

気象・水文

榎本剛¹・石川裕彦²・竹見哲也²・中北英一³・山口弘誠³・小坂田ゆかり³・
平石哲也⁴・吉田聡⁵・佐山敬洋⁶

- ¹ 気象水象災害研究部門 災害気候分野
² 気象水象災害研究部門 暴風雨・気象環境分野
³ 気象水象災害研究部門 水文気象分野
⁴ 流域災害研究センター 沿岸域上砂環境研究領域
⁵ 流域災害研究センター 流域圏観測研究領域
⁶ 社会防災研究部門 防災技術政策研究分野

Key Words: atmospheric radar, numerical simulation, psuedo-stational rainband

1. はじめに（石川）

気象・水文の観点からの研究を本項にまとめる。第2章は、レーダー観測に基づき全体像と特徴を記述する。また、温暖化影響に関して考察する。第3章では、大気安定度の指標を用いて豪雨発生の背景となるメソスケールの環境要因を調べた結果を示す。第4章では今回の豪雨に先行した台風7号の影響を考察した。第5章では気象庁アンサンブル予報結果を解析し、本事例がどの程度予測可能であったかを調べた結果をまとめた。

第6章では、西日本全体を計算領域とする分布型流出モデルを用いた流出解析の結果をまとめた。さらに、第7章には、洪水抑止の一方策ともなりうる技術として、木製可動型水流減勢工に関する研究を収録した。

2. 気象レーダー等から読める豪雨の特徴とその将来頻度変化の解析（中北・山口・小坂田）

2.1 まえがき

平成30年7月豪雨では、図2.1に示すように、長期間に広い範囲で非常に多くの総雨量がもたらされ、西日本を中心に死者224名¹⁾という、平成に入って最大の死者数となる甚大で痛ましい人的被害が発生した。平成29年にも短時間かつ局所的な九州北部豪雨による甚大な被害が発生しており、近年、地球温暖化の影響が出始めているのではないかと感じるような、今までの常識が通用しない豪雨災害が頻発している。地球温暖化に対して後悔しない適応をするため、現象の理解を進めるとともに、災害からの教訓、そして将来予測の共有がますます重要になってくるだろう。

本稿では、国土交通省のXバンド偏波ドップラーレーダー（以下、XバンドMPレーダーと記す）及び既出のCX合成雨量情報を用いて、本豪雨で引き起こされた災害の特徴をまとめる。また、XバンドMPレーダーの3次元情報を用いて雲特性を解析するとともに、気候モデル出力を用いて地球温暖化の影響評価について解析を行った。気候モデルの詳細については後述する。

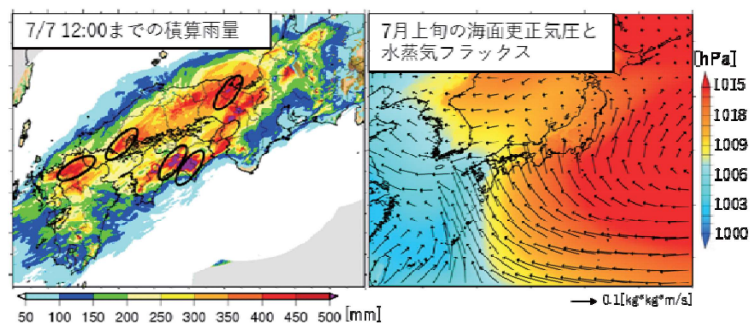


図2.1 （左）国土交通省のXバンド偏波及びCバンド偏波ドップラーレーダーの合成雨量による7月7日12時までの60時間積算雨量と（右）メソ客観解析データMSMの7月上旬の海面更正気圧（色）と水蒸気フラックス（矢印）。

2.2 気象レーダーから読み取れる災害の特徴及び雲の特性

(1) 災害の特徴

平成 30 年 7 月豪雨の大きな特徴はやはり、非常に広域で長時間に渡って雨が降り続いたことである。豪雨期間中を通して、それほど強くない雨域が広域を覆い、典型的なバックビルディング型梅雨豪雨のような局所的豪雨は見られなかった。こうした豪雨により、岡山県真備町などにおける浸水や広島県の安佐北区や呉市などにおける土砂災害など、多くの災害が発生した。図 2.2 に、左から、広島県の呉市及び安佐北区付近における降雨強度、7 月 5 日 00 時からの積算雨量、土壌雨量指数を示す。上段から 6 日 19 時、7 日 02 時、7 日 05 時の図である。図中の白い星印は土砂災害があった場所を表しており、積算雨量と土壌雨量指数の赤字のタイトルは、土砂災害が発生したおよその時刻であることを示している。降雨強度と積算雨量の図は CX 合成雨量から作成し、土壌雨量指数及び土砂災害の発生場所・時刻の情報は国土交通

省砂防部からご提供いただいた。

図 2.2 からわかるように、各時点で、それまで降り続いた長雨によりかなりの積算雨量となっている。そこへ再び、必ずしも強くない線状降水帯が何度も押し寄せ、1 波、2 波、3 波、4 波と通過していった。その度に、既に満身創痍であった多くの山腹斜面において次々と土砂災害が発生した。そして、図 2.2 の下段に示す 7 日 05 時は豪雨の終わりにかけの時刻であるが、この最後に移動していった線状降水帯が、トンカチで連打するかの如く多くの地点で土砂災害を起こしていった。

山腹斜面だけでなく、河川流域やダム貯水池においても水が満杯になっており、それ以上少しでも豪雨があると土石流や斜面崩壊が生じたり、河川流域の山々から既に満杯の川やダム貯水池に雨水が流出したりするような状態であった。すなわち、耐えうる限界にあった。そして、その上で加えて豪雨が押し寄せた。トンカチ役となった、そう強くない豪雨の 1 波、2 波の影響を評価するには、今後より、レーダー等を用いた短時間降雨予測の強化やその利用の促進を図る必要があるだろう。

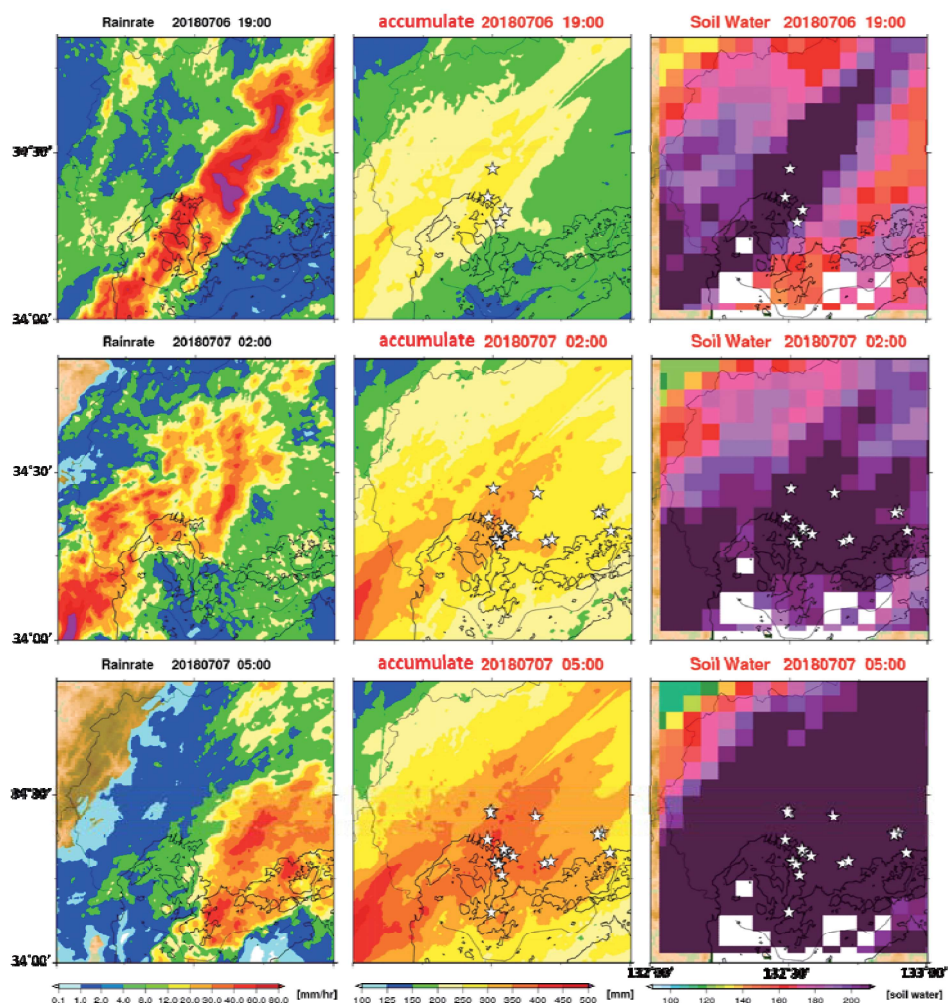


図 2.2 (左) 降雨強度、(中) 7 月 5 日 00 時からの積算雨量、(右) 土壌雨量指数。積算雨量と土壌雨量指数について、星印は土砂災害発生場所を示し、図のタイトルが赤字であるのは土砂災害があったおよその時刻であることを意味している。

(2) 3次元雲情報の特徴

次に、XバンドMPレーダーの三次元情報を用いて雲情報を解析した。図2.3に、XバンドMPレーダーから作成した平成30年7月豪雨時の近畿地方におけるレーダー反射強度の立体図を示す。図の左に平成30年7月豪雨、右に比較として、典型的なバックビルディング型梅雨豪雨であった平成29年九州北部豪雨の図を示す。

図2.3からわかるように、平成30年7月豪雨は、典型的な線状対流系であった九州北部豪雨と比較して雲の高度が低い。このことは、川野・鈴木・川村²⁾によって2018年日本気象学会秋季大会で報告された、「平成30年7月豪雨時には雷がほとんどなかった」という結果と対応するものである。こうした雲の特性においても、平成30年7月豪雨は典型的な線状対流系とは異なっていたと言える。

2.3 地球温暖化の影響評価について

(1) 使用データ

地球温暖化の影響評価には、文部科学省創生プログラムで気象庁気象研究所によって計算された5km解像度の非静力学領域気候モデルNHRCM05、及び大量アンサンブルデータであるd4PDF_NHRCM20（以下、d4PDF20と記す）を用いた。NHRCM05の将来気候は全球平均気

温4度上昇シナリオであるRCP8.5に基づき計算され、海面水温（SST）アンサンブルが4本（以下、c0-c3と記す）が出力されている。d4PDF20の将来気候は全球平均気温4度上昇定常状態で計算されており、同じくSSTアンサンブルとして現在気候50本、将来気候90本の大量アンサンブルが出力されている³⁾。また、平成30年7月豪雨を含め、過去に実際発生した梅雨豪雨の解析にはCX合成雨量、及び気象庁のメソ客観解析データMSMを用いた。

(2) 解析結果

・発生頻度

Osakada and Nakakita⁴⁾は、NHRCM05の6～8月における降雨出力からメソβスケールの梅雨豪雨を抽出し、その発生頻度を解析している。結果を図2.4に示す。

図2.4が示すように、メソβスケールの梅雨豪雨は日本のほとんど地域で増加傾向にある。この傾向は、近年の梅雨豪雨の頻発と矛盾していない。しかし、この結果はあくまで、平成29年九州北部豪雨のように、梅雨期に発生するメソβスケールの豪雨が増加することを示している。必ずしも、今回の平成30年西日本豪雨のように、広域かつ長時間持続する豪雨をカウントしたものであるのではないことに注意が必要である。

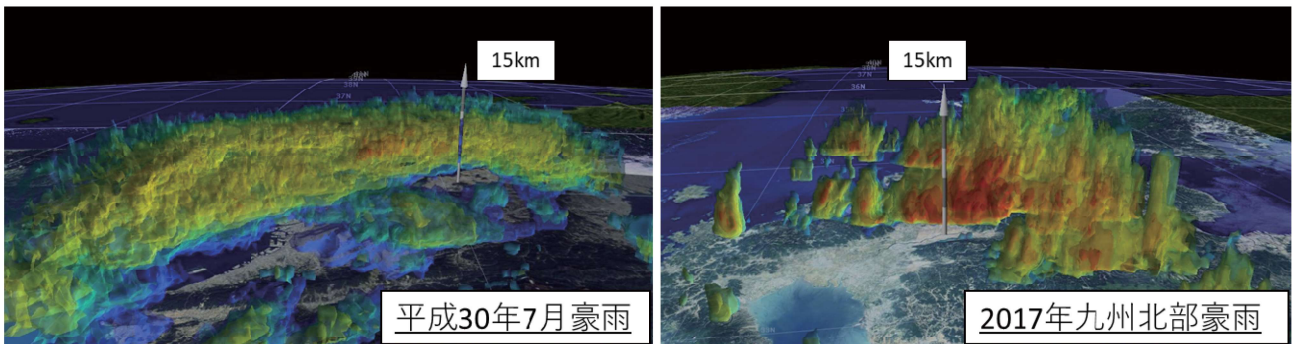


図2.3 XバンドMPレーダーから作成した（左）平成30年7月豪雨と（右）平成29年九州北部豪雨のレーダー反射強度の立体図。

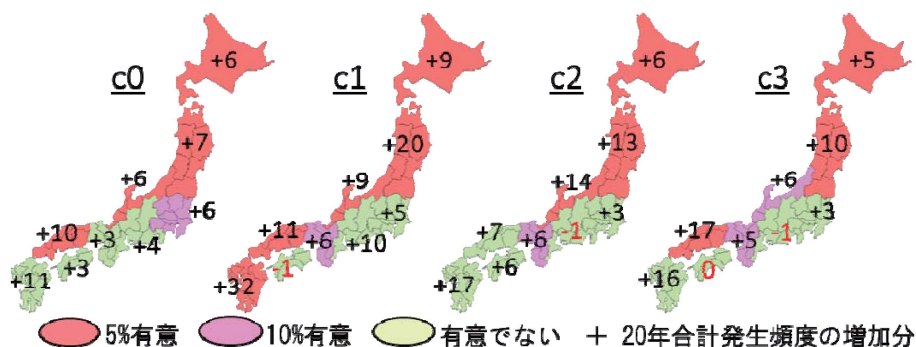


図2.4 梅雨豪雨発生頻度の将来変化⁴⁾。

・積算雨量

小坂田・中北⁹⁾は、NHRCM05 から抽出された梅雨豪雨事例⁴⁾を用いて、50mm/h以上の強雨継続時間当たりの積算雨量が将来増加することを示している。平成30年7月豪雨の中で、NHRCM05からの梅雨豪雨抽出基準⁴⁾に当てはまる事例(図2.1左の黒楕円で囲んだ事例)について、同様に強雨継続時間と積算雨量を算出した。

図2.5に結果を示す。青△がNHRCM05の現在、赤○が将来で発生した梅雨豪、□が過去に発生した梅雨豪雨を表す。平成30年7月豪雨は黒□で、平成29年九州北部豪雨はピンクの□で示している。平成29年九州北部豪雨と比較して、平成30年7月豪雨は現在の分布の中でも積算雨量が少ない。すなわちメソβスケールの梅雨豪雨としては、平成30年7月豪雨は、現在気候においても極端ではなかった。そのため、本豪雨の異常さはより大規模な場からその特徴を捉える必要があるだろう。

・水蒸気量

そこで次に、日本域に流入した水蒸気量の解析結果に

ついて述べる。北緯30°上の東経128~138°間で水蒸気フラックスの南北成分、東経127.8°上の北緯30~33°間で東西成分を、北及び東を正として合計し、水蒸気フラックス量 F と定義した。今回は、数日にわたって持続した平成30年7月豪雨の特徴を踏まえ、3日間合計の F を解析した。d4PDF20の6~8月のデータから算出した3日間合計 F の相対頻度分布を図2.6に示す。

