博士論文

九州北西部における大雨の発現状況に注目した

梅雨降水変動に関する気候学的研究

平成 27 年 1 月

大谷和男

岡山大学大学院

自然科学研究科

Climatological Study on the Variability of the Baiu Precipitation and the Heavy Rainfall Events in Northwestern Kyushu

Kazuo Otani

Graduate School of Natural Science and Technology, Okayama University

Abstract

A significant rainy season called "the Baiu (in Japan)/Meiyu (in China)" appears before the mid-summer in East Asia, where the heavy rainfall events frequently occur, especially around the western Japan and Central China (from late June to early July), due to the huge moisture transport from the subtropics. It is also known that each heavy rainfall event is related to multi-scale interaction of the meso-scale rainfall systems around the Baiu front. However, the changes in the position and rainfall characteristics of the Baiu front are considerable accompanied by the several abrupt seasonal transitions of the large-scale atmospheric fields in East Asia. This suggests that the synoptic situations causing heavy rainfall events would be rather different among the respective stages in the seasonal transition. Thus, in order to understand some possible response of the rainfall climatology in East Asia to the global warming, it is also necessary to examine the recent variations of the frequency of heavy rainfall events and its contribution to the total rainfall amount for each stage of detailed seasonal transition, referring to the relationship to the large-scale environmental fields.

This study examined the synoptic features and the recent long-term change in the Baiu precipitation around Kyushu District (western Japan) based on the daily precipitation data, the surface weather charts, and the NCEP (National Centers for Environmental Prediction) / NCAR (National Center for Atmospheric Research) re-analysis data during 1971~2010. Special attention was paid to the relation among the frequency of "the heavy rainfall days" (with more than 50mm/day), the location of

the surface front, the meridional extension of "the heavy rainfall area" and their synoptic conditions. This thesis consists of the following three parts, i.e., (1) the long-term variation in late June (the mature stage of the Baiu in the Japan Islands), (2) the long-term variation in early June, and (3) discussions on the large-scale atmospheric processes associated with the different meridional scales of the heavy rainfall area.

Part 1: The total precipitation in June decreased greatly during the 2000s (2001~2010) in the mainland of Kyushu except for its southern part, and especially decreased in the northwestern Kyushu. The total precipitation in the Baiu season at Nagasaki (northwestern part of Kyushu) decreased significantly during the 2000s, at the 95% confidence level, mainly in June. Although the appearance frequency of the surface front around Kyushu (30~33N) was nearly the same in both periods of 1971~2000 and 2001~2010, the total precipitation and the contribution of the heavy rainfall days at Nagasaki decreased during the 2000s, with its increase at Kagoshima (southern part of Kyushu). Such regional contrast of the long-term precipitation change appeared in late June. It is suggested that less frequent appearance of the heavy rainfall area with wider meridional extension (such as when the heavy rainfall days both at Kagoshima and Nagasaki, together with the cases with the narrower heavy rainfall areas when Nagasaki is located in the warm sector of the Baiu front) resulted in such change in seasonal mean precipitation contrast during the 2000s.

Part 2: Decrease in precipitation during the 2000s at Nagasaki in early June was associated with the rather different time-scale phenomena (about 20 years variation) from that in late June (weakening of the amplitude of quasi-biennial variability). Appearance frequency of the surface front in early June (when the mean position of the surface front was rather southward than in late June) did not change so much during the 2000s. However, both the total precipitation and the contribution of the heavy rainfall days at Nagasaki in early June decreased during the 2000s regardless of the

daily position of the surface front. As for Kagoshima, both of them decreased during the 2000s when the surface front is located around 28~32N. During 1971~2000, the heavy rainfall days at Nagasaki brought by the rainfall area with wider meridional extension sometimes appeared, although the appearance frequency was not so high as that in late June. However, such situations in early June appear much less frequently during the 2000s. It is suggested that the appearance frequency of the above situation have been reduced during the 2000s. It is interesting that the area with huge northward moisture flux extended widely further north to Kyushu in the heavy rainfall days both at Kagoshima and Nagasaki, associated with the approach of a meso- α - or sub-synoptic scale disturbance on the Baiu front. Although the area with huge moisture transport in the seasonal mean field does not reach around Kyushu in early June, huge water vapor is transported toward Kyushu only in such situations, resulting in the temporal heavy rainfall days around Kyushu. This study illustrates a possibility that the decrease in such contribution of the disturbance might be an important factor for the reduction of the precipitation in early June around Kyushu.

Part 3: In 1993, the Baiu front tended to be located more frequently around the Japan Islands and the extremely huge rainfall was brought during the mature stage of the Baiu, especially in the western Japan. The heavy rainfall days at Nagasaki appeared many times in the Baiu of 1993. Thus, in order to examine the large-scale atmospheric processes on the rainfall activity around the Baiu front relating to the meridional extension of the heavy rainfall area, the synoptic situations were compared between the heavy rainfall days and non-heavy rainfall days when the surface front was located in 30~35N at 130E. The air temperature fields around the northwestern Kyushu were not so different between the two situations. However, a meso- α -scale or sub-synoptic scale disturbance was located to the west of Kyushu in the heavy rainfall days, and the low-level southerly wind from the subtropics could invade further northward into the Baiu frontal zone. Thus the results of the case study for 1993 suggest that the strong

low-level southerly wind across the weak baroclinic zone in association with the meso- α -scale or sub-synoptic scale disturbance on the Baiu front gives a favorable condition for appearance of the heavy rainfall area with wider meridional extension.

As such, this thesis reveals that the decrease in the June precipitation during the 2000s around the northwestern Kyushu (from that for 1971~2000) was greatly related to the less frequent appearance of the daily heavy rainfall area with wider meridional extension.

要旨

地球温暖化に伴う日本の降水変化のメカニズム等を具体的に予測・理解する ためには、総降水量だけでなく、日々の降水の起こり方の特徴にも目を向けた 気候学的解析により、現状を正しく理解しておく必要がある。本研究では、「豪 雨が頻出する九州地方での、梅雨前線に伴う日々の大雨の起こり方に注目した 最近 40 年間の降水量の長期変動」について、1971~2010 年の日降水量データ、 地上天気図、および NCEP/NCAR 再解析データに基づき解析を行った。ところ で、九州~関東にかけては、南アジアを中心とする北半球夏季モンスーンの開 始や、中高緯度の広域場の季節進行に連動して、梅雨前線の位置や大規模場が 細かいステップで変化することも知られている。そこで本研究では、「大雨日(1 日 50mm 以上)」の出現頻度、地上前線の位置、「大雨域」の南北方向の広がり、 および総観場との関係に注目し、日本列島の梅雨最盛期に対応する6月後半頃 (第1部)およびその前のステージである6月前半頃(第2部)における降水

量のそれぞれの長期変化を解析するとともに、一つの年の中で大雨日が特に頻 出した 1993 年の長崎(九州北西部)を例に、南北方向への大雨域の広がりの違 いをもたらす大規模大気場の因子についての考察も試みた(第3部)。

(第1部)1971~2000年と比較して2000年代(2001~2010年)6月の総降 水量は、九州北西部を中心に、九州南部を除く領域でかなり減少した。九州北 西部の中でも長崎付近の降水量は95%信頼水準で有意に減少した。6月前半に は九州北西部と九州南部ともに総降水量の減少が大きかったが、気候学的には 梅雨最盛期となる6月後半には九州南部で降水量が2000年代に大きく増加し たのに対し、九州北西部では若干減少し、上述の降水の長期変化の地域的コン トラストが6月後半に明瞭になった(長崎では,九州北西部の中でも6月後半 の減少量も小さくなかった)。ところで,北緯 30~33 度における地上前線の出 現頻度は1971~2000 年と 2000 年代の両期間でほぼ同程度であったにもかかわ らず,その際の長崎における総降水量は,大雨日の寄与の減少を反映して 2000 年代に減少した(九州南部の鹿児島では大雨日の寄与の増加を反映し,総降水 量も増加した)。2000 年代には,鹿児島のみで大雨日(以下, Case K と表記) となる南北方向に狭い大雨域を伴う事例が増大する一方,南北幅の広い大雨域 (鹿児島と長崎の両方で大雨日となる事例, Case K&N)と,長崎が梅雨前線の 暖域に位置する際の, Case K ほどは大雨域の南北幅の狭くない事例(長崎のみ で大雨日, Case N)の双方の出現頻度が減少したことを反映して,このような 6月後半を中心とする降水変化のコントラストが生じたものと考えられる。

(第2部)九州北西部の長崎を例とする6月前半(地上前線は6月後半より も平均的には南に位置する)の降水量の2000年代での減少は,6月後半とは異 なる時間スケールに伴うものであった(6月後半は準2年周期的な降水量の変 動の振幅の減少,6月前半は約20年周期の極小期に対応)。地上前線の出現頻 度は1971~2000年と2000年代の両期間で大きな変化はなかったが,2000年代 6月前半における大雨日の寄与と総降水量は,長崎では地上前線の位置にかか わらず,鹿児島では地上前線が鹿児島付近の緯度帯にあるとき以外,ともに減 少していた。1971~2000年6月前半における長崎での大雨日は,南北に広がる 大雨域を持つCase K&N および,Case Nの出現によるものであった(6月後半 ほど出現頻度は多くはないが)。特に,Case K&N のような状況に限っては,梅 雨前線上のメソα~総観規模の低気圧の接近に伴って,6月前半の気候学的な 風系では水蒸気を運べない九州以北まで多量の水蒸気が輸送される大雨になり 得たものと考えられる。つまり,2000年代6月前半の九州全域での降水量の減 少は,そのようなメソα~総観規模の低気圧に伴う降水の機会の減少も強く反 映されていた可能性が示唆された。

(第3部)第1部で示された40年間の当該事例の合成によれば、大雨域の南

vi

北幅が広い Case K&N では、九州への南方からの南風だけでなく、梅雨前線帯 付近をさらに北上する下層の地衡風的な風系を示唆する東西の気圧場であった。 そこで、1993 年を例に、地上前線が九州付近(北緯 30~35 度)に位置した際 でも長崎で大雨日と少雨日(1日 10mm 未満)との違いが生じる要因に関連し た、大規模場の特徴を解析した。その結果、上述の大雨日における九州付近で の東西の気圧傾度は、九州以西のメソα~総観規模の低気圧の存在に対応する ものであり、熱帯・亜熱帯域からの平均場の下層南風に加えて、前線帯付近の 弱い傾圧帯をさらに北方まで侵入する南風域の存在で生じることが示唆された。

以上のように、本研究の結果は、九州北西部における広範囲での 2000 年代6 月の降水量の減少が、梅雨前線での日々の「大雨域」の南北の広がりといった 降水の「質」の変化を反映していたことを明らかにした。

目次

Ι	12	はじめ	りこ	1
Π	角	¥析(:	こ用いた資料	5
第	1 音	ß 2	000 年代6月後半にみられる北西九州での降水量の減少	7
	1	はし	こめに	7
	2	九小	地方における梅雨降水の年々変動	8
	3	大雨	雨域の南北方向の広がり方の違いに伴う 2000 年代における	
		長崎	奇での降水量の減少	15
	3.	1	地上前線の位置に対する長崎での総降水量と大雨日の寄与	15
	3.	2	大雨日の異なるタイプの出現頻度	18
	3.	3	大雨日における事例ごとの降水量の南北分布と大気場	19
	3.	4	議論	28
	4	まと	<u>:</u> め	30

第2部 2000 年代6月前半にみられる南北九州での降水量の減少	31				
1 はじめに	31				
2 6月前半と6月後半における長崎での降水量の年々変動	33				
3 6月前半の長崎・鹿児島での 2000 年代における総降水量の減少					
(梅雨前線の出現状況や大雨日の寄与に注目して)	34				
4 議論(長崎や鹿児島での大雨日における総観場の特徴と					
季節平均場の中での位置づけ)	39				
5 まとめ	53				
第3部 1993年を例とする梅雨最盛期の長崎における大雨日の大気場	55				
1 はじめに	55				
2 1993年の日々の大雨日の出現状況と平均場	58				
3 大雨日と少雨日の総観場の比較	62				
4 大雨日・少雨日にみられる梅雨前線の南北-鉛直構造	73				
5 まとめ	78				
Ⅲ まとめ	79				
謝辞 8					
参考文献 83					

I はじめに

東アジア夏季モンスーン期(5~8月)における総降水量に関して,日降水 量 50mm 以上の大雨による寄与が華南,台湾および九州北西部で約半分を占め る(Matsumoto and Takahashi 1999)。なかでも,梅雨期にほぼ相当する6~7月 の総降水量は,西日本では 800~1000mm にも達し,日降水量 50mm 以上の大 雨(以降,大雨日と呼ぶ)が頻繁に出現することによって,梅雨期の総降水量 の約半分が賄われている(Ninomiya and Mizuno 1987)。一方,梅雨期の降水量 の年々変動も大変大きく(Ninomiya and Mizuno 1987),また,Misumi (1994), Endo (2011),蔵田他(2013)は、20世紀全体でみた長期的な変動の一端を指摘 している。しかし,梅雨期の降水量の年々変動の実態を把握するうえで,総降 水量だけでなく,大雨日による寄与の年々変動がどのくらいの大きさなのかも 重要な情報であるが,そのような視点からの記述は充分ではない。

ところで,Kurashima and Hiranuma (1971)によると,梅雨前線は東経135 度以東では,寒帯前線的性質を示し,東経130度以西では水蒸気傾度の集中帯 としての特性を持つことが指摘されており,梅雨最盛期に主に西日本で豪雨を 頻繁にもたらす梅雨前線帯は,高温多湿な海洋性熱帯気団の北縁に位置する準 定常的な亜熱帯前線帯としての性質を持つ (Ninomiya 1984; Ninomiya and Akiyama 1992)。そして,そこでの集中豪雨を頻繁に伴う多量の気候学的降水は, 梅雨前線南方の北太平洋高気圧北西縁付近での下層の強い南風に伴う水蒸気輸 送による多量の水蒸気フラックスの収束,成層の不安定化,相当温位場のフロ ントジェネシスに伴い維持されている (Ninomiya 1980, 1984; Ninomiya and Tatsumi 1980)。またさらには、上述のような成層不安定化が、多量の水蒸気輸 送によってもたらされるのであれば、大規模場の明瞭な収束が直接のきっかけ とならなくとも、地上天気図上での梅雨前線の少し南側は、大変湿潤で不安定 な気塊の通り道にあたるので、ちょっとしたきっかけで対流が起きうる。事実、 Ninomiya (1978a, b) によると、梅雨前線上を東進する総観規模の低気圧の暖域 で、下層南風による暖湿移流による多量の水蒸気の流入による下層の相当温位 の上昇に伴って、潜在不安定が強化された後、豪雨が生じたことを明らかにし た。一方、総観規模の低気圧の接近時ではなくとも東西にのびる梅雨前線の暖 域で、地上前線に向かう南風成分が強い状況では、低い山であっても地形に下 層南風がぶつかることにより、自由対流高度を超えるきっかけとなりうる。そ のときに生じた対流雲群が一般風に流されながら次々と新しい対流セルがその 南西端で発生し続けることで、九州付近特有の線状降水帯(長崎ライン、諫早 ライン、甑島ライン)が発生し、しばしば集中豪雨をもたらすことが報告され ている (Yoshizaki *et al.* 2000; Kato *et al.* 2003; Adachi *et al.* 2004)。

