

平成30年7月豪雨における愛媛県南予地方の大雨の成因と特徴

一 広志 (日本気象予報士会四国支部)

要旨

平成30年7月豪雨において、愛媛県南予地方北部で最大の降水イベントとなった7月6日から7日にかけての豪雨の成因について、四国周辺の高層気象観測点における垂直方向の水蒸気輸送の状況を踏まえた上で、南予地方とその周辺における地上風の収束・発散、南予北部への地上における水蒸気の流入状況、顕著な大雨が発生した領域における地形因子のそれぞれと降水量との関係に着目して考察を行なった。南予北部の大雨は四国付近での前線傾度が大きく、大量の水蒸気が西日本で収束する状況下で生じている。降水のピークは佐田岬半島の瀬戸における南寄りの風が北寄りの風に変化し、宇和海が発散の場から収束の場に変化することによって生じており、前線の南下によるものと判断される低温な気塊の流入によってもたらされている。顕著な大雨が発生した領域における地形の風下側の急峻度と風上側の遮蔽度の差からは降水の増幅を合理的に説明することはできなかった。

1. はじめに

平成30年(2018)の6月下旬から7月上旬にかけて、台風7号および梅雨前線の影響により西日本から東海地方を中心に全国的に広い範囲で記録的な大雨となり、各地で甚大な被害が発生した。6月28日から7月8日までの期間における降水量は高知県の魚梁瀬で1800mmを超えており、1000mm以上を記録した気象庁管轄の観測地点は高知、徳島、岐阜、長野の4県に及んでいる。気象庁は7月9日にこの豪雨を「平成30年7月豪雨」と命名した。

気象庁(2018)の解析によると、梅雨前線が日本付近に停滞し、大雨が生じた要因として、①太平洋高気圧の縁辺からと東シナ海・南西諸島方面からとの多量の水蒸気の流れ込みが西日本付近で合流し、持続したこと、②梅雨前線の停滞・強化などによる持続的な上昇流が形成されたこと、③局地的な線状降水帯が形成されたこと、の3点に言及されている。また、7月5日から7日にかけて西日本で大雨が発生した要因について、Moteki(2019)は、台風7号の日本海通過によりオホーツク海の寒気が西日本まで引き込まれた結果、梅雨前線が北海道から西日本へジャンプし、太平洋高気圧が勢力を保っている状況下でオホーツク高気圧の寒気が日本海まで南下して梅雨前線の停滞を来たことを明らかにしている。

このように、総観規模における梅雨前線の挙動に着目した豪雨発生メカニズムについての研究は成果を挙げているものの、豪雨に局地性が生じることを把握・解明し、防災活動の基礎資料を整備する視座からのメソスケールでの考察は十分であるとはいえない状況にある。本稿はこれを踏まえ、平成30年7月豪雨において愛媛県南予地方で大雨が発生した要因について観測データの解析より明らかにすることを目的とする。

2. 愛媛県地方における降水分布

愛媛県地方に展開されている気象官署およびAMeDAS観測地点における7月6日0時から同7日24時までの期間についての降水量の分布状況を図-1に示す。県内では南予南部の御荘を除くすべての地点で200mmを超えており、南予北部の宇和で最多値となる407mmを記録している。この2地点以外の南予地方の観測地点における降水量は300mm前後である。東予西部の玉川、今治、大三島においても300mmを超える雨量を観測していることにも注目される。この東予西部の大雨の成因についての考察は稿を改めて報告したい。

南予地方において顕著な短時間強雨が発生した地点として、AMeDASの宇和と国土交通省による観測が実施されている野村ダムを採り挙げる。これら

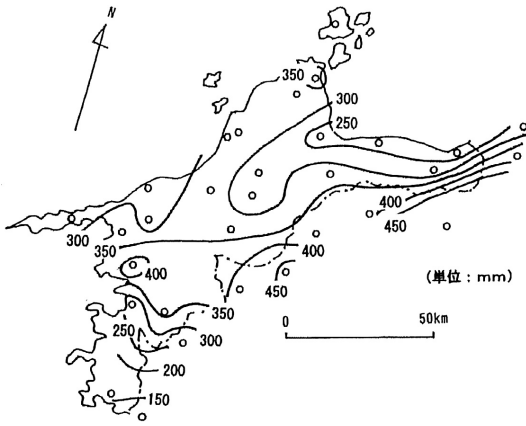


図-1 愛媛県地方における降水量の分布
(7月6日0時~同7日24時)

2地点の標記の2日間における10分間降水量の推移を図-2(a), (b)にそれぞれ示す。降水のピークは7日の2時頃から8時頃までで、宇和ではこの6時間の降水量は180.5mmに及んでおり、野村ダムにおいては5時から8時までの3時間に199mmの雨量を観測している。諸官庁ならびに自治体が豪雨発生地とその周辺に展開している雨量観測点で記録された4時から7時までの時間帯における1時間毎の降水量の分布の推移を図-3(a), (b), (c)にそれぞれ示す。5時から6時までに於いて宇和島市北部(旧吉田町)の沿岸付近で60mmを超える時間降水量が観測されており、7時までの1時間にお

