1982年7月23-24日の九州豪雨を伴った梅雨前線低気圧の事例解析

第Ⅱ部:低気圧内の小規模循環系・降水系

二 宮 洸 三*

要 旨

1982年7月23-24日の九州豪雨を伴った中規模(メソ-α-規模)梅雨前線低気圧内の小規模(メソ-β/γ-規模)循 環系・降水系を主として観測データを用いて調べた.

23-24日に対馬海峡に位置した低気圧の暖域内で引き続いて発生した対流性降水系が雲クラスターを維持し豪雨 をもたらした.低気圧内に幾つかの小規模循環系が発生した.そのうち,低気圧中心の東側の九州北西部で23日06 時(UTC)頃に観測された小低気圧(メソβ規模)は豪雨に先行して出現した.降水系は線状または塊状の形態を 示し,シアー・ゾーンを伴っていた.衛星雲画像は九州西方海域で次々に出現した対流系が既存の雲域に併合し, 雲クラスターを維持したことを示した.本事例を先行事例報告の結果と比較した.多くの事例では低気圧内の複数 の降水系が豪雨をもたらしていたが,その状況は事例によりかなり異なる.

1. はじめに

1982年7月23-24日に発生した九州豪雨に関した幾 つかの先行研究は、豪雨を伴った梅雨前線中規模(メ ソα規模)低気圧(以下、低気圧)の内部構造やメソ β/γ規模降水系の実態を調べている.

荒生(1982, 1986)は、長崎県内の降水系の発生・ 移動を解析し、「特定地域における豪雨セルの発現・停 滞が記録的降水量をもたらした」と報告した。長浜 (1984)は豪雨の局地解析を行い、「低気圧内の線状降 水域の付近で気圧が下降し、線状降水系に伴って地上 風シアー・ラインが形成された」と報告した。嬉野 (1984a, b)も、毎時雨量分布図によって豪雨の降水 系の移動を解析し、地上風流線解析により線状レー ダ・エコーに伴う顕著な地上風シアー・ラインを検出 した。

Ogura et al.(1985) は九州豪雨の特徴を「豪雨は対

* K	ozo NINOMIYA,	無所属.	
k	nino@cd.wakwak.	com	
			 月26日受領一

-2021年6月12日受理-

© 2021 日本気象学会

馬海峡の低気圧から南東に伸びる温暖前線近傍で発生 した.豪雨初期には降水バンドが南下し豪雨をもたら し、その後長崎近傍でバンドが停滞し線状構造から塊 状に変化し、海上で発生した降水系は長崎付近で併合 した.豪雨の過程は線状エコー、停滞・塊状・再組織 化、熊本の豪雨の3期間に分けられる」と述べた.

本報告第 I 部の二宮(2021)は,1982年7月九州豪 雨をもたらした梅雨前線低気圧の特徴と発達過程を解 析した(第3節参照)が,低気圧内部の循環系・降水 系などは充分に調べられていない.本報告(第Ⅱ部) ではこの低気圧のメソβ規模内部構造と降水系を主と して観測データを用いて調べる.

2. 使用した観測データ・解析図・再解析データ

- (1) 日本および近傍の高層・地上観測データ
- (2) 九州の地域観測データ(AMeDAS データ)
- (3) 福岡(背振山)レーダ観測データ
- (4) 静止気象衛星(GMS) 赤外(IR) 雲画像
- (5) GMS で観測された雲頂黒体温度(TBB)分布図
- (6) 気象庁印刷天気図・現業天気図・その他解析図
- (7) 再解析データ (1.125° 格子): ERA40 (Uppala et al. 2005)

本解析で使用した高層・地上気象観測所を第1図に 示す.本文で言及する各観測点には国際地域-地点番 号を付したが,第1図及び第2図では「日本の国際地 域番号47」を省いている.第2図に九州の気象官署(国 際地点番号を付す)と地域観測所の位置を示す.なお, 時間は全て協定世界時(UTC,一部の図ではZと表 記)である.

576

3. 1982年7月23-24日の九州豪雨と低気圧

1982年7月23-24日の九州豪雨と低気圧に関する概 要を,二宮(2021)を引用して紹介する.すなわち「21



第1図 九州とその近傍の気象観測点.「日本の国際地域番号47」を省いた.





第2図 a) 九州の気象官署(国際地点番号を付す)と絹笠山地域観測所の位置. b) 九州の地域観測所.県名・地域名も記入した.