しかし、このような亜熱帯前線帯を特徴づける広域大気循環場の特徴は、初 夏から盛夏への季節進行の中で大きく変化する。このような亜熱帯域からの梅 雨前線帯への多量の水蒸気輸送に対する北半球夏季モンスーンや太平洋高気圧 の縁辺部の広域風系の重要性については、すでに Murakami (1959)などにより、 古くから注目されていた。さらに、最近の研究によれば、日本列島〜華中の梅 雨最盛期における梅雨前線帯へ向かう下層南風の強化は、北半球夏季モンスー ンのオンセットに伴う南アジアスケールでの季節平均場としての下層低圧部の 形成や、西太平洋熱帯・亜熱帯域での対流活動と亜熱帯高気圧の振舞いの比較 的急激な季節進行に強く影響を受けている(Kato 1989; Ueda *et al.* 1995; Ueda and Yasunari 1996; Kawamura and Murakami 1998)。特に6月前半と後半では、こ のような広域場の季節進行の影響も反映して、平均的な梅雨前線の位置が異な るだけでなく、華中や日本列島付近での梅雨降水にかかわる雲システムや擾乱 についての季節進行としての違いも、1979年の事例に基づき指摘されている (Ninomiya 1986, 1989; Ninomiya and Muraki 1986; Murakami and Huang 1984)。ま た, Kato and Kodama (1992), Hirasawa *et al.* (1995), Murakami and Huang (1984) に記述の図をみると, 平均的には梅雨前線がまだ北上していない5月~6月前 半でも華中~日本列島で降水がある際には, 擾乱の東進に伴う梅雨前線の北上 に関係する事例も少なくないようである。

一方,梅雨前線の熱力学的構造の東西の違いは,中国乾燥地域やその周辺域 での地面加熱に伴う大きな季節的昇温により,大陸側の梅雨前線帯の北方が5 月終わり頃より高温で乾燥した気団に変化することに伴って明瞭となる(Kato, 1985,1987)。したがって,このように梅雨期の降水量の年々変動について,特 に大雨日の寄与が気候学的に大きい九州付近に注目して研究する場合には,季 節進行の中でみた広域場の中でどのような降水が生じた結果なのかを記述する 必要があり,そのためには,一般的に日本列島が梅雨期として認識されている 6~7月のみに焦点を絞る場合でも,6月前半と6月後半以降の大雨日の出現 の状況の違いに注目する必要性がわかる。

ところで、梅雨前線の活動に関連した年々変動や異常気象として、本来は盛 夏期となる時期についても注目されるようになった。例えば、Inoue and Matsumoto (2003) によると、近年、梅雨前線の北上の遅れが指摘されている。 また、Sato and Takahashi (2001) によると、1980 年代後半から 1990 年代にかけ ては、本来は盛夏期で小笠原高気圧に覆われて晴れやすくなる 8 月に、日照時 間が減少しているとの報告もある。さらには、将来の地球温暖化シミュレーシ ョンでも梅雨明けの遅れが予測されている(気象庁 2005; Kanada *et al.* 2012)。 このような異常気象のメカニズムの解明や、予測の際には、細かな季節進行の ベースを理解したうえで、そのベースの上にどのような変調が重なっているの かを明確にすることが必要である。特に、豪雨・大雨に絡む現象においては、 そのような季節サイクルのベースの上に重なる変調に伴って、日々の降水の特 徴や起こり方がどうなるのか、季節サイクルのそれぞれのステージについて、 詳細な吟味が必要と考える。

したがって、「どの季節の、どういった地域に、どんなシステムがどれくらい

- 3 -

の頻度で出現し、大雨の出現にどんなプロセスで関与しているのか」、また、「それらの年々変動はどうなっているのか」に関して、上述のような梅雨から最盛期にかけても将来的には詳細な研究がさらに必要と考える。しかし、6月初め頃、6月半ば過ぎ頃と、短い期間の間に、梅雨前線の南側や北側の広域場がそれぞれ異なるタイミングで大きく季節遷移する6月頃を中心的ターゲットに絞って、今述べた観点から詳細に吟味する意義も大きいであろう(他の季節についての解析の指針へのヒントにもなりうる)。そこで本研究では、とりわけ梅雨期に大雨日の頻出によって、多量の降水がもたらされる九州地方に焦点を絞り、1971~2010年までの40年間における6月について、大雨日の総降水量への寄与やその年々変動に関して解析を行った。さらに、梅雨期における地上前線の日々でみた降水域の南北の広がりなど、降水の『質』にも注目しながら研究をした。

なお、本学位論文の構成は、以下のとおりである。

第1部:「2000年代6月後半にみられる北西九州での降水量の減少」

第2部:「2000年代6月前半にみられる南北九州での降水量の減少」

第3部:「1993年を例とする梅雨最盛期の長崎における大雨日の大気場」

Ⅱ 解析に用いた資料

本研究では、九州付近における大雨の出現状況に着目した梅雨降水の年々変動に関して、大雨日の出現頻度、梅雨前線の位置および大雨域の南北方向の広がり方、大雨や少雨となる総観場からみた梅雨前線帯の南北 - 鉛直構造の特徴等を明らかにするために、1971~2010年の期間について、以下に掲げるデータを用いて解析した。

(1) 日降水量データ(気象庁ホームページより)

九州の気象官署(測候所,地方気象台)における6,7月の1971~2010年の 40年間について,気象庁ホームページ内にある「気象統計情報」から日降水量 データを取得し,梅雨期の降水量の年々変動や,梅雨降水に関する特性の統計 解析に用いた。

(2) 地上天気図(09JST)

『天気図集成』(1971~1995年,日本気象協会刊行),『気象』(1996~2000 年,日本気象協会刊行)および『気象年鑑』(2001~2010年,気象業務支援セ ンター刊行)(いずれも1日1回,09HST,気象庁監修)に掲載された日々の地 上天気図に基づき,長崎付近を通る東経130度上の地上前線等の出現頻度等を 解析した。

(3) レーダー・アメダス合成図(気象庁, CD-ROM 版)

気象レーダーによるエコー強度から換算された降水分布と地域気象観測シス テム(AMeDAS: Automated Meteorological Data Acquisition System)から得られる 地点降水量それぞれのデータを組み合わせて解析された面的な降水量分布の合 成図が気象庁から公開されている。それを用いて、梅雨前線の降水域の南北の 広がりや強い降水の持続性に着目した解析を行った。

(4) NCEP/NCAR 再解析データ(Kalnay et al. 1996)

梅雨前線帯を取り巻く大規模大気場の特徴を吟味するために, NCEP (National Centers for Environmental Prediction) /NCAR (National Center for Atmospheric Research) が提供している6時間ごとの再解析データ(緯度・経度各 2.5 度のグリッドデータ)のうち,地上天気図(09JST)と同じ時刻(協定世界時0時)のデータを用いた。

第1部 2000年代6月後半にみられる北西九州での の降水量の減少

1 はじめに

西日本付近の梅雨期には、大雨の頻出によって、多量の降水がもたらされる ことが知られている(Ninomiya and Mizuno 1987)。本研究では、日降水量 50mm 以上の日を「大雨日」と定義する(用いた日降水量データの日界は 00JST)。ま た、梅雨期における降水量の年々変動や長期変動も大きい。例えば Misumi (1994) は、日本列島で平均した 1924~1944 年の6 · 7月の降水量が 1952~1972 年の それよりも少なく、しかも、それら2つの期間における西日本付近での南北の 温度傾度が異なることを例示した。一方、Endo (2011) は、7月中下旬の西日 本の日本海側を中心とした平均降水量と年々変動が 20 世紀後半に増大傾向に あることを明らかにした。しかし、梅雨期の降水量の年々変動に対する大雨日 の寄与等については調べられていない。また、I. で述べたように大雨日の出 現頻度は6月下旬頃の梅雨最盛期の西日本、とりわけ九州地方で多い(Ninomiya and Mizuno 1987)。そこで、第1部ではまず、6月下旬頃の九州地方に焦点を 当てる。

ところで、I. でも述べたが、梅雨前線帯の降水システムの特徴(深い対流 性や層状性の降水領域を含む)は、大規模場によって異なる。しかも、梅雨前 線帯付近における大規模場と雲の特徴は、5月から7月にかけて季節進行とと もに大きく遷移する(Kato 1985, 1987, 1989; Ninomiya and Muraki 1986; Ninomiya 1989)したがって、6月後半頃に焦点を当てる第1部においてもこのような短 い期間の間の大規模場の季節遷移のステージやその変調という位置づけの中で, 日降水量 50mm 以上の大雨域の広がりを調べることは,梅雨前線帯のメソα~ 総観規模の降水システムの変動について梅雨期やその前後を見通した重要な情 報の一つとなり得よう。

第1部の研究の目的は、九州付近における梅雨降水の年々変動に関して、梅 雨前線の出現位置、大雨日の出現頻度、梅雨前線の位置、およびそれらと大雨 域の南北方向の広がり方の特徴との対応を明らかにすることである。そのため に、本研究では1971~2010年における気象庁の地上観測所の日降水量データと 気象庁監修の地上天気図(09JST)を用いた。なお、第1部における図の一部 は、本学位論文の一環として Otani and Kato (2015)に既に掲載されたものであ る。

2 九州地方における梅雨降水の年々変動

図 1-1 は、1971~2010 年 6 月、7 月および「6 + 7 月」の長崎(北西九州に 位置)における降水量を示す。「6 + 7 月」における降水量の年々変動は 40 年 間を通して非常に大きいが、それは7 月の降水量の年々変動が大きいことを反 映している(上記 40 年間における 6 月および 7 月の平均降水量とその標準偏差 はそれぞれ、330mm および 314mm である一方、標準偏差は 141m および 237mm であった)。6 月の降水量は、2000 年以前には 250mm を上回る年が多かったが、 2000 年代(ここでは 2001~2010 年)には多くの年で 200mm を下回っていた。 各年代における 6 月の月降水量(Ave)とその標準偏差(σ)を Ave± σ で示す とそれぞれ、376±130mm(1970 年代:1971~1980 年)、337±142mm(1980 年 代:1981~1990 年)、369±121mm(1990 年代:1991~2000 年)、238±127mm (2000 年代)であった。1970 年代、1980 年代、1990 年代における 6 月の降水 量は似たような値であった一方で、2000年代の6月の平均降水量は、それ以前の年代の Ave- σ 程度の値しかなかった。



図 1-1 長崎(東経 129.9 度/北緯 32.7 度)における 1971~2010 年の6月,7月および 6+7月の降水量(単位はmm)の年々変動。6月の降水量について,1971~2000 年および 2001~2010 年の各期間の平均(Ave)および平均±標準偏差(Ave±σ) を細い赤線および細い点線でそれぞれ示す。

t-検定によると、1971~2000年と2001~2010年の6月の月降水量には有意な差(95%の信頼水準)が認められた。さらに、これら2つの期間における 7月の月降水量には有意な差はないものの、2000年代における「6+7月」の 降水量は、1971~2000年の「6+7月」の降水量に対して有意に減少(95%信 頼水準)していた。一般に、梅雨降水は、単に梅雨前線の位置だけでなく、梅 雨前線帯付近での降水の特徴(すなわち大雨日の頻度や大雨域の南北方向の広 がり)にも依存する。したがって、本研究では上述の要因に特に注意を払い、 2001~2010年に長崎付近で6月の降水量が減少したことに焦点を当てる。

2000年代6月の長崎付近における降水量の減少の時空間的な広がりを調べるために、九州地方の地上気象観測所における6月の降水量差(2000年代の平

均から1971~2000年の平均の差で,負の値は2000年代に減少したことを示す) を図1-2(a)に示す。2000年代で平均した6月の降水量は,1971~2000年で平均 した値と比べ,中九州以北で減少しており,とりわけ北西九州では顕著に減少 していた。特に長崎と福江では有意な減少(95%信頼水準)を示した。対照的 に南九州では,2000年代6月の降水量はわずかながら増加していた。このよう な南北九州における降水量のコントラストは,7月には認められなかった。

図 1-2(a) で示した北西九州領域 (NW Kyushu) および南九州領域 (S Kyushu) における 1971~2000 年での平均と, 2000 年代で平均した半旬降水量の季節経 過を図 1-2(b)および(c)にそれぞれ示す。また,図 1-2(b)および(c)には、長崎お よび鹿児島における半旬降水量の季節経過も併せて示す。図 1-2(b), (c)によると, 2000 年代6月前半は北西九州でも南九州でも降水量が減少していた。しかし, 2000 年代6月後半の南九州では,1971~2000 年と比較して降水量が増加した一 方,北西九州では、同期間の降水量がわずかながら減少していた。とりわけ 2000 年代6月の長崎では、半旬降水量の減少が6月前半だけでなく、6月後半も大 きく、北西九州領域 (NW Kyushu) に位置する福江 (図 1-2(a)でFと示した地 点) や牛深 (U と示した地点) でも同様であった。一方、鹿児島では 2000 年代 6月後半における半旬降水量の増加が著しかった。



図 1-2 (a) 2001~2010 年と 1971~2000 年6月で平均した九州地方の地上気象観測所にお ける月降水量(mm)の差。負の値は 2000 年代に降水量が減少したことを示す。四 角で囲んだ地点は、2001~2010 年6月の降水量が 1971~2000 年と比較して有意 に減少(95%の信頼水準)した地点を示す。また、点線上の各地点における日降水 量データを図 1-4 の解析で用いた。なお、地点名のFは福江を示す。また、点線 上の各地点名(図 1-4 を参照)をローマ字で表した頭文字も示した。

(図 1-2 の続き)



図1-2 (b) 図1-2(a)で示した北西九州領域(NW Kyushu)で平均した半旬降水量(mm/5days) の時系列図。黒丸は1971~2000 年, 白丸は2001~2010 年の期間でそれぞれ平均 している。同様に, NW Kyushu 内にある長崎での半旬降水量も, 赤色の細線(1971 ~2000 年の平均) および点線(2001~2010 年の平均)で示す。横軸の目盛は月 の境界を示す。