平成30年7月豪雨発生時の水蒸気流入量は、現在気候では分布の裾野に位置しており、非常に稀な量の水蒸気が日本域に流入していたことを確認した。平成29年九州北部豪雨発生時や、平成30年7月豪雨と類似性の高い1972年豪雨発生時と比較しても、その大きさは突出している。時間空間スケールが平成30年7月豪雨より小さい平成29年九州北部豪雨の特徴を踏まえ、日平均 F を比較しても、平成30年7月豪雨時の水蒸気流入量は突出していた(図省略)。また、将来気候でも極端な水蒸気量であるが、将来では同程度の水蒸気量が流入する頻度が増加することも見て取れる。

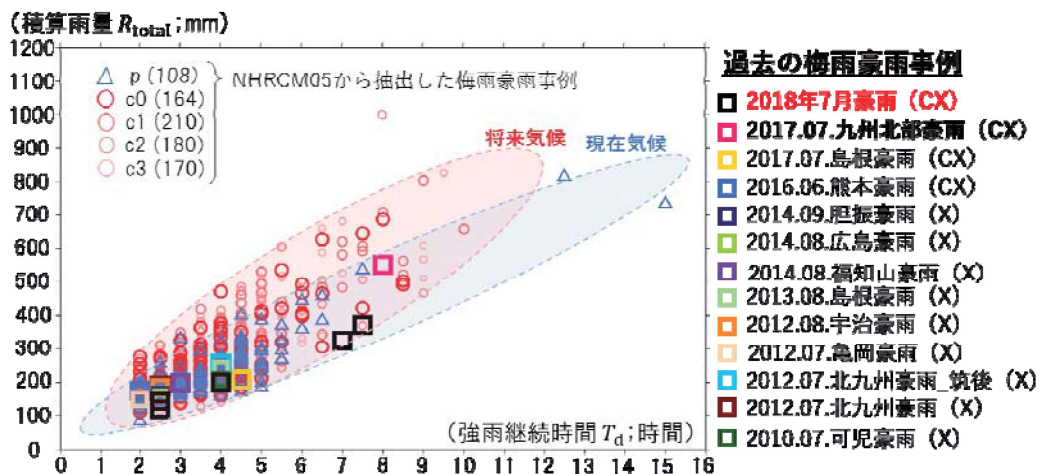


図2.5 強雨継続時間と積算雨量の将来変化。

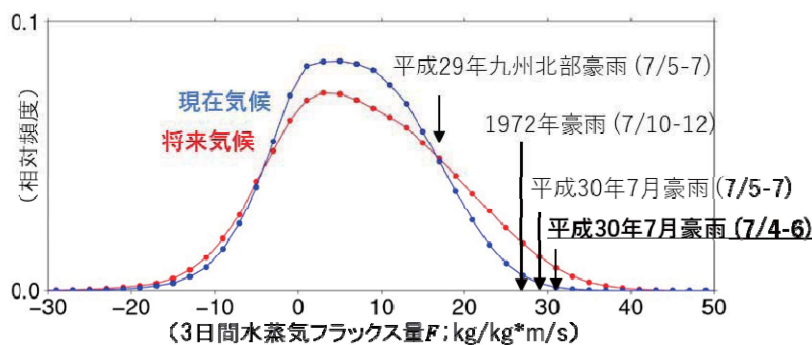


図2.6 d4PDF20から算出した3日間合計水蒸気フラックス量の相対頻度分布。1972年豪雨はJRA55、その他の過去事例はMSMから値を算出した。

・大気場パターン

最後に、平成 30 年 7 月豪雨発生時の大気場パターンに関する解析について述べる。

大気場パターンに関しては、d4PDF20 の 10 日平均値の海面更正気圧及び水蒸気フラックスをクラスター分類し、図 2.1 右に示す平成 30 年 7 月豪雨発生時の 10 日平均値大気場と類似度の高いクラスターの将来変化を解析した。その結果、平成 30 年 7 月豪雨発生時の大気場パターンは、将来気候において増加する傾向は見られなかった。しかし、大気場パターンの将来変化に関してはより精査が必要であり、再現期間など定量的な値の算出も含めて、今後の課題とする。

5. まとめ

平成 30 年 7 月豪雨の特徴を大枠でまとめる。

1. 梅雨豪としては珍しく、背の高くない雲によって、長期間に広い範囲でたくさんの総雨量がもたらされた。
2. それにより、満身創痍になっていた多くの山腹斜面・河川流域・ダム貯水池で、通り過ぎて行ったそう強くない豪雨の一波二波が、トンカチのごとく土砂崩壊、洪水、ダムの小貯水池からの緊急放流をもたらした。
3. そのため、情報伝達、避難に関しても多くの視点をもたらした。

災害をもたらすトンカチ役となったそう強くない豪雨の影響を評価するには、本稿で用いた X バンド MP レーダーのような気象レーダ等を用い、短時間降雨予測の強化とその利用をますます促進していく必要があるだろう。

また、地球温暖化による将来変化との関係を以下にまとめる。

1. 典型的な線状降水帯型の梅雨豪雨の頻度は将来増加する。これまでほとんど梅雨豪雨が発生していなかった地域でも生起する。そして、同じ強雨の継続時間内でも、その時間内での強雨総雨量は増大する。
2. しかし、平成 30 年 7 月豪雨のように停滞する大気のパターンは、将来気候において増加する兆候は見られていない。
3. 平成 30 年 7 月豪雨発生時の流入水蒸気量は、現在気候ではほとんど最大レベルの流入量であった。

また、将来気候でも珍しく多い範疇であるが、現在気候と比較するとその頻度は増加する。そのため、将来気候において総降雨量が増加することに対する対策が必要になる。

将来、典型的な梅雨豪雨は将来気候でより頻繁に、より強力に、そしてこれまで未経験に地域にも生起し始める。また平成 30 年 7 月豪雨のような広域かつ長時間の豪雨についても、水蒸気量の増加によって総降雨量は増大する危険性がある。

こうした変化をもたらす地球温暖化に対して後悔しない適応をするためにも、気候変動将来予測を軸にした適応が必要である。さらに、治水の基礎体力の増強、自助・共助としての防災力の増強も喫緊の課題である。上記の対策は多くの時間を要する上に、昨今の豪雨頻発を受け、じわじわとでも地球温暖化の進行速度の方が早いように感じられる。後悔しないため、早急かつ計画的な対応が求められる。災害からの教訓を蓄積し、将来予測を隅々まで共有し、どのような優先順位をもって適応していくか、考える時に来ているだろう。そして、水工学・土木工学・気象学の中で、またこれらの融合の中で、“研究”として抜けているものはないかを探し、埋めていくことが重要である。

参考文献

- 1) 内閣府 (2018) : 平成 30 年 7 月豪雨による被害状況等について。
- 2) 川野哲也・鈴木賢士・川村隆一 (2018) : 平成 29 年 7 月九州北部豪雨をもたらした線状降水帯の発電特性, 日本気象学会秋季大会。
- 3) Mizuta, R., A. Murata, et. al., (2016): Over 5000 years of ensemble future climate simulations by 60km global and 20km regional atmospheric models, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, vol. 98, pp. 1383-1398.
- 4) Osakada, Y. and E. Nakakita (2018): Future change of occurrence frequency of Baiu heavy rainfall and its linked atmospheric patterns by multiscale analysis, *SOLA*, vol. 14, pp. 79-85, doi:10.2151/sola.2018-014.
- 5) 小坂田ゆかり・中北英一 (2018) : 領域気候モデルによる梅雨豪雨継続時間と積算雨量の将来変化予測と過去の事例を用いた検証, 土木学会論文集 B1 (水工学), vol. 74 (5), pp. I_25-I_30.

3. 豪雨発生環境条件のメソ気象解析（竹見）

3.1. はじめに

平成 30 年 7 月豪雨では、200 名を超える方が犠牲となり、平成に入ってから風水害で最悪の犠牲者を出した事象となった。台風 7 号の通過後、北海道、中部地方、近畿地方、中国地方、四国地方、九州地方の広域で豪雨が 발생し、各地で甚大な被害が発生した。気象庁による調査⁹⁾によれば、降水の観測史上 1 位を更新した地点数は、最大 1 時間降水量では 14 地点、最大 3 時間降水量では 16 地点、最大 6 時間降水量では 31 地点であるのに対し、積算時間が長くなった場合、すなわち最大 24 時間降水量では 77 地点、最大 48 時間降水量では 125 地点、最大 72 時間降水量では 123 地点と格段に多いことがわかる。長時間での大雨が全国的に広く発生したことが、平成 30 年 7 月豪雨の特徴であると言える。

今回の豪雨の 1 年ほど前には、九州北部で豪雨が发生（平成 29 年 7 月九州北部豪雨）し、九州北部で大きな災害が生じた。この九州北部豪雨では、「線状降水帯」と呼ばれる積乱雲が線状に組織化したメソ対流系が停滞し、長時間持続したことで、6 時間以上にも及んで豪雨が发生したことで災害に至った。ただし、大雨の発生地域は九州北部を中心とした限られた範囲であった。それに対し、平成 30 年 7 月豪雨では、日本全国の広域で豪雨が发生し、他地点で長時間の降水の記録が更新されることが特異であった。

このような豪雨事象が、どのような気象状況で発生したのか、なぜ全国の広い範囲で大雨が発生したのか、といった点を明らかにすることは、豪雨の発生機構を理解する上で重要なことである。そこで本研究では、客観解析データを使って、平成 30 年 7 月豪雨の発生した環境条件を明らかにすることを目的とする。

3.2. 使用データ

本研究では、降水の観測値として気象庁合成レーダーのデータを用いた。合成レーダーデータは、全国 20 台の気象庁気象レーダーにより観測された降水強度値であり、10 分間隔で取得されるものである。地上雨量観測での補正はされていないことに注意が必要である。

気象場の解析には、気象庁メソスケールモデル（MSM）の客観解析データを用いた。3 時間毎の解析値により、メソスケールでの環境条件を把握することに利用する。MSM 解析値から、積乱雲の発達を診断する様々な環境指標について調べた。これらの環境指標の選

定には、Unuma and Takemi (2016a)²⁾に従った。

なお、時刻はすべて日本標準時刻とした。

3.3 解析結果

(1) 降水の実態と停滞性降水系

図 3.1 に合成レーダーによる全国の 2018 年 7 月 5 日から 7 日までの 3 日間の積算降水量の分布を示す。この 3 日間で、中部地方から九州地方にかけての広域で大雨が発生していることがわかる。また、図 3.2 には、合成レーダーデータから算出した最大 24 時間降水量の分布を示す。図 3.1 と同様に、中部地方から九州地方にかけて、豪雨が起きている様子が見て取れる。

図 3.3 は、Unuma and Takemi (2016a)²⁾による準停滞性降水系の発生地域の分布を示したものである。この図に示したのは、2005 から 2012 年の 8 年間の暖候期（5～10 月）の期間を対象として、合成レーダーデータから停滞または移動速度の遅い降水系を抽出したものである。図 3.3 から、準停滞性降水系の発生頻度が高い地域には、中部地方内陸部、近畿地方、中国地方、四国地方、九州地方があることがわかる。これらの地域は、図 3.1 に示

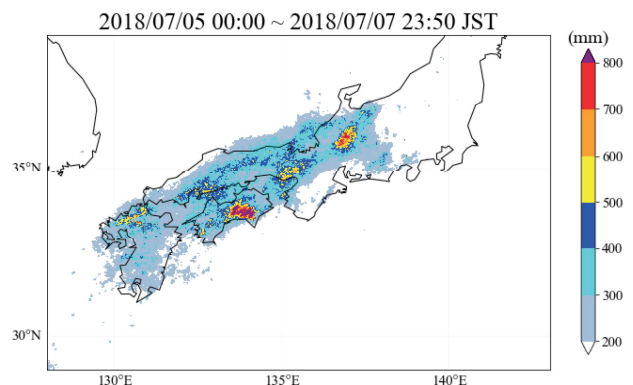


図 3.1 合成レーダーによる 2018 年 7 月 5 日 00:00 から 7 日 23:50 の積算降水量

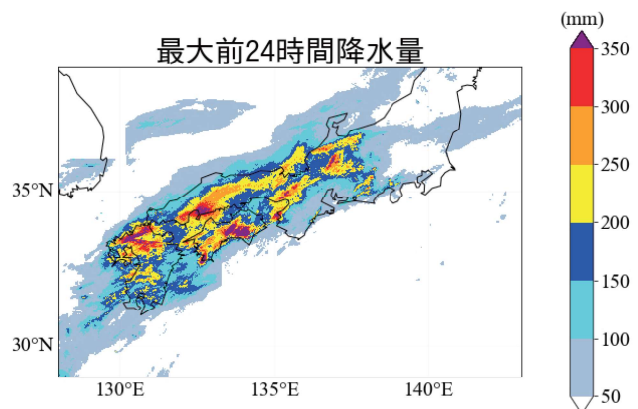


図 3.2 合成レーダーによる最大 24 時間降水量の分布

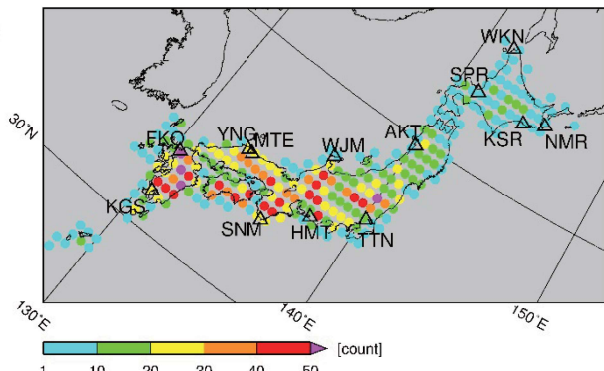


図 3.3 Unuma and Takemi (2016a)²⁾の 2008～2012 年暖候期の統計による準停滞性降水系の発生頻度

す大雨の発生地域とよく一致しており、平成 30 年 7 月豪雨の発生地域は、停滞性降水系がそもそも発生しやすい地域であったと言える。言い換えると、気候学的に見て停滞性降水系の発生しやすい地域で、平成 30 年 7 月豪雨を引き起こした降水系が発達したのである。今回の豪雨事例では、Unuma and Takemi (2016a)と同様の準停滞性降水系の抽出はしていないが、今後は合成レーダーデータから停滞性の降水系を抽出し、その全国分布を把握することが必要である。

(2) メソスケール環境条件の解析

7 月 5 日 00:00 から 8 日 00:00 までの期間で平均した MSM 解析値による大気場を見ていくことにする。環境条件の診断には、積乱雲の発達の度合いを示すための指標を用いる。これらの指標は、Unuma and Takemi (2016a)²⁾で使用されたものであり、平成 30 年 7 月豪雨の環境条件を気候学的な環境条件と比較する上で有用である。

まず、対流の発達ポテンシャルを評価する指標として、K Index と CAPE (Convective Available Potential Energy)を用いた。K Index (KI)とは、次式で定義される指標である。

$$KI = T_{850} - T_{700} + Td_{850} - (T_{500} - Td_{500})$$

ここで、 T_{850} は 850 hPa での気温、 T_{500} は 500 hPa での気温、 T_{700} は 700 hPa での気温、 Td_{850} は 850 hPa での露点温度、 Td_{700} は 700 hPa での露点温度である。この式から K Index は、対流圏下層の気温減率、下層の湿度、中層の乾燥度を組み合わせた指標であることがわかる。

図 3.4 にこれら指標の分布を示す。K Index から、積乱雲の発達ポテンシャルが高い地域（数値が 35 以上の場合）が、東シナ海上から九州・四国・中国・近畿・中部の各地方に集中するように南西から北東に伸びている様子が見て取れる。一方、CAPE については、南ほど数値が高くなるというように、緯度方向の変化が顕著であり、豪雨域に局在化して数値が高くなるといった傾向は表れない。