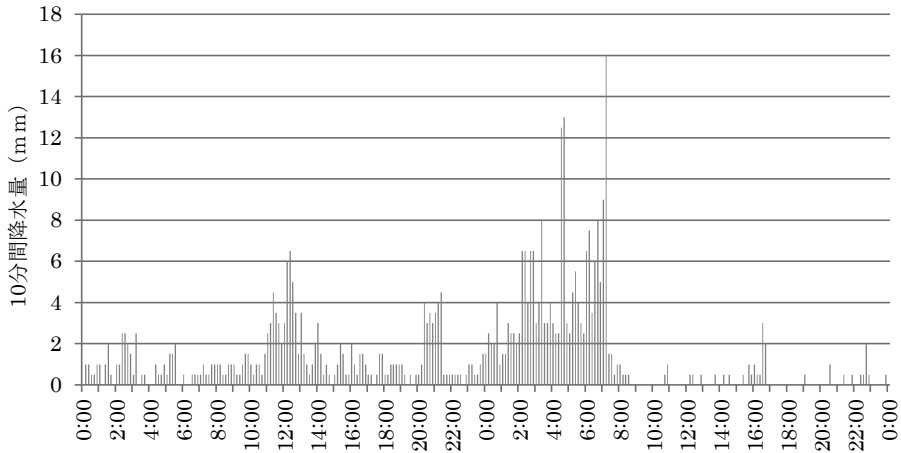


図-2(a) 宇和における降水の推移(気象庁AMeDAS) 7月6日~7日

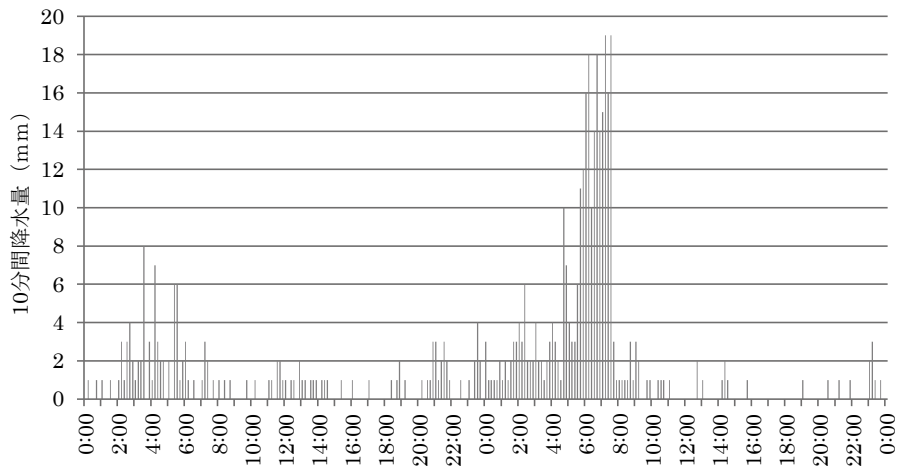


図-2(b) 野村ダムにおける降水の推移(国土交通省) 7月6日~7日

いては南予地方のほぼ中央部に40mm以上の強雨域が東西方向に形成され、旧吉田町や野村ダムでは80mm以上の雨量が記録されている。

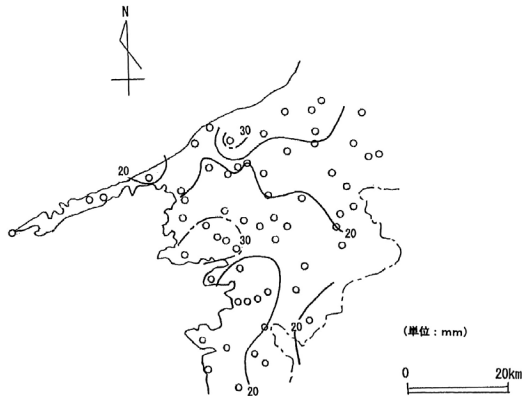


図-3 (a) 4:00~5:00

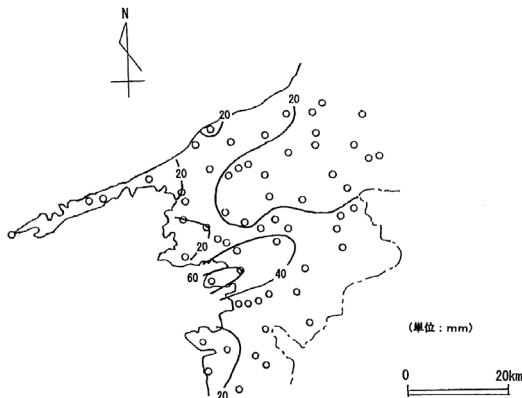


図-3 (b) 5:00~6:00

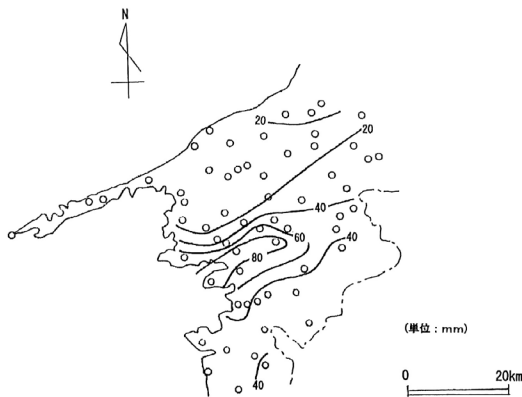


図-3 (c) 6:00~7:00

降水のピーク時における南予地方北部における1時間降水量の推移

3. 総観場の状況

7月6日9時および同7日9時における気象庁発表の地上天気図を図-4(a), (b)にそれぞれ示す。6日9時において関東南部から東海、瀬戸内を経て九州北部、東シナ海に達していた梅雨前線は7日9時には中国地方以東では北上しており、能登半島沖の日本海には1006hPaの低気圧が発生し、北東に進んでいる。日本のはるか南の太平洋には台風8号があり、発達しながら北西方向にゆっくりと移動している。

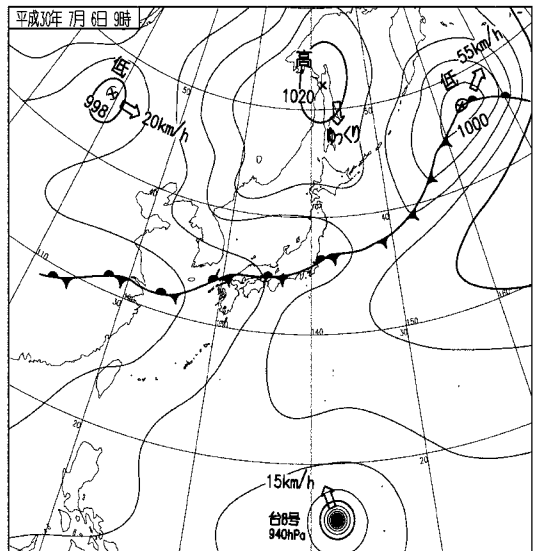


図-4 (a) 地上天気図 2018年7月6日9時 (JST)

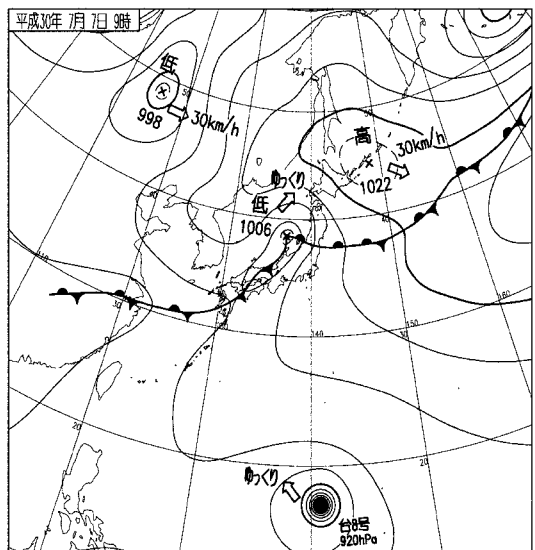


図-4 (b) 地上天気図 2018年7月7日9時 (JST)

平成30年7月豪雨における愛媛県南予地方の大雨の成因と特徴

6日9時から7日9時までの鹿児島における相当温位の垂直分布を図-5に示す。1000hPa面から600hPa面付近にかけては高度が増すにつれ相当温位は低下する傾向にあり、大気成層が対流不安定となっている。とりわけ6日9時と7日9時においては、600hPa面に顕著な低相当温位気塊が流入している。

西日本領域における水蒸気輸送の垂直構造を把握するため、南予地方の降水イベントがピークとなる前の6日21時の鹿児島、福岡、松江の各地点における西風成分による東向き水蒸気輸送量、南風成分

による北向き水蒸気輸送量のそれぞれについて調べた。その結果を図-6(a), (b)にそれぞれ示す。東向き水蒸気輸送量は鹿児島と松江では1000hPa面で負の値となっており、地表付近は東風成分であったことがわかる。鹿児島では700hPa面における西風成分による東向き水蒸気輸送量が100 (g/m²・s) を上回っている。特筆すべき事項は、鹿児島における925～850hPa面の南風成分による北向き水蒸気輸送量が300 (g/m²・s) を上回っていることである。福岡と松江におけるこれらの等圧面の北向き水蒸気輸送量は100 (g/m²・s) 未満であることから、九州

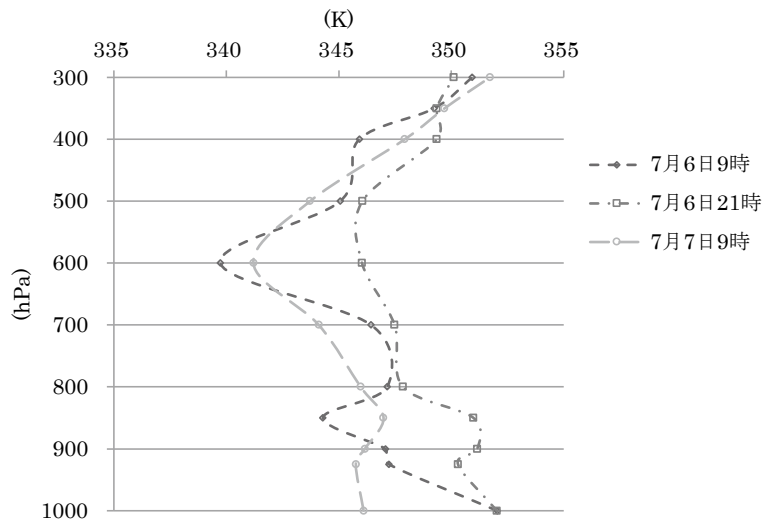


図-5 鹿児島における相当温位の垂直分布 (気象庁の観測データより筆者作成)

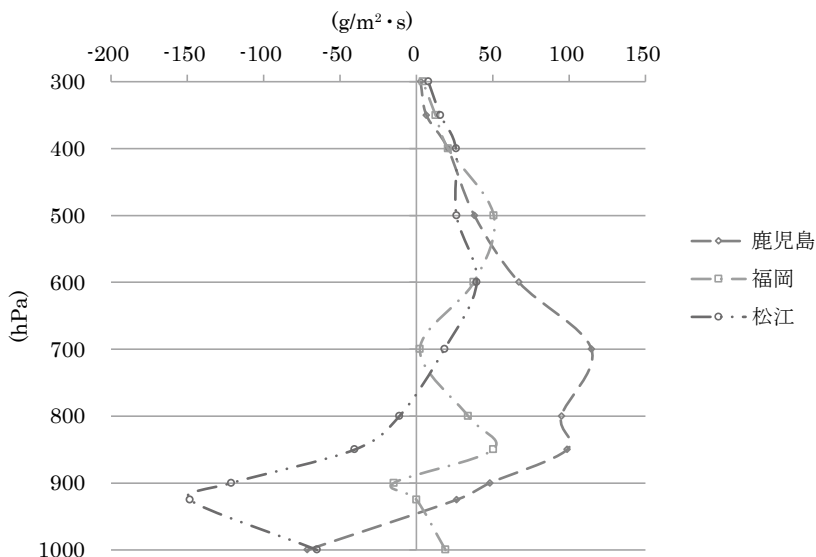


図-6 (a) 東向き水蒸気輸送量の鉛直分布 7月6日 21時 (気象庁の観測データより筆者作成)