(c) (b)と同様。ただし、南九州領域(S Kyushu, 白丸および黒丸)および鹿児 島(赤色の細線および点線)での半旬降水量。 1971~2000 年と 2001~2010 年の半旬降水量の差は,北西九州領域(NW Kyushu)では 31~32 半旬(5月31日~6月9日)で,南九州領域(S Kyushu)では 32 半旬(6月5日~9日)でそれぞれ有意な差(95%信頼水準)が認められ、長崎および鹿児島でも各領域と同じ半旬で有意な差が認められた(なお,この6月前半の解析は第2部で行う)。ところで、6月後半頃になると南九州領域では、年々変動の大きさを反映して統計的には有意ではないものの、1971~2000 年までに比べて 2000 年代には降水量が顕著に増加していた。一方,北西九州領域では、降水量がわずかながら減少した。さらに鹿児島と長崎ではその6月後半頃の降水量の増加と減少のコントラストが降水量の差でみて大変明瞭であった。したがって、2000 年代6月後半の長崎付近でみられる降水量の減少および鹿児島での降水量の増加というコントラストが,地上前線の出現頻度や日降水量のどういった特徴を反映しているのかを調べるために、鹿児島での 日降水量のデータも用い、34~37半旬(6月15日~7月4日、上述の34~36半旬を含む期間)に焦点を絞り、解析を行う。

1971~2000 年と 2001~2010 年における梅雨最盛期の降水量との違いに対す る大雨日の寄与を評価するために,34~37 半旬における降水量の統計的特徴を 調べる。表 1-1 は,長崎と鹿児島における 34~37 半旬の総降水量と大雨日の寄 与を示す。6月1~14 日の降水量も比較のため併せて示す。長崎では,2000 年代の6月後半頃の降水量の減少は,主に大雨日の寄与の減少を大きく反映し ていた。しかし,鹿児島での6月後半頃における 2000 年代の降水量は,大雨日 の寄与の増加を反映して増加した。すなわち,6月後半頃の鹿児島では大雨日 の寄与が 100mm 程度増加して総降水量も 100mm 程度増加する一方,長崎では 大雨日の寄与が 100mm 程度減少して,総降水量が 70mm 減少することに伴っ て,南九州の鹿児島では降水量が増加・北西九州の長崎では減少というコント ラストが明瞭となった。興味深いことに,2000 年代6月1~14日における鹿児 島での降水量の減少は,単に大雨日の寄与の減少を反映しているだけではなく, 日降水量 50mm 未満の寄与の減少も反映していた(表1-1から,-72-(-43) =-29mm に対応)。

表 1-1 長崎および鹿児島での(a) 1971~2000 年および(b) 2001~2010 年の各期間について6月1日~14日と6月15日~7月4日でそれぞれ平均した降水量(上段)と、1日50mm以上の大雨日の寄与(下段)。また両期間の差についても示す。負の値は2000年代に減少したことを示す。単位はmm。

	Naga	asaki	Kagoshima	
period	6/1~6/14	6/15~7/4	6/1~6/14	6/15~7/4
(a) 1971~(2000	112	307	168	339
(a) 1971/~ 2000	(53)	(197)	(93)	(199)
(b) 2001~(2010	57	237	96	436
(0) 2001/~ 2010	(15)	(89)	(50)	(292)
(b) (a)	-55	-70	-72	97
(0) - (a)	(-38)	(-108)	(-43)	(93)

3 大雨域の南北方向の広がり方の違いに伴う 2000 年代における 長崎での降水量の減少

3. 1 地上前線の位置に対する長崎での総降水量と大雨日の寄与

図 1-3(a)は、地上天気図(09JST)に基づいて、1971~2000年と2001~2010 年の期間ごとの6月15日~7月4日における東経130度に沿った地上前線の出 現頻度の南北分布を示す。また、地上前線が当該緯度帯に出現した際の長崎と 鹿児島での降水量も図 1-3(b)、(c)にそれぞれ示す。1971~2000年と2001~2010 年とを比較して、南九州付近(北緯30~32度)での地上前線の出現頻度はほぼ 同じであり、北緯33度以北における出現頻度は2000年代にわずかに増加して いる。2000年代における長崎での総降水量と大雨日の寄与は、地上前線が南九 州付近にある際に減少している一方、その状況下での鹿児島での降水量は増加 している。これらの事実は、長崎での降水量の減少は、日降水量50mm以上の 大雨域を含む降水域が南北方向に狭いことを部分的に反映しているのかもしれ ない。

ところで、ノルウェー学派が 1900 年代前半に提唱したように、一般に温帯低 気圧と前線に伴う降水は、主に前線付近からその北方にかけて広がっている。 しかし、梅雨前線に関しては、暖域でもしばしば豪雨が生じることが知られて いる(Ninomiya 1978; Kato 2005)。例えば、長崎の北方に地上前線が存在する場 合(長崎が梅雨前線の暖域に位置する場合)でも、1971~2000 年には長崎で顕 著な降水がみられる。しかし、長崎北方の北緯 34~35 度付近を中心とする緯度 における梅雨前線の出現頻度は 2000 年代に比較的大きく増加しているのにも かかわらず、長崎での総降水量と大雨日の寄与は増加していない。つまり、数 100km 程度北方の梅雨前線の暖域に長崎が位置する場合の長崎での平均降水量 は、2000 年代には減少したことが示唆される。



図 1-3 (a) 毎日の地上天気図(09JST)に基づく,東経130度に沿った地上前線の緯度1 度ごとの出現頻度の南北分布。期間は第34~37半旬(6月15日~7月4日)に ついて1971~2000年および2001~2010年でそれぞれ平均し,出現頻度は,20日 あたりに換算した。なお,例えば北緯31度における頻度は,北緯30.5度以上~ 北緯31.5度未満の範囲での統計を示す。図の下に示したKおよびNは鹿児島(北 緯31.5度)および長崎(北緯32.7度)の緯度帯をそれぞれ示す。



図 1-3 (b) 地上前線が各緯度帯に位置した際の長崎における 1971~2000 年と 2001~2010 年でそれぞれ平均した降水量(PR)と大雨日(HRD)の寄与。横軸は(a)と同様。 (c) (b)と同様。ただし、鹿児島について。

3.2 大雨日の異なるタイプの出現頻度

表 1-2 は、1971~2000 年および 2001~2010 年のそれぞれの期間における鹿 児島と長崎の両方で大雨日(以降, Case K&N と呼ぶ),鹿児島のみで大雨日 (Case K)および長崎のみで大雨日(Case N)となった日数および,各 Case に おける長崎での降水量を示す。表 1-2 の A 列に示すように、34~37 半旬(6月 15 日~7月4日)に Case K&N となる日の出現頻度は、1971~2000 年では比較 的多い。さらに、長崎でのみ大雨日(Case N, 6月 15 日~7月4日)となる日 も 1971~2000 年では頻出している。しかし、Case K&N および Case N の出現 頻度は 2000 年代では減少している一方、鹿児島でのみ大雨日(Case K)となる 日の出現頻度は増加している。表 1-2 B 列の Case K&N および Case N を加えた 総降水量は、6月 15 日~7月4日における長崎での大雨日の寄与に対応してい る。したがって、表 1-1 に示すように、2000 年代6月 15 日~7月4日におけ る長崎での大雨日の寄与による総降水量の減少は、主に Case N による大雨日の 寄与の減少 [(b)-(a)=-79mm/day] および Case K&N による大雨日の寄与の減 少 [(b)-(a)=-28mm/day] を反映していると要約できる。

表 1-2 (A) 1971~2000 年および 2001~2010 年 6 月 15 日~7月4日のそれぞれの期間に おける鹿児島と長崎の両方で大雨日(Case K&N), 鹿児島のみで大雨日(Case K) および 長崎のみで大雨日(Case N)となった, それぞれの日数(ただし,単位は 20 日あたりの日 数に換算)。

	Case K&N		Case K		Case N	
period	А	В	Α	В	А	В
(a) 1971~2000	0.7	56	1.5	20	1.5	140
(b) 2001~2010	0.4	28	2.7	41	0.9	61
(b) - (a)	-0.3	-28	1.2	21	-0.6	-79

(B) 各 Case における長崎での降水量(単位は 20 日あたりの降水量 mm に換算)。

3.3 大雨日における事例ごとの降水量の南北分布と大気場

図 1-4 は、CaseK&N、Case N および Case K (1971~2010 年)における図 1-2(a) の点線に沿った(ほぼ東経 130 度に対応した)地上気象官署での日降水量の分 布を示す。日降水量 50mm 以上の大雨域の南北方向の広がりは Case K&N およ び Case N では約 200km に及ぶ一方、Case K は、せいぜい 100km 程度しかない。 Case K で平均した日降水量は、鹿児島付近にそのピークがあり、鹿児島の北方 100km ではたかだか 10mm 程度しか観測されていない。つまり、Case K の大雨 域は南北幅が狭いだけでなく、その北縁はシャープである点が注目される。つ まり、3.2 で述べた内容と併せて考えると、長崎での 2000 年代における大雨 日の寄与の減少は、長崎と鹿児島の両方、もしくは長崎のみでの大雨日を特徴 づけていた大雨域の南北幅が比較的広い事例の出現頻度の減少や、鹿児島付近 を中心とする大雨域の南北幅の狭い事例の出現頻度の増加を反映していた可能 性が示唆される。



図 1-4 鹿児島と長崎の両方で大雨日(Case K&N, 実線), 鹿児島のみで大雨日(Case K, 破線)および長崎の身で大雨日(Case N, 点線)となった日の事例ごとに平均した日降水量の南北分布図。地点は、図 1-2(a)に点線で示す地上気象官署(東経 130度にほぼ沿う)の日降水量データを用いた。ここでは、2000年代の事例数が Case K&N は4事例などと少ないため、1971~2010年の全期間で平均を取った。

ところで、よく知られているように、北太平洋高気圧(亜熱帯高気圧の一つ) の北西縁辺に沿った強い下層南風により多量の水蒸気が梅雨前線に向かって輸 送され、前線付近での大雨の頻出を維持している(Akiyama 1973; Ninomiya 1984; Ninomiya and Akiyama 1992; Ninomiya and Muraki 1986; Luo and Yanai 1983, 1984)。しかも、日々~5日程度のスケールで期間平均した梅雨降水量も、下層 南風による前線帯への水蒸気輸送の変動に伴う増減が大きいことも指摘されて いる(例えば Akiyama 1975)。一方、梅雨前線上にしばしば現れるメソα規模 あるいは総観規模の低気圧が梅雨前線帯での降水の量や降水特性の変動へ与え る影響は大きい(Matsumoto et al. 1971; Akiyama 1978; Ninomiya and Akiyama 1972, 1973; Ninomiya et al. 1981, 等)。つまり,大規模場の風系や傾圧性に加え て,そのようなメソα~総観規模の低気圧の重なり方も,前線に運ばれてきた 水蒸気がどのように再分配されて梅雨前線付近での降水分布を特徴づけるかを 理解するうえでは重要である。本研究では水蒸気の再分配過程に関する詳細な 解析は行わないが,上述の観点の中で,「前線帯内部」での水蒸気の移動(再分 配にかかわる)に関する指標の一つに注目した。つまり,地上天気図(09JST) を用いて,東経 125 度と東経 135 度との間における東西の気圧傾度(各事例に おける地衡風的な南風成分に比例)について,梅雨前線へ向かう領域(北緯 27.5 度)および,平均的な梅雨前線帯(北緯 32.5 度)の内部での値を事例ごとに調 べた。

Case K&N では,東経 125 度と東経 135 度の平均的な気圧差(⊿SLP)は北緯 27.5 度および北緯 32.5 度ではそれぞれ,4.9hPa および 5.0hPa であった。また,気圧差が 6hPa 以上(地衡風的には南風約 6m/s 以上に対応)の頻度は,それぞれの緯度帯で 25%および 33% であった(表 1-3)。つまり,平均的な梅雨前線の南方だけでなく,梅雨前線帯付近でも大きな⊿SLP の値であった。

一方, Case K における北緯 32.5 度での気圧差は Case K&N に比べてそれほど 大きくなかった。言い換えれば, Case K&N では対流圏最下層において比較的 強い南風が亜熱帯域から北九州の北方まで侵入できる気圧配置であるのに対し て, Case K では北九州付近までの強い下層南風の侵入はみられないような気圧 場であった。このことは, Case K&N における大雨域の南北方向の広がりが, 梅雨前線帯内での水蒸気のさらなる北方への輸送ができるか否かについても何 らかの支配を受けていることを示唆している。また, Case N では, 北西九州が 主に梅雨前線帯内に位置するのか, 梅雨前線の暖域に位置するのかを詳細に調 べる必要があるが, Case N での九州付近(北緯 32.5 度)での気圧差は, Case K&N と似た値であった。つまり, Case N でも Case K に比べてある程度北方へも前 線帯内で水蒸気を再分配しうる風系であると考えられる。

表 1-3 1971~2010 年の期間で平均した Case K&N, Case K, Case N 各事例での北緯 27.5 度および北緯 32.5 度における東経 125 度と東経 135 度の気圧差 (⊿SLP, 単位は hPa)。<>内はその気圧差の標準偏差を示す。また, 気圧差が 6hPa 以上の事例数 とその割合もそれぞれの(a), (b)のコラムの右側に示した。

	(a) ⊿ SL	P (27.5N)	(b) ⊿ SLP (32.5N)		
	Ave	> 6hPa Ave		> 6hPa	
	<5>		<σ>		
Case K&N	4.9	6	5.0	8	
24 Cases	<1.4>	25%	<4.0>	33%	
Case K	3.7	7	1.9	6	
73 Cases	<1.4>	10%	<2.7>	8%	
Case N	3.7	3	3.9	8	
53 Cases	<1.4>	6%	<2.8>	15%	

以上の特徴をより具体的に吟味するために,事例ごとに合成した大気場を解 析した。用いたデータの解像度からは,前述の水蒸気の再分配にかかわる水収 支過程などの議論はできないが,本研究では,どのような時空間分布を持つメ ソα~総観規模の大気場が関わっているのかについて特徴を記述したい。まず, Case K&N, Case K, Case N について合成した 850hPa での風ベクトルと水平発 散の場を,図1-5a, b, c にそれぞれ示す。なお,客観解析データの格子点は緯度・ 経度座標系 (λ, φ 座標系) で与えられており,水平発散 D については水平風の データを用いて

$$D = \frac{1}{acos\varphi} \left\{ \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (ucos\varphi) \right\}$$

によって計算した。ここで, *a* は地球半径, (*u*, *v*) は西風および南風成分である。いずれの事例の合成においても, 北緯 25 度付近で東西に伸びる太平洋高気 圧(亜熱帯高気圧の一種)のリッジの西縁部で, 東経 110~130 度付近に幅広く 拡がる強い下層南風成分を持つ領域がみられる。しかし, その強い南風域の北端付近にあたる大規模場の梅雨前線での下層の水平収束場をみると, Case K&N

(図 1-5a)では,強い収束域(D<0で大きな絶対値の領域)が九州付近を中心にみられる一方, Case K(図 1-5b)および Case N(図 1-5c)では華南付近に比べて九州付近でのグリッドスケールの収束は小さい。