日中国大陸で発生した低気圧は発達しつつ東進し23-24日対馬海峡に達した.低気圧の暖域で雲クラスター が持続した.低気圧暖域東側の九州上の強い水蒸気傾 度は"温暖前線的"な状態を示し,低気圧の前方に南 風下層ジェット・強い渦度・上昇流が発現した.22-25 日の期間に低気圧の構造が変化した:22-23日(低気圧 最盛期)には地上低気圧,925hPa 渦度中心,700hPa 上昇流の中心位置は近接していたが24-25日(低気圧衰 弱期)には、渦度中心・上昇流中心は低気圧の東方に 分離した.低気圧の衰弱と共に九州の降水も減少した」.

第3図aは22日12時,第3図bは23日12時,第3図 cは24日12時のERA40海面気圧解析図である.22日12 時には中国大陸の広い低圧域内で低気圧が発達しつつ 東進し,23日12時には対馬海峡に達し,中心気圧は~ 1000hPaに低下した.第3図には前線が記されていな いが,気象庁予報課解析図(図示せず)では低気圧か ら南東に伸びる温暖前線が九州上に位置していた.23 日にはオホーツク海高気圧から高圧域が低気圧東側に 伸びていた.25日以後,低気圧は高圧域に東進を阻ま れ西日本上空で衰弱した.24日12時には中国大陸(~ 35°N/115°E)で総観規模低気圧が発達し,中国大陸か ら東シナ海に低圧域が広がった.

第4図は九州の24時間降水量分布図(22日15時-23日 15時,23日15時-24日15時,24日15時-25日15時)であ る.第4図では各地点の降水量を挿入図の記号で示し た.22日15時-23日15時では大きな降水量が長崎県で

> 観測された.23日15時-24 日15時では豪雨域は熊本県 に移動し,24日15時-25日 15時では豪雨域は鹿児島・ 宮崎県に移動した.

> 第5図は、47-800(厳 原)、47-817(長崎)、47-819(熊本)、47-824(人吉) の1時間降水量時系列デー タである。23日06時頃には 厳原で短時間降水ピークが 出現し、23日12時頃には長 崎でおよそ3時間にわたる 降水ピークが出現した、そ れ以後、熊本や人吉では数 時間間隔の降水ピークが出 現している。

4. 低気圧内部の気圧場・風速場の変動

ここでは低気圧内部の循環系の変動を調べる. 第6 図に34°N 緯線に沿う海面気圧の時間-経度分布を示 した. この図には47-184 (韓国, Jeju), 47-843 (福 江), 47-805 (平戸), 47-807 (福岡), 47-762 (下関), 47-755 (浜田), 47-741 (松江), 47-746 (鳥取), 47-750 (舞鶴) の6時間間隔の観測値が記入されている. 地上風速は風矢羽根 (1矢羽根:5 m s⁻¹) で示した. 低気圧の最低気圧 (~996hPa) は47-184で23日00-06 時に観測され, その後低気圧は東へ移動し25日00時に は134°E 近傍で衰弱した.

第7図に130°E 経線に沿う海面気圧の時間―緯度分 布図を示した.この図には47-138 (韓国, Pohang), 47-153 (韓国, Pusan), 47-800 (厳原), 47-805 (平 戸), 47-817 (長崎), 47-823 (阿久根), 47-827 (鹿児 島), 47-837 (種子島)の3時間間隔の観測値が記入さ れている.地上風速は風矢羽根(1矢羽根:5m s⁻¹) で示した.第7図では23日06時-24日09時には,低気圧 は~1000hPaの低圧域として34°N近傍に認められる. 低圧部の移動速度は遅く,第7図では長時間にわたっ て低圧域が存在している.

低気圧内部に幾つかの小規模循環系が見られた.特 に注目されるのは低気圧中心に先行した小低気圧 A である.この小低気圧は23日06時に47-805(平戸)で 観測され、その近傍で気圧が下降している.23日12時 には34°N 近傍の気圧極小 B,23日18時には34°N 近傍 の低気圧中心から32°N 近傍に伸びる小トラフ C,24日 12時には32°N 近傍の低気圧本体の西部から伸びる小





第4図 24時間降水量分布図.各地点の降水量を挿入図の記号で示した.a) 22日15時-23日15時,b) 23日 15時-24日15時,c) 24日15時-25日15時.

トラフ D, 24日18時には小トラフ E が通過している.

第7図で見られた小擾乱の幾つかを第8図の地上気 圧分布図で確認する.第8図aは23日06時,第8図b は23日12時,第8図cは23日21時,第8図dは24日12 時の地上天気図である.第8図には地上風速を風矢羽 根記入(1矢羽根:5ms⁻¹)で記入した.第8図では 気象官署のデータを使用している(気圧観測は気象官 署のみ).





第8図a(23日06時)では、低気圧中心のおよそ 250km 東方の47-805(平戸)に小低気圧A(999hPa) が出現し、小低気圧の東側で大きな気圧傾度が見られ る.第8図aには前3時間気圧変化量も示した.小低 気圧に伴う著しい気圧下降が観測されている.なお ERA40とJRA55では小低気圧スケールの気圧下降域 は検出されていない(二宮 2018).

