

例会講演要旨集

第 148 号

目 次

詳細目次・・表紙裏

例 会

1. 平成 30 年 7 月豪雨において高知県で観測された複数の線状降水帯・・・・・・・・・・・・・1
2. DSJRA-55 の高知市の豪雨の再現性について・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・5
3. 平成 30 年台風 24 号に伴い発生した竜巻親雲の構造・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・6
4. 香川県さぬき市鴨部(かべ)川に吹く風の日変化に関する研究・・・・・・・・・・・・・・・・・・10
5. やまじ風発生時の気象状況について(7) -法皇山脈上と麓の風の比較-・・・・・・・・・・14
6. 長期日降水量データを用いた四国の降水特性・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・18
7. 香川県北部の昇温トレンドについて・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・22
8. 近世天草高浜の気象復元(1793-1818 年) : 庄屋日記が描く気象変化・旱魃・風水害・・・・23
9. インド・アッサム州における 2017 年の降水の特徴と日変化・・・・・・・・・・・・・・・・・・27
10. 下層高温位気塊のラグランジュ的追跡によるアジアモンスーンオンセット理解・・・・・・30

特別講演

- 「地球温暖化のこれまでとこれから」・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・34
塩竈 秀夫 氏 (国立環境研究所地球環境研究センター 室長)

2019 年 12 月 6 日 (金)・7 日 (土)

香川大学幸町北キャンパス

研究交流棟 6F 生涯学習教育研究センター第一講義室

(高松市幸町 1 番 1 号)

日本気象学会関西支部

詳細目次

例 会

1. 平成 30 年 7 月豪雨において高知県で観測された複数の線状降水帯・・・1
*西井 章 (高知大学大学院理学専攻)・佐々 浩司 (高知大学理工学部)
2. DSJRA-55 の高知市の豪雨の再現性について・・・5
*柴田 清孝 (高知工科大学)
3. 平成 30 年台風 24 号に伴い発生した竜巻親雲の構造・・・6
*佐々 浩司 (高知大学理工学部)・西井 章 (高知大学大学院理学専攻)
4. 香川県さぬき市鴨部(かべ)川に吹く風の日変化に関する研究・・・10
*岡田 莉奈・寺尾 徹 (香川大学教育学部)
5. やまじ風発生時の気象状況について (7) -法皇山脈上と麓の風の比較-・・・14
森 征洋 (香川大学名誉教授)・紀井 伸章 (西条北中学校)・*寺尾 徹 (香川大学教育学部)
6. 長期日降水量データを用いた四国の降水特性・・・18
*村田 文絵・松山 沙紀・井上 達斗・山崎 理子・栗山 匡一朗 (高知大学)・釜堀 弘隆 (気象研究所)
松本 淳 (首都大学東京)
7. 香川県北部の昇温トレンドについて・・・22
川井 悠輔 (高知工科大学 (現ユニ・チャームプロダクツ))・*柴田 清孝 (高知工科大学)
8. 近世天草高浜の気象復元(1793-1818 年) : 庄屋日記が描く気象変化・早魃・風水害・・・23
*村山 聡・寺尾 徹 (香川大学教育学部)
9. インド・アッサム州における 2017 年の降水の特徴と日変化・・・27
*栗山 匡一朗・村田 文絵 (高知大学)・寺尾 徹 (香川大学)・山根 悠介 (常葉大学)
木口 雅司 (東京大学生産技術研究所)・福島 あずさ (神戸学院大学)・田上 雅浩 (芝浦工業大学)
林 泰一 (京都大学東南アジア地域研究研究所)
10. 下層高温位気塊のラグランジュ的追跡によるアジアモンスーンオンセット理解・・・30
*寺尾 徹 (香川大学教育学部)

(*は講演者)

特別講演

- 「地球温暖化のこれまでとこれから」・・・34
塩竈 秀夫 氏 (国立環境研究所地球環境研究センター 室長)

平成 30 年 7 月豪雨において高知県で観測された複数の線状降水帯

* 西井章(高知大学大学院理学専攻)・佐々浩司(高知大学理工学部)

1. はじめに

西日本を中心に記録的な大雨となった平成 30 年 7 月豪雨では、高知県で 6 月 28 日から 7 月 9 日にかけての期間降水量が最大約 2000 mm となった。また、この豪雨の期間中、高知県では太平洋高気圧の縁辺流、台風、停滞前線の 3 つの総観場の下で大雨が観測された(西井・佐々, 2018)。最も大雨への寄与が大きかった停滞前線による 7 月 5 日夜方~7 月 7 日未明にかけての期間は、高知県において複数の線状降水帯が観測された。ここではこれらの線状降水帯の環境場及び気流場について解析をおこなった結果を報告する。

2. 使用データ, 解析期間・手法

使用データは気象庁全国合成レーダー GPV, 気象庁 MSM 初期値, 気象庁室戸レーダーデータ, 高知大学 X バンド MP レーダーネットワークによる観測データである(図 1)。解析期間は線状降水帯が観測された前後の時刻を含む 2018 年 7 月 5 日 18:00JST~7 月 7 日 6:00 JST とした。全国合成レーダー GPV は線状降水帯の形状や積算降水量の解析に用いた。MSM 初期値は環境場の算出に用い、CAPE, K index (KI), 下層(高度 0.5 km と高度 2.5 km)の風の鉛直シア一, 中層(高度 2.5 km と 6.0 km)の鉛直シア一を算出した。室戸レーダーと高知大学レーダーのドップラー速度を用い、清水・前坂(2007)の三次元変分法により Dual-Doppler 解析を行った。

3. 観測された線状降水帯の特徴

解析期間中, 大小複数の線状降水帯が観測されたが, 本事例では特に 4 本(LINE A~D, 図 2)の幅・長さが突出していた。これらの線状降水

帯は LINE B と LINE C を除き異なる時間に観測された他, LINE C を除き形成位置は時間と共に西に移動していった。また, LINE B を除いて積算降水量 100 mm 以上の領域が海岸線付近に認められ, 上陸直前において発達・組織化したことが示唆された。これらの線状降水帯の持続時間は表 1 に示すように約 8~12 時間, 最大積算降水量は約 200~500 mm であり, 長さや幅はシステムによって異なっていた。走向は北東から後にできたものほど北寄りに変化していった。なお, 平成 30 年 7 月豪雨全期間(6 月 28 日 18:00JST~7 月 9 日 0:00JST)の総降水量に占めるこれらの線状降水帯による寄与率(図 2 下段)は最大でも 3 割強に留まっており, 平成 30 年 7 月豪雨においては線状降水帯による寄与は比較的小さかったことが示された。

4. 線状降水帯の環境場

LINE C と LINE D が観測された時間帯において高知アメダス付近の MSM 初期値から算出した CAPE, 風速シア一の変化を図 3 に示す。CAPE は 7 月 6 日 3:00JST から上昇をはじめ,

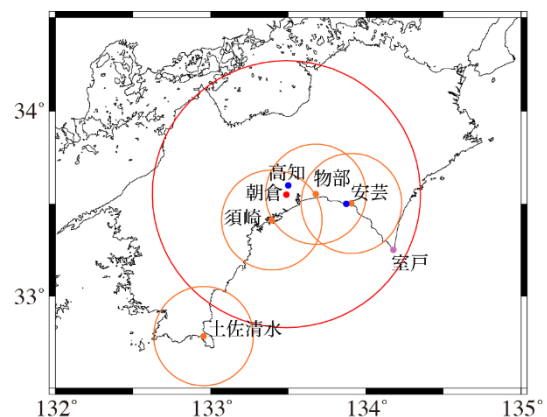


図 1 レーダー配置図(平成 30 年 7 月豪雨時点)。図中の円はレーダー探査範囲, 青点は環境場の解析位置。

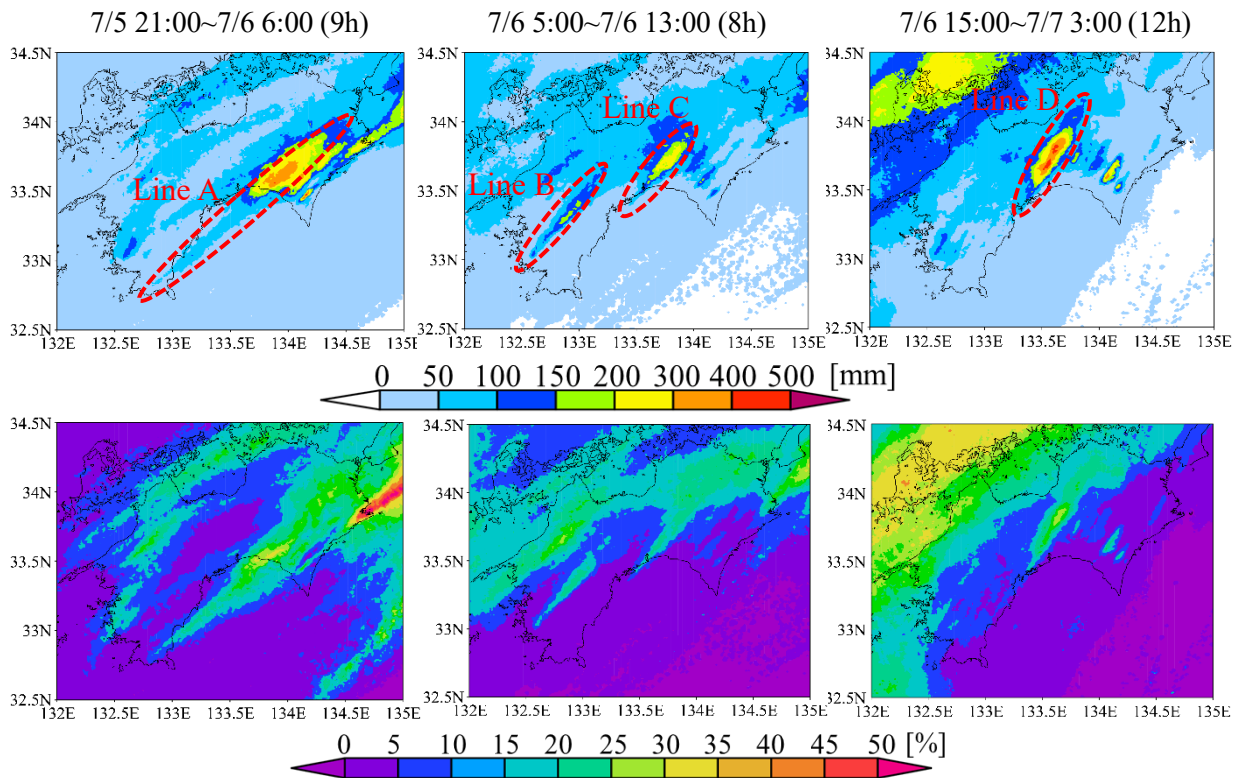


図 2 全国合成レーダー-GPV による(上)解析された主な線状降水帯の積算降水量。(下)線状降水帯の総降水量の平成 30 年 7 月豪雨の総降水量に対する寄与率。

LINE C と LINE D が観測された 7 月 6 日 6:00JST 以降は概ね $600\sim 1000\text{ J/kg}$ とやや対流不安定な環境場であった。KI に関しては期間を通じて $37\sim 38^\circ\text{C}$ 程度であった。これらの値について、Unuma and Takemi (2016)における環境パラメーターと準停滞性降水クラスター(QSCCs)の出現頻度を比較したところ、CAPE については QSCCs が出現し得る値であった他、KI については最頻値(約 $30\sim 40^\circ\text{C}$)と一致していた。風の鉛直シアーに関しては下層が概ね 10 m/s 、中層は $5\sim 10\text{ m/s}$ 程度であり、下層において強い鉛直シアーが解析された。これらの値は 7 月 6 日の広島における大雨時の環境場と同じかやや小さい値であった(Sueki and Kajikawa, 2019)。アメダス安芸の付近においても概ね同じ環境場であったが、CAPE に関しては LINE A が形成された 5 日 21 時から先行して 800 J/kg 以上と高知より対流不安定な環境場となっていた(図 4)。

表 1 主な線状降水帯の特徴

LINE	A	B	C	D
持続時間[h]	9	8	8	12
最大積算降水量[mm]	366	190	245	499
長さ[km]	200	90	70	100
幅(最大)[km]	30	15	15	20
走向[deg.](南北=0°)	55	45	45	30

5. 線状降水帯の Dual-Doppler 解析

図 5 に LINE D については室戸レーダーと須崎レーダーにより得られた Dual-Doppler 解析結果を示す。高度 1 km 付近において線状降水帯に沿った $1.0\sim 3.0\times 10^{-3}\text{ s}^{-1}$ の収束域が解析された他、線状降水帯南端付近に海上の南南西風と南西風の収束域が解析された。これらから、この線状降水帯はバックビルディング型であったことが示唆された。また、線状降水帯の南端より南西側にもセルは存在しており、これらが線状降水帯南端において発達および組織化されていく様子がみられた。高度 2 km におい

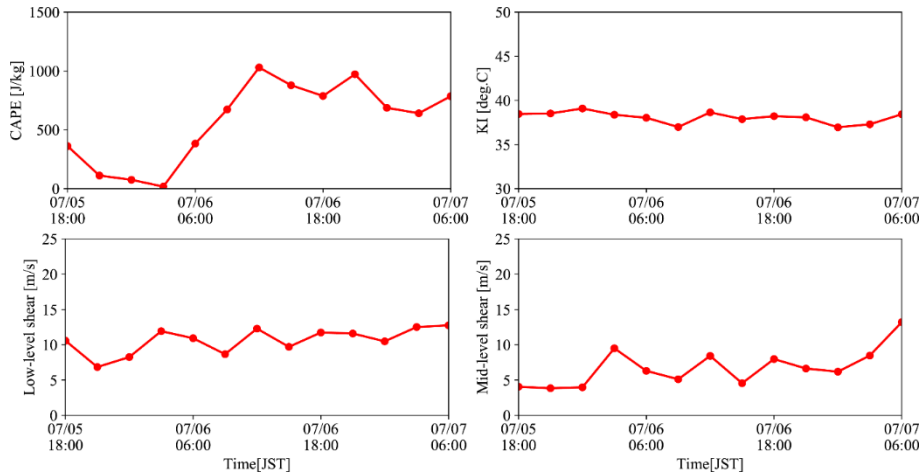


図 3 高知アメダス付近の CAPE(左上), K index(右上), 下層(左下)および中層(右下)の鉛直シア

では線状降水帯の走向に平行な気流が支配的であり、この高度の気流が線状降水帯の走向に寄与していた可能性が示唆された。LINE A および C(図 6,7)に関しては、LINE D と同様に高度 2 km における風向と線状降水帯の走向が一致していた。このことは時間の経過に伴い少し

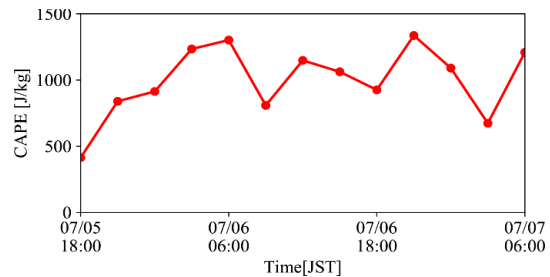


図 4 安芸アメダス付近における CAPE の時系列

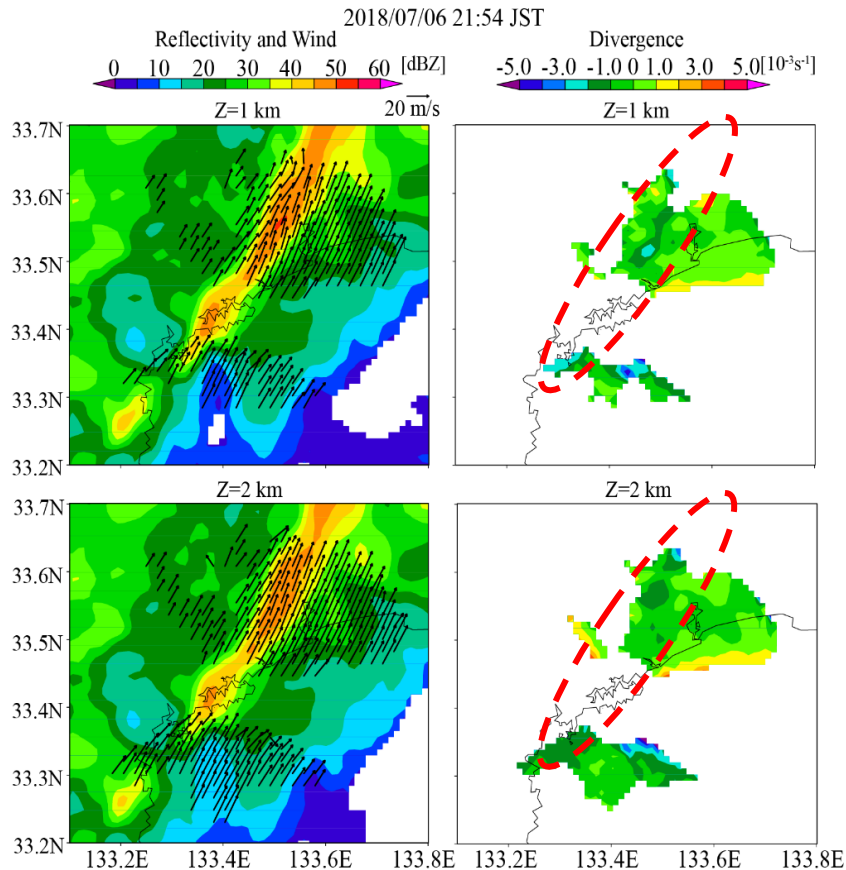


図 5 7月6日 21:54 頃における LINE D の室戸・須崎レーダーによる反射強度と風ベクトル(左), 発散(右)の Dual-Doppler 解析。右図の破線は線状降水帯を示す。

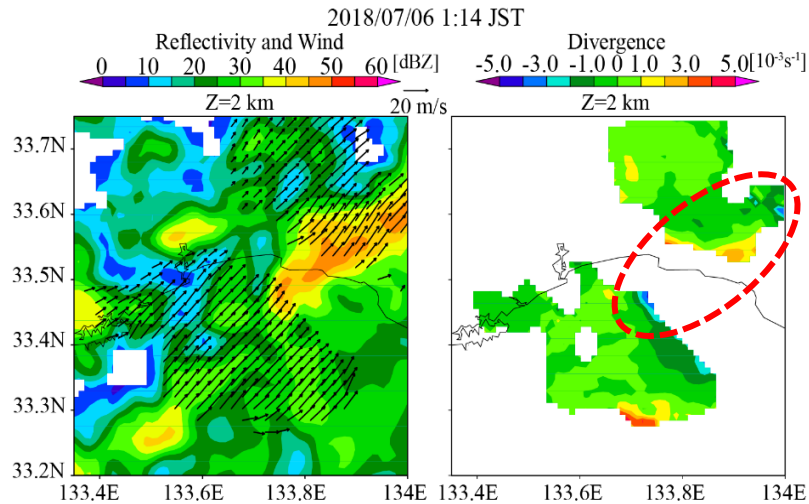


図 6 7月6日 1:14 頃の LINE A の室戸・物部レーダーによる解析結果(高度 2 km)

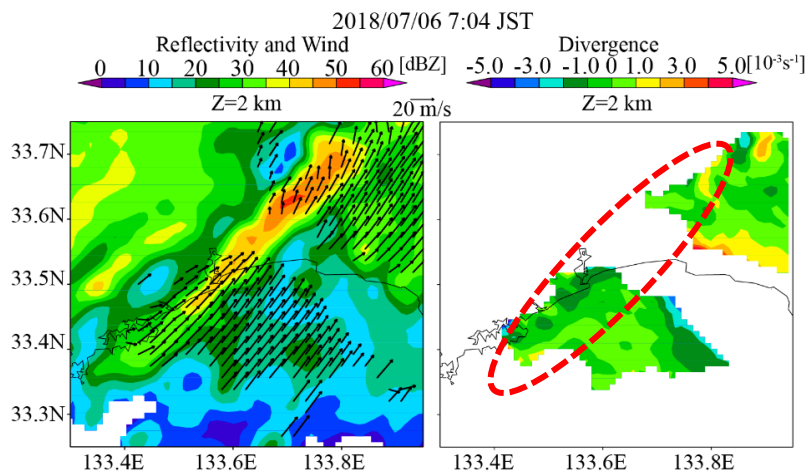


図 7 7月6日 7:04 頃の LINE C の室戸・物部レーダーによる解析結果(高度 2km)

ずつ風向が南寄りにシフトしていったことを示しており、本事例では 10° ~ 15° 程度の風向変化が線状降水帯の位置に変化をもたらす可能性が示唆された。また、LINE D と同様に線状降水帯より風上側のセルが組織化していく様子が見られたが、下層収束については解析できなかった。

6. まとめ

平成 30 年 7 月豪雨後半において高知県で形成された線状降水帯は低~中程度に対流不安定で下層の鉛直シアが強い環境下で発生していた。また、線状降水帯の形成位置や走向は風向変化と共に変化した。Dual-Doppler 解析により、LINE D がバックビルディング型であるこ

とを示す風上側の収束線が解析された。

謝辞

本研究は文部科学省科研費 18K19951 の支援を受けて進められた。

引用文献

- 西井, 佐々, 2018, 日本気象学会関西支部例会講演予稿集, **145**, 9-12.
- 清水・前坂, 2007, 防災科学技術研究所研究報告, **70**, 1-8.
- Sueki and Kajikawa, 2019, *J. Meteor. Soc. Japan*, **97**, <https://doi.org/10.2151/jmsj.2019-063>.
- Unuma and Takemi, 2016, *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **142**, 1232-1249.