ところで、西日本の梅雨前線帯での豪雨は、一般に組織化された積乱雲の集 団(メソスケールの雲群)によって引き起こされ、積乱雲やメソスケールの雲 群付近では、大変強い上昇流や下層の収束も伴う。大雨域の南北の広がりが比 較的狭い Case K でも、その豪雨システムスケールでの下層の収束は決して小さ くないはずである。したがって、緯度・経度 2.5 度格子でみた前述の下層収束 の違いは、強い上昇流を伴うメソスケール降水系の出現領域の空間スケールが これらの事例間で異なることを併せて反映した可能性もあり、さらなる吟味が 必要である。なお、鹿児島と長崎の両方で大雨日となった事例(図 1-5a)では、 中国北東部および東北日本付近に発散域がみられ、これらの領域間での発散— 収束一発散のコントラストがほかの事例に比べて明瞭であった点も興味深い。



図 1-5a 鹿児島と長崎の両方で大雨日となった日(Case K&N)で合成した 850hPa におけ る風系と発散場。



図 1-5b 鹿児島のみで大雨日となった日 (Case K) で合成した 850hPa における風系と発 散場。



図 1-5c 長崎のみで大雨日となった日 (Case N) で合成した 850hPa における風系と発散 場。

次に,事例ごとに合成した渦度場を図 1-6a, b, c に示す。なお,相対渦度 くについては,水平風のデータを用いて

$$\zeta = \frac{1}{acos\varphi} \Big\{ \frac{\partial v}{\partial \lambda} - \frac{\partial}{\partial \varphi} (ucos\varphi) \Big\}$$

によって計算した。どの事例にも共通していえることは、梅雨前線帯に対応し て、華南~日本の東海上まで正渦度が東西数千kmに渡って広く分布している。 北緯20~30度の東経120度以東では太平洋高気圧に対応して負の渦度域がある。 詳しくみると、鹿児島のみ大雨日(Case K, 図1-6b)、長崎のみ大雨日(Case N, 図1-6c)と比べて、鹿児島と長崎の両方で大雨日(Case K&N, 図1-6a)では、 東シナ海付近にとりわけ大きな正渦度域が存在していることが特徴的である。 また、Case K と Case N を比較すると、渦度がゼロとなる線に対応した下層の 強風軸の緯度帯は Case N がより北に位置していた。Case K&N において、九州 はこの正渦度域の東端部付近に位置し、その一環として九州の少し北方の北緯 35度付近まで下層南風領域が伸びていた。表1-3で示されたように、北緯32.5 度まで Case K&N で (SLP の大きな値をとるのは、このような、緯度・経度2.5 度格子でみても明瞭な低気圧性循環(おそらくメソαスケールの低気圧に対応) が、季節平均場に重なった結果である可能性が示唆される。



図 1-6a 鹿児島と長崎の両方で大雨日(Case K&N)となった日で合成した 850hPa におけ る風系と渦度場。



図 1-6b 鹿児島のみで大雨日となった日 (Case K) で合成した 850hPa における風系と渦 度場。


図 1-6c 長崎のみで大雨日となった日(Case N) で合成した 850hPa における風系と渦度 場。

鹿児島と長崎の両方で大雨日となった日(Case K&N)と鹿児島のみで大雨日 となった日(Case K)それぞれで合成した 700hPa(対流圏中下層)における鉛 直流の場を図 1-7 に示す。一般に、梅雨前線付近における降水は、とりわけ西 日本以西では対流雲(積乱雲)による降水が主であるが、緯度・経度 2.5 度格 子の客観解析データでは、ひとつひとつの積乱雲を反映した上昇流を再現でき ない。しかし、図 1-5 で述べたことと関連するが、Case K&N と Case K、つま り九州の広域で大雨日となった事例と南九州限定で大雨日となった事例を比較 すると、前者の方が、九州付近におけるグリッドスケールでみた大規模場の上 昇流の南北の広がりが大きいことがわかる。



図 1-7 鹿児島と長崎の両方で大雨日(左)および鹿児島のみで大雨日(右)となった日 でそれぞれ合成した 700hPa における鉛直流(単位は hPa/h)。

3.4 議論

3.2で論じたように、Case K の出現頻度(20日あたりに換算した出現日数) は 2000年代に増加したものの、Case K&N および Case N の出現頻度は減少した(表 1-2 A)。加えて、3.3の結果より、九州付近において約 200km 程度の 南北幅を持ち、亜熱帯域のみでなく平均的な前線帯付近である九州北方も含め て比較的大きな東西方向の気圧差を持った大雨域の出現頻度が、2000年代の6 月後半頃に少なくなっていることを示した。具体的には、Case K の出現頻度は 20日あたり 1.5日(1971~2000年)から、2.7日(2001~2010年)に増加して おり、長崎での降水量に対する Case K の寄与は 2000年代には 20mm 程度増加 した。しかしながら、Case K&N や Case N のような、比較的大きな南北幅を 持った日降水量 50mm 以上の大雨域を伴う事例の出現頻度が減少したことによって 2000 年代 6 月後半における長崎での降水量が減少したと結論づけられる。 ただし、それぞれの期間における大雨日の1日あたりに換算した降水量すなわち、表 1-2 の(a)、(b)に示した B 列/A 列の値を比較すると、2000 年代の大雨日の1日あたりに換算した降水量が、とりわけ Case N で減少していることも併せて興味深い(1971~2000 年では 140/1.5=93mm に対し、2001~2010 年は 61/0.8 =69mm)。

次に、2000年代6月後半における長崎での降水量の減少について、梅雨前線 の位置に着目して、さらに議論を行うことにする。3.1で述べたように、以 前の期間と比べて梅雨前線が北緯 34 度以北に出現する状況は、2000年代に増 加した(図 1-4)。地上天気図上の梅雨前線が北緯 34 度以北に位置(長崎は梅 雨前線の暖域に位置)していた際の Case N の出現頻度は、20日あたりに換算 して 1971~2000年では 0.5日、2001~2010年では 0.7日と顕著な差は認められ なかった。つまり、梅雨前線が北緯 34 度以北に位置する頻度は 2000年代には 増加していたにもかかわらず、その状況下における Case N の出現頻度はそれほ ど増加していなかった。さらに、梅雨前線が北緯 34 度以北に位置していたとき の Case N における長崎での平均した日降水量は、かなり減少した(1971~2000 年では 100mm、2001~2010年では 68mm)。したがって、2000年代の長崎にお ける降水量の減少は、梅雨前線が北緯 34 度以北に位置していた際の Case N (暖 域内での大雨日)の出現頻度の減少だけでなく、その暖域内での大雨日におけ る日降水量の減少も反映していたことになる。

3. 1 で述べたように,地上前線が九州南部あるいは九州中部(北緯 30~32 度)に位置した際の長崎における大雨日の寄与は 2000 年代に減少した。表 1-2 A と上のパラグラフと併せて考えると,地上前線が北緯 33 度以南に位置した際の Case N の出現頻度は 1971~2000 年で 20 日あたりに換算して 1.0 日(1.5-0.5 = 1.0 日)であるのに対して, 2001~2010 年では 0.2 日(0.9-0.7=0.2 日)にまで減少している。言い換えれば, 2000 年代の長崎での大雨日の減少は,前線が

北緯 33 度以南に位置していた際の Case N の減少にも起因していた。以上のように,2000年代6月後半の長崎での降水量は,梅雨前線が長崎の北方にあるかどうかに関わりなく, Case N のような南北方向に大雨域の広い事例の出現日数の減少を反映していたものと考えられる。

4 まとめ

本研究では, 梅雨最盛期の長崎付近 (北西九州) での 2000 年代にみられる降 水量の減少に伴う日降水量の特徴を調べた。長崎における 2000 年代の梅雨期 (6~7月)の総降水量は、主に6月の降水量の減少を反映して、有意に減少 していた(95%信頼水準)。その2000年代6月の降水量の減少は、とりわけ長 崎県南部を中心に、中九州・北西九州の広い範囲でみられた一方、南九州では 増加していた。この南北九州スケールにおける 1971~2000 年と 2000 年代6月 における降水量増減のコントラストは、気候学的には降水量が多くなる6月後 半の梅雨最盛期にみられた。ところで、6月後半頃の北緯30~33度における地 上前線の出現頻度は 1971~2000 年と 2000 年代の両期間でほぼ同程度であった にもかかわらず、その際の長崎での総降水量は、2000年代には、大雨日の寄与 の減少を反映して少なくなり、逆に九州南部の鹿児島では大雨日の寄与の増加 を反映して総降水量も増加していた。2000年代には、鹿児島のみで大雨となり 大雨域の南北方向の広がりが狭い事例(Case K)が増大する一方、Case K&N や Case N のように南北方向に大雨域の広がりを持った大雨日の出現頻度は逆 に減少したことを反映して、このような6月後半を中心とする降水変化のコン トラストが生じたものと結論づけられる。

第2部 2000年代6月前半にみられる南北九州で の降水量の減少

1 はじめに

本研究の第1部では、気候学的には九州地方で降水量が増加する梅雨最盛期 6月後半(南アジア全体のモンスーンの開始後)に、地上天気図でみられる梅 雨前線の出現する緯度帯は2000年前後で大きな変化はなかったが、2000年代 における降水量が南九州では増加、北西九州では減少するという九州スケール での降水のコントラストが明瞭にみられることを示した。

ところで、Matsumoto and Takahashi (1999) によると、東アジア夏季モンスー ン域において、中国南西部(東経105度以西)では5~8月の総降水量が1000mm を超えるにもかかわらず、日降水量 50mm 以上の大雨日の寄与は 20%程度しか ない。また、中国北西部では総降水量も大雨日による寄与も少ない。一方、台 湾・九州北西部・西南日本および華南沿岸では大雨日による総降水量への寄与 が 50%を上回るという、大雨日の寄与と総降水量との対応関係の地域による差 異を指摘した。

ところで、吉野・甲斐(1977)は、地上天気図でみる気圧配置型の出現頻度 に基づき日本の季節を区分し、気候学的に5月21日~6月10日を初夏、6月 10日~7月16日を梅雨と定めた。但し、I. で述べたように6月前半と後半 では東アジアの大規模大気循環場の特徴は大きく異なる。また、5月~6月前 半にかけての大気循環場の特徴の季節遷移も少なくない。例えば、本州付近で は傾圧性が弱まって、5月上旬頃から梅雨前線が南西諸島付近に準定常的に停 滞しやすくなる(Kato and Kodama 1992)。また5月中旬を境に本州付近では晴 天日が持続しやすく,梅雨入りに先立つ少雨期となる(藤部 2006)。南アジア 全体のモンスーンが開始する6月後半には,南アジア域での降水の強化やチベ ット高原上の加熱の強化に伴う低圧部の形成に対応して,梅雨前線へ向かう下 層南風を強化するとともに,モンスーン西風と北太平洋高気圧南縁の貿易風(東 風)とが北西太平洋熱帯海域で収束・合流することで熱帯収束帯を強化して, その北方の太平洋高気圧を北上させ,梅雨前線も九州〜本州付近まで北上する

(Kato 1989; Kawamura and Murakami 1998)。一方,南アジアのモンスーン開始 前の6月前半までは,梅雨前線が九州付近まで一時的に北上しても,ふたたび 南下するという季節サイクルを繰り返すことも多い (Kato and Kodama 1992; Hirasawa *et al.* 1995; Murakami and Huang 1984)。このように,夏季アジアモンス ーン期 (5~8月)の中でも,より細かいステップで,大規模場の特徴は大き く遷移する。したがって,梅雨最盛期へ向かう途上の季節進行の中で,頻度こ そ梅雨最盛期より少なくても,九州での大雨日の寄与がどの程度あるのか,ま た,その年々変動や長期変化がどうなっているのかについて記述しておくこと も大変興味深い。

ところで、高橋(2009)は、前線分布でみた日本の季節進行と近年の変化傾向を調べ、1990年代後半以降、晩春の一時的な前線の北上がみられないこと、 初夏から梅雨期前半の季節進行は2半旬ほど早まっていることを指摘しており、 そのような視点も併せて踏まえながら、6月前半の降水の2000年代以降の変化 について調べる必要がある。

そこで第2部では、北九州でも南九州でも降水量の減少がみられた6月前半 (気候学的には南アジアほぼ全体のスケールでのモンスーン開始前で、日本列 島の梅雨最盛期の前の時期)に焦点を絞り、第1部と同様に、6月前半に九州 スケールでみられた2000年代の降水量の減少について、地上天気図にみられる 梅雨前線の出現状況や大雨日の出現頻度に注目した解析を行った。

2 6月前半と6月後半における長崎での降水量の年々変動

第1部で行った長崎における梅雨期の降水量の年々変動の解析によると、
1971~2000年の平均と比べ 2000年代には6月の降水量が有意に減少していた
(図 1-1)。そのことについてさらに詳しく調べるために、6月の前半(1~15日)と後半(16~30日)の各15日間における総降水量の年々変動を図2-1に示す。



図 2-1 長崎における6月前半(1~15日)および6月後半(16~30日)における総降水 量の年々変動(1971~2010年)。

1971~2010年で平均した6月前半および後半の総降水量について40年間の平均±標準偏差の形式で示すと、109±74 mmおよび220±123 mmであった。6月後半の平均降水量は前半に比べ2倍程度多く、しかも6月後半の年々変動も大変に大きい。しかも、Tomita *et al.* (2004)も指摘したように、降水量が多い(少ない)年の翌年は降水量が少ない(多い)という準2年周期的な傾向が6月後半にみてとれる。2000年代の6月後半にも、このような準2年周期的な変動はみられるが、その振幅が小さくなっている。一方、6月前半には、降水

量の多い年と少ない年で特徴づけられる期間が交互に数年~20 年程度の間隔 で現れるなど(例えば極小期として 1980~1986 年の7年間, 2001~2007 年の 7年間),準2年周期的な傾向がみられる6月後半とは異なる時間スケールの変 動が,6月前半の総降水量にはみられた。つまり,2000 年代の6月全体におけ る長崎の降水量の減少は,6月前半の約20年周期の変動における極小期と,6 月後半の準2年周期的な変動の振幅の極小期の両者を反映していたものと考え られる。

3 6月前半の長崎・鹿児島での 2000 年代における総降水量の減少 (梅雨前線の出現状況や大雨日の寄与に注目して)

上述したことに関して,北西九州の長崎と鹿児島の両地点で2000年代6月前 半も降水量が減少しているのは,そもそも梅雨前線の北上が遅いためなのか, あるいは他の要因に依るのかを明らかにする必要があろう。まず,図1-4と同 様に,表1-1で示した6月1~14日における地上天気図(09JST)に基づく東 経130度に沿った地上前線の緯度ごとの出現頻度を図2-2に示す。また,地上 前線が当該緯度帯に出現した際の長崎と鹿児島での降水量も示す。

