時刻別強雨発生日数は鳥取 県では14時、岡山県では16-18時、島根県では 16-17 時で、広島県では 15 時と 17 時にピークを 持つ2峰性の分布の降水特性がみられた。また、 その日に初めて降水セルが発生する時刻は各府 県とも強雨のピークのおよそ2時間前であり、強 雨のピークと初めて降水セルが発生する時刻に は良い相関があった。また、広島県では15時と 17時にピークを持つ2峰性の分布の降水特性が みられたが、それは芸北の降水特性が主たる要因 であった。芸北の東西に隣接する備北と島根県西 部で降水セルが発生する時刻がそれぞれ 15 時と 13 時であったことから、芸北でみられる二峰性 の降水頻度分布の前半は芸北のなかでも島根県 西部に近い地域で、後半は備北に近い地域で強雨 の頻度が多くなるということが示唆された。

出典・引用

糟谷司、川村隆一,2011:中国・四国地方と瀬戸 内海の夏季静穏日における GPS 可降水量の日変 化と熱的局地循環.天気、58,5-17

久野勇太,日下博幸,2014:濃尾平野周辺における夏季強雨の気候学的特性. 天気,**61**,33-39

野村昇平,竹見哲也,2011:関東平野において夏 季の午後に発生する極地降水の発生環境場に 関する研究. 京都大学防災研究所年報, 54,327-332

大谷修一,仲田直樹,小川則行,2012:広島 県の熱雷について.平成24年度広島県気象研 究会誌

佐藤友徳, 寺島司, 井上忠雄 ほか, 2006:東 京都市域における下記の降水システムの強化, 天気, 2006, **53**, 15-19

湿数を用いた霧の発生・消滅過程の推定-岡山県津山盆地を例として-

* 重田祥範(公立鳥取環境大学 環境学部)

1. はじめに

日本では秋から冬にかけて、しばしば霧が発生する. この霧は、一般的に「放射霧」と呼ばれるもので、日較 差(日中と夜間の気温差)が大きい時に発生しやすい. 放射霧は、夜間に地表面付近で放射冷却が盛んにな り、地表面付近の気温が極端に低下し、水蒸気が飽和 凝結することに由来する.霧は視程や日射を遮り、交 通機関や農業などの人間活動に多大な影響を与える. さらに、酸性霧など、人間生活をはじめとする生態系 に悪影響を与えることも指摘されている.そのため、霧 の発生メカニズムならびに水平分布を把握することは 急務である.

霧が発生する地域としては、会津盆地、秩父盆地、 豊岡盆地、津山盆地、三次盆地、阿蘇盆地などが有名 である. その中でも、岡山県にある津山盆地は、中国 地方最大の盆地であり、秋から冬にかけて大規模な霧 が発生することで知られている(上甲ほか、2002). 津 山盆地における霧の発生過程は、盆地の南側から市 街地中心部、盆地の北側へと広がっていくこと. そして、 霧の発生は日の出の 1~2 時間前であり、消滅は日の 出後およそ3時間であることが報告されている. しかし ながら、津山盆地における霧の観測は 15 年以上おこ なわれておらず、霧の季節変化ならびに発生場所に ついては依然未解明な点が多い. そのような中、近年 では、高精度な観測機器が比較的安価で入手できる ようになったため、容易に観測地点の分解能を高める ことが可能となってきている.

そこで、本研究では岡山県津山盆地を対象に広範 囲にわたる定点型の気象観測をおこなった.そのうえ で得られた観測値から湿数を算出し、霧の発生・消滅 過程の推定を試みる.

2. 研究概要

津山盆地は,標高 100~200m に位置しており,周 囲を中国山地と吉備高原に囲まれている.また,その 大きさは東西に 30km,南北に 10km であり,中国地 方では最大級である.盆地内には吉井川,加茂川など いくつかの河川が存在している(第1図).そして,この 河川の存在が,この地域で霧を発生させている一要因 としても考えられている.広域気象観測は,2016 年



11 月から 2017 年 12 月まで実施した. 気象観測は, 事前におこなった統計的な解析で霧の発生が多く記 録された 11~12 月を中心におこなうことにする(第 2 図). 津山盆地の対象範囲は標高の低い市街地を中 心とした盆地ほぼ全域であり, 範囲内に計 21 箇所の 気象観測点を設けた. 観測項目は, 気温(℃), 相対湿 度(%), 大気圧(hPa)の3項目である.



第2図 津山特別地域観測所における霧の月別発生日数(日) と出現時間(h).(上)は発生日数,(下)は出現時間を示す.

3. 霧発生日数の年変化と月別日数

ここでは、気象官署で観測された気象データを用い て、1951~2017年の計68年間の津山市における霧 の季節性およびその経年変化について気象学的観点 から明らかにする.解析対象とする気象官署のデータ は、津山をはじめとして、期間内に欠測や観測場所の 大幅な移動がない豊岡(兵庫県)、日田(大分県)の2 地点を比較対象とする.津山では、1950~1970年代 にかけて年間100日を超える霧の発生が確認されて いたが、その数は2000年にかけて大きく減少傾向し た(第3図上).津山の霧発生日数の年平均は82日 であり、10~12月の3カ月間で38日である(第3図 下).これは、年間のおよそ50%近くを占めており、季 節での発生頻度に大きな差が認められる.

4. 湿数を用いた霧の発生・消滅過程の推定

気象観測データを用いて湿数を算出し,霧の発生 場所および消滅過程の推定を試みる.湿数は,気温 から露点温度を差し引いた以下の(1)式で定義される.

ただし、T は各観測地点で測定された気温(C)、Tdは測定項目から算出した露点温度(C)をそれぞれ示 す.本研究では、気象官署(津山特別地域観測所)で の霧発生時刻と相対湿度の値を鑑みて、霧発生時の 湿数は1.0C以下と定義した.なお、ここでの霧の発生 は、霧本来の定義である視程が 1 km未満になる場合 である.

2017年11月27~28日にかけての湿数分布を第 4回に示す.この日の日本列島は大陸からの移動性 高気圧に広く覆われたため、夜間には放射冷却が活 発となり、各地で大規模な霧が発生した.湿数から推 定される津山盆地における霧の発生は、18時頃から 山麓の谷筋部分から徐々に湿数が低下し始め(第4図 a)、2時間程度で盆地全体に広がった.しかしながら、 市街地中心部の湿数は約3℃であった.その後も湿数 は低下し続け、22時には盆地内すべての観測地点で 湿数が1.0℃以下となった(第4図c).この結果は、上 甲ほか(2002)で報告されている南側からの流入とは 異なっていた.一方、日の出以降は市街地中心部から 湿数が高くなり、霧は消滅した.今後は、ラプラス動画 を用いて地域別による湿数と霧発生の関係を明らかに する予定である.



第3図 霧発生日数の経年変化と月別発生日数. (上)は経年変化,(下)は月別発生日数をそれぞれ示す.

(a) 2017年11月27日18時00分



(b) 2017年11月27日20時00分







第4回. 湿数から推定した津山盆地における大規模霧の 発生過程(2017 年 11 月 27~28 日). ●は湿数 1.0℃以下 の地点を示す.

岡山市中心部で大雪となる場合の気象場の特徴について

*稲澤睦美(岡山大学理学部地球科学科)、川瀬宏明(気象庁気象研究所)、

野沢徹(岡山大学大学院自然科学研究科)

1. はじめに

本州の太平洋側など、普段あまり雪が降らない地 域では、ひとたび大雪が発生すると、大きな被害が 出ることがある。このような地域では、積雪の観測 データも少ないため、大雪の実態は必ずしも十分に 把握されていない。一方、Kawase et al. (2018)では、 数値シミュレーションを用いて日本各地における大 雪時の気象場の特徴を解析しており、岡山市内中心 部を含む山陽地域では、大雪時には南岸低気圧が通 過するような北高南低型の気圧配置である場合が多 いことが明らかにされている。しかし、積雪が稀な 山陽地域における大雪時に特有の気象場を、この結 果が正しく反映しているのか確認されていない。

本研究では、岡山地方気象台における地上気象観 測および気象庁 55 年長期再解析のデータを用いて、 積雪が稀な岡山市内中心部で大雪となった日の気象 場の特徴について調べた。

2. 解析データ及び解析手法

気象庁の岡山地方気象台および地域気象観測シス テム (Automated Meteorological Data Acquisition System, AMeDAS)の岡山観測地点における気象観 測データを用いて、1961/62 年から 2018/19 年まで の冬期期間中(10/1-4/30)に降雪が観測された日を 抽出し、岡山市内中心部における積雪の深さ別の頻 度分布を調べた。

また、このように抽出した降雪の観測された日の 気象場の解析には、気象庁 55 年長期再解析データ (JRA-55)を用いた。Kawase et al. (2018)を踏襲して、 岡山地方気象台/AMeDAS 岡山観測地点を中心とした、海面較正気圧の南北および東西勾配を調べることで、降雪日の気圧配置を解析した。

海面較正気圧の南北および東西勾配は、JRA-55の 格子間隔 (1.25 度) を考慮し、次のように定義した。 岡山地方気象台/AMeDAS 岡山観測地点の最寄りの 格子点(緯度:35.0 度,経度:133.75 度)から北に2.5 度の地点の海面更正気圧を P_n ,南に2.5 度の地点の海 面更正気圧を P_s ,西に2.5 度の地点の海面更正気圧を P_w ,東に2.5 度の地点の海面更正気圧を P_e とし、南北 方向の気圧勾配を $dP_{ns} = P_n - P_s$ 、東西方向の気圧勾 配を $dP_{we} = P_w - P_e$ とする(図1参照)。



図 1 岡山地方気象台/AMeDAS 岡山観測地点と気 圧配置の解析に用いた 5 地点の位置。黒の経緯線は JRA-55 の格子配置を示す。

- 14 -

降雪日の気圧配置は、dP_{ns}およびdP_{we}の数値を基 に、図 2 のように北高南低型、西高東低型、その他 の型に分類している。

| 北高南低型 | ・dPns >5hPa ・5hPa≥dPns>0hPa かつ dPns≥dPwe |
|-------|---|
| 西高東低型 | ・5hPa≥dPns>0hPa かつ dPns <dpwe ・dPns≤0hPa かつ dPwe>0hPa</dpwe |
| その他 | ・dPns≤0hPa かつ dPwe≤0hPa |



図 2 岡山地方気象台/AMeDAS 岡山観測地点を中 心とした海面較正気圧の南北および東西勾配に基づ く気圧配置の分類。

3. 結果

3.1 岡山における積雪の深さ別の頻度分布

図3は、岡山市中心部で降雪が確認された場合の 日数を積雪の深さ別に示している。なお、積雪量0 cmとは、露場の地面の半ば以上を雪が覆う現象のこ とである。岡山市中心部で1961/62年から2018/19 年までの冬期期間中に降雪が確認されたのは893日 あり、そのうち1cm以上積雪があったのはわずか60 日であった。また、2cm以上積雪があったのはさらに 約半数の32日しかなく、10cm以上の積雪があった のは、1961/62年以降の冬期期間中のうちたった2 日間と非常に稀な極端現象であることが分かった。



図 3 岡山地方気象台/AMeDAS 岡山観測地点において降雪が確認された日数の積雪の深さ別の度数分布。

3.2 積雪があるときの気圧配置

岡山市中心部において降雪があった全ての日(893 日)を対象に気圧配置を分類したところ、南低北高型 20.04%、西高東低型 75.47%、その他 4.47%と、む しろ西高東低型の気圧配置が大半を占めていた(図 4a, 表 1)。一方、降雪のあった日のうち 1 cm以上積 雪のあった日(60日)を解析対象としたところ、南低 北高型 63.33%、西高東低型 33.33%、その他 3.33% と、南低北高型の気圧配置が優位であった(図 4b, 表 1)。さらに、降雪のあった日のうち 2 cm以上積雪の あった日(32日)を解析対象としたところ、南低北高 型 75.00%、西高東低型 21.87%、その他 3.10%と、 やはり南低北高型の気圧配置が優位であり、その割 合もさらに高くなった(図4c,表1)。これらのこと から、岡山市中心部で降雪があり、それが 1cm 以上 の積雪につながるときの気圧配置は、南低北高型が 多いと言える。

表 1 岡山市中心部で降雪のあった日における気圧 配置のパターン別日数の割合。

| 積雪量 | 日数(日) | 北高南低型(%) | 西高東低型(%) | その他(%) |
|-------|-------|----------|----------|--------|
| 0cm以上 | 893 | 20.04% | 75.47% | 4.47% |
| 1cm以上 | 60 | 63.33% | 33.33% | 3.33% |
| 2cm以上 | 32 | 75.00% | 21.87% | 3.10% |



図4 岡山市中心部で降雪があった日の南北気圧勾 配*dP_{ns}*および東西気圧勾配*dP_{we}の*散布図。(a)すべて の降雪日、(b)積雪の深さが1cm以上の日、(a)積雪 の深さが2cm以上の日。



図5 1984年1月30日から31日にかけての日本付近の気圧配置図。詳細は本文を参照。(a)1984年1 月30日21時、(b)1984年1月31日3時、(c)1984 年1月31日9時。

3.3 大雪時の気圧配置の例

図 5 は、岡山地方気象台/AMeDAS 岡山観測地点 において、1961/62 年から 2018/19 年までの冬期期 間中に最深積雪 16cm を記録した、1984 年 1 月 30 日の 21 時から 1984 年 1 月 31 日 9 時までの 6 時間 毎の日本付近の海面更正気圧を示す。九州の南西沖 で発生した小さな温帯低気圧が、その勢力を強めな がら、山陽地域に近い四国南西部を通過しているこ とがわかる。このような特徴は、主に関東地方に大 雪をもたらす南岸低気圧と非常によく似ている。

4. まとめ

岡山市中心部の降雪事例を調べた結果、同地域で は1cm 程度の積雪であっても、大雪と呼べるような 非常に数が少ない極端な事例であることが分かった。 また、海面更正気圧の解析から、岡山市中心部で大 雪となるときは、関東地方に見られるような南岸低 気圧の通過に伴う気圧配置に代表される北高南低型 の気圧配置であることが確認された。

今後は、岡山で大雪となるような気象場の特徴に ついて、上空の大気状態など様々な視点から調べて いきたい。

参考文献

Kawase, H., T.Sasai, T.Yamazaki, R.Ito, K.Dairaku, S.Sugimoto, H.Sasaki, A.Murata, and M. Nozaka(2018),"Characteristics of Synoptic Conditions for Heavy Snowfall in Western to Northeastern Japan Analyzed by the 5-km Regional Climate Ensemble Experiments", *J. Meteor. Soc. of Japan*, **96**, 161-178.

札幌において雲が融雪に与える効果

*田村多佳基(岡山大),青木輝夫(極地研・気象研),野沢徹(岡山大),庭野匡思(気象研), 的場澄人(北大低温研),兒玉裕二(極地研),谷川朋範(気象研)

1. はじめに

地球表面を覆う雪氷は、その相対的に高いアルベ ド、断熱特性、相変化能力によって全球気候システ ムに影響を与える。また、気候モデルにおける雲の 発生や放射効果の予測には不確実性があり、そのこ とが将来の温暖化予測の不確実性をもたらす要因 のひとつとなっている。本研究では、札幌で観測さ れた気象・放射観測データを用いて積雪面上の熱収 支解析を行い、雲が熱収支および融雪に与える効果 を定量的に評価することを目的とした。

2. 研究手法

北海道大学低温科学研究所の露場に設置された 自動気象観測装置による2007~2017年の10冬期間 における気象・放射観測データの30分平均値を用 い、熱収支式によって積雪表層の熱収支を計算した。 ただし、気象・放射観測データから求めることが困 難な雪中伝導熱のみ、積雪変質アルベドプロセスモ デル[1]による計算結果を用いた。次に、気象・放射 観測データから雲量を推定し、雲の放射強制力と快 晴時および曇天時の融雪速度を求めることによっ て、雲が熱収支および融雪に与える効果を定量的に 評価した。雲の放射強制力CRFは、次式(1)のように 定義される。

$$CRF = F_{all-sky} + F_{clear-sky}$$
$$= CRF_{SW} + CRF_{LW} , \qquad (1)$$

ここで、Fall-skyは曇天および晴天を含む全ての天候 における雪面上の正味放射収支、F_{clear-skv}は快晴時 における正味放射収支であり、CRFは短波放射に対 する雲の放射強制力CRF_{SW}と長波放射に対する雲の 放射強制力CRF_{LW}の和である。融雪速度は、雪面熱 収支が正かつ積雪表面温度が 0℃である時に表面融 解が生じるとして、雪面熱収支から計算した。本観 測サイトでは雲量を観測していないため、全天日射 量の直達散乱比と、大気の射出率(地上気温に対す る黒体放射量と下向き長波放射量の比)の関係から 任意の時刻における雲量を推定する関係式を考案 した。この推定雲量を札幌管区気象台の3時間ごと の目視観測データで検証した結果、統計的に有意な 精度(R=0.807, p<0.01)であった。次に、目視観測 データと推定雲量の対応関係から快晴か否かの条 件となる推定雲量の閾値を設定し、それを用いて (1)式から雲の放射強制力の月別値と全観測期間の 平均値を求め、さらに熱収支解析によって快晴時お よび曇天時の融雪速度を求めた。

3. 結果と考察

図1は雲の放射強制力の1~3月の各月平均値お よびそれら3ヶ月間の平均値である。1~3月におけ る雲の放射強制力は正(+14.2 Wm⁻²)であり、雲の 放射効果は、雪面を加熱する方向に働いていた。図 2は快晴時および曇天時における融雪速度の1~3月 の各月平均値とそれら3ヶ月間の平均値である。1 月を除き、融雪速度は快晴時の方が大きく、雲は融 雪が卓越する期間において、融雪速度を大きく減少 させていた。以上により、積雪面上において、雲は 雪面を加熱する放射効果をもつ一方で、実際の融雪 量は減少される効果を持っていることが分かった。



図1 1~3月の各月とそれら3ヶ月間における短 波放射に対する雲の放射強制力(赤)、長波放射に 対する雲の放射強制力(青)、それらの和(黒)の 2007年から2017年における全観測期間平均値。3 月の消雪日以降のデータは計算から除外した。



図 2 1~3月の各月とそれら3ヶ月間における快 晴時(橙)および曇天時(灰)の融雪速度。2007年 から2017年における全観測期間平均値。

参考文献

[1] Niwano, M., et al., 2012, J. Geophys. Res., 117, F03008.

渦位の解析事例

牧田広道、佐藤信(松山地方気象台)

1. はじめに

渦位は古くから大気のトレーサーとして利 用されてきたが、近年では大雨(北畠ほか, 2017)や大気汚染(鎌田ほか,2016)の解析 でも利用されている。前者では成層圏から対 流圏にかけて高渦位が降下することで大気の 不安定を強化し、後者では成層圏起源の乾燥 した高渦位の対流圏への降下が、高濃度汚染 の背景と述べた。本稿では、佐藤と牧田(2019) の解析結果に新たな資料を追加し、1986年に 発生したチェルノブイリ原発事故の気象解析 に、渦位を利用した結果の概要を報告する。

2. 資料等

再解析データ (JRA-55) を用い、解析ツー ルには iTacs^{*1}とPV Inversion^{*2}を利用した。

3. 渦位

3.1 定義

渦位は絶対渦度と温位傾度の内積で表される。絶対渦度は相対渦度とコリオリパラメータの和で、コリオリパラメータが大きくなる 極側ほど大きな値をとる(黒良ほか,2014)。

$$P_{\theta} = -g\zeta_{a\theta}\frac{\partial\theta}{\partial p} = -g(\zeta_{\theta} + f)\frac{\partial\theta}{\partial p}$$

3.2 渦位分布

第1図には、130~140°Eに沿った平均温

面上の1.5~3.0PVUの南北鉛直断面図を示す。 (A)は1986年4月10日~5月31日までの期 間平均を、(B)は1986年4月26日の分布を示 す。第1図(A)より、渦位の南北方向の分布 は高緯度で低く低緯度で高い。渦位が最も低 いのは極地方の下層付近で、鉛直方向にはど の緯度帯でも下層で渦位は低く上層で高い。 下層の空気塊が上昇する場合、周囲の温度が 高くなる層で上昇が停止する。この結果、対 流圏界面付近から成層圏にかけて高度に対す る渦位傾度が大きくなり、対流圏界面付近は 安定成層となる。第1図(B)より、圏界面付 近の温位は340K付近であることがわかる。

4. チェルノブイリ原発事故

4.1 概要

1986年4月27日~28日にかけて、北欧や デンマーク等の広い範囲で異常な放射が検出 された。気象庁では、国内への影響を考慮し 4月29日に臨時観測体制に入り、4月30日か ら浮遊塵放射能観測(5地点)、降水放射能観 測(13地点)、モニタリングポスト観測(2 地点)を実施した。内閣の放射能対策本部は、 30日に拡大代表幹事会を開催し、調査体制の 強化を決めた(JMA NEWS, No. 1019)。管内の気 象官署は4月30日~6月6日まで、大気放射 能臨時観測を実施した(管区時報, No. 1124)。



第1図 130~140° Eに沿った平均温位面上の1.5~3.0PVUの南北鉛直断面図 (A)4月10日~5月31日平均、(B)4月26日の分布。1.5~2.0PVUを「力学的圏界面高度」と定義する。

4.2 気象庁の観測

5月4日9時の雨水の中から、米子で1mm 当たり 2.8pCi、5月8日の雨水の中から秋田 で4.0pCiの放射能が検出された(第2図)。5 月19日までの浮遊塵放射能観測では、5月4 日吸引の浮遊塵の中に、大阪で空気1m³当た り 13.0pCi、東京で 12.0pCi の放射能が検出 され、その後観測値は低下した。降水放射能 観測では日本海側で、浮遊塵放射能観測では 東京と大阪で高い値が観測された。九州や北 海道では降水と浮遊塵いずれの観測も低い値 であった。気象研究所では、大気浮遊塵から 検出された y 線放出人工放射線核種のうち、 ¹³⁷Cs と¹³¹Iの濃度変化を調べた。¹³⁷Cs は 5 月 9日に61mBq/m³(1.6pCi/m³)の最高値を示し、 その後変動しながら濃度は減少したが、5月 25日に9.3mBq/m³(0.25pCi/m³)まで上昇した。 ¹³⁷Cs に見られた濃度低下は地上低気圧の通 過後に観測された。131Iは137Csの濃度変化と 同様な変化傾向であった。

4.3 他機関の観測

日本分析センターによると、¹³¹Iの最高値 が5月4日に観測され(26pCi/m³)、その後一 旦減少したが5月25日前後から再び増加した。 また、大気中の放射性核種の特徴として、原 子炉特有の核種である¹³⁴Csが検出されたこ とを挙げている。一方、自衛隊はPhantom Jet F4EJを用いて1986年4月30日~6月4日に かけて、3空域(能登半島沖等)の高度約10km で約 100 回の集塵飛行(特別観測)を実施した。1985 年 4 月~1986 年 3 月までの期間平均 全 β 放射能濃度は 0.027pCi/m³で、前年度の 0.020pCi/m³とほぼ同じであった。今回の特別 観測期間中の全 β 放射能濃度は、前年と比較 して数倍の濃度が観測された(松村ほか, 1986)。

4.4 検討項目

以上の結果を踏まえ、捕捉高度は不明なが ら「汚染された空気塊は高渦位に捕捉され移 流した」と想定し、以下の2項目を確認した。

(1)5月4日頃の大気の状況(対流圏)

(2)5月15日頃の大気の状況(主に成層圏)

5. 考察

5.1 対流圏

事故当時の様子をPV Inversionを用いて確認した。渦位偏差を与える高度は事故当日の 圏界面高度から 200hPa に設定し、事故により 巻き上げられた空気塊は「渦位正偏差域に捕捉され移流した」と仮定した。4月26日頃の 事故発生時、現地付近には低気圧があり、低 気圧で巻き上げられた空気塊は、偏西風に乗 りユーラシア大陸を横断して5月4日頃に日 本付近に到達した(第3図(I)の(X))。渦 位偏差から、空気塊(渦位)は各方面(各地) に流れた。4月28日、スカンジナビア半島付 近の空気塊(第3図(II)(C))は南下し、黒 海周辺の空気塊は、第3図(II)(B)と合流し