DSJRA-55 の高知市の豪雨の再現性について

柴田清孝* (高知工科大学)

1. はじめに

全球が対象の気象庁の55年長期再解析 (JRA-55、水平分解能は約60 km) を初期値・境界値とした領域ダウンスケーリング (DSJRA-55) のデータが水平分解能約5kmの日本の細かい地形を反映した気候データとして公開されている。本研究はこの1958-2012年間のデータが高知市の豪雨をどの程度再現しているかを調べたものである。

2. 時間降水量と日降水量

日降水量が過去最大であった秋雨前線による1998年9月24日の豪雨のDSJRA-55の時間降水量の推移を図1に示す。午前8時頃から夜半までほとんど様な10mm前後の降水が継続し、日降水量は194mmである。これは高知市だけでなく他の緯度でも同じ傾向である(図2)。観測では50mmを超える降水が夜半まで続き、21時から4時間に最大強度100mmを超える合計362mmものすさまじい豪雨であり、日降水量はDSJRA-55の約3倍の628.5mmであった。他の事例でもDSJRA-55で強い降雨が再現されていないことは同じである。

55年間の最大日降水量の上位55例の散布図を示したのが図3である。明らかに、DSJRA-55は高知市の豪雨を再現しておらず、相関はほとんど無いに等しい。著しい誤差はプラスにもマイナスにも存在し、DSJRA-55で見て最大値362mmのとき観測は181mm(2004年8月1日)、最小値10.5mmのとき241.5mm(1998年5月16日)となっている。観測値から見ると、最大値628.5mmのときDSJRA-55で194mm(前述)、最小値171.5mm(1990年8月22日)のとき224.6mmである。過去の1~2位については大幅な過小評価であり、3~4位も半分程度の再現性である。

3. 再現期間

日降水量の累積確率分布から再現期間を評価した。閾値以上の最大日降水量データ(1年間に複数)を使い、一般化極値分布と一般化パレート分布の両方でそれぞれl-moments法を用いて、3つのパラメータ(location, scale, shape)を求め再現期間を求めると、600mmのほぼ過去最大日降水量に対して両方とも約70年を示し、

800mmで約140年であった。

一方、DSJRA-55は400mmを越すケースがなく、豪雨の再現期間の定量的な評価そのものが意味を持たないが、計算すると、500mmで約150年、600mmでは400年を越している。

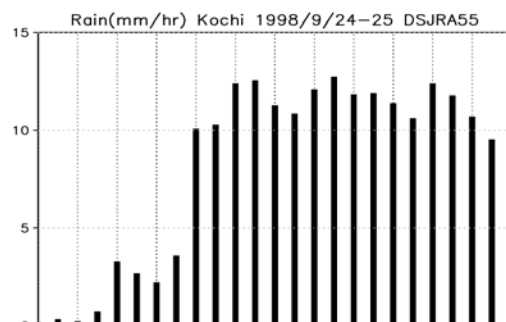


図1. DSJRA-55による1998年9月24日の高知市の時間降水強度の推移。

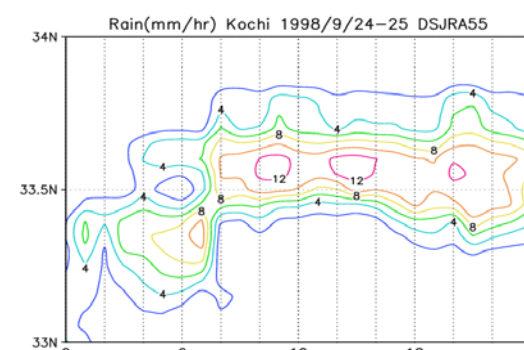


図2. 図1の期間のDSJRA-55による高知市の経度の時間雨量強度の時間-緯度断面。

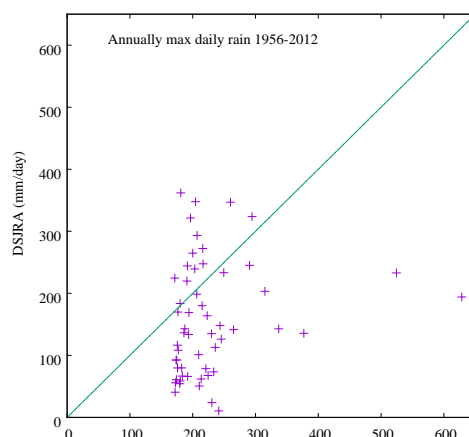


図3. 1958-2012年の高知市の最大日降水量の上位55例の観測(横軸)とDSJRA-55(縦軸)の散布図。

平成 30 年台風 24 号に伴い発生した竜巻親雲の構造

* 佐々浩司(高知大学理工学部) ・ 西井 章(高知大学大学院理学専攻)

1. はじめに

平成 30 年台風 24 号 Trami が九州の南にあって北東進していた 9 月 30 日午前 6 時半ごろ、高知市長浜地区で JEF1 の突風被害が発生した(高知地方気象台 2018)。高知地方気象台によれば、この突風は竜巻によるものとしている。本研究では、この竜巻をもたらした親雲の様子を明らかにすることを目的とするものであり、高知大学レーダーネットワークを構成する 2 台の MP ドップラーレーダーによる Dual-Doppler 解析などを行った。

2. 被害状況

図 1 に著者らが行った被害調査の結果を示す。被害長さは 1.6km ほどであった。被害域南端における家屋の被害が最も顕著で、気象台により JEF1 と判定される根拠となった屋根小屋



図 1 高知市長浜地区の被害分布(赤丸)と風向(矢印)、および被害写真

組の破壊などが認められた一方、途中の工業団地においては被害は全く認められなかった。被害状況から判断される風向は全て南風成分であった。は欠測となっていた。

3. 発生状況

図 2 に 9 月 30 日午前 6 時の MSM 初期値による気流場と全国合成レーダー画像を重ねたものを示す。台風 24 号は九州南の屋久島と奄美大島の上に位置しており、高知県に向かって北東進していた。このとき高知県は台風に伴う南東風の環境下にはあったが、かかっていた雨雲はアウターレインバンドよりさらに外側の台風動径方向に並ぶ複数の小規模な線状エコーが南東風によって北西に移動する状況にあった。このときの気象庁室戸レーダー仰角 0.4 度におけるエコーパターンを図 3 に示す。幅 2km 長さ 20km ほどの細い線状エコーが北東の走向を持って並行に並んでいる様子が窺える。これらのうち、6:31JST に海岸線に接している

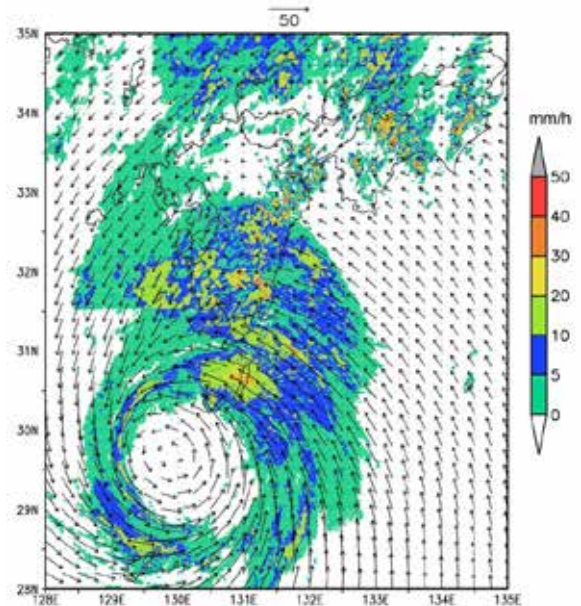


図 2 9 月 30 日 6JST における MSM 初期値の地上気流場と全国合成レーダー降水強度

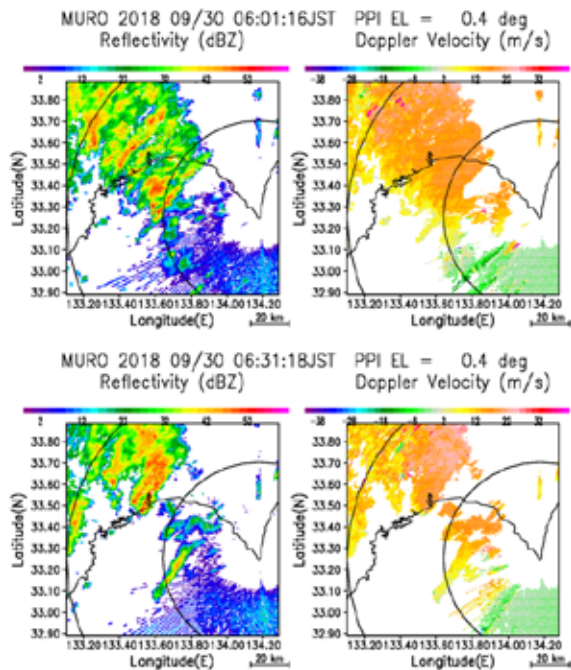


図 3 気象庁室戸レーダー仰角 0.4 度の観測における反射強度(左)とドップラー速度(右)

エコーが竜巻の親雲と思われる。このような状況は 8 時過ぎまで持続し、8:15JST 過ぎに被害はもたらさなかったものの、再び漏斗雲が発生する様子が観測された。図 1 に示す被害域から 1 km ほど東に位置する長浜小学校に設置された気圧計によると、図 4 に示すように 6:34JST と 8:17JST に二度 1hPa 弱の気圧低下が認められ、これらが親雲内の渦の通過に伴う気圧低下に相当するものと思われる。

4. 親雲の規模

図 5 に一つ目の気圧低下が見られた 6:34JST の物部レーダーと須崎レーダーからそれぞれ見た反射強度とドップラー速度を示す。物部レーダーでは北東の走向を持つ長さ 20km ほどの

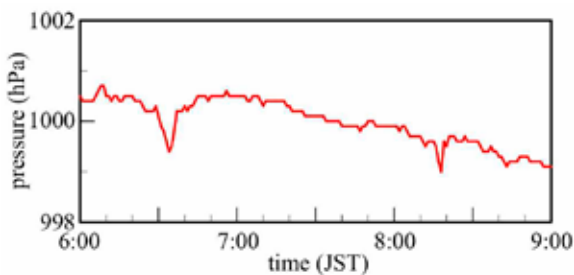


図 4 長浜小学校における気圧の変化

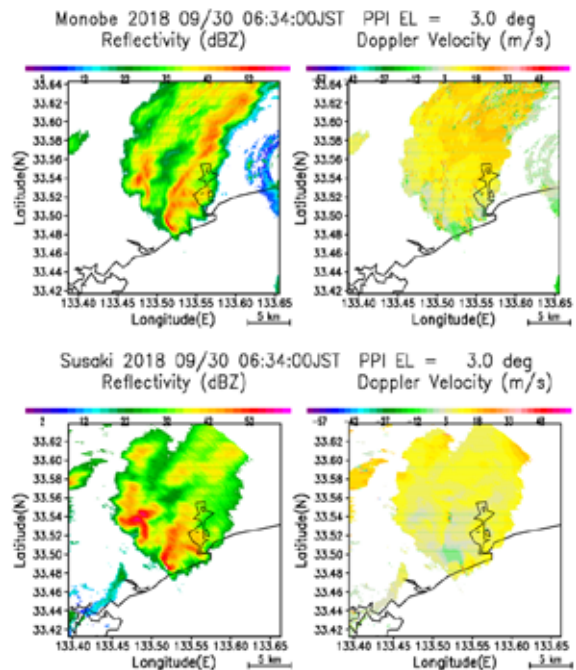


図 5 物部レーダー(上)と須崎レーダー(下)から見た竜巻親雲周辺の反射強度とドップラー速度 (高度は親雲周辺で約 750m)

線状エコーが認められ、その南西端に明瞭な Weak Echo Region(WER)が存在するフックエコーパターンが認められる。WER の位置は竜巻被害域のほぼ上に位置していた。須崎レーダーからは浦戸湾より東側において降雨減衰により 40dBZ 以上の強エコー域が見えなくなっていたが、WER を囲むフックエコーは同じ位置に明瞭に認められた。この部分を拡大したものが、図 6 である。WER は直径 500m ほどであり、そこでのドップラー速度の極大極小の差は 20m/s であった。しかし、WER の 1km ほど南

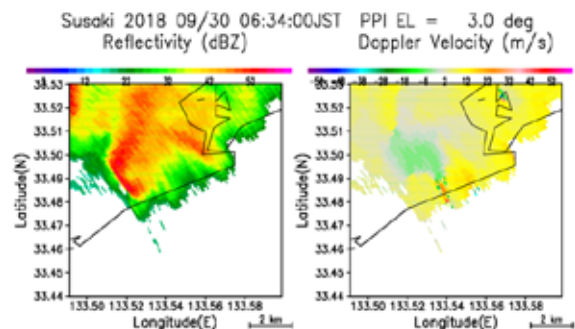


図 6 須崎レーダーにより観測されたフックエコー周辺の反射強度とドップラー速度

東側には反射強度が 30dBZ の WER に対応して、速度 30m/s の渦が存在しているようにも見える。これはちょうどスーパーセルのメソサイクロンと竜巻渦の関係(Kobayashi et al. 2013)のようにも見えるが、直径はわずか 500m ほどであり、メソサイクロンと言えるほどの規模ではなかった。

物部レーダーから見た親雲のさらに上層の様子を図 7 に示す。線状のエコーパターンは上空 4km ほどまで維持されているが、南西端の渦は高度 2km ほどまでしか確認できず、高度 4km では反射強度もかなり弱くなって渦が消失している。これらの様子から、この竜巻親雲はミニスーパーセルと呼べるほど発達していない、ごく浅い対流雲であったものと判断される。

この親雲通過後の約 2 時間後に漏斗雲をもたらした親雲周辺の様子を、図 8 に示す。竜巻をもたらした親雲と同様に北東に走向を持つ線状エコーが認められるが、長軸の長さは 10km 未満であった。南西端にはやはり WER を囲むようにフックエコーが認められ、WER の

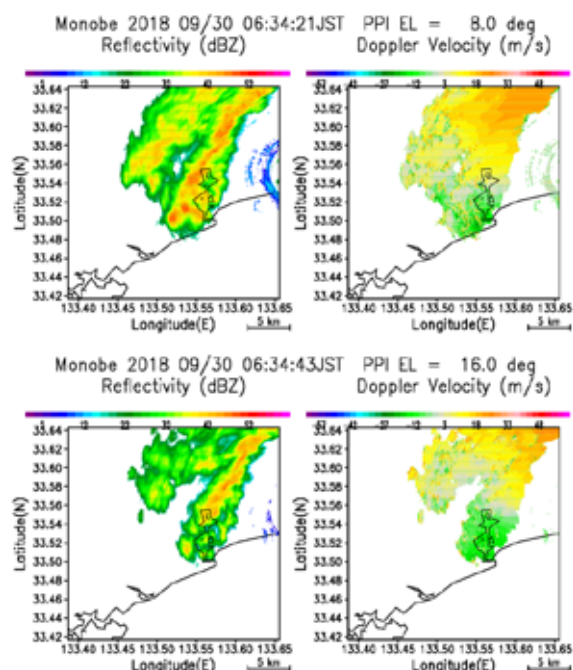


図 7 6:34JST における物部レーダーの反射強度(左)とドップラー速度(右) 高度は上が 2000m,下が 4000m に相当する。

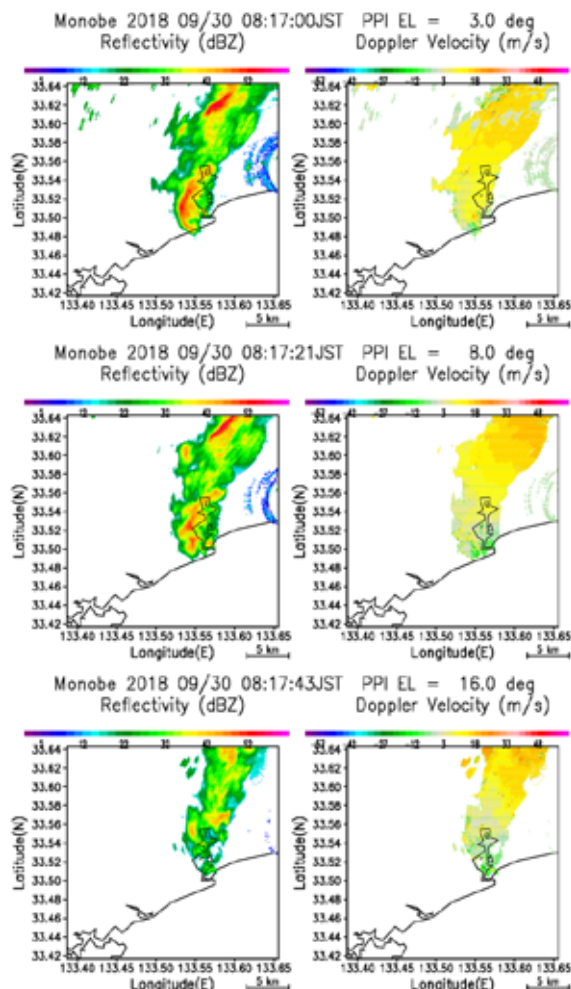


図 8 8:17JST における物部レーダーの反射強度(左)とドップラー速度(右) 高度は上図から下に 750m, 2000m, 4000m に相当する。

直径は 800m ほどであり、ここでのドップラー速度差は 20m/s ほどであった。すなわち、渦径は 8 時台に形成された親雲の方が 6 時台のものより大きい。それでも突風被害をもたらすまでに至らなかったのは渦度が 6 時台は 0.02 1/s に対して 0.0125 1/s と半分程度しかなかったためと思われる。上空の様子はやはり高度 2km ほどまでは渦が認められるものの、4km では 40dBz 以上の強エコー域もほぼ消失する浅い対流雲であった。

5. デュアル解析結果

部レーダーと須崎レーダーはほぼ海岸線に平行に配置されているため、親雲が海岸線付近にあるときは、デュアル解析を行うことができ

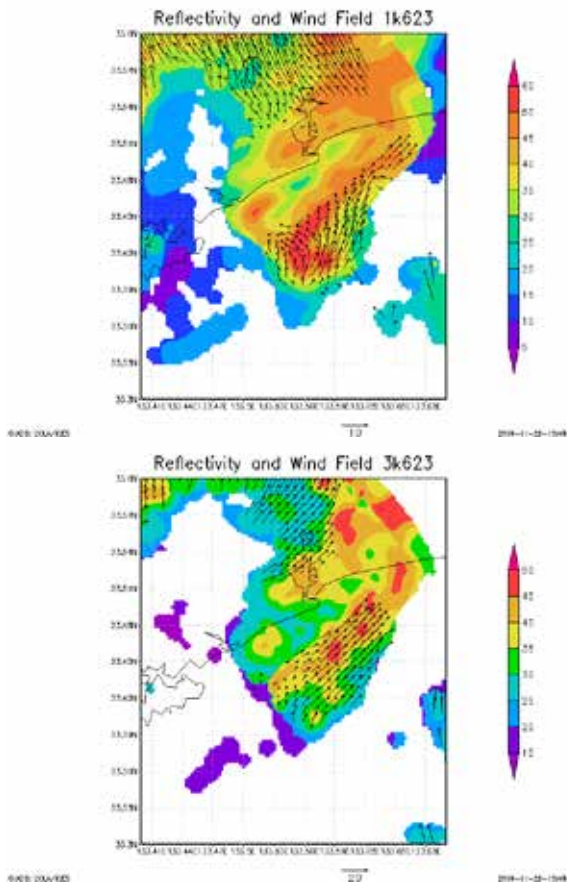


図 9 6:23JST におけるデュアル解析結果。高度は上が 1km, 下が 3km。

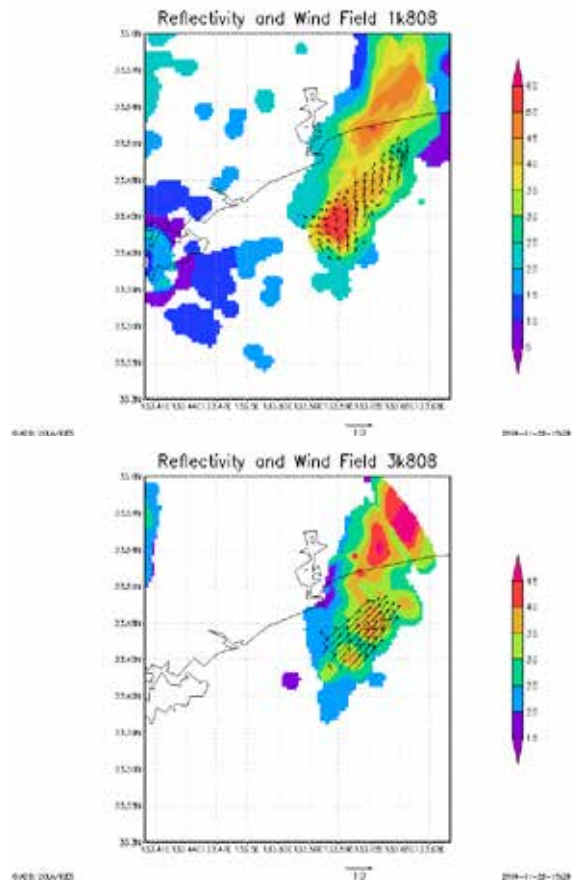


図 10 8:08JST におけるデュアル解析結果。高度は上が 1km, 下が 3km。

ない。ここでは、上陸前の 6:23JST と 8:08JST におけるデュアル解析の結果を図 9,10 示す。デュアルドップラー解析には防災科学技術研究所の清水氏が開発した変分法を用いた。高度 1km においてはいずれの場合も上陸前の細い線状降水システムの南西端に渦の存在が認められるが、渦は 2km までであり、上空 3km では環境場の南西風を示すとともに、渦の上空のエコー強度はかなり弱まっていた。なお、親雲の移動速度は西に 2.5m/s、北に 16.7m/s ほどであり、移動速度分を差し引いた雲に相対的な速度場を求めると、いずれの高度も強い北からのインフローだけとなる。このことから竜巻親雲がスーパーセルのような気流構造をもち、下層の南東風に平行に移動するような背の引く雲であったことがわかる。

6. まとめ

JEF1 の竜巻をもたらした親雲と漏斗雲をもたらした親雲ともに、台風旋回流外縁の動径方向に並ぶ浅い積乱雲であったが、南西端には明瞭な WER とフックエコーが見られた。強度の違いは上空の渦度の差と対応していた。

謝辞

本研究は JSPS 科研費 18H01682 の支援を受けました。

引用文献

1. 高知地方气象台, 2018, “現地災害調査報告,” http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/tornado/new/20180930/20181129_kouchi.pdf.
2. Kobayashi T., Sassa K. and Uyeda H., 2013, ”Structure of the Fukuoka Tornado Observed by Different Radars,” Extend abstract of the 36th AMS Radar Conference, 8pages.