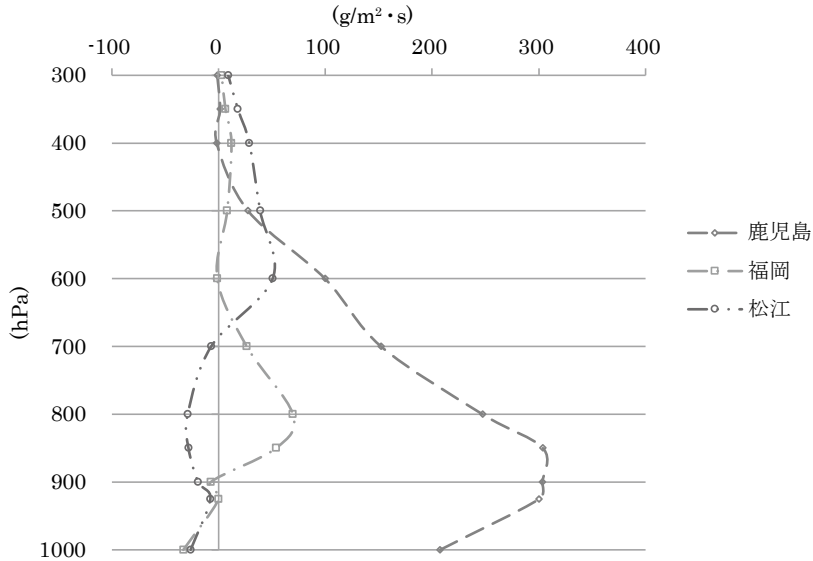


図-6 (b) 北向き水蒸気輸送量の鉛直分布 7月6日 21時
(気象庁の観測データより筆者作成)

南部から九州北部、山陰の間における下層大気では南風成分による水蒸気の収束が生じていたことがわかる。

南予北部での降水のピーク時にあたる7日6時の西日本領域における地上における相当温位の分布状況を図-7に示す。高知県の清水と島根県の浜田におけるこの値の差はおよそ20Kに及んでおり、宇和

島～松山間でも9Kに達し、四国北部で傾度が大きくなっている。

以上を要約すると、四国付近では前線の傾度が大きく、大気の成層が対流不安定となっている条件下で下層大気における北向きの水蒸気輸送が活発であり、大雨が発生する条件が形成されていたと言える。

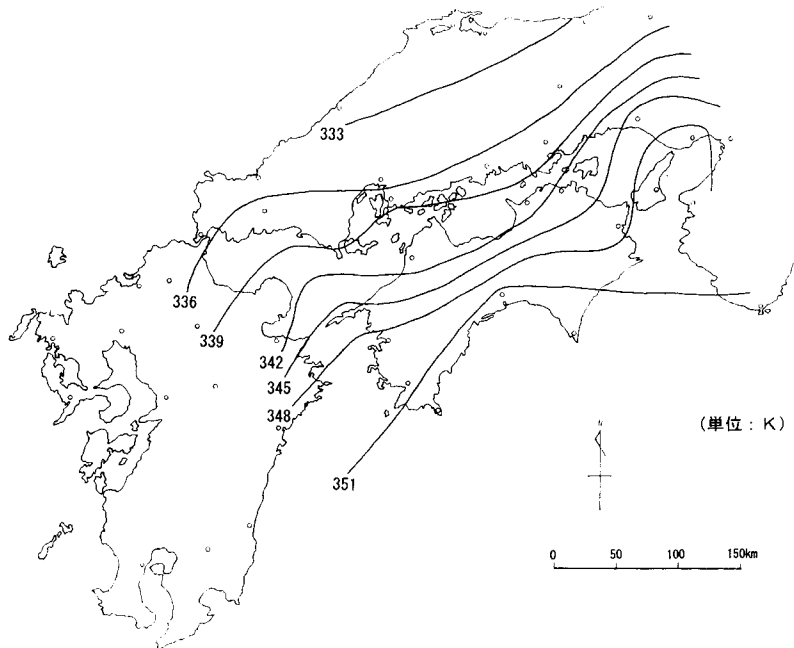


図-7 四国とその周辺における地上相当温位の分布 (7月7日6時)

4. 大雨の成因についての考察

(1) 南予地方とその周辺における地上風と降水との関係

宇和における10分間降水量は同地点での南風成分との間に1%水準のt検定の結果有意と判定される正の相関関係があり(図-8)、南風が強くなるにつれて降水強度が増す傾向が認められる。このことは、鹿児島の下層の大気において南風成分による北向きの水蒸気輸送が顕著であったことに符合するものと捉えられる。これを踏まえ、南予地方とその周辺部における地上風の収束・発散に着目し、大雨をもたらした大気の流れの解明を試みる。

まず、南予地方における降水のピーク時にあたる7日6時の四国とその周辺における海面気圧の分布状況を図-9に示す。瀬戸内海および宇和海沿岸部は極小域となっており、地上風の収束が生じる条件

下であることがわかる。東西方向が大分～多度津(dx=197km)、南北方向が清水～呉(dy=168km)の領域を設定し、愛媛県地方における地上風の収束・発散と豪雨発生地との関係について調べた。収束・発散は次式にて与えられる。

$$\text{収束・発散} = \frac{U1-U2}{dx} + \frac{V1-V2}{dy} \quad (s^{-1})$$

ここに、

U1: 東側の観測点(多度津)の西風成分(m/s)

U2: 西側の観測点(大分)の西風成分(m/s)

dx: 上記2点間の東西距離

V1: 北側の観測点(呉)の南風成分(m/s)

V2: 南側の観測点(清水)の南風成分(m/s)

dy: 上記2点間の南北距離

この式によって得られた値が正の場合は発散、負

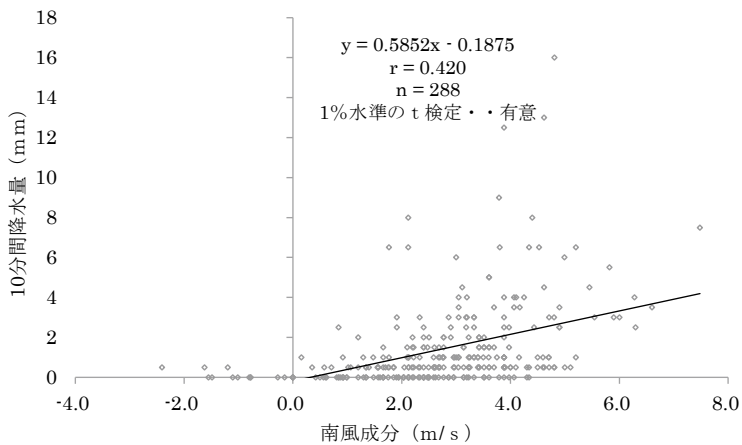


図-8 宇和における南風成分と降水量の関係 7月6日～7日

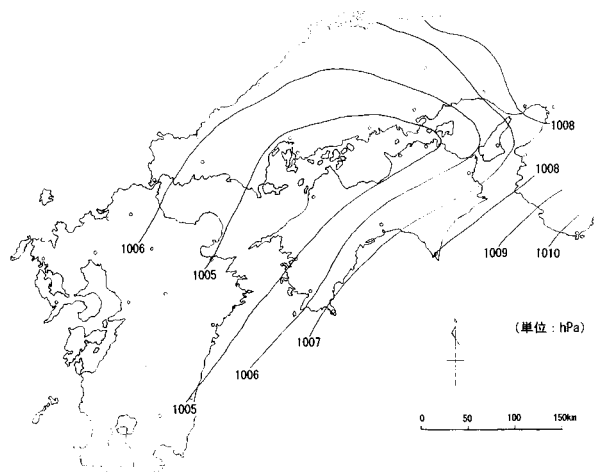


図-9 四国とその周辺における海面気圧の分布 (7月7日6時)