K Index により豪雨域に対応した不安定領域を特定できるので、K Index に関する気温減率と水蒸気量を次に調べる。図 3.5 に、対流圏下層での気温減率と可降水量を示す。気温減率は、南にいくほど大きくなるというように緯度方向の変化が卓越し、豪雨域との対応は認め

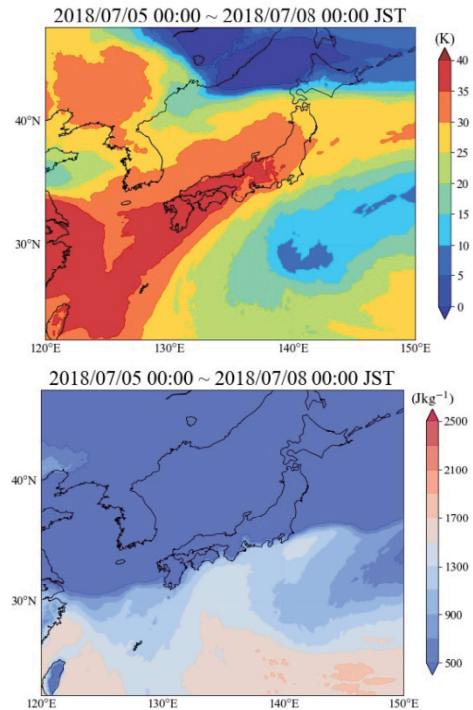


図 3.4 K Index (上) および CAPE (下) の時間平均場

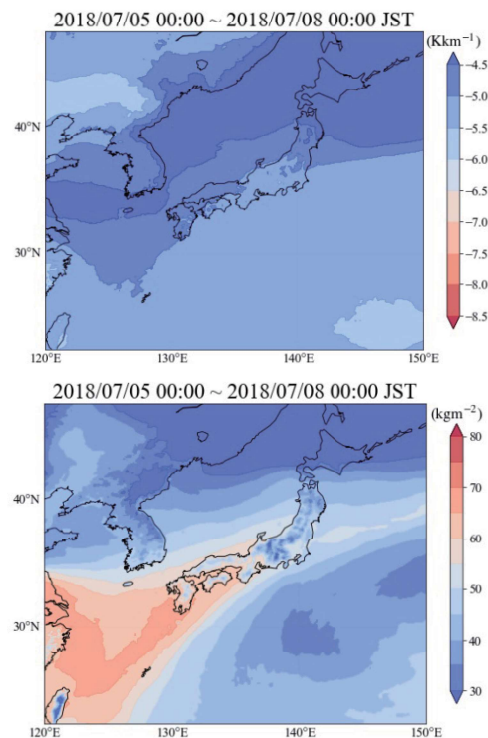


図 3.5 気温減率 (上) および可降水量 (下) の時間平均場

られない。一方、可降水量は、大きな数値が東シナ海から西日本に筋状に伸びている様子がわかる。この高可降水量の日本列島上での領域が豪雨域とよく対応している。

7月5日 00:00 から 8日 00:00 の間の可降水量の最大値の分布を図 3.6 に示す。最大値の分布も、図 3.5 の平均値と同様の分布パターンを示している。その数値は、70～80 である。Unuma and Takemi (2016a) の統計によれば、準停滞性降水系の環境の可降水量は、60 程度が最頻値であり、70 を超えた場合はかなり頻度が少なく、80 を超えるのは極めて稀であることがわかっている。この統計に比べると、図 3.6 で示される可降水量は、極めて大きな量であると言える。

このような大量の可降水量は、大気の相対湿度が極めて高いことが要因の一つである。大気下層は常時湿度が高いため、可降水量の大小は中上層の湿度の高低に依存するものと考えられる。そこで、中上層の 700 hPa から 300 hPa の層で鉛直平均した相対湿度を算出し、その時間平均場を求めた。図 3.7 に、この層平均・時間平均の相対湿度場を示す。豪雨の発生地域では、平均した相対湿度が 85 %を超えていることがわかる。中上層で平均した相対湿度がこのように極めて高い数値を示すのは、ひとつには積乱雲が発生していることで湿度が高まったという結果として表れるものだと言えるが、一方で、東シナ海から伸びる高い水蒸気量の気塊群が豪雨の環境場を形成していると考えられる。よって、中上層の高湿度条件は、豪雨発生の必要条件の一つであると考えられる。

最後に、停滞性降水系が線状であるかどうかを診断する指標であるバルクリチャードソン数を調べた(図 3.8)。Unuma and Takemi (2016b)³⁾によると、停滞性降水系が線状であるか円形状であるかを分ける有意な指標としてバルクリチャードソン数を挙げた。彼らの統計解析によれば、バルクリチャードソン数は、線状の場合に 32.8、円形状の場合に 47.8 であった。線状の場合の値は、米国中西部のスコールライン⁴⁾のうちバックビルディング型の場合の数値と同程度である。

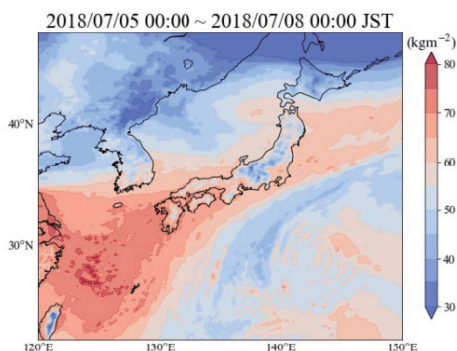


図 3.6 可降水量の 7 月 5 日 00:00 から 8 日 00:00 の間の最大値の分布

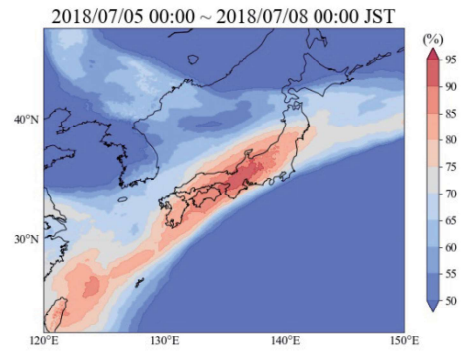


図 3.7 700～300 hPa の鉛直層平均かつ時間平均した相対湿度場

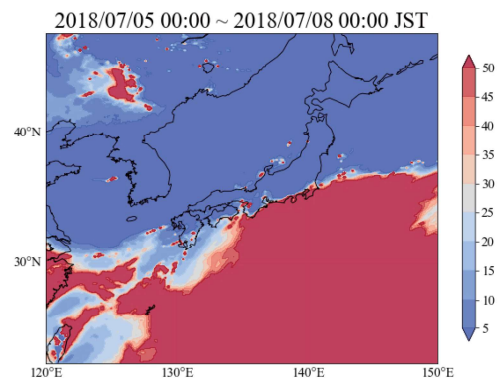


図 3.8 バルクリチャードソン数の時間平均場

3.4 まとめ

本研究では、メソモデル (MSM) の 3 時間間隔の解析値を用いて、大気的不安定度および鉛直シアに係わる条件を調べた。不安定度の指標である K Index が、西日本の豪雨域において非常に不安定な状況を示していた。CAPE や気温減率からは特別に不安定な状況を見出せなかったものの、一方水蒸気量には顕著な特徴が見られた。可降水量は、平均で 60 mm 以上・最大で 70 mm 台と大きな値を示した。中層 (700～300 hPa) で平均した相対湿度が高い状況が持続していた。また、適度な鉛直シアの存在により、線状の降水系が発達しやすい状況となっていた。

本研究では停滞性降水系の抽出には至っていないため、今後はその抽出作業を実施する必要がある。抽出された停滞性降水系の特徴と環境条件とを比較することによって、大都市での暴風リスクをハザード情報として活かすことが大切であろう。

参考文献

- 1) 気象庁：平成 30 年 7 月豪雨（前線及び台風第 7 号による大雨等），平成 30 年 7 月 13 日，53 pp., 2018.
- 2) Unuma, T. and Takemi, T.: Characteristics and environmental conditions of quasi-stationary convective clusters during the warm season in Japan. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. 142, pp. 1232-1249, 2016a.
- 3) Unuma, T. and Takemi, T.; A role of environmental shear on the organization mode of quasi-stationary convective clusters during the warm season in Japan. *SOLA*, Vol. 12, pp. 111-115, 2016b.
- 4) Bluestein, H. B. and Jain, M.H.: Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. *J. Atmos. Sci.* Vol. 42, pp. 1711-1732, 1985.

4. 台風第7号の影響（榎本）

「平成 30 年 7 月豪雨」（以下、西日本豪雨）の要因については、異常気象分析検討会（著者は部会員）で検討され、気象庁が報道資料として発表している¹⁾。この資料では、豪雨の要因として、

- 西日本における暖湿流の持続的な合流
- 梅雨前線の停滞・強化に伴う持続的な上昇流形成
- 局地的な線状降水帯の形成²⁾

が指摘されている。豪雨は梅雨前線上を東進した気圧の谷に伴って豪雨に伴い、上記に指摘されている現象が発生したことにより生じている。

また、災害の規模が大きくなった要因として、梅雨前線に伴う降水に加えて、それに先行する台風による先行雨量が重要であると考えられる。さらに、台風が通過することにより梅雨前線が強化されやすくなった可能性も考えられる。

そこで本章では、台風が梅雨前線の強化に果たす役割について調べる。特に、総観規模（数千 km）の場に着目して、豪雨のメカニズムと予測可能性について、全球現業数値予報モデルを用いた予報実験を行い、観測や再解析データと比較しながら検討する。

以下、西日本豪雨の特徴とそれに先行する台風の概要について述べた後、予報実験の設定、実験結果について示す。最後の節で解析・実験の結果についてまとめる。

(1) はじめに

西日本豪雨の特徴は、降水が広い範囲に広がり数日間持続したことである。図 4.1a に 7 月 5～7 日の 3 日間積算した気象庁合成レーダーに基づく降水量を示す。3 日積算降水量 200 mm 超の降水帯が西日本を東西に伸びているが、九州北部、四国、中国、近畿、中部地方に 400 mm を超えるような領域が点在している。降水が一般的に局地的な豪雨は線状降水帯などメソ（100 km 以下）スケールのメカニズムによりもたらされることが多いが、本事例ではそれに加えて総観スケールの流れ場が重要であると考えられる。

気象庁ベストトラックデータによると、台風第 7 号（Prapiroon, タイの雨の神）は、6 月 29 日 00UTC に 130.3E, 19.8N で発生した（図 4.2 太実線）。東シナ海を北上、九州の西で北東に進路を変え、7 月 3 日 12 UTC に対馬海峡（129.6E, 34.4N）を通過し、日本海を北東進した後、7 月 4 日 06 UTC に松前半島付近（134.8E, 39.6N）で消滅した。従って、西日本豪雨発生時には既に消滅しているが、直前に接近していた。

台風の進路予想は、6 月 29 日 12 UTC からの予報では朝鮮半島上陸だったものが 30 日 12 UTC からの予報では日本海通過に更新されている。進路が異なる予報を比較

し、台風が果たす役割について検討する。

(2) データと実験設定

ここでは、解析に用いたデータと予報実験の設定について記述する。

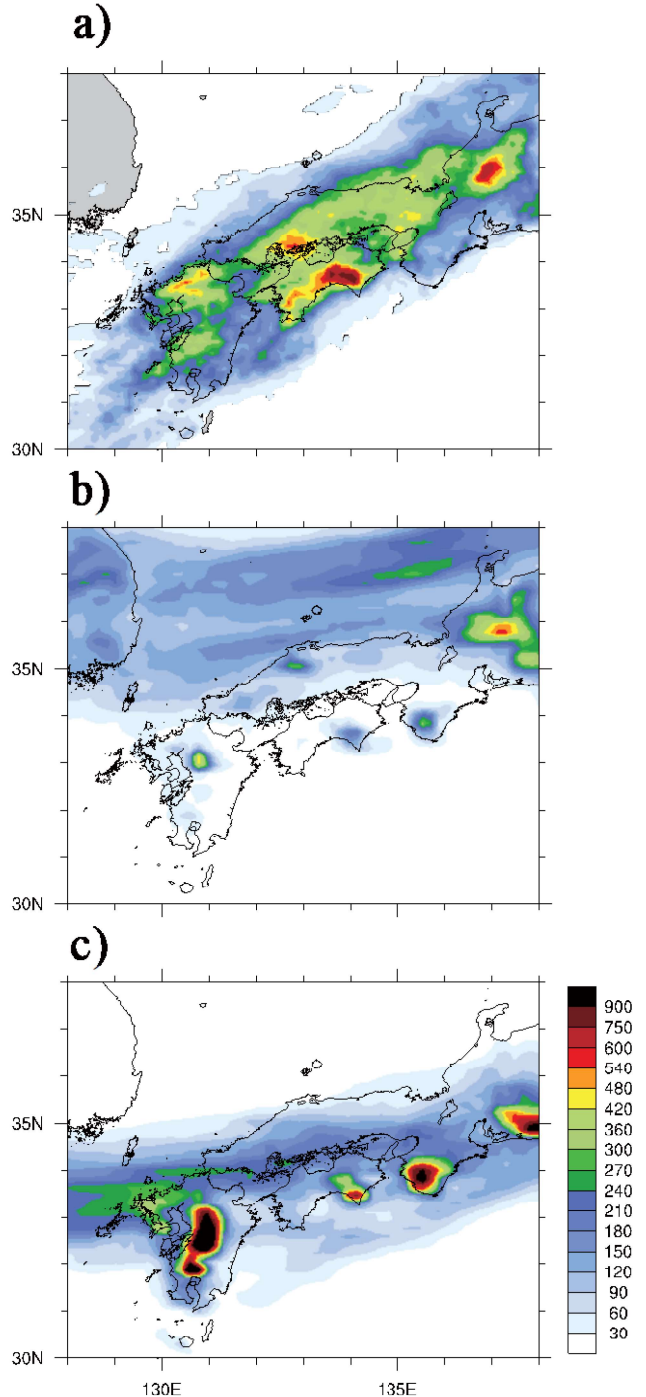


図 4.1 2018 年 7 月 5～7 日の 3 日間積算降水量 mm. a) 気象庁全国合成レーダー、初期時刻 2018 年 6 月 b) 28 日, c) 29 日 12 UTC からの予報実験

a) データ

降水量データには気象庁全国合成レーダー、台風のデータは気象庁ベストトラック、大気大循環場のデータには気象庁 55 年再解析 (JRA-55)²⁾ を用いた。全国合成レーダーは各日 00:10 から 10 分間値を翌日の 00:00 までの値を平均し、日平均値とした。ベストトラックは予報実験の出力に合わせて 6 時間毎の値に間引いた。JRA-55 は等圧面 6 時間毎の値と各日 00, 06, 12, 18 UTC の 4 つの時刻を平均して作成した日平均データを用いた。

b) 実験設定

予報実験に用いた大気大循環モデルは、欧州中期予報センター (ECMWF, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) の現業数値予報モデル IFS (Integrated Forecast System) からデータ同化システムを取り除き、コミュニティ版とした OpenIFS のバージョン Cy40r1v2 で、2013 年 11 月から 2015 年 5 月まで現業で用いられていたものに対応する。解像度は TL1023L60 (水平切断波数 1023, 鉛直 60 層) で水平解像度は約 20 km である。台風や豪雨の予測可能性について調べるため、初期時刻を 6 月 28 日 12 UTC から 7 月 3 日 12 UTC まで、12 時間毎の初期値から 7 月 8 日 12 UTC まで時間積分した。初期値は ECMWF から現業解析を入手した。波浪モデルを結合した実験も行ったが、台風進路に大きな影響は認められなかったため、今回は波浪なしの結果について示す。