香川県さぬき市鴨部川に吹く風の日変化に関する研究

岡田莉奈*・寺尾 徹（香川大学教育学部）

1. はじめに

鴨部川とは、香川県さぬき市を流域とする2級水系及びその本流である（図1）。この河口付近の川沿いは、筆者の昔の通学路であり、毎朝7時頃と毎夕16時頃に通過していた。この登校時と下校時にどちらも強い向かい風が吹いていたという経験から、この地では風の日変化が生じていると考え、本研究を行うに至った。以降、この風は、日変化を生じること、海が近いことなどから海陸風の1種と考えることとする。また鴨部川周辺が海と平野を繋ぐ谷状地形であることをから、海陸の温度差によって駆動される地峡風の性質も持つという仮説を立てて研究を進める。

海陸風とは、1日を周期とした海風と陸風が交代する風系のことで、海と陸の温度差によって発生する局地循環である（中田，2001）。太陽放射エネルギーを吸収する海と陸それぞれの比熱，熱伝導率などの熱的性質の差異によって生じる両者間の温度差が、海陸風を誘起する根本的原因となっている。海面温度の日変化は1℃程度と小さいのに比べて、地面温度の日変化は非常に大きく、20℃を超えることも当然起こり得る。このように海陸風が発生する条件として海陸に温度差が生じていることが必要であるが、他にもその地点が移動性高気圧に覆われていることや一般風が弱いことなどが条件として挙げられる。そして、海陸風の強さは、海陸の温度差に依存し、その最大風速は海陸の最大温度差が1℃増すごとに約0.8m/s 増大する。一方地峡風とは、谷や峡谷、海峡などの中もしくは出口で吹く強風のことであり、愛媛県の肱川あらしなどがその例である。

通常、海風は日の出後数時間以内に海岸域で始まり、日中3~5ms⁻¹の風が吹き続け日没後間もなく終わる（浅井，1996）。その後、陸風が現れ、日の出後数時間以内に消滅し、やがて再び海風が出現する。しかし、登下校時に経験していた海陸風は、海風は7時頃には吹いており陸風は16時頃に吹いており、開始時刻が通常のものに比べて早い。よって、何らかの影響で開始時刻が早まっていたと考えられる。

本研究では、観測を通して、鴨部川沿いに吹く風について明らかにすることを目的とする。特に、川沿いに吹く海陸風が通常のものより開始時刻と陸風

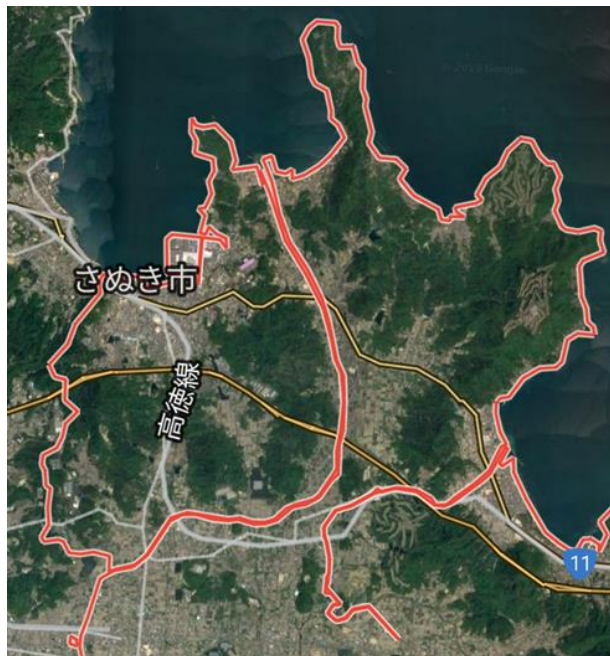


図1 鴨部川周辺の航空写真

への交代時刻が早いことを確認し、その理由について検討する。また、沿岸と盆地間の温度差や気圧差を観測し、風の駆動するシステムをより詳細に明らかにする。

香川県さぬき市はアメダスなどの気象庁の観測施設が非常に少なく、気候に関することで未解明な部分が多い。鴨部川という地域の一部であるが、風の吹き方などを観測することで、解明に近づきたい。また、鴨部川に限らず、「海岸付近に谷状地形があることで海陸風が地峡風の性質を持ち、海陸風の転換時刻が早まる」ということについて詳細が明らかになれば、全国の同様の地形の場所の気象研究への応用も期待できると考える。

2. 高松市北部に吹く海陸風について

まず通常の高松市北部に吹く海陸風について知るため、気象庁のデータを基に2018年9月、10月に海陸風が観測された日を特定し、同日の観測データを香川大学屋上の風向風速計・温湿度計から集計した。特定された日は、9月は0日間、10月7, 13, 15, 21, 26日の5日間であった。そして、高松市は北部に海、南部に陸が位置しているため、風を南北成分に分けた1分毎データの

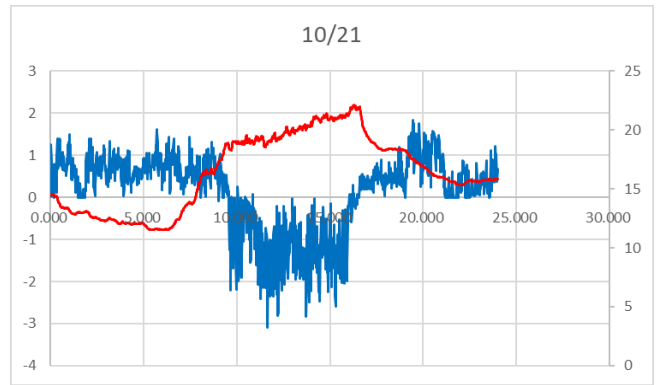
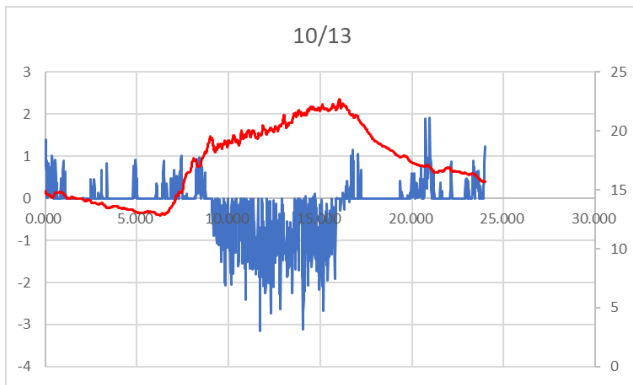


図2 2018年10月13日と21日に香川大学1号館屋上で観測した風の南北成分と気温を示した。横軸時刻，縦軸風速と気温。青のプロットが風速、赤のプロットが気温である。南風を正として示している。

グラフを作成し検討を行った。その結果、高松市では、8時から10時の間に陸風から海風に転換し、日中は強い海風が吹き、17時から20時の間に海風から陸風に転換することが分かった。また、海風が吹き始めると相対湿度が下がり、終了時に最高気温になりやすいことが分かった。作成した風と気温変化のグラフを図2に示す。

3. 鴨部川に吹く海陸風について

現在、鴨部川の海岸部（河口）にあるさぬき市鴨部川浄化センター敷地内と、内陸平野部にあるさぬき市長尾下水処理ポンプ場敷地内の2ヶ所に温湿度計大気圧記録計（株式会社ティアンドディ/TR-73U）を1台ずつ設置し、気温と気圧、湿度をそれぞれ10分毎に観測している。ここでは、2地点の気温を比較し、気温の日変化の様子を調べる。また、2地点間の谷状地形となっている鴨部地区六番に風向風速計（Onset Computer Corp./S-WDA-M003, H21-002）を1台設置し、鴨部川沿いに吹く風を1分毎に観測している。ここでは、風向と風速の日変化を調べる。

すでに得られているデータの観測期間は、8月11日から11月11日までの93日間であり、その内エラーなどを除いた有効なデータは69日間であった。そのデータを用いて、鴨部川に吹いた風の南北成分を示したグラフを作成した。まず、69日間の内、夜間に風または南風が吹き、午前中に南風から北風に転換、日中に強い北風が吹き、午後には北風から南風へ転換している典型的なデータが2ケース得られた。例を図3に示す。以上より、筆者が昔登下校時に感じた強い向かい風を生じさせていた日変化はこの地で起こっていることが確認できた。

次に、典型例が得られた日の気温変化の様子を、鴨部川海岸部と内陸平野部の2地点のグラフを比較して確認したところ、海岸部より内陸平野部の方が

気温変化が大きいことが分かった。また、6時から8時の間に内陸部の気温が海岸部を超え、15時から18時の間に海岸部の気温が内陸部を超える日変化が見られた。図3と同日の気温変化の様子を図4に示す。

4. まとめと今後の課題

現在までの研究で、風の転換と気温の変化を関連させた結果、内陸部の気温が海岸部を超えた後に、風または南風から北風へ転換すること、さらにその後には海岸部の気温が内陸部を超えるもしくは北風から南風へ転換することが分かった。午後からの風と気温の関係はまだ曖昧であるが、この地の典型的なデータが見いだせそうである。これからデータ数を増やしてさらに検討を続けていく。

これから、引き続き同地点での気温気圧、風の観測を行い、データの解析を進める。また、午前中の北風への転換前に風と南風の2種類の場合があることについて、風が起こる日の規則性を検討していく余地がある。そして、今回は典型的な風の日変化を広い時間幅で定義したため、今後1時間ごとの平均を用いて明確に定める必要がある。

今後の展望として、引き続き同地点での観測を行い、解析を進めていくとともに、鴨部地区と高松（香川大学屋上）と気象台の風のデータを比較していきたい。また、さぬき市鴨部川浄化センター屋上に設置されていた風向風速計、雨量計のデータを解析し、現在のデータと照らし合わせる。

謝辞

田井靖大様をはじめ、さぬき市鴨部川浄化センターのみなさまには、同センターでの観測にご協力いただきとともに、観測施設等の見学や、過去のデータを提供していただくなどの便宜を図っていただき

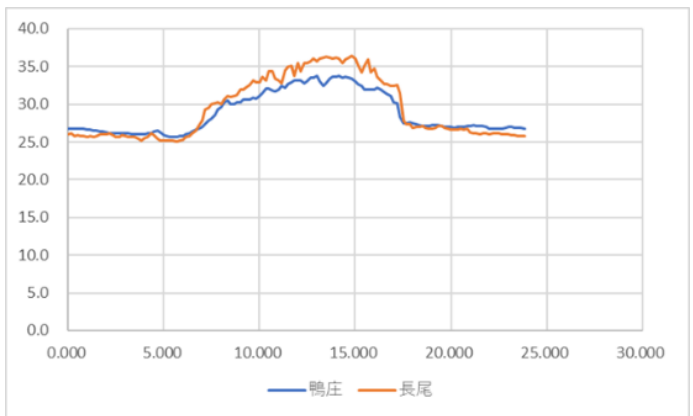
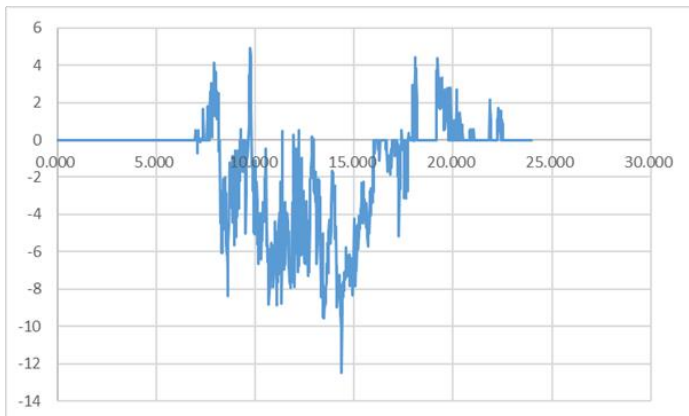
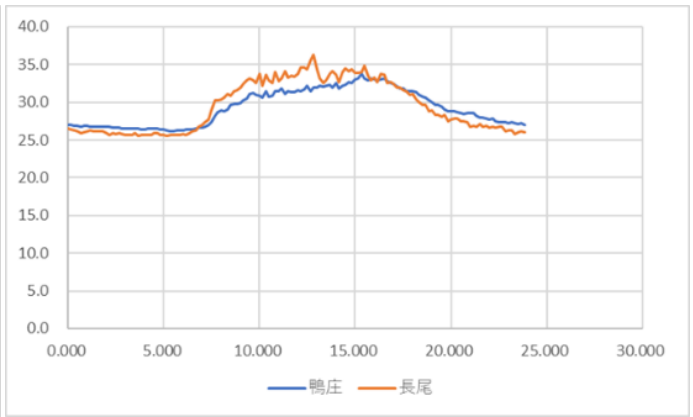
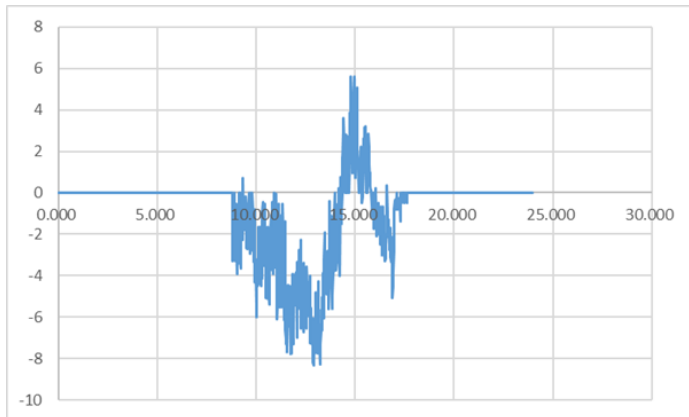
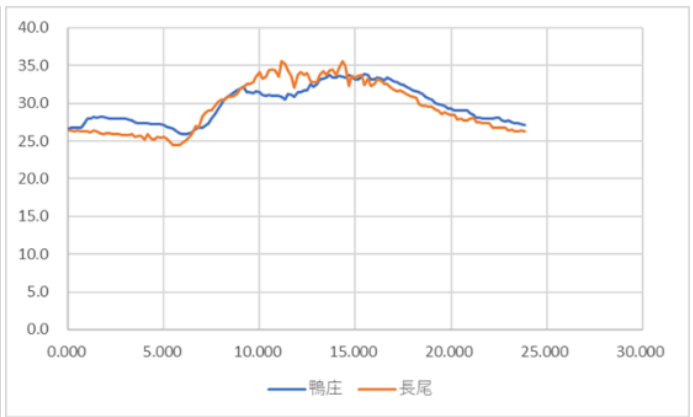
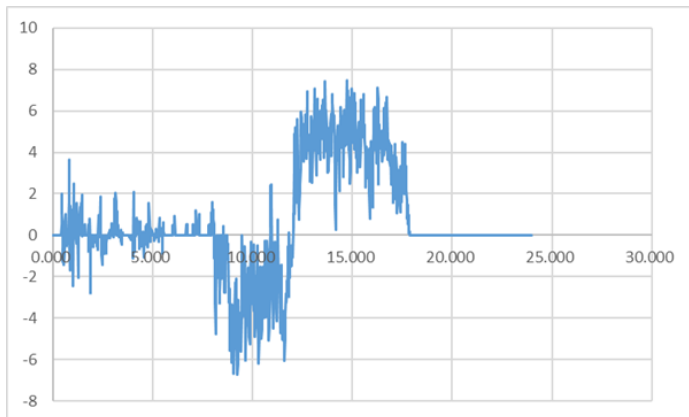


図 3 鴨部地区に吹く風の南北成分の日変化の典型例を示した。上から 2019 年 9 月 9 日、10 日、11 日である。横軸時刻、縦軸風速（単位は ms^{-1} ）。南風を正としている。

図 4 さぬき市鴨部川浄化センター（鴨部川海岸部）とさぬき市長尾下水処理ポンプ場（内陸平野部）の 2 地点の気温変化の様子を示した。横軸時刻、縦軸気温（単位は $^{\circ}\text{C}$ ）。海岸部を青色、内陸平野部を橙色で示している。

ました。また、大塚晋也様、池田和己様をはじめ、さぬき市建設経済部下水道課の皆様には、長尾ポンプ場における観測にご協力いただきました。感謝申し上げます。

参考文献

浅井富雄 (1996) 『ローカル気象学』東京大学出版会

中田隆一 (2001) 『天気予報のための局地気象学のみかた』株式会社東京堂出版
 重田祥範, 大橋唯太, 寺尾徹, 大澤輝夫 (2014) 『愛媛県大洲市沿岸部で発生する局地風“肱川あらし”の鉛直構造』
 気象庁ウェブページ <http://www.jma.go.jp/jma/index.html>

鴨部川周辺の航空写真 [https://www.bing.com/
maps?q=kagawakenn+&FORM=HDRSC4](https://www.bing.com/maps?q=kagawakenn+&FORM=HDRSC4)

やまじ風発生時の気象状況について (7)

—法皇山脈上と麓の風の比較—

森 征洋 (香川大学名誉教授)・紀井伸章 (西条北中学校)・*寺尾 徹 (香川大学・教育)

1. はじめに

「やまじ風」は、愛媛県東部の瀬戸内海に面した平野部で吹く南よりの局地風で、香川県西部の平野部にも及ぶ。やまじ風はおろし風で法皇山脈(図 1)から吹き下ろす風が強風となって麓に広がる現象で、フェーン現象を伴う。

紀井ら (2008) はやまじ風発生時の気象状況について、1999 年から 2007 年までの 9 年間に発生したやまじ風について調べた。この期間に発生した強いやまじ風は 2003 年 4 月 29 日、2005 年 4 月 20 日、2007 年 5 月 16 日の 3 例ある。2003 年の事例については紀井ら (2019) で報告した。

ここでは 2005 年 4 月 20 日の事例について報告する。この事例については、法皇山脈の翠波峰にある四国電力の送電鉄塔(図 1)による気象観測データが利用できたので、尾根上の風と麓の風との比較も行った。

進み、一方、20 日 09 時には別の温帯低気圧が四国の南に発生し、九州の南端付近から四国の南岸を東に進んでいった。やまじ風最盛期は、2005 年 4 月 19 日 24 時～20 日 12 時で、この期間には、等圧線が南西～北東に走り、南よりの風が吹きやすい気圧配置となっていた。

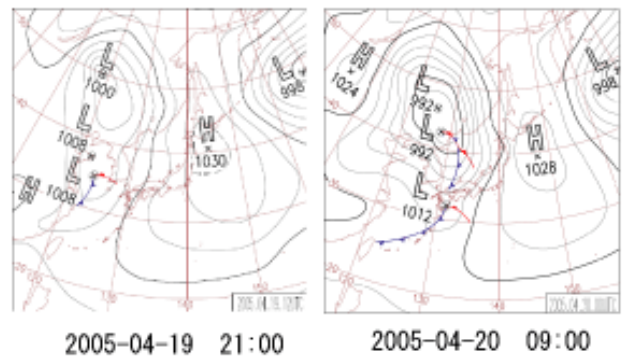


図 2 地上天気図 (2005 年 4 月 19 日 21 時, 20 日 09 時)

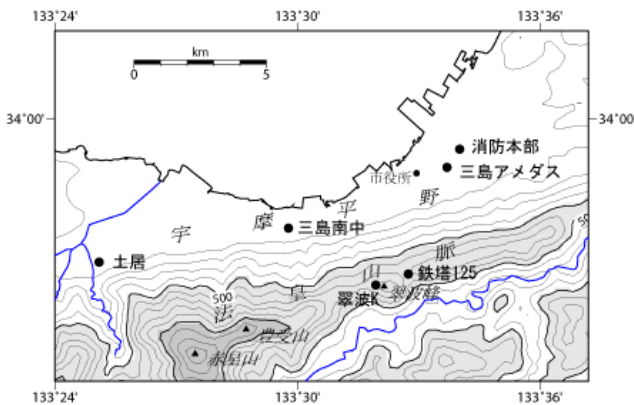


図 1 やまじ風が吹く地域の地形図. 消防本部 (四国中央市), 送電鉄塔 No.125 (四国電力), 翠波 K (香川大学).