1971~2000 年と 2001~2010 年とを比較して,北緯 27~29 度付近での地上前 線の出現頻度は 2000 年代に増加しているが,北緯 30 度以北における出現頻度 は両期間でほとんど変化がみられなかった。2000 年代における 6 月前半の長崎 では,地上前線の位置にかかわらず,大雨日の寄与の減少を反映して降水量は 減少していた。一方,鹿児島では,地上前線が北緯 30~31 度にある時は大雨日 の寄与の増加を反映して,降水量も増加していた。しかし,北九州付近に地上 前線が位置した際には,大雨日の寄与の減少を反映して降水量が減少し,また, 地上前線が南九州以南に位置した際には,大雨日だけでなく日降水量 50mm 未 満の降水量の減少も反映して降水量が減少していた。以上をまとめると,2000 年代6月前半には,一時的に梅雨前線が九州南岸の緯度帯まで北上する頻度は 2000年以前と比べて大きな減少はみられないにもかかわらず,長崎では大雨日 の減少の寄与を大きく反映して降水量が減少していた。一方,鹿児島では,地 上前線が北緯 30~31 度付近に位置する場合には大雨日における降水量の寄与 の増加を反映して降水量も 2000 年代に増加を示したが,それ以外の緯度帯に地 上前線が位置した際には大雨日における降水量の寄与の減少を反映して降水量 も減少し,全体として6月前半の総降水量が減少したことになる。



図 2-2 (a) 毎日の地上天気図(09JST)に基づく,東経 130 度に沿った地上前線の緯度 1 度ごとの出現頻度の南北分布。期間は 1971~2000 年および 2001~2010 年の 6 月 1~14 日 で,出現頻度は,14 日あたりに換算した。横軸の表示等は図 1-3(a)と同様。



図 2-2 (b) 地上前線が各緯度帯に位置した際の長崎における 1971~2000 年と 2001~ 2010 年でそれぞれ平均した降水量(PR)と大雨日(HRD)の寄与。なお、期間は 1971~2000 年および 2001~2010 年6月1~14 日で、降水量は、14 日あたりに換 算した。

(c) (b) と同様。ただし、鹿児島について。

次に6月前半にみられる各事例でそれぞれ平均した東経 130 度に沿った日降 水量の南北分布を図 1-4 と同様な形式で図 2-3 に示す。気候学的には,6月前 半と6月後半では,南アジア全体でのモンスーンの開始に伴って,図 2-5 に示 すように,下層風の分布も強く反映した水蒸気フラックスの平均場の特徴が大 きく変化する。それに関連して,6月後半には梅雨前線が本州付近に停滞しや すいが,6月前半までは梅雨前線がまだ南西諸島付近の緯度帯に停滞しやすい 状態である。そして,総観規模の低気圧の東進によって梅雨前線は一時的に九 州付近の緯度帯まで北上し,ふたたび南下するなど,6月前半の日々の総観場 は6月後半と比較して,差異も大きい(Kato and Kodama 1992; Hirasawa *et al.* 1995; Ninomiya 1989; Murakami and Huang 1984,等)。

ところが、6月前半の各事例で平均した日降水量の南北分布の特徴は、6月 後半のそれと多くの共通点がある。すなわち、日降水量 50mm 以上の大雨域の 南北方向の広がりは、Case K&N および Case N の方が Case K と比較して大きか った。Case K で平均した日降水量は、鹿児島付近にそのピークがあり、鹿児島 の北方 100km では日降水量が 20mm 程度となっていた。つまり、Case K の大雨 域は南北幅が狭いだけでなく、北縁はシャープである特徴を持っていた(6月 前半と後半では大規模場の特徴が大きく異なるにもかかわらず)。



図 2-3 6月前半の Case K&N, Case K および Case N となった日の事例ごとに合成した日 降水量の南北分布図。地点は、図 1-2 に点線で示す地上気象官署(東経 130 度に ほぼ対応)の日降水量データを用いた。なお、表 2-1 に示すように、2000 年代の Case K&N および Case Nの日数がほとんどないため、1971~2010 年の全期間で平 均を取った。

表 2-1 に示した 6 月 1 ~14 日までの間における鹿児島および長崎の両方で大雨日 (Case K&N),鹿児島のみで大雨日 (Case K),長崎で大雨日 (Case N)となった事例数によると、1971~2000 年の期間に比べて、2000 年代には Case K の出現頻度はほとんど変わらないのに対して(括弧の中の値を参照),Case K&Nおよび Case N は、ほとんど出現しなくなった。このように、大雨域の南北幅が比較的広いシステムに伴う大雨日の寄与の減少を反映して、長崎では 6 月前半の降水量やそれに対する大雨日の寄与が大きく減少したと考えられる。

表 2-1 6月1日~6月14日おいて, 鹿児島と長崎の両方で大雨日(Case K&N), 鹿児島 のみで大雨日(Case K) および長崎のみで大雨日(Case N) となった日数(ただし, () 内の値は14日あたりの日数に換算)。1971~2000年と2001~2010年のそれ ぞれの期間について示す。

期間	Case K&N	Case K	Case N
1971~2000年	10 (0.3)	18 (0.6)	11 (0.3)
2001~2010年	0 (0.0)	7 (0.7)	1 (0.1)
合計	10	25	12

4 議論(長崎や鹿児島での大雨日における総観場の特徴と季節平 均場の中での位置づけ)

2章で述べたように、長崎の6月における降水量は、後半では弱いながらも 準2年周期的な変動となっている一方,前半では100mmにも満たない降水量の 年が数年以上持続するなど、変動のタイムスケールが異なることを示した。と ころで、Hirasawa et al. (1995)は、南アジア全体でのモンスーンが開始する約 1か月前の5月中旬もしくは下旬頃に、華南~南西諸島付近の雲帯における背 の高い雲群(恐らく積乱雲群に対応)の出現頻度が季節進行として急激に増加 することを示した。それは、南シナ海域の南西風が強まり、比湿が増加するこ とに対応している点を指摘した。その際に、下層の傾圧性も強いときには、中 国中部域での中上層雲量が平均場として多いことも指摘した。ただし、日々で みると、このような背の高い雲群の増加は、九州~本州南岸を東進するメソα ~総観規模の低気圧の通過後に後面の雲帯が南下して華南~南西諸島付近に停 滞する準定常的な雲帯の部分で明瞭にみられ,この時期にはそのような日々の サイクルが繰り返されることも示した。

また、中国大陸側についても、梅雨前線付近での日々の降水変動に対するメ ソα~総観規模の低気圧の関わりの重要性が指摘されている。例えば、 Murakami and Huang (1984) は、南アジア全体のモンスーンの開始前と開始後 の各期間において、華中~華北にかけて日々の降水が極大となった事例で合成 した大気場を比較した。それによると、南アジア全体のモンスーン開始前には、 冬の華南への寒気吹き出し時にもそのトリガーとして現れるような (Murakami 1981a, b; Murakami and Nakamura 1983)、チベット高原の北縁に沿って南下・東 進する対流圏下層の小さな擾乱に伴って、揚子江流域で降水が極大となること を指摘した。さらに、その擾乱は2日後には発達しながら東シナ海に出て九州 西部でも降水をもたらしうることを示した。南アジア全体のモンスーン開始後 は、異なるメカニズムであるが、チベット高原上を東進する擾乱が揚子江流域 付近での降水極大をもたらすことを示した。

さらに、Akiyama (1978) は、日本列島の梅雨最盛期に九州付近を東進した メソスケールクラウドクラスターについて、一つの同じ雲域であっても、その 南側では対流性の強い降水域が散在し数時間おきの消長がある一方で、その北 側では層状性の降水が長時間持続しているなど、降水量だけでなく降水特性の 多様性も、メソα規模の擾乱に伴う日々の降水の変動として注目すべき因子の 一つであることを指摘した。

一方,Takahashi(1993)では,梅雨期の西南日本での降水の持続性の観点から,大雨が1~2日で終了する場合は,ユーラシア寒帯前線帯(Eurasian Polar Frontal Zone, EPFZ)が北緯35~40度まで南下し,EPFZ上を東進する総観規模の低気圧に対応して大雨がもたらされる一方,大雨が数日間持続する場合, EPFZは北緯50度以北に位置し,亜熱帯前線帯としての梅雨前線帯が大雨をもたらすことを指摘した。そして,比湿および水蒸気フラックスは大雨が1~2日で終了する場合に比べ,大雨が数日間持続する場合において大きいことを示 した。

以上のように、5月頃から日本列島の梅雨最盛期にかけて、梅雨前線での日々 の降水変動におけるメソα~総観規模の低気圧の活動の役割について興味深い 事実が指摘されている。しかし、6月前半と6月後半の大きな基本場の違いの 中で、日々の大雨日がどのような状況で発現し、しかもそれが2000年代におけ る6月前半の九州全体での降水量減少にどのように関わっているのか、という 視点の吟味も必要と考える。

そこで、6月前半の平均場の6月後半との違いを把握したうえで、日々のどのような場が季節平均場に重なることで6月前半の長崎や鹿児島での大雨日をもたらし、その2000年代における出現頻度の変化がどうなっているのか解析した。

まず,6月前半と6月後半の総観場を比較するために,NCEP/NCAR 再解析 データ(Kalnay *et al.* 1996)を用いて,1971~2010年の6月1~15日と6月16 ~30日でそれぞれ平均した水蒸気フラックス場を図2-4に,その後者から前者 の期間を引いた偏差場を図2-5に示す。なお,水蒸気フラックスの水平発散 ∇·(*aV*)は,球面座標系を用いた次の式で計算した。

$$\nabla \cdot (q\mathbf{V}) = \frac{1}{a\cos\varphi} \left\{ \frac{\partial}{\partial\lambda} (qu) + \frac{\partial}{\partial\varphi} (qv\cos\varphi) \right\}$$

ただし、qは比湿、u, vはそれぞれ風の西風、南風成分、 φ は緯度、 λ は経度、aは地球半径である。



図 2-4 1971~2010 年の 6 月 1 日~6 月 15 日 (上段), 6 月 16 日~30 日 (下段) でそれぞ れ平均した気候学的な水蒸気フラックス場 (単位は g/kg・m/s)。



図 2-5 図 2-4 で示した6月後半から6月前半を引いた水蒸気フラックスの偏差場(単位 は g/kg・m/s)。また、6月前半と6月後半の水蒸気フラックスのベクトル差の絶 対値に応じて色付けをした。

6月前半と6月後半の水蒸気フラックスの場を比較すると、どちらの期間も平 均的には、北太平洋高気圧による東風と、南シナ海以西の西風が、フィリピン 付近で収束/合流して、梅雨前線へ向かう下層南風を強化し、北向きの水蒸気 輸送が大きいことがわかる。しかし、6月前半の西日本以西では、その北向き の水蒸気輸送の大きな領域は、南西諸島付近の緯度帯以南に限られており、九 州付近の緯度帯では北向きの水蒸気輸送は不明瞭となっている。一方、6月後 半には、南アジア全体のモンスーンの開始と同時に、梅雨前線は本州付近まで 北上する。先述した北向きの水蒸気輸送の大きな領域は、気候学的な平均場で みても九州付近まで侵入しうる状況となっている。事実、6月前半との差を取 った図 2-5 によると、6月前半に比べ6月後半では北緯 10~15 度/東経 120 度 以西では、平均場としての西風が強化されるとともに、華南付近では梅雨前線 に向かう南風による北向きの水蒸気輸送が,九州付近では北太平洋高気圧の北 西縁領域の南西風に伴う梅雨前線への水蒸気輸送が,東日本以東では梅雨前線 に沿う西風による東向きの水蒸気輸送が6月後半にそれぞれ強化されていた。 言い換えれば,6月前半には,平均場としてのフラックスは,まだ華南~南西 諸島までしか水蒸気を輸送できない状況にある。

そこで、6月前半の長崎や鹿児島での大雨日に関して、日々の天気図を参照 するとともに、大気場の合成を行って、季節平均場と比較しながら考察した。 6月前半における鹿児島と長崎の両方で大雨日となる際の地上天気図(図は略) によると、数多くの事例(1971~2010年の10事例中8事例)において、大雨 日の2日前あるいは前日には華南~東シナ海付近に、6月後半にみられる前線 上の小低気圧よりも水平スケールの大きな低気圧が前線上に存在していた。図 2-6、図 2-7 および図 2-8 は、鹿児島と長崎の両方で大雨日(Case K&N)、鹿児 島のみで大雨日(Case K)および長崎のみで大雨日(Case N)となった日でそ れぞれ合成した、500hPa等圧面高度と海面気圧の合成場を示す。なお、Case K&N については大雨日前日における 500hPa 高度場および海面気圧を図 2-6(a)に、 大雨日当日の合成場を図 2-6(b)に示した。

Case K&N の大雨日の前日の 500hPa 等圧面高度場によると,日本付近の緯度 帯には、中国北東区~華中に伸びる振幅の小さなトラフ(東経 120 度/北緯 50 度から東経 115 度~北緯 30 度付近)とリッジ(東経 130 度/北緯 42 度から東 経 128 度~北緯 30 度付近)が存在しており、Case K&N 当日には、そのトラフ とリッジがそれぞれ 500~1000km ほど東進し深まっていた。Case K&N 当日に おいては、日本の南海上の北太平洋高気圧(小笠原高気圧)のちょうど北方の 東日本付近には、前述の東進・発達してきたリッジが、中国大陸東岸には北方 から北緯 35 度付近まで伸びる前述のトラフが存在していた。

それらに対応して,地上付近でも,日本の東海上では南方側に小笠原高気圧, 北方側にオホーツク海高気圧から伸びる地上のリッジがあり,東経 147 度付近 で高気圧領域が南北に広がっていた。一方,朝鮮半島南西端付近に中心を持つ

- 44 -

低気圧に伴う低圧域が北緯 40 度以北まで伸び,東経 125~140 度付近では,北 緯 20~50 度に及び南北の広い範囲で南北に走る等圧線の間隔も混んでいた。特 に,その低気圧の中心に近い九州付近では,より西方からこのような東向きの 気圧傾度が大きかった。このような場の中で,南西諸島以南(北緯 20 度付近) から九州,さらにはその北方まで地衡風的な強い南風成分が侵入してもおかし くない状況が Case K&N の前日から当日にかけて,しだいに形成されたことに なる。



図 2-6(a) 6 月前半に鹿児島と長崎の両方で大雨日となった日(Case K&N)の前日(-1 day) で合成した 500hPa 等圧面高度(上段,単位は gpm)および海面気圧(下段,単位 は hPa)の分布。



図 2-6(b) 6 月前半に鹿児島と長崎の両方で大雨日となった日(Case K&N)の当日(Oday) で合成した 500hPa 等圧面高度(上段,単位は gpm)および海面気圧(下段,単位 は hPa)の分布。



図 2-7 6月前半に鹿児島のみで大雨日となった日(Case K)の当日(O day)で合成した 500hPa 等圧面高度(上段,単位は gpm)および海面気圧(下段,単位は hPa)の 分布。



図 2-8 6月前半に長崎のみで大雨日となった日(Case N)の当日(Oday)で合成した 500hPa 等圧面高度(上段,単位は gpm)および海面気圧(下段,単位は hPa)の 分布。