□稚内 ■札幌 □釧路 □秋田 ■仙台 ■輪島 ■東京 □八丈島 ■大阪 ■米子 □福岡 □鹿児島 ■室戸岬

第2図 1986年4月30日~6月6日までの国内13地点における降水放射能観測結果



第3図 1986年4月26日の200hPa面の渦位偏差(Ⅱ)が地上付近の気圧場等(Ⅰ)に及ぼす影響 (Ⅰ)図の凡例は5K/day間隔の温度移流を、(Ⅱ)図の凡例は2X10⁻⁴/s間隔の渦位偏差を示す。(Ⅰ)図には 高気圧(H)と事故場所付近の低気圧(X)の位置を、(Ⅱ)図の渦位偏差の主な特徴は以下の通り。(A)黒海 ~中東方面へ移動した渦位偏差、(B)5月4日頃に日本付近に達した渦位偏差、(C)と(D)周辺地域に影響を 及ぼした渦位偏差をそれぞれ示す。



第4図 温位 330K における渦位分布

左側:事故発生時(4/26)と数日後(4/30) 右側:国内で広範囲に汚染が観測された時(5/4)と成層圏 ~対流圏の汚染濃度がピーク時(5/15)の分布。1.5~2.0PVUを「力学的圏界面高度」として着目する。

偏西風に乗りユーラシア大陸を横断して5月 4日頃に日本付近に到達した。第4図には、 iTacsによる事故発生から5月15日までの温 位330Kでの渦位分布を示す。PV Inversion の結果とほぼ対応して、高渦位に捕捉された 空気塊が「力学的圏界面高度」を降下してい る様子が伺える。

5.2 成層圏~対流圏

大野ほか(1993)によれば、チェルノブイ リ原発事故の日本への影響は、事故発生から 1年近く経過した1987年3月~12月に明瞭に 現れており、地上で放出された放射能が時間 をかけて成層圏まで達したことを述べている。 一方で、松村ほか(1986)は、第26回中国地 下核実験(1980年10月)以降、成層圏には



第5図 5月15日の130~140°Eに沿った1.5~3.0PVUの渦位と渦位偏差の南北鉛直断面図(A)と同時刻の鉛直 方向の風ベクトル(B) 高緯度〜中緯度にかけて渦位正偏差に対応して「力学的圏界面高度」が南下していた。

放射能はほとんどなく、今回の事故により 5 月 15 日頃をピークに放射能の一部が成層圏 に達したことを報告している。1.5~2.0PVU を目安としたときの圏界面は、高緯度帯には いくつかあり、それぞれの中心位置を追跡す ると渦位は高緯度から中緯度帯へ南下し、5 月15日頃に日本付近に達した(第5図(A) の「X」)。詳細に見ると、渦位は圏界面上を移 動する正偏差域と負偏差域とが対となって移 動しており、偏差域は成層圏〜対流圏にかけ て繋がっているように見える。一方、鉛直方 向の風ベクトル(第5図(B))から、中緯度 帯の擾乱に対応した対流圏からの南寄りの風 ベクトルと成層圏〜対流圏上部への北寄りの 風ベクトルが伺える。後者の風ベクトルが成 層圏〜対流圏への渦位降下に対応していると 推定される。

6. まとめ

- (1)〈観測事実〉国内では、偏西風に乗り5 月4日頃に最初の放射能が観測された。最 初の観測から約1ヵ月後(5月25日頃)、 放射能は2度目のピークを迎えた。飛行機 観測より、成層圏〜対流圏で5月15日頃を ピークに放射能が確認された。
- (2) 〈推定〉2 種類の渦位解析ツールを用いて 原発事故時の総観解析を行った。解析の結 果、限られた資料ではあるが、現場周辺で

対流圏~成層圏まで持ち上げられた汚染物 質は高渦位に捕捉されながら日本付近で成 層圏~対流圏へ降下したことが推定された。

参考文献

- 北畠尚子,津口祐茂,加藤輝之,2017:平成
 27年9月関東・東北豪雨に対する環境場の
 総観規模の流れの影響,天気,12,41-53.
- 鎌田茜,直江寛明,池上雅明,出牛真,梶野 瑞王,眞木貴史,2016:梅雨前線による大 雨時に北陸地方で観測された光化学オキシ ダント高濃度事例:成層圏オゾンの乾燥貫 入に関する考察,大気環境学会誌,51,2, 144-152.
- 佐藤信,牧田広道,2019:渦位の利活用について,令和元年愛媛県気象研究会,編集中
- 黒良龍太,森浩俊,加藤輝之,2014:予報作 業における渦位の利用について,平成25 度予報技術研修テキスト,49-61.
- 松村豊浩,丸山伸夫,宮原政明,1986:高空 における放射能塵の測定,第28回環境放射 能調査研究成果論文抄録集,科学技術庁, 297-300.
- 大野恭治,木津暢彦,川上勝弘,1993:放射 能ゾンデ観測,高層気象台彙報,**53**,9-16.
- *1iTacs (Interactive Tool for Analysis of the Climate System)
- *2PV Inversion:

(https://ccsr.aori.u-tokyo.ac.jp/~iwami/col_hp/col.htm)

岡山平野における大気汚染濃度の時空間分布の特徴

- 海風吹走パターンによる違い-

* 宮田 晶・重田祥範(公立鳥取環境大学環境学部)

1. はじめに

岡山平野は、岡山県南部に位置する平野で南側は 瀬戸内海に面している. そのため, 晴れた日の日中に は、南東の播磨灘、南西の燧灘からそれぞれ海風が 侵入してくることで知られている(佐橋, 1978). そして, 南東と南西からの海風が同時に侵入してくる際,海風 の収束線付近で大気汚染の高濃度化が報告されてい る(佐橋, 1988). また, 佐橋(1988)は, 大気汚染の濃 度から海風の収束位置の時間推移を明らかにしてい る.しかし、その収束位置は風のデータから示された ものではなく,解析に使われた大気汚染物質の種類, 濃度も不明である. そのような中, 大橋・澤上(2009) は、岡山地方気象台における気象データ大気汚染常 時監視測定局(以後,常監局)で計測されている風向・ 風速,窒素酸化物(以後,NOx),二酸化硫黄(以後, SO₂), 浮遊粒子状物質(以後, SPM), 光化学オキシ ダント(以後, Ox)のデータを用い, 海風収束帯と大気 汚染の関係を明らかにしている. その結果, 海風収束 帯は常監局の東岡山局,上南局付近に出現し,その 周辺で大気汚染物質の高濃度化が確認されたとして いる。

その一方で、大橋・澤上(2009)の研究結果は、収束 が発生したとされる時間帯を平均化しているため、季 節・時間変動の詳細が不明である.また、播磨灘から の海風が卓越するパターン(南東風)についての解析 はなされていない.

そこで、本研究では、夏季日中(9~18時)で、海風 が収束する日(南東から南西風)、播磨灘からの海風 が吹走する日(南東風)、燧灘からの海風が吹走する 日(南西風)の3パターンに分類することで、岡山平野 における海風吹走パターンの違いによる大気汚染濃 度の時空間的分布の把握を試みる.

2. 研究概要

2.1 海風発達日の抽出

本研究では、2017年の夏季(6~8月)を対象に解 析をおこなった.海風が発達する日として以下の条件 ①~③を定義した.使用したデータは、気象官署と地 域気象観測システム(以後,アメダス)の日照時間,降水量および海面気圧である.

①.岡山地方気象台,アメダス2地点(玉野,倉敷)の
 日積算日照時間が7.0時間以上の日かつ,日照時
 間が可照時間の70%以上の日.

 ②.岡山地方気象台、アメダス2地点(玉野、倉敷)の日 積算降水量が0.0mm以下の日.

③.西日本が広く高気圧に覆われており、岡山地方気 象台、高松地方気象台および、アメダス3地点(福

山,津山,姫路)の大気圧の差が1.5hPa未満の日. 以上を条件として,海風日を抽出した.その結果,対 象期間中では,計19日間が該当した.

2.2 解析対象日と風系分布図

前述の定義で抽出された海風日を対象に,常監局, 岡山地方気象台およびアメダス2地点(玉野,倉敷)の 風向・風速データを用いて,風系分布図を作成した. 第1図に岡山平野における風系図を示す.解析では, 19日間のうち,南東から南西方向の南風が卓越した 2017年6月3日,南西方向の風が卓越した2017年 6月10日,南東方向の風が卓越した2017年8月4 日,の3パターンを対象に各地点における大気汚染 濃度の解析をおこなった.

常監局で測定された光化学オキシダント(以後, Ox)の濃度を用い,岡山平野における時間別の Ox 濃度の地上偏差分布図を第2図に示す.

3. 結果

3.1 光化学オキシダント(Ox)

6月3日の岡山平野におけるOx 濃度の偏差分布 の特徴として、工業地域周辺の常監局では、他の常監 局に比べて濃度が相対的に低い(第2図a).この理 由としては、Ox の前駆物質である NOx や炭化水素 が太陽からの紫外線を受けて化学変化をする前に、 海風によって運搬されていると予想される.次に、6月 3日におけるOx 濃度の時間推移を見てみると、倉敷、 岡山、玉野のOx 濃度を計測している27局の常監局 のうち24局が日中に環境基準(1時間値0.06ppm以 下)を上回る濃度を記録した時間帯が存在し、



13 時以降に Ox の高濃度化が確認された. この日の 最大・最小濃度はそれぞれ 0.085ppm, 0.017ppm で あり, 最大濃度では環境基準を 0.02ppm 以上上回る 値を記録した.

6月10日は、27地点のすべての常監局で、環境基準を超える濃度が計測されている時間帯が存在した. さらに、どの常監局でも最低5時間以上の環境基準を超える値が記録され、日中の半分以上の時間帯でOxの高濃度化が発生していた.濃度偏差分布図では、6月3日と同様に、工業地域周辺の常監局は他の常監局に比べ、相対的に濃度は低い傾向であった(第2図b).しかしながら、濃度そのものを見ると、相対的に低くなっている常監局でも環境基準を超える値が計測さ









(c) 2017年8月4日16:00



第2図. Ox 濃度の地上偏差分布図 ●は観測地点を示し, ■は JR 岡山駅を示す.

れる地点も存在した.第3図に6月10日におけるOx 濃度が環境基準値を超えた常監局数をまとめた.午前 9時にはすでに4局が環境基準を超える値を記録し ており,正午以降は岡山平野のほぼ全域で,高濃度 化が認められた.この日記録された最大・最小濃度は それぞれ0.095ppm,0.046ppmであり,6月3日を 上回っていた.この要因として,10日は3日に比べて 南西寄りの風が吹走した時間が比較的長く,工業地域 から排出されるOxの前駆物質が岡山平野に広く拡散 されていたと推測される.さらに,収束帯が発生してい ないため,汚染物質が鉛直方向に輸送されず,地上 付近で滞留した可能性が高い.

一方で、8月4日は、前述の2日間とは異なり、環 境基準を超えるOx濃度を計測した常監局は存在しな かった.この日の濃度は、岡山平野東部で通常よりも 高い傾向であった.(第2図c).しかし、この日記録さ れたOx濃度の最大値は0.047ppmであり、高濃度化 は認められなかった.この要因として、平野東側には、 大気汚染源は確認されていないため、南東および東 風によって輸送される前駆物質の量が少なかったこと に起因する.



第3図.Ox 濃度が環境基準値を超えた大気汚染常時 監視測定局数.

謝辞

本成果をまとめるにあたって、岡山県環境文化部環 境管理課大気保全班の方には、大気汚染常時監視測 定結果を提供していただきました.この場を借りてお 礼申し上げます.

引用文献

大橋唯太,澤上平護,2009:岡山平野で発生 する海風収束と大気汚染濃度の関係. Natulalistae,13,19-26.

- 佐橋謙, 1978:岡山周辺の海陸風について. 天気, 5, 357 363.
- 佐橋謙, 1988:瀬戸内海西部の局地循環. 気象研究ノ

冬型時の北陸付近での降水に関わる大気環境からみる初冬と真冬との比較 (1983/84 年冬における事例解析)

*熊谷龍慶(岡山大学教育学部理科)・加藤内蔵進(岡山大学院教育学部理科) 西村奈那子(名古屋大学・減災連携研究センター)・大谷和男(テレビせとうち・気象予報士会)

1. はじめに

日本列島付近では、11月頃から西高東低の冬型の気圧配置の出現頻度が高くなる(吉野・甲 斐1977;大和田1994等)。それに伴い寒気吹き 出し時には、まだ真冬ほど気温が低くない北陸 等の日本海側で「時雨」が降り、初冬の季節感 として和歌にも多数詠み込まれている。一方、 真冬の冬型は初冬に比べると持続性が強く、ま た、寒気吹き出し時の海上の対流雲の組織化に 伴って、平野部でもしばしば豪雪に見舞われる。 しかし、冬型の特徴や日本列島の日本海側での 降水に関わる大気過程の、初冬からの真冬への 移行の様子に関しては、十分把握されているわ けではない。

加藤他(2012)や、西村他(2013秋の全国大 会、等)は、初冬の北陸での降水(高田を例に) に関する統計解析や1983/84冬についての事例 解析を行い、初冬の冬型時の降水量もかなり大 きいことや、冬型が持続性は悪い初冬でも、そ のピーク時に限っては、日本海からの顕熱や潜 熱が真冬と同等になることを指摘した(潜熱は 真冬よりも大)。本研究では、冬型時の特徴の 初冬から真冬への遷移過程を明らかにするた めのステップとして、1983/84年を例に、初冬 と真冬の冬型時における多降水日の特徴の比 較について、本グループが以前行った解析結果 も併せて参照しつつ、更に詳しい解析を行った。

2. データ

本研究では,主に以下のデータを使用した。 ・地上気象官署における日降水量,日降雪量等 ・「気象庁天気図(CD-ROM) | や「天気図集成」(日 本気象協会) に収録の地上, 高層天気図。

・気象庁の日本海域ブイロボット観測(37°45' N/134°23'E)による、3時間毎の海上気象観測 データ。Kondo(1975)のバルク公式に基づき、海 面から大気への日平均顕熱輸送量(SH)と潜熱 輸送量(LH)の評価に利用した。

・Monthly Report of Meteorological Satellite Center に収録された雲解析図(ネフアナリシ ス)。09JST, 21JST のものを使用。

・「NCEP/NCAR 再解析データ (2.5°×2.5°緯度 経度格子)。

3. 北陸での初冬と真冬の冬型時の多降水日に おける総観場と日本海域での大気過程の比較

1983/84年冬には、12月上旬頃までは(初冬)、 大陸から北日本東方へ東進する傾圧不安定波 の周期的な通過に対応して冬型の気圧配置が 強まったが、その持続性は良くなかった。なお、 12月下旬以降には、寒冬時によく見られるよう に、500hPa 等圧面高度の低い領域が大陸側の 120Eまで拡大して停滞性を帯び、地上の冬型も 持続しやすくなった (図略)。しかし、 真冬だ けでなく、初冬においても、冬型時に 30mm/day を超える多降水日もしばしば出現した。そこで, 1983/84 年の「初冬」(11/11-12/10)及び「真 冬」(1/1-1/31)における、冬型時の日降水量 のそれぞれ上位7位までの日を抽出し、以下、 これらを「冬型多降水日」と呼ぶことにする。 第1表に、初冬、及び、真冬における冬型多 降水日でそれぞれ合成した,各気象要素等を示 す。初冬の冬型多降水日の平均降水量が 35mm/day を超える点が注目される。

第1表 1983/84 冬の初冬(11/11-12/10), 真冬(1/1-1/31)の冬型時の日降水量上位7位までの事例でそれぞれ合成した 各物理量。表記は慣例に従う。なお、ΔSLPは130Eから140°Eの値を引いた差で添字30は30°N, 40は40°Nでの値 を示す。PRは高田の日降水量。移流に関してはNCEP/NCAR再解析データから算定した37.5°N/135°Eにおける値で、そ の他の高層データは輪島でのゾンデ観測に基づく(西村他(2013秋季全国大会予稿集)より再掲)。

| | ΔSLP_{40} | ΔSLP_{30} | T ₈₅₀ | -V• ∇ T850 | \mathbf{Z}_{500} | T_{500} | SH | LH | PR |
|------------------------------------|-------------------|-------------------|------------------|-------------------|--------------------|-----------|--------|--------|----------|
| | (hPa) | (hPa) | (K) | (K/day) | (m) | (K) | (W/m²) | (W/m²) | (mm/day) |
| Early winter (11 Nov 10 Dec. 1983) | 11.9 | 6.3 | -5.3 | -7.5 | 5390 | -29.0 | 199 | 337 | 37.3 |
| Midwinter (1 - 31 Jan. 1984) | 9.4 | 8.0 | -10.4 | -7.3 | 5291 | -33.9 | 214 | 222 | 31.6 |

初冬と真冬の冬型多降水日でそれぞれ合成 した,海面気圧(SLP)と500hPa等圧面高度(Z500) の分布を,第1図に示す。当日には初冬でも真 冬に匹敵するような東西の気圧傾度が地上で 見られたが、翌日以降には等圧線の間隔が真冬 よりも速く広がった(図略)。また、初冬には、 オホーツク海に中心を持つ低気圧から南南東 に伸びる地上の低圧部よりも約 1000km 西方に 500hPa 面のトラフがあり、傾圧不安定波の東進 発達後に一時的に冬型になった。一方, 真冬の 500hPa では日本海北部を中心に東西スケール が大きい停滞性の気圧の谷(いわば, 寒冷渦, 前後の日に関する合成図は略)が見られるとい う違いがあった。



第1図 冬型多降水日で合成した SLP(hPa, 左)と Z500 (gpm, 右)。「初冬」を上段に、「真冬」を下段に示す。



第2図 高田(北陸)での冬型多降水日のそれぞれ計7事例における,00UTCの相当温位の鉛直分布を重ねたもの。左が初冬で右が真冬。また、上段は輪島、下段は米子を示す。

しかし、冬型多降水日に関しては、日本海から大気中への潜熱補給量(以下、LHと略す)が真冬より大きいだけでなく、顕熱補給量(SH)も真冬に匹敵する大きさであった(第1表)(図表は略すが、初冬平均のSHは真冬の半分程度し

か無いが)。

西村他(2013秋の全国大会)でも指摘したように、初冬の冬型多降水日には、真冬のそれに比べると、寒気内低気圧や対流雲がコンマ状に 組織化されたシステムの出現は明瞭でなかっ た。しかし、第3図に示されるように、初冬で も、相当温位の鉛直分布で見る対流混合層は、 上面が700hPa面(地上~3km)と、真冬に匹敵 するほどの深さまで達する日も少なくなかっ た(Akiyama (1981)による真冬の「里雪時」 の混合層の深さに匹敵)。但し、混合層上方の 700hPa面より上側では、初冬が真冬よりも安定 度が良いようにも見える。また、高田での多降 水日における米子の成層で示されるように、今 述べた特徴は、山陰に比べて北陸の方が顕著で あった。

藤原・川村(2005)は、北陸での雷に関する 調査の中で、11月頃には対流混合層が発達しや すくなることを示している。本研究は更に、た とえ持続性が良くない冬型でも、そのピーク時 には、海からのSHも大変大きくなり(LHだけ でなく)、日本海上で積雲対流を活発化し、北 陸での降水量の増加に関わる重要な因子の一 つとなることを示唆している。

4. 初冬の冬型多降水日における日本海からの 顕熱増加に関連した海上気象要素の変動

「初冬の冬型多降水日には日本海からの SH が真冬に匹敵する大きな量になる」背景につい て,海上気象要素の時系列から考察する。とこ ろで,LH は海面水温に対応する飽和比湿 (QSEA) と海上比湿 (QA) との差 (QSEA-QA) と海上風 速(WS)の積にほぼ比例する。一方,SH は,海気 温差(SST-TA) と海上風速(WS) との積にほぼ比 例する。第3 図に,日本海南部域(37°45' N/134°23'E)のブイロボット観測から計算し た,QSEA,QA,SST-TA,WSの日平均値の時系列 を,1983年10月~1984年2月頃について示す。



第3図 日本海南部域 (37°45' N/134°23' E) でのブイロボット観測に基づく,日平均の海上気象要素の時系列 (1983 年 10 月~1984 年 2 月頃)。(左) QSEA (g/kg, 赤い実線) と QA (g/kg, 青い破線),(右) SST-TA (°C, 赤い実線) と WS (m/s, 青い破線)。

11 月でも海面水温(SST)が真冬よりも高いこ とを反映して QSEA は大きいが、QA の日々の変 動は比較的小さい。このため QSEA-QA は、初冬 の方が真冬よりも全体として大きい(寒気吹き 出し時に限らず)。一方、WS は、11 月 10 日頃 以降に平均的に増大するとともに、寒気付記代 に関連する日々の変動も大変大きくなる。従っ て、初冬には、平均的な QSEA-QA が真冬より大 きいことを反映して季節平均の LH が大きいと ともに、寒気吹き出し時には WS の増大を反映 して LH が増加するものと考えられる。

一方,11月10日頃から、気温の季節的低下 を反映した平均的なSST-TAの増加が見られる が、真冬に比べると半分程度しか無い。しかし、 11月10日頃から、冬型の気圧配置の間欠的強 化にも対応して、日々のSST-TAの変動が大変 大きくなる。しかも初冬でも、冬型のピーク時 などには、強い寒気の流入を反映して真冬に匹 敵する大きさの SST-TA を示す日もたびたび現 れている。実際,初冬の冬型多降水日における 日本海上での水平寒気移流も,真冬と同等な大 きさを示す(第1表)。しかも,そのような状 況での SST-TA の増大と WS の増大のタイミング がある程度一致するため,その積がかなり増大 し,寒気吹き出しのピーク時に限っては,初冬 でも SH がかなり大きくなりえたものと考えら れる。

5. 初冬での寒気吹き出し時の広域大気場

次に、日本海上では初冬でも寒気吹き出しの ピーク時に限っては、海面水温に比べてかなり 気温の低い空気が流入し得るのは、どのような 特徴の広域大気場に関連しているのか、真冬と 比較しながら考察する。第4図は、「冬型多降 水日」で平均した 925hPa における気温と風ベ クトル合成場を示す。なお、初冬には移動性擾 乱もしばしば見られるので、その影響で場の特 徴が歪まないようにしつつ当該日の平均的状 況を示すため、1日4回のデータの中から00UTC (09JST)のみを用いて合成した。



(b) 真冬の冬型多降水日での合成 第4図 「冬型多降水日」で平均した 925hPa におけ る気温 (°C) と風ベクトル (m/s) の合成場。(a)に初冬, (b) に真冬における合成場を示す。

第1図のSLP合成図でも示されるように,真 冬の冬型多降水日には,アリューシャン低気圧 の中心は日本列島の遥か東方海上にあり,南北 に並ぶ等圧線が混み合っている領域が東西方 向に広く分布している。それに対応して, 925hPa での日本列島付近の北寄りの風が強い 領域も,大きな東西スケールを示している。し かも,大陸側のT925が-15℃を下回るような顕 著な低温域も,沿海州付近からバイカル湖付近 まで広範囲に広がっていた(~50°Nでは, 140°Eから100°以西まで広がる)。つまり, 1983/84 年冬(寒冬年)の「真冬」の冬型多降 水日には、シベリアの大変寒冷な気団も、冬型 に伴う北寄りの風の強い領域も、大きな東西ス ケールを持っていたことが注目される。 一方,初冬の冬型多降水日には,アリューシャン低気圧に対応する低気圧の中心は日本列島北東方にあり,低気圧域の広がりも狭い。これを反映して,日本列島付近の北寄りの風が強い領域の東西幅も真冬に比べてかなり狭い(せいぜい,東シナ海域~本州のすぐ東方沖のみ)。また,日本海北方のT925≦-9℃の領域でも,せいぜい,120°E~140°E程度の東西幅しかない。

しかし,かなり限定された寒気南下域の分布 にも関わらず,日本海北方に限っては,初冬で も T925≦-15℃という顕著な下層寒気域がくさ び状に南偏している点が注目される。また,ま さにそのような領域から日本列島にかけて,前 述の北寄りの強風域が南北に幅広く分布して いる。従って,真冬の合成図に比べるとかなり 局在的ではあるが,日本海付近に限定すれば, また,冬型のピーク時には,このような気温分 布と風系に伴う顕著な水平寒気移流で,海上の SST-TA も大きな値となったものと考えられる。

なお、冬型時の日本海状での深い混合層形成 には、海からのSHやLHの補給だけでなく、混 合層上方の大気状態の影響も受ける。初冬でも、 冬型多降水日には、輪島の 500hPa での気温 (T500)が-29.0℃と真冬に匹敵する低温とな っており(第1表)、その影響に関する考察も 今後必要である。

ここで、再度、第2図に示した北陸での冬型 多降水日における山陰(米子)での相当温位の 鉛直分布を参照する。米子では、真冬でも北陸 に比べて対流混合層が浅く(混合層上端の高度 は約750hPa面)、しかも、混合層上方の安定度 は輪島よりも良い。

一方,初冬の北陸での冬型多降水時における 米子では,真冬の米子と類似した特徴も見られ るが,輪島に比べて混合層高度がかなり低い日 が見られる一方,輪島の真冬に出現するような 混合層高度が高い日も出現するなど,日々のば らつきがかなり大きい。但し米子では,混合層 がかなり深まる場合でも,その上方は初冬の輪 島と同様,比較的安定度が良いようである。

6. まとめ

初冬の「冬型多降水日」には、冬型の持続性 こそ良くないものの、また、顕著な寒気南下域 の東西スケールこそ真冬よりもかなり狭いも のの、それらの系が日本海付近に限定して強い 寒気の流入を引き起こしていた。そのことで、 初冬でも一時的には海からの SH の真冬並みの 増加に伴い、北陸での冬型多降水日が出現しう るような初冬の環境であることが示唆された。 *毛塚大樹・重田祥範(公立鳥取環境大学 環境学部), 瀧本家康(宇都宮大学 教育学部)

1. はじめに

ヒートアイランドは、都市域でみられる環境問題のひ とつであり、都市部が郊外に比べて高温になる大気現 象である.一般的に、ヒートアイランドは冬季に最も顕 著に発生するとされているが、夏季においても出現し、 熱環境の劣悪化が懸念されている(山本、2005).そ のため、近年ではヒートアイランド緩和に関する研究も 多くなされている(例えば、竹林、2011、加藤ほか、 2015).しかしながら、ヒートアイランドの出現過程は、 都市構造の変化だけでなく、郊外の土地被覆形態の 影響も強く受けるため、地域性が顕著に現れる(重田・ 大橋、2009).このことから、ヒートアイランド緩和策は、 その地域の地理的特徴を加味したうえで実施する必 要がある.