(3) 結果

本節では、西日本豪雨や台風の再現性について予報実験の結果を示す。豪雨のメカニズムや予測可能性について検討するため、暖湿流の流入や鉛直流の強制について予報値を解析値と比較する。特に豪雨と台風進路の予想ができなかった 6 月 29 日 12 UTC からの予報と予想できた 30 日 12 UTC からの予報とを比較する。

a) 積算降水量

図 4.1b, c に 6 月 29 日 12 UTC からの予報と 30 日 12 UTC からの予報における 7 月 5~7 日の 3 日間積算降水量を示す。

6 月 29 日 12 UTC からの予報 (図 4.1b) では、降水帯は朝鮮半島から日本海を東西に伸びており、九州北部、山陰、四国南東部、紀伊半島南西部、中部地方に局所的に降水量が大きい地域が見られるものの、西日本のほとんどの地域では降水量は 100 mm 以下である。これに対し、6 月 30 日 12 UTC からの予報 (図 4.1c) では、レーダー観測ほど多くはないが、降水帯は日本列島に沿って形成され、西日本で顕著に降水量が増加している。九州北部、四国南東部、紀伊半島南西部、中部地方太平洋岸に 600 mm を超える豪雨が予想されている。レーダーに

は紀伊半島南西部の極大は見られず、西日本全体の降水量は過少に予想されているものの、前日からの予測と比較して、レーダー観測に近づいている。紀伊半島南西部の極大は 7 月 3 日 12 UTC からの予報では顕著に弱くなるが、西日本全体の降水の過少傾向は 7 月 1, 2 日を初期時刻とした予報にも見られる。

b) 台風の進路

図 4.2 に台風の予想進路を示す。初期時刻 6 月 28 日 12 UTC からの予報では台風は華南に上陸し、消滅している。29 日 00 UTC と 12 UTC, 30 日 00 UTC からの予報では、朝鮮半島北部に上陸している。いずれもベストトラックと比べて、経路は西ないし北西にずれている。初期時刻 6 月 30 日 12 UTC からの予報では、朝鮮半島南部に上陸し、2~3 度程度北西バイアスが残るものの、台風は日本海を北東進し観測の消滅位置に近い北東北の西岸で消滅している。以降の初期時刻では、対馬海峡を通過するベストトラックにほぼ沿ったもの進路が予想されている。

図 4.2 の円の大きさから分かるように、進路が西または北にずれた予想においては、台風が十分に発達していなかった。

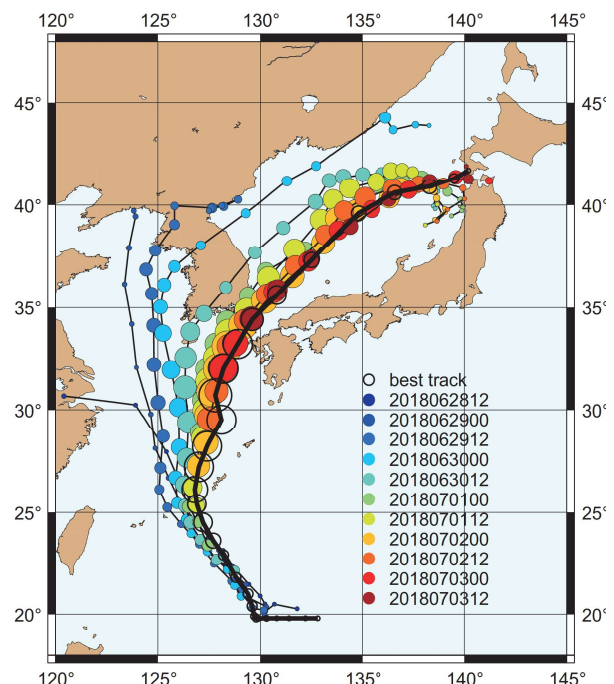


図 4.2 2018 年台風第 7 号の進路。太実線はベストトラック、その他は初期時刻を 2018 年 6 月 28 日 12 UTC から 7 月 3 日 12 UTC まで 12 時間間隔にして行った予報実験から作成。円の大きさが大きいほど中心気圧が低いことを示す。

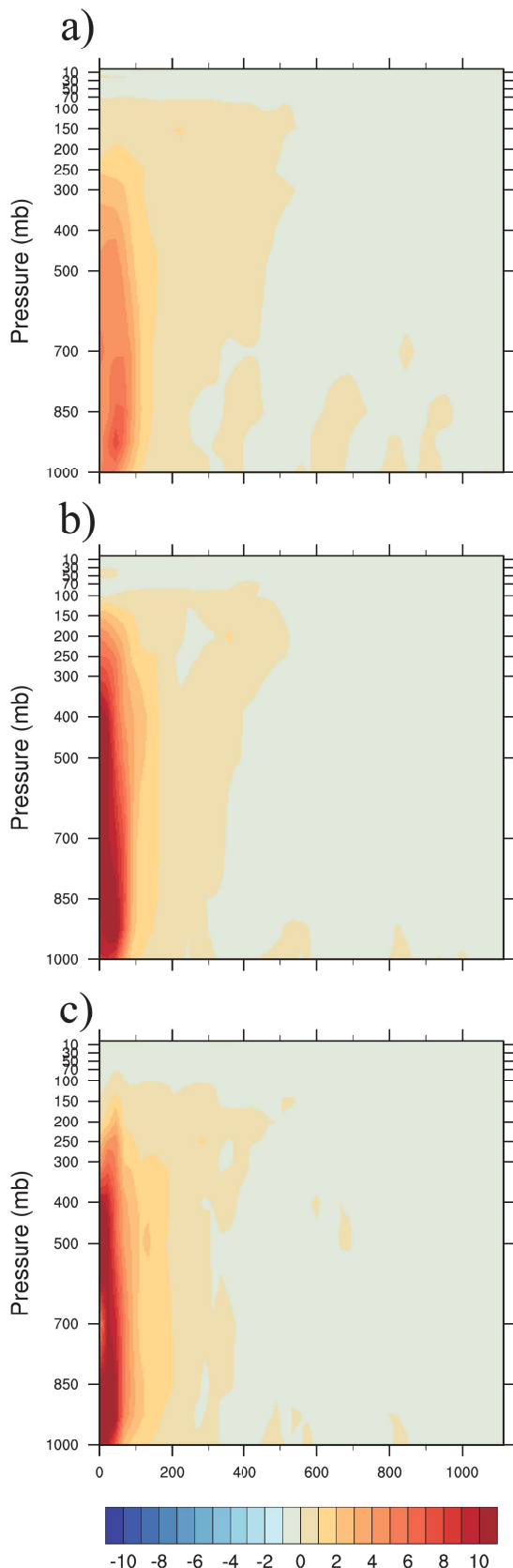


図 4.3 2018 年 7 月 2 日 12 UTC における軸対称渦度 ($\times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$) の水平鉛直断面図. a) 6 月 29 日, b) 30 日 12 UTC からの予報実験と c) ECMWF 解析値. 縦軸は気圧 hPa, 横軸は中心からの距離 km

進路の誤差の要因を調べるため、転向前の最盛期、7 月 2 日 12 UTC において渦の構造を比較する。ベストトラックによると、台風は 128.1E, 29.5N にあり、中心示度 965 hPa に達していた。ECMWF 解析値では、中心は 127.5, 29.5E, 972.4 hPa であった。初期時刻 6 月 29 日 12 UTC からの 3 日間予報では、124.8E, 32.2N と西北西に 433.8 km の誤差があり、986.1 hPa と解析値よりも約 14 hPa 弱い。初期時刻 6 月 30 日 12 UTC からの 2 日間予報では、126.3E, 31.1N で西北西に 245.8 km の誤差があるが、973.6 hPa とほぼ解析値の強度を予想している。

図 4.3 に軸対称渦度の断面図を示す。正の渦度は反時計回りで、値が大きいほど渦が強いことを表す。台風の渦は最大接線風速半径の中心から約 100 km までのところに集中している。中心から 100 km まで一様な渦度 $6 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ のランキン渦で近似すると、中心から 100 km において風速は 30 ms^{-1} に達する。渦度 $6 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ の等値線は、6 月 29 日 12 UTC からの予報 (図 4.3a) では 700 hPa 以下に留まるのに対し、6 月 30 日 12 UTC からの予報 (図 4.3b) では解析値 (図 4.3c) 同様に対流圏上部 250 hPa 付近に到達している。渦が上空まで発達すると、偏西風の影響を受ける。そのため、渦が弱い 6 月 29 日 12 UTC からの予報では、東に転向せず北進を続けたと考えられる。

c) 暖湿流

図 4.4 に台風が日本海に観測された 7 月 4 日 12 UTC における 925 hPa 面における相当温位を示す。相当温位は値が大きいほど暖かくて湿っていることを表す。再解析でも、予報でも華南に 370 K を超える高い相当温位の領域が広がっているが、日本付近への張り出し方が異なっている。再解析や 6 月 30 日 12 UTC からの予報 (図 4.4a, c) では高相当温位の空気が日本列島に沿って流入し、台風に伴う南西風によって東側から中心部に取り込まれている。台風が日本海にあることにより、太平洋高気圧との間の気圧傾度が高くなり、南西風が強化されていることが分かる。大陸からの高相当温位の空気の流入はこの南西風によるものと考えられる。これに対し、6 月 29 日 12 UTC からの予報では、台風は朝鮮半島北部に上陸後衰弱したため、気圧傾度は日本列島よりも北西で強化され、大陸からの高相当温位の空気は日本海に向けて流入している。

d) 前線形成

図 4.4a, c の高度場の等値線を西日本域に着目してみると、南西から北東に進むに連れて間隔が狭まり気圧傾度が増すことを示している。このような場合は合流場で前線が強化され、上昇流が誘導されることを示唆している。

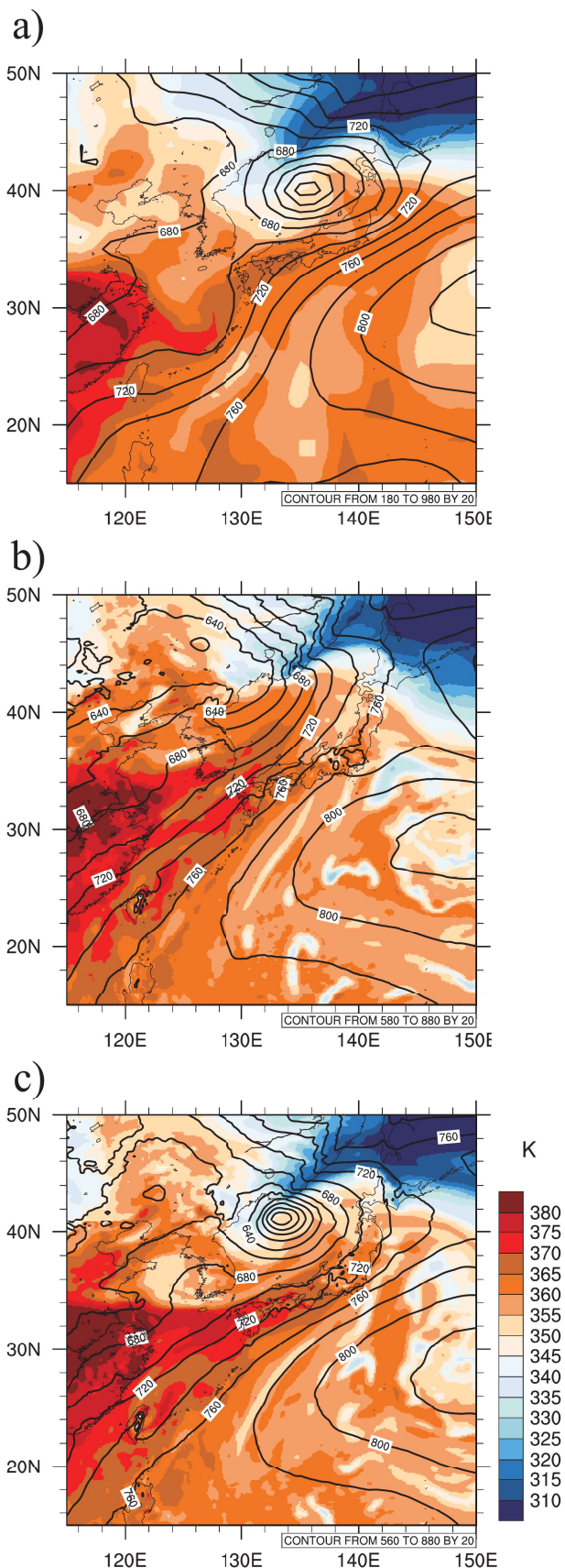


図 4.4 2018 年 7 月 4 日 12UTC における 925 hPa 相当温位。a) JRA-55 再解析, b) 6 月 29 日, c) 30 日 12 UTC からの予報実験

(4) まとめ

総観規模場に着目して、台風第 7 号の西日本豪雨に対する影響について調べるため、現業数値予報モデルを用いて異なる初期時刻からの予報実験を行った。2018 年 6 月 29 日 12 UTC からの予報では、台風は十分に発達せず、朝鮮半島北部に上陸して弱まり、西日本豪雨は発生しなかった。6 月 30 日 12 UTC からの予報では、台風は対流圏上部まで発達し、ベストトラックに準じた日本海を北東進する進路をとり、量や極大の位置には必ずしも一致しないが、西日本でまとまった降水が予想された。予報実験と再解析を分析した結果、台風は日本海において太平洋高気圧との間の気圧傾度を高め、西日本で合流場を形成したため、前線が強化され上昇流を誘導していたことが示唆された。

これら二つの初期時刻からの予報実験は、通常「外れた」予報と「当たった」予報で予報期間が短くなるについて当たるようになるのは当然と考えられる。しかし、6 月 30 日 12 UTC における差はごくわずかであり、どちらも実現し得たとも考えられる。すなわち、台風が朝鮮半島に上陸し日本海を進まず、西日本豪雨は発生していなかった可能性もありうる。一方 6 月 29 日 12 UTC からの予報においては、もし台風がより強ければ豪雨が生じるという可能性を想定しなければならない。全球大気大循環モデルでの熱帯低気圧は水平解像度の不足などが原因で実際よりも弱く予想されることが少なくない。予報官が必要と判断したときに、渦位逆転法を用いて初期場を改変したシナリオ予測を行うことは、想定幅を広げリードタイムを十分にとるために有意義であると考えられる。

謝辞：気象庁全国合成レーダー雨量は京都大学生存圏研究所グローバル大気観測データのアーカイブから取得した。利用したデータセットは気象庁による JRA-55 長期再解析プロジェクトにより提供されたものである。本研究は JSPS 科研費 JP26282111 の助成を受けた。ECMWF 解析値は Glenn Carver 氏提供。

参考文献

- 1) 気象庁, 「平成 30 年 7 月豪雨」及び 7 月中旬以降の記録的な高温の特徴と要因について. 気象庁報道発表 2018 年 8 月 10 日, 2018.
- 2) Kobayashi, S., Ota, Y., Harada, Y., Ebata, A., Moriya, M., Onoda, H., Onogi, K., Kamahori, H., Kobayashi, C., Endo, H., Miyaoka, and K. Takahashi, K.: The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics, J. Meteor. Soc., Japan, Vol.93, No.1, 2015.
- 3) Tsuguti, H., Seino, N., Kawase, H., Imada, Y., Nakaegawa, T., and Takayabu, I., Meteorological overview and mesoscale characteristics of heavy rain event of July 2018 in Japan, Landslides, 2018, doi: 10.1007/s10346-018-1098-6.