第8図b(23日12時)では低気圧中心のおよそ200km 東方に低圧部Bがある.23日21時の第8図cでは、低 気圧中心は47-800近傍に達し、朝鮮半島南部では東風 が観測されている.低気圧中心から延びる小トラフC が長崎県を経て九州中部西岸に達し、その南西側では 南風が北東側では北東風が卓越している.第8図d(24 日21時)では、熊本県西岸に伸びる小トラフDと、そ れに伴うシアー・ラインが認められる.

次に上層風の変動を調べる.第9図aは47-807(福岡),第9図bは47-827(鹿児島)の6時間間隔の高層風観測データのlog pー時間分布図である.なお福岡・鹿児島は豪雨域外に位置していた.福岡では23日06時に~27m s⁻¹の南風下層ジェットが800hPa近傍に観測されている.47-807の下層ジェットは第7図aの小低気圧Aと同時的(23日06時)に発現した.鹿児島では24日06時に南西風極大が観測された.なお両地点では上層の最大風速は22日12時に観測された.

6時間間隔高層風観測(第9図)を補うために,第 10図に島原半島の絹笠山(地域観測所,第2図参照: 標高849m,風速計の高さ10m)の気温・降水量・風速



"天気" 68. 11.

の1時間間隔観測の時系列 データを示す. 絹笠山にお ける大きな降水量は23日09 時-24日09時の期間に観測 された. この期間には顕著 な降水の短時間変動が見ら れるが強雨に伴う急激な気 温低下は見られない. 3回 の風速極大は23日03時-09 時,23日21時頃,24日09時 頃に観測されている.低気 圧暖域内の急激な気温上昇 (23日18時頃)は,南西風の 増大と共に発現している.

第3節および第4節で調 べた低気圧内部変動の時間 的経過を第1表に纏めた.

5. 降水系とそれに伴 う気象要素の変動

降水系に伴う気象要素の 変動を調べるためには1時 間間隔の気圧観測データが 必要であるが、1982年には 気象官署の気圧観測は3時 間間隔であった.本調査で は長浜(1984)に記載され ている23日00時-24日00時 の47-800 (厳原). 47-805 (平戸), 47-813 (佐賀), 47-817 (長崎). 47-819 (熊 本). 47-815 (大分). 47-824 (人吉)の毎時気圧自記 観測データを使用した(観 測点の位置は第2図参照). 第11図に代表例として. 47-800 (厳原), 47-805 (平 戸). 47-817 (長崎). 47-819 (熊本)の風速・降水 量・気温・気圧の時系列 データを示した.

小低気圧 A の通過時の 23日06-09時の状況を観察 する.47-800では気圧下降



第8図 地上天気図.地上風速は風矢羽根(1矢羽根:5ms⁻¹)で示す.a)06
 時,b)23日12時,c)23日21時,d)24日12時.a)の点線は前3時間気
 圧変化の等値線を示す.



第9図 a) 47-807(福岡), b) 47-827(鹿児島) の6時間間隔の高層風観測デー タの log p-時間分布図.



第1表 低気圧内部変動の時間的推移の要約.

-					
日	時間	低気圧の内部変動			
23	~ 06	小低気圧 A, 福岡の下層南風極大			
	~ 09	長崎の降水極大			
	~ 12	低気圧北東部の小低圧部 B			
	~ 18	トラフC,絹笠山の下層南西風極大・気温上			
		昇			
	~ 21	熊本の降水極大			
24	~ 09	トラフ D, 絹笠山の下層南西風極大・降水極			
		大			
	~ 21	トラフ E, 人吉の降水極大			
循	循環系 A. B. C. D. Eについては第7図参照.				

第11図 風向・風速,降水量,気温,気圧の時系列データ.長浜(1984)による毎時気圧データを使用した.a) 47-800(厳原),b) 47-805(平戸),c) 47-817(長崎),d) 47-819(熊本).

はおよそ1hPa で降雨極大 とほぼ同時的に発現してい る. 47-805では気圧下降は およそ5hPaと大きく、降 雨極大とほぼ同時的に観測 されている、平戸における 気圧下降は線状エコーの付 近で発現している

(後出の 第15図a参照). この両地点 での降水極大時における気 温下降はおよそ0.5℃.気 圧上昇はおよそ1hPaで あった. 両地点で小低気圧 の通過に伴い風速が増加し た. 47-817では小低気圧通 過時の気圧下降・風速増加 は顕著であった. 降水極大 は気圧極小におよそ2時間 **遅れ.**およそ2℃の気温下 降と1hPa 程度の気圧上昇 を伴っていた. 47-819では 小低気圧通過時に気圧下降 は見られるが、それに伴う 風速と降水の極大は見られ ない

低気圧北東部の低圧域 B は第11図の外側を通過して いるので観察されていな い.低気圧中心から伸びる トラフ C の通過は23日18-21時に観測された.47-800 と47-805では、気圧の小さ

"天気" 68. 11.