一方、ヒートアイランドに関する過去の研究では、自動車などを利用した移動型観測が採用されることが多かった(例えば、榊原、1994、武市、2002).しかし、移動型観測は測定値の時間的変化と空間的変化にともなうズレを補正する必要があり、その過程によって新たな誤差が生じる恐れもある.また、移動型観測の場合、各地点で得られるデータが断片的であることから、ヒートアイランドの時間的変化を捉えにくいという欠点もある(重田・大橋、2009).

そこで、本研究では都市に隣接した丘陵によって、 特異なヒートアイランド形状になると予想される宇都宮 市を対象として定点型の気象観測をおこなった.その うえで、ヒートアイランド現象と土地被覆形態の関係性 を明らかにしていく.

2. 研究概要

2.1 対象地域

宇都宮市は栃木県の中央南寄りに位置し,面積約 416km²,人口約 52 万人の中核市である.都市内に は宇都宮丘陵が存在しており,都市中央から北部にか けて楔型に丘陵が立地している.丘陵内は一部住宅 地などの開発が進んでいる.都市周辺は田園地域が 広がる郊外となっており,都市域を囲うように存在して いる.北部からは田川と山田川が流れており,田川は 宇都宮丘陵を横断した後,丘陵側面で山田川と合流し,



第1図 宇都宮市の地理的特徴と観測地点. 都市部中央を南北方向に流れている(第1図).

2.2 観測地点

本研究では、栃木県宇都宮市を対象とした定点型 観測を JR 宇都宮駅(第1図A)を中心とした東西約 10km,南北約 12km の範囲で実施した.観測は 2019 年 8 月から実施しており、現在も継続している (2019 年 12月9日時点).観測地点は、宇都宮市内 に都市内外のデータを得られるよう計 31 地点設け均 等に配置した(第1図).測定項目は、気温(℃)・相対 湿度(%)・黒球温度(℃)である.なお、測定間隔は10 分毎であり、解析の際は測定された値から前後20分 を平均した値を用いた.

2.3 土地被覆形態

観測地点周辺の土地被覆形態を把握するため,土 地被覆率の算出を実施した.土地被覆率は100mメッ シュと250mメッシュそれぞれ算出した.土地被覆形 態の分類として,高層建造物(オフィス等),低層建造 物(一般住宅),工業用地,人工被覆(主にアスファル ト),裸地,樹林,草地,水田・水域の8項目に分類し た.解析の際には,8項目のうち前記4項目の合計値 を人工被覆率として算出した.土地被覆率の算出方法 を第2図に示す.

(a) 分類前の空撮写真(Google Earth)



(b)分類後



第2図. 土地被覆率の算出方法 (a)分類前の空撮写真, (b)分類後をそれぞれ示す. (b)の外枠が 250m メッシュ, 赤線の内枠は 100 メッシュを示す.

3. 結果

3.1 地上気温分布

本研究における晴天日の定義は、宇都宮地方気象 台において日降水量が 0.0mm以下、日照時間が可 照時間の 60%以上とした. 抽出の結果、2019 年 8 月 7 日から9 日までの3 日間が該当した. ここでは、宇都 宮市で発生するヒートアイランド現象の典型事例として、 2019 年 8 月 9 日の地上気温偏差分布を第 3 図に示 す.本研究で等温線を描く際には、空間内挿法のひと つである kriging 法を用いた.

8月8日の夜間から都市部を中心とした高温域が発 生しており、明瞭なヒートアイランド現象が確認された.

(a) 2019年8月9日 3:00



(b) 2019年8月9日 9:00



(c) 2019年8月9日 15:00



第3回, 于都宮市における地工気温幅差方市(2019年8月 9日). (a) 3::00, (b) 9:00, (c) 15:00をそれぞれ示す. 午前3時の都市部と郊外の気温差は約3℃であった (第3図a).高温域となった地域は、宇都宮市街地の 中でも高層建造物が特に多い地域である.丘陵中腹 から北部にかけては、気温が周囲よりも1℃以上低い 領域が広がっていた.しかし、丘陵内でも住宅地が広 がる地域では丘陵と比較して高温となっているようで ある.都市中心部に発生した高温域は、午前5時頃 から時間経過とともに不明瞭になっていった.午前9 時頃では、都市部の高温域は認められないが、丘陵 のある地域においては北部ほど気温が低い状態であ った(第3図b).一方、郊外では、日中には丘陵の東 部に位置する田園地域が丘陵と同程度の値を示した (第3図c).しかしながら、日没以降は、郊外の気温低 下率が大きく、21時頃には都市部を中心とする高温域 が再び認められるようになった.

3.2 気温と土地被覆率の関係

土地被覆形態と気温形成の関連性を明らかにする ため、それぞれ地点ごとの日最高気温、日最低気温、 日平均気温、日中平均気温、夜間平均気温の 5 項目 に着目し、気温と人工被覆率相関分析をおこなった. なお、日中は 6:10~18:00、夜間を 18:10~6:00 と した.分析の結果、全ての項目において正の相関(r= 0.5~0.7)が認められた.

日最高気温と日中平均気温では、100m メッシュお よび 250m メッシュで相関係数におよそ 0.1 の差が認 められた(第4図). 一方、日最低気温と夜間平均気温 では 100m メッシュと 250m メッシュの違いで相関係 数に明瞭な差は認められなかった.

3.3 ヒートアイランド強度の算出

ヒートアイランド出現の指標として、既往研究では都市と郊外の気温差で算出されるヒートアイランド強度 (Heat Island Intensity,以降 HII)が用いられてきた. 本研究においても同様に HII を算出した.既往研究 では、都市と郊外の気温差を議論する際、代表の1地 点を比較する方法と、都市と郊外からそれぞれ複数の 地点を平均して比較する方法が用いられてきている. 本研究では、後者の方法でそれぞれ3地点の平均気 温を用いた.さらに、都市部に隣接した地域である丘 陵が他の郊外と異なる熱環境にあるのかを検討するた め、都市と郊外の気温差に加え、都市と丘陵地域の気



第4図 日最高気温と人工被覆率の関係(2019年8月9日). (a)100m メッシュ, (b)250m メッシュをそれぞれ示す.

温差も算出することにした.本研究では便宜上,都市 と郊外の気温差を「郊外 HII」,都市と丘陵の気温差を 「丘陵 HII」として記述する.算出地点は,気温偏差分 布図と土地被覆率のデータをもとに選定した.各地域 の気温と HII の時間変化を第5 図に示す.

解析の結果,郊外と丘陵の HII は共通して夜間に 大きくなり,日中の時間帯はともに低下している.しか し,郊外と丘陵のあいだで値は大きく異なり,夜間にお いては丘陵 HII が郊外 HII より1℃以上大きくなって いた.また,日の出以降は差が徐々に小さくなり,郊外 と丘陵の差は不明瞭となった.



第5図 各地域の気温とHIIの時間変化(2019年8月9日).

まとめ

本研究では、宇都宮市を対象とした定点型観測を実施し、宇都宮市のヒートアイランドの地域性および気温 と土地被覆形態の関係性を明らかにすることを試みた. その結果、夜間には都市部を中心とする典型的なヒー トアイランド現象が認められ、都市と郊外の気温差は 約3℃であった.また、土地被覆形態と気温形成の関 連性を明らかにするため、気温と人工被覆率の相関分 析をおこなった結果、正の相関が認められた.

一方,ヒートアイランド現象の規模を定量化するため, 既往研究でも用いられているHIIを算出した.その結 果,都市と郊外の気温差(郊外HII)よりも都市と丘陵 の気温差(丘陵HII)の方が 1℃以上大きくなっており, 丘陵では夜間の気温低下が著しい傾向であることが 明らかとなった.

引用文献

- 加藤顕, 中津優麻, 常松展充, 本條毅, 小林達明, 市橋新, 2015:森林の樹冠構造がヒートアイランド現象緩和機能に及ぼす影響, 日本緑化工学会誌, 41, 169 174.
- 榊原保志, 1994: 越谷市に見られるヒートアイランド強度-郊外が水田の場合-, 天気, 41, 515 523.
- 重田祥範, 大橋唯太, 2009: 岡山市を対象とした細密 な気象観測によるヒートアイランド強度の解析, 天気,

56, 443 - 454.

- 武市伸幸, 2002:高知県南国市のヒートアイランドと形 成要因, 天気, 49, 47 - 56.
- 竹林英樹, 2011:上空気象データを用いた風通しの改善によるヒートアイランド対策効果の考察,日本建築学会環境系論文集,76,195 199.
- 山本桂香, 2005:都市におけるヒートアイランド現象の 緩和対策,科学技術動向, 9, 21 - 34.

土壌水分量変化から推定する蒸発量と降水浸透量

村尾隆一、南勇銘、竹下祐二、岩田徹(岡山大学環境理工学部)

1. はじめに

2015 年 9 月の関東東北豪雨での鬼怒川堤防決 壊、2018年7月の西日本豪雨での小田川堤防決壊、 2019年10月の台風19号による千曲川決壊と、近 年、豪雨による堤防決壊の被害発生が社会的な問 題になっている。

本研究では、河川堤防内の土壌水分量の動態か ら、堤防の蒸発量と降水による水の浸透を推定す ることを目的とする。堤防の土壌水分量の現地観 測を行い、その経時変化から、日中の蒸発量と、 降雨時の土壌浸透量を解析した。









実験概要 2.

2.1 観測場所と方法

観測は、小田川 5k600 地点の右岸堤内地側およ び、高梁川4k900地点の堤内地側の2地点で行っ た。

挿入型土中水分計 (Delta-T Devices, PR2/6) を設置し、 7 cm, 17 cm, 27 cm, 37 cm, 57 cm, 97 cm の 6 深度での含水比を観測し 30 分毎に記 録した。高梁川では、堤防の堤内地側法肩より堤 内地へ堤防沿いに 2.4 m、 6.4 m、 10.4 m、 14.4 m、18.4 mの5地点に挿入型土中水分計を それぞれ No. 5, No. 4, No. 3, No. 2, No. 1 として 設置した。今回の解析には観測したデータのうち 小田川の4/1~6/15のものを使用した。

2.2 含水比データの補正

観測した小田川の含水比の観測値(wraw)のデ ータでは図3のように日中の午前に含水比が上昇 し、午後から減少する傾向がみられた。日が昇り 始めてから上昇し始め、12 時~14 時ごろにピー クを示すという不自然な変動を定常的に示したこ とから、センサー出力が温度変化の影響を強く受 けていることが推測された。この影響がどの深度 でも見られたため、4/1~4/6の各日 0:00のデー タを線形内挿することで仮の基準変化とし(図3)、 基準変化と観測値との差分を温度影響成分(Δw)

(図3青矢印)として算出すると(図4)、17 cm, 27 cm, 37 cm, 57 cm, 97 cm の温度影響成分が含 水比側に相似形になった。そこで、97 cmの温度 影響成分を利用し、他深度での温度影響成分を取 り除く補正計算を行った。

午前10時から午後4時までの時間帯で、17 cm, 27 cm, 37 cm, 57 cm それぞれにおける 97 cm と の日変動差分の平均の比($\Delta w^d / \Delta w^{97}$)を算出し、 各深度での補正係数とした (C)。ただし、7 cm と 97 cmの相似比をとると(図5)、線形的な変化が 見られた。そのため、午前8時と午後4時の比の 平均を7 cmの補正係数とした。


図 3 4/3の含水比観測値(深さ 97cm)と基準変化



図 4 温度影響成分比 (w_{cor}^7/w_{cor}^{97})



表 1 観測深度、計算に用いた層厚と補正係数

| 層番号 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|--------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 観測深度 | 7 | 17 | 27 | 37 | 57 | 97 |
| 層厚(cm) | 12 | 10 | 10 | 15 | 30 | 20 |
| 上端 _{涩度} (cm) | 0 | 12 | 22 | 32 | 47 | 77 |
| 休度 下端 (cm) | 12 | 22 | 32 | 47 | 77 | 97 |
| 補正係数 | 1.004 | 0.771 | 0.883 | 0.883 | 1.000 | 1.000 |

以上より補正係数は表1となる。これを下式に あてはめ、含水比の補正値(*w_{cor}*)を算出した。

$$w_{cor}^d = w_{raw}^d - \Delta w^{97} \times C \tag{1}$$

d: 観測深度

3. 土壤水分減少法による蒸発量推定

滝本ほか(2018)では、地表面1層のみの含水比 測定データから深さ20 cm(Δh とする)までを表面 土壤層と仮定し、そこに大気に蒸発する水分があ ると仮定して、含水比(w)の時間変化から蒸発量 (E)を下式のように求めた(以下、表層式と記す)。

$$E = \Delta w / \Delta t \times \Delta h \tag{2}$$

しかし、複数層からの含水比鉛直データでは (図6)、27 cmや37 cmでも値が減少し、57 cm や97 cmでは含水比がやや増加する変動が定期的 に見られた。このことより、大気に蒸発する水分 は地表から97 cmの間に存在すると仮定し、以下 ように蒸発量を推定した。

含水比(w)の観測深度を中央深さ(7cm, 97cm 除 く)とする6層(地表から第1層、第2層、…、 第6層)に分割し、層厚を Δh_i とする。その後各 層の時間減少率と層厚の積を出し、上記の積算量 を土壌からの蒸発量(E)と定義した(下式)。各層 の層厚と観測深度は表1のとおり。ただし、第6 層における含水比上昇は地下水位の上昇と仮定し、 第6層での蒸発量がマイナスになる値は0として 考えた(以下、全層式と記す)。

$$E = \sum_{i=1}^{6} \{ (w_i^{t-1} - w_i^t) \times \Delta h_i \}$$
(3)

- *t :* 時間
- h : 層厚
- *i*: 層番号 (i = 1,2,...,6)

4. 雨水の降雨浸透量の推定

降水が発生すると土中含水比の値は上昇するの で、降水発生時には式(3.2)によるEは負の値を 取ることになる。降水発生時に蒸発が生じないと 仮定して、降水の前後の含水比の値の差から、下 式を用いて降雨時の土壌への浸透量(P)と定義す る。

$$P = \sum_{i=1}^{6} \{ (w_i^{end} - w_i^{start}) \times \Delta h_i \}$$
(4)

start/end:降り始め、降り終り

降水量の実測値はアメダス(矢掛)の10分値デ ータ(気象庁WEBサイト)を使用した。

5. 解析結果および考察

5.1 蒸発量の比較

降雨が見られない 4/3~4/6 のデータを用いて、 全層式と表層式の2式による算出結果を比較した (図7)。日中の時間帯で表層式は過大評価の傾向 がみられ、表層式では見られなかった夜間の蒸発 が全層式で見られるようになった、また、日中の 蒸発量の総量で比較すると(図8)、4/3 と 4/6 は 同程度であったが、4/4 と 4/5 は表層式でそれぞれ、43, 19 %の過大評価であった。

降雨のあった 4/10, 4/29 ~4/30 の 2 期間で、 降雨直後の蒸発量を比較したところ(図 9)、4/10 の事例で降水直後の蒸発量が全層式で大幅に小さ くなる結果となった。これは、雨が降り終わって からも土中中層~深層の水分量が増えることによ り表層の水分減少量が相殺されることによるもの であり、土壌内部への下向きの浸透現象を全層式 での蒸発量推定に反映できていることを意味して いる。



図 6 4/3~7の補正後の含水比の経時変化



図 8 無降水期間(4/3~6)の積算蒸発量



図 7 4/3~4/6の推定蒸発量の経時変化比較



5.2 推定浸透量と降雨量の比較

降雨量の多かった7期間の降雨量と小田川での 推定の浸透量を比較した(表2,図10)。期間B,D, Fでは降水量の8割以上が土壌に浸透したが、期間A,Gでは降水量の1~3割程度しか土壌に浸透 していなかった。また、期間Cでは降水量よりも 多く浸透したと推定された。また、4~5月の期間 A~Eでは、地表が乾いているほど雨水が浸透しな いことが示唆された。

6. まとめ

河川堤防における6深度での含水比のデータを 土壌水分減少法にあてはめることで、蒸発量およ び降雨時の雨水の浸透量を推定した。本研究で改 良提案した堤防土層1mで積算した蒸発量では、 表層データから簡易推定した方法よりも低めの値 が算出され、夜間にもわずかながら蒸発がみられ た。また、本研究で提案した全層式では下向きの 浸透を反映できていることが分かった。降水量の うち土壌に浸透する量の割合は一定ではなく、非 出水期間である5月までは、土壌が乾いているほ ど降水が堤防土層内に浸透しにくくなっている可 能性が示唆された。今後はもう一地点の高梁川観 測点のデータでも同様の解析を進め、堤防土層内 部の水分動態に蒸発と降雨浸透過程が与える影響 を評価してゆく。

参考文献

滝本ほか(2018):河川堤防からの蒸発量の測定と 比較、日本気象学会関西支部第2回例会講演予稿

| 期間 | А | В | С | D | Е | F | G |
|-----------------|-----------|------------|------------|-----------|------------|-----------|------------|
| 降り始め | 4/7 21:30 | 4/10 0:20 | 4/29 14:00 | 5/6 14:00 | 5/20 16:40 | 6/7 3:50 | 6/15 8:30 |
| 降り終り | 4/8 3:00 | 4/10 12:40 | 4/30 3:30 | 5/6 15:20 | 5/21 0:50 | 6/7 11:20 | 6/15 20:30 |
| 降雨前含水比 (7cm) | 0.238 | 0.307 | 0.292 | 0.283 | 0.229 | 0.208 | 0.312 |
| 降水量 (mm) | 11.5 | 28.5 | 31.5 | 7.0 | 11.0 | 36.5 | 51.5 |
| 推定浸透量 (mm) | 1.4 | 24.6 | 35.9 | 5.6 | 3.8 | 35.5 | 11.7 |
| 浸透割合 | 12.2% | 86.3% | 114.0% | 80.0% | 34.5% | 97.3% | 22.7% |

表 2 2019年4月~6月に生じた降水事例の時間、量と推定浸透量の概要



河川堤防における蒸発量推定モデルの構築

*南勇銘 村尾隆一 竹下祐二 岩田徹 (岡山大学環境理工学部)

1 はじめに

岡山県内の水系の河川堤防において、高梁川 水系小田川、笹ヶ瀬川水系足守川、里見川水系 里見川では延べ堤防長さの約3割が漏水箇所 とされている。それらの堤防の強度推定には堤 防内水の挙動把握が重要である。また、それを 目的とした浸透解析においては蒸発量も重要 な要因の一つであり、その推定値の精度向上が 必要とされている。

蒸発量を計算する方法としてはいくつかの 方法があるが、本研究ではバルク法を用いた蒸 発量推定モデルの構築と精度向上を目的とす る。本報告では蒸発効率を土壌含水率の関数で 表しモデル化するとともにバルク輸送係数の 風速依存性解析を試みた結果を報告する。

2 研究方法

2.1 現地測定

気象観測地点は岡山県西部を流れる高梁川 支流の小田川堤防右岸川裏(以下、ODRと称 する)と高梁川右岸堤防川裏(以下、TKRと 称する)である。測定項目は両サイト共に風向・ 風速、気温、湿度、地表面温度、土壌含水率、 雨量であり、気温と湿度は複数の高度で観測し ている。収録間隔は30秒毎であり、これを30 分平均したデータを解析に使用した。また、土 壌含水率は、地中深さ1.2m までを地表から 7cm、17cm、27cm、37cm、57cm、97cm 地点 の6つの層に分けて測定している。

ODR では 2018 年 1 月から、TKR では 2018 年 9 月から気象観測を行っており、現在も測定 を継続している。本研究で解析に使用したのは ODR の 2019 年 4 月 1 日~5 月 8 日である。

2.2 蒸発量計算方法

2.2.1 バルク法

物理量のフラックスを、接地気層内の1高度 における風速と、その高度および地表面におけ る物理量の差によって表す方法である。蒸発量 Eを計算するバルク式は次に示す式である。

| E | $= \rho \beta C_H U [q_{sat}]$ | (7 | $[f_s) - q_{air}]$ |
|---|--------------------------------|----|--------------------|
| | ρ | : | 大気密度 |
| | β | : | 蒸発効率 |
| | C_H | : | バルク輸送係数 |
| | U | : | 風速(m/s) |
| | $q_{sat}(T_s)$ | : | 地表面飽和比湿 |
| | T_s | : | 地表面温度 |
| | q_{air} | : | 大気の比湿 |
| | | | |

蒸発効率 β は地表面の蒸発のしやすさを表 し、0~1の値をもつ。水面や積雪面では $\beta = 1$ であり、全く蒸発のない乾いた面では $\beta = 0$ で ある。

顕熱に対するバルク輸送係数 C_H は地面の力 学的粗度により 0.001~0.01 で変化し、凸凹が 大きいほど大きい値をとる。また、風速との積 $C_H U$ は交換速度といい、顕熱輸送において上下 方向に空気塊が交換される速度を意味する。

また、風速は測器の中心を吹く風の風速とし、 測定高度は 1.72m であるが以下の式で高度補 正を行った。

$$u_* = \kappa U(h) / \ln(h/z_0) \tag{1}$$

$$U(z) = u_* \ln\left(\frac{z}{z_*}\right) / \kappa \tag{2}$$

| u_* | : 摩擦速度 |
|----------------------|-------------------|
| $\kappa = 0.4$ | :カルマン定数 |
| U(h) | : 測定高度の風速 |
| h | : 測定高度 |
| z ₀ =0.01 | : 観測地の空気力学的粗度 |
| U(z) | : 風速 |
| Z | : 測器の中心の高度(0.86m) |