5. 総観場の予測可能性（吉田）

(1) はじめに

平成 30 年 7 月豪雨は豪雨発生前の 7 月 5 日 14 時に「西日本と東日本における 8 日頃にかけての大雨について」という気象庁の報道発表¹⁾があり、実際の雨も 8 日まで持続した。本章では、気象庁週間アンサンブル予報データを用いて、この豪雨の始まりと持続に関する総観場の予測を左右した要因について解析した。

(2) データ

使用したデータは京大大学生存圏研究所にアーカイブされている気象庁週間アンサンブル予報 GPV データである。出力の時空間解像度は日本付近が水平解像度 1.25° で 6 時間毎、全球データが 2.5° で 12 時間毎、初期値は 00UTC、12UTC で 27 のアンサンブルメンバーがあり、予報時間は 11 日間である。予報精度評価のため、気象庁長期再解析データ JRA-55²⁾を比較データとして用いた。

(2) 解析手法

本解析では、梅雨前線の形成に重要な対流圏中層ジェットと対流圏下層の水蒸気流入の位置を解析対象とした³⁾。ここでは中層ジェットの指標として 500hPa 面の西風、下層の水蒸気流入の指標として 925hPa 面の北向き水蒸気フラックスを用いた。水蒸気フラックスに関しては、各緯度における東西極大位置を指標として、降水帯位置の予測可能性を解析した。

(3) 結果

JRA55:TADV600,QUV925,AVE(00Z05JUL2018-00Z08JUL2018)

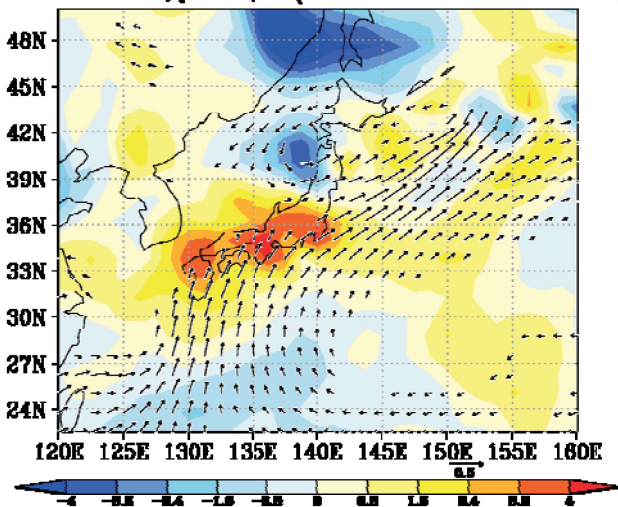


図 5.1 JRA-55 での 7 月 6 日 00UTC から 8 日 00UTC で平均した 500hPa 温度移流（陰影）と 925hPa 水平水蒸気フラックス（矢印）。

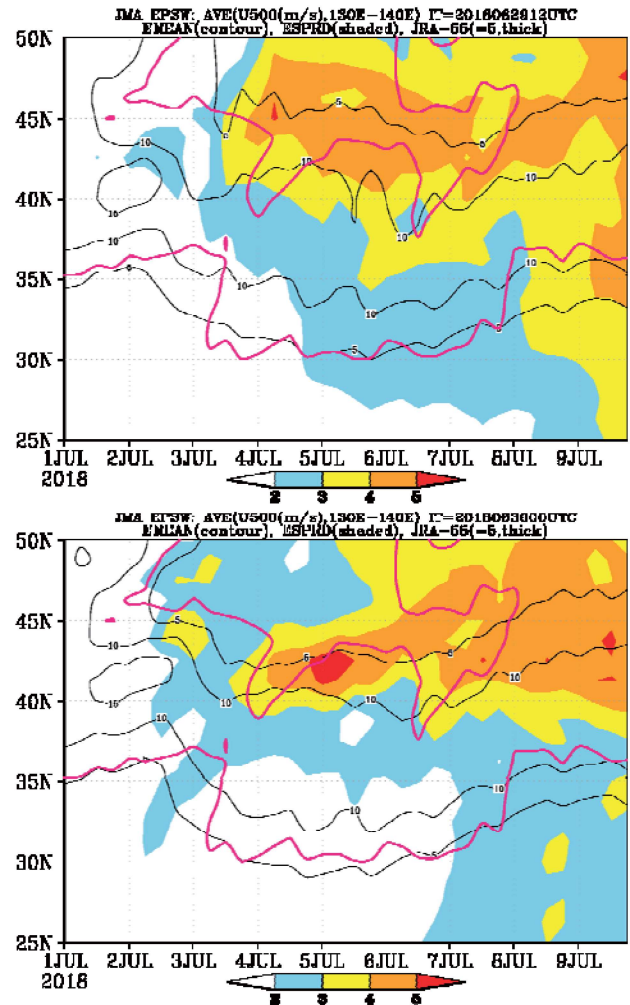


図 5.2 アンサンブル予報での 500hPa 西風のアンサンブル平均（黒線）とアンサンブルスプレッド（陰影）と JRA-55 での 5 m/s 等値線（紫線）。（上）6 月 29 日 12UTC 初期値、（下）7 月 1 日 00UTC 初期値。

図 5.1 は JRA-55 による豪雨期間中で平均した 500hPa 面での温度移流と 925hPa 面の水蒸気フラックスである。西日本には力学的に上昇流を強制する暖気移流とそこに南から流れ込む水蒸気フラックスが形成され、典型的な梅雨前線降水帯であった。そこでまず、上層の温度移流をもたらし西風ジェットの予測可能性について調査した。図 5.2 は東経 130 度から 140 度で平均した 500hPa 西風の緯度-時間断面（7 月 1 日 00UTC～9 日 18UTC）である。6 月 29 日 12UTC 初期値からのアンサンブル予測（図 5.2 上）では、アンサンブル平均で豪雨期間を通して、JRA-55 の解析値より北よりにジェットが予測され、北緯 40 度以北でアンサンブルスプレッドが大きくなっていた。これはこの時点での西風予測の不確実性が大きかったことを示す。しかし、1 日半後の 7 月 1 日 00UTC 初期値のアンサンブル予測では、7 月 4 日から 5 日にかけてのジェットの南下が予測できており、アンサンブルスプレッドの大きい領域もジェットの北端のみに限定されていた。

た。これから豪雨発生期の西風ジェットは 7 月 1 日 00UTC の時点で予測可能であることがわかる。しかしながら、豪雨が終わった 8 日頃のジェットは北にシフトした解析値と違って同じ緯度に持続し、アンサンブルスプレッドも大きい。この傾向は 7 月 3 日 12UTC 初期値になると解析値で 6 日頃から北緯 45 度から 50 度に現れるもう一つのジェットとその後のジェットの北偏が予測されてくる。以上の結果は、豪雨の終息時期については 7 月 4 日 00UTC まで予測が難しかったことを示している。

次に、下層の水蒸気フラックスの予測可能性について述べる。図 5.4 は豪雨発生時の 7 月 5 日 00UTC における 925hPa 水蒸気フラックスの各緯度における最大位置をアンサンブルメンバー毎に抽出した頻度分布である。6 月 30 日 12UTC 初期値ではすべてのメンバーが東シナ海への水蒸気流入を予測しており、西日本への流入は予測できていなかった。西日本への流入は 7 月 1 日 12UTC で初めてアンサンブル予測に現れた。

この水蒸気フラックス予測の東西変動には台風 7 号が関わっていた。図 5.5 は 7 月 1 日 12UTC の海面気圧であ

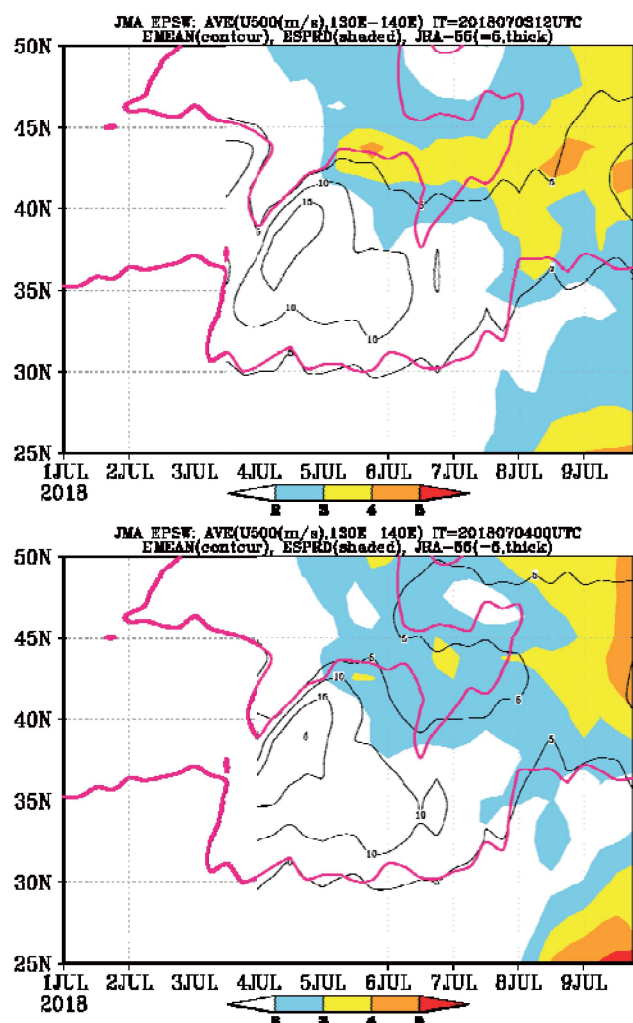


図 5.3 図 5.2 と同じ。ただし (上) 7 月 3 日 12UTC 初期値, (下) 4 日 00UTC 初期値。

る。6 月 30 日 12UTC 初期値の予測では、この時点の台風 7 号は西よりに予測され、7 月 1 日 00UTC の初期値に解析された中心位置と気圧を予測しているメンバーはいなかった。さらに北緯 27 度から 33 度で平均した 925hPa

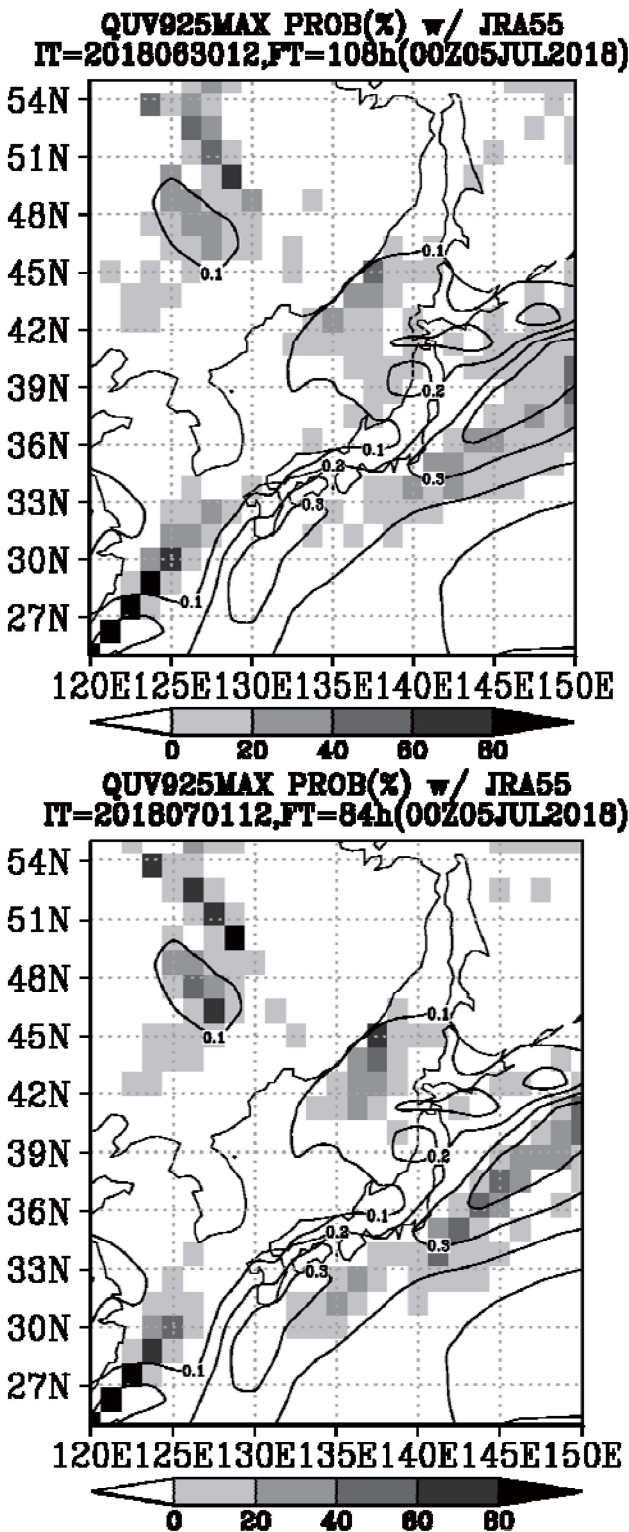


図 5.4 7 月 5 日 00UTC での 925hPa 水蒸気フラックス東西最大軸頻度分布 (陰影) と JRA-55 解析値 (黒線)。(上) 6 月 30 日 12UTC 初期値, (下) 7 月 1 日 12UTC 初期値。

面の北向き水蒸気フラックスの経度-時間断面を解析すると、6月30日12UTC初期値では、豪雨期間中、水蒸気フラックスの中心は東シナ海に当たる東経125度付近に予測されていた(図5.6)。つまり、台風の北上に伴って西日本に流れ込む水蒸気フラックスが予測できていなかった。7月1日12UTC初期になると、130度以東の西日本に流れ込む予測に変化した。しかし5日以降のアンサンブルスプレッドは東シナ海上で大きく、この時点での豪雨の持続性についての予測は難しいことがわかる。この西側に水蒸気フラックスが流れ込む予測バイアスは豪雨の終息期まで続いた。図5.6は7月2日12UTCと3日12UTCを初期値とした水蒸気フラックス予測である。2日12UTC初期値では5日以降、東シナ海にも水蒸気が流れ込む予測があり、スプレッドも大きくなっている。3日12UTC初期値になって初めて8日頃まで西日本に水蒸気が流れ込み続ける予測の確実性が高まっていた。

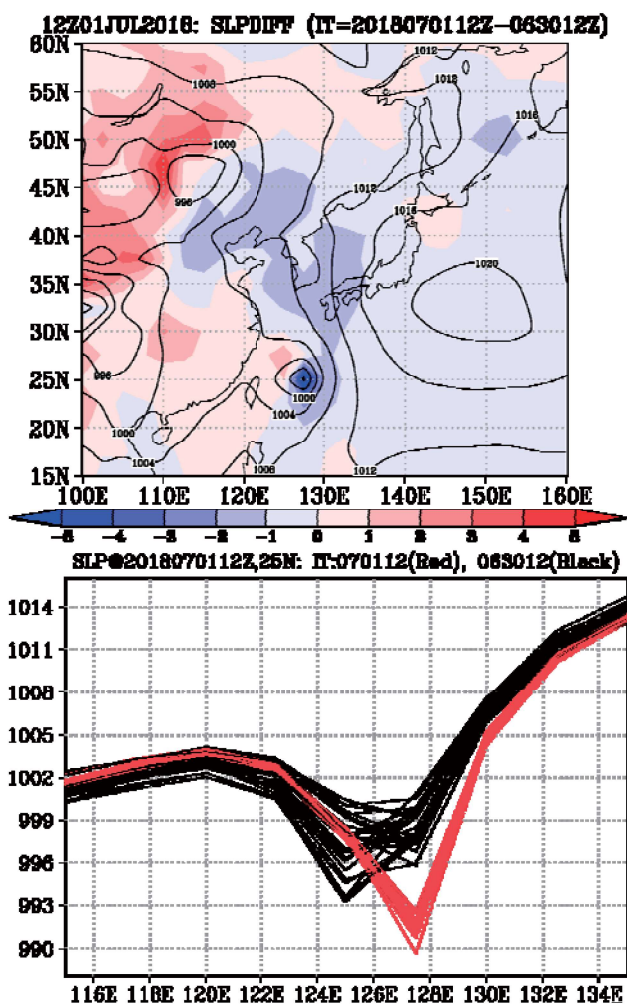


図 5.5 7月1日12UTCの海面気圧。
(上) 1日12UTC初期値(黒線)、6月30日12UTC初期値との差(陰影)、(下) 北緯25度の6月30日12UTC初期値(黒線)と7月1日12UTC初期値(赤線)の各メンバー。