図 2-9 6月前半で鹿児島と長崎の両方で大雨日(Case K&N)となった前日(上段)および当日(下段)でそれぞれ合成した 925hPa 面における水蒸気フラックス(矢印,単位:g/kg・m/s)とその水平発散場(陰影,単位:10⁻⁸ s⁻¹,マイナスは水蒸気フラックスの収束域を示す)。



図 2-10 6月前半で鹿児島と長崎の両方で大雨日(Case K&N)となった日でそれぞれ合成 した 925hPa 面における水蒸気フラックスから図 2-4 で示した水蒸気フラックスを 引いた偏差場(単位:g/kg・m/s)。

図 2-9 は 6 月前半に鹿児島と長崎の両方で大雨日 (Case K&N) となる前日 (上 段) および当日 (下段) でそれぞれ合成した水蒸気フラックスと発散の分布場 を示す。また,図 2-9 (下段) に示す水蒸気フラックスから図 2-4 の 6 月前半の 気候学的な水蒸気フラックスを引いた偏差場を図 2-10 に示す。華南~南西諸島 以北へ向かう平均場の水蒸気フラックスは 6 月後半と違ってまだかなり小さい が (図 2-4), Case K&N 当日には 6 月後半の期間平均場における南西諸島付近 から九州へ向かう北向き水蒸気フラックス (図 2-4 (下段)) を上回る程度の大 きさのフラックス域が,北緯 20 度以南から南西諸島まで広がっていることがわ かる (図 2-9 (下段))。その大きな北向き水蒸気フラックス域の北への広がり (北緯 35 度まで) は, Case K&N の前日にはすでに東シナ海西部でみられる。

それが,前述の擾乱の東進に伴い,当日には九州全域に達するように東進した ことになる。Case K&N の当日には,東進した擾乱のすぐ東方ではそのような 水蒸気フラックスが北方へ抜けながら,低気圧性の曲率の大きい九州付近で収 束も伴っていた(図 2-9(下段))。つまり Case K&N における比較的南北方向の 広がりのある大雨域は,このような状況下での大規模場収束域に対応していた ことがわかる。

図 2-4(上段)と図 2-9(下段)を比較してもわかるが,生の場でみる今述べ た低気圧性循環に伴う水蒸気輸送とその収束は,6月前半の期間平均場による ものではなく,ほぼ,擾乱によるものである(図 2-10)。さらに興味深いこと に,その南方(北緯 20~25度付近)の強い北向き水蒸気フラックスは,日本列 島東方から南西に伸びるリッジの西側の南風でしかも期間平均場でなく偏差場 に伴うものの寄与が大変大きかった。擾乱発達のメカニズムに関しては今後の 研究課題として残されているが,図 2-6(a),(b)に関して述べたように,Case K&N の前日から当日にかけて,低気圧性の擾乱の東進・発達だけでなく,その東方 のリッジの発達も伴っている。つまり,この事例での九州への北向き水蒸気ス ラックスの強化は,低気圧だけでなく,擾乱場としてのその東方の高気圧の存 在も無視することができないことを示唆している。

なお、Case K や Case N における 500hPa 等圧面高度や海面気圧の合成によれ ば、西方から接近してくる地上の低気圧に対応する 500hPa でのトラフやその東 方のリッジは Case K&N に比べればあまり強くなかった。また、九州付近にお ける地上の等圧線の間隔も、Case K&N ほどは狭くなかった。つまり、Case K&N ほどは下層の強い地衡風的な南風が九州の北方まで侵入しうるような気圧場で はなかった。しかしそれでも、Case K や Case N においても、気候学的な平均 場よりも北方まで(南西諸島域よりもさらに北方まで)、比較的強い下層南風を 侵入させうる擾乱場が重なった状況であったことが注目される。

以上のように、気候学的な場では九州付近までは北向きの水蒸気輸送が及ば ない6月前半ではあっても、九州の西方の東シナ海上に時々現れるメソα~総 観規模の低気圧に伴って一時的に下層の南風が強まる際には、九州の広域に大 雨がもたらされうる。とりわけ Case K&N においては、東進してくる擾乱だけ

- 52 -

でなく、その東方の地上リッジも強化されることで、より南方からの水蒸気の 流入に好都合な場が一時的に形成されていた。しかし、1971~2000 年と比べ、 2000 年代の6月前半には、南九州での大雨日の頻度は変わらないものの、大雨 域が南北方向のより大きな広がりを持つ事例(Case K&N)および北西九州を中 心とする大雨日の事例(Case N)が減少していた。第1部で示した九州本土全 域での6月前半の総降水量の減少(特に、北西九州の長崎では6月前半の降水 量が有意に減少(信頼水準 95%))は、上述したメソα~総観規模の低気圧に 伴って平均場で期待されるよりもはるか北方の九州まで多量に水蒸気を輸送す るイベントが 2000 年代には出現しにくいような状況であったためだと示唆さ れる。

5 まとめ

第2部では,梅雨初期(6月前半)での2000年代の長崎における降水量の減 少に伴う日降水量の特徴と大雨日における総観場の特徴を調べた。長崎におけ る2000年代6月の降水量の有意な減少(95%信頼水準)は,2000年代にみら れる6月前半の20年周期的な降水量の極小期と,6月後半の準2年周期的な降 水量の減少の両者を反映したものであった。

地上前線の出現頻度は1971~2000年と2000年代の両期間で大きな変化はな かったが、2000年代6月前半における大雨日の寄与と総降水量は、長崎では地 上前線の位置にかかわらず、鹿児島では地上前線が鹿児島付近の緯度帯にある とき以外、ともに減少していた。1971~2000年6月前半における長崎での大雨 日は、南北に広がる大雨域を持ち鹿児島の長崎の両方で大雨日となる事例(Case K&N)や長崎のみで大雨日となる事例(Case N)の出現によるものであった(6 月後半ほど出現頻度は多くはないが)。特に、Case K&N のような状況に限って は、梅雨前線上のメソα~総観規模の低気圧の接近に伴って、6月前半の気候 学的な風系では水蒸気を運べない九州以北まで多量の水蒸気が輸送され、九州 南部だけでなく九州北西部も大雨になり得たものと考えられる。つまり、2000 年代6月前半の九州全域での降水量の減少は、(鹿児島のみで大雨日となる事例 の減少は明瞭でないものの)そのようなメソα~総観規模の低気圧に伴う降水 の機会の減少も強く反映されていた可能性が示唆された。

第3部 1993 年を例とする梅雨最盛期の長崎にお ける大雨日の大気場

1 はじめに

暖候期の日本付近には,温帯低気圧・梅雨前線・秋雨前線・台風などのシス テムに伴って,亜熱帯海洋域から多量の水蒸気が輸送され,しばしば大雨がも たらされる。とりわけ梅雨期(6~7月)の九州地方では,そのような大雨日 の頻出によって梅雨期の総降水量の約半分を賄っていることが知られている

(Ninomiya and Mizuno 1987)。ただし、図 3-1 に示されるように(第1部の図 1-1 も併せて参照),梅雨期の九州地方における降水量の年々変動は非常に大き く,梅雨期の降水量の多寡は、大雨日の寄与による降水の多寡に大きく左右さ れることがわかる(図 3-1 の内容を散布図として図 3-2 に示した)。特に,2000 年代の長崎では、大雨日の寄与の減少を反映して梅雨期の総降水量が減少して いた(図 3-1)。本論文第1部では、その具体的な内容について調べ、(1)6 月、とりわけ梅雨最盛期にあたる6月後半を中心に降水量の減少が顕著であり、 長崎県南部を中心に九州北西部の広域に及んでいること、(2)2000年代6月 後半には大雨領域が南九州に限られて北西九州まで広がらない事例が増加して おり、6月後半の降水量の減少はそれを反映したものであること、を明らかに した。そして第1部でも(2)に関する6月後半頃の大雨域の南北の広がりの違 いをもたらす総観規模の大気場の要因の一端について考察したが、さらなる検 討が必要である。



図 3-1 長崎における梅雨期(6~7月)の総降水量と(実線),それに対する大雨日の寄与 (破線)の年々変動。1971~2008年について示す。



図 3-2 長崎の梅雨期(6~7月)における総降水量と、大雨日のみで積算した降水量との相関。

ただし、梅雨期における災害は地域によってもさまざまである。西日本にお ける梅雨前線付近での集中豪雨に限らず、例えば、東北地方の太平洋側では、 オホーツク海高気圧の存在のために「やませ」と呼ばれる冷涼で湿った空気が 連日のように流入することで、曇天となり気温の低い日が続く。そのため、農 作物が日照不足によって生育不良となり、食糧市場の混乱をきたす場合もある。 例えば 1993 年には、東北地方では記録的な冷夏となり、米の緊急輸入が行われ た(1993 年の冷夏の気象に関する総合報告として、安成編(1997)等がある)。 梅雨は、東アジアの広範囲に及ぶ現象(中国では Meiyu、韓国では Changma と 呼ばれる)であるが、たかだか 1000km 程度距離が離れただけでも、生じる災 害の様相は上述のように異なってくる。したがって、地球温暖化等に伴う変化 も含めた豪雨災害の他、気象災害の質の違いにも注目させるような防災教育や、 そのベースとなる科学的リテラシーを涵養するための全般的な地学・地理教育 の際にも、大雨日の出現状況を着眼点とする意味は大きい。しかしそのために は、上述の教材化のベースとなる気象学・気候学的知見の蓄積・体系化も併せ て必要である。

ところで、1993年の梅雨期~盛夏期にかけて、全国的に冷夏・多雨となり、 前述のように種々の被害がもたらされた。西日本では、気候学的な梅雨最盛期 の時期の降水量が大変多く(図3-1も参照)、例えば長崎でも、梅雨前線に伴う 大雨日の度重なる出現によって、梅雨期の総降水量も多かった。ただし、日々 の天気図をみると、地上の前線が似たような緯度にあるにもかかわらず、降水 量の違いも大きかった。したがって1993年は、「前線が同様な緯度にあるとき でも長崎で大雨日となるか否か」の重要な条件の一つとなる大規模大気場の違 いを調べるうえで、同様な質のデータが入手しやすいある年の中で比較できる 恰好の年の一つと考えられる。

そこで,第1部で考察した大雨域の南北の広がりの違いにかかわる大規模大 気場の要因について,詳細に調べていくための大枠的な重要な視点をまず把握 するヒントとするため,第3部では,九州における梅雨期の降水量が特に多か

- 57 -

った年の一つである1993年を例に、日々の大雨日の大気場の特徴等を調べた。

2 1993年の日々の大雨日の出現状況と平均場

前章で述べた大雨日の出現状況が、季節進行の中で大気場のどのようなシス テムの現れ方の違いを反映しているのかを明らかにすることは、地球温暖化に 伴う地域規模の降水量や強度の変化を予測する際に重要な手がかりの一つにも なりうる。蔵田他(2012)は、Endo(2011)が指摘した7月の梅雨降水量の年々 変動の大きさを構成する一つの要因として、長崎では7月後半になると無降水 日も多い反面、その時期でも梅雨前線に伴う日降水量100mm以上の「顕著な大 雨日」がしばしば出現することの寄与を指摘し、それを用いた気象・気候教育 の授業開発を行った。また、加藤・東(2013)は、Ninomiya and Mizuno(1987) による研究も踏まえて、6~7月における長崎と東京での28年分の日降水量デ ータの表に基づき、東京に比べ長崎では大雨日の頻度が平均して3日以上多く、 そのような寄与に伴って長崎では東京の2倍以上も降水量が多いという点を生 徒自らに発見させる授業を実践し、結果を分析した。なお、これらの概要は、 加藤(2013)でも紹介されている。

第3部では、このような大雨日の頻出に伴って梅雨期間の総降水量も多かった 1993 年の梅雨最盛期(ここでは、第34~37 半旬、つまり 6/15~7/4 の期間)を例に、長崎における「大雨日」における大気場の特徴について、同じ期間の「少雨日」にみられた特徴と比較しながら記述する(1993 年の西日本を中心とする大雨については、1994 年との比較やこの年の8月の大雨との比較の視点で、主に5日平均値に基づく解析を行った加藤他(1997)、加藤他(2000)も参考になる)。なお、本研究では、地上天気図で東経 130 度において、九州あるいはその近隣の北緯 30~35 度の範囲に前線が位置しながら、降水はあったが1日

10mm 未満にとどまった日を少雨日と定めた。なお,第3部の概要については, 大谷・加藤(2015)で公表・紹介している。

「大雨日」や「少雨日」における大気場を比較する前に,まず,1993年6月 15日~7月4日(第34~37半旬)の925hPaにおける気温と風の平均場を図3-3 に,水蒸気フラックスの平均場を図3-4に示す。



図 3-3 1993 年 6 月 15 日~7 月 4 日(第 34~37 半旬)の 925hPa における気温(℃)と風 (m/s)の平均場。気温,風の凡例はそれぞれ図の右端,右下に示す。



図 3-4 1993 年 6 月 15 日~7 月 4 日 (第 34~37 半旬)の 925hPa における水蒸気フラック スの平均場 (g/kg・m/s)。なお、灰色および黒色の領域は標高 1500m 以上および 3000m 以上の領域を示す。

図 3-3 によると、北緯 10~20 度の東経 130 度以東では東風が卓越しており、 同緯度帯の東経 110 度以西では西風が卓越している。そして東経 110~130 度で はその東風と西風の収束/合流場となっており、梅雨前線へ向かう下層南風が 20 日間平均した場でも 10m/s 程度と強く、図 3-4 より梅雨前線へ向かう北向き の水蒸気フラックスも大きい場であった(二宮(2001)などで解説されている ような梅雨最盛期の特徴が、とりわけ顕著にみられた年の一つであった)。気温 場をみると、冷涼な気塊がオホーツク海付近から北日本付近を通り、日本海中 部付近まで存在しており、東経 140 度以東では南北の温度傾度がとりわけ大き くなっていた。なお、7月の月平均に関しても、加藤他(1997)によれば、西日本で平均した地上気温は平年よりも約1.5℃低く、南西諸島と北日本との温度差は平年よりも約2.5℃も大きいなど、特に西日本も含めて冷気の影響で南北の平均場の温度差も平年より大きかったという。一方、Akiyama(1993)、Kato(1985、1987)でも一般的に知られているように、中国大陸上では南北の温度傾度は、上述の領域と比べて小さくなっていた。

次に,第34~37半旬について東経130度に沿った地上前線の出現状況と,長 崎および鹿児島における日降水量の時系列図を図3-5に示す。図3-5によると, 長崎付近に地上前線が解析されていた場合,長崎だけでなく,南九州の鹿児島 でもまとまった降水量となっている日が多かった(6/19,6/22,7/2,7/4)。なお, 地上前線が長崎付近にある場合でも,鹿児島で「大雨日」となったにもかかわ らず,より前線に近い長崎では「少雨日」となる日もあった(6/15,6/17,6/26)。



図 3-5 東経 130 度に沿った地上前線の出現緯度帯(09JST)と,長崎・鹿児島での日降水 量の時系列(日降水量の日界は,00JST)。なお,NとKはそれぞれ長崎と鹿児島 の緯度帯を示している。