2.2.2 土壤水分減少法

土壌含水率の時間減少速度を算出し,単位 時間単位面積あたりの蒸発量を算出する方法 である。

この方法での蒸発量計算に用いる土壌含水 率wの観測データはセンサー出力が温度影響 を受けていたため村尾(2019)が提案した次式 を用いて補正を行った。

| $w^d_{cor} = w^d_{meas} - \Delta w^{97}_{meas} \times C$ | | | | | |
|--|-------------|--|--|--|--|
| W_{cor}^d | : 補正後の土壌含水率 | | | | |
| W_{meas}^d | : 土壌含水率の測定値 | | | | |
| d | :地中深さ | | | | |
| С | : 補正係数 | | | | |

| 表 1 | 層別の十壤全水率補正係数 | |
|------|--------------------------------|--|
| 1X I | <i>值 川</i> 7 工 宏 6 小 平 冊 工 床 致 | |

| 地中深さ d (cm) | 補正係数 C |
|-------------|--------|
| 7 | 1.004 |
| 17 | 0.771 |
| 27 | 0.833 |
| 37 | 0.833 |
| 57 | 1.000 |

式(3)で補正した土壌含水率の時間変化から 次式によって蒸発量を計算した。ただし、水 の密度は1000kg/m³とした。

| $E_r = \sum_{i=1}^6 \frac{\Delta W_c^i}{2}$ | $\frac{h_{or} \times h_i \times 1000}{\Delta t}$ | (4) |
|---|--|-----|
| i | :層番号 | |
| ΔW_{cor}^i | :層別の土壌含水率 | |
| h _i | :層厚 | |

| 表 2 | 層別 σ |)深度・ | 層厚 | の値 |
|-----|-------------|------|----|----|
|-----|-------------|------|----|----|

| 層番号 | 深度 | 代表深度 | 層厚 h_i |
|----------|-------------------------|------|------------------|
| 1 | $0\sim 12 \mathrm{cm}$ | 7cm | 12cm |
| 2 | $12{\sim}22{ m cm}$ | 17cm | 10cm |
| 3 | $22{\sim}32{\rm cm}$ | 27cm | 10cm |
| 4 | $32{\sim}47\mathrm{cm}$ | 37cm | $15 \mathrm{cm}$ |
| 5 | $47\sim77$ cm | 57cm | 30cm |
| 6 | 77~117cm | 97cm | 40cm |

2.3 蒸発効率の数式モデル化

蒸発効率βは地表面の湿り気をバルク式に 反映させる値である。地表面の水分量は常に変 化するものであるため、βを土壌含水率wの関 数とすることでバルク式に地表面の水分量を 反映させる。この項では蒸発効率の関数型を導 出するために行った解析について記述する。

補正した土壌含水率 w^d_{cor} のうち、最も表層の データ(w^7_{cor})を土壌含水率 w_s と表す。 w_s の時間 変化量を用いて、表層土からの蒸発量を計算す る式(5)を以下に示した。ただし、層厚は 0.12m とした。

$$E_{rs} = \frac{\Delta w_s \times 0.12 \times 1000}{\Delta t} \tag{5}$$

バルク式の Eに式(5)で計算した E_{rs} を代入し、 式変形により、蒸発効率とバルク輸送係数の積 $C_H \beta_r$ を計算した。ただし、 C_H は初期値として $C_{H0} = 0.01$ とおく。

$$C_{H0}\beta_r = \frac{E_{rs}}{\rho U(z)[q_{sat}(T_s) - q_{air}]} \tag{6}$$

降水の影響を考えないため、降水のある日の データと当日に降水はないが前日の降水の影響を受けている日のデータは除外した上で、式 (6)で計算した $C_{H0}\beta_r \ge w_s$ の24時間平均値を計 算し、相関図に表した。



図 1 C_{H0}β_rとw_sの日平均値と近似曲線

この分布の近似曲線を関数 $C_{H0}\beta(w_s)$ とし、蒸発効率 $\beta(w_s)$ を式(8)で表した。

$$C_{H0}\beta(w_s) = \frac{0.0191}{1 + exp(3.49 - 6.03w_s)} \tag{7}$$

$$\beta(w_s) = \frac{1.91}{1 + exp(3.49 - 6.03w_s)} \tag{8}$$

2.4 バルク輸送係数の風速依存性解析

バルク輸送係数 C_H の設定について、バルク 式のEに E_r を代入し、式変形することによって 式(9)に示すような交換速度 $C_H U$ を算出した。

$$C_H U = \frac{E_r}{\rho \beta(w_s)[q_{sat}(T_s) - q_{air}]}$$
(9)

24 時間以内に降水のある日と降水はないが 前日の降水の影響を受けている日のデータを 除いて、上記の式(9)によって得られた*C_HU*の日 中平均値(6:00~18:30の30分値の平均)と風 速*U*(*z*)の日中平均値の相関を確認した。その分

布の線形一次近似
$$C_H U$$
を決定した((図 2)。
 $C_H U = 0.0177 U(z) + 0.0079$ (10)





2.5 蒸発量の計算

複数の蒸発量計算方法を比較し、β(w_s)が蒸 発量計算結果に及ぼした影響を考察する。

まず、 $\beta(w_s)$ と 2.4 で算出した交換速度 $C_H U$ を使用してバルク式で蒸発量を計算した。この 方法で得られた蒸発量の計算結果を E_b^β と表す。

 $E_b^{\beta} = \rho C_H U \beta(w_s) [q_{sat}(T_s) - q_{air}]$

さらに、先行研究(滝本 2019)に倣って $\beta C_{H} = 0.004$ 一定として蒸発量をバルク式で計 算した。この方法で得られた蒸発量の計算結果 ϵE_{h}^{old} と表す。

 $E_b^{old} = \rho \beta C_H U(z) [q_{sat}(T_s) - q_{air}]$ (12)

これら2つのバルク式による蒸発量を式(4) による土壌水分減少法を用いた蒸発量*E*_rと比 較した。解析に用いたデータは、蒸発が盛ん な日中(6:00~18:30)の時間帯に限定した。

3 結果と考察

図 3 に示すように観測点最近傍のアメダス 矢掛で降水が観測されたのは 4 月 7、8、10, 14, 23, 24, 26, 29, 30 日、5 月 1,6 日で ある。β(w_s)とw_sの時系列変化(図 4)を見る と、降水の発生とw_sの増加のタイミングは同 期しており、降水による湿潤化で急激に増加 していることがわかる。特に、大きな降水量 を示した 4/10 と 4/29 には土壌含水率は土壌 が飽和する値である 0.4 に達していることが わかる。蒸発効率 β は完全乾燥面から水面の 間で 0~1 の範囲をとるが、モデル化して算出 したパラメータ $\beta(w_s)$ は 0.2~0.6 の値を推移 しており、適切な値の範囲内であるといえ る。

図 5、6 に示すのは E_b^β 、 E_b^{old} 、 E_r の日中の蒸 発量の変化である。全体的に E_b^{old} は E_r と同等 の値をとっている一方で、 E_b^β は E_r よりも大き く、ピーク値が倍近い日も存在することがわか る。しかし、4 月 11、15、26、27 日、5 月 1 日を見ると E_b^{old} は E_r よりも小さく、逆に E_b^β と E_r が同等の値をとっていることがわかる。ここ に挙げた日は降水のあった翌日や、当日未明に 降水があった日であり、 w_s は 0.3~0.4 程度と地 表面が湿潤している日である。このことから、 E_b^β は E_b^{old} よりも湿潤した地表面からの蒸発を 正確に表しているといえる。しかしながら、降 水イベントから期間が経った日の E_b^β は、過大 に計算されており、 $\beta(w_s)$ には改良の余地があ ると考えられる。

4 まとめ

(11)

表層の土壌含水率の関数で表した蒸発効率 $\beta(w_s)$ を導き出し、交換速度 $C_H U$ を土壌水分減 少法の蒸発量から算出し、バルク式のパラメー タとして蒸発量を計算した。その結果 $\beta(w_s)$ は 地表面の水分量を蒸発量計算結果に反映させ ているということを示した。

今後は、夜間における蒸発量算出の精度向上 を目指すとともに他の期間やもう一つの観測 サイト TKR でも同様の解析を行い、長期的か つ広域的な蒸発量推定モデルの構築を目標と する。

5 参考文献

岡山県土木部防災砂防課水防対策

http://www.pref.okayama.jp/page/detail-3497.html

近藤純正(2000):地表面に近い大気の科学 滝本(2019):

河川堤防からの蒸発量測定と算出方法の 比較検討



0.6 0.6 0.5 0.5 (s 0.4 (s) 0.3 0.4 Ws 0.3 0.2 0.2 0.1 0.1 4/6 4/11 4/1 4/16 4/21 4/26 5/1 5/6 $-\beta(Ws) - Ws$

表層土の土壌含水率と蒸発効率β(ws)の変化

図 3 矢掛のアメダスで観測された降水量



図 4

図 5 $E_b^{old} \ge E_r$ の日中計算結果



図6 $E_b^\beta \ge E_r$ の日中計算結果

UAV 及び光学データを用いた沿岸藻場の分類解析

*白石朗光,齋藤光代(岡山大・環境),濱侃(横浜国立大・教育),岩田徹(岡山大・環境)

1. はじめに

沿岸浅海域に繁茂する藻場は、これらの海 域の生態系の多様性を代表するものとして知 られている.開発による水質の汚濁、あるい は河川からの流砂供給増加による衰退が懸念 されている一方で、近年は再生努力により回 復している海域もみられる.本研究は、操作 や画像データ取得が近年簡便化している UAV

(ドローン)を用いて上空から取得した沿岸 域藻場の空間分布と現地での地上踏査結果と の比較解析を通じて,藻場生態系の時空間動 態の理解を目的としている.今回は,広島県 尾道市生口島の五本松沿岸を対象地として 2019年夏季(2019年7月15日)の試験調査 で得られたデータを基に,正規化植生指標 *NDVI*:Normalized Difference Vegetation Indexを用いた解析結果の紹介を行う.さら に,UAVを用いて取得した光学データから, 沿岸浅海域の藻類を識別する指標*NSGI*: Normalized Sea Grass Index を新たに提案し 妥当性の検討を行った.

2. 使用機器及びデータ

2.1 使用機器

UAV には DJI 社 Phantom4 Pro+を使用し,地 上 50 m 及び 100 m から,対象地(図 1)の沿 岸域を水平飛行(2~3 往復)しながら 5 秒毎 に空撮し,取得した複数の RBG 画像を結合す ることにより SfM ソフトェアの Agisoft 社 Metashape を用いてオルソモザイク画像(図 2a)を作成した.さらに,UAV に搭載された カメラで撮影した可視画像の他に,近赤外バ ンドのデータが取得可能な近赤外カメラ, BIZWORKS 社 Yubaflex を用いて取得した画像 からフォールスカラー画像のオルソモザイク 画像(解像度:約3.6cm/pixel)も作成した (図 2b).

2.2 データと方法

*NDVI*とは,植生の有無や活性度を表す指標 であり,可視光赤色バンド(*Red*)と近赤 外バンド(*NIR*)の反射率の差分を正規化し た指標であり、以下のように表現される.

$$NDVI = \frac{NIR - Red}{NIR + Red} \cdot \cdot \cdot (1)$$

*NDVI*は一般的には-1から1の値をとる. さらに,沈水藻類や干上がった砂浜上に繁茂 する藻類を識別する指標として,*NDVI*の式を 参考に*NSGI*を定義する.*NSGI*は可視光バン ド(*R*)及び可視光バンド(*G*)と近赤外バ ンド(*N*)を利用して以下の式で求められ る.

$$NSGI = \frac{(aN-bR)-(G-R)}{(aN+bR+cG)+(G+R)} \cdot \cdot \cdot (2)$$

a=1.0, b=0.1, c=1.0

本研究で提案する指標 NSGI は干上がった砂 浜上や沈水している藻類を, NDVI のように簡 便で理解しやすい式で藻類を識別できるよう に考案したものである.



図1 広島県生口島五本松沿岸地図.





図 2b フォールスカラーオルソモザイク画像.

3. 結果

3.1 NDVI の解析結果

Yubaflex で取得した近赤外画像から作成し た NDVI (図 3) より,陸域の植生は正の値を 取り,最盛期を迎えていることが分かる.ま た,海域は濃い青色(負の値)で表されてい る.西側の干上がった砂浜上で一部正の値を 示す箇所が確認できるところ(実線赤丸)は 藻類が群生している箇所である.さらに,海 域の一部が明るい黄緑色で示された箇所(破 線赤丸)がある.これは,沈水藻類の群生箇 所であり,負の値であるが周りの海域よりも 若干高い値を示している.



図3 NDVI解析結果.

3.2 NDVIの定量的評価

*NDVI*の解析結果を定量的に評価するために 踏査調査の範囲を含むように4つの区画(A, B, C, C')を選定し、1mの格子を設定して 各格子内の*NDVI*最大値を1m格子点値とし て抽出した(図4a).さらに,作成した格子 点値の最左3列の平均値と標準偏差の南北断 面変化を図4bに示す.図4bより,*NDVI*値が 正の値を取るのは,区画Aの森林の箇所及び 区画CとC'の一部であり,海岸線から南側 (海域)はすべて負の値であった.また,各 区画において,海域の NDVI 値が上下に変動 している.これは,沈水藻類が群生している 海域では,そうでない海域よりも高い値が示 されたことを意味している.これらの結果よ り, NDVI を用いた解析では,ほとんどの藻類 が負の値で算出されるため沿岸藻場の分類解 析には適していないと考えられる.



図 4a 選定した 4 区画の場所と格子の設定.



図4b 各区画の格子3列の平均值.

3.3 NSGIの妥当性の検討

3.3.1 検討手法と使用データ

それぞれのバンドの放射輝度が NSGIの算 出にどの程度影響しているかを確かめた.海 域,砂浜藻類,沈水藻類1,沈水藻類2,波打 ち際,乾いた砂浜の6つの区画をフォールス カラーのオルソモザイク画像(図2b)より任 意選定してトリミングし,各区画の画像から 各バンドの単バンド画像を作成した.次にそ れぞれの放射輝度の積算値をグラフ化した.作 業フローを図5に示す.選定した区画の画像 諸元を表1に示す.



図5 放射輝度積算値のグラフ作成フロー.

表1 各区画の諸元.

| | 海域 | 砂浜藻類 | 沈水藻類1 | 沈水藻類2 | 波打ち際 | 乾いた砂浜 |
|----------|-----------|----------|-------------------|------------------|-----------|-----------|
| 画素数 | 82626 | 12615 | 9975 | 4970 | 41958 | 32912 |
| (縦×横) | (282×293) | (87×145) | (95×105) | (71×70) | (189×222) | (176×187) |
| 海岸線からの距離 | 約60 m | 約0.5 m | 約14 m | 約8.0 m | 0.0 m | 約9.0 m |

3.3.2 検討結果

各区画の放射輝度の積算値と平均値を図 6a に示す. 放射輝度の積算値が最も大きい区画は 乾いた砂浜であった. バンドごとにみると値の 大きい方から, Green, Red, NIRの順で値が大 きくなっていた、また、海水を含む区画(海域、 沈水藻類 1, 沈水藻類 2, 波打ち際)では NIR の放射輝度積算値と平均値は,共に他2バンド と比較して非常に小さい値であった.しかし, 砂浜藻類では、放射輝度積算値と平均値が Red より NIR が大きい結果となった. これらの結 果より、NIR の値の有無が水・陸域の区別に使 える可能性が高いと考えられる.藻類を含む区 画のみを比較すると(図 6b)砂浜藻類では, *Red*より *NIR* が大きくなり, 沈水藻類1及び沈 水藻類2では, NIR より Red が大きくなってい ることが分かる.

図 7a は、海域で水のみ(海域区画)と藻類 が群生している海域(沈水藻類1と沈水藻類2 区画) で各バンドの放射輝度の積算値と平均値 を比較した. 各区画で, それぞれ NIR は他 2 バンド (Red, Green) と比較して, 放射輝度の 積算値と平均値共に非常に小さい値を示して いることが分かる.一方,各区画の Red と Green の比 (R/G) でみると, 水のみの区画 (海域区 画)は他の2区画(沈水藻類1と沈水藻類2) と比較して値が小さくなることが分かる. さら に, 沈水藻類 1 区画と沈水藻類 2 区画の R/G 比は近い値を示す(沈水藻類1区画の R/G比 ⇒沈水藻類 2 区画の *R*/*G*比) と予想される. これらの結果より、海域では NIR の値が十分 に小さく,かつ R/G 比が大きいところが藻類 の群生箇所である可能性が高い.

図 7b は図 7a の *Red* の放射輝度を 0.1 倍したものである. 各区画で *Red* の放射輝度積算値と平均値が小さくなり, 沈水藻類 2 区画では *NIR* が *Red* より大きくなっていることが分かる. しかし, 沈水藻類 1 では *NIR* が *Red* より若干低い結果となった. 沈水藻類 1 の結果より,式(2) で *Red* の重みを 0.1 と設定することで沈水藻類を識別できると考えられる.

図8は,沈水藻類1における横方向のNIRと

Red の放射輝度平均値の比較である.表1に示 した横方向の画素値を平均し,縦方向の画素数 分だけグラフ化している. Red の放射輝度平均 値の重みを1,0.5,0.1と変化させて NIR の放 射輝度平均値と比較したところ, Red の重みが 0.1 の場合で(赤実線),NIR の放射輝度平均値 (黒実線)が Red の放射輝度平均値を上回る 箇所があり(黄丸破線),NSGIを用いた解析結 果が一部正の値をとると予想される.このこと から,NSGI の解析において Red の重みを 0.1 と設定することは妥当である可能性が示唆さ れた.



図 6a 各区画の放射輝度の積算値と平均値.



図 6b 図 6a から藻類 3 区画のみを拡大.



図 7a 海域3 区画の各バンドの放射輝度の積 算値と平均値.



図8 沈水藻類1区画における, NIR と Red の横方向の放射輝度平均値の比較.

3.4 NSGI の解析結果

NSGIは NDVI と同様に Yubaflex で取得し た近赤外画像から作成したフォールスカラー のオルソモザイク画像(図 2b)をもとに式

(2)を用いて求められる(図9).データの 取得は最干潮に近い時間帯で空撮を行ってい るため、太陽高度を考慮していないため、乾 いた白い砂浜や、水面の細かい反射を正の値 として算出された箇所が多く見られた.そこ で、NSGIの式に可視光バンド(Green)と可 視光バンド(Red)の差分を正規化した指標 を加えてそれらの影響を除いた.全体的に NDVIより値が高くなっているが NDVIと同様 に、ほとんどの海域で負の値を示している が、干上がった砂浜上に群生する藻類や海域 の沈水藻類の群生箇所で正の値として識別で きている箇所があることが分かる(実線赤 丸).一方、北側の陸域ではアスファルトや土 も正の値を示していた.



図 9 NSGI の解析結果.

4. 考察

NSGIを用いた解析では、可視光バンド (Red)に0.1の重みをつけたことによって 近赤外バンド(NIR)の反射が弱い砂浜上や 海水中の藻類も識別できる可能性が示唆され た.また、乾いた砂浜や水面に点在する強い 反射についても、可視光バンド(Green)及 び(Red)を用いることである程度取り除く ことができたと考える.

沈水藻類1及び沈水藻類2について、この 2つの区画は海岸線からの距離に差があり沈 水藻類1は沈水藻類2と比較して水深が若干 深いと考えられる(表1).よってNSGIを用 いた解析は沈水藻類の識別に水深が影響する と考えられる.

また、図7aより、海域区画は沈水藻類が群 生する他2つの区画よりも*RedとGreen*の放 射輝度積算値及び平均値の値が大きい.これ を利用し、水際まで含めた海域と沈水藻類を 識別する方法として以下の式を提案する.

$$NSGI = \frac{aN - b(R+G)}{aN + b(R+G)} \cdot \cdot \cdot (3)$$

a=1.0, b=0.1

式(3) で算出した NSGI の解析結果を図10 に 示す.式(3) の検証を行い, 藻場の検出指数 の改良をすすめることとしたい.



図10 式(3)を用いた NSGI の解析結果.

放飼下のヤギを対象とした利用率と気象変化の関係 - 暑熱ストレスに着目して-

* 松原甲斐・重田祥範(公立鳥取環境大学 環境学部)

1. はじめに

夏季の高温による暑熱の影響は年々深刻さを増し ており、放飼下の家畜動物へ様々な悪影響を及ぼす ことが多くの畜種で報告されている(例えば、早坂ほか、 1990;平山ほか、2001). そのような中、気候変動に関 する政府間パネルの第5次評価報告書を見てみると、 日本では2100年までに CO₂等の排出抑制へ対策を おこなわなかった場合、気温が2.6~4.8℃上昇、実施 した場合は0.3~1.7℃上昇すると予測されている.ま た、真夏日や猛暑日の日数も増加し、今後は、より一 層夏季の暑熱ストレスによる影響が問題になると指摘 されている(阪谷、2015).

その一方で、家畜動物における暑熱ストレスは、気 温だけでなく,相対湿度(以下,湿度)が大きく寄与し ているとされており,特にヤギや乳牛などの反芻動物 に影響が大きいとされる. ヤギなどの反芻胃をもつ反 芻動物は、第一胃で無数の微生物によって飼料の発 酵がおこなわれる. その過程で生じる養分代謝熱や第 一発酵熱などが反芻動物の体温を上昇させるため, 他の家畜動物よりも暑熱の影響を受けやすく,採食・ 休息行動の増減や健康状態へ大きな影響をもたらす (中西, 2014). また, 反芻動物は, 環境温度と体表面 温度の差による顕熱放散によって体熱を放散し、呼吸 や汗をかくことによって体熱を放散する潜熱放散をお こなう. さらに, 熱放散量は空気が乾燥しているときは 増加し,湿度が高いときは減少するため,暑熱ストレス には湿度の影響が大きいとされる(荻原ほか,2002). そのため、気温と湿度の相互作用を考慮した家畜の暑 熱ストレス指標である温湿度指数 (temperature humidity index, 以下, THI)を考慮する必要がある.

なお、ここで用いる THI は、汗腺の発達の違いにより 人や反芻家畜間で異なるものと推察されており、その 精度については追及の余地があるとされているが、暑 熱ストレスの目安として研究に用いられることが多い (例えば、谷ほか、2010).

しかしながら、ヤギにおいて、THI と行動変化を関 連付けた研究事例はほとんど存在しない.特に、屋内 (ヤギ小屋)と屋外(放牧場)を併設している放飼下で、 の屋内外利用率に着目した研究は極めて珍しい.

一方で、乳牛などの産業的価値が高い家畜の行動 は、管理下で種々に変形しているとされるが、ヤギは、 ほかの家畜と比べ、再野生化しやすいことが知られて おり、本来の行動習性が比較的よく保存されている(松 沢、1990). そのため、反芻動物の行動習性を調査す るうえで、ヤギの方が本研究に適していると予想される.

そこで、本研究では一般的に乳牛などの大型反芻 動物のモデルとして実験に用いられることが多いヤギ を供試動物として、暑熱ストレスに着目しながら利用率 と気象変化の関係性を明らかにする

2. 研究概要

2.1 調査地点と供試動物

調査は、鳥取県鳥取市若葉台にある公立鳥取環境 大学内に位置する放牧場である. 行動範囲の計測は、 放牧場中央にあるヤギ小屋から東西約100m、南北約 60m の範囲を対象におこなった. なお、放牧場内は 平坦であり、最大標高差は3m以下である. 供試動物 は、放牧されているザーネン雑種雌ヤギ5頭である. ヤギは、小屋と放牧場内を自由に移動が可能な環境 で飼育している. また、観測期間中には1日2回程度、 給餌をおこなっている. なお、ヤギには給餌した牧乾 草のほか、水、鉱塩を与えられているが、給餌した牧 乾草のみでは採食量は不十分であるため、屋外での 採食が必要とされている.