この終息期の水蒸気フラックス予測には西風ジェットユーラシア大陸上から伝搬してくるトラフリッジが重要であった。図5.7は豪雨終息期の予測ができた7月3日00UTC初期値とできなかった2日12UTC初期値の300hPa面ジオポテンシャル高度の差の時間変化である。初期時刻7月3日00UTCの予測では初期値の時点で東経95度、北緯43度付近にリッジが現れ、増幅しながら8日00UTCには朝鮮半島の北側に位置している。この上空のリッジが東シナ海地表付近に高気圧偏差を形成し、水蒸気の西傾を抑制していた。

(4) まとめ

本章では、平成30年7月豪雨をもたらした総観場の予測可能性について、気象庁週間アンサンブル予報データを用いて解析した。豪雨の初期では、対流圏中層ジェット、対流圏下層水蒸気フラックスともに7月1日頃には予測の確実性が高かった。しかしこの時点での、豪雨

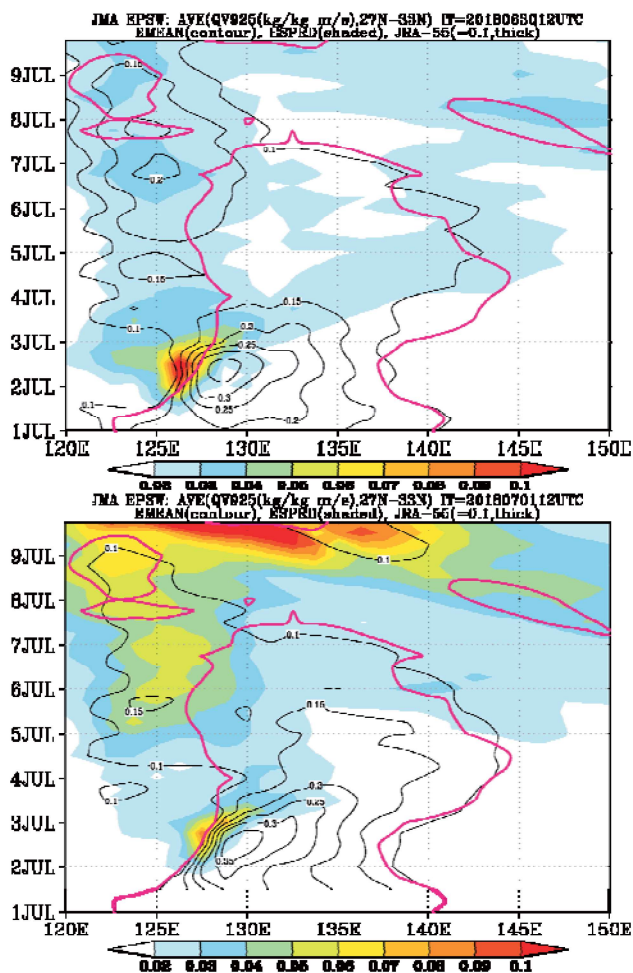


図 5.6 北緯27~33度で平均した925hPa面北向き水蒸気フラックスの時系列。アンサンブル平均(黒線)、アンサンブルスプレッド(陰影)、JRA-55解析値で0.1の等値線(紫線)。(上) 6月30日12UTC初期値、(下) 7月1日12UTC初期値。

の持続と終息時期については、バイアスと不確実性が大きく、中層ジェットが7月4日、水蒸気フラックスは7月3日まで予測精度が低かった。特に水蒸気フラックスについては、台風7号の発達とユーラシア大陸上からのリッジの伝搬が関係しており、予測を難しくしていた。今回の解析により、予測可能性を左右する要因が複数見つけたが、これをどのように今後の予測精度の向上に結び付けるかが今後の課題である。また、総観場が数日前から予測可能であっても、実際の災害につながるメソスケールの降水帯予測はより予測可能な時間スケールが短い。総観場予測とメソスケール予測、実際の避難までをどのようにつなげるかが防災上重要となってくる。

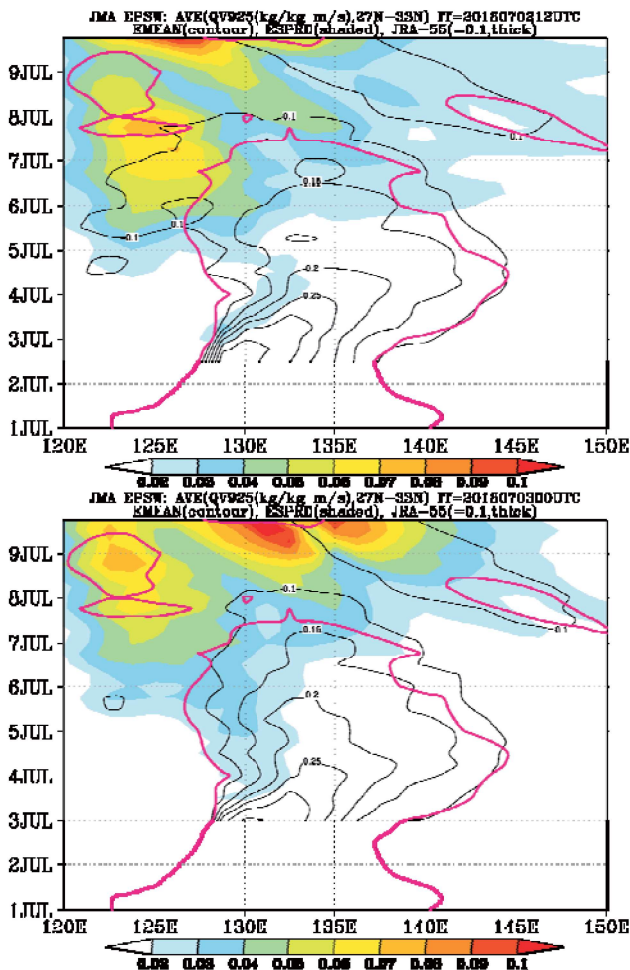


図 5.7 北緯 27 度から 33 度で平均した 925hPa 北向き水蒸気フラックスの時系列。アンサンブル平均（黒線），アンサンブルスプレッド（陰影），JRA-55 解析値（紫線）。（上）7 月 2 日 12UTC 初期値，（下）7 月 3 日 00UTC 初期値。

参考文献

- 1) 気象庁，西日本と東日本における 8 日頃にかけての大雨について．気象庁報道発表 2018 年 7 月 5 日，2018.
- 2) Kobayashi, S., and Coauthors, 2015: The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics. *J. Meteorol. Soc. Japan. Ser. II*, **93**, 5–48, doi:10.2151/jmsj.2015-001.
- 3) Sampe, T., and S.-P. Xie, 2010: Large-Scale Dynamics of the Meiyu-Baiu Rainband: Environmental Forcing by the Westerly Jet. *J. Clim.*, **23**, 113–134, doi:10.1175/2009JCLI3128.1.

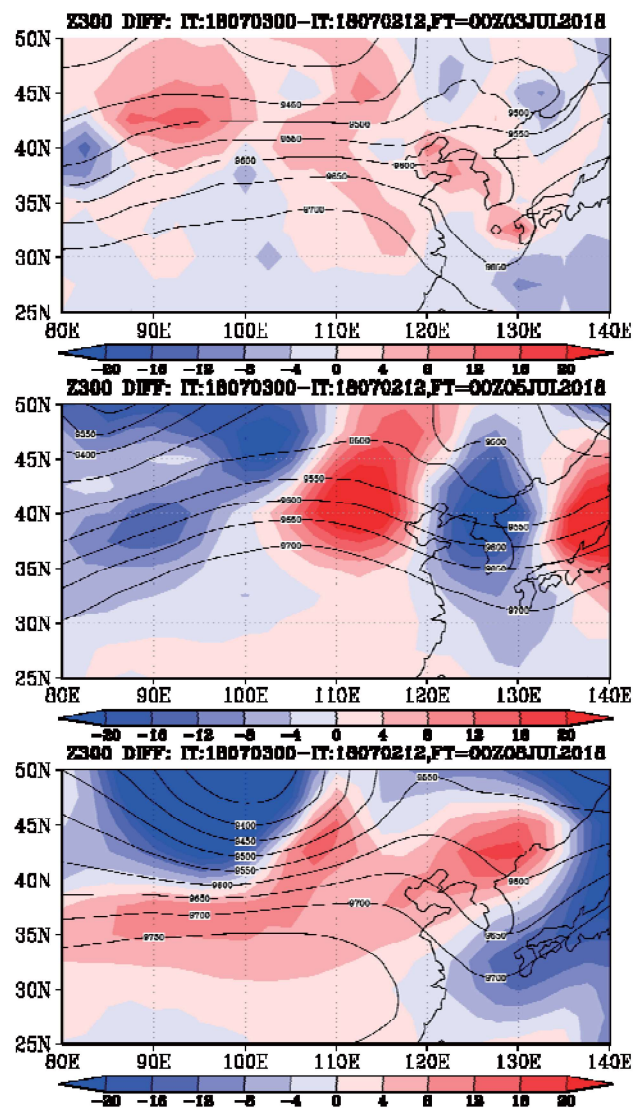


図 5.8 300hPa ジオポテンシャル高度のアンサンブル平均。7 月 3 日 00UTC 初期値（黒線）と 7 月 2 日 12UTC 初期値との差（陰影）（上）予報時刻 3 日 00UTC、（中）5 日 00UTC、（下）8 日 00UTC。

6. 西日本全体を対象とした降雨流出解析（佐山）

(1) はじめに

平成 30 年 7 月豪雨（西日本豪雨）では、7 月 4 日から 8 日にかけて停滞した梅雨前線が、長時間に渡って広域に豪雨をもたらし、西日本各地で水・土砂災害が発生した。高梁川水系の小田川で 2 カ所の堤防が決壊したほか、愛媛県肱川を含む多数の河川で浸水被害が発生した。また都道府県管理の河川でも計 35 箇所で堤防が決壊するなど、多くの河川災害が発生した¹⁾。

今次の洪水災害の特徴は、被害が西日本全体で広域にわたること、また長時間の豪雨によって大河川の流量が増大しているうえに 7 月 7 日の集中豪雨によって多くの中小河川で浸水被害が発生したことなどが挙げられる。現行の洪水予測や既往の流出解析は流域単位を対象にすることが一般的であるが、西日本豪雨による降雨流出特性を把握するためには、特定の流域に限定せず、西日本全体を統一的な枠組みで解析し、俯瞰的に議論することが重要である。特に、今回のような広域・長時間にわたる豪雨によって、どのような規模や特徴を有する河川流域において災害が発生する傾向にあるかを、流域水文学の観点から明らかにすることは、災害事象の理解と今後の洪水対策を検討するうえで意義があると考えられる。

このような背景のもと、本報では筆者らが開発を進めてきた分布型の降雨流出氾濫モデル(RRI モデル)²⁾を西日本全体に適用し、ダム流入量で RRI モデルの再現性を検証するとともに、府県別に流域スケールと比流量との関係を計算して、今回の洪水の特性を明らかにする。

(2) 解析条件

近畿・中国・四国・九州地方を含む西日本全体を対象に、日本域表面流向マップ³⁾を活用して RRI モデルを適用する。同マップデータは国土地理院の数値標高情報をもとに河道や水域の位置情報を反映して日本全体で表面流向を定めたデータである。空間解像度 1 sec でデータを整備しているが、本解析では 5 秒(約 128 m×154m)に低解像度化して RRI モデルを適用する。

モデルに入力する降雨情報は、C バンドレーダと X バンドレーダを合成した CX 合成雨量(以下、XRAIN)と、レーダ雨量と地上雨量を合成した気象庁の解析雨量を用いる。解析計算期間は 2018 年 7 月 5 日 0 時から 7 月 9 日 0 時までとする。RRI モデルは、パラメータの設定により鉛直浸透流や地下水流など様々な水文過程を表現できる。しかし、現状では、日本全国を対象としたモデルのパラメータ同定法が明らかでないため、本研究ではパラメータのチューニングは行わず、対象領域一様を仮定し

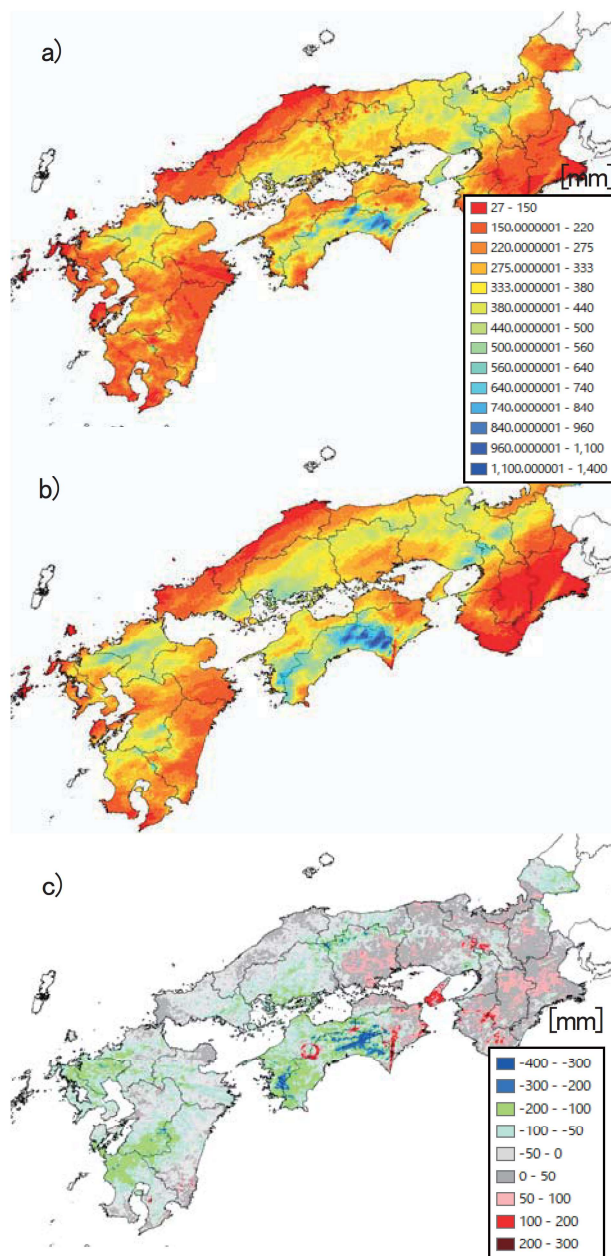


図-6.1 2018 年 7 月 5 日 0 時から 7 月 9 日 0 時までの積算雨量分布: a) XRAIN (CX 合成)、b) 解析雨量、c) 両者の差分(XRAIN - 解析雨量)

て設定した。パラメータの選択にあたっては、計算流量を過小評価しないように留意して、土層厚を 1 m に設定し、土層中の飽和側方流と地表面流が主な流出起源となるようにモデル構造とパラメータセットを選択した。

(3) 結果と考察

a) 流出計算結果の検証

図-6.1 に本解析で入力した降雨(XRAIN と解析雨量)の積算降水量を示す。両者の分布から、特に高知県などで降水量が多くなっていることが分かる。図-6.1c)は両者