3 大雨日と少雨日の総観場の比較

次に,長崎における大雨日と少雨日でそれぞれまとめた地上の高・低気圧, 台風および前線の出現位置を図 3-6 に示す(気象庁作成の地上天気図に基づく)。 長崎で大雨日となる場合,梅雨前線が九州付近の緯度帯に位置し,華南から日 本の東海上まで伸びていた。また,梅雨前線上には春季や秋季にみられる低気 圧よりは水平スケールの小さな低気圧が,東シナ海やその西側に点在していた。 さらに,その低気圧の北東方向にあたる日本海付近(北緯 40 度)には高気圧も 存在していた。

地上の梅雨前線が九州付近に存在するにもかかわらず,長崎で「少雨日」と なった事例における地上前線の出現位置の南北方向へのばらつきは大雨日より も大きかった。しかし,より具体的な大気場の違いを吟味するために,大雨日 と少雨日それぞれにおける海面気圧を NCEP/NCAR の再解析データを用いて合 成した。海面気圧の合成図(図 3-7)によると,大雨日も少雨日も,北太平洋 高気圧と中国大陸の北緯 20度以南まで伸びる低圧部との間で,梅雨前線南方で の東西方向の気圧傾度が大きい(梅雨前線に向かって強い南風が吹きうる気圧 配置)。また,日本列島付近は北太平洋高気圧の北西縁辺に位置する。しかし, 少雨日には,東経 160度/北緯 25度付近より西に伸びる北太平洋高気圧の軸が 大雨日に比べてより西方(華南付近)まで伸びており,梅雨前線南方での東西 方向の気圧傾度は北緯 25度付近で最も大きい。一方,大雨日には、黄海~東シ ナ海付近に低気圧が存在し,それを反映して,梅雨前線の南方だけでなく前線 が停滞していた九州付近でも東西方向の気圧傾度が少雨日に比べて大きい点が 注目される(上述の東シナ海付近の低圧域に対応して,地上天気図に描かれて いる前線上には小低気圧が多数あった)。


図 3-6 長崎での大雨日(上図)と少雨日(前線が東経 130 度,北緯 30~35 度に位置し, 0mm~10mm 未満の降水日。下図)における高気圧(O),低気圧(●),台風(×) の中心位置と、地上前線(前線の種類を問わず実線で示す)の出現状況(1993 年 6月15日~7月4日)。なお、灰色および黒色の領域は標高 1500m 以上および 3000m 以上の領域を示す。



図 3-7 長崎での大雨日(上段)と少雨日(下段)でそれぞれ合成した海面気圧(hPa). 等値線は 2hPa ごと。なお、灰色および黒色の領域は標高 1500m 以上および 3000m 以上の領域を示す。

気候学的には6月中旬以降, グローバルなスケールを持つ南アジアのモンス ーンの開始に伴って, インド~華南を通る暖かく湿った下層の西風 (monsoon westerly) と,北太平洋高気圧南縁の下層の東風 (貿易風)が,南シナ海~熱帯 西太平洋域で合流し,熱帯西太平洋域の北半球側での熱帯収束帯の降水を強化 する。そして,さらにそこから多量の水蒸気が梅雨前線付近に向けて輸送され る (Ninomiya 1999)。図 3-8 は,惑星境界層の上端近くの高度 0.8km 付近に対 応した 925hPa 面での風の分布である。また,大雨日と少雨日でそれぞれ合成し た総観場について,925hPa における気温場と水平温度傾度の絶対値の分布を図 3-9 に,海面気圧,比湿および風系場を図 3-10 に示す。なお,水平温度傾度の 絶対値 | ∇ T | は,合成された温度を \bar{T} とすると,

$$|\nabla \mathbf{T}| = \frac{1}{a} \sqrt{\left(\frac{1}{\cos\varphi}\frac{\partial \bar{T}}{\partial\lambda}\right)^2 + \left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial\varphi}\right)^2}$$

により求めた。

大雨日,少雨日ともに南シナ海〜華南,および,東シナ海からその南方に至 る広範囲に,強い南風の領域が広がっていたが,少雨日には,亜熱帯域での強 い下層南風域の東西の広がりが大雨日よりも狭かった(図 3-8)。ところで,図 3-9 をみると九州付近およびその以西でも温度傾度は,オホーツク海付近から 日本海中部にのびる冷涼な気塊の影響を受けて,約 6K/1000km の温度傾度があ った。この温度傾度の大きな領域に沿って低気圧が存在した(図 3-6)。しかし, よくみるとその低気圧は,大雨日には少雨日に比べ,平均的には南側に位置し ていた。また,大雨日と少雨日とでは比湿場に大きな差異は認められない(図 3-10)。一方,風系に関して,大雨日の合成では,南九州付近における格子点(例 えば東経 130 度,北緯 30 度)の南西風が 10m/s と強く,梅雨前線帯の南端から さらに北方へも多量の水蒸気を輸送していることが示唆されるのに対して,少 雨日の同じ格子点では西南西の風が卓越し,梅雨前線帯へ流入してすぐには降 水に使われなかった水蒸気はそのまま東方へ輸送され,九州付近でより北方ま で水蒸気を輸送しにくい風系であることを示唆している。



図 3-8 長崎での大雨日(上段)と少雨日(下段)でそれぞれ合成した 925hPa 面における 風の分布(矢印,単位は m/s)。なお,南風成分が 5m/s 以上の領域を等値線で囲 った。なお,灰色および黒色の領域は標高 1500m 以上および 3000m 以上の領域を 示す。



図 3-9 長崎での大雨日(上段)と少雨日(下段)でそれぞれ合成した 925hPa における気 温場(℃,黒実線)と水平温度傾度場の絶対値 | ▽T | の分布(K/1000km,赤実線)。 なお,斜線域は | ▽T | が 6K/1000km 以上の領域を示す。



図 3-10 長崎での大雨日(上段)と少雨日(下段)でそれぞれ合成した,海面気圧(hPa, 黒実線),925hPaにおける比湿(g/kg,青実線)の分布および風系場(m/s,緑の ベクトル)。

さらに、大雨日および少雨日でそれぞれ合成した 925hPa での温度場と、水蒸 気フラックスの分布を図 3-11 に示す。ただし、水蒸気フラックスについては、 1993年6月15日~7月4日で平均した場からの偏差を示す。図3-11によると、 九州付近とその東方において、大雨日には平均場に比べて北向きの水蒸気フラ ックスの偏差が大きい一方、少雨日には九州付近からその以東では東向きの水 蒸気フラックスの偏差が東へ向かうほど大きくなっている。つまり、長崎での 大雨日には、平均場によっても九州南部の緯度近くまでは水蒸気を輸送できる が (図 3-4)、それよりもさらに北方まで梅雨前線帯付近で水蒸気を輸送できる 領域が九州~近畿地方付近に広がるような、下層風の偏差の寄与がみられそう である。今後、より詳細な解像度によるデータを用いて吟味する必要がある。

また、大雨日および少雨日における東経 130 度に沿ったレーダー・アメダス 合成図(図3-12a, b)によると、長崎における大雨日には1~10mm/hの降水域 が九州地方よりも広く南北に広がっており、その降水域の中に黄色や緑色、あ るいは赤紫色で示される強い降水域が組織化されている様子がみて取れる。一 方、地上前線が長崎付近の緯度帯にありながら長崎で少雨日となった際のレー ダー・アメダス合成図によると、降水域は大雨日ほど南北方向に広がっていな い。また、黄色や緑色、あるいは赤紫色で示される強い降水域は、南九州付近 で組織化あるいは点在していた。このように、強雨域が存在していたとしても、 長崎の大雨日と少雨日では、前述の総観場の違いに対応して、強雨域が出現す る領域の南北幅、あるいは、1~10mm/hの降水域の南北幅の違いが生じてい たことになる。ただし、これらの降水系全体の降水特性やその分布、および、 そのような特徴を形成するマルチスケールでの大気過程に関しては、今後に残 された課題である。

- 69 -



図 3-11 長崎での大雨日(上段)および少雨日(下段)でそれぞれ合成した 925hPa での 温度場と、水蒸気フラックスの場(単位は g/kg·m/s)。なお、黒実線は気温(°C) を示す。ただし、水蒸気フラックスに関しては、1993 年 6 月 15 日~7 月 4 日で平 均した場からの差をとった偏差場で示した。



6/22 23時<</p>

図 3-12a 長崎で大雨日となった日の東経 130 度にほぼ沿ったレーダー・アメダス合成図の例。

凡例(mm/時) 白色:0, 青色:~1未満, 水色:1~10未満, 黄色:10~20未満, 緑色:20~40未満, 赤紫色:40~60未満, 赤色:60以上



図 3-12b 長崎で地上の前線が長崎付近の緯度帯にありながら、少雨日となった日の東経 130 度にほぼ沿ったレーダー・アメダス合成図の例。

4 大雨日・少雨日にみられる梅雨前線の南北-鉛直構造

次に、梅雨前線帯およびその周辺場の構造を記述するために、大雨日と少雨 日でそれぞれ合成した東経 130 度に沿った比湿および鉛直流(図 3-13)、東西 風および南北の温度傾度(図 3-14)、南北風および湿潤静的エネルギーを定圧 比熱で割ったもの(h/C_p ,相当温位に対応、図 3-15)の鉛直断面図をそれぞれ 示す。なお、鉛直流ωとしては、NCEP/NCAR 再解析データに収録されている 鉛直 p 速度 $\left(\frac{dP}{dt}\right)$ の値を利用して作図した。

図 3-13 によると、大雨日および少雨日ともに北太平洋高気圧に対応した下降 流域(ω>0)が北緯 25 度以南で、また、梅雨前線帯に対応した上昇流域(ω <0)もみられた。しかし、大雨日には、地上から 300hPa 面まで北緯 25~35 度の比較的広範囲で上昇流、北緯 35 度以北では下降流となっていたのに対し、 少雨日には、北緯 30 度付近での上昇流が、グリッドスケールでは大雨日よりも 弱かった。また、少雨日には、上昇流域での比湿の大きい高度が大雨日に比べ ると低かった。つまり、大雨日に比べて水蒸気は上層まで輸送されないようで ある。なお、大雨日では、前線帯付近の上昇流域の北縁付近での下降流に対応 して、水蒸気量は極小となっていた。

図 3-14 では、対流圏最下層では、北緯 30 度付近に西風の極大が大雨日およ び少雨日双方にみられることがわかる。また北緯 45 度付近の対流圏中層 (500hPa)には寒帯前線帯に対応した別の強風軸が見出せる。ところで、前線 付近(北緯 30~35 度)の南北の温度傾度は、大雨日には北緯 35 度、300hPa 付 近から南に垂れ下がる西風の強風軸のすぐ北側に、その極小域(つまり南北の 温度差の絶対値の極大域)がみられる。しかし、このような特徴は少雨日には 認められない。降水帯の特徴への具体的な役割については本研究では明らかに はできていないが、大雨日の方が、南北の温度差が狭い範囲に集中したゾーン が若干高度とともに北に傾いて存在していた点も興味深い。 図 3-15 によると、大雨日および少雨日双方とも、梅雨前線付近の緯度帯の対 流圏最下層では相当温位の物理量にほぼ対応する h/Cp の南北傾度が大きいが、 大雨日の方がよりその傾度の絶対値が大きい(しかも、大雨日には、より上層 まで、その水平傾度が大きかった)。また、梅雨前線の北方(おおむね北緯 37 度以北)の対流圏中下層には低 h/Cp の領域がみられる。ところで大雨日には、 梅雨前線の南側に 9m/s 以上の強い下層南風領域が見出せる。また、梅雨前線帯 南方の北緯 30 度以南の下層で前線帯に向かう南風成分が大きいが、大雨日の方 が、より前線帯に近い緯度での下層の南風成分が大きい点も興味深い。



図 3-13 長崎の大雨日(上段)および少雨日(下段)で合成した東経130度に沿った比湿 (赤線,g/kg)および鉛直流(黒線,hPa/h)の南北-鉛直断面図。なお斜線は下 降流の領域を示す。



図 3-14 長崎の大雨日(上段)および少雨日(下段)で合成した東経 130 度に沿った東西 風(黒線, m/s)および南北温度傾度(赤線, K/1000km)の南北-鉛直断面図。



図 3-15 長崎の大雨日(上段)および少雨日(下段)で合成した東経 130 度に沿った南北 風(黒線, m/s)および h/C_p(赤線, K)の南北 - 鉛直断面図。

5 まとめ

梅雨最盛期の九州北西部での降水量の 2000 年代での減少が,南北スケールが 比較的広い大雨域を持つ事例の減少を少なからず反映していた可能性を第1部 で示した。そこで,梅雨前線が同じような緯度帯に存在しても大雨域の南北ス ケールの違いを生み出す大気場の因子を考察するヒントを得るために,長崎で の大雨日が頻出した 1993 年を例に解析を行った。具体的には,この年の6月 15日~7月4日の期間で,地上前線が九州付近(北緯 30~35度)に位置した 際の,長崎での大雨日と少雨日(1日 10mm 未満)における大規模場の特徴を 解析した。その結果,上述の大雨日における九州付近での東西の気圧傾度は九 州以西のメソα~総観規模の低気圧の存在に対応するものであり,熱帯・亜熱 帯域からの平均場の下層南風に加えて,前線帯付近の弱い傾圧帯をさらに北方 まで侵入する南風域が形成された状況で生じることが示唆された。

ただし、大雨日と少雨日における降水系のマルチスケール構造の実態、少な くともメソαスケールのシステムの内部構造を解像できるようなデータを用い たメカニズムの考察、等については、今後に残された研究課題である。

Ⅲ まとめ

本研究では,梅雨期に大雨日の頻出によって,とりわけ多量の降水がもたらされる九州地方に焦点を絞り,1971~2010年の6月について,大雨日の総降水量への寄与やその年々変動や,さらに,梅雨期における地上前線の日々でみた降水域の南北の広がりなどにも注目しながら解析を行った。主な結果は以下のとおりである。

1971~2000年と比較して2000年代(2001~2010年)6月の総降水量は,九 州北西部を中心に,九州南部を除く領域でかなり減少した。九州北西部の中で も長崎付近の降水量は95%信頼水準で有意に減少した。6月前半には九州北西 部と九州南部ともに総降水量の減少が大きかったが,気候学的には梅雨最盛期 となる6月後半には九州南部で降水量が2000年代に大きく増加したのに対し, 九州北西部では若干減少し,上述の降水の長期変化の地域的コントラストが6 月後半に明瞭になった(長崎では,九州北西部の中でも6月後半の減少量も小 さくなかった)。ところで,北緯30~33度における地上前線の出現頻度は1971 ~2000年と2000年代の両期間でほぼ同程度であったにもかかわらず,その際 の長崎における総降水量は,大雨日の寄与の減少を反映して2000年代に減少し た(九州南部の鹿児島では大雨日の寄与の増加を反映し,総降水量も増加した)。 2000年代には,鹿児島のみで大雨日となる南北方向に狭い大雨域を伴う事例