の場合は収束となる。愛媛県地方における地上風の収束・発散と宇和の降水の推移を図-10に示す。収束の極大は6日19時と7日3時、同じく7時30分前後にそれぞれ認められる。7日の3時前後は降水のピークの始まりとほぼ一致しており、7時30分過ぎには強雨は終息している。収束・発散量と宇和の降水量との関係に着目すると(図-11)、この二者の間には1%水準のt検定の結果有意と判定される負の相関関係が認められ、収束が強くなるにつれて降水量が増す傾向が存在する。

豪雨発生地付近での収束・発散と大雨との関係をもより詳細に把握するため、収束・発散についての考

察領域を東西方向が大分～宇和島(dx=85km)、南北方向が蒲江～瀬戸(dy=70km)の宇和海とその沿岸地域に絞り込み、改めて収束・発散量と宇和の降水量との関係を調べた。その結果を図-12に示す。宇和海とその沿岸地域においては宇和における降水イベントの強化が顕著になった7日4時30分～5時まではほぼ発散で推移している。その後、瀬戸における南寄りの風が北寄りの風に変化したことにより、宇和海とその沿岸地域は収束の場合へと変化している(図-13)。この要因については後述する。

この領域における収束・発散量と顕著な短時間降雨を観測した吉田、野村ダムの2地点における降水

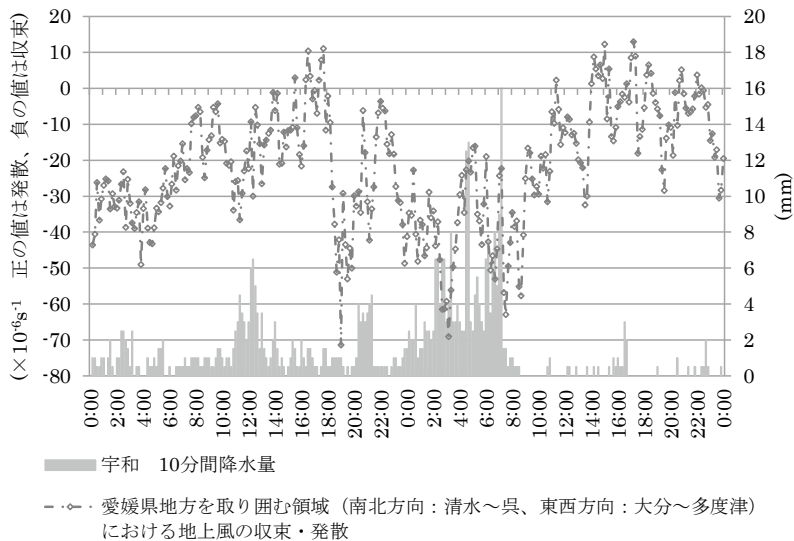


図-10 愛媛県地方を取り囲む領域における地上風の収束・発散と宇和の降水 7月6日～7日

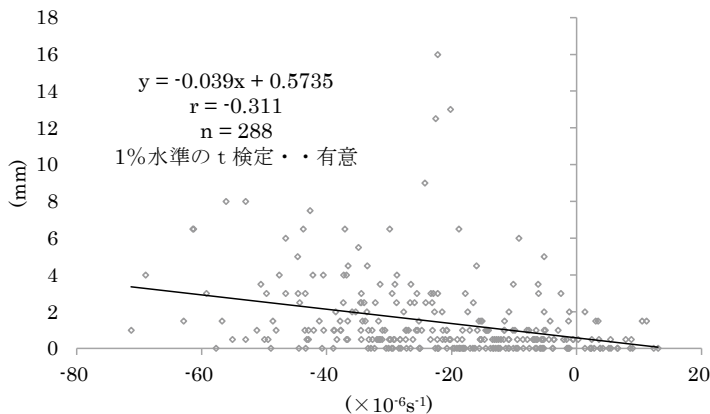


図-11 愛媛県地方を取り囲む領域における地上風の収束・発散量と宇和の降水量との関係(ともに10分値) 7月6日～7日

平成30年7月豪雨における愛媛県南予地方の大雨の成因と特徴

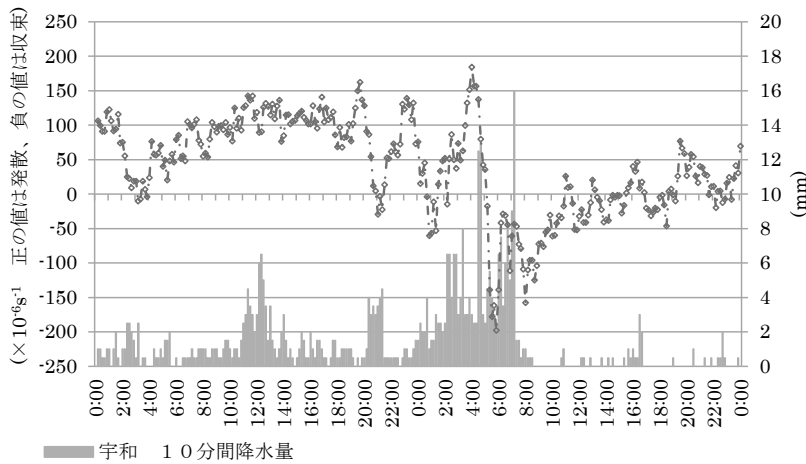


図-12 宇和海における風の収束・発散と宇和の降水の推移 7月6日～7日

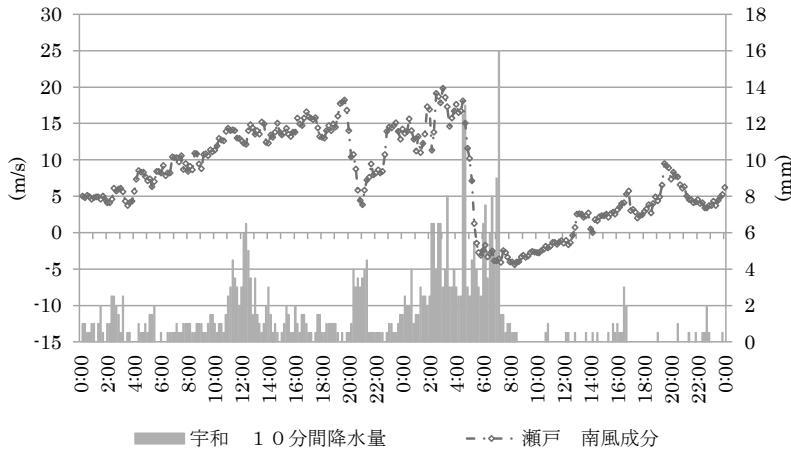


図-13 瀬戸の南風成分と宇和の降水の推移 7月6日～7日

量との関係を図-14 (a), (b) にそれぞれ示す。2地点ともに1%水準のt検定の結果有意と判定される負の相関関係が認められる。相関係数rの値より、収束が強くなるにつれて降水量が増す傾向は海岸の近くに位置する吉田の方が強くなっている。

降水イベント期間を通して、豊後水道の南部に位置する蒲江では南～南南西の風が継続している。この風が南予地方に達して大雨の生成に寄与している可能性について検討するため、蒲江における南～南西風成分の発現とこれが南予地方に到達するまでの時間的遅れを考慮した宇和での降水量との関係について調べた。算出の起点となる蒲江における風の発現時刻は6日0時から7日10時までとし、これに対応させる宇和の降水の発現の時間的遅れは10分ステップで240分までと定めてタイムラグ相関を求め

た。タイムラグ値ごとの二者の相関係数を表-1に示す。蒲江の南風成分ならびに南南西風成分は、発現後90分経った時点での降水量との間における相関係数の値が最も高くなっている。蒲江～宇和間の距離は85kmであることから、蒲江における南～南南西の風が90分後に宇和に到達していると考えると、平均風速は、 $(85 \times 10^3) \div (90 \times 60) = 15.7$ (m/s) となる。蒲江において観測された地上風は、7日0時過ぎから3時30分までと4時30分から5時50分までの時間帯においては10m/sを超えており、最大瞬間風速は20m/s以上に達している。これより、タイムラグ相関より推定した90分の時間差に基づく平均風速の計算値は観測値とほぼ一致しているものと捉えられ、蒲江で発現した南～南南西の風は南予北部での大雨の生成に寄与していると考えられる。