2. 2005 年 4 月 19 日～20 日のやまじ風

2.1 総観場

やまじ風の発生前後の地上天気図を図 2 に示す。2005 年 4 月 19 日 21 時に黄海にあった中心気圧 1008hPa の温帯低気圧が、20 日午前にかけて発達しながら朝鮮半島を東に向かって

2.2 三島および周辺地域における気象要素の時間変化

三島地域気象観測所 (三島アメダス) における 10 分ごとの風と気温の時間変化を 4 月 19 日 15 時～20 日 15 時について図 3 に示す。この図には松山地方気象台 (以下, 松山), 高知地方気象台 (以下, 高知), および三島アメダスの近くにあった四国中央市消防本部 (図 1 参照, 以下, 三島消防) における 1 時間ごとの海面気圧の時間変化も示す, なお, 現在は三島アメダスも三島消防も別地点に移転した。

三島アメダスにおいて、19 日 18 時前に小さな昇温と南風の吹き出しが見られる。しかしながら、風速は 5m/s 以下と小さく、山風が吹き始めたと考えられる。三島アメダスでやまじ風が吹き出すのは、20 日 01 時ころからであった。このとき、山風による昇温がすでに始まっていたためか、気温の上昇は見られなかった。20 日 11 時に風速の急減と気温の急降下があり、

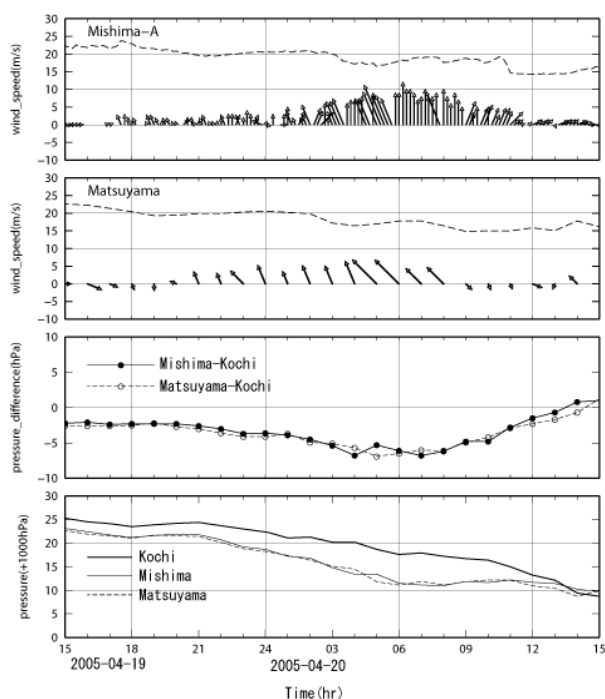


図 3 三島アメダス、松山における風と気温（上 2 段）、気圧（下段）の時間変化および高知との気圧差（下から 2 段目）。

やまじ風が終了した。やまじ風は三島で 10 時間継続時間した。

三島消防の海面気圧は、やまじ風が始まる前から徐々に低下し、やまじ風の吹き始めるときに大きな変化は見られなかった。高知と三島消防の海面気圧を比べると、やまじ風が吹き始める 4 時間前くらいから差が大きくなり、やまじ風が始まるときには 47km 南に位置する高知より 3hPa 低くなっていた。この気圧差はさらに拡大し、やまじ風の最盛期には、5hPa 低くなった。松山でやまじ風が始まるのは 19 日 21 時ころからである。やまじ風が吹くとき、三島消防と松山での気圧は同程度で、とくに三島で気圧が大きく減少することはなかった。

2.3 翠波峰における風

やまじ風が吹くとき、法皇山脈の尾根上でどのような風が吹いているか、四国電力の翠波峰送電鉄塔における気象データによって見てみる。翠波峰は図 1 に示すように法皇山脈上の峰の 1 つで、山頂近くの尾根上、標高 726m のところに送電鉄塔 No.125（以降、翠波峰鉄塔）がある。風の観測が鉄塔の高度 10m、28m、79m に設置された風車型風向風速計で行われ、地上 1.5m において気温、湿度の観測も行われてい

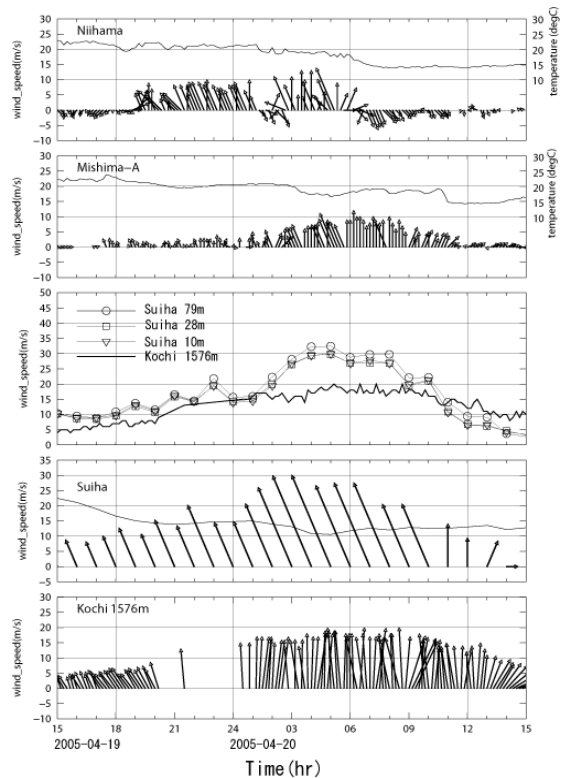


図 4 新居浜、三島アメダスの風と気温、翠波峰鉄塔 (Suiha) の風 (高度 79m、28m、10m) と気温 (1.5m) と高度 10m の風 (ベクトル)、および高知 1576m の風。

た。

法皇山脈を越える風と高層の風との関係を調べるため、ウィンドプロファイラによる高知 1500m 高度付近の風と翠波峰鉄塔の風とを比較した。図 4 に翠波峰鉄塔での風と気温、および高知 1578m の風を 19 日 15 時～20 日 15 時について示す。また、この図には新居浜と三島のアメダスの風と気温も示した。

強い風が吹いた 5 月 20 日 02 時から 10 時までの 9 時間についてみると、79m 高度での平均風速は南南東 27.5m/s、1 時間ごとの最大瞬間風速の平均値は 42.0m/s であった。高度 79m の風に対する平均風速の比は、高度 28m、高度 10m でそれぞれ 0.91、0.92 となり、高度の差は小さかった。この間、三島アメダスでは南より平均風速 6.7m/s、最大風速は 12m/s であった。高知 1578m 高度の風と比べると、風速の時間変化パターンは似ているが、高知で南風のときに翠波峰では南南東となっていた。翠波峰では、高知の高度約 1500m の風のおよそ 1.5 倍の強さの風が吹いていた。

新居浜では三島より早く、19 日 19 時ころか

らやまじ風が吹き始め、20日10時ころに三島より早く終了した。鉄塔79mの風が10m/sを少し越える付近から新居浜のやまじ風は始まった。

前報(森ほか2011)で、香川大学が設置した翠波観測地点(翠波K, 風速計高度6m)において、南中でやまじ風が発生するときの風速を6事例について調べたところ、およそ9m/sを越えるときに発生が見られた。

2.4 三島における風、気温、相対湿度の時間変化

三島アメダスにおける平均風向・風速(10分ごと)、三島消防における1時間ごとの前10分間平均風向・風速、最大瞬間風速、気温、相対湿度、混合比の時間変化を図5に示す。

三島アメダスにおける平均風速(地上高11m)は、20日06時ころ12m/sとなり最大となった。三島消防における風の観測(高度17m, 1時間ごと)では、三島アメダスと同じ時刻に平均風速12.4m/s、最大瞬間風速34.5m/sを記録した。

三島消防の気温は19日18時ころ、南風が始まると同時に小さな上昇が見られる。翠波峰における空気を乾燥断熱的に三島まで降ろしたときに示すであろう温度を黒丸で示す。この仮想的な温度と三島消防の温度とは、やまじ風が吹いている間はほぼ一致している。このことは、三島消防での昇温は、法皇山脈から下降してきた気流の断熱圧縮によるものであることを示している。

三島消防の相対湿度は気温の上昇とともに低下している。一方、翠波峰鉄塔の相対湿度は上昇している。翠波峰の空気が下降すると、断熱昇温するため相対湿度は低下する。仮に、山頂での気温と湿度を持った空気を断熱的に麓までおろしたときの相対湿度を求めると、黒丸で示したようになる。この場合、三島消防の相対湿度に近づくが、気温で見られたような一致は見られない。この違いは混合比で見ても明らかである。ただし、やまじ風の最盛期から終了期には、比較的近い値になっているので、山脈斜面を下降している間に混合比が減少したことを示しているように思われる。

白鳥(2001)は、1990年代後半に発生したやまじ風5例の解析を行い、翠波峰鉄塔と三島南中学校(南中)における気温と相対湿度を比較している。やまじ風が吹いているとき、南中

の方が温度は高くなり、相対湿度は低くなる。この現象について、両地点での温位はほぼ一致することを示し、フェーン現象の発生を確認している。

2.5 宇摩平野および周辺地域における風の分布

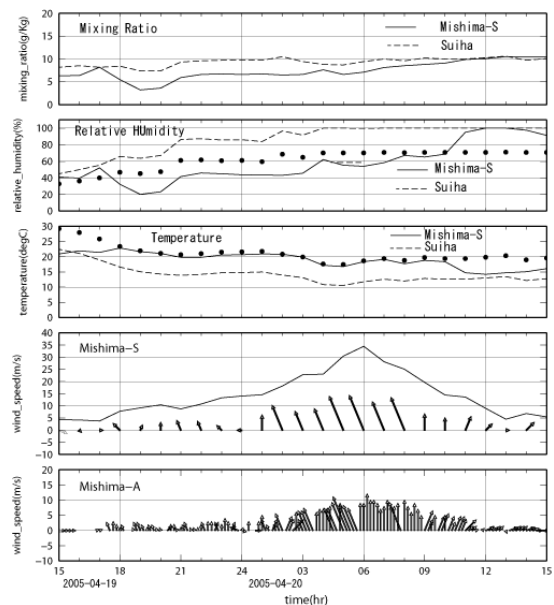


図5 三島における気象要素の時間変化(2005年4月19日15時~20日15時)。三島アメダス(Mishima-A)は10分ごとの10分間平均風向・風速、三島消防(Mishima-S)の風速は1時間ごとの前10分間平均風速。気温・相対湿度・混合比は三島消防と四国電力送電鉄塔No.125(翠波峰鉄塔)における1時間ごとの値。気温の黒丸(●)は、翠波峰における大気が仮に断熱的に三島まで降りてきたときに示す温度。

宇摩平野および新居浜平野における風の分布の時間変化を4月19日20時~20日05時について、図6に示す。この図では、四国中央市の環境監視局の風のデータも使用した。

19日20時(図6a)には、翠波峰で南南東10m/s以上の風が吹いている。先に述べたように、やまじ風の吹き出しは、新居浜では三島より早く、3時間前の19時から始まった。宇摩平野の土居で4m/sの南南東の風が吹いているが、それ以外の地点では風は弱く、やまじ風は吹いていない。

20日00時ころからは新居浜平野や宇摩平野

西部・中部で南よりの風が吹き始め、その後、東部に広がった。三島でやまじ風が吹き始めるのは20日01時であった。

20日03時(図6b)には新居浜平野、宇摩平野の全域でやまじ風が吹き始め、20日05時(図6c)には両平野の全域で最盛期を迎えた。

大阪管区气象台(1958)によれば、地元では、やまじ風が吹くとき赤星山(図1)、豊受山に、けた(桁)雲と呼ぶ笠雲の一種が懸かる。「このけた雲が真北に流れると寒川・豊岡方面(宇摩平野中部)のやまじ風が強く、北西に流れる時には小富士・蕪崎方面(宇摩平野西部)に強く、北東に流れる時には三島方面のやまじ風が強い」と言われている。これは、山頂付近の気流が南風のときには、宇摩平野中央部でやまじ風が強く、南東風のときには、西部で強く、南西風のときには東部で強いと解釈できる。翠波

峰鉄塔の風は南南東で、真南より東よりなので、やまじ風が宇摩平野の西部から東部へと広がったことと傾向が一致している。

3. まとめ

2005年4月19日～20日のやまじ風は、新居浜から吹き始め、宇摩平野の西から東へと広がった。

やまじ風が発生するとき、風や気温に急激な変化が見られるが、気圧には急激な変化は見られず、気圧が徐々に低下し、高知に比べて3hPa程度低くなったときに発生していた。

やまじ風が吹き出すときの昇温は法皇山脈からくる気流が断熱圧縮された結果生ずることが観測データからも確かめられた。

やまじ風が発生するとき、翠波峰約80m高度の風は南よりで、10m/sより少し大きかった。やまじ風が吹き続けているとき、翠波峰約80m高度の風は、高知約1500m高度の風と比べると、約1.5倍大きくなっていった。このことは、法皇山脈が四国山地の鞍部になっていることにより地形性収束の影響を受けて、風速が増強されることを示していると考えられる。

引用文献

- 紀井伸章, 寺尾 徹, 松村雅文, 森 征洋, 2008, やまじ風発生時の気象状況について(1)―統計的特徴―, 香川大学教育学部研究報告第II部, 第58巻, 53-84.
- 紀井伸章, 寺尾 徹, 森 征洋, 2019: やまじ風発生時の気象状況について―2003年4月29日の事例―, 天気, 12月号掲載予定.
- 白鳥 勇, 2002: 事例解析によるやまじ風の構造に関する研究, 岡山大学大学院, 平成13年度修士論文, 49pp.
- 森 征洋・寺尾 徹・紀井伸章, 2011: やまじ風発生時の気象状況について(6)―法皇山脈上と麓の風の比較―, 2011年度日本気象学会西支部四国地区例会講演要旨集, 1~4.
- 大阪管区气象台, 1958: 「やまじ風総合調査報告」, 57p.

謝辞

この研究を行うに当たって、気象観測データを利用させていただいた四国中央市および四国電力株式会社に感謝します。

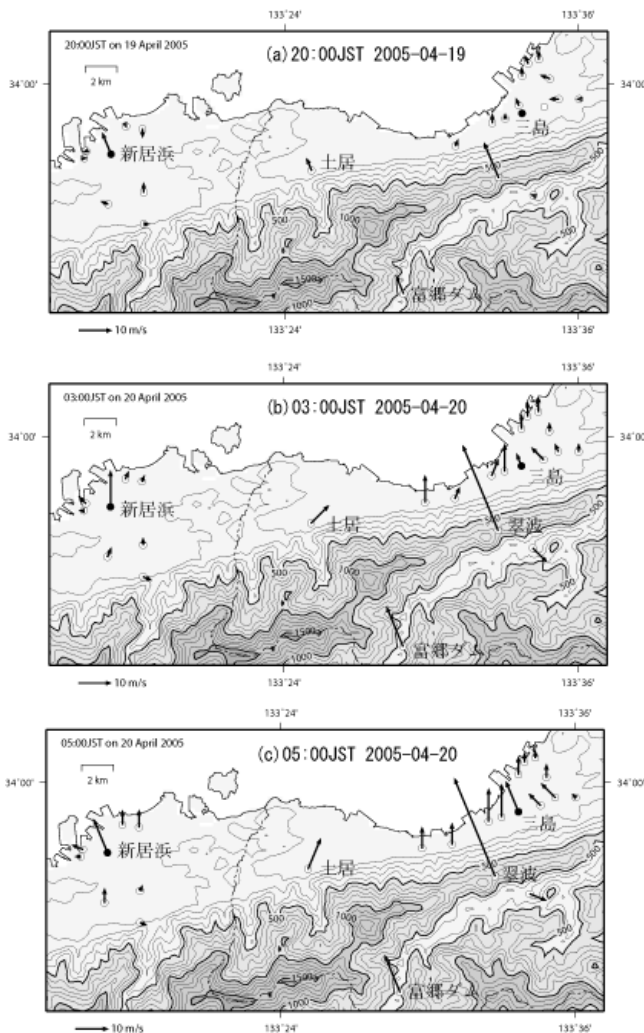


図6 宇摩平野および新居浜平野における風の分布(2005年4月19日20時～20日05時)。黒丸はアメダス地点。翠波峰の風は四国電力送電鉄塔(79m)による。

長期日降水量データを用いた四国の降水特性

* 村田 文絵・松山沙紀・井上達斗・山崎理子・
栗山匡一郎 (高知大)・釜堀弘隆 (気象研)・松本淳 (首都大)

1. はじめに

気候の長期的な変動の解析や気候モデルの検証などのために、過去にさかのぼる気象観測データが必要とされている。その一方で古い気象観測記録は劣化や廃棄、紛失がすでに生じており、早急に救出してデジタル化する必要があるとして、データレスキューと呼ばれている (財城 2011)。本研究では日本のデータレスキュープロジェクトの一環として、四国4県の気象台に保管されている明治・大正期の紙媒体の原簿をデジタル化した。本発表ではこのデータを利用して行った解析結果を紹介する。

2. 用いたデータ

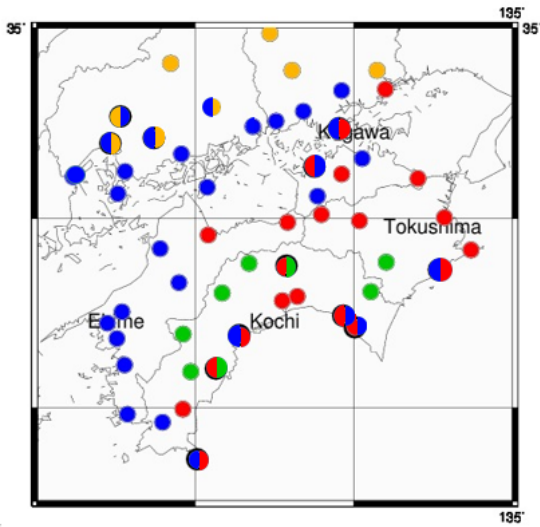
四国内で観測された明治・大正期の区内観測による日降水量を紙媒体の原簿からデジタル化した。同じ地点が異なる多くの表記で書かれていることもあり、地点名にもとづいて数えた地点数は高知102, 愛媛191, 徳島88, 香川96あった。本研究では、現在アメダスがある地点についてデータを接続して100年スケールのデータセットを作成しつつある。区内観測の場所は地点名以外の情報がなかったため、地点名から観測位置が近いと判断した地点を接続した。観測時期により測定方法や日界に違いがあるが、本研究で用いたデータにおいてはまだ充分考慮していない。昭和期の区内観測データは気象庁統計室で画像データとして保存されていたものデジタル化 (藤部ら 2008) したものを利用した。第1表に解析地点を示す。このうち高知10地点, 徳島2地点, 愛媛7地点, 香川2地点について区内観測を用いた。

第1表：本研究の解析地点

都道府県	地点	統計開始年	統計年数	都道府県	地点	統計開始年	統計年数
岡山県	岡山	1891	127	愛媛県	松山	1890	128
	倉敷	1976	42		四国中央	1897	121
	玉野	1976	42		今治	1976	42
	笠岡	1976	42		西条	1894	124
	虫明	1976	42		久万	1894	124
	高梁	1976	42		長浜	1976	42
	和気	1976	42		大洲	1976	42
	福渡	1976	42		宇和	1897	121
	新見	1978	40		宇和島	1899	119
	高知県	高知	1890		128	御荘	1899
後免	1978	40	八幡浜	1894	124		
安芸	1897	121	香川県	高松	1941	77	
須崎	1897	121		多度津	1892	126	
窪川	1894	124		引田	1904	114	
中村	1894	124		溝子	1900	118	
清水	1894	124	財田	1978	40		
宿毛	1943	75	広島県	広島	1882	136	
橋原	1896	122		呉	1894	124	
本山	1896	122		福山	1942	76	
本川	1979	39		福島	1976	42	
室戸岬	1920	98		生口島	1976	42	
大橋	1977	41		竹原	1976	42	
江川崎	1977	41		大竹	1976	42	
佐川	1976	42		三入	1976	42	
大正	1976	42		三次	1976	42	
魚梁瀬	1978	40		東広島	1976	42	
池川	1913	105	倉橋	1976	42		
徳島県	徳島	1891	127	世羅	1976	42	
	池田	1900	118				
	日和佐	1900	118				
	藩生田	1978	40				
	木頭	1979	39				
	半田	1978	40				