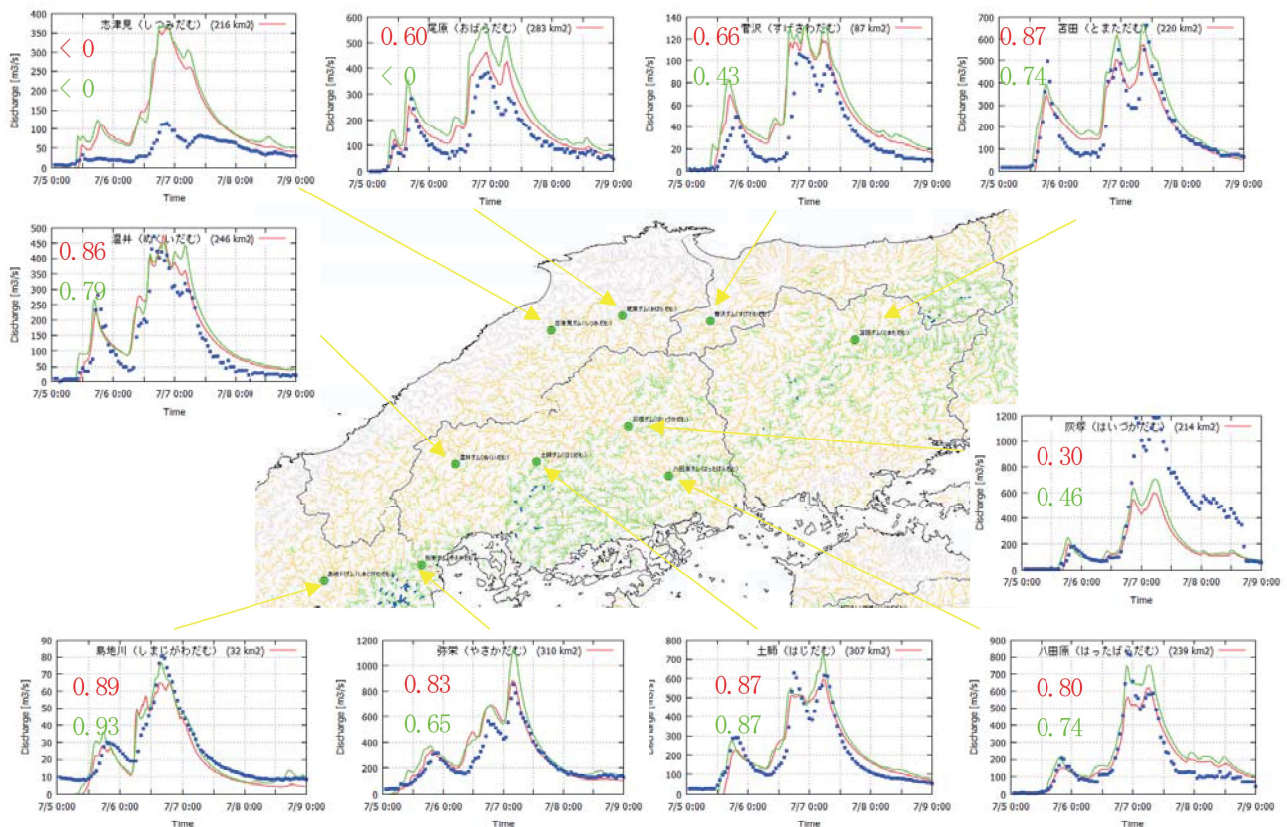


図-6.2 CX 合成雨量（赤）、解析雨量（緑）を入力した場合の計算ダム流入量と観測量の比較

の差分（XRAIAN-解析雨量）の空間分布を示しており、特に四国や九州など一部の領域で XRAIAN が解析雨量に比べて過小評価傾向がみられる。

両者の時空間分布を RRI モデルに入力し、中小河川を含めた西日本全体の河川流量を推定した。図 6.2. は、水文水質データベースに登録されている国土交通省もしくは水資源機構が管理するダム流入量と当該地点の計算流量を比較した結果を示している。紙面の都合上、ここでは中国地方の結果のみを示す。ハイドログラフの赤線は CX 合成雨量を入力した場合、緑線はレーダ解析雨量を入力した場合の流出計算結果である。同色で示した図中の数字はハイドログラフの再現性を表す Nash 指標である。背景地図はピーク比流量（ピーク流量を当該集水面で除して基準化した流量）を示し、色の凡例は図-6.3 を参照のこと。この結果から、中国地方内で相対的にピーク比流量の小さい島根県や鳥取県西部（志津見ダム、尾原ダム、菅沢ダム）においてモデルが過大評価傾向を示している。上述のように、ピーク流量を過小評価しないようにパラメータ設定にしているため、特に流量の小さい領域で降雨を流域が貯留する効果を十分に表現できていないため、モデルが過大評価となる。今回の解析では、このほか近畿地方南部でも同様の傾向が見られた。一方、それ以外の場所では概ね Nash 指標が 0.8 程度と良

好な再現性を得た（灰塚ダムの誤差原因は現在確認中）。

本モデルを用いて計算した西日本全体のピーク比流量分布を図-6.3 に示す。この推定結果によれば、今回の災害で被害の大きかった岡山県や愛媛県では必ずしも比流量が顕著に大きいことはなく、高知県や福岡県などでその値が大きくなっている。すなわち、西日本全体を俯瞰してみた際には、ピーク比流量の大きさと河川災害の発生傾向とは直接関係しておらず、河川の流下能力の違いや整備水準等に強く影響される事が改めて示唆された。ただし、例えば図-6.3 の京都府に着目した場合、今回被害を受けた由良川支川や宍粟市の高野川で周囲に比べてピーク比流量が相対的に大きくなっていることが分かる。

b) 府県別・流域面積別の平均比流量時系列

雨の降り方と河川流量の変化を俯瞰的に把握するために、以下では集水面積に応じて小・中・大河川に河道区分を分類したうえで、府県毎に平均比流量を計算した。本研究では便宜上、小河川の流域面積を 10～100 km²、中河川を 100～500 km²、大河川を 500～1,000 km² と定めた。

図-6.4 の結果は以下のようにまとめられる。

- 1) 近畿地方の大阪、奈良、和歌山は 7 月 6 日に比流量が最大に達するのに対し、西日本の多くの府県では 7 月 7 日の午前中にピーク比流量が集中する。

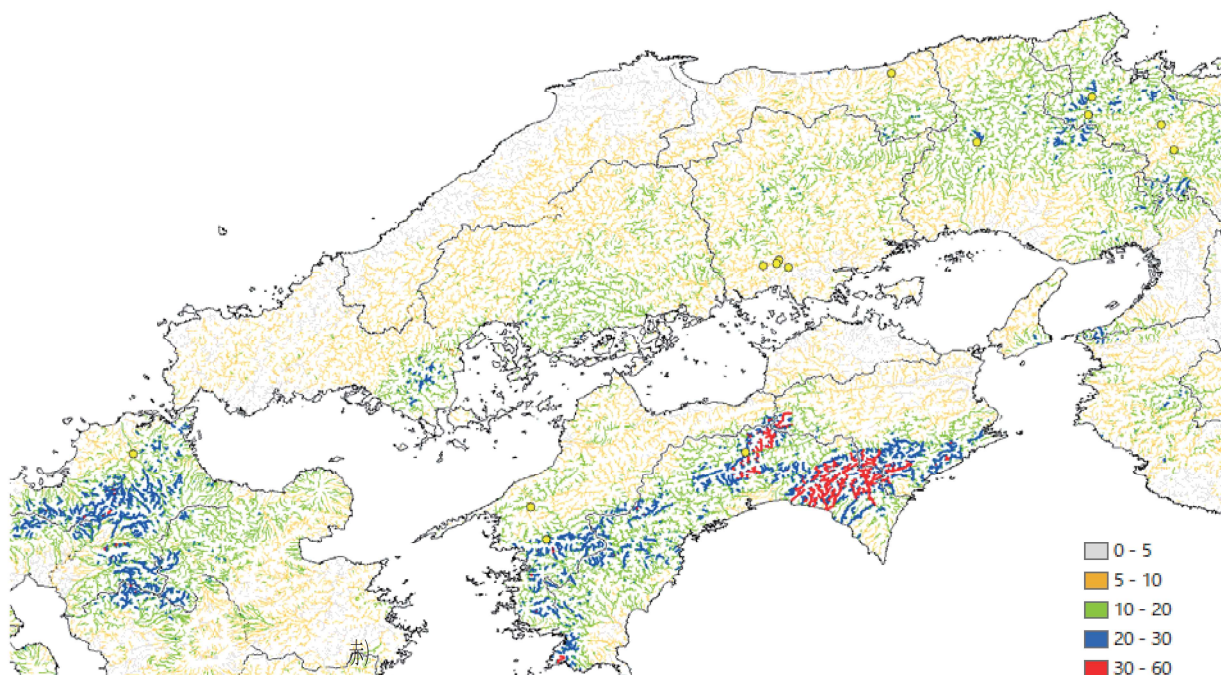


図-6.3 推定ピーク比流量の空間分布 (XRAIN を入力した場合)

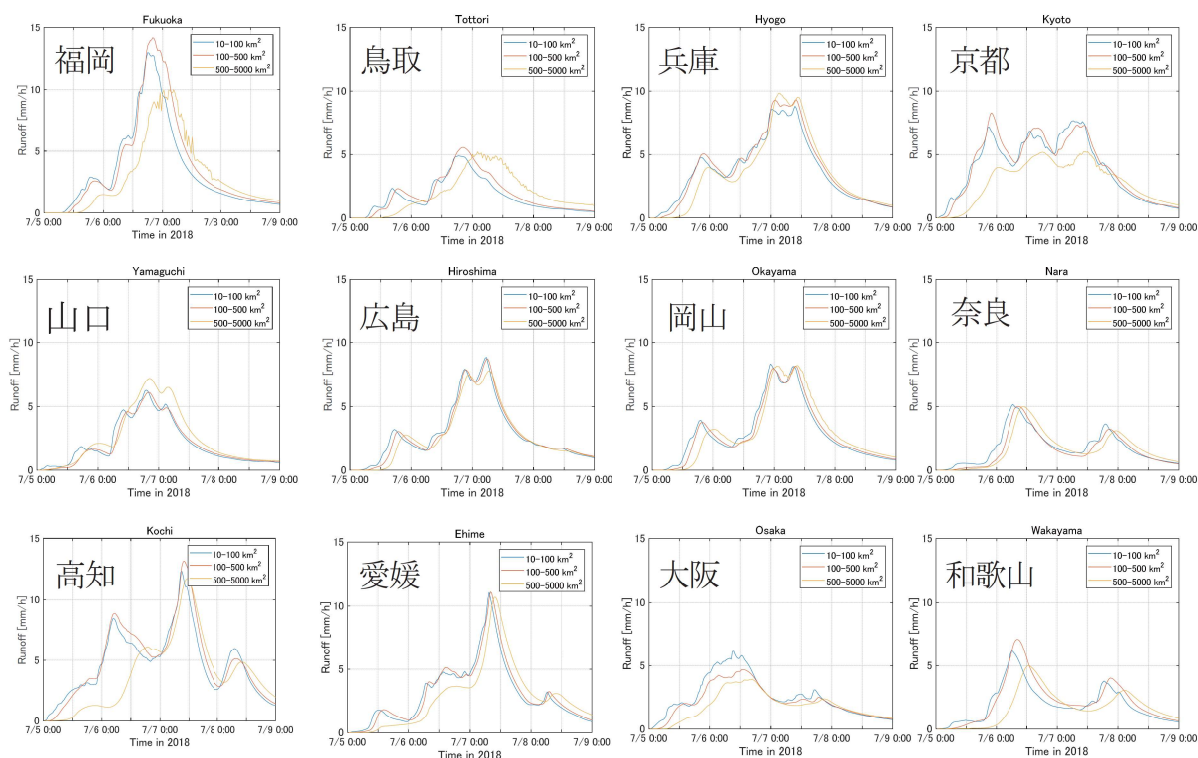


図-6.4 府県別・集水面積別の平均比流量時系列

2) 京都は7月6日から7日にかけて特に小・中河川でピーク比流量が約5 mm/hを超えるような状態が継続しており、大河川も比流量の高い状態が約二日間継続する。
3) 今回甚大な被害が発生した岡山、広島、愛媛は小・中・大河川ともに概ね同じようなタイミングでピーク比

流量が増加しており、8~10 mm/hに達している。

4) 推定ピーク比流量が最も大きかったのは、福岡と高知の中河川であり、約13 mm/hに達している。



図-6.6 推定ピーク比流量から逆算した地域係数 C

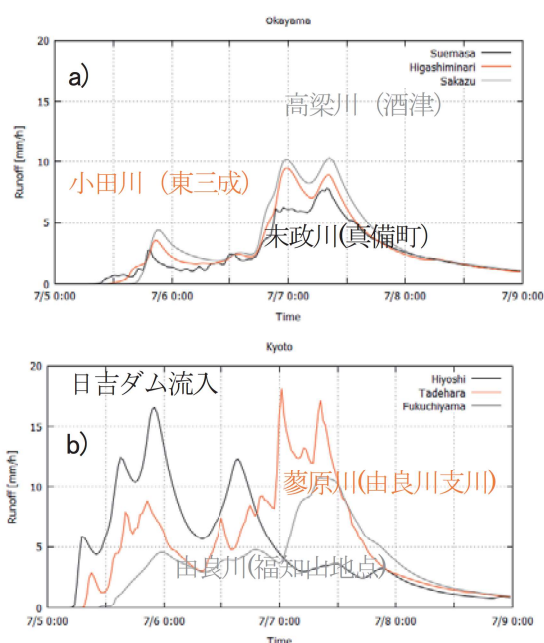


図-6.5 小田川、桂川、由良川の推定比流量

図-6.5 a)は倉敷市真備町に洪水被害をもたらした小田川の比流量であり、小田川(東三成地点)で約 10 mm/h 、小田川の支川である末政川で約 8 mm/h となっている。この比流量は、今回の岡山県における小・中河川の比流量に比べて極端に大きな値ではなく、同県の平均に近い値といえる。7月7日午前の時点では小田川が流入する高梁川下流部でも比流量が約 10 mm/h 程度まで上昇しており、下流本川の水位が上昇して流入を抑制していたという報告などと整合的である。

図-6.5 b)は由良川とその支川である蓼原川との比流量を示す。今回の水害では由良川本川は大規模な氾濫被害にならなかったものの、蓼原川など由良川支川からの流出で本川沿いの集落が浸水被害を受けている。蓼原川の推定比流量は、7月7日0時頃にピークを迎え、最大比流量は約 18 mm/h と推定される。図-6.5 b)の結果は、日吉ダムにおいても比流量が約 18 mm/h 程度まで上昇し、7月5日のうちにピークに達しており、7月7日には流出の増大は見られない。

c) クリーガ係数を用いた比流量の比較

比流量は流域面積が大きくなると相対的に小さくなる傾向にある。その影響を可能な限り排除して流域間や上下流間の流量を比較するため、クリーガ曲線(式(1))⁴⁾を参考に、各河道断面の推定ピーク比流量 $q (\text{m}^3/\text{s}/\text{km}^2)$ とその集水面積 $A (\text{km}^2)$ から、地域係数 C を逆算した。

$$q = CA(A^{-0.082} - 1) \quad (1)$$

図-6.6に C の空間分布を示す。クリーガ曲線は、本来地域毎に C の値を定めて最大比流量を(1)式で推定する。一方、本解析では、最大比流量と流域面積の関係を同式から参照することとし、 C の空間分布を可視化した。図中には、 C の値が21を超えるような流域で河川名を示している。ピーク比流量を直接示した図-6.3に比べると、今回の洪水で河川災害が発生した箇所により近くはなっているものの、 C の値と災害の発生場所とは完全に対応していない。降雨情報から災害が発生し得る河川を推定するという当初目標を達成するためには、河道流下能力や水文特性の地域性を的確に反映する必要がある。

(4). おわりに

本研究では、西日本豪雨時の河川流量を広域一体的に推定するための分布型モデルを構築した。パラメータは流域一様で単純化して設定したものの、特に流出量の多い流域では概ね良好な再現性を確認した。構築したモデルを使って、ピーク比流量等の空間分布を可視化するとともに、集水面積に応じて河道区分を小・中・大河川に別けて、府県毎に比流量の時間変化を分析した。その結果、例えば京都府では、7月5日午後から7日午前にかけて流量の高い状態が続いていたことが分かった。一方、岡山県や広島県では、7/7 未明から午前中にかけて流量が急増していた。同地域では小、中、大河川が概ね同じタイミングで増加しており、その平均比流量は約 8 mm/h にまで達した。

本解析は、西日本豪雨を対象に、降雨の分布情報から西日本全体を俯瞰して河川災害の発生し得る河川を特定し得るか、という視点から取り組んだ。今回、はじめて中小河川を含めた広域かつ詳細なモデリングが実現したものの、河道流下能力や水文特性の地域特性を的確に把握して、モデルに反映することが、上記の目標を達成するうえで重要である。

参考文献

- 1) 国交省：平成 30 年 7 月豪雨における被害等の概要,
http://www.mlit.go.jp/river/shinngikai_blog/shaseishin/kasenbunka-kai/shouininkai/daikibokouikigouu/1/pdf/daikibokouikigouu_01_s2.pdf (Accessed: Feb. 2018), 2018.
- 2) Takahiro Sayama, Go Ozawa, Takahiro Kawakami, Seishi Nabesaka, Kazuhiko Fukami, Rainfall-Runoff-Inundation Analysis of Pakistan Flood 2010 at the Kabul River Basin, Hydrological Sciences Journal, 57(2), pp. 298-312, 2012.
- 3) 山崎 大, 富樫 冨佳, 竹島 滉, 佐山 敬洋: 日本全域高解像度の表面流向データ整備, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol. 75, No. 4, I 163,-I 168, 2018.
- 4) 角屋 睦, 永井明博: 洪水比流量曲線へのアプローチ, 京都大学防災研究所年報, 22, B-2, pp. 195-208, 1979.