2.2 調査方法

本研究では、ヤギにおいての高温域と適温域の両 方が混在する期間を対象に測定をおこなった. 観測期 間は、2019年9月4~6日、8~10日の6日間を高 温域とし、10月13日、16~17日、29~31日の6日 間を適温域とした.また、解析時間は、暑熱ストレスの 影響を最も受けやすい11:00~17:00とした.なお、い ずれの日も晴天日である.THIの算出に用いる気温・ 湿度のデータは、屋内データをヤギ小屋の主柱150 cmの位置に設置した温湿度センサー(TR-72U;T&D 社)、屋外データをヤギ柵北西に設置されている小型 気象観測機器(POTEKA;明星電気)で観測された値 とした. さらに, 屋外では降水量や大気圧, 風速, 日射 量などその他の気象要素も観測した. ヤギの行動観察 には, カメラ(MAC200DN 乾電池式防犯カメラ「ダレ カ」), GPS(i-gotUGPSロガーGT-600)を用いた. 測 定間隔は, 全て1分毎である. 観測地点の位置関係を 第1図に示す.

2.3 解析手法

気象観測データから 10 分毎に家畜動物の暑熱スト レス指標として用いられる THI を以下の(1)式で各日 ごとに算出した. なお,本研究で用いる値は,6日間の アンサンブル平均値とした.

$$THI = \{0.8 \times AT + (RH / 100) \times (AT - 14.4)\} + 46.4$$
(1)

ここで、AT は気温(℃)、RH は相対湿度(%)を示す. 暑熱ストレスの強度は、算出された値が 74 以下で快 適、75~78 は弱いストレス、79~83 は中程度のストレ ス、84 以上が強いストレスとして判断される.

一方, ヤギの行動は, カメラ映像および各個体に取り付けた GPS による位置情報から 10 分毎に記録した.

3. 観測結果

3.1 高温域における THIと利用率の関係

観測期間中に高温域となった2019年9月4~6日, 8~10日の6日間のアンサンブル平均値でTHIと利 用率の関係性について明らかにした.高温域におけ る屋内外のTHIと利用率を第2図(上)に示す.屋内



第1図 放牧場と観測地点の位置関係 (Google earth)

外ともに暑熱ストレスの影響を受け始める 75 以下になる時間帯は存在しなかった.一方,屋内では、84 以上, 屋外では 79~83 の時間帯が多く存在した.また,屋 内の THI は屋外の値を下回る時間帯は認められなかった. つまり,ヤギ小屋内は強度のストレスを感じている時間帯が多く,ヤギにとっては暑熱ストレスを最も受けやすい環境であることが明らかとなった.その一方で、利用率は、屋内利用が 61.8%、屋外利用が 38.2%となり、有意な差が認められた(P<0.05).つまり、暑熱ストレスの影響を受けやすい環境でありながら、屋外より屋内の利用率が大きく上回る大変興味深い結果となった.



第2図 屋内外の THIと利用率の関係(上)高温域, (下)適温域をそれぞれ示す.

3.2 適温域における THI と利用率の関係

観測期間中に適温域であった 10月 13日, 16~17 日, 29~31日の6日間のアンサンブル平均値で THI と利用率の関係性について述べる. 適温域における 屋内外の THI と利用率を第2図(下)に示す. 屋内外 ともに75以上になる時間帯は存在せず, ヤギにとって 常時快適な環境であった. また, 屋内の THI は高温 域の結果と同様に屋外を下回ることはなかった. 適温 域の利用率は, 屋内利用が 34.3%, 屋外利用が 65.7%となり, こちらも有意な差が認められた(P< 0.05).

3.3 屋外利用率と気象要素の関係

ここでは、前節で述べた気象データをもとに屋外利 用率と気象要素の関係を明らかにする. 屋外利用率と 風速の関係を第3図に示す. その結果、高温域と適温 域どちらも風速に大きな差はない. また、屋外利用率 と風速のあいだにも優位な相関は認められなかった (高温域; r = 0.05、適温域; r = 0.1). 次に屋外 利用率と日射量の関係を第4図に示す. 日射量では、 高温域の最大値 884W/㎡と適温域の最大値 335W/ ㎡のあいだに明瞭な差が認められたが (P < 0.05)、 風速と同様に、屋外利用率と風速のあいだには優位 な相関は認められなかった (高温域; r = -0.01、 適温域; r = 0.05).

4. 高温域の利用率と気象要素の関係性

屋内の平均 THI は 87 と強度のストレスを受ける値 であったが、ヤギは屋内を 61.8%利用していた.この 結果は、風速や日射量などの気象要素による影響だと 予想し、気象要素の影響を直接受ける屋外の利用率と の相関を明らかにした.しかし、本研究では、風速、日 射量ともに屋外利用率とのあいだに相関は認められな かった.平山(2001)は暑熱環境におかれたヤギへ送 風実験をおこなっている.暑熱時の送風は、体温上昇 の抑制に対して効果は高いが、その一方で暑熱が第 一胃収縮運動や消化管内容物の通過速度に及ぼす 影響を軽減する効果は低く、冷却効果が第一胃まで 十分に及ばなかったと述べている.また、日射量につ いても同様に暑熱時における第一胃収縮の減弱要因 の一つとして考えられている.

本研究の結果から,高温域の屋外利用率と気象要素に関係性が認められなかった要因として,風速においては,第一胃まで十分な冷却効果がなく,それ以上

に採食行動によって増加する反芻胃による熱生産量 の方が上回るためであると推測される.一方,日射量と の関係性についても同様に,日射量の強弱に関わら



ず、屋外の利用率へ大きな影響はなく、屋内で休息行動を増加させることで、屋外での採食行動による熱生 産や体力の消費を抑えることを優先して選択したと考 えられる.

まとめ

本研究では、放飼下における雌ヤギ 5 頭を供試動 物として、暑熱ストレスの影響に着目し、屋内外の利用 率と気象変化との関係性を明らかにした.

その結果, 適温域では, 屋内外どちらも快適な THI を示しており, 中でも, THI が低い屋外の利用率が多 く確認され, 採食による熱増加の影響が小さいことが 認められた. それに対し, 高温域では, 屋内外の THI が 11:00~17:00 のあいだは常時高く, 屋内の THI は平均 87 が記録されたものの, 屋内の利用率は屋外 よりも高い結果となった. 一方, 気象要素との相関につ いては, 高温域と適温域ともに小さく, 風速, 日射量の 影響が全くないとはいい難いが, 本研究で供試したヤ ギには相関は認められなかった.

以上の結果から,高温域での屋内利用率が高い傾向は,採食行動による体内の熱増加や体力の消費を 抑えるための行動であると推測される.

引用文献

- 早坂貴代史,山岸規昭,田鎖直澄,1994:混合飼料給 与時における泌乳牛の採食行動に及ぼす暑熱の影 響,日本家畜管理研究会誌,29,75-80.
- 平山琢二, 安里直和, 加藤和雄, 太田 實, 2001: 暑 熱環境暴露下ヤギにおける送風が第一胃収縮運動, 消化管通過速度および消化率に与える影響, 日本 畜産学会報, 72, 378 - 382.
- 松沢安夫, 白石利郎, 1989: 放飼下のヤギにおける空間分布の季節的変動, 25, 41 46.

中西良孝, 2014:ヤギの科学 朝倉書店

- 荻原一也,日浦千尋,光富伸,2002:乳牛夏バテ症候群の実用的早期発見技術の開発と効果的対応技術の実証,高知県畜産試験場研究報告,**18**,36-46.
- 阪谷美樹, 2015: 暑熱ストレスが産業動物の生産性に 与える影響, 産業動物臨床医誌, 5, 238 - 246.
- 谷 峰人,林田拓也,友川浩一郎,水戸康明,舩越大 資,谷 千賀子,北原豪,上村俊一,2010:西南暖 地における低地と山地の2 酪農場の比較による受 胎率に及ぼす要因解析,日獣会誌,63,194-197.

温熱指標でみた夏季の熱中症リスクの地域性と将来予測

*岩元 勇樹(岡山理科大学大学院 生物地球科学研究科) 大橋 唯太(岡山理科大学 生物地球学部)

1. はじめに

2018 年夏季の熱中症患者数は全国的に過去最 多となり、埼玉県熊谷では日最高気温 41.1℃を 記録する(消防庁, 2018)など、各地で猛暑とな った(図1)。今後温暖化や高齢化の影響などでさ らに熱中症による被害が拡大すると予想される なか、重要となるのは熱中症被害の予測である。 気象条件から熱中症リスクの評価をおこなうた めに、日最高気温や温熱指標を使う場合が多い。 日本では、代表的な温熱指標の1つに WBGT(湿 球黒球温度)がよく使われる。一方の欧米では、 UTCI (Universal Thermal Climate Index)を使 った調査研究が近年さかんにおこなわれている (Bröde et al., 2012; Napoli et al., 2018)。

本研究では、気温、WBGT および UTCI の 3 つの 指標を用いて熱中症搬送者数とのあいだにみら れる量的な関係から、熱中症リスクの気候学的な 地域差を明らかにする。そこから、それぞれの地 域の気候に適した温熱指標の選定が必要かを考 察してみる。

2. 解析概要

2.1 対象地域と期間

2018 年時点で、環境省が黒球温度を実測して いる 10 都道府県(北海道・宮城県・東京都・新 潟県・愛知県・大阪府・広島県・福岡県・高知県・ 鹿児島県)に加えて・秋田県・長野県・島根県・ 岡山県を含めた計 14 都道府県を解析の対象とし た。

解析対象期間には 2008~2018 年の 7~9 月を 選んだ。ただし、北海道・宮城県・秋田県・長野 県・島根県・岡山県・高知県・鹿児島県の地域は 2013 年以前の黒球温度のデータが入手できなか ったため、2014 年以降を対象とした。



2.2 使用データ

熱中症による救急搬送者数は、総務省消防庁 HP(http://www.fdma.go.jp/neuter/topics/ fieldList9_2.html) で公開された熱中症による 救急搬送人員数データを用いた。

黒球温度と WBGT は、環境省が公開する熱中症 予防サイト(http://www.wbgt.env.go.jp/record

_data.php)の暑さ指数(WBGT)の観測データ を使用した。一方、UTCIの算出で必要になる気 温・風速・相対湿度は、気象庁が公開する気象官 署の観測データ(http://www.data.jma.go.jp/

risk/obsdl/index.php) を使用した。

熱中症による救急搬送者数は都道府県単位で 集計されているため、気温・黒球温度・相対湿度・ 風速は県庁所在地の気象官署で観測された値を 各都道府県の代表値とみなし、用いることにした。

2.3 熱中症の年齢調整搬送率

熱中症の救急搬送者数は、都道府県別・年齢階 級別の粗搬送率(人口10万人あたり)へと換算 する。そこから年齢階級別人口の経年変化と地域 差の両方の影響を排除するため、年齢調整搬送率 (以降、単に「搬送率」)を算出した。年齢階級 は、0~6歳の新生・乳幼児、7~17歳の少年、18 ~64歳の成年、65歳以上の高齢者の4階級に区 分した。年齢調整には、藤部(2018)の解析に做 い、近年2015年の全国の年齢階級別人口を、基 準人口として用いた。

2.4 温熱指標の算出

WBGT とは、熱中症を予防することを目的として 1954 年にアメリカで提案された指標である。 単位は気温と同じ摂氏 (℃) で示されるが、その 値は気温とは異なる。人体と外気の熱の交換に着 目した指標で、乾球温度 (Ta)、湿球温度 (Tw)、 黒球温度 (Tg) から、以下の式で計算される (Yaglou and Minard, 1957)。

WBGT=0.7 \times Tw+0.2 \times Tg+0.1 \times Ta (1)

WBGT の値に対応する熱ストレスレベルは、日本生気象学会などによって次のように定められている。

| WBGT | 31℃以上 | 危険 |
|------|----------------------|------|
| WBGT | 28∼31°C | 厳重警戒 |
| WBGT | $25\sim 28^{\circ}C$ | 警戒 |
| WBGT | 25℃未満 | 注意 |

表1 UTCIの熱ストレスカテゴリー (http://www.utci.org/utci_doku.phpより一部抜粋)。

| UTCI (°C) range | Stress Category |
|-----------------|-------------------------|
| above +46 | extreme heat stress |
| +38 to +46 | very strong heat stress |
| +32 to +38 | strong heat stress |
| +26 to +32 | moderate heat stress |
| +9 to +26 | no thermal stress |

UTCI は、人体の熱収支や温熱生理プロセスを 考慮したマルチノードモデルとよばれる物理モ デルから算出し、Bröde ほか (2012)により求めら れた近似式に、気温・黒球温度・風速・相対湿度 を代入することで計算できる。熱ストレスカテゴ リーは、表1のように定められている。

2.5 温熱指標に対する搬送率の応答曲線

入手した各種データは年別かつ月別に集計し たため、1都道府県に対して「11年(または5年) ×3か月=33(または15)個」の数値が結果的に 得られる。これを、縦軸に搬送率、横軸に温熱指 標(気温・WBGT・UTCI)にとり、都道府県別に相 関散布図を作成した。ただし各温熱指標の値には、 日最高値を月平均したものを用いている。

次に、作成した相関散布図上に2次の多項式近 (似曲線を引いた(図2)。

2.6 各温度帯に対応する搬送率の導出

各温熱指標の代表的な熱ストレスレベル値を、 2.5 で求めた都道府県ごとの応答曲線の方程式 に代入し、搬送率の推定値(以降「推定搬送率」) を求める。得られた推定搬送率は、地図上にカラ ーマップとして表現した(図2)。

3. 結果と考察

相関散布図で作成された近似曲線の決定係数 は、都道府県でばらつきはやや見られたものの、 気温で0.57~0.83、WBGTは0.53~0.83、UTCIは 0.50~0.79の範囲内にあった。いずれの指標で も、北日本・日本海側の都道府県で、搬送率が高 くなる傾向がみられた。

3.1 日最高気温と搬送率の関係

熱ストレスレベルが、日最高気温 30℃(真夏日 相当)と35℃(猛暑日相当)条件で推定される搬 送率の地域マップを、図3に示す。30℃では宮城 県で28.3人(/10万人)と最も高く、中部と西日 本では搬送率が低い。一方、35℃条件では、北日 本でさらに搬送率が大きく上昇しており、日本海 側の新潟県では 60.1人、宮城県では 61.8人に達 すると予想される。よって、北日本、日本海側の 人々が暑さに対する脆弱性があると示唆された。 また、30℃から 35℃に変化したときの搬送率の 増加量は、大阪府が最も大きく4.5倍、次に東京 都の3.8倍となった。反対に最も小さかったのは 高知県の1.2倍、秋田県の1.6倍であった。気温 が上昇し、同じ搬送率であったとしても、30℃時 点で搬送率が低ければ、見かけ上増加量が増えて しまう。したがって、大阪府や東京都の人々は、 かなり高い温度にならなければ搬送率が上がら ないため、暑さへの耐性がある可能性が言える。

次に、IPCC 第 5 次報告書(2014)の RCP(Representative Concentration Pathways; 代表的濃度経路)シナリオにもとづき、将来の気 温上昇に伴う2100年時に推定される搬送率の変 化を推定してみる。CO₂排出量によって複数のRCP シナリオがあり、気温上昇が最も低く予想されて



図2 搬送率を推定する近似曲線の決定、推定搬送率のマッピング。



図4 2081~2100年の気温上昇が現在の+0.3℃と +4.8℃で予想される搬送率。

いる RCP2.6 シナリオ (+0.3~+1.7℃)から、最 も高く予想された RCP8.5 シナリオ (+2.6~+ 4.8℃)まで用意されている。本研究では、現在 の気温条件 (2014~2018 年の日最高気温の平均 値)と、2081~2100 年の平均気温の上昇が下限+ 0.3℃と上限+4.8℃の条件に対して、都道府県別 の推定搬送率を応答曲線から算出した (図4)。 その結果、鹿児島が最も搬送率の上昇が大きく、 宮城県を上回る予想となった。高知県のみ、+ 0.3℃の条件で搬送率が高いが、これは高知県で 得られた応答曲線が、上に凸の形状をしていたた めである。解析に用いた年数の不足によるばらつ



図 6 WBGT の上昇によって、2081~2100 年に 予想される搬送率。

きが考えられる。

3.2 日最高 WBGT と搬送率の関係

熱ストレスレベルが、日最高WBGT28℃(厳重警 戒)と31℃(危険)条件で推定される搬送率の地 域マップを、図5に示す。28℃では宮城県で28.9 人(/10万人)と最も高く、中部と西日本で搬送 率が低下した。一方、WBGT31℃条件でも、気温同 様に北日本・日本海側でさらに搬送率が上昇し、 宮城県で59.0人、新潟県で49.3人であった。さ らに岡山県でも42.8人と高い値が予測された。 一方、28℃から 31℃に変化したときの搬送率の



図7 熱ストレスレベル (a) UTCI38℃と
 (b) UTCI46℃を経験したときの搬送率。
 (ただし、14 都道府県のみの解析結果で
 白抜きは未解析)

増加量は、大阪府が最も大きく4.1 倍、次に岡山 県の3.3 倍となった。最も小さかったのは北海道 の1.7 倍であった。岡山はWBGT では気温(9 位) に比べて増加量が大きかった。WBGT では湿球温 度の占める割合が大きいため、湿度等の影響が考 えられる。

2081~2100年の将来予測は、8月を対象とした 鈴木・日下(2015)の研究により、国内8都市の 平均WBGTの将来偏差が推定されている(ただし RCP4.5シナリオ)。そのうちの那覇を除く7都市 の値を用いて、2081~2100年に予想される搬送 率を推定してみた(図6)。その結果、福岡県で最 も高い36.9人、次に宮城県の29.9人、愛知県の 29.6人となった。

3.3 日最高 UTCI と搬送率の関係

熱ストレスレベルが、日最高 UTCI38℃ (Strong heat stress) と 46℃ (Very strong heat stress) 条件で推定される搬送率の地域マップを、図 7 に 示す。UTCI38℃では宮城県の 25.8 人(/10 万人) が最も高く、中部と西日本で搬送率が低下した。 一方、UTCI46℃条件では、新潟県が 90.3 人、岡 山県は 54.8 人だった。熱ストレスレベルが 38℃ から 46℃に上昇したときの搬送率の増加量は、 大阪府が最も大きく 5.8 倍、次に岡山県の 3.3 倍 となった。反対に最も小さかったのは高知県の 1.6倍であった。

4. まとめ

本研究では、気温、WBGT および UTCI の 3 つの 指標を用いて熱中症搬送者数とのあいだにみら れる量的な関係から、熱中症リスクの気候学的な 地域差を明らかにし、それぞれの地域の気候に適 した温熱指標の選定が必要かを考察してみた。そ の結果、解析した 14 都道府県に対して以下の特 徴が得られた。

・どの指標を用いても、搬送率は北日本・日本海 側の都道府県で高くなる傾向がみられた。

・熱ストレスレベルが上昇した時を想定して搬送率の増加量を計算すると、どの指標でも大阪府 が最も大きくなることが分かった。反対に秋田、 宮城、北海道では増加量は小さかった。一方で、 岡山は WBGT では増加量が大きかった(14位中2 位)ものの、気温と UTCI の場合には大きくなか った(14位中9位と6位)。湿球温度の影響等が 考えられる。

・気温、WBGTの将来偏差をもとに計算した搬送 率の将来予測では、西日本や九州で搬送率が上昇 する傾向がみられた。

・おおむね、どの指標を用いても搬送率や熱ストレスレベルが上昇した時の搬送率の増加量の都道府県順位には変化がなかった。したがって、熱中症リスクの判定には、気温を指標にしても問題ないと考えられる。

参考文献

環境省:熱中症予防サイト,

- http://www.wbgt.env.go.jp/record_data.php 気象庁:過去の気象データ・ダウンロード,
- http://www.data.jma.go.jp/risk/obsdl/ index.php
- 厚生労働省,2007:1.年齢調整死亡率について, https://www.mhlw.go.jp/toukei/saikin/hw/ jinkou/other/00sibou/1.html
- 小野雅司,登内道彦,2014:通常観測気象要素を 用いた WBGT(湿球黒球温度)の推定, 日生気誌,50(4),147-157.
- 鈴木パーカー明日香,日下博幸,2015:WBGT に基 づいた日本の暑熱環境の将来予測,
- 日生気誌, 52 (1), 59-72.
- 消防庁:熱中症情報, http://www.fdma.go.jp/neuter/topics/ fieldList9_2.html
- UTCI Universal Thermal Climate Index, http://www.utci.org/utci_doku.php
- Yaglou, C. P. and Minard, C. D., 1957 : Control of heat casualties at military training centers,
 - A. M. A. Arch. Ind. Health, 16, 302-316.

有田と宇和島の気候がウンシュウミカンの果実肥大と糖度に与える影響

*鵜久森 英輔(岡山理科大学大学院生物地球科学研究科) 大橋 唯太(岡山理科大学生物地球学部)

1. はじめに

ウンシュウミカン(以下ミカン)は気象の変化 によって、品質が大きく左右されることが知られ る(農山漁村文化協会,2000)。先行研究(例えば、 小林ほか,1968;川野ほか,1982)では、肥大期 (7月中旬~9月の果実の大きさが著しく変化する時期)や 成熟期(10~11月の糖度や酸度が著しく変化する時期)の 果実の品質変化と単体の気象要素(例えば気温)

との関係を解析しているものが多い。 本研究では、ミカンの有名産地で知られる宇和

島と有田を対象として、先行研究で調査された期 間よりも短い 10~15 日間の区切りで、降水量・ 日射量・気温の各気象要素と糖度などの果実品質 との関係性を分析した。このような細かな分析に よって、季節進行する気象変化の年による違いが ミカンの品質に及ぼす影響を明らかにする。

2. 研究方法

2.1 **果実品質の解析**

ミカンの一大産地である愛媛県宇和島市(以下、 宇和島)と和歌山県有田市(以下、有田)の試験 場(宇和島:愛媛県農林水産研究所果樹研究センターみかん研 究所、有田:和歌山県果樹試験場)で測定された、ウンシ ュウミカン品種「宮川早生」の果実データを使用 した。



図1(左上)宇和島:みかん研究所。(左下)有田: 果樹試験場。(右)有田の果樹試験場で栽培されてい るミカン樹木。



図2 果実品質測定の様子。 (左)果実横径の測定。(右)糖度測定。 (和歌山県果樹試験場 HP:https://www.pref.wakayama.lg.jp/pr efg/070100/070109/gaiyou/002/kajitu/kajitu_top.html)

果実の品質は、試験場内で栽培されているミカ ンの果実横径・糖度・酸度の3項目を測定してい る。本研究では、このうち横径と糖度の解析をお こなった。

果実横径はノギスを用いて測定されており、測 定対象となる果実にタグを付け、毎回同じ果実の 横径が測定されている。糖度は、調査毎に果実を 収穫し、その果汁がデジタル糖度計で測定されて いる。宇和島は5本の樹木から合計15~20個、 有田は2本の樹木から合計6個の果実を選定し、 測定に用いている。

宇和島は7月1日(糖度・酸度は7月11日) ~11月21日の期間を10日間ごと、有田は7月 15日~12月15日の期間を15日間ごとに測定し ている。本研究では、宇和島は2001~2017年 (2012年を除く)の16年間、有田は2007~2018 年の12年間に得られた測定データを解析に用い た。

2.2 気象要素の解析

本研究では、試験場内で観測されている気象デ ータ、または最寄りのアメダスの気象データを解 析に用いた。宇和島は、みかん研究所から約 10km の位置にある宇和島アメダスの 2001~2017 年 (2012 年を除く)の16 年間の気象データ(気温は 測定間隔 10s で分解能 0.1°C、降水量は分解能 0.5mm、日照時 間は測定間隔 2min で分解能 0.1hr)を用いた。有田は、 最寄りの湯浅アメダス(果樹試験場から約 4km) では降水量(分解能 0.5mm)しか観測されておらず、 試験場内では降水量・気温・日照時間が 2011 年 以前に観測されていない。そのため、降水量は湯 浅アメダスの 2007~2018 年の 12 年分のデータ、 気温(分解能 0.1℃)と日照時間(分解能 0.1hr)は試験 場内で観測された 2012~2018 年の 7 年分のデー タを用いることにした。