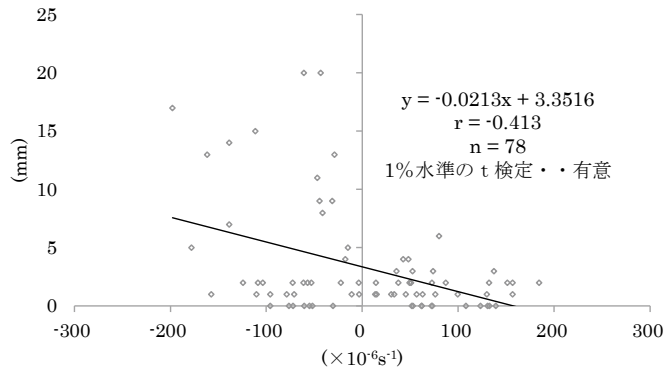


図-14 (a) 宇和海における収束・発散量と吉田の降水量との関係 (ともに10分値)
7月6日21時~7日10時

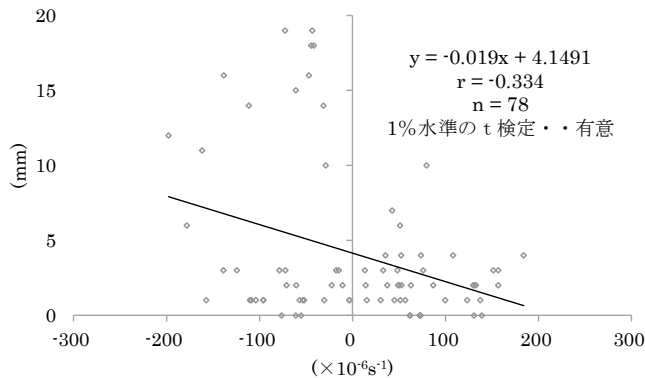


図-14 (b) 宇和海における収束・発散量と野村ダムの降水量との関係 (ともに10分値)
7月6日21時~7日10時

表-1 タイムラグ値ごとの蒲江の風と宇和の降水との相関係数

タイムラグ (分)	蒲江 南風成分	蒲江 南南西風成分	蒲江 南西風成分
10	0.309	0.323	0.316
20	0.301	0.314	0.307
30	0.281	0.288	0.275
40	0.298	0.304	0.290
50	0.347	0.338	0.304
60	0.390	0.375	0.333
70	0.487	0.472	0.423
80	0.550	0.530	0.471
90	0.574	0.531	0.446
100	0.552	0.505	0.418
110	0.541	0.494	0.408
120	0.527	0.478	0.391
130	0.471	0.434	0.362
140	0.451	0.420	0.357
150	0.443	0.429	0.384
160	0.411	0.406	0.371
170	0.383	0.359	0.307
180	0.351	0.331	0.285
190	0.346	0.335	0.299
200	0.380	0.343	0.279
210	0.377	0.337	0.268
220	0.385	0.332	0.251
230	0.404	0.322	0.209
240	0.392	0.296	0.170

平成30年7月豪雨における愛媛県南予地方の大雨の成因と特徴

(2) 南予地方を指向する水蒸気輸送量と降水との関係

続いて、豪雨発生地を指向する水蒸気の流入量と降水量の推移との関係について考察を進める。先に述べた地上風の収束・発散の算出に用いた愛媛県地方ならびに宇和海とその沿岸地域を取り囲む各観測点において、(絶対湿度の10分間平均値×豪雨発生地を指向する方向の地上風成分)にて与えられる水蒸気輸送量を算出し、各地点の和の値と降水量との関係を調べる。水蒸気流入量の計算の基となる絶対湿度は、Tetensの式より水蒸気圧 e (hPa) を求め、 $217e/T$ (T は絶対温度Kで表した気温)にて算出した。まず、愛媛県地方を取り囲む領域について、大分の西風成分、多度津の東風成分、清水の南風成分

分、呉の北風成分のそれぞれによる水蒸気輸送量の和を愛媛県地方への水蒸気流入量と見なした場合のこの値と宇和における降水量との推移を図-15に、これら二者の値の相関関係を図-16にそれぞれ示す。水蒸気流入量と降水量との間には1%水準の t 検定の結果有意と判定される正の相関関係が認められ、水蒸気流入量が多くなるに連れて降水量が増す傾向が存在する。併せて、宇和海とその沿岸地域を取り囲む領域について、大分の西風成分、宇和島の南風成分、松山の北風成分のそれぞれによる水蒸気輸送量の和を南予北部への水蒸気流入量と見なし、この値と宇和における降水量との推移を対比させた。その結果を図-17に示す。以下、この領域において一(2020)が行なった水蒸気流入量と降水量

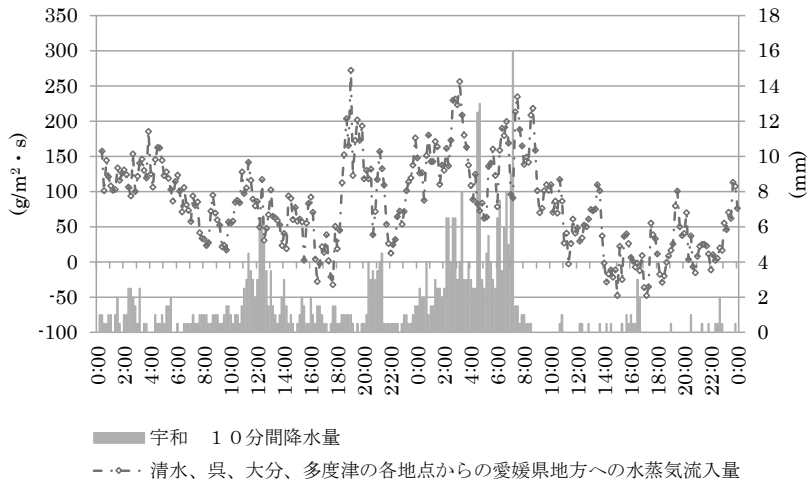


図-15 愛媛県地方への水蒸気流入量と宇和の降水の推移 7月6日～7日

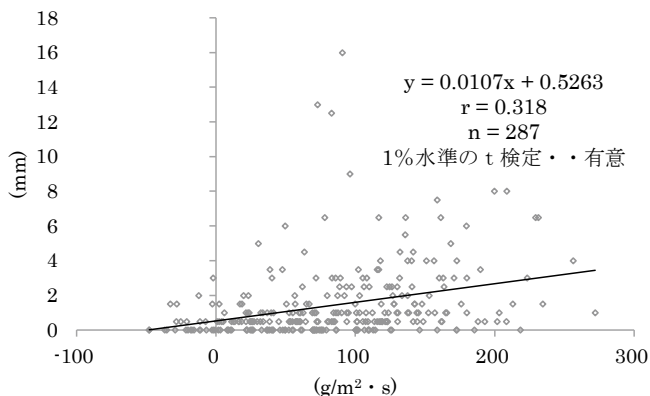


図-16 愛媛県地方への水蒸気流入量と宇和の降水量との関係(ともに10分値) 7月6日～7日

との関係について検討した過程と結果について述べる。降水のピーク時には水蒸気流入量は正と負が顕著に発現しており、水蒸気の流入と放出が激しく繰り返されている。水蒸気流入量は、ピーク以前と同程度かむしろ少なくなっている。南予北部における水蒸気流入と降水の発現状況とを把握するため、先述した3方向からの10分間平均水蒸気流入量のそれぞれに600 (s) を乗じて次元を (g/m^2) にして三者の和を求め、これを6日0時から10分毎に積算した値（積算10分間水蒸気輸送量と称する）と宇和における10分間降水量との時系列を図-18に示す。積算10分間水蒸気輸送量は7月6日の21時以降は水蒸気輸送量の算出地点において南予北部

から気塊が流出する風向が発現し、風ベクトルの値が負となることに起因する水蒸気輸送量の減少によって増加の割合が低減し、宇和における降水が活発化した7日の3時の値はおよそ $700 \times 10^4 \text{ g}/\text{m}^2$ である。宇和の降水のピーク時には積算10分間水蒸気輸送量が増加する割合に比べて降水量の増加する割合が大きくなっている。積算10分間水蒸気輸送量について、松山、宇和島、大分の観測点ごとの値の推移を図-19に示す。6日0時から宇和における降水のピークである7日7時までの期間における観測点ごとの積算10分間水蒸気輸送量は、松山における北風成分が $30 \times 10^4 \text{ g}/\text{m}^2$ 、宇和島における南風成分が $600 \times 10^4 \text{ g}/\text{m}^2$ 、大分における西風