7. 木製可動型水流減勢工の効果に関する基礎的実験（平石）

1 緒言

昨年の12月22日にインドネシア国ジャワ島西部を襲った津波は沖合のクラカトワ火山噴火を起因とする海底地すべりによって生じたと考えられており、450名以上の人命と多くの沿岸家屋をなくしている。また、わが国では、2011年3月11日の東日本大震災において北海道から関東地方の太平洋岸において広範囲に津波が来襲し、18000名を超える多くの人命が津波によって失われた。このような津波の来襲に対してはハードウェアとソフトウェアを組み合わせた様々な対策が提案されており、そのなかでも早期警報システムとして一部が実施されているものもある。また、沖合防波堤も多大なコストが必要であるが、津波のエネルギー減殺と到達時間の遅延効果に有効であることが判明している。

ただし、早期警報システムは初期のコストだけでなくメンテナンスにも費用が必要であり、長期的な費用負担の仕組みが重要である。大型の防波堤は莫大な建設コストを要し、建設期間も数十年単位になってしまう。そこで、安価で短期間で設置でき、完璧ではないものの津波のエネルギーを減殺できる簡単な木製の可動型津波減勢工を提案した。材料は、FRP（繊維強化型プラスチック）などの高価な資材が使えない東南アジア諸国でも活用できるように木製とした。また、平時は海岸の地表面に倒伏しており、津波来襲時や洪水時のみに立ち上がって減勢効果を発揮することにより、景観や海岸の利用にも支障を及ぼさない可動型構造とした。この防波堤は、津波で生じる水流に対して自動的に立ち上がるので、写真-7.1に示す2018年西日本豪雨災害の洪水流に対しても有効であると考ええる。

本研究で対象とした可動型の木製防潮堤は陸上設置式であるため、津波が遡上して陸上域に流れが来ると可動型防潮堤の先端部に浮力が作用し、躯体が起立する仕組みである。洪水による氾濫水は津波と同様の水流圧力



写真-7.1 西日本豪雨による被災例（広島県呉市）

となり躯体を起立させることができる。

2 実験の内容

（1）実験模型

図-7.1に木製可動型津波減勢工のイメージを示す。一つのユニットは、3枚の木製パネルと2本の支持杭からなっている。3枚のパネルは1枚ずつ紐で連結されており、またピアノ線で支持杭に軽く結ばれていて、上下の運動が可能である。実験では、初期の形状として3枚をたたんで陸上部へ設置し、沖合より津波（洪水流）を作用させた。

試験的な実験の結果、2番目のパネルをパネル間にクサビを入れて少し浮かして設置することにより、初期浮力を与えることができ、スムーズに起立させることが可能になることが判明した。

（2）実験条件

実験は、宇治川オープンラボラトリーの津波再現装置を用いて行った。図-7.2に示すように津波を孤立波で模擬し、波高を15、25、35cmと変化させて作用させ、構造物（減勢工）の沖合と岸側で波高を測定し、波高の変化を測った。さらに比較のために、可動型減勢工（写真-7.2）と立ち上がった状態で固定した場合（写真-7.3）および水路を板で仕切り完全に遮蔽した場合（防波堤）との比較も行った。そして、減勢工による減勢率は、水

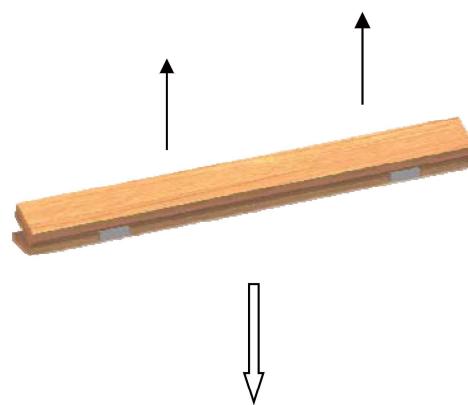


図-7.1 木製可動型津波減勢工のイメージ

槽斜面による波高低減も考慮して、沖側と岸側での測定波高の差から求めた。なお、初期の水面が陸上部でも 5 cmあるのは可動型減勢工の取り付け架台が 5 cmの厚みを有しているためである。

3 実験結果

まず、目視とビデオ撮影を行って、可動型木製減勢工が津波や洪水来襲時に確実に起立するかを確認した。確認の結果、波高 15、25、35 cmのすべてのケースにおいて可動型木製減勢工は流れが作用することによって立ち上がり、防潮壁体として機能することを確認した。以下に防潮壁体の水位低減効率に対する計算式を示す¹⁾。

津波低減効率

$$= \frac{(\text{防波扉による波高低下})}{(\text{岸前波高}) - (\text{基礎マウンドによる波高低下})}$$

$$= \frac{(\text{岸前波高}) - (\text{基礎マウンドによる波高低下}) - (\text{岸後波高})}{(\text{岸前波高}) - (\text{基礎マウンドによる波高低下})}$$



写真 - 7.2 可動型減勢工

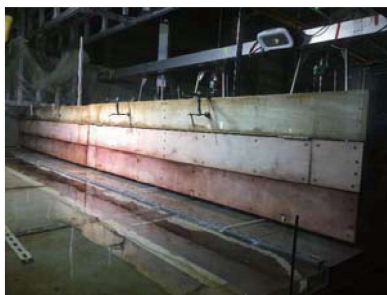


写真 - 7.3 固定した場合

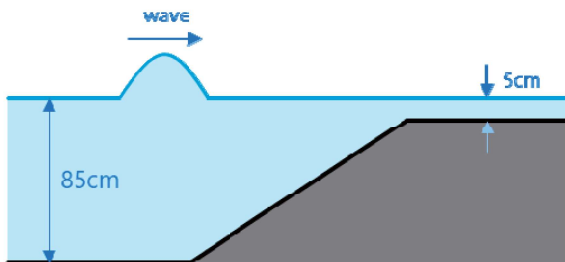


図-7.2 実験の模式図

図-7.3 に実験の結果を示す。図では左から 3 組の波高減衰率の結果を示し、それぞれ波高 15 cm、25 cmおよび 35 cmの場合に相当する。

図に示すように減勢率は、波高が小さく越流現象が見られない時は、可動型減勢工の効果は大きく、稼働させた場合でも、60%あった。波高が大きくなると、減勢工を乗り越える水量が多くなるため減勢率は小さくなる。同じ波高においては、隙間のない防波堤、固定式、可動型の順に減勢率は大きい。

実験では、木製ボードを支えるピア（杭）の設計も重要な要素である。本実験ではピアに波圧計を設置しており、今後、作用波圧の特性についても検討していくつもりである。また、門式やいかだ式など新しい構造の減勢工についても検討し、現地の植生や地形条件に応じた製作が可能となるように提案をしていくべきである。

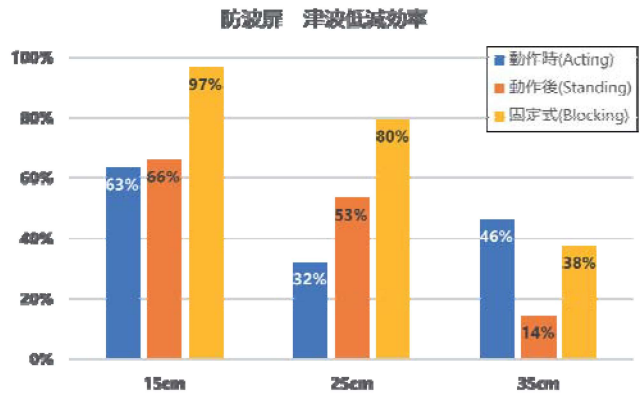


図-7.3 各種構造物の津波減勢効率
(青：可動型減勢工、橙：固定式、黄色：防波堤)

4 まとめと課題

本実験報告では、新しく開発した木製可動型津波減勢工の効果を検討した。その結果、防波堤は津波来襲時に折りたたまれた状態から浮力によって立ち上がり、最大で 60%の波高減勢効果を有することが判明した。

また、実験結果の章で述べたように門型やいかだ型などの異なるタイプの可動型減勢工についても検討しており、図 - 7.4 に門型のイメージ図を示す。これは水流により開いていた木製門が閉まるもので、最初的水流は通過するが持続的に止水機能が発揮できることが特徴である。図-7.5 にいかだ型の可動式減勢工を示す。これは、小型船着き場の開口部等に設置しておき強い流れに対して抵抗するもので、材料は竹である。

図-7.6 および図-7.7 に門型およびいかだ型減勢工の減勢効果を示す。最初に示した可動型を“防波扉”と名付けると、門型およびいかだ型は減勢効果に関しては防波扉に比べると小さくなる。ただし、それぞれが、後続の流

れを遮蔽できる（門型）、材料が竹材で最も安価で衝突しても危険性が小さい（いかだ型）という長所を有しており、外力の条件や使用する地形条件で、より適切な形態を選ぶことによって効果的な水流抑制が可能となる。

参考文献

1) 浜田英外，藤田慶彦、平石哲也：自動式木製津波低減設備の実験，自然災害科学、Vol.22, No.2, pp.141-153, 2016.

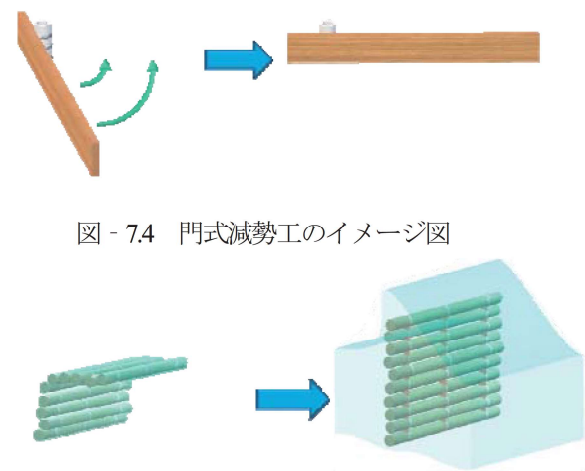


図 - 7.4 門式減勢工のイメージ図

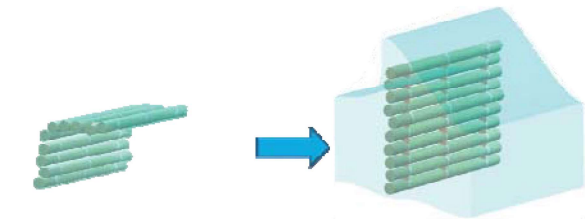


図 - 7.5 いかだ式減勢工のイメージ図

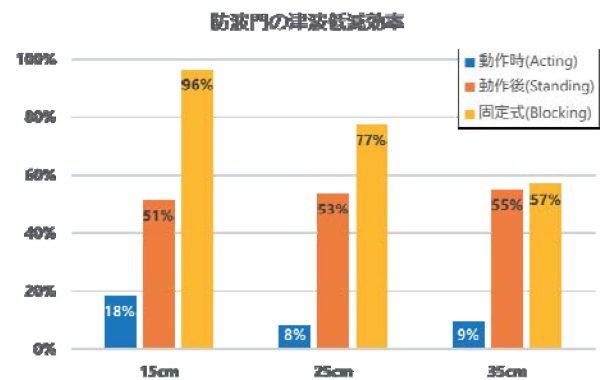


図-7.6 門型減勢工の津波減勢効果

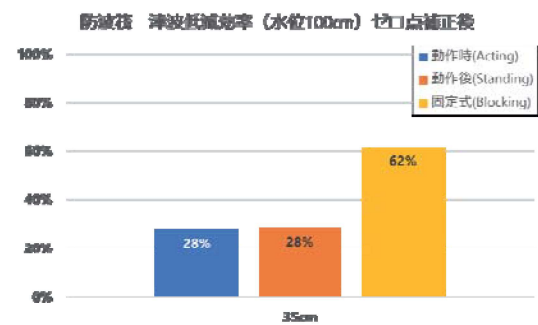


図-7.7 いかだ型減勢工の津波減勢効果

8. 総括と将来への提言（中北）

平成 30 年 7 月豪雨の特徴を大枠でまとめると以下となる。

1. 梅雨豪雨としては珍しく背の低い雲により、長期間に広い範囲でたくさんの総雨量がもたらされた。
2. 満身創痍になっていた多くの山腹斜面・河川流域・ダム貯水池で、再び押し寄せたそう強くない豪雨の一波二波が、トンカチのごとく土砂崩壊、洪水、ダムの小貯水池からの緊急放流をもたらした。
3. そのため、情報伝達、避難に関しても多くの視点をもたらした。

また、地球温暖化による将来変化との関係を以下にまとめる。

1. 典型的な線状降水帯型の梅雨豪雨の頻度は将来増加する。これまで梅雨豪雨が発生していなかった地域でも生起する。そして、同じ強雨の継続時間内でも、その時間内での強雨総雨量は増大する。
2. 一方、平成 30 年 7 月豪雨のように停滞する大気パターンは、将来増加する兆候は見られていない。
3. 平成 30 年 7 月豪雨発生時の流入水蒸気量は、現在気候ではほとんど最大レベルの流入量であった。また、将来気候でも珍しく多い範疇であるが、現在気候と比較するとその頻度は増加する。

将来、典型的な梅雨豪雨は将来気候でより頻繁に、より強力に、そしてこれまで未経験に地域にも生起し始める。また平成 30 年 7 月豪雨のような広域かつ長時間の豪雨についても、水蒸気量の増加によって総降雨量は増大する危険性がある。災害をもたらすトンカチ役となったそう強くない豪雨の影響を評価するには、X バンド MP レーダーのような気象レーダー等を用い、短時間降雨予測の強化とその利用を促進していく必要があるだろう。

地球温暖化に対しても、後悔しない適応をするため気候変動将来予測を軸にした適応が必要である。さらに、治水の基礎体力の増強、自助・共助としての防災力の増強も喫緊の課題である。上記の対策は多くの時間を要する上、昨今の豪雨頻発を受け、じわじわとでも地球温暖化の進行速度の方が早いように感じられる。後悔しないため、早急かつ計画的な対応が求められる。災害からの教訓を蓄積し、将来予測を隅々まで共有し、どの優先順位で適応するか、考える時に来ている。そして水工学・土木工学・気象学の中で、またこれら融合の中で、“研究”として抜けている部分を埋めていくことが重要である。