3.1 雨をもたらす主要な総観場

台風や梅雨等, 日本には複数の雨をもたらす総観場がある。四国に雨をもたらす主要な総観場を明らかにする手掛かりとして、月雨量が最大となる月の分布を調べた (第1図)。この図をみると分布には地域的なまとまりがみられた。四国西部が6月に雨量が最大となるのに対し、四国中部から東部は9月の雨が最大となる傾向がある。一方四国でも山地は8月の雨が最大となる。隣接する中国地方は瀬戸内沿岸が6月である一方で内陸部は7月に最大となる。この分布より、四国西部から中国地方にかけては梅雨前線が主要な雨をもたらす総観場である一方で、四国中部から東部にかけては台風や秋雨前線が主要な雨をもたらす総観場と考えられる。四国山地は8月に最大月雨量をもつことから、台風の影響や熱雷の頻発が考えられる。

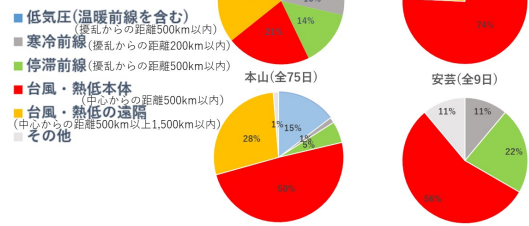


第1図：月雨量が最大となる月を示す。1位と2位の間に5%有意水準で有意な差がない地点について左(右)の半円が1(2)位の月を示す。

第2図は高知県内4地点において日雨量200ミリ以上で定義した大雨日の総観場の割合を示す。総観場は1日2枚(年によって作成時間が異なる)の地上天気図を使用した。津口・加藤(2014)を参考にして、(1)低気圧、(2)寒冷前線、(3)停滞前線、(4)台風・熱帯低気圧(熱低)本体、(5)台風・熱低の遠隔、(6)その他の6種に分類した。地上天気図に複数の総観場が存在する場合は、台風・熱低の影響によるもの(4或いは5)を優先し、それ以外は最も距離が近いものに分類した。古い天気図には前線が描かれていないことから総観場の分類は1946年以降の期間について行った。4地点を比較すると、山地にある梶原・本山は平野部にある高知・安芸と比べて台風・熱低とその遠隔が75%以上を占める。平野部では共に低気圧や停滞前線時が半数程度みられる一方で、高知に比べて安芸では台風・熱低の遠隔の影響が少ないという特徴がある。

第3図は第2図と同じ4地点において台

日雨量200mm以上の大雨日の総観場の割合(1946年-2015年)

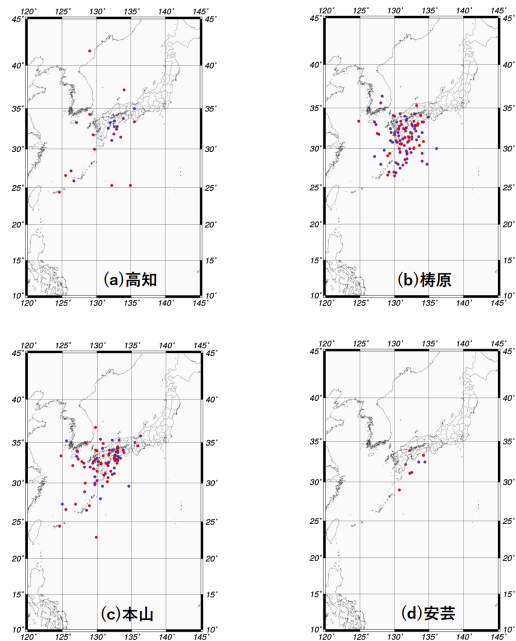


第2図：高知県内4地点における日雨量200mm以上で定義した大雨日の総観場の割合

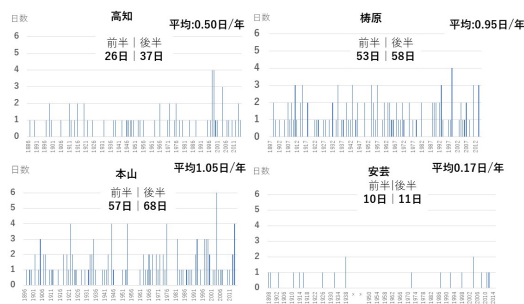
風・熱低の影響による大雨日の際の台風の中心位置の分布を示す。台風が沖縄付近や日本海にある時など、安芸以外の地点では遠隔での影響も大きいことがわかる。一方全地点で台風が各地点の西側にある時にほとんどの大雨日が生じている。梶原と本山を比較すると、梶原では台風が南にある時に大雨日が集中するのに対し、本山では台風が南西方向にある時に大雨日が集中している。それぞれ南東風及び南風時に雨が降りやすい特性を反映していると考えられる。

第4図と第5図は大雨日の日数の経年変化を示し、第5図は大雨日の中で台風・熱低本体或いはその遠隔に該当するものの経年変化を示す。1951年以前の事例について台風かどうかの判定は、熊沢ら(2016)の論文に使用された上陸台風リストを参照すると共に1990hPaより中心気圧が低い低気圧は台風と判断した。大雨日の発生は山地の梶原・本山で1年に1度程度、高知で2年に1度程度、安芸で6年に1度程度の割合である。解析期間を2に分けて前半と後半で大雨日数を比較すると全ての地点で後半に大雨日数が増加している。この後半での増加傾向は台風・熱低本体或いはその遠隔による事例のみの経年変化(第5図)をみても変らなかった。

3.2 大雨の再現期間 x mm以上の雨が平均的に T 年に一度発生する時、雨量 x mm

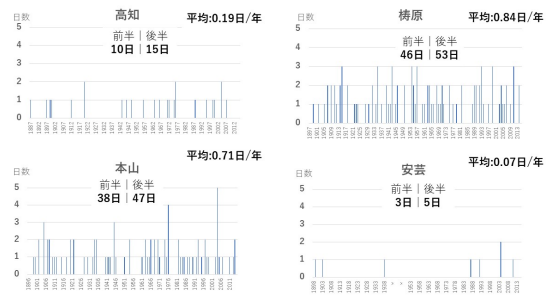


第 3 図：台風による大雨日時時の台風中心位置。(a) 高知, (b) 梶原, (c) 本山, (d) 安芸。



第 4 図：大雨日の経年変化

を「 T 年確率雨量」と呼び、逆にこの T 年を雨量 x mm の「再現期間」と呼ぶ。本研究では日雨量の年最大値がグンベル分布に従うと仮定し、小林 (2006) にもとづいて L 積率法を用いパラメータを算出した。各地点における全期間のデータを用いて 100 年確率雨量を算出しその分布を第 6 図に示す。図は四国山地で 500mm 以上と高い値を示すのに対し、瀬戸内地域では 200mm 未満である。第 6 図は地点毎に確率雨量の算出に用いた解析期間が異なる。100 年以上データがある地点について、1918-2017 年の 100 年間に



第 5 図：第 4 図と同様だが台風・熱低本体或いは遠隔による大雨日の経年変化

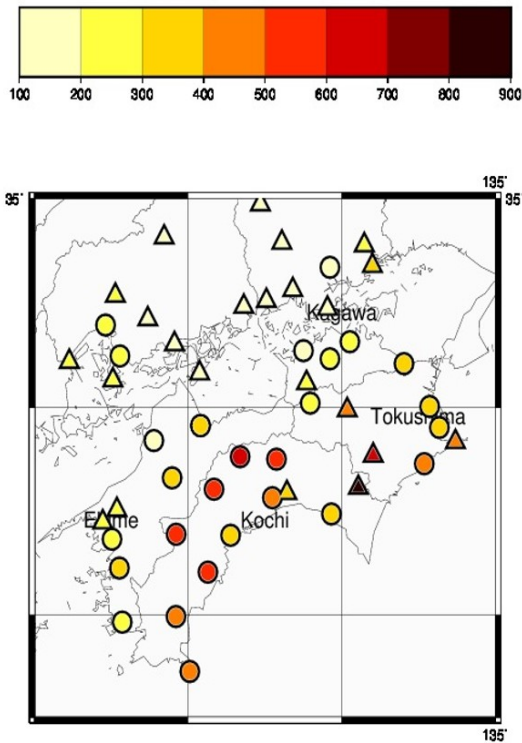
て全期間、前半 (1918-1967 年)、後半 (1968-2017 年) に分け、確率雨量の解析期間による違いを調べた。第 7 図に本山における確率雨量と再現期間の関係と解析期間の違いによる差異の例を示す。本山では平成 30 年 7 月豪雨で日雨量 510mm の雨が観測されたが、これは 100 年間のデータを用いて計算した再現期間では 46 年に 1 度の雨であるのに対し、最近 50 年のデータを用いると 27 年に 1 度の雨となる。このように後半 50 年間で確率雨量が増加している地点が多くみられた。

4. まとめ

四国 4 県の明治・大正期の区内観測をデジタル化し、アメダスと接続して作成した 100 年スケールの日雨量データセットを解析した。雨をもたらす主要な総観場は地域毎に異なるものの、過去 100 年の間で最近 50 年間に日雨量 200mm 以上の大雨の日数や 100 年確率雨量が増加している傾向がみられた。日本の年平均気温は過去 100 年で 1°C 程度上昇している (気象庁) ため、地球温暖化による影響が考えられる。

謝辞

明治-大正期の四国の日雨量は「過去 120 年間におけるアジアモンスーン変動の解明」(科研費 S, 松本淳代表) を用いてデジタル化した。気象原簿を貸出して頂いた高松・徳島・高知・松山の気象台とデジタル化に協力してくれた学生 (藤原研斗, 八幡拓磨, 井上幸希, 宮原大輝) に謝意を表します。



第 6 図：100 年確率雨量の分布。○(△) 印は 100 年以上 (未満) データがある地点を示す。

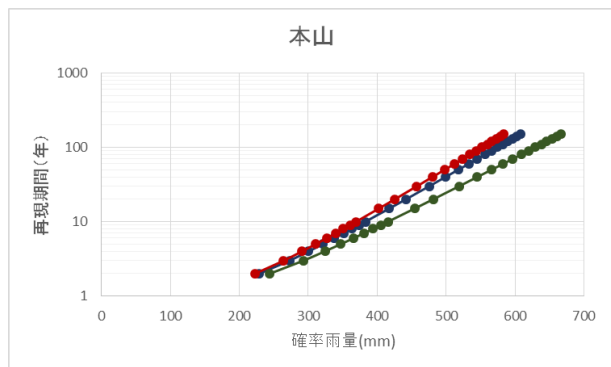
参考文献

小林健二, 2006: 確率雨量と再現期間の推定, 測候時報, 73, 51-72.

熊沢里枝, 筆保弘徳, 久保田尚之, 2016: 1900 年から 2014 年における日本の台風の上陸数, 天気, 63, 855-861.

財城真寿美 2011: データレスキュー, 天気, 58, 173-175. 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に関する統計解析, 天気, 61, 455-469.

藤部文昭, 松本淳, 小林健二 2008: 区内観測による日降水量データのデジタル化と気候研究への利用における問題点, 天気, 55, 283-287.



第 7 図：解析期間の違いによる再現期間或いは確率雨量の違いの例 (本山)。青線, 赤線, 緑線はそれぞれ全期間, 前半 (1918-1967 年), 後半 (1968-2017 年) の各期間を用いて算出した。

香川県北部の昇温トレンドについて

川井悠輔（高知工科大学、現ユニ・チャームプロダクツ）
柴田清孝*（高知工科大学）

1. はじめに

高松市は、四国の他の県庁所在地と比較して、気温の上昇トレンドが著しく大きく、100年当たりのトレンドが松山は1.74℃、徳島が1.39℃、高知が1.45℃に対し、高松は3.56℃であった(高松地方气象台、2013)。ただし、高松以外は1900年以前からのデータであり、高松は1940年代からと期間は約半分と短い。本研究は高松の大きい昇温トレンドの原因を調べるため、周辺各県の气象台とアメダスの月平均気温データ、および香川県の海水温度の日平均データを使用して、それぞれの地点のトレンドの解析と比較を行った。

2. データ

气象台(と元測候所)のデータは1960~2018年、アメダスデータは1978(79)~2018年の月平均値を用いた。海面水温は香川県水産試験場の3地点(屋島(高松沖)、引田(高松東部沖)、大浜(高松西部沖))の1990(91)~2018年の日データである。トレンドは最小二乗法で評価した。

3. 結果

西日本と日本全体の年平均気温トレンドは、どちらも1980年~2000年が特に大きいことが指摘されている(高松地方气象台、2013)ので、同じ期間についてトレンド(100年当たり)を示したのが図1である。ほとんど全部の地点でトレンドは7℃以上を示している。しかし、松山や徳島が約7℃程度であるのに対し、岡山や高松などでは9℃を超えていて、高松は人口規模以外の要因が働いていることを示唆している。

气象台(元測候所)のデータ期間とアメダスの期間の違いを考慮しないで、それぞれの地点での全期間の年平均気温のトレンドを描いたのが図2である。大きなトレンドは岡山県内陸部と高松・小豆島(内海)にも見られ(高松:3.9℃、内海:4.0℃)、四国側のこの顕著な昇温トレンドは高松だけの現象でなく香川県北部の沿岸域くらいの広がりがあることを示している。

海面水温のトレンドでは高松の東部の引田では-1.1℃、西部の大浜では0.0℃となっているのに対し、高松沖の屋島では1.9℃と大きな正の値(図3)になっていて、高松や内海の気温の正のトレンドと整合的である。

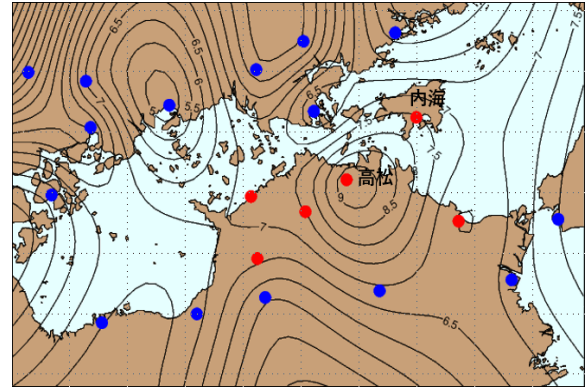


図1. 香川県周辺の1980~2000年の年平均気温の100年当たりのトレンド. 等値線間隔は0.5℃、赤点は香川の地点、青点はそれ以外の地点.

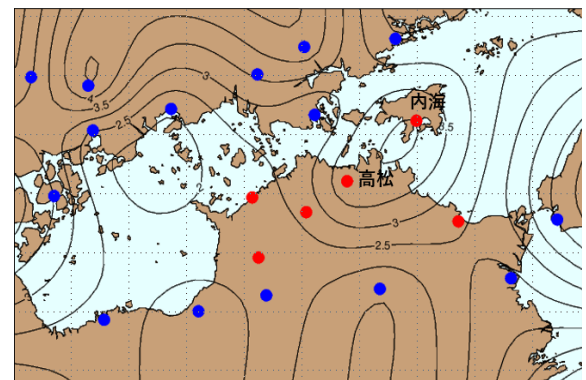


図2. 図1と同じ。ただし、气象台(元測候所)は1960~2018年、アメダスは1978(79)~2018年。

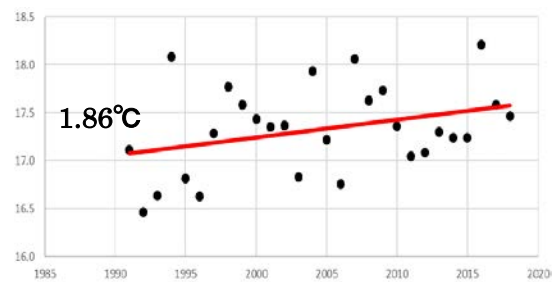


図3. 屋島(高松沖)の年平均海面水温の経年変化(1991~2018年)。トレンドは1.86℃/100yrs.

謝辞

香川県水産試験場には、海水温度データを提供して頂きましたことを深く感謝致します。

参考文献

高松地方气象台、2013：四国地方の気候変動、61pp.

近世天草高浜の気象復元(1793-1818年): 庄屋日記が描く

気象変化・旱魃・風水害

村山 聡*・寺尾 徹(香川大学教育学部)

1. はじめに

地球温暖化というマクロ現象の気候変動に関しては膨大な研究蓄積がある。特に IPCC (The Intergovernmental Panel on Climate Change)が、1988年に、UNEP(United Nations Environment Programme)と WMO(the World Meteorological Organization)によって設立されて以降、定期的に世界レベルでの研究成果に基づく重厚な報告書が数多く刊行されていることは周知のことである。

歴史研究においても気候変動についてはかつて大きなインパクトのある研究がなされた時期があった。たとえば、エマニュエル・ル＝ロワ＝ラデュリの『饗宴の時、飢饉の時』Le Roy Ladurie (1967)などが古典的とも言える研究であるが、それでも、一般史、社会経済史など歴史学の多くの分野では決して主流となるような研究蓄積が生み出されたわけではない。Hughes(2016)はこれまでの環境史研究の研究成果のまとめ、そして今後の展望も記述しているが、気候が歴史において不変ではないという認識は広まり(同書の邦訳、2018, 34)、気象現象そのものの研究は進んだものの、残念ながら気候変動あるいは気象現象と他の歴史研究との協働は、近年の中塚武を中心とした総合地球環境学研究所における研究プロジェクト「高分解能古気候学と歴史・考古学の連携による気候変動に強い社会システムの探索」を例外として、それ以上の大きな展開は見られていない。

Mikami(2008)のように天気日数の出現率を寒暖の指標として気候復元を試みた事例、市野ほか(2018)のように、日記の天候記録から日射量変動を推定する研究などが新たに展開している。それには吉村(2013)や三上ほか(2013)などで示されているように歴史時代の天気記録の歴史天候データベースの構築は大いに価値がある。また日記とは別の史料に基づく Hirano et al.(2018)のような降水量の推計などの新たな研究成果も生み出されている。

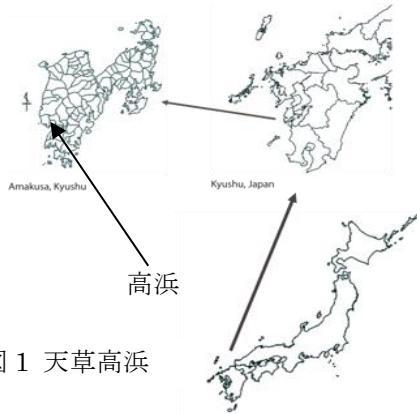
その意味では、気象学的な議論の展開は今後も期待される。しかし、ようやく気候変動あるいは気象変化と他の歴史事象との関係が議論されるようになった中塚(2016a/b)あるいは鎌谷ほか(2016)においても、残念ながら、一揆や政変などの大きな歴史事象との相関が議論されるに過ぎない。

他方で歴史研究は、1960年代以降、歴史人口学、社会史あるいは家族史研究そして環境史研究の新たな息吹とともに大きな変化を経験してきた。グローバルヒストリーへの大きな傾斜も見られるものの、中心は日本全体を扱うようなマクロの歴史研究でもなく、また、一定の地域のみを扱うローカルな地域研究でもなく、人間関係あるいは人間そのものの詳細なマイクロ事象の研究への展開が見られた。そのような歴史研究の展開は中塚プロジェクトにおいてもまだ十分に組み込まれていない。

さらに1960年代以降、アメリカ合衆国で展開した環境史研究は、歴史家ではない生物学者ほかを巻き込み、歴史学研究の一分野として新たな研究者層を生み出し、また、環境問題が切実な今日において活発な公衆における議論を結実させている。ただし、ヨーロッパそしてアジアの環境史研究は決してアメリカ版環境史研究に包摂されえないものであり、今後の展開は予断が許されない。

そこで本論文では、近年の歴史研究の諸潮流を踏まえ、大きな気候変動そのものではなく、日々のそして一日のうちでも微細な変化そして数日間続く大雨あるいは逆に全く雨の降らない日々が続くことによる作物への影響を対象とする。農林漁業という、いわゆる一次産業が中核となっていたような社会において、気象現象はどのような意味を有していたのかを考えてみようと思う。

つまり、日々の気象現象の全てを現在の基準に合わせデータ化・復元するだけではなく、まずは、当時の社会で受け入れられていたと考えられる気象現象の様態において、記述データを数量化して考えてみようという試みである。



地図 1 天草高浜

2. データソースとしての高浜村庄屋日記

グローバルな変化を議論する Glaser(2014)においても、地球が新たな相貌を呈するようになってきているのは、地球温暖化の議論のように単一の強大なアクターがその変化を決定づけているというより、実に複雑な絡み合いの構造にその変化の原因があると考えている。グララーザーが気候変動とともに取り上げるテーマは、生物多様性、土地利用、海洋の危機、原材料循環、水危機、砂漠化、資源の枯渇などである。これらはもちろん別々に議論できるのであるが、人間の個々の生命の持続がより限定された地域のあり方に制約を受けていた時代にはそれらのすべての要因がその狭い空間に凝縮されていたとも言える。前近代の社会において地方史から見る視点が有効な理由の一つはそこにある。