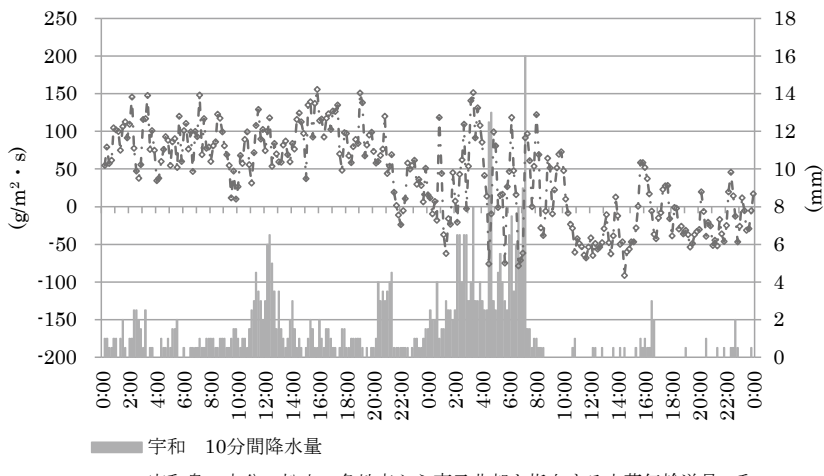


図-17 南予北部への水蒸気流入量と宇和の降水の推移 7月6日～7日

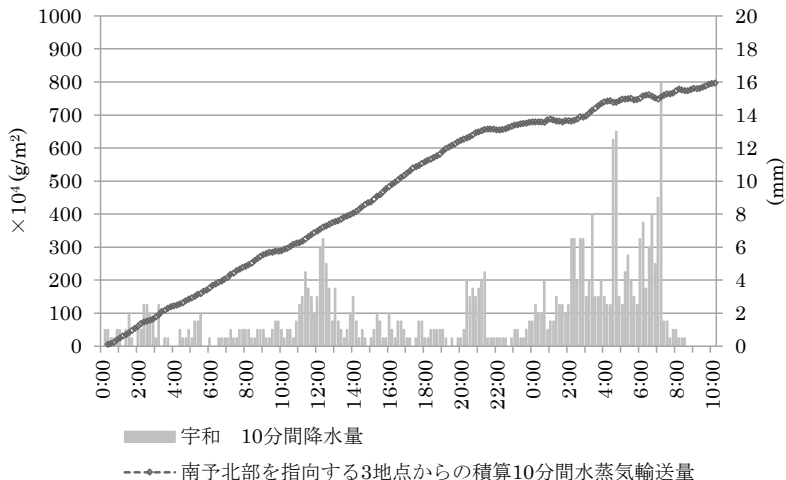


図-18 南予北部を指向する3地点からの積算10分間水蒸気輸送量と宇和における10分間降水量の推移 7月6日0時～7日10時10分（(2020)より引用）

平成30年7月豪雨における愛媛県南予地方の大雨の成因と特徴

成分が $120 \times 10^4 \text{ g/m}^2$ であり、宇和島における南風成分による水蒸気輸送量が前記3地点の合計値の80%を占めている。

(3) 前線の通過によって発生した降水のピーク

南予地方の各地における積算10分間水蒸気輸送量と積算10分間降水量との推移を図-20に示す。各観測点ともに6日0時からの積算10分間水蒸気輸送量が $700 \times 10^4 \sim 750 \times 10^4 \text{ g/m}^2$ に達した時点で降水量が大幅に増加する形を呈している。降水のピーク時における南予北部の気温の推移を図-21に示す。瀬戸では7日の4時20分以降は気温の低下が続いており、5時20分から同30分までの10分

間に 0.6°C 低下している。この時に南風成分は正の値から負の値に変化している。気温の低下は、瀬戸→長浜→大洲→宇和の順で発現し、ほぼ南下する形をとっている。これより、本章1節の図-12,13で示した宇和海が発散の場から収束の場に変化した時に前線が瀬戸内海方面から宇和海・南予北部方面に南下したことが示唆される。宇和島における海面気圧と降水量、気温の推移を図-22に示す。海面気圧は7日5時40分に最低値(1003.6hPa)を記録しており、気圧の極小値の発現は前線の通過とほぼ一致しているものと考えられる。

宇和島、松山、大分の露点温度と宇和の気温ならびに降水量との推移を図-23に示す。降水イベン

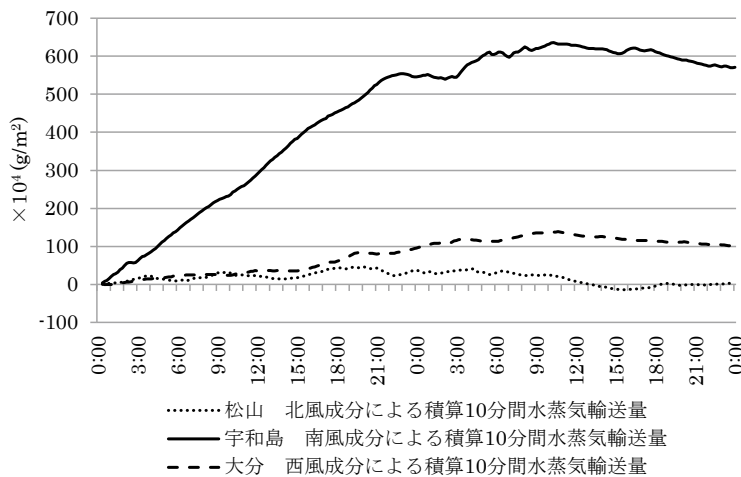


図-19 松山、宇和島、大分の各地点における南予北部を指向する積算10分間水蒸気輸送量の推移の比較 7月6日0時～7日24時 (—(2020)より引用)

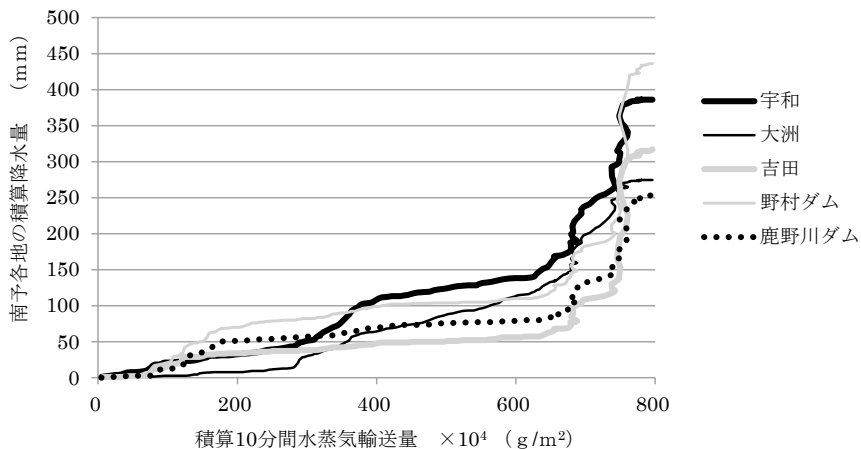


図-20 南予北部を指向する3地点からの積算10分間水蒸気輸送量と南予各地の積算降水量の推移 7月6日0時～7日10時10分(積算10分間水蒸気輸送量の最大値発現時まで) (—(2020)より引用)

トが活発化する前においては比較対象の中で宇和の気温が最も高い値で推移している。これより、宇和島、松山、大分の各地点の気塊の温度と水蒸気量が変化することなく宇和に達したと仮定すると、凝結

せずに水蒸気として大気中に含有し得る状況にあったと考えられる。7日の4時30分前後ならびに7時前後の10分間降水量のピーク時においては、宇和の気温は宇和島の露点温度より低く、宇和に南から