第12図 局地天気図. 風速は風矢羽根(1矢羽根:5 m s⁻¹)で示す. 1時間降水量等値線は20mm 間隔. a) 23日
 06時, b) 23日12時, c) 23日16時, d) 23日21時, e) 24日12時, f) 24日20時.

な極小に伴った風速の増大が見られるが,降水極大は 2時間後までには見られない.47-817では,気圧極小, 南西流の増加,気温上昇が同時的に発現しているが, 降水極大は観測されていない.47-819では,気圧極小, 南西流の増加,降水極大が同時的に発現している.こ の様に顕著な気圧変動は狭い領域で限定的に観測さ れ,気圧・気温・風速・降水変動の関係は地点ごとに 異なっている.なお小擾乱 D, Eの通過は,第11図で は示されていない.

次に,降水系と風速場の関連を気象官署データ・地 域観測データによって調べる.なお,地域観測所の風 速計設置高度は7-10mで気象官署のそれよりも低い. 第12図 a~f にそれぞれ,23日06時,12時,16時,21時, 24日12時,20時の局地天気図(風速と前1時間降水量 を記入)を示す.風速は風矢羽根(1矢羽根:5 m s⁻¹) で示した.

23日06時,12時の局地天気図は、小低気圧 A の通過 前後の状態を示す.北東から南西に伸びる線状降水系 が九州北西沿岸から長崎半島に移動している.この線 状降水系はレーダ観測でも示されている(後出の第15 図 a, b).線状降水系の南側では南風が強く,線状降 水系に伴う低気圧性シアー・ゾーンが見られる.

23日16時,21時の局地天気図は低気圧から南に伸び るトラフCの通過前後の状態を示す.楕円形の降水域 が長軸の方向を変えつつ長崎県南部から熊本県中部に 移動している.16時には降水域の東側で東風が,西側 で南西風が観測された.21時には降水域の北東側で北 東風が,南側で南西風が卓越し,降水域は地上風のシ アー・ゾーンに伴っていた.

24日12時の局地天気図は低気圧の西部分から南に伸びる小トラフDの通過前後の状態を示す.この小トラフの南西側では強い南西風が観測された.この降水域も地上風のシアー・ゾーンに伴っていた.

24日20時の局地天気図は、低気圧の通過後に見られ た小トラフEの通過前後の状態を示す. 32°N 緯度線 に沿う降水ゾーンは北側の北西風と南側の南西風によ るシアー・ゾーンを伴っていた.

第12図は降水域に伴うシアー・ゾーンを示している が、両者の因果関係は確定できない.風速場は収束を 通じて降水に影響を与えるが、降水に伴う風速変動も シアー・ゾーンの形成に寄与するであろう.観測デー タからは強降水域における顕著な気温下降・気圧上 昇・降水域からの寒気流出流は確認できない.

第8図では気象官署の風速・気圧データを使用し, 第12図では地域観測所を含めた風速・降水データを使 用している.第8図と第12図のデータ空間密度は異な り気圧系と降水系の関係は確認しがたい. 系の移動が適切に解析された.」

本調査も以下の手順によって降水系の移動を解析す る.手順1:各観測点の降水量データ時系列から時間 的極大を検出する(複数の場合もある).手順2:各時 間において検出された極大地点の降水量を天気図に記 入して降水系の位置を求める.手順3:毎時の降水系 の位置から移動を解析する.この手順で得られた結果 を第13回,第14回に纏めて図示する.第13回に九州豪 雨前半期の長崎県近傍の降水系の移動を,第14回に九 州豪雨後半期の九州中・南部の降水系の移動を示す. これらの図では降水系が検出された時刻(UTC=Z時) を付し,降水極大値は第13図挿入図の記号で示す.

第13図 a は23日05-12時の期間の降水系の状況を示 す. この時期のレーダ観測(第15図 a, b 参照)は対 馬海峡海域を北東から南西に伸びる線状エコーの南東 進を示している. この線状エコーに伴う降水極大が 05-06時には対馬で,07時には五島列島で,08時には壱 岐島と平戸島で観測された.線状エコーはその後九州 北西部に移動し,09-10時に最大の降水量が九州西岸 近傍に見られた. その後降水系の形状は線状から非線 状(以下,塊状)に変化し,長崎半島から島原半島に 東進した.

第13図 b は23日13-14時の降水系の状況を示す. 13 時には長崎半島で新たな塊状降水系