2.3 単相関分析

宇和島は、2.1 で述べた測定日に合わせて10日 間隔に区切って解析した。一方の有田も測定日に 合わせて15日間隔に区切り、解析をおこなった。

宇和島と有田の両地点において、上述の区切り 期間ごとに、気象要素の変化量(積算降水量mm:各 期間の降水量の積算値、積算日照時間hr:各期間の日照時間の 積算値、適温遭遇時間hr:後述、気温の積算日較差℃:後述) と果実品質の変化量(横径:横径肥大幅mm、糖度:増糖 量%)をそれぞれ計算し、各期間に対して単相関分 析をおこなった(図3参照)。その結果を先行研究 とも比較しながら、ミカンの生理応答との関連性 を考察した。

気温については、本研究では独自に「適温遭遇 時間」という指標を作成している。これは、ミカ



図3 (上) 7/1~11/21 に測定された果実横径の推移。 (下) 区切り期間 11/11~11/21 に対する横径肥大幅と 積算降水量の相関図。宇和島の例(2001~2011、2013~ 2017 年)。

ンの成長と成熟が気温 20~25℃で促進される事 実(小林ほか, 1968)にもとづき、北本(2015) を参考にして、該当する温度帯を記録した時間数 を積算した指標である。また、気温の日較差が果 実品質に与える影響も大きいと指摘される研究も みられた(栗原, 1973)ため、気温の積算日較差 (期間中の全ての日ごとの日較差を積算した値)も果実品質 に影響する要素と考え、解析に加えた。

3. 結果と考察

3.1 横径と気象要素の関係

区切り期間10または15日ごとのミカン果実の 横径肥大幅と気象要素の単相関を、表1と図4に 示した。表1と図4(a)より、宇和島と有田の両 地点とも肥大期から成熟期まで通して、横径肥大 幅と降水量のあいだに正の相関、横径肥大幅と日 照時間のあいだには負の相関をもつ期間が目立つ。 つまり降水量が多く、日照の少ない年ほど果実の 横径は肥大しやすいことを意味する。果実に水分 や光合成産物が蓄積することにより肥大化は進む が、とくに水分の蓄積が肥大を促進させやすいと いわれる (農山漁村文化協会, 2000)。また、両地 点とも、横径と日照時間に危険率 5%で有意な強 い負の相関がみられる期間が多い。宇和島は14期 間中6期間、和歌山では8期間中2期間がそれに 該当する。これらのことから、良好な日照条件に よる光合成産物の蓄積よりも、降水による水分蓄 積のほうが果実肥大に強く関与していると考えら れる。

図4(b)より、気温と横径肥大幅の関係は、肥 大期から成熟期まで通して、気温の積算日較差と

| 表 1 | 果実の横径肥大幅と積算降水量・ | 積算日照時間 |
|-----|-----------------|--------|
| の単札 | 1関分布から得られた相関係数。 | |

*p<0.05 **p<0.01 n:サンプル年数 +:正の相関 -:負の相関

| | | | 横径肥: | 大幅と積算 相関係数 | 草降水量 | 横径肥大 | 幅と積算日照時間 相関係数 | | | |
|-----|-------------|------------|--------------------------------------|---------------|------------|--------------------------------------|------------------|-----------|--|--|
| | | | 先行研究 | 宇和島 n=16 | 湯浅 n=12 | 先行研究 | 宇和島 n=16 | 湯浅 n=7 | | |
| | 7/1~7/11 | 7/1~7/15 | | +0.44 | | | -0.57* | | | |
| | 7/11~7/21 | | (農山漁村文 化協会,2000 中川ほ か,1984) | +0.27 | | | -0.20 | | | |
| 肥大期 | 7/21~8/1 | 7/15~8/1 | | +0.18 | +0.20 | | -0.49 | -0.32 | | |
| | 8/1~8/11 | 8/1~8/15 | | +0.65** | +0.42 | | -0.84** | -0.79* | | |
| | 8/11~8/21 | | | +0.25 | | (農山漁村文 化協会,2000 中川ほ か,1984) | -0.25 | | | |
| | 8/21~9/1 | 8/15~9/1 | | +0.35 | +0.52 | | -0.68** | -0.38 | | |
| | 9/1~9/11 | 9/1~9/15 | | +0.47 | +0.20 | | -0.64** | -0.49 | | |
| | 9/11~9/21 | | | +0.40 | 10.20 | | -0.50 | 0.45 | | |
| | 9/21~10/1 | 9/15~10/1 | | +0.39 | -0.18 | | -0.50 | -0.76* | | |
| | 10/1~10/11 | 10/1~10/15 | - | +0.54* | +0 59* | | -0.33 | -0.64 | | |
| 成熟期 | 10/11~10/21 | 10/1 10/10 | | -0.16 | 10.05 | | -0.59* | 0.04 | | |
| | 10/21~11/1 | 10/15~11/1 | | +0.27 | +0.25 | | -0.59* | -0.61 | | |
| | 11/1~11/11 | 11/1~11/15 | | -0.26 | +0.0017 | + | -0.013 | -0.46 | | |
| | 11/11~11/21 | | | +0.52* | | (中川ほ か,1984) | -0.23 | | | |



図4 (a) 果実の横径肥大幅と積算降水量・積算日照時間の相関係数の期間変化(表1の相関係数)。(b) 横径肥大幅と気温の積算日較差・適温遭遇時間の相関係数の期間変化。*p<0.05 **p<0.01

は負の相関、適温遭遇時間とは反対に正の相関が みられる期間が多い。とくに、成熟期の10月後半 以降の横径肥大幅と適温遭遇時間のあいだには危 険率5%で有意な正の相関がみられる。11月頃は 気温が低下するため、晴天で高い気温が横径肥大 に有効であるといわれる(中川ほか,1984)こと からも、晩秋の気温が低くなる時期は気温 20~ 25℃付近の温暖の継続が肥大の促進につながる と考えられる。

3.2 糖度と気象要素の関係

区切り期間10または15日ごとのミカン果実の 増糖量と気象要素の単相関を表2と図5に示す。 表2と図5(a)より、宇和島と有田の両地点とも、 肥大期から成熟期まで、増糖量は降水量と負の相 関、日照時間とは正の相関がみられた。特に肥大 期の7月後半~8月前半に、危険率5%で有意な 強い相関が認められる。光合成により生産された ショ糖が果実内に蓄積することで糖度は上昇し (伴野ほか,2013)、反対に果実内に水分が蓄積す れば上昇しにくくなる(川野ほか,1982)。また、 岩崎(2015)では、肥大期の7月中旬~8月は他 の期間に比べて土壌の乾燥による糖度の上昇が顕 著であると示している。これらのことから、降水 量が少なく日照時間が多い年ほど糖度は上昇しや すいといえる。とくに肥大期の前半に、その関係 が強まることも確認された。

図5(b)より、増糖量は気温の積算日較差と肥 大期に正の相関、適温遭遇時間とは肥大期・成熟

表 2 果実の増糖量と積算降水量・積算日照時間の単 相関分布から得られた相関係数。

宇和島(2001~2011、2013~2017年) 湯浅(2007~2018年 or 2012~2018年) *p<0.05 **p<0.01 n:サンプル年数 +:正の相関 -:負の相関





図5 (a) 果実の増糖量と積算降水量・積算日照時間 の相関係数の期間変化(表2の相関係数)。(b) 増糖量 と気温の積算日較差・適温遭遇時間の相関係数の期間 変化。*p<0.05 **p<0.01 期ともに負の相関を示していた。肥大期の増糖量 と気温の日較差の関係を示した先行研究は見当た らないが、本解析では肥大期全体を通して正の相 関がみられており、肥大期は気温の日較差が大き な年ほど糖度が上昇しやすい可能性が示唆される。

増糖量と適温遭遇時間のあいだには、負の相関 が多くの期間でみられたが、13 期間のうち6期間 で相関係数の絶対値が0.2以下と弱く、関係性は 低い。気温20~25℃付近で糖度は高くなりやすい といわれているが(新居ほか,1970;林ほか,1968)、 適温遭遇時間という指標でみた場合には増糖量と の関係は得られなかった。

4. まとめ

ウンシュウミカンの果実の品質(果実横径・糖 度)と気象要素の関係について、愛媛県宇和島市 と和歌山県有田市で測定されたデータを使用し、 単回帰分析をおこなった

果実横径:肥大期から成熟期までを通して、降 水量が多く日照時間が少ない年ほど果実は肥大し やすい。また、成熟期の10月後半以降は、20~ 25℃の温暖な気候が続くと肥大化が促進される 可能性が示唆された。

糖度:肥大期から成熟期までを通して、降水量 が少なく日照時間が多いほど糖度は上昇しやすい。 とくに肥大期の7月後半~8月前半はその傾向が 強い。また、肥大期を通して、気温の日較差が大 きな年ほど糖度が上昇しやすい可能性も示された。

謝 辞

本研究の実施にあたり、ウンシュウミカンの公 開データを解析する許可を頂き、測定方法の情報 をご提供頂きました愛媛県農林水産研究所果樹研 究センターみかん研究所、ならびに和歌山県果樹 試験場のご関係者様各位に心より感謝申し上げま す。

参考文献

- ・伴野潔,山田寿,平智,2013:農学基礎シリーズ果樹園 芸学の基礎,農山漁村文化協会,206pp.
- ・愛媛県 農林水産研究所 果樹研究センター ミカン研究, 成果情報

https://www.pref.ehime.jp/h35120/kajyunanyo/report/report.htm

- ・岩崎光徳,2015:美味しい早生温州ミカン作りには果汁 蓄積初期から約2か月間の乾燥ストレスが効果的,技術 の窓 No.2043.
- ・川野信寿, 柴茂, 白石利雄, 1982:早生温州の加温ハウ

ス栽培における土壌水分管理に関する研究,九州農業研 究, (44), 252.

・気象庁,各種データ・資料,過去の気象データ・ダウン ロード

http://www.data.jma.go.jp/gmd/risk/obsdl/index.php

- ・北本勇也,2016:岡山県牛窓地域におけるウンシュウミ カンの成長条件と気象条件の関係について.
- ・小林章,新居直祐,原田公平,門脇邦泰,1968:温度が 温州ミカンの果実の肥大ならびに成熟、品質に及ぼす影 響,農業および園芸,43 (5),103-104.
- ・栗原昭夫,吉田雅夫,1971:制御環境下における温州ミ カン果実の成長反応II秋季における夜間温度が果実の 発育ならびに着色・品質に及ぼす影響,園芸試験場報告, (10),29-37.
- ・栗原昭夫,農林省果樹試験場安芸津支場,1973:制御環 境下における温州ミカン果実の成長反応III秋季におけ る昼夜温度日較差が果実の発育ならびに着色・品質に及 ぼす影響,園芸学会雑誌,1 (42),13-21.
- ・栗山隆明, 下大迫三徳, 1969:温州ミカンの品質に関す る研究 局地気象(気温)と果実の品質について, 福岡園 試報, 8, 1-13.
- ・中川行夫,真子正史,原節夫,1984:ウンシュウミカンの着花、生理落果、果実肥大に及ぼす気象の影響,農業気象,40(1),59-62.
- ・新居直祐,原田公平,門脇邦泰,1970:温度が温州ミカンの果実の肥大ならびに品質に及ぼす影響,園芸学会雑誌,39(4),309-317.
- ・農山漁村文化協会,2000:果樹園芸大百科 I カンキツ, 農山漁村文化協会,1151pp.
- 和歌山県果樹試験場,果実調査 宮川早生 https://www.pref.wakayama.lg.jp/prefg/070100/07010
 9/gaiyou/002/kajitu/miyagawa.html
 https://www.pref.wakayama.lg.jp/prefg/070100/07010
 9/gaiyou/002/kajitu/kajitu_top.html
- 和歌山県果樹試験場、気象データ
 http://www.mikan.gr.jp/ftes/weather/weatherindex.ht

*大橋 唯太 (岡山理大 生物地球)・植山 秀紀 (農研機構西日本農研センター)

1. カンキツ果樹の低温脆弱

ウンシュウミカンをはじめとするカンキツ類 は、日本の冬を代表する果物である。カンキツ類 で最も多く収穫されるウンシュウミカンは耐寒 性が比較的あり、マイナス 5~6℃の低温環境ま で耐えられるといわれる。次に収穫量の多い不知 火(シラヌイ)、八朔(ハッサク)、伊予柑(イヨカン) は収穫期までにマイナス 3~4℃の低温に曝露さ れる期間を短くする必要がある。2016年1月下 旬の記録的寒波(マイナス5℃が8時間継続)に よって不知火の1年生苗の葉枯れや主幹の枯れ 込みが、福岡県で多数発生する凍害も報告されて いる(松本ほか,2018)。これらはカンキツのなか でも中晩柑類と呼ばれる品種で、ウンシュウミカ ンよりも成熟が遅く1月から5月までが収穫期 となるため、木成りの場合は冬の寒波に遭遇して 寒害リスクが必然と高くなってしまう。

近年、ミカン需要を高める目的で、品種改良に より新しいブランド果樹も多く生産されてきて いる。せとか、はるか、甘平(カンペイ)、肥の豊 (ヒノユタカ)、紅まどんなはその代表で、いずれ も中晩柑である。せとかは低温脆弱が顕著で、マ イナス2℃以下に6時間曝露されると被害が発生 するといわれる(植山, 2019)。このほか低温への 脆弱性が強いカンキツ類には河内晩柑(カワチバン カン)、文旦(ブンタン)、レモンが有名であり、特 にレモンは最弱といわれ、氷点下の気象環境を避 けなければならない。これらと先述のブランド果 樹をあわせた収穫量は全国で5万トン超であり、 第二位の不知火を超えるシェアに達する。

カンキツ類の寒害は、落葉、枯死、生理障害(果 皮の凍結や雪焼け、果肉のす上がり)など、多く の様態を示す(図1左)。生理障害は果実の外見 が悪くなるだけでなく、果肉に苦みや乾燥など品 質の劣化を招くため、出荷量の激減につながって しまう恐れがある。仮にジュースなど加工用に回 せたとしても、生産農家の収入は大幅に減ってし まう。図1右に、レモンを例に年間の低温記録時 間と収穫量の関係を示す(主産地の生口島アメダ スの気温を使用)。マイナス1℃以下の低温時間 が多い年ほど、年間の収穫量も減少している。

昭和の時代から寒害は全国各地で数多く報告 されているが、温暖化で気温が上昇傾向にある近 年でも先述の2016年の福岡に限らず、2011年1 月中旬に愛媛県八幡浜市で起きた凍害、2012年2 月の熊本県でのす上がりの発生などがある。一度 の寒害で被害額が1億を超えることは珍しくな く(西宇和農協,2005)、冬になると生産農家は寒 波の襲来に注意を払わなければならない。

農業分野では古くから、気象庁の1km メッシ ユ気候値が地域の気候を把握する目的で活用さ れてきた。生産農家も自身の圃場が含まれるメッ シュの気候を知ることができるが、アメダス気温 が空白となるメッシュは地形を考慮して補間す ることで気温が推定されている(北村,1990)。近 年では気象庁の予報値をメッシュ気候値にマー ジした1km メッシュ農業気象データ提供システ ム(大野ほか,2016)や、複雑な微地形も考慮した 50m メッシュ気象データを作成できるアプリケ ーション(植山,2019)など、より生産農家のニー ズに近づく気象情報の提供が考案されつつある。

一方で気象分野では、JMA-NHM や WRF といった領域気象モデルが開発され、これから農業分野でも多くの利用が期待されている(丸山ほか,2018)。著者らは、日本農業気象学会2018年全国大会オーガナイズドセッションや、ヨーロッパ気象学会2018年次大会などで、領域気象モデルによってカンキツ類の寒害リスクを評価する手法を提案してきた(大橋・植山,2018;Ohashi and Ueyama,2019)。そこでは200mの超高解像度で微地形上の大気流体を直接計算する試みをおこない、冬季の低温再現に挑んでいる。本発表では、研究の進展として次の二点に着目した解析を紹介する。

(1)微地形上で発生する寒害リスクの非一様(2)低温再現に対するモデル水平解像の依存

2. 研究対象領域(しまなみ~宇和島)



図1 (左) ポンカンのす上がり現象の様子(雑賀技術研究 所HP; http://www.saika.or.jp/aguri/seihin.html)。(右) レモ ンの年収穫量とマイナス 1℃以下の低温記録時間との関係 (農水省の公表データを分析した結果)。 本研究で対象とした解析領域は、広島・愛媛県 の①しまなみ領域、②八幡浜領域、③宇和島領域 の三カ所である(図2)。領域①は、生口島でレ モン、今治で伊予柑・せとか・はれひめなどの中 晩柑類の生産が有名である。領域②は八幡浜市で 不知火・甘平、領域③は愛南町で河内晩柑の生産 が有名で、①から③まで低温に脆弱な品種が多く 栽培されている。

それぞれの領域の冬の気候を理解しておくた め、気象庁アメダスで過去38年間に記録された 1月の日最低気温の出現頻度を調べた(図3)。こ こではカンキツ樹園地の環境に近い平野部のア メダスを選んでいる。外洋に近い宇和島と御荘 (領域③)よりも、瀬戸内海の生口島と大三島(領 域①)のほうが氷点下の出現頻度が多いとわかる。 中央値も1℃の差がみられ、瀬戸内海のほうが冬 季は低温になりやすい。1月の海面温度を衛星画 像から調べても、瀬戸内海は5℃以上も太平洋よ り低く、一因と考えられる。

3. 数値モデルとシミュレーションの設定

本研究で用いた領域気象モデルは、WRF (Weather Research and Forecasting Model)のARW Ver.3.8.1 である。WRF は様々な学術分野で利用 されてきており、世界規模でユーザーが存在する 最もメジャーな気象モデルといえる。計算ドメイ ンは one parent に対して one child をワンウェイで ネストし、parentの水平解像度は 1000m、child は 200m に設定した。選択した各種物理モデルの詳 細は紙面の都合で割愛するが、child ドメインは 解像度の関係で乱流モデルに LES (Large Eddy Simulation)スキームを用いている。2 節で述べた三 カ所の領域①~③を、いずれも 200m 解像の child ドメインに設定した(図2)。

4. 結果と考察

4.1 低温再現

2011 年1月16日の未明から明け方にかけて、 低温に伴うカンキツ類の寒害が、愛媛県を中心に 報告されている(愛媛県, 2012)。このとき八幡浜 市内でマイナス5℃を下回る気温も記録された。 本研究では、この日を含む2011年1月14~16日 の3日間に対して数値シミュレーションを実行 した。計算された各種気象要素の数値は、10分ご とに出力した。

WRF による低温の再現性を、アメダス気温と 比較することで確認してみた。図4にその結果の 一例(大三島と御荘のアメダス)を示すが、数値 モデルで生じるグリッド依存を避けるため、アメ ダスを含むモデルグリッドに隣接するグリッド で計算された気温(図中の赤線)も一緒に比較し てある。夜間気温の低下傾向は9つのグリッドで 概ね再現できているとわかるが、どのグリッドも 低温を過大に評価している。大三島で2℃、御荘 では最大で1℃ほどであった。一方、1km 解像の parent ドメインで計算されたアメダスを含むグ リッドの気温も図中に重ねてあるが(黒線)、最

① しまなみ領域



200 400 600 800 1000 1200 1400 (m)

2) 八幡浜領域







図2 本研究の解析領域(いずれも200m水平解像の child ドメイン)。①しまなみ領域、②八幡浜領域、③宇和島領域。 三カ所ともカンキツ生産のさかんな地域である。

も低い気温が計算されており、大三島では child ドメインの 9 つのグリッドよりも 1℃近く低い。

4.2 果樹栽培地と局地低温の分布

数値シミュレーションで得られた気温を使え ば、氷点下の低温記録時間を面的にマップ化する ことが可能になる。領域②内の八幡浜市に対して WRFで計算されたマイナス 2℃以下の低温記録 時間の水平分布と、国土地理院 GIS から推定さ れる果樹園地の分布図を図5にそれぞれ示す。果 樹園の広がりは標高250m以下、特に100m以下 の平野や谷に多く集中しており、その場所の低温 記録時間が重要になってくる。

そこで、図5の低温時間の水平分布に対して、 標高との関係が定量的にわかる散布図を図6に 作成してみた。ここでは領域①内の大三島、領域 ②内の八幡浜市(図5で示した範囲)、領域③内 の愛南町(御荘アメダス付近)での結果を重ねて いる。ただし、海のグリッド値は除いてある。こ れら3つの範囲を、以降では単に「地域」と呼ん でいく。いずれの地域でも標高の高いモデルグリ ッドほどマイナス2℃以下の低温時間は増加し、 かつ地域による低温時間の差も小さく15~18時 間でまとまっている。該当する200~250m より も高い標高にはカンキツの圃場も少ないことか ら、ここでの低温時間の多さは問題にならない。

反対に多くの果樹園地が集中する標高100m以 下では、大三島と他2地域の低温時間に大きな乖 離がみられるようになる。八幡浜市と愛南町では 4~12時間で分布しているのに対し、大三島では 11~17時間と長い。このように、大気の下層ほど 局所地形や地理的な影響を強く受けるようにな り、数値モデルによる3次元的な大気流体の再現 性が重要だとわかる。

また、樹園地に近いアメダスに大三島アメダス と御荘アメダスが存在するが、標高は 10m 台と 低いため、アメダスを含むグリッドに対して WRF で計算されたマイナス 2℃以下の低温時間 は地域内で短いほうである。四国西岸にあたる八 幡浜市と愛南町では、果樹園地が集中する標高 100m のあいだでマイナス 2℃以下の低温記録時 間の増加率(hr/m)が大三島に比べて大きく、4 ~7時間も長いモデルグリッドがみられる。この 結果からも、気象庁のアメダス気温を樹園地の低 温情報としてそのまま用いると、過小評価される 恐れがあるとわかる。

4.3 モデル解像度への依存性

これまでの解析では child ドメインの 200m 解 像で得られた結果を用いてきたが、1km の粗い解 像度をもった parent ドメインでも同様の解析を おこなうことができる。図5で示したマイナス 2℃以下低温記録時間と標高の関係について、 parent から得られた値を重ねてみた(図7の× 印)。図4で parent と child の地上気温を比較した 際に触れたように、child に比べて parent のほう が低温時間をやや長く計算している。愛南町の地 域では、50~100m の標高をもつモデルグリッド で1~2時間ほど低温時間が長くなっている。そ の点を除けば、parent はグリッド数が少ないだけ で低温時間の標高による違いを概ね再現できて



図3 1980~2018 年 (28 年間) の1月における日最低気温の出 現頻度。瀬戸内海の生口島と大三島、外洋側の宇和島と御荘(み しょう)アメダス。位置は図2を参照。



図4 2011 年 1 月 15~16 日の地上気温の時間変化を、アメダ スとWRF で比較したグラフ。(上)領域①内の大三島と(下)領 域③内の御荘での結果。青線がアメダスを含む child ドメイン のモデルグリッド、赤線がそれに隣接するグリッド、黒線は parent ドメインのアメダスを含むグリッドでのWRF 気温。

いるようにみえる。このことは、領域気象モデル を利用した低温再現と寒害リスクの評価が、1km の水平解像度で可能になることを示唆している。

5. まとめと今後の展望

本研究ではカンキツ類で発生する寒害を対象 に、領域気象モデルを利用した冬季の低温シミュ レーションを試みた。その結果、以下の2点を気 象モデルの有効性として主張できる。

(1)カンキツ栽培地が多く集中する100m以下 の標高では、地理的・地形的な影響をうけて低温 時間に大きな差が生じてくるため、3次元で大気 の流体運動を再現することが意味をもつ。

(2)用いる領域気象モデルの水平解像度は、微 地形の複雑さを考慮して数百 m まで細かくする 必要はなく、1km でも低温の再現性がおそらく許 容できる。1km という解像度は気象モデルで典型 的な設定であるため、様々な応用が考えられる。

1km 解像の領域モデルであれば、一年を通した 連続シミュレーションが実現可能になってくる。 その場合、たとえば予測計算した月間の気温や降 水量の空間マップからカンキツ類の品質(大きさ や糖酸度)を予想するマップへと変換し、生産農 家に事前の情報として提供できるツールになり

2 八幡浜領域



図5 領域②内の八幡浜市を例にした、(上) WRF の child ド メインで計算された 2011 年 1 月 15~16 日のマイナス 2℃以下 の低温記録時間の水平分布。線は 50m 毎の等高線で、標高 250m を太線にしている。(下)同じ領域の GIS から推定される果樹 園地の水平分布。赤色が特に可能性の高い場所。 得るだろう。

謝辞

計算の一部は、神戸大学・大澤輝夫准教授にご協力頂 いた。本研究は、JSPS 科研費・基盤Cの助成を受けた。

参考文献

- 北村 修, 1990:地学雑誌, 99, pp.56-63.
- 丸山篤志ほか,2018:生物と気象,18, pp.106-108.
- 松本和紀ほか,2018: 福岡県農林業総合試験場研究報 告,4, pp.122-128.
- Ohashi Y. and H. Ueyama, 2019: Advances in Science and Research, 16, pp.1-6.
- 大橋唯太, 植山秀紀, 2018:日本農業気象学会 2018 年 全国大会.
- 大野宏之ほか,2016:生物と気象,16, pp.71-79.