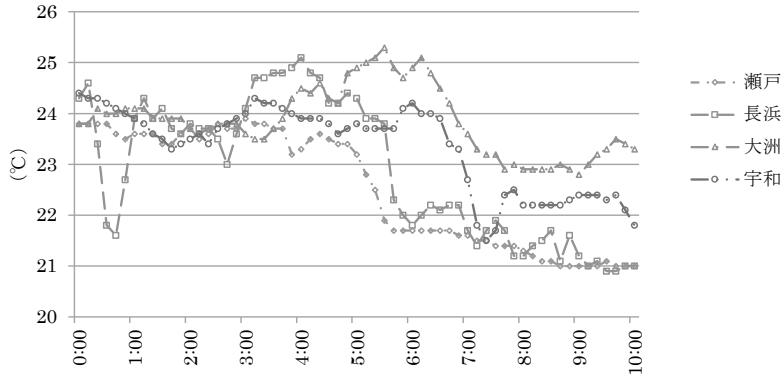


図-21 南予北部における気温の推移 7月7日 0:00 ~ 10:00

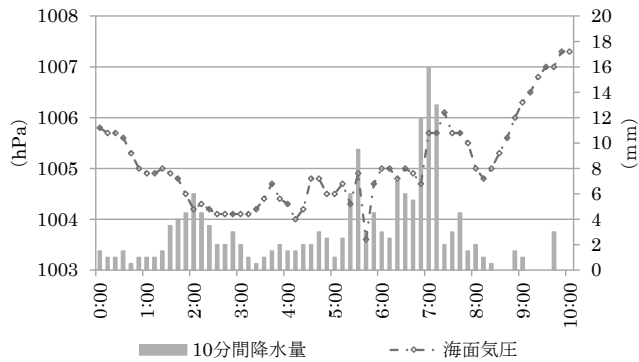


図-22 宇和島における海面気圧と降水量の推移 7月7日 0:00 ~ 10:00

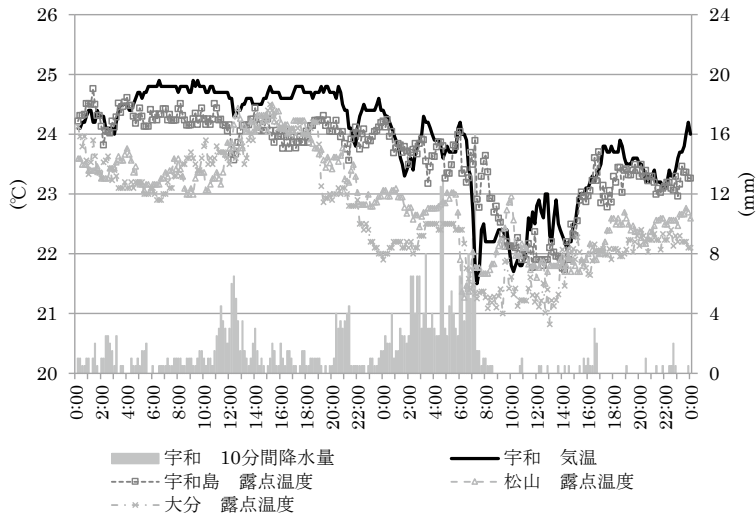


図-23 愛媛県南予地方とその周辺の気温、露点温度、降水量の推移 7月6日0時~7日24時 (—(2020)より引用)

流入する大気中の水蒸気の凝結が活発化していたことが推察される。以上より、降水のピークは南予北部への水蒸気輸送量が増大したことでなく、前線の南下に起因すると考えられる低温気塊の流入によって水蒸気の凝結が活発化したことと、宇和海とその沿岸地域における地上風の収束が強化したことで生じたものと考えられる。

5. 地形が降水に及ぼした影響について

南予地方の大雨は鹿児島の下層の大気において南風成分によって大量の水蒸気が北に輸送され、これが西日本で収束することによって生じており、併せて宇和では南風成分が強くなるにつれて降水量が増す傾向が認められることを踏まえると、南寄りの風が流入しやすく、また、風下にあたる北側の標高が大きく、流入気塊の強制上昇の作用を受ける地形条件の地点で降水量の増幅が生じていることが考えられる。いかなる地形因子が降水量の増幅に寄与しているのかについて明らかにするため、まず、表-2と併せて図-24で示す観測地点について、風下側における地形の急峻度、風上側における遮蔽度を求めた。この2つの地形因子の指標値は、観測点を中心に南北方向を基軸とした東側、西側それぞれ22.5°の合計45°の範囲を対象とし、国土地理院発行の1:50000地形図より考察対象範囲内における風下側の北象限、風上側の南象限それぞれにおいて観測点直

近の標高極大点とその高度を読み取り、 \tan^{-1} （観測点直近の標高極大点と観測点の標高差／観測点から直近の標高極大点までの距離）で算出した。ここで得られた急峻度と遮蔽度に併せ、南寄りの風の流入のしやすさと強制上昇作用の受けやすさの双方を表わし得ると考えられる急峻度から遮蔽度を差し引いた値も求め、これら三者と降水量との関係について調べた。降水量は、7月6日0時から7日24時までの48時間、7日0時から8時までの8時間、降水のピーク時を対象とした7日4時から8時までの各時間スケールにおける値を取り扱った。時間スケールごとの降水量を表-3に、観測点ごとの地形データを表-4にそれぞれ示す。

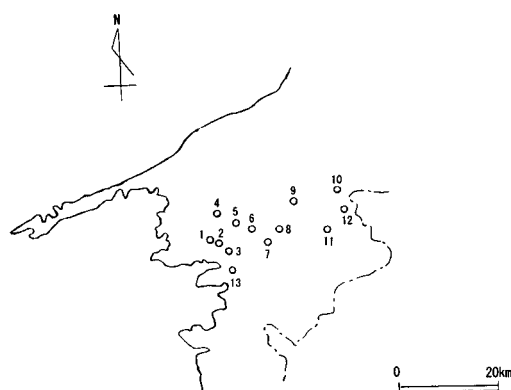


図-24 考察の対象とした雨量観測地点の位置
(番号は表-2に対応)

表-2 考察の対象とした雨量観測地点の位置

番号	観測点名	北緯	東経
1	宇和 (AMeDAS)	33° 22′ 00″	132° 30′ 12″
2	宇和 (県土木)	33° 21′ 39″	132° 31′ 15″
3	皆田	33° 20′ 40″	132° 32′ 34″
4	東多田	33° 25′ 20″	132° 31′ 06″
5	大判山	33° 24′ 06″	132° 33′ 33″
6	旭	33° 23′ 25″	132° 35′ 34″
7	野村ダム	33° 21′ 38″	132° 37′ 46″
8	畑ヶ谷	33° 23′ 25″	132° 39′ 22″
9	鹿野川ダム	33° 27′ 03″	132° 41′ 09″
10	惣川	33° 28′ 37″	132° 47′ 01″
11	甲ヶ森	33° 23′ 18″	132° 45′ 26″
12	上影	33° 25′ 56″	132° 47′ 53″
13	吉田	33° 17′ 55″	132° 33′ 05″

表-3 考察の対象とした雨量観測地点における積算降水量 (単位: mm)

観測点名	7/6～7/7 48時間降水量	7/7 0時～8時 8時間降水量	7/7 4時～8時 4時間降水量
宇和 (AMeDAS)	407	207	122
宇和 (県土木)	407	227	145
皆田	461	287	211
東多田	364	153	63
大判山	376	167	82
旭	383	219	154
野村ダム	460	281	226
畑ヶ谷	356	218	166
鹿野川ダム	271	148	100
惣川	282	123	76
甲ヶ森	395	204	143
上影	396	187	130
吉田	331	236	190

表-4 考察の対象とした雨量観測地点の地形データ

観測点	観測点標高 (m)	観測点北象限の 標高極大点 (m)	標高差 (m)	観測点から標高 極大点までの距離 (m)	地形の急峻度 (°)
宇和 (AMeDAS)	200	435	235	5250	2.563
宇和 (県土木)	200	445.5	245.5	1450	9.610
皆田	202	553.7	351.7	1100	17.730
東多田	447	511.5	64.5	3300	1.120
大判山	680	776.2	96.2	1050	5.235
旭	226	500	274	625	23.673
野村ダム	178	520	342	1800	10.758
畑ヶ谷	100	420	320	2500	7.294
鹿野川ダム	100	400	300	1900	8.973
惣川	520	780	260	800	18.004
甲ヶ森	350	620	270	1000	15.110
上影	560	1060	500	2250	12.529
吉田	140	634.9	494.9	3000	9.368