その意味で、庄屋日記などに気象に関する記述があることは、そのこと自体に意味があったのである。つまり、東(2016)が明らかにしたように日本の近世社会における庄屋の役割と村の自治における独特の地域情報の集積に注目する必要がある、近世文書全体の構造の中で庄屋日記の気象情報を



絵図 1 文政 6 年(1823)の天草高浜 (九州大学附属図書館記録資料館九州文化史資料部門所蔵)

分析する必要があると考えるからである。

さてすでに、これまでも現在の九州、熊本県の天草下島に位置する高浜の庄屋日記はいろいろな形で利用してきた (Murayama et al.(2017/19))。すべてではないものの主要な庄屋日記つまり七代目上田宜珍(在職: 1789-1818 年)の日記などは筆者自身が代表を務めた科研基盤 A「近代移行期における地域情報とその蓄積過程に関する比較制度研究」ですべてデジタル化している。その他にも明治期まで代替わりして日記は残されており全部で 89 点ある (東 (2016, 27-30))。本稿では、上田宜珍によって残された日記を利用する。なお、この

表 1 日記の気象表記と数値化および太陽暦換算

June, 1803 (Kyowa 3)	Weather Record (June, 1803)	
1	1	四月十二日 曇 北風
2	0	四月十三日 晴天 北風
3	0	四月十四日 晴天 西北風
4	1.5	四月十五日 曇少雨 北東風
5	1	四月十六日 曇 北風
6	0	四月十七日 晴天 北風
7	0	四月十八日 晴天 東風
8	0	四月十九日 晴天 北風
9	1	四月廿日 曇天 西北風
10	0	四月廿一日 晴天 南風
11	0	四月廿二日 晴天 西南風
12	2	四月廿三日 雨 南風
13	2	四月廿四日 雨 南風
14	2	四月廿五日 雨 東南風
15	2	四月廿六日 雨 東南風
16	2	四月廿七日 雨晴方ニ成ル 南風
17	0	四月廿八日 晴天 西北風
18	2.5	四月廿九日 雨天 西南風 夕方大雨
19	2.5	五月朔日 雨 東南風 大雨
20	2	五月二日 雨天 南風
21	2	五月三日 雨天 南風
22	2	五月四日 雨天 南風
23	2.5	五月五日 雨天 東南風 大雨
24	2	五月六日 雨天 西南風
25	2	五月七日 雨天 南風
26	1.5	五月八日 曇 東南 少小雨降
27	2.0	五月九日 雨 南風
28	2.5	五月十日 大雨 東南風
29	1.5	五月十一日 小雨 南風
30	1	五月十二日 晴曇 南風

史料は庄屋の子孫である上田家が所蔵している。

3. 気象記述の数値化と気象復元

表 1 は日記における気象表記を享和 3 年(1803)について、旧暦で 4 月 12 日から 5 月 12 日までの期間について抜き書きをしたものである。新暦では 6 月 1 日から 30 日にあたる。

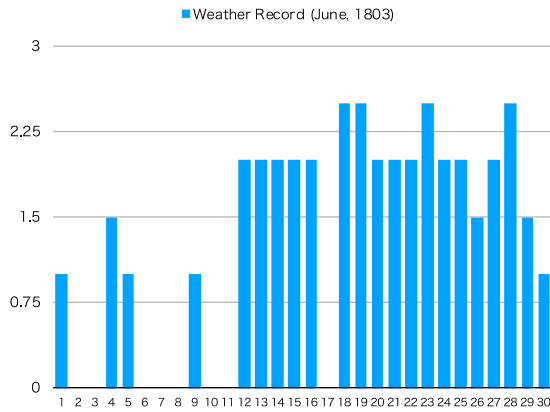


図1 享和3年(1803)新暦6月の気象復元

晴天を0ポイント、曇りを1ポイント、雨を2ポイント、大雨を2.5ポイントとした。少々の雨あるいは小雨は1.5ポイントとしている。もちろん1日のうちでも気象変化はあり、雨の記載があればすべて雨のポイントとしている。夕方より大雨のような記載でも2.5ポイントとした。つまり、雨が降るといふ記述に重きをおいて、ポイント付けをしたのである。その結果が、この新暦1803年6月の気象変化をグラフ化した図1である。月の半ば以降に雨が降ることが一目瞭然である。この年は、旧暦の5月9日から10日(新暦の6月27日から28日)にかけて大洪水が発生している。

上田宜珍による庄屋日記は1793年から1818年の期間に残されているが、欠年がないわけではない。図2の年代でアスタリスクを付けた年の日記は残念ながら消失している。1794年、1796年、1800年、1811年および1813年の5年間である。そのため、利用できたのは26年間の期間のうち



絵図2 1803年10月に描かれた絵図：田畑の水没地域や堤防結界などの洪水被害の詳細が描かれている。(天草・上田家所蔵)

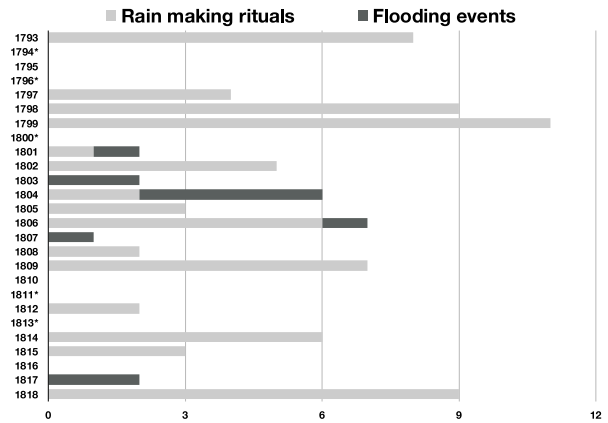


図2 雨乞いの儀式の頻度と洪水頻度

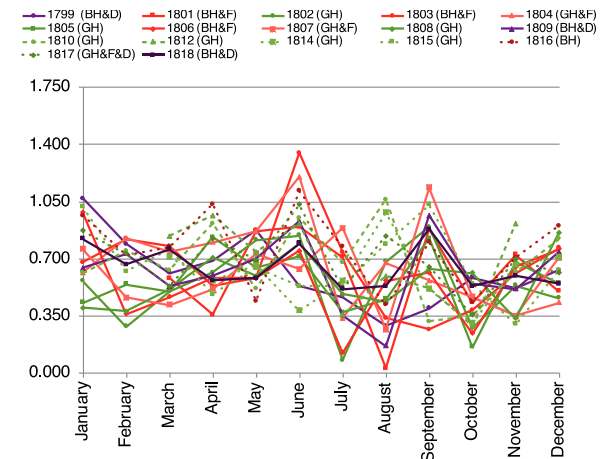


図3 庄屋日記に基づく気象復元

21年間分である。もっともその残された期間のうちにも、たまに気象情報の記載がない場合があり、ほぼ全年分の記載がある17年分の気象復元をしたものが図3である。

17年分のそれぞれの年に、BHなどの記載をしているが、BHはBad Harvestの略であり、作物特に米作の不作年を示し、GHはGood Harvestの略であり良作年である。さらにDはDroughtつまり早魃年であり、FはFloodの略であり洪水発生年である。良作年は緑色、洪水のあった年は赤色、そして早魃の記載があった年は紺色の折れ線にしている。日記の記載ならびにその他の歴史資料を参照して得られた結果である。

図3では日々のデータを集計し、月平均を見ているが、1803年に見られたように洪水年の問題は6月の降雨量であったことがわかる。また洪水年、早魃年に関わらず、良作年は8月に一定の雨量のあったことがわかる。

4. まとめ：気象に関する住民の心配事と稲作

最後に図2にもう一度立ち返ってみよう。確かに洪水という災害は強烈な影響を与える。ここでは詳細を述べる余裕はないが、日記の記載によれ

ば、洪水のダメージは短期間で復興され、次の年には良作年を迎えている。税収に直接影響する米作に甚大な被害があった場合に限って、当時の地方政府も財政支援を行なっている。主に日当等の手当てであるが、修復作業を行なったのはすべて住民自身である(Murayama et al. (2017))。

それに対して、旱魃については、実はなす術がなく、不作に甘んじるしかなかった。水路等の新たな開発や様々な水管理の工夫を除けば、雨乞いの儀式を頻繁に行うことで雨を祈願するしか方策はなかったのである。適度な雨の量とタイミングが不可欠なのである。日記には、雨乞いのイベントが確実に多く記載され、住民の主たる願いであったことが図 2 から判明する。

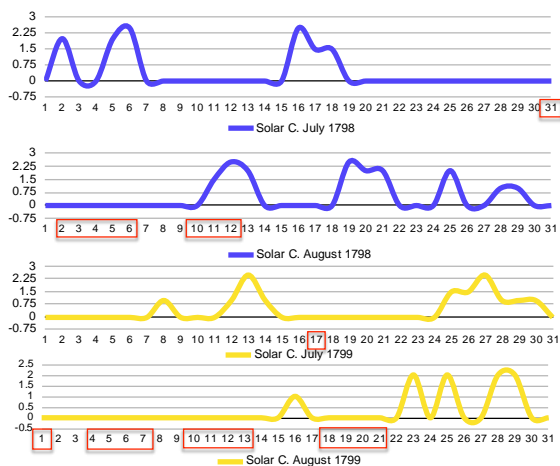


図 4 良作年と旱魃年の雨乞い

さて、最後の図 4 は良作年の 1798 年と旱魃年の 1799 年における新暦の 7 月と 8 月の気象変化をこれまでと同様に主に降雨量の変化で比較したものである。青色の曲線が描く良作年の 1798 年でも、このタイミングで雨が欲しいという期待が 7 月末から 8 月中旬にかけての雨乞いの頻度に反映している。それに対して、黄色の曲線が示す 1799 年の旱魃年では、多くの儀式を挙行了したにも関わらず、雨が降るタイミングは残念ながら既に遅かった。

参考文献

Glaser, R. 2014: *Global Change. Das neue Gesicht der Erde*. Darmstadt: Primus in Wissenschaftliche Buchgesellschaft (WBG).
 東昇, 2016: 『近世の村と地域情報』吉川弘文館
 Hirano, J., Mikami T., Zaiki M., and Nishina, J., 2018: Analysis of Precipitation Data at Yokohama, Japan, from 1863 to 1869 Observed by J.C. Hepburn. *Journal of Geography* (Chigaku Zasshi), 127 (4), 531-541.

Hughes, Donald J., 2018: 『環境史入門』(村山聡・中村博子訳) 岩波書店 (*What is Environmental History*, Second Edition. Cambridge, UK / Malden, MA, USA: Polity Press, 2016)

市野美夏, 三上岳彦, 増田耕一, 2018: 「日記天候記録から推定した日本における 19 世紀前半の日射量変動」『地学雑誌』 127(4), 543-552。

鎌谷かおる, 佐野雅規, 中塚武, 2016: 「日本近世における年貢上納と気候変動—近世史研究における古気候データ活用の可能性をさぐる」『日本史研究』 646 号, 36-56。

Le Roy Ladurie, E., 1967: *Histoire du climat depuis l'an mil*. Paris: Flammarion. (Times of Feast, Times of Famine: A History of Climate since the Year 1000. Garden City, NY: Doubleday, 1971)

Mikami, T., 2008: Climatic variation in Japan reconstructed from historical documents. *Weather*, 68, 190-193.

三上岳彦, 財城真寿美, 平野淳平, 2013: 「歴史気候学研究の現状と展望—歴史気候記録と古気象観測記録のデータバンク構築に向けて—」『歴史地理学』 55-5 (267) 1-9 2013. 12。

Murayama, S., Nakamura H., Higashi N., Aoki T., 2017: Disaster Management and Integrated Economy in Early Modern Japan. Amakusa in the 19th Century, in A. Panjek, J. Larsson and L. Mocarrelli (eds.), *Integrated Peasant Economy in a Comparative Perspective. Alps, Scandinavia, and Beyond*. Založba Univerze na Primorskem, Koper, 2017, pp. 241-266.

Murayama, S., Nakamura, H., Higashi N., and Terao, T., 2019: Flood, drought, and lack of sunshine in the East Asian monsoon region: An environmental history of Takahama in the Amakusa Islands, Kyushu, Japan, 1793-1818, presented at EAEH 2019 (October 24-27), National Cheng Kung University, Tainan, Taiwan, October 26, 2019.

中塚武, 2016a: 「高分解能古気候データから始まる新しい災害史研究の方向性」『国立歴史民俗博物館研究報告』第 203 集, 9-26。

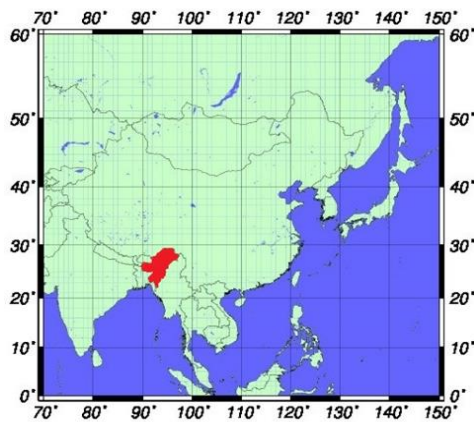
中塚武, 2016b: 「高分解能古気候データを用いた新しい歴史学研究の可能性」『日本史研究』 646 号, 3-18。

インド・アッサム州における 2017 年の降水の特徴と日変化

*栗山匡一朗、村田文絵(高知大学)、寺尾徹(香川大学)、山根悠介(常葉大学)、木口雅司(東京大学生産技術研究所)、
福島あずさ(神戸学院大学)、田上雅浩(芝浦工業大学)、林泰一(京都大学東南アジア地域研究研究所)

1. はじめに

アッサム茶の産地として有名なインド北東地方に位置するアッサム州(第1図)では、チベット高原からヒマラヤ山脈を越えて流下してくるブラマプトラ川の広大な氾濫原で伝統的に稲作が営まれてきた。現在でも人口の大多数が稲作に従事しており、州経済も稲作をはじめとする農業にたよる割合が大きい(浅田,2011)。よって、洪水や少雨など自然災害の影響も深刻であるため、降水特性を知ることは、重要である。Ohsawa et al(2001)は、日本の静止気象衛星ひまわり5号(GMS-5)の雲頂高度を用いて日変化を解析し、インド・アッサム州では夜間に降水が卓越することを示した。また Hirose and Nakamura(2005)は TRMM 降雨レーダーを用いて、3-8月にインド・アッサム州では2-4LTに降水が多いことを示した。しかし、なぜ夜間に降水が多いのかわかっていない。本研究では、インド・アッサム州内に15地点設置してある2017年3月から2018年2月までの1年間の転倒ます型雨量計データと日変化を解像できる高い時空間分解をもつ観測解析データ ERA-5 を用いて、インド・アッサム州での降水特性、日変化を明らかにすることを目的とする。

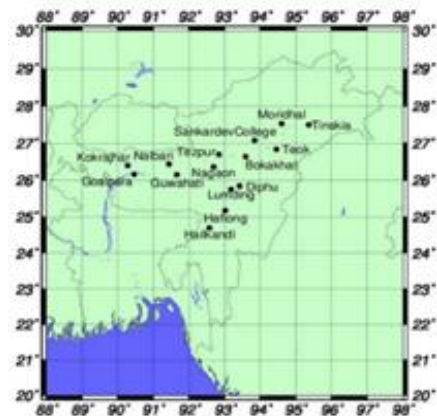


第1図 インド・アッサム州の位置を示す

2. 使用データと解析方法

2.1 使用データ

2017年3月から2018年2月までの期間について、インド・アッサム州内に設置してある15地点の転倒ます型雨量計データを用いた。第2図に観測点を示す。また雨雲の動きについて、空間解像度が緯度経度0.1度格子、時間分解能1時間の降水データセット GSMaP を用いた。さらに環境場の解析について空間分解能0.25度×0.25度、時間分解能1時間のERA-5を用いた。



第2.1図 転倒ます型雨量計が設置してある観測点の位置

2.2 解析方法

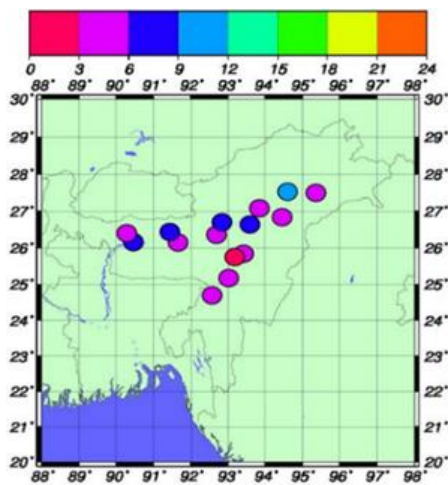
この地域の夜間の増大の原因を明らかにするために、15地点の平均降水量において3-6LTの間に3mm以上の降雨を観測した68事例を選び、降水システムの特徴と環境場をそれぞれGSMaPとERA-5を用いて調べた。またインドモンスーン域では、季節内変動と呼ばれる10-20日周期及び30-60日周期といった変動が卓越している。そこで15地点平均とその31日移動平均との差を求めて、3日以上連続でプラスになった日を降水活発期とし、降水日変化と比較した(第2.2図)。さらに premonsoon 期(3-5月)、monsoon 期(6-9月)で期間を

分け、降水日変化の特徴を比較した。現地時間の LT は世界標準時 UTC+6 時間である。

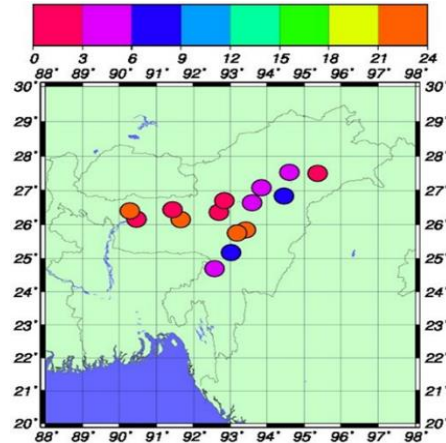
3.結果

3.1 降水の日変化

第 3-1 図、第 3-2 図は、それぞれ premonsoon 期、monsoon 期を示す。ほとんどの地点で 21-9LT で最大 3 時間降水量が観測されている。premonsoon 期(第 3-1 図)では、西側の地域で 21-3LT までに最大 3 時間降水量が観測された地点が多くなっていた。monsoon 期(第 3-2 図)では、西側の地域で、6-9LT の地点が多くなっていた。



第 3-1 図 地点ごとの premonsoon 期での最大 3 時間降水量が観測された時間帯の分布



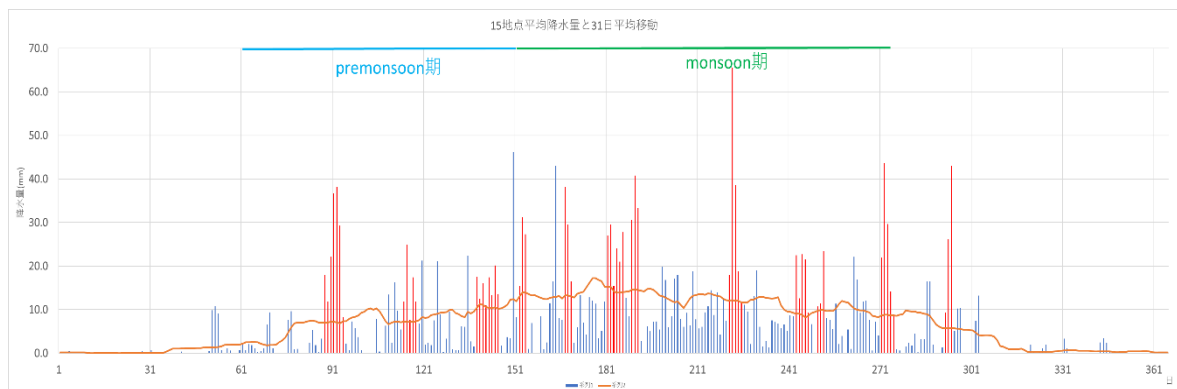
第 3-2 図 地点ごとの monsoon 期での最大 3 時間降水量が観測された時間帯の分布

3.2 降水システムと環境場の解析

15 地点平均雨量が 3-6LT に mm 以上観測された日は、premonsoon 期で 20 事例、monsoon 期で 48 事例あった。

premonsoon 期は 20 事例中 11 事例でアッサム州の西側において夜間の早時間帯に雨雲が発達しつつ東へ移動し弱まり、昼間にはブラマプトラ谷では雨雲が見られなくなる規則的な日変化が確認できた。11 事例中 8 事例は降水活発期に生じていた。monsoon 期は、premonsoon 期にみられた西から東へ移動するような動きは見られなかった一方、48 事例中 29 事例で山沿いを中心に降っていた雨が夜間から早朝にかけて谷に広がり、昼間にはブラマプトラ谷では雨雲が見られなくなる規則的な日変化が確認できた。降水活発期に生じた事例は、monsoon 期では 29 事例中たった 5 事例であった。