(Case K)が増大する一方,南北幅の広い大雨域(鹿児島と長崎の両方で大雨 日となる事例, Case K&N)と,長崎が梅雨前線の暖域に位置する際の, Case K ほどは大雨域の南北幅の狭くない事例(長崎のみで1日50mm以上の大雨日, Case N)の双方の出現頻度が減少したことを反映して,このような6月後半を

- 79 -

中心とする降水変化のコントラストが生じたものと考えられる。

また,40年間の梅雨最盛期における当該事例の合成によれば、大雨域の南北 幅が広い Case K&N では、九州への南方からの南風だけでなく、梅雨前線帯付 近をさらに北上する下層の地衡風的な風系を示唆する東西の気圧場であった。 そこで、1993年を例に、地上前線が九州付近(北緯 30~35 度)に位置した際 でも長崎で大雨日と少雨日(1日10mm 未満)との違いが生じる要因に関連し た、大規模場の特徴を解析した。その結果、上述の大雨日における九州付近で の東西の気圧傾度は、九州以西のメソα~総観規模の低気圧の存在に対応する ものであり、熱帯・亜熱帯域からの平均場の下層南風に加えて、前線帯付近の 弱い傾圧帯をさらに北方まで侵入する南風域の存在で生じることが示唆された。

九州北西部の長崎を例とする6月前半(地上前線は6月後半よりも平均的に は南に位置する)の降水量の2000年代での減少は、6月後半とは異なる時間ス ケールに伴うものであった(6月後半は準2年周期的な降水量の変動の振幅の 減少, 6月前半は約20年周期の極小期に対応)。地上前線の出現頻度は1971~ 2000 年と 2000 年代の両期間で大きな変化はなかったが, 2000 年代6月前半に おける大雨日の寄与と総降水量は、長崎では地上前線の位置にかかわらず、鹿 児島では地上前線が鹿児島付近の緯度帯にあるとき以外,ともに減少していた。 1971~2000 年6月前半における長崎での大雨日は, 南北に広がる大雨域を持ち 鹿児島と長崎の両方で大雨日となる事例(Case K&N)や長崎のみで大雨日とな る事例(Case N)の出現によるものであった(6月後半ほど出現頻度は多くは ないが)。特に, Case K&N のような状況に限っては, 梅雨前線上のメソα~総 観規模の低気圧の接近に伴って、6月前半の気候学的な風系では水蒸気を運べ ない九州以北まで多量の水蒸気が輸送される大雨になり得たものと考えられる。 つまり,2000年代6月前半の九州全域での降水量の減少は、そのようなメソα ~総観規模の低気圧に伴う降水の機会の減少も強く反映されていた可能性が示 唆された。

以上のように、本研究の結果は、九州北西部における広範囲での 2000 年代6

- 80 -

月の降水量の減少が,梅雨前線での日々の「大雨域」の南北の広がりといった 降水の「質」の変化を反映していたことを明らかにするとともに,気候学的な 季節進行に伴って平均場が大きく異なる6月前半と後半ともに,梅雨前線付近 のメソα~総観規模の低気圧に伴う大雨イベントの減少との何らかの関連も示 唆している。

謝辞

本研究を行うにあたり,岡山大学大学院教育学研究科修士課程在学時から終 始あたたかいご指導と激励をくださった岡山大学大学院教育学研究科の加藤内 藏進教授に心から感謝申し上げます。また岡山大学大学院自然科学研究科の塚 本修教授,同研究科の野沢徹教授には,研究に対するさまざまな助言を頂きま した。深くお礼申し上げます。

また,これまであたたかく応援してくれた両親と,励ましてくれた妻 祐子 に感謝します。

参考文献

- Akiyama, T., 1973: The large-scale aspects of the characteristic features of the Baiu front-with special emphasis on the relation among the ageostrophic low-level jet stream, moist tongue, convective warming, convergence zone within Baiu front and heavy rainfall-. *Pap. Met. Geophys.*, 24, 157–188.
- Akiyama, T., 1975: Southerly transversal moisture flux into the extremely heavy rainfall zone in the Baiu season. *J. Meteor. Soc. Japan*, **53**, 304–316.
- Akiyama, T., 1978: Mesoscale pulsation of convective rain in medium-scale disturbances developed in Baiu front. J. Meteor. Soc. Japan, 56, 267–283.
- Adachi, A., T. Kobayashi, and T. Kato, 2004: Dual wind profiler observations of a line-shaped convective system in southern Kyushu, Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 82, 725-743.
- Endo, H., 2011: Long-term changes of seasonal progress in Baiu rainfall using 109 years (1901-2009) daily station data. *SOLA*, **7**, 5–8.
- 藤部文昭,2006:本州~九州の梅雨入りに先立つ5月末頃の少雨期。天気,53, 785-790.
- Hirasawa, N., K. Kato, and T. Takeda, 1995: Abrupt change in the characteristics of the cloud zone in the subtropical East Asia around the middle of May. J. Meteor. Soc. Japan, 73, 221–239.
- Inoue, T. and J. Matsumoto, 2003: Seasonal and secular variations of sunshine duration and natural season in Japan. *International J. Climatology*, **23**, 1219-1234.

- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, R. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, Roy Jenne, and Dennis Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437–471.
- Kanada, S., M. Nakano and T. Kato, 2012: Projections of future changes in precipitation and the vertical structure of the frontal zone during the Baiu season in the vicinity of Japan using a 5-kim-mesh regional climate model. *J. Meteor. Soc. Japan*, **90A**, 65-86.
- Kato, K., 1985: On the abrupt change in the structure of the Baiu front over the China continent in late May of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 20-36.
- Kato, K., 1987: Air mass transformation over the semiarid region around North China and abrupt change in the structure of the Baiu front in early summer. J. Meteor. Soc. Japan, 65, 737-750.
- Kato, K., 1989: Seasonal transition of the low-level circulation systems around the Baiu front in China in 1979 and its relation to the northern summer monsoon. J. *Meteor. Soc. Japan*, 67, 249-265.
- 加藤内藏進,2013:季節サイクルの中での豪雨災害ポテンシャル理解へ向けた 日本の気候環境に関する教育(梅雨期の大雨を例に)。『生きる力をはぐく む学校防災』(学校防災研究プロジェクトチーム 編著(代表:藤岡達也)), 協同出版,82-98.
- 加藤内藏進・東伸彦,2013:豪雨の出現頻度に注目した梅雨降水の気候学的特徴に関する探求的授業の開発(日降水量データを用いた附属中学校での実践)。岡山大学教師教育開発センター紀要,**3**,17-26.

加藤内藏進・金政瑞穂・木下綾子・劉国勝, 2000: 衛星からみた梅雨前線帯と

水収支過程(1993年の冷夏・多雨に注目して)。月刊海洋, 32, 345-351.

- Kato, K. and Kodama, Y., 1992: Formation of the Quasi-stationary Baiu front to the south of the Japan Islands in early May of 1979. J. Meteor. Soc. Japan, 70, 631– 647.
- 加藤内藏進・劉国勝・森昌彦・武田喬男・牧原康隆, 1997: 1993 年冷夏時の梅雨前線活動と水循環。気象研究ノート, 189, 72-87.
- Kato, T., 2005: Statistical study of band-shaped rainfall systems, the Koshikijima and Nagasaki lines, observed around Kyushu Island, Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 83, 943-957.
- Kato, T., M, Yoshizaki., K, Bessho., T, Inoue., Y, Sato and X-BAIU-01 observation group, 2003: Reason for the failure of the simulation of heavy rainfall during X-BAIU-01 -Importance of a vertical profile of water vapor for numerical simulations-. J. Meteor. Soc. Japan, 81, 993-1013.
- Kawamura, R. and T. Murakami, 1998: Baiu near Japan and its relation to summer monsoons over south – East Asia and the western North Pacific. J. Meteor. Soc. Japan, 76, 619-639.
- 気象庁,2005: 異常気象研究レポート2005 近年における世界の異常気象と気 候変動~その実態と見通し~ (VII)。全383ページ.
- Kurashima, A. and Y. Hiranuma, 1971: Synoptic and climatological study on the upper moist tongue extending from Southeast Asia to East Asia, "Water Balance of Monsoon Asia" (edited by M. M. Yoshino), Univ. of Tokyo Press, 153-169.
- 蔵田美希・加藤内藏進・大谷和男,2012: 顕著な大雨日の出現状況に注目した 20世紀の梅雨降水活動に関する探求的授業の開発(九州の長崎を例に)。 岡山大学教師教育開発センター紀要,2,1-13.

Luo, H. and M. Yanai, 1983: The large-scale circulation and heat sources over the

Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979. Part 1: Precipitation and kinematic analysis. *Mon. wea. Rev.*, **111**, 922-944.

- Luo, H. and M. Yanai, 1984: The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979. Part 2: Heat and moisture budgets. *Mon. wea. Rev.*, **112**, 966-989.
- Matsumoto, J. and K. Takahashi, 1999: Regional differences of daily rainfall characteristics in East Asian summer monsoon season. *Geographical Review of Japan*, **72**, 193-201.
- Matsumoto, S., K. Ninomiya, and S. Yoshizumi, 1971: Characteristic features of "Baiu" front associated with heavy rainfall. *J. Meteor. Soc. Japan*, **49**, 267-281.
- Misumi, R., 1994: Variations of large-scale characteristics associated with the increment of Baiu precipitation around 1950. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 107-121.
- Murakami, T., 1959: The general circulation and water-vapor balance over the Far East during the rainy season. *Geophy. Mag.*, **29**, 131-171.
- Murakami, T., 1981a: Orographic influence of the Tibetan Plateau on the Asiatic Winter Monsoon circulation. Part1: Large-scale aspects. J. Meteor. Soc. Japan, 59, 40-65.
- Murakami, T., 1981b: Orographic influence of the Tibetan Plateau on the Asiatic Winter Monsoon circulation. Part3: Short-period oscillations. J. Meteor. Soc. Japan, 59, 173-200.
- Murakami, T. and H. Nakamura, 1983: Orographic effects on cold surges and lee-cyclogenesis as revealed by a numerical experiment. Part2: Transient aspects. J. Meteor. Soc. Japan, 61, 547-567.

Ninomiya, K., 1978a: Heavy rainfalls associated with frontal depression in Asian

subtropical humid region. Part 1: Synoptic-scale features. J. Meteor. Soc. Japan, 56, 253-266.

- Ninomiya, K., 1978b: Heavy rainfalls associated with frontal depression in Asian subtropical humid region. Part 2: Mesoscale features of precipitation, radar echo and stratification. *J. Meteor. Soc. Japan*, **56**, 399-413.
- Ninomiya, K., 1980 : Enhancement of Asian subtropical front due to thermodynamic effect of cumulus convections. *J. Meteor. Soc. Japan*, **58**, 1-15.
- Ninomiya, K., 1984: Characteristics of Baiu front as a predominant subtropical front in the summer northern hemisphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 880-894.
- Ninomiya, K., 1989: Cloud distribution over East Asia during Baiu period of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 639-658.
- Ninomiya, K., 1999: Moisture balance over China and the South China Sea during the summer monsoon in 1991 in relation to the intense rainfall over China. J. Meteor. Soc. Japan, 77, 737–751.

二宮洸三,2001: 『豪雨と降水システム』。東京堂出版,全247ページ.

- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1972: Medium-scale echo clusters in the Baiu front as revealed by multi-radar composite echo maps. *J. Meteor. Soc. Japan*, **50**, 558–569.
- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1973: Medium-scale echo clusters in the Baiu front as revealed by multi-radar composite echo maps (Part II). *J. Meteor. Soc. Japan*, **51**, 108–118.
- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1992: Multi-scale feature of Baiu, the summer monsoon over Japan and the East Asia. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 467-495.
- Ninomiya, K. and H. Mizuno, 1987: Variation of Baiu precipitation over in 1951-1980 and large-scale characteristics of wet and dry Baiu. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**,

115-127.

- Ninomiya, K. and H. Muraki, 1986: Large-scale circulations over East Asia during Baiu period of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 409–429.
- Ninomiya, K. and Y. Tatsumi, 1980: Front with heavy rainfalls in the Asian subtropical humid region in a 6-level 77km-mesh primitive equation model. *J. Meteor. Soc. Japan*, **58**, 172-186.
- Ninomiya, K., M. Ikawa, and T. Akiyama, 1981: Long-lived medium-scale cumulonimbus cluster in Asian subtropical humid region. *J. Meteor. Soc. Japan*, 59, 564–577.
- Murakami, T. and Huang, W. G., 1984: Orographic effects of the Tibetan Plateau on the rainfall variations over Central China during the 1979 summer. J. Meteor. Soc. Japan, 62, 895–909.
- Otani, K. and K. Kato, 2015: Decrease in Baiu precipitation and heavy rainfall days in late June of the 2000s in northwestern Kyushu, western Japan. *SOLA*, **11**, 10-13.
- 大谷和男・加藤内藏進,2015:1993 年を例とする梅雨最盛期の長崎における多 雨日の大気場─梅雨降水の質も含めた長期変化を捉える一つの視点とし て一。『生きる力を育む学校防災Ⅲ』(学校防災研究プロジェクトチーム 編著(代表:村田守)),協同出版,133-144(印刷中).
- Sato, N. and M. Takahashi, 2001: Long-term variations of the Baiu frontal zone and midsummer weather in Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 759-770.
- Takahashi, H., 1993: Synoptic condition over East Asia during the early-summer rainy season (Baiu season) from the point of view of the temporal continuity of rainfall in the southwestern part of Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 71, 611–632.
- 高橋信人,2009:前線分布でみた日本の季節進行とその近年における傾向。天気, 56,713-726.

- Tomita, T., T. Yoshikane, and T. Yasunari, 2004: Biennial and lower-frequency variability observed in the early summer climate in the western North Pacific. J. *Climate*, 17, 4254–4266.
- Ueda, H. and T. Yasunari, 1996: Maturing process of the summer monsoon over the western North Pacific: A coupled ocean/atmosphere system. *J. Meteor. Soc. Japan*, 74, 493-508.
- Ueda, H., T. Yasunari and R. Kawamura, 1995: Abrupt seasonal change of large-scale convective activity over the western Pacific in the northern summer. J. Meteor. Soc. Japan, 73, 795-809.
- 安成哲三(編集), 1997: 『1993 年/94 年夏の異常気象の解明』。気象研究ノート, 189, 全 290 ページ.
- 吉野正敏・甲斐啓子, 1977:日本の季節区分と各季節の特徴。地理学評論,50, 635-651.
- Yoshizaki, M., T, Kato., Y, Tanaka., H, Takayama., Y, Shoji., H, Seko., K, Arao., K, Manabe and Members of X-BAIU-99 observation., 2000: Analytical and numerical study of the 26 June 1998 orographic rainband observed in western Kyushu, Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 78, 835-856.