観測点	観測点南象限の 標高極大点 (m)	標高差 (m)	観測点から標高 極大点までの距離 (m)	地形の遮蔽度 (°)	急峻度-遮蔽度 (°)
宇和 (AMeDAS)	420	220	1350	9.256	-6.693
宇和 (県土木)	385.8	185.8	1350	7.836	1.773
皆田	634.9	432.9	2200	11.132	6.598
東多田	540	93	900	5.900	-4.780
大判山	798.7	118.7	950	7.122	-1.887
旭	545.9	319.9	1150	15.545	8.127
野村ダム	621.8	443.8	1250	19.547	-8.789
畑ヶ谷	260	160	1750	5.224	2.070
鹿野川ダム	250	150	1000	8.531	0.442
惣川	620	100	2250	2.545	15.459
甲ヶ森	400	50	500	5.711	9.399
上影	750	190	650	16.294	-3.765
吉田	368	228	2300	5.661	3.706

平成30年7月豪雨における愛媛県南予地方の大雨の成因と特徴

分析の結果を表-5から表-7に示す。風下側の急峻度については、降水量を積算する時間スケールが短くなるにつれて積算降水量との相関係数は大きくなっているが、いずれの時間スケールにおいても5%水準のt検定の結果は有意でない。風上側の遮蔽度との関係は時間スケールが短くなるに連れて弱くなっているが、相関係数の値はすべての時間スケールにおいて急峻度との間に認められる値より大きく、48時間降水量との間における相関係数rの値は0.603で、5%水準のt検定の結果も有意である。急峻度と遮蔽度の差の値で表わされると考えられる南風成分の流入のしやすさについてはすべての時間スケールにおいて負相関である。このことは、急峻度より遮蔽度が大きい、すなわち南風は流入しにくく、気塊の強制上昇も起きにくいと考えられる地形条件で多降水となっていることを示している。前章の3節で述べたように降水のピークは瀬戸における南寄りの風の北寄りへの急変で表わされる前線の南下による低温気塊の流入によってもたらされていることから、この北寄りの風が降水量の増大に寄与し

ていると推察されるが、これは南寄りの風がもたらした暖湿な気塊との衝突によって水蒸気の凝結が活発化して生じたと解すべきと考えられる。北寄りの風がもたらす低温な気塊は南寄りの風によるものより水蒸気含有量が少なく、南寄りの風による暖湿気塊との衝突がなければ遮蔽されて強制上昇の作用を受けても顕著な短時間強雨は発生し難いと考えられる。以上のように、降水の生成と分布を地形因子からは合理的に説明できない結果となっている。7月6日の21時の鹿児島において顕著な北向きの水蒸気輸送が生じている925～850hPa面は720～1450mの高度で、南予地方の尾根線より高い部分が多くなっていることがこれの一因となっていることも考えられるが、当地域において地形による降水量の増幅を議論するには、500m前後の高度における水蒸気輸送量を正確に算出する必要があるものと判断される。本事例においては、地形による収束や強制上昇に伴う降水量の増幅は部分的に発生するとどまったものと推察される。

表-5 48時間降水量と地形との関係

目的変数 y	説明変数 x	回帰式 $y = ax + b$	相関係数 r	データ数	5%水準の t検定の結果
7/6～7/7 48時間降水量	風下側の急峻度 (°)	$y = 0.532x + 370.27$	0.060	13	有意でない
	風上側の遮蔽度 (°)	$y = 6.873x + 312.48$	0.603		有意である
	急峻度-遮蔽度 (°)	$y = -3.115x + 381.27$	-0.379		有意でない

表-6 8時間降水量と地形との関係

目的変数 y	説明変数 x	回帰式 $y = ax + b$	相関係数 r	データ数	5%水準の t検定の結果
7/7 0時～8時 8時間降水量	風下側の急峻度 (°)	$y = 1.617x + 186.72$	0.213	13	有意でない
	風上側の遮蔽度 (°)	$y = 5.114x + 157.06$	0.526		
	急峻度-遮蔽度 (°)	$y = -1.277x + 206.51$	-0.182		

表-7 4時間降水量と地形との関係

目的変数 y	説明変数 x	回帰式 $y = ax + b$	相関係数 r	データ数	5%水準の t検定の結果
7/7 4時～8時 4時間降水量	風下側の急峻度 (°)	$y = 2.658x + 110.05$	0.336	13	有意でない
	風上側の遮蔽度 (°)	$y = 5.184x + 91.10$	0.511		
	急峻度-遮蔽度 (°)	$y = -0.425x + 139.79$	-0.058		

6. まとめ

愛媛県南予地方の大雨は、西日本領域における前線傾度が大きく、対流不安定となっている条件下で、鹿児島県の850hPa面以下の下層より大量の水蒸気が南から輸送され、これが西日本で収束することによって生じており、南寄りの風がもたらす水蒸気が愛媛県南予地方付近で収束したことが発生の原因であると推察される。

降水イベント期間を通して、豊後水道の南部の蒲江では南から南南西の風が継続しており、この強さは発現後90分の宇和の10分間降水量と比例する傾向が認められる。2地点間の距離とこのタイムラグ値より算出した降水のピーク時付近における平均風速は観測値とほぼ一致しており、蒲江で発現した風は南予北部の大雨の生成に寄与しているものと考えられる。7月7日朝の降水のピークは、佐田岬半島の瀬戸の南寄りの風が北寄りの風に急変して宇和海とその沿岸地域が地上風の発散の場から収束の場に変化することによって生じており、気温と気圧の低下を伴っている。これより、前線の南下に起因する寒気の流入が降水イベントの強化をもたらしたものと考えられる。

南予地方を指向する水蒸気輸送量は、7日のピーク時よりもそれ以前における値の方が大きい。降水のピーク時においては積算水蒸気輸送量の増加する割合がそれ以前に比べて鈍化している。この状況下で記録的な大雨が発生した要因として、降水のピーク以前は気温が高く大気中に水蒸気を含有し得る余地があったが、ピーク時には気温低下により水蒸気の凝結が進んだことが考えられる。

降水の生成・分布と地形との関係に着目すると、大量の水蒸気を輸送している南寄りの風が流入しやすく、風下側の標高が高く強制上昇の作用を受けて多降水となると予想される条件下で必ずしも多降水となっていない。地形による収束や強制上昇に伴う降水量の増幅は部分的に発生するにとどまったものと推察される。

付記

本稿の第4章の(2)、(3)は、一(2020)水蒸気輸送に着目した平成30年7月豪雨時における愛媛県南予北部の降水の特徴 ～平成29年7月九州

北部豪雨の事例との比較～. 天気, 67, 175-180, からの引用を骨子としている。

謝辞

本調査を遂行するにあたり、元鳥取地方気象台長の松村 哲氏から懇切にご指導いただき、(一社)日本気象予報士会の皆様から有意義な多くのご助言をいただきました。

ここに心より御礼申し上げます。

参考文献

- ・気象庁(2018)「平成30年7月豪雨」の大雨の特徴とその要因について(速報).
<http://www.jma.go.jp/jma/press/1807/13a/gou20180713.html>
- ・一 広志(2020)水蒸気輸送に着目した平成30年7月豪雨時における愛媛県南予北部の降水の特徴～平成29年7月九州北部豪雨の事例との比較～. 天気, 67, 175-180.
- ・Qoosaku Moteki(2019) Role of Typhoon Prapiroon (Typhoon No. 7) on the Formation Process of the Baiu Front Inducing Heavy Rain in July 2018 in Western Japan. SOLA, 15A, 37-42.

A case study on heavy rainfall in 2018 July 6th to 7th in Nan-yo Ehime.

Hiroshi HAJIME

(CAMJ)

On these days of July 6th to 7th, there was an unusual heavy rainfall in northern Nan-yo. It seemed a steady rain cloud brought lots of rainfall in the area. To make clear the rainfall meteorological standpoint, weather data gathered such as surface precipitation, wind and water vapor, then the convergence and divergence conditions were clarified in the area.

The results obtained are summarized as follows,

1. In the synoptic scale, humid air mass converged in western Japan by northward water vapor flux. In Uwa, Seiyo City, where the two-day rainfall was the highest in Ehime area, precipitation tends to increase as the southerly wind becomes stronger.
2. The peak of rainfall in the morning July 7 caused by going southward of cold air mass. This is considered going south of Baiu front.
3. Water vapor flux when in the peak of rainfall was less than before peak. In spite of this, heavy rainfall was appeared.

The cause of this is considered as follow. In northern Nan-yo, owing to air temperature of before peak was high than dew point of inflow humid air mass, air mass included water as vapor. At the peak of rainfall, air temperature dropped by inflow of cold air mass. This was caused by going south of Baiu front. As a result, air temperature dropped low than dew point, vapor changed notable to water, heavy rainfall was caused.

4. The heavy rainfall distribution seems little relation the landform around there.