ERA-5 を用いた環境場の解析では、premonsoon 期の抽出した 11 事例をみると、925hPa 面において西側



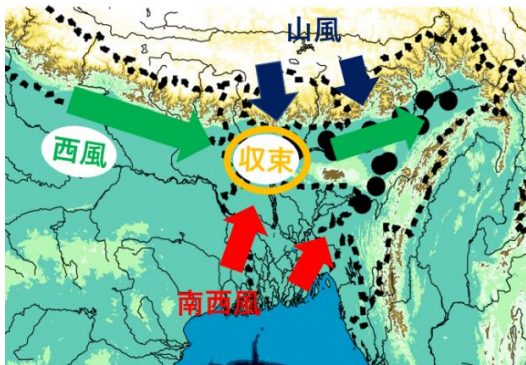
第 2.2 図 2017 年の 15 地点平均降水量(赤と青の棒グラフ)と 31 日移動平均(オレンジ)。赤棒グラフは活発期を示す。

の地域からアッサム州へ入り込んでくる西風と南西風が見られ、夜間になると山風が発生し、アッサム州の西側で収束していた。一方700hPa面ではアッサム上空では西風が卓越していた。

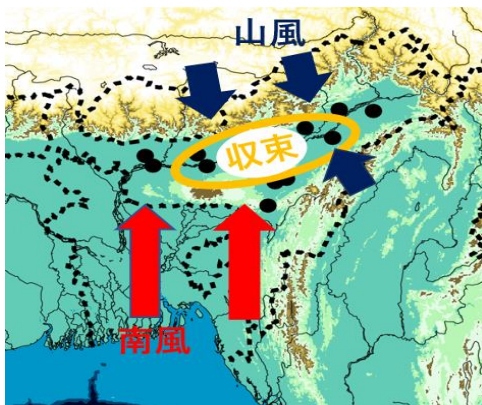
monsoon 期に抽出した29事例をみると700、925hPa面ともに継続して南風がアッサム州内に入り込んでおり、夜間に山風が発生とともに収束域がブラマプトラ谷で生じていた。

4 考察

夜雨の原因について、premonsoon 期は第4-1図のように山風と南西風及び西風の気流が夜間にアッサム州の西側で下層収束し上昇気流が発生することで雨雲ができ、その雨雲が対流圏中層の西風によって移動していると考えられる。monsoon 期は、第4-2図のように夜間に山風同士の収束、山風とアッサム州内に入り込んでくる南風との収束によって雨雲が発生することが考えられる。monsoon 期は premonsoon 期のように上空に西風は吹いていないため、雨雲の移動が見られないと考える。



第4-1図 premonsoon 期の模式図



第4-2図 monsoon 期の模式図

5 まとめ

本研究では、インド・アッサム州降水が夜間に卓越する原因を調べた。過去の研究と同様に雨量計のデータを見ても premonsoon 期、monsoon 期とも夜間から早朝にかけて降水が多いことが分かった。また、premonsoon 期と monsoon 期を比較すると、アッサム州の西側の地点で premonsoon 期は monsoon 期より、3-6 時間程降水が早まっていた。GSMaP をみると、premonsoon 期は、19 事例中 10 例で、夜間になるとアッサム州の西側の地域で雨雲が発達し、東へ移動する傾向が見られた。これは、西側から東側へ徐々に最大3 時間降水量が観測される時間帯が遅くなっている雨量計のデータと一致していた。monsoon 期は、premonsoon 期のように雨雲が西から東へ移動することはなく、48 事例中 19 事例で夜間から早朝にかけてアッサム州の平野部に停滞する傾向が見られた。降水活発期と雨雲の規則的な日変化の対応は premonsoon 期で 11 事例中 8 事例、monsoon 期で 29 事例中 5 事例と premonsoon 期の方が降水活発期に雨雲の規則的な日変化が起こることが多いことが分かった。

6 参考文献

- ・ Hirose, M., and K. Nakamura, 2005: Spatial and diurnal variation of precipitation systems over Asia observed by the TRMM Precipitation Radar, *JGR*, **110**, D05106
- ・ Ohsawa, T., H. Ueda, Taiichi Hayashi, A. Watanabe and J. Matsumoto, 2001: Diurnal Variations of Convective Activity and Rainfall in Tropical Asia, *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 333-352
- ・ 浅田晴久, 2011: タイ系民族アホムの稲作体系-インド、アッサム州の村落における事例研究, *人文地理* **63**, 42-59

下層高温位気塊のラグランジュ的追跡による アジアモンスーンオンセット理解

寺尾 徹* (香川大学教育学部)

1. はじめに

海陸の熱容量の違いに起因すると考えられるモンスーン循環は、多く的大陸上に見出すことができる。夏季モンスーンの存在とそのオンセットについては、大陸と周囲の海洋の間の加熱のコントラストによって説明されてきた。Li and Yanai (1996) は、アジアモンスーンオンセットを、チベット高原南側の対流圏の南北温度傾度逆転によって特徴づけられることを示した。南北温度傾度は温度風の関係によって東西風の鉛直シアと結びついている。南北温度傾度あるいは東西風の鉛直シアは、夏季アジアモンスーンの強度を示す指標としてしばしば用いられている(Ashfaq et al. 2017)。

Terao (1999) は、夏季アジアモンスーン域の上部対流圏の温位構造について解析し、モンスーン期にはアジアモンスーン域の上部対流圏に、350-360Kの温位を持つ高温位気塊が蓄積し、チベ

ット高原の南側の南北温度勾配の逆転に寄与している可能性を指摘した。高温位気塊の蓄積は、強い転向力によりチベット高気圧内に効果的に閉じ込められることによって説明される。

図1の概念図に示すように、アジアモンスーン循環を特徴づける南北温度傾度逆転は、比較的緯度が高いために強い回転成分を持つチベット高気圧内への高温位気塊の閉じ込め、蓄積と、その結果引き起こされるより下層の等温位面の押し下げによって説明できる。更に、高温位気塊の源泉は下層の高相当温位気塊であると考えられる。

この高相当温位気塊の下層大気における生成について、Boos and Kuang (2010)は、チベット高原などの急峻な地形によって中緯度大気から隔離されることで、高温多湿のインド亜大陸上の下層大気が形成され、上空の高温大気をつくっている可能性を主張している。

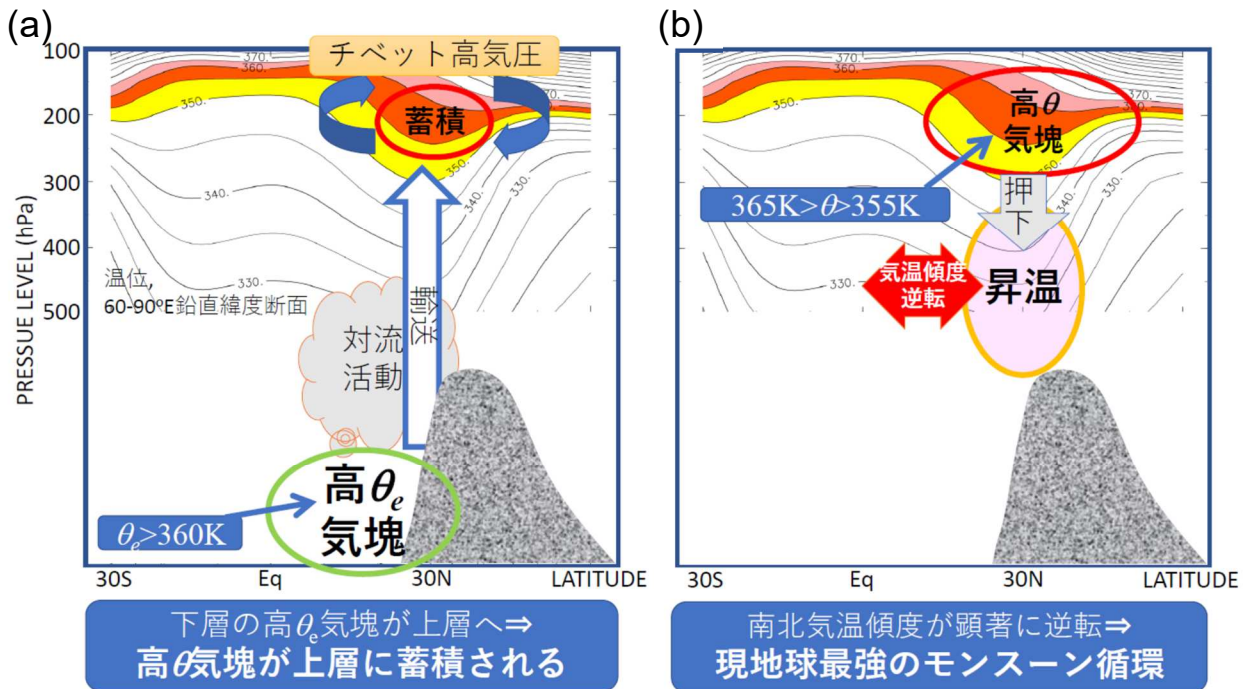


図1 概念モデル。(a) 下層の高相当温位(θ_e)気塊が対流活動により上空に輸送され、強い高気圧性回転を持つチベット高気圧内に蓄積される。(b) 対流圏上層の高温位(θ)気塊がより下層の等温位面を押し下げ昇温させ、顕著な南北気温傾度逆転を形成し、強いモンスーン循環を形作る。

このようにしてアジアモンスーンオンセットが引き起こされると考えたとき、高相当温位気塊の供給はどこでいつ発生するのか。本研究の主要な問いはこの点にある。下層の高相当温位気塊の積雲対流を通じた上層への輸送過程をラグランジュ的に追跡する立場から現象を解析することで、新しいモンスーン像を見出すことを目指す。

インド亜大陸北東部の下層大気が、対流活動によって対流圏上層の高気圧性循環の内部に効果的に供給され蓄積されていることを示す傍証は、大気化学の分野からも得られている。Park et al. (2008) は、ACE プロジェクト(Bernath et al. 2005)によって観測された対流圏上層の微量気体を解析し、これらの濃度の高い領域がチベット高気圧循環と対応していることを示した。しかし、直接的観測よりもモデル計算に依拠している場合が多く、特に、具体的な下層大気の上空への輸送過程は明らかになっていない。

高相当温位気塊の解析には、高い時空間分解能を持ったデータが必要となる。特に、下層に大きな日変化があることから、これを解像できる必要がある。かつてこのような対象の解析は困難であったが、近年、十分な時空間分解能を持ち、気候研究にも用いることができる再解析データが得られるようになった。これを用いて、モンスーンオンセットおよび、モンスーン期の季節内変動を2017年に絞って事例解析する。

2. データと解析方法

下層の高相当温位気塊と上層の高温位気塊の振る舞いを明らかにするために、European Center

for Medium Range Weather Forecastsの最新の再解析データ ERA5 を利用する。本データセットは、時間分解能1時間、空間分解能0.25度で得られる。本解析では、1000hPa~70hPaの間にある28レベルの等圧面における気温、比湿、風速の東西・南北成分と、地表面における気圧、ジオポテンシャルを用いた。気温と比湿から等圧面上の温位 θ と相当温位 θ_e を求めた。

隣接する等圧面の間では温位、相当温位は線形内挿する。また、地表面とその直上の等圧面の間では、温位、相当温位は変わらないものとした。ここでは、上層の高温位気塊を355Kから365Kの温位を持つ気塊と定義する。これは、図1, 2にあるように、アジアモンスーン域に、この温位範囲の大气が特に集中して蓄積されているからである。また、上記の上層の高温位気塊の起源となる下層の高相当温位気塊に着目するため、今回は下層にある360K以上の相当温位を持つ気塊を対象として解析した。対流活動によって上層に運ばれる間に起こる周囲の大气との混合による相当温位の低下を考慮している。また、対流活動活発域における相当温位の鉛直分布はほぼ600 hPaで最小となっていることから、600 hPa以下の高度の気層を「下層」と定義した。

以下、上層の高温位気塊密度 σ を、70 hPaと500 hPaの気圧面の間で積算した単位面積当たりの $355\text{K} \leq \theta \leq 365\text{K}$ となる気塊の質量とする。また、下層の高相当温位気塊密度 σ_e を、600 hPaの気圧面と地表の間で積算した単位面積当たりの $360\text{K} \leq \theta_e$ となる気塊の質量とする。

降水の有無は、下層の高相当温位気塊を上層に

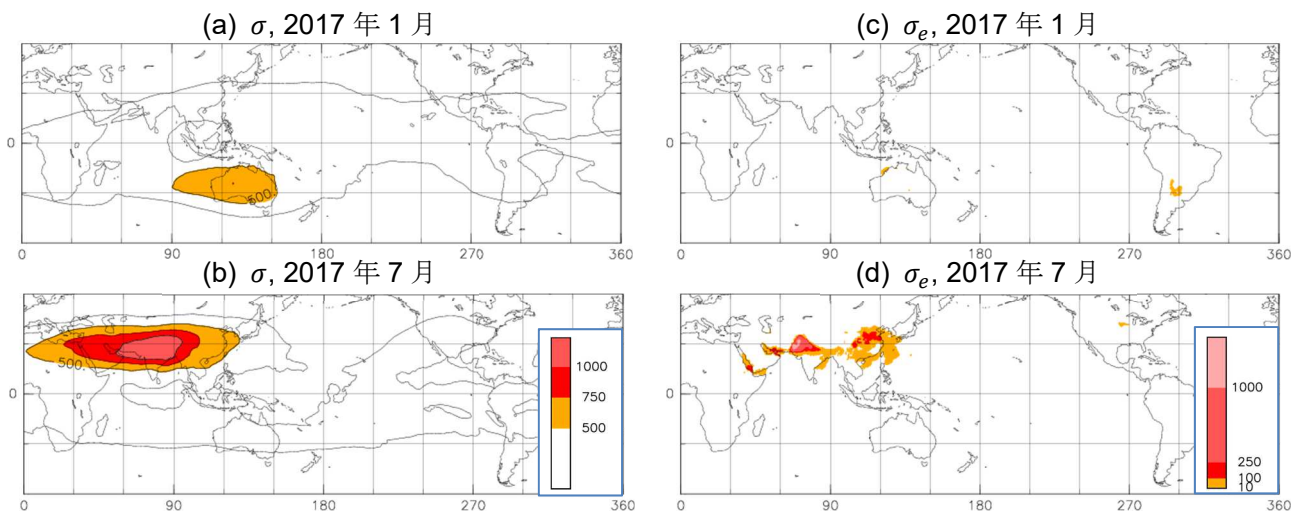


図2 (a), (b) 上層の高温位気塊質量密度 σ と、(c), (d)下層の高相当温位気塊質量密度 σ_e の全球(南緯60度から北緯60度まで)分布。2017年1月と7月の月平均。陰影は凡例に示した通り。すべて単位は kgm^{-2} 。 σ についてはコンター間隔 250kgm^{-2} 。 σ_e についてはコンターを用いていない。

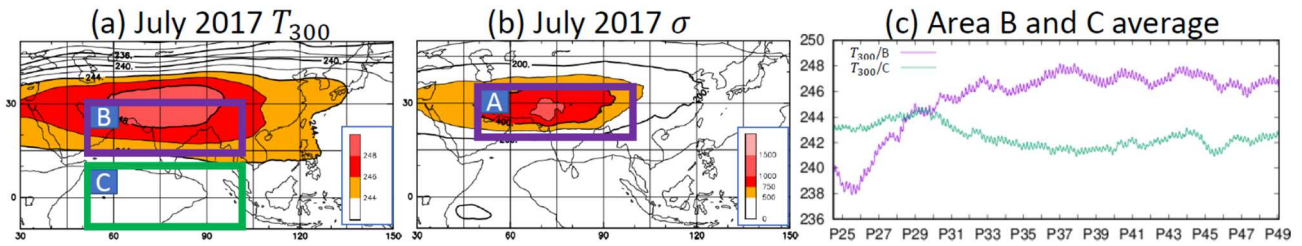


図3 (a)対流圏上層 300 hPa 等圧面高度における気温の空間分布。矩形 B, C は領域 B, C の範囲を示す。陰影は凡例参照、コンター間隔は 2°C。 (b)上層の高温位気塊の分布(図 2b と同じ)。陰影は凡例参照。コンター間隔は 250kgm⁻²。矩形 A は領域 A の範囲を示す。 (c)300hPa 気温の 5 から 9 月の時系列。横軸には半旬番号を示している(例えば P29 は、第 29 半旬)。(a)に示した矩形領域 B(紫線), C(緑線)の平均値。

運ぶプロセスの有無を表すため、重要である。そこで、Global Satellite Mapping of Precipitation プロジェクト(GSMaP)による推定降水量(Kubota et al. 2007)を用いた。このデータセットの時空間解像度は、1 時間、0.1 度である。

解析は 2017 年について行った。1 時間ごとの値を計算したうえで、いくつかの領域平均や、1 月と 7 月の月平均および、5 月から 9 月にかけて(第 25 半旬から 54 半旬)の半旬平均を求めた。

3. 解析結果

3.1 アジヤモンスーンの特異性

図 2a, b に、1 月・7 月平均の上層の高温位気塊の質量密度 σ の全球分布を示す。1000 kgm⁻² を超えるような大量の高温位気塊の存在は、北半球の夏季のアジヤモンスーン域に限定される。北半球の他のモンスーン域や南半球の夏季にはこのように大量な高温位気塊は存在しない。

図 2c, d に、同様の高相当温位気塊の質量密度 σ_e の全球分布を示す。下層の高相当温位気塊も、や

はり北半球夏季のアジヤモンスーン域に限定される。他の領域には存在しない。

3.2 2017 年の季節進行と高相当温位気塊

図 3a に 7 月の 300 hPa 気温を示した。アジヤモンスーン域で強い南北気温傾度の逆転が確認できる。図中の 2 つの矩形領域の 300 hPa 気温の 5-9 月の変化を図 3c に示した。29 半旬前後に温度傾度はほとんどゼロとなり、30-31 半旬には南北温度傾度は逆転している。この時期にモンスーンオンセットが起こっているものとみられる。

図 3b は上空の高温位気塊質量密度 σ の空間分布である。図 4a は、この図の矩形領域 A について積分した σ の時系列であり、第 30-31 半旬にかけて、上空の σ も大きく増加していることがわかる。図 4d より、この時期には大量の下層の σ_e がベンガル湾にあり、南風によってベンガル平野へ輸送されている。この南風は第 31 半旬には強まっている。

図 4d, f にあるように、ベンガル湾では相当温位の高い気塊が活発に生成されるとともに、ベンガ

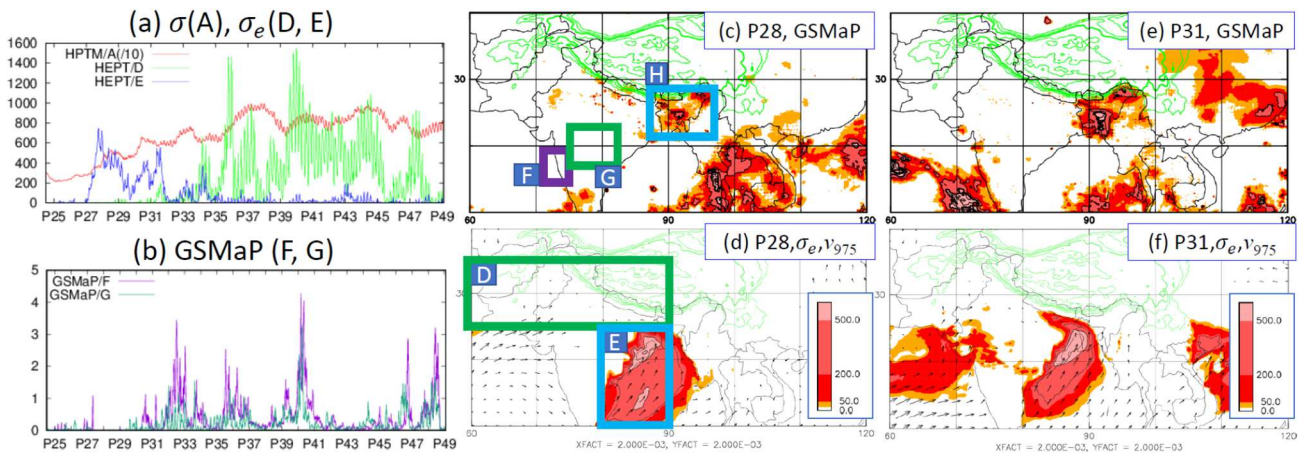


図 4 オンセット期(P28-31)のパラメータの変化を示す。(a)矩形領域 A における σ の積分値と、矩形領域 D, E((d)で定義)における σ_e の積分値の時系列。(b)矩形領域 F, G における GSMaP 降水量の時系列。横軸には半旬番号を示している(例えば P29 は、第 29 半旬)。(c), (e)はそれぞれ、GSMaP の第 28,31 半旬の空間分布。(d), (f)はそれぞれ、 σ_e と 975hPa 風速ベクトルの第 28,31 半旬の空間分布。図(c)-(f)の矩形 D-H はそれぞれ領域 D-H の範囲を示す。