植山秀紀, 2019: 農研機構報告西日本農業研究センタ 一, 19, pp.13-43.



図6 WRF の child ドメインで計算された 2011 年 1 月 15~16 日のマイナス 2℃以下の低温記録時間と標高の関係。領域①~ ③内を代表する各地域(大三島・八幡浜市・愛南町)での結果。 1 つのプロットが 1 つのモデルグリッドでの値。曲線は、各プ ロットに対する高次関数を使ったフィッティング。



図7 WRFの parent ドメイン(×) と child ドメイン(○) で計 算された 2011 年 1 月 15~16 日のマイナス 2℃以下の低温記録時 間と標高の関係。領域①と③内を代表する各地域(大三島と愛南 町) での結果。1 つのプロットが 1 つのモデルグリッドでの値。 曲線は、各プロットに対する高次関数を使ったフィッティング で、黒い破線が parent の結果に対してのもの。

温暖化と生物季節観測

牧田広道、渡邊朋紀(松山地方気象台)

1. はじめに

異常気象の頻発と同時に、感染症の増加や サンゴの白化、水稲の白未熟粒が発生してい る。気候変動に関する政府間パネル(IPCC) では、気候変動緩和策の評価は主に第2作業 部会に属する。気候変動緩和策に対して、農 林水産省等の関係機関は定量的・具体的な影 響評価を行っている。気象台でも気象データ の利活用を進めており、具体的には「そめい よしの」や「うめ」等の開花時期等の情報を 提供している。樋口と小池(2008)によると、

「そめいよしの」の開花日は近年早くなる傾向があり、地域で見ると2、3月の気温と相関が高いことを示した。「うめ」でも開花が早まる傾向が確認されている(Doi,2007)。一方、早春の気温が高い年ほど開花は早くなるが、 横浜市等では気温は年々上昇しているが「うぐいす」の初鳴き日は年々遅くなる傾向にあることが示された(樋口と小池,2008)。本稿では、渡邉と牧田(2019)が示した観測結果に新たな資料を追加し、気象台が持つ生物季節観測データと温暖化との関係を考察した。 なお、標準木の変更や官署移転等の影響は考 慮していない。

2. 観測種目と手法

2.1 観測種目

生物季節観測種目の中で、統計開始の1953 年から現在まで大半の気象官署で欠測がない 「さくら」と現在は大半の気象官署で観測さ れなくなった「とのさまかえる」の2種類を 抽出し、温暖化のもとでの共通項を考察した。

2.2 手法等

「さくら」の開花日等は、6 官署における 観測資料を用い、早い年上位10年と遅い年上 位10年の総観場の相違について調査した。 「とのさまかえる」の初見日は、9 官署にお ける観測資料から、「さくら」と同様な手法で 解析を行った。気候学的解析には気象庁55 年再解析データ(JRA-55)を利用し、解析ツ ールにはiTacs*1を用いた。1953年以降の観 測データを用い、気象解析には上記気象官署 を網羅する領域をそれぞれ設定し考察した。

3. 結果

3.1 観測の概要

「さくら」の開花は、統計初期の 1950 年代





が多い中で、「やまはぎ」は年々開花が早くなり、「すすき」は年々変動が大きい。

から現在まで、開花日は半月程度、満開日は 10 日程度早まった。「いちょう」等の落葉日 は1ヵ月以上遅くなった。全般的に、春の観 測種目は早く観測されるようになり、秋から 冬の観測種目は遅くなった(第1図参照)。動 物の初見日や初鳴日の長期的変化傾向は観測 種目で異なり、春の初見日が早まる傾向は見 られなかった。気候的特徴と同時に、個々の 動物特性も把握した検討が必要となる。

3.2 「さくら」

3.2.1 開花日·満開日と気象

開花日が早い上位10年の平均は3月22日、 遅い上位10年の平均は4月5日となった。開 花が早い年の3月中旬の気温分布と開花が遅 い年の4月上旬の気温分布を比較すると、北 日本で差があるものの、西日本ではほとんど 差が見られず、両者の間では季節の進行に半 月程度の違いであることがわかった。しかし、 気温以外の気象要素では特段の違いは見出せ なかった。次に、満開日が早い上位10年と遅 い上位10年の1月~3月の気象要素について 総観場の違いを解析した。この結果、1 月の 気温の分布では両年に大きな違いが見出せな かったが、満開の早い年は満開の遅い年と比 べて3月の気温は明らかに高くなった。降水 量は、満開の遅い年の2月は北陸付近の日本 海側の降水が主体であり、太平洋側との間に 明瞭な差が見られた。一方、満開が早い年は 日本海側と同程度の降水が関東から九州の太平洋側にも見られた。

3.2.2 開花日~満開日と気象

開花日~満開日までの日数を平均し経年変 化を求めた。この結果、日数は年々変動が大 きく、統計初期の 1950 年代に比べて統計末期 の2010年代では日数が約2日間延びた。日数 の短い上位10年、長い上位10年をそれぞれ 抽出し、1月1日から満開日までの日数と解 析対象領域での気象(気温・降水量・太陽放 射・地上風)との関係を調査した(第2図)。 開花から満開までの日数差が小さい年は、2 月~3月上旬にかけての平均気温が2~6℃で 推移したが、日数差が大きい年は同期間の平 均気温 7℃前後で推移した。また、西日本を 中心に日数差が大きくなる年の方が、気温が 高くなることがわかった。次に、1月1日か ら満開日までの日平均降水量を積算したとこ ろ、日数差による差は見られなかったが、日 数差が大きい年は、日本海側で降水量が少な く太平洋側で多くなった。降水量の分布にほ ぼ整合する形で、日数差が大きい年は太平洋 側で日射が弱く、日本海側で強かった。地上 風の分布には大きな差が見られなかった。

3.3 「とのさまかえる」

3.3.1 初見日と気象

初見日が早い上位5年は統計初期に近く平 均は4月8日、遅い年上位5年は統計末期に





赤線は開花日から満開日までの日数差が大きい上位10年(1960, 1966, 1987, 1993, 2006, 2007, 2009, 2010, 2016, 2019年)、青線は日数差が小さい上位10年(1964, 1968, 1971, 1974, 1980, 1983, 1984, 1994, 2005, 2015年)、縦軸は気温、横軸は1月1日からの積算日数を示す。

近く平均は5月9日となった。両者の時間差 は約1か月であった。両年の総観場の相違に ついて、平均日の前後5日平均図を用いて気 圧配置や風系を確認した。早い年は中国大陸 からの北寄りの風系であるのに対して、遅い 年は太平洋高気圧からの南寄りの風系であっ た。対象9官署を含む解析対象領域での初見 日と気象要素には、初見日が早い方が降水量 は多く、下向き太陽放射は少ない傾向となっ た。具体的には、初見が早い年(「統計初期」 「前半」)は寒の戻りを境に、気温は上昇し たが、この期間顕熱・潜熱はピークを過ぎつ つあった。長波放射から対流活動が強まる環 境場が形成され降水量は増加した。初見日が 遅い年(「統計末期」「後半」)は寒の戻り は弱く、太陽放射(下向き放射)から、地表 面は徐々に温められる傾向にあった。気温は 順調に昇温した。この期間顕熱・潜熱は増加 に向かうが長波放射から対流活動が強まる環 境場になく降水量は少なかった。

3.3.2 生態

一般的には、「啓蟄」の頃に活動を開始し、 太陽の暖かさで目覚め、4月~5月頃に繁殖す ると言われる。種類により異なるが、以下の ことが知られている。(1)変態には温度が高い 方が有利である。(2)冬眠の深さは 15~20cm が多く温度は5~10℃である。(3)越冬場所は 水田より畑地が多い。(4)皮膚が濡れると皮膚 呼吸しやすくなり活発となる。(5)冬眠から目 覚めると繁殖するため雨が必要となる。種類 によっては、1~2月頃に一旦目覚め、繁殖し てからまた眠り、5月頃に再び起きる種もあ る。以上の特性を加味して、第3図には「と のさまかえる」の生態と気温との関係を、第 1表には第3図で示した時期の気象要素をそ れぞれ示す(注:具体的な日時については、 生態は種類により一様ではないため主観が入 っていることに留意が必要となる)。

4. 考察

4.1 社会環境

温暖化等の地球環境の変化が、生物多様性 に対する危機の一つに数えられている(環境 省,2012)。具体的には、植物の開花や結実の 時期、昆虫の発生時期等の生物季節に変化が 生じると考えられている。 温暖化 (気温上昇) と共に、「さくら」の開花や満開は観測日が早 くなったが、「とのさまかえる」の初見は遅く なった。温暖化にありながら「とのさまかえ る」の初見日が遅くなった背景として、外的 環境(社会環境)が大きく変わってきたこと が容易に推定される。農地面積は1961年(609 万 ha)をピークに一貫して減少しており(農 林水産省, 2019)、農地の改廃要因には農地の 放棄と宅地等への転換が大部分を占めている が、農地放棄面積は1985年以降増加し農地の 拡張面積は減少している。環境変化に伴う固 体数自体の減少も観測環境の背景にある。



第3図 「とのさまかえる」の生態と気温変化の模式図

初見が早い5年(1959,1960,1964,1979,1982)と初見が遅い5年(2001,2005,2013,2014,2019) から、生態を加味して初見日までに着目すべき時期を示した。縦軸は気温(℃)。

第1表 「とのさまかえる」の生態と気象要素との関係

上段は観測初見が早い5年平均(前半:4/6~4/10) を、下段は観測初見が遅い5年平均(後半:5/7~5/11) を示す。数値は5日移動平均。「とのさまかえる」の生態については第3.3.2節参照。用いた気象官署は岡 山・奈良・彦根・鳥取・高知・津・福井・宇都宮・長野の9官署。解析では解析対象9官署をほぼ含む領域 (33°~36°N,133°~138°E)を設定し領域内の気象要素を解析した。ステージ①~ステージ③では「前半」 「後半」とも大きな変化はなく、ステージ④で違いが顕著となった。解析では「降水量」に着目した。

| | 気象要素 | 気温 (°C) | 降水量 (mm) | 顕熱フラックス (W/m ²) | 潜熱フラックス (W/m ²) | 太陽放射フラックス (W/m ²) | 長波放射フラックス (W/m ²) | 「とのさまかえる」の生 態 | |
|-------|----------|-------------------|-------------|--------------------------------|--------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|------------------|--|
| ステージ① | 寒の戻り | 6.0 | 2.3 | 70.8 | 130.0 | -134.0 | 97.1 | 冬眠から目覚める頃 | |
| | (2/13) | 5.3 | 3.9 | 76.0 | 140.3 | -129.1 | 85.5 | (前準備) | |
| ステージ② | 「啓蟄」の頃 | 9.2 | 3.7 | 49.0 | 102.1 | -153.0 | 82.7 | 土の中から這い出す頃 | |
| | (3/6) | 8.1 | 3.2 | 66.7 | 138.8 | -165.9 | 97.6 | (様子見) | |
| ステージ3 | 気温10°Cの頃 | 8.1 | 3.4 | 68.4 | 130.0 | -167.2 | 87.9 | 冬眠から目覚める頃 | |
| | (3/18) | 8.0 | 3.4 | 65.0 | 127.6 | -170.2 | 94.4 | (本場) | |
| ステージ④ | 一時的な寒の戻り | 8.3 | 3.7 | 68.7 | 133.0 | -179.5 | 91.3 | 環境条件 (最終的判断) | |
| | (3/13) | 11.5 | 4.3 | 36.1 | 100.2 | -168.1 | 80.4 | | |
| | 急激な気温昇温 | 12.0 | 5.7 | 45.4 | 112.2 | -167.6 | 66.7 | | |
| | (4/2) | 10.9 | 2.2 | 59.0 | 122.1 | -213.1 | 86.0 | | |

4.2 温暖化

「さくら」では以下のことが推察された。 開花日・満開日が早い年と両者の日数差が大 きい年は統計末期(近年)に多く、特徴とし ては2月以降の気温が高い傾向にあった。開 花日より満開日の早まりが緩やかな理由とし て、2月~3月上旬に厳しい冷え込みが緩和さ れたことが要因の一つとして考えられる。具 体的には、冬型の気圧配置が続かず日本の南 を低気圧が通過しやすい年が増加しているこ とが推察された。

「とのさまかえる」では以下のことが推察 された。初見日の状況から、気温よりも降水 量の影響の方が大きいことがわかった。寒の 戻りがあって、一旦寒くなって再び暖かくな るという「気温サイクル」から、近年は気温 の大きな変化が減ってきているためと思われ る。このことは、「さくら」で述べた2月~3 月上旬に厳しい冷え込みが緩和されているこ とにも関係していると推定される。植物の場 合、休眠打破等の現象から、開花や満開には 気温の積算が影響することが多いが、生態か ら動物の場合は積算よりも日々の変化の方が 重要となってくると思われる。

5. まとめ

解析を通して以下のことがわかった。 「さくら」:近年は2月~3月にかけての冷 え込みが弱いこと。開花や満開が早い年や開 花日と満開日の日数差が長くなる年が近年 増えている。開花と満開に起因するのは2 月~3月の気温である。温暖化に伴う暖冬傾 向を反映して冬型の気圧配置が続かない年 の増加が推察された。

「とのさまかえる」:近年は気温の大きな変 化が減ってきている。初見日は遅くなる傾向 にあった。農地面積の減少や「中干し」等の 農村における生態に関係した人為的要因や個 体数自体が減少していることが推定された。 生態を加味した着目時期を第3図に示した。

参考文献

- 樋口広芳,小池重人,2008:温暖化が動植物 の生物季節や分布に与える影響,森林科 学,52,2,9-13.
- Doi, H., 2007: Winter flowering phenology
 of Japanese apricot Prunus ume reflects
 of climate change across Japan.
 Climate Res, 34, 99-104.
- 渡邊朋紀,牧田広道,2019:生物季節観測デ ータの利活用,愛媛県府県研究会,編集中.
- 環境省,2012:生物多様性国家戦略 2012-2020, 報道発表資料(H24.9.28) (http://www.env.go.jp/press/press.php?seria

(http://www.env.go.jp/press/press.php;serra 1=15758)

- 農林水産省,2019:令和元年耕地面積, (http://www.maff.go.jp/j/tokei/kouhyou/ sakumotu/menseki/attach/pdf/index-26.pdf)
- *1iTacs (Interactive Tool for Analysis of the Climate System)

(https://extreme.kishou.go.jp/tool/itacs-tcc2015/)

ドイツ・北欧と日本の「夏」の気候と季節感の違いに注目した大学での授業実践

ーESD 的視点の育成へ向けた気候と音楽との学際的連携ー

*加藤内藏進(岡山大学大学院教育学研究科(理科)・加藤晴子(岐阜聖徳学園大学教育学部(音楽)) 大谷和男(テレビせとうち)

1. はじめに

持続可能な社会を築くための次世代の担い手を育て るための教育である ESD (Education for Sustainable Development)の取り組みにおいて、気候教育は環境、 防災、気候変動の教育として ESD の重要な取り組み分 野の一つである。しかも、ESD で取り組む別の分野で ある文化・国際理解教育においても、気候教育は、例 えば音楽との学際的連携を通して大きく貢献しうる。 更に、気候システムは種々の分野との関わりが大きい だけでなく、非線型的な絡み合い、種々の要素の関わ り等で一筋縄ではいかない複雑さを持つ。従って、気 候教育やそれを軸とする学際教育は、ESD の根幹とし て不可欠な、種々の問題の複雑な関わりや繋がり、多 様性等の尊重、「異質な他者への理解 (Understanding of Heterogeneous Others)」、等も正視することへの価 値観、資質等の育成、いわば「ESD 的視点」の育成へ

の貢献も大きい(第1図)。更には、このような取り組 みが学校現場に浸透するためには、気象・気候や文化 理解に関するリテラシー自体を高めつつ、ESD 的視点 を育成する教師教育プログラムの開発が必要となる。



第1図 気象・気候教育のESDにおける関わり。日本ユネスコ 国内委員会(2006)の図(右側)に,筆者が補足説明等を加筆。

本グループは、これまでにも、多数の研究協力者と の共同研究を通して、主に日本やドイツ、北欧におけ る多彩な季節サイクルや季節感を接点に、学際的知見 を統合し、それに基づき小中高校、大学(特に「教師 教育として」)でのESDを取り込んだ学際的気候・文化 理解教育の指導法開発を行ってきた。それら一連の成 果の一部は、加藤・加藤(2014, 2019)に体系化した。

勿論、気候や季節サイクルの理解は、歌などを通し た文化理解やその教育にとっての背景として大変重要 のものの一つである。逆に、歌に表現された気候や季 節を味わい、人々の感じ方を知ることを通して、気候 や季節について科学的に理解を深めるためのデータ分 析の際の興味深い視点を得ることが出来る。なぜなら、 人の感じ方の多様性があるが故に、例えば、「幅のある 季節」のどの側面を強く感じるかで、作品や表現活動 における多様性へと大きく反映されうる。従って、デ ータだけを見ている際には見過ごされてしまった点に、 再度、注視を投げかけ得るからである。

更にその際に、上述のような「気候と音楽との双方 向の往還」を、自分たちにとり必ずしも身近でない地 域を敢えて対象として行う意味は大きい。それは、気 象・気候のデータからの把握、作品や伝統行事に表現 された自然の様子や人々の感情の想像、等を通して「も し自分がその場にいるとしたら?」という思考を行う ことになり、ESD の根幹の一つでもある「異質な他者 への理解」の育成、つまり、自分たちとは異なる背景 を持つ社会・自然や人間を理解しようとする視点の育 成にも繋がるからである。



第2図 ドイツや北欧の位置や広がり。対応する緯度帯に、同じ縮尺で 日本列島の位置を太枠で囲んで挿入。アルプス山脈の位置の概略も示す (加藤他 2019)。 ところで、季節を表す同じ語であっても、実は、地 域毎にかなり異なる気候学的内容や季節感を表してい る。そこで、本研究では、ESD 的視点の育成(特に、「異 質な他者」の理解)への第一歩として、「例えば『夏』 と同じ言葉で呼ばれる季節であっても、どの地域のど んな状況であるかで、こんなに違うのだ」という点へ の深い気づきを促す授業を試行し、結果を分析した。 具体的には、日本と比較する視点で、ドイツや北欧を 取り上げた(第2図)。

2. 北欧, ドイツ, 日本列島における季節サイクルの中 でみる夏の特徴(気温等を中心に)

日本列島(九州〜関東)の例として35N/135E,ドイ ツ中南部の例として50N/10E,北欧(フィンランドの ヘルシンキの約500km 東方)の例として60N/30Eにお ける地上の日平均気温の時系列を,NCEP/NCAR 再解析 データに基づき10年分重ねて第3図に例示する(加藤 他2019)。また,日本,ドイツ,北欧における日射の 諸要素の比較も第4図に示す(加藤他2019)。



第3図 日平均地上気温(T2m)(°C)の時系列を,2000/01~2010/11年について重ねたもの(赤い実線は0°C,オレンジの破線は20°C を示す)。35N/135E(日本列島),50N/10E(ドイツ中南部),60N/30E(フィンランドのヘルシンキの約500km 東方)について示す。横軸は、各月の初日の位置に月の名称を記した。加藤他(2019)の図に補足説明を加えた。



第4図 左から順に、日本(35N)やドイツ(50N)、北欧(60N)で比較した大気上端での日平均日射量(W/m²)、太陽の南中高度(°)、 昼間の長さ(h/日)の季節変化、及び、夏至における太陽高度の日変化(°)(時刻は、地方時で示す)。加藤他(2019)より。

ドイツ語文化圏では夏と冬の2つの季節の交代とい う季節の捉え方もなされており(小塩1982;宮下1982), しかも、「厳しい冬」と戦って(「夏」あるいは「春」) が「冬」を追い出すという伝統行事「ファスナハト」 (Fasnacht)がある(武田1980)。このような「何と しても追い出したい冬の厳しさ」という季節感は、単 に平均気温が低いだけでなく、アイスランド低気圧の 季節内変動の影響も受けて日々の変動が大きい中での、 極端な低温日の頻出で特徴づけられる(加藤他2017; 濱木他2018)。一方,5月頃には6~8月頃(「夏」)に 匹敵する日平均気温の日もしばしば出現するようにな るものの,「夏」の日々の気温の変動も大きい。また, この時期の平均気温が九州~関東の盛夏期に比べてか なり低いだけでなく,日平均気温10℃少々の日(九州 ~関東の4月始め頃の平均気温)もしばしば出現する。 また,本稿では紙面の関係で割愛するが,6~8月の降 水の特徴も日本付近と大きく異なる。

一方,北欧では、冬の日平均気温の変動が特に大き く、ドイツよりも更に極端な低温日が4月初め頃まで 出現する。夏至の後、7月頃までが平均気温のピーク で、その後は、日々の大きな変動も伴いながら急降温 する。なお、9月には日平均気温5℃程度の日も現れ始 める。日射に関しては、北欧でも夏至の頃だけは、昼 間の長さがかなり長くなることを反映して、1日で積 算した晴天日の日射量が日本と同程度になる。但し、

日射の強い時間帯も増加するが、例えば太陽高度が 30°を下回ってから日没までの時間の長さの違いで も示唆されるように、「何となく明るい」あるいは「暗 くならない」時間帯も長く(右端の図)、絵画に表現さ れた夏の北欧の独特な季節感にも関連している(加藤 他 2019)。

授業の内容

本研究では、1. で述べた視点に関して、2. で述 べたような気候学的知見をベースに、以下のような 2 つの学際的授業実践を大学にて行った。本稿では、そ の中の音楽との連携の部分について報告する。

3.1 授業の概要

〈授業実践1〉

講義名:くらしと環境(岡山大学教育学部2015年度集中講義の最終日。「教職に関する科目に準じる科目」の中の,教科横断的考察力の育成を狙った科目群の一つ) 受講生:複数の専修1~4年生(26名)

担当者 : 加藤内藏進 (気象・気候),加藤晴子 (音楽, ゲスト)赤木里香子 (美術)

気候・気象:ドイツと日本の夏…比較を交えながら気候や季節の変化の特徴を捉える。

音楽: 〈鑑賞活動〉 季節の行事や季節を歌った歌から, 当該地域に住む人々の季節感を意識する。

〈創作活動〉替え歌つくり:ドイツと日本の季節や季節感の違いに注目し、ドイツと日本の各々の夏を表現する。旋律 "Alles neu macht der Mai" 《5月はすべてを新しくする》を利用。学生は、自作の解説も付した。

〈授業実践2〉

講義名:くらしと環境(岡山大学教育学部 2018 年度 集中講義の最終日。科目の位置づけは,実践1と同様) 受講生:複数の専修1~4 年生(37名)

担当者 : 加藤内藏進(気象・気候), 加藤晴子(音楽, ゲスト)赤木里香子(美術)

気候・気象:ドイツ及び北欧と日本の夏…比較を交え ながら気候や季節の変化の特徴を捉える

(日々や年々の変動性の大きさに関して,第3図のような,実践1よりも更に具体的なデータを示す)。

音楽: テーマ「祭り」(夏祭り)

〈鑑賞活動〉:季節の移り変わりと人々の暮らし、季節の行事から当該地域の人々の季節感を意識。

- ・フィンランドの夏至祭(ユハンヌス)…迎える夏
- ・日本の夏祭り(例:東北地方),花火大会…納涼

〈創作活動〉替え歌つくり:フィンランドと日本について、季節の事象や季節感の違いに注目して、《ふるさと》(高野辰之・岡野貞一)の旋律にオリジナルの歌詞を付ける(日本とフィンランド)。自分の作品の歌詞の説明(表現したいこと、注目した点)を記す。