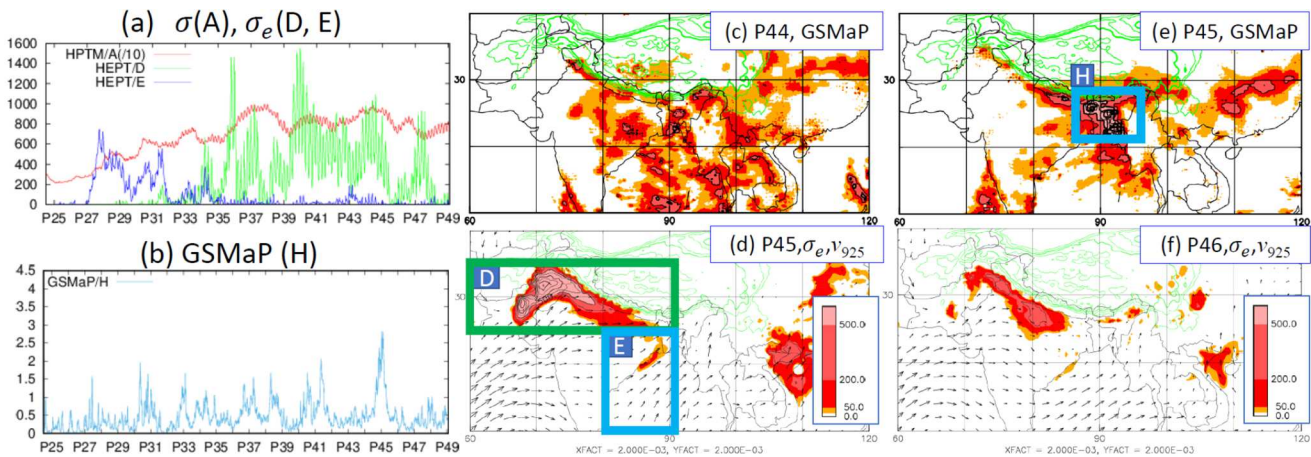


図 5 インド北東部の豪雨災害期前後(P44-46)のパラメータの変化を示す。(a)矩形領域Aにおける σ の積分値と、矩形領域 D, E(図 4d で定義)における σ_e の積分値の時系列。(b)矩形領域 H における GSMaP 降水量の時系列。横軸には半旬番号を示している。(c), (e)はそれぞれ、GSMaP の第 44,45 半旬の空間分布。(d), (f)はそれぞれ、 σ_e と 925hPa 風速ベクトルの第 45,46 半旬の空間分布。図(c)-(f)の矩形 D, E, H はそれぞれ矩形領域 D, E, H の範囲を示す。

ル平野への活発な輸送がみられた。しかし、図 4c, eにあるように、ベンガル湾では対流活動は抑制されており、対流活動が活発であったのは、バングラデシュなどベンガル平野であった。下層の高相当温位気塊がベンガル湾で生成され、ベンガル平野で対流活動により上層に運ばれていたことがわかる。第 28 半旬には大量の σ_e が見られる地域は他になく、ベンガル湾に見られる大量の σ_e が、アジアモンスーンオンセットに重要な役割を果たしている可能性がある。

なお、このベンガル湾からベンガル平野にかけての高相当温位気塊は、オンセット期以降急速に目立たなくなる(図 4a)。

3.3 インド北東部の豪雨事例

インド北東部では、8月10日前後に洪水災害を引き起こす豪雨があった。図 5 にこの時のパラメータの変化を示す。

図 5b の第 45 半旬の降水ピークがこの際の降水量に当たる。図 5eにあるように、インド北東部やベンガル平野一帯に第 45 半旬を中心に強い降水が見られる。インド北西部(矩形領域 D)にはそれ以前より、多量の高相当温位気塊が蓄積されていた(図 5d)。この気塊は、アジアモンスーンオンセットのあと次第に蓄積され、第 35 半旬以降継続的に大きな値を示す。第 44 半旬の半ば以降、インド北西部の σ_e は減少傾向である(図 5a)。図 5d, f の差を見ても、 σ_e の減少傾向を示している。一方、インド北部から北東部にかけての地域において西風が卓越していた(図 5d)。先行研究とも整合的である(Murata et al. 2017; Fukushima et al. 2019)。

インド北東部の豪雨は、インド北西部に蓄積された下層の高相当温位気塊が、西風によって東に輸送されて強化されている可能性がある。

4. まとめ

下層の高相当温位気塊の役割に着目して、2017年の夏季アジアモンスーンのオンセットと変動を記述した、アジアモンスーンオンセットにおいて、ベンガル湾で生成され、ベンガル平野へ輸送されて対流活動によって上層に運ばれる高相当温位気塊が重要な役割を果たしている可能性が示された。また、インド北西部に蓄積される高相当温位気塊がインド北東部の降水の季節内変動に大きな役割を果たしている可能性が示された。

参考文献

- Ashfaq, M., et al. 2017: *Clim. Dyn.*, **49**, 193–223.
 Bernath, P. F., et al. 2005: *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L15S01.
 Boos, W. R. and Z. Kuang, 2010: *Nature*, **463**, 218–222.
 Fukushima, A., et al. 2019: *Prog. Earth Planet. Sc.*, **6**, 20.
 Kubota, T., et al. 2007: *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **45**, 2259–2275.
 Li, C. and M. Yanai 1996: *J. Climate*, **9**, 358–375.
 Murata, F., et al. 2017: *J. Climate*, **31**, 8237–8251.
 Park, M., et al. 2008: *Atmos. Chem. Phys.*, **8**, 757–764.
 Terao, T., 1999: *J. Meteor. Soc. J.*, **77**, 1271–1286.

地球温暖化のこれまでとこれから

塩竈 秀夫* (国立環境研究所)

1. はじめに

近年、記録を更新する猛暑や大規模な水害などが頻発し、それらの極端現象と地球温暖化との関係が一般の方々の関心を集めている。またパリ協定の気候安定化目標（産業革命以降の世界平均地上気温変化を2°Cまたは1.5°C以下に抑える）を達成するための温室効果ガス排出削減策や、温暖化の影響を低減するための適応策など様々な取り組みが始まっている。

そのような状況の中で、気象学会の大会における地球温暖化関係の研究発表の数も増えてきている。しかし、個別の研究成果ではなく、地球温暖化に関する様々な問題を概観できるような情報に

触れる機会は意外と少ないのではないだろうか。

本講演では、産業革命以降のように気候が変わってきたのか、その原因は何か、今後どのように変わっていくのか、対策は何かに関して、基本から最先端の研究結果まで幅広く紹介したい。

2. 過去の温暖化

二酸化炭素等の温室効果ガスの大気中濃度が増加すれば、地上気温を上昇させるように加熱効果（温室効果）が働く。図1に、19世紀後半から2016年までの観測された世界平均年平均地上気温変化を示す。2016年は、1850年-1899年平均値と比べて+1.1°Cの気温差が記録された。過去の上位 17

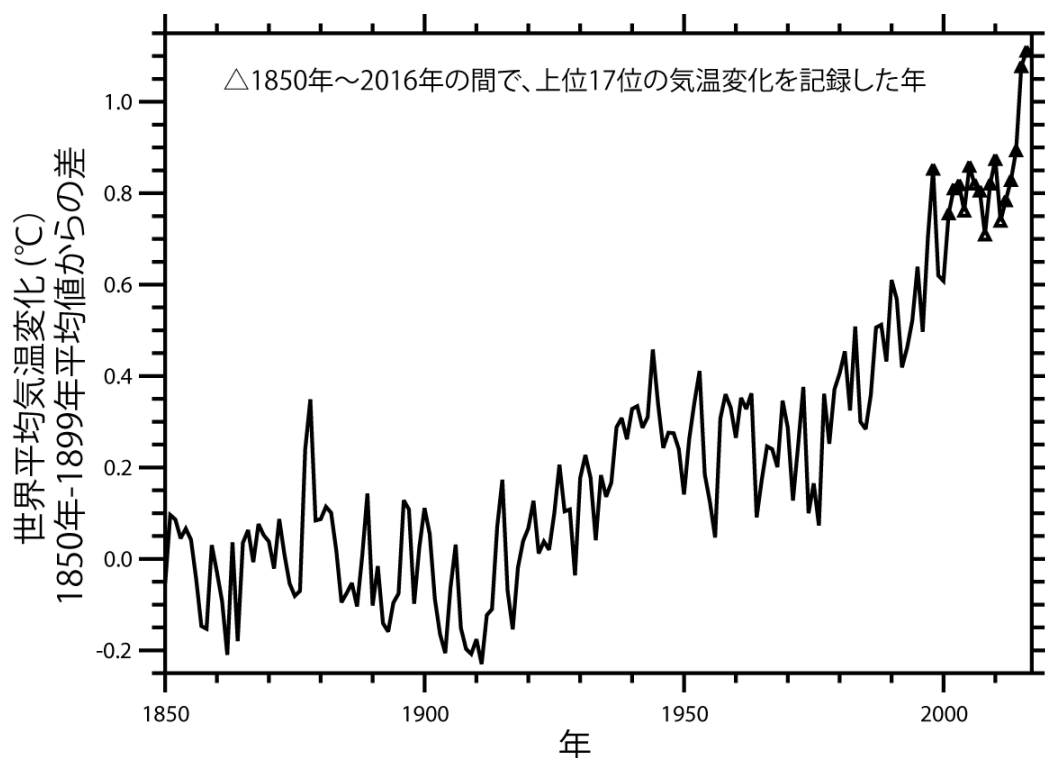


図1：1850年から2016年の観測された世界平均地上気温変化(°C)。1850年-1899年平均値からの差。1850年から2016年の間で、上位17位の気温変化を記録した年を△で示す。Morice et al. (2012) のデータを使用して作成。

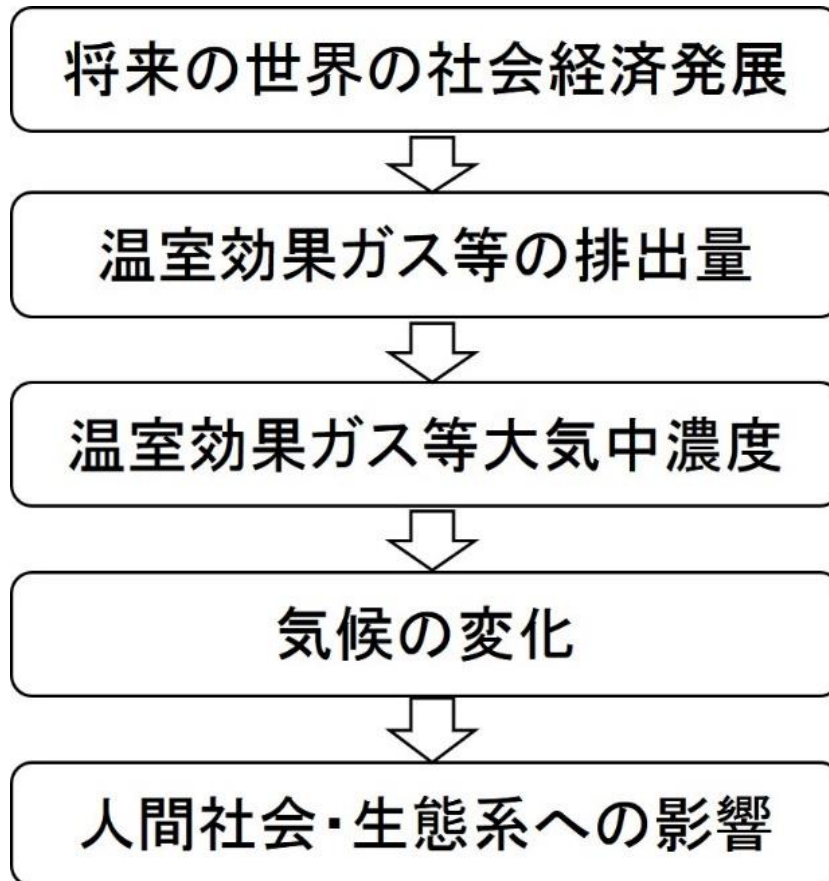


図 2：社会経済シナリオから気候変化予測、影響評価への流れ

位の気温のうち 16 年は、21 世紀に入ってから（2001 年-2016 年）で、残り 1 年は 1998 年である。IPCC（2013）では、様々な観測データを収集・分析した研究に基づいて、「気候システムの温暖化には疑う余地がなく、また 1950 年代以降、観測された変化の多くは数十年から数千年間にわたり前例のないものである。大気と海洋は温暖化し、雪氷の量は減少し、海面水位は上昇し、温室効果ガス濃度は増加している」と結論づけている。

観測された気候変化は、人間活動によるものと言えるのであろうか？この疑問に答える研究領域を「気候変動の検出と要因分析 (Detection and Attribution, D&A)」と呼ぶ。IPCC（2013）では、膨大な D&A 研究を参照して、「1951 年から 2010 年の世界平均地上気温の観測された上昇の半分以上は、温室効果ガス濃度の人為的増加とその他の人為起源強制力の組合せによって引き起こされた可能性が極めて高い」、「南極を除くすべての大陸域において、20 世紀半ば以降の地上気温の上昇に人為起源強制力がかなり寄与をしていた可能性が高い」、「人為起源強制力は、1970 年代以降に観測さ

れた世界の海洋表層の貯熱量（0～700 m）の増加にかなり寄与していた可能性が非常に高い」と評価した。

現在、気候変動に関する政府間パネル（IPCC）の第 6 次評価報告書に向けて、第 6 期結合モデル相互比較プロジェクト（CMIP6: Coupled Model Intercomparison Project Phase6, Eyring et al. 2016）が進行している。筆者は、CMIP6 のサブプロジェクトである気候変動の検出と要因分析に関するモデル相互比較プロジェクト (Detection and Attribution Model Intercomparison Project, Gillett et al. 2016) の共同議長を務めており、現在、モデル実験とその分析を急ピッチで進めている。

3. 将来の温暖化

将来の気候変動予測を行う場合には、将来の人間活動による温室効果ガス排出量などを何らかの方法で気候モデルに与えてやる必要がある（図 2）。そのためには、将来の社会経済の発展を予測しなければならないが、社会経済には様々な可能性が

あり、たとえば今世紀末までの変化を正確に予測することは不可能である。そのため、将来の社会経済を予測するのではなく、「地域分断型の世界」や「持続可能性を重視する世界」など出来るだけ幅をもった社会経済の想定（シナリオ）を複数作る。このとき、経済モデル等を用いて温室効果ガス等の排出量も計算される。こうして作られた温室効果ガス排出量のシナリオ（排出シナリオ）を気候モデルに与えてやることで、ある将来の社会経済シナリオに対応する気候変動予測を行うことができる。その気候変動予測の出力データをもとに、人間社会や自然生態系などへの気候変動の影響が研究される。

図3の横軸は、累積CO₂排出量のシナリオである。どのような社会経済になるかによって、様々な累積CO₂排出量があり得る。縦軸は、そのようなCO₂排出量を気候モデルに与えて計算された世界平均地上気温の上昇量である。両者には線形な関係が

あり、累積CO₂排出量が多くなれば、気温上昇も大きくなる。現在と同じようなペースでCO₂を排出し続ければ2100年までに2000GtC以上排出され、気温上昇が4°Cを超える可能性が高くなる。これまでに既に約1°Cの温暖化が生じており、パリ協定の2°C目標や1.5°C目標を達成しようとするれば、急速にCO₂を含む温室効果ガス排出量を減らす必要があることは明らかである。そのような温室効果ガスの排出量削減策のことを緩和策と呼ぶ。

またもしパリ協定の1.5°C、2°C目標を達成できたとしても全てが解決するわけではなく、現在より影響は大きくなる。そのような気候影響を低減する対策を適応策という。昨年度、日本では気候変動適応法という法律が施行され、国だけでなく自治体においても適応策の推進が求められている (<http://www.env.go.jp/earth/tekiou.html>)。上記の緩和策と適応策が、気候変動対策の両輪であり、どちらも推進していく必要がある。

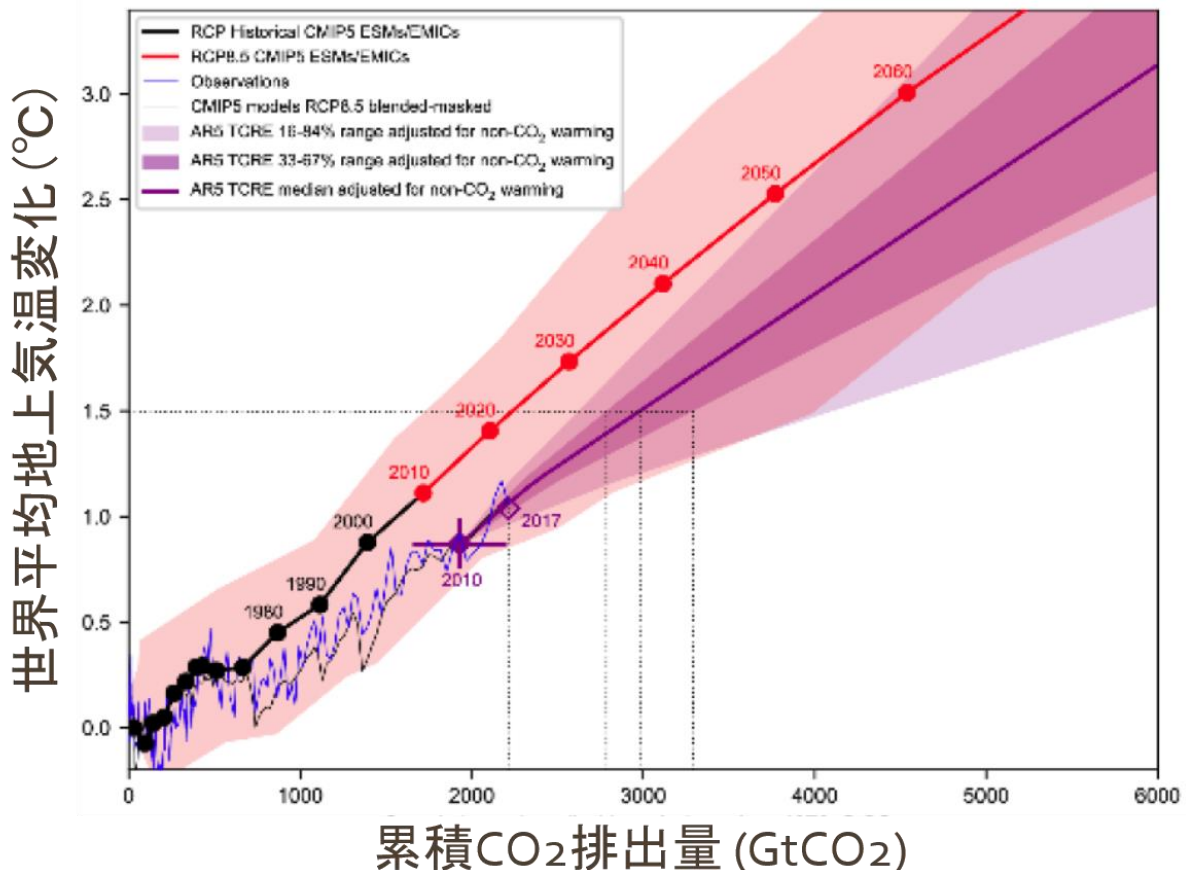


図3：世界平均地上気温の変化（縦軸、°C）と人為起源CO₂排出量の累積量（横軸 GtCO₂）の関係。Rogelj et al. (2018)の図 2.3 を改変。

4. まとめ

本予稿では、紙面の都合から基本的な内容だけを記述した。講演では、極端現象に対する温暖化の寄与を見積もるイベントアトリビューション研究、気候アナログ、影響評価、緩和策など気候変動に関する様々な側面に関する研究成果を紹介していきたい。

参考文献

IPCC (2013) 気候変動に関する政府間パネル第 5 次評価報告書第 1 作業部会報告書政策決定者向け要約 (気象庁訳) **15**, 386–398.

Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., and Taylor, K. E., 2016: Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization, *Geosci. Model Dev.*, **9**, 1937–1958, doi:10.5194/gmd-9-1937-2016

Gillett, N. P., H. Shiogama, B. Funke, G. Hegerl, R. Knutti, K. Matthes, B. D. Santer, D. Stone, and C. Tebaldi. 2016: The Detection and Attribution Model Intercomparison Project (DAMIP v1.0) contribution to CMIP6. *Geoscientific Model Development*, **9**, 3685–3697, 10.5194/gmd-9-3685-2016.

Morice, C.P., Kennedy, J.J., Rayner, N.A. and Jones, P.D., 2012: Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: the HadCRUT4 dataset. *Journal of Geophysical Research*, **117**, D08101

Rogelj, J., D. Shindell, K. Jiang, S. Fifita, P. Forster, V. Ginzburg, C. Handa, H. Kheshgi, S. Kobayashi, E. Kriegler, L. Mundaca, R. S  f  rian, and M. V. Vilari  o, 2018: Mitigation Pathways Compatible with 1.5   C in the Context of Sustainable Development. In: *Global Warming of 1.5   C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5   C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty* [Masson-Delmotte, V., P.

Zhai, H.-O. P  rtner, D. Roberts, J. Skea, P. R. Shukla, A. Pirani, W. Moufouma-Okia, C. P  an, R. Pidcock, S. Connors, J.B.R. Matthews, Y. Chen, X. Zhou, M. I. Gomis, E. Lonnoy, T. Maycock, M. Tignor, and T. Waterfield (eds.)]. In Press.