3.2 学習活動の内容に関する補足

《授業実践 1》では、ドイツの季節の行事や季節を 歌った歌に関して、民謡《夏が来た》、《冬よ、さよう なら》、《5月はすべてを新しくする》(「ちょうちょう」 と同じ旋律)等を提示し、冬からの決別や寒さからの 解放の喜びなどに関連して、例えば、「夏が勝った」「冬 との別れ」のような歌詞に注目させた。また、冬の追 い出しの行事〈ファスナハト〉では、実際の行事の映 像も視聴し(植田・江波戸 1988)、「冬との対決」で「春 が勝利」するという季節感を提示した。

一方,《授業実践2》での北欧に関しては,年間を通 した季節の変化の中での自然と人々の生活の一旦に関 する映像を視聴するとともに,《2月がやってきた》, 《春の調べ》,《夏至祭の夜》,《カンガサーラの夏の日》 等の民謡を鑑賞した。その中で,

《2 月がやってきた》:生あるものは皆夢から覚めス キーやそりをだして急ぎましょう,

《春の調べ》:雪は解け もう花の小道が続く 氷は流れ もう白夜の季節は近い 今は希望と愛のとき,

《夏至祭の夜》:待ちに待った夏至祭がやってきた 澄 み切った空が青く輝く,

等の歌詞に注目し、大変厳しい冬を過ごす中にも次の 季節へ繋がる明るさも感じられる歌詞に注目出来た。 また、夏を迎えて祝う季節の行事〈夏至祭(ユハンヌ ス)〉についても解説した。

なお、日本の夏、特に九州~関東での平均気温がド イツやフィンランドに比べてかなり高いことや変動性 の違い、降水量やその変動性の違い、及び、日本列島 の中でも東北日本の夏は状況によってはやませの影響 で顕著な冷夏になることもあり、気温の変動性が特に 大きいこと、等について、最終日の前までに説明を済 ませておいた。

4. 学生の作品等に基づく学習活動の分析・考察

学生の作品やそれに付した学生の解説,あるいは, 気象・気象に関するレポートの関連部分の解答状況を 分析した。主な特筆点は以下の通りである。

4.1 実践1で学生が作った替え歌(全26作品)の作

品やその学生自身による解説に見る着眼点

作品には、大きく次の3つの傾向の違いがあった。 ① 季節の移り変わり方自体の違いに注目

(例) ドイツ:冬が終わったらすぐに夏。日本:冬 の長さや厳しさはドイツが上。次第に夏の雰囲気が強 まる。蝉の鳴き声が長い夏の始まりから終わりまでを 感じさせる。

② 生活の中で、季節を感じさせる現象、それらと生活の中での行為や行動との関わり

(例) ドイツ:日射,過ごしやすさや戸外で過ごす 楽しみ。日本:梅雨が明けて本格的な夏。湿気。

③ 季節,気候によりもたらされる心情の違いや多様性

(例) ドイツ:暗い冬がやっと終わる安堵感(悪魔 が去る)。待ちに待った夏到来の喜び,日本:暑い夏の 始まりを強い日差しで感じる。夏の期待に胸を膨らま せつつ,暑さに耐えられず家の中で過ごす。

以上の作品において、「夏と冬との戦い、入れ替わり」 (ドイツ)、ドイツの夏が日本(北日本以外)ほど蒸し 暑くないことは、多くの学生の作品や解説でかなり意 識されていたようにも思われる。

4.2 実践2で学生が作った替え歌(全37作品)の表 現やその傾向

作品を大きく整理すると、①情景描写(季節の事象 や情景の描写が中心の表現),②心情表現、③季節の特 徴をテーマ、の何れかの傾向の作品に分けられた。 〈日本〉

・表現のテーマ、視点が多様

・自らの体験が歌詞つくりの土台

①情景描写:夏のイベント、風物詩等、季節を代表する出来事や行事をテーマにしたもの(16)
 ②心情表現:夏の思い出、等(7)秋の到来、寂しさ、

等(6)、夏の印象(エネルギッシュな夏、他)(4)

③季節の特徴をテーマ:夏の暑さ,他(4)

〈フィンランド〉

・夏の到来の心情へ注目、思いを馳せる

・季節の特徴に注目

・自分たちが暮らしている地とは異質の気候や自然の 環境に注目

①情景描写: ユハンヌスの光景, 他(8)

②心情表現:夏の到来の喜び,他(13)

③季節の特徴をテーマ:短い夏,他(16)

※上記の()内は、当該作品の人数

4.3 学際的学習「気候・気象×音楽」について

《授業実践 2》での、気候・気象に関するレポート 中の、次の①、②に関する記述内容について整理した (カッコ内は人数)

①ドイツ付近のファスナハトに関連する冬の気象・気

候や季節感(日本との比較の視点で)

・平均気温が少し低いだけでなく、大きな日々の変動の中で極端な低温日も出現(32)

・夏の気温も高くなく、特に、日々の変動の中で冷涼な日も出現(8)

②北欧の夏の気候や季節感(日本との比較の視点で)

・夏の終わりが早い(26),夏の気温が低い(17),8,9月にはかなり寒い日も出現(17)

・日射の強さや昼間の長さ(11)

・夏の雨の違い(6),湿気の違い(9),東北では冷夏

も (1), 日々の気温変動も大 (2)

なお、作品の中には、平均気温や日射だけでなく、 日々の気温の変動も意識されていたものが少なくない 可能性も示唆されたが(例:〈フィンランド〉「夏の到 来の喜び」「短い夏」、〈日本〉「夏の暑さ」「エネルギッ シュな夏」等)、気象・気候の内容のレポートでもその ような記述が少なからずあり、気候の学習内容が創作 にある程度反映されたものと考えられる。

5. 成果と今後の課題

本実践結果は、文化理解教育で気象・気候と連携する際に、気候系の平均値だけでなく、種々の変動幅(バリエーション)にも目を向けて学生が創作活動を行ったことを示唆しており、ESD的視点育成へ向けた一つのステップたりうる可能性が分かる。

但し、「気象・気候の理解+作品等の鑑賞」を踏まえ た「創作活動」の後、再度「作品や伝統行事・生活文 化を見直す」ことにより、文化理解教育自体の深化を 図る点は、今後に残された課題と考える。

引用文献(一部省略)

加藤晴子・加藤内藏進,2014: 『気候と音楽―日本やドイツの 春と歌―』。協同出版社,全168頁。

加藤晴子・加藤内藏進,2019:『気候と音楽 歌から広がる文化 理解と ESD 』。協同出版社,全168 頁。

- 加藤内藏進・加藤晴子・赤木里香子・大谷和男,2019:ESD 的 視点の育成を意識した気候と文化理解教育との連携―北欧の 気候と季節感を例とする大学での授業実践の報告―。岡山大 学教師教育開発センター紀要,9,183-198。
- 加藤内藏進・加藤晴子・大谷和男・濱木達也・垪和優一,2017: 冬の気候と季節感の違いに注目した大学での学際的授業の開 発(ドイツと日本列島付近とを比較して)。岡山大学教師教育 開発センター紀要,7,157-166。
- 濱木達也・加藤内藏進・大谷和男・加藤晴子・松本健吾,2018: ドイツ付近の冬における日々の大きな気温変動に関する総観 気候学的解析(冬の追い出しの行事「ファスナハト」における 季節感に関連して)。岡山大学地球科学研究報告,25,7-17。

让本久美子(岡山大学大学院環境生命科学研究科)

1. はじめに

インドシナ半島南部に位置するカンボジア (図-1(a))は、アジアモンスーンの影響を受 けて雨季と乾季を有する地域であるが,周辺地 域に比べて雨季の開始が早く終了が遅い傾向 にあることが知られている(例えば Matsumoto, 1997). また、現地の人々の間では、乾季にも 一定の雨が降ることが知られており,こうした 「乾季の雨」を指す"Phleang Khoker"という現 地語は,現地では「幸せ」を象徴する用語とし て比喩的に用いられ,恵みの雨として認識され ている.この「乾季の雨」が卓越する地域や時 刻は, プレモンスーン期とポストモンスーン期 とでそれぞれ異なっているが,いずれの期間の 降水に対しても、同国の中央部に位置する巨大 湖沼トンレサップ湖(図1(b))とその周辺陸域 との間で形成される局地循環流が影響してい ることが示されている(辻本・小池, 2008).

トンレサップ湖は東南アジア最大の淡水湖 であり、メコン川およびカンボジア平原の自然 氾濫原としての役割を果たしているため, 乾季 には琵琶湖の約3.3倍(約2,400km²)の面積で ある一方,雨季にはその5倍程度まで拡大す る.カンボジアにおける農地灌漑率は1~2割 と低く,農業用水のほとんどは雨水や湖水に依 存しているため,湖の氾濫水は乾季農業にとっ て貴重な水資源であり、湖周辺平野部では氾濫 水を利用した農業は広く行われている(図-2). これに対し、辻本・小池(2008)による領域気 象モデルと熱帯降雨観測衛星 TRMM 観測デー タの解析からは、湖の西岸 100km 程度内の広 範囲でポストモンスーン期の深夜から早朝に かけて降水が生じていること, それが局地循環 流によって生起していること, が示されている. この地域がちょうど同国の穀倉地帯に該当し ていることから、湖の氾濫水を直接利用できな い湖から離れた地域でも,「湖の存在→局地循 環流形成→降水生起」という間接形態で湖が農 業水利に貢献している可能性が示唆される(図 -2. 计本·小池、2009).

湖と周辺陸域との間で形成される局地循環 流のうち,湖陸の熱的コントラストに起因する 湖陸循環については,理論上,コリオリカが小 さい低緯度では昼間に比べて夜間の陸風循環 が発達しにくいことが指摘されている(Yan and Anthes, 1987). Tsujimoto and Koike (2013)



図-1(a)カンボジアの位置および(b)現地観測 地点.中央の水色域はトンレサップ湖.☆印が ラジオゾンデ放球および地表面乱流フラック ス観測地点(湖上および湖岸).湖上の☆地点 が増本ら(2007)の観測所.数字が地上観測地 点で,緑,ピンク,青色はそれぞれ0.2,0.5, 1.0mm/countの転倒マス自記雨量計を示す.



図-2 湖水の直接的利用形態と間接的利用形態.
は,現地で気象観測を行い,風向・風速,気温・ 比湿が夜間に明瞭に変化するなど陸風が発達 していることを観測データから確認した上で、 運輸多目的衛星MTSATによる可視画像と領域 気象モデルによる解析から,当地の夜間の陸風 循環の発達には、この湖特有の高い湖面温度が 大きく影響していることを示した. 湖面温度に ついては、増本ら(2007)が2003年以降継続 している湖上観測(図-1(b))データから,年 間を通して 30℃以上と高く保たれていること が確認できている.こうして発達した陸風循環 が、インドシナ半島東部のアンナン山脈(図-1(a))からの夜間の斜面下降風と相互に作用す ることで、ポストモンスーン期の湖西岸域の平 野部で深夜から早朝に特徴的な降水現象が生 じていると考えられる(辻本・小池, 2011, 2012).

同国およびその周辺域では近年,森林伐採や 灌漑農地の拡大が急速に進んでおり,さらに, トンレサップ湖に接続するメコン川の上流域 ではダム開発も進んでいることから,当地域で は,地表面状態が経年的にもダイナミックに変 化してきている.こうした地表面状態の変化が, プレモンスーン期やポストモンスーン期の降 水に対してどのような影響を及ぼすか,また, 気候変動による総観規模の大気場の変化がそ れに対してどのような影響を及ぼすか,さらに, それらによる降水変化が地域の水資源や農業 にどのような影響を及ぼすか,という点は,同 国の将来の水・食料管理を考えていく上で評価 すべき重要な要素である.

一方で、カンボジアではラジオゾンデ等によ る高層気象観測は現業では実施されておらず、 したがって全球客観解析データには当該域上 空の地上由来データは反映されていない. 巨大 湖の存在や,その湖面積の季節変化に伴う多様 で独特な地表面が広範囲にわたって存在して いる状況を考えると,周辺地域とは異なる大気 場が形成されている可能性が高く,周辺国の高 層気象観測のみでは捉えきることができない 現象が存在している可能性がある.前述した湖 面温度についても、米国国立環境予測センター (NCEP) が作成・公開している全球客観解析 データ FNL では周辺海域の海面温度と同程度 で与えられているが、この値は観測値よりも 5℃程度低く、その温度を用いて領域気象モデ ルで同様に計算した場合には,陸風循環の発達 は弱かった(Tsujimoto and Koike, 2013). この ことからも、現地気象観測データに乏しい地域 においては、全球再解析データの物理的ダウン スケーリングのみでは、局地的降水現象の把 握・メカニズム解明には不十分であると考えら れる.現地での調査・観測に基づく情報をデー タ同化によって反映させながら対象域の大気 -陸面過程を計算する必要性が高いと言える.

そこで著者らは、2009年以降、気象・降水に 関する地上観測所をカンボジア国内 33 地点で 整備し,現在まで継続してデータを取得するこ とで、当地の降水現象の実態把握(Tsujimoto et al., 2018) や領域気象モデル計算値および衛星 観測データの検証等に用いてきた. また 2013 年には, 高層気象および地表面からの水蒸気・ 熱フラックスの集中観測を実施し、それに基づ いてデータ同化した領域気象モデル計算値を 用いて再検討を行った. さらに, 2012 年にカン ボジア国内に初めて導入された地上降水レー ダーTECHO SEN による観測データを大気デー タ同化に用いること,宇宙航空研究開発機構 (JAXA)による水循環変動観測衛星 GCOM-W 搭載の高性能マイクロ波放射計2(AMSR2)に よる観測輝度温度データを大気陸面データ同 化に用いること、を検討し、現在、データの準 備およびアルゴリズムの検討を行っている.本 稿では、こうした陸面状態に起因する局地循環 性降水の現状把握・メカニズム解明・予測精度 向上に向けて,大気陸面データ同化を用いた領 域気象モデルによる解析を行っている進行中 の研究について、その概略を紹介する.

2. 高層気象観測データ取得・同化による効果

2.1 領域気象モデル

対象域における大気場の計算には、米国大気 研究センター(NCAR)が開発・公開している Weather Research and Forecasting Model(WRF) を用い、これに組み込まれた3次元変分法に基 づくデータ同化システムWRF 3DVARを用い てデータ同化計算を行った.計算に用いる初期 値・側方境界にはNCEPのFNL(1.0度等経度 経度)を用いた.

2.2 ラジオゾンデによる高層気象観測の実施

2013 年 11 月 8 日から 2013 年 11 月 19 日に かけて,カンボジア国内の 2 地点で同時に,ラ ジオゾンデによる高層気象観測を計 34 回行っ た. ゾンデ放球地点は図-1 (b)の星印で示した 2 地点であり,トンレサップ湖の湖上 Chong Khneas 地点(北緯 13.2 度,東経 103.8 度)と 湖西部の水田上 Pursat 地点(北緯 12.5 度,東 経 103.9 度)である.安全管理上の制約から主 として昼間に観測を行ったが,1日のみ,終夜 連続して観測を行った.

またこれらのゾンデ放球地点では,オープン

パスガスアナライザー(LI-COR 社 LI-7500A) および3次元超音波風向風速温度計(ソニック 社 SAT-550)を用い,渦相関法によって地表面 からの熱・水蒸気の乱流フラックスも測定した. 同期間の増本ら(2007)による Chong Khneas 地 点の観測データも参照し,WRF 計算時の湖面 温度にはこの地点の観測データを湖面全体に 対して均一に与えた.

2.3 衛星観測データの収集と解析

 湖域の特定:前述のように、トンレサップ 湖の湖面積は大きな季節変化を示すため、既存 の土地利用データセットを用いることは適切 ではない.本研究では、GCOM-W/AMSR2の高 周波(89GHz 分解能:5km×3km)観測データか ら推定した湖域を、WRFの下部境界条件とし て用いた(図-3).

 海面温度データ:NCEP 海洋モデリング・ 解析部 (MMAB) が全球客観解析データとして 提供しているデータセット (0.5 度等緯度経度, 日単位)を用い,WRF の下部境界条件として 外的にこれを与えた.

③ 降水量データ: JAXA による衛星降水量プロダクト(GSMaP)の再解析版(ver.6)を利用し、これを独自に観測・収集した地上降水量データ(Tsujimoto et al., 2018)と併せて利用することで計算結果の検証に用いた。

2.4 計算結果と高層気象データ同化の効果

集中気象観測を行った 2013 年 11 月につい ても、これまでの数値計算と衛星データ解析で 示唆されていたように、乾季前半(11 月頃)に トンレサップ湖西部の平野部で深夜から早朝 にかけて降水が発生しやすいことが、地上観測 および衛星観測の降水量データから確認され た(図-4(c)).

標高分布(図-1(b))と併せて見ると,デー タ同化をせずにWRFで計算した場合には湖南 西部の山岳部で降水が生じる一方,データ同化 を行うと降水域が南東に移動し,湖岸の山麓平 野部で降水が生じている(図-4(a)-(b)).計算 領域全体(約450km四方)の中では降水域の 位置の差異は小さく見えるものの,現地住民に とっては,より多くの人々が暮らし,農業を営 んでいる山麓平野部の農村地帯で降水が卓越 するか,人々が少ない山岳域で降水が卓越する か,ということは,乾季の貴重な水資源管理に とって重要な違いである.本地域の実際の降水 現象が南西山岳部ではなく山麓平野部で生じ ていることは,衛星降水量データからも支持さ れる(図-4(c)). 一方,地表面でのフラックス観測結果からは, 作付前の乾燥裸地状態であるプレモンスーン 期の水田(図-5(a))において,湛水し水稲が 生育しているポストモンスーンの水田(図-5(b))よりも潜熱フラックスが大きいなど, WRFによる計算結果(図省略)とは合致しに くい現象も多く確認され,土壌水分量や地表面 フラックスの計算精度向上の必要性が強く認 められた.また,各期間・各地点における5日 間の観測データから求めた平均的な熱収支残 差(純放射量-顕熱-潜熱)は、プレモンスー ン期には水田(裸地)で1.2MJ/day,湖で3.8



図-3. AMSR2 データから推定した対象時期の 湖水域. 湖域中の黒色閉曲線が地図上で定義さ れている湖域. その他の土地利用は米国地質調 査所(USGS) 作成データ.



図-4 2013 年 11 月 19 日深夜~早朝の降水量. 左より 2:00, 3:00, 4:00, 5:00 (現地時刻).



図-5 地表面乱流フラックス計測による潜熱・ 顕熱計算結果(5 日間の観測値からの平均値)

MJ/day, ポストモンスーン期には両地点で 3MJ/day 以上あった.純放射量に対して湖面や 水面からの蒸発が抑制されている実態が明ら かになり,余剰熱がどこに移動しているのか, 湖水の熱的環境とも併せて検討し,WRF 計算 時の水面フラックス計算に反映させていく必 要が認められた.

3. データ同化のための陸面モデルの再検討

前章で述べた大気データに加え, GCOM-W/AMSR2 の低周波(6.9GHz) での観測輝度温 度データを用いて表層土壌水分量を推定し,そ の情報をWRF での大気・陸面過程計算に同化 するべく,準備を進めている.この際には, AMSR2の観測フットプリント内に含まれる湖 域の影響を考慮して計算する必要がある.この ため、玉川ら(2018)による補正方法を用いる とともに,瀬戸内海に面する岡山県玉野市の水 田にて,実験用 C 帯マイクロ波放射測定装置 MMRS2-06/07VH-JE (三菱電機特機システム) を用いて AMSR2 と同じ周波数で観測を行い, 水域補正効果を検証している.また、シルトや 粘土分の多いアジア域や熱帯の土壌に対して は、陸面データ同化システム (LDAS-UT (玉川 ら, 2015) など) で利用されている湿潤土壌の 混合誘電率モデルの適合度が低い可能性があ り(辻本ら,2018),玉野市の水田など日本各 地の土壌試料を用いた誘電率の室内実験を行 いながら、モデル改良の検討を行っている. 今 後,これらのデータに基づいて陸面過程のモデ ル改良を行うとともに,湖に対する水温・熱移 動モデルを陸面過程モデルに組み込み,これら を WRF の陸面データ同化システムに取り込み ながら、局地的な降水現象の再現と予測の精度 向上を進めていきたいと考えている.

参考文献

増本隆夫, 辻本久美子, 宗村広昭, 2007, トンレサッ ブ湖畔と周辺都市・水田域における総合水文気象観 測とデータ解析, 農村工学研究所技報, 206, 219-236. Matsumoto, J, 1997, Seasonal Transition of Summer Rainy Season over Indochina and Adjacent Monsoon Region, Adv. Atmos. Sci., 14, 231-245. 玉川勝徳, R.Mohamed, 小池俊雄, 辻本久美子, 会田健太郎, 藤井秀幸, 増本隆夫, 2015, 陸面 データ同化手法を用いたカンボジア・プルサッ ト観測点での土壤水分推定手法の検討, 土木学 会論文集 B1(水工学), 71-4, I_409-I_414. 玉川勝徳, R.Mohamed, 小池俊雄, 2018, 水域と 灌漑域を考慮したカンボジアにおける AMSR2 輝度温度補正と土壤水分推定改善手法の検討, 土木学会論文集 B1(水工学), 74-4, I_271-I_276. 辻本久美子, 小池俊雄, 2008, トンレサップ湖周辺 域における局地循環による対流発生のメカニズム と水蒸気輸送への影響, 水工学論文集, 52, 247-252. 辻本久美子, 小池俊雄, 2009, トンレサップ湖 周辺域における局地循環性降水が乾季河川流 量に与える影響, 水工学論文集, 53, 337-342. 辻本久美子, 小池俊雄, 2011:カンボジアのポ ストモンスーン期降水に関わる広域大気場と 局地循環の相互作用, 土木学会論文集 B1(水工 学), 67-4, I 463-I 468.

辻本久美子,小池俊雄,2012:空間スケールの異 なる2つの日周変化システムとそれがインドシナ 半島内陸部ポストモンスーン期降水に与える影 響,土木学会論文集 B1(水工学),68-4, I_451-I_456 Tsujimoto, K. and T. Koike, 2013, Land-lake breezes at low latitudes: The case of Tonle Sap Lake in Cambodia, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 118, 6970-6980.

Tsujimoto, K., T. Ohta, K. Aida, K. Tamakawa, M. So Im, 2018, Diurnal Pattern of Rainfall in Cambodia: Its Regional Characteristics and Local Circulation, Progress in Earth and Planetary Science 5-39, 1-18. 辻本久美子,太田哲,森也寸志,2018,土壤水 分特性の考慮による統合水循環モデルとマイ クロ波衛星土壤水分量観測手法の同時改良, 土木学会論文集 B1(水工学),74-4, I_979-I_984. Yan, H. and R.A. Anthes, 1987, The Effect of Latitude on the Sea Breeze, Mon. Weather Rev., 115, 936–956.

謝辞

本研究は JSPS 科研費 (JP25820222, JP17H04484), 文部科学省データ統合・解析シ ステム (DIAS), JAXA 環境のための宇宙利用 プロジェクト (SAFE), JAXA 降水観測ミッシ ョン (PMM), JAXA 地球観測共同研究 (ER2GWF101)の支援を得て実施しました. 実施に際しては, カンボジア水資源気象省に多

大なご支援とご尽力を賜りました.岡山県内で の観測調査には、岡山大学の小松満准教授と岩 田徹准教授に多大なご支援とご助言を賜りま した.ここに記し深く謝意を表します.

本稿で紹介した一連の研究は、水災害・リス クマネジメント国際センター(ICHARM)の小 池俊雄教授、玉川勝徳研究員、会田健太郎研究 員、JAXAの藤井秀幸主任研究開発員、広島工 業大学の田中健路教授、秋田県立大学の増本隆 夫教授、防災科学技術研究所の上米良秀行研究 員、研究技術開発支援機構(U-PRIMO)の太田 哲氏など多くの研究者と共同で実施したもの であり、本稿はその成果の一部を紹介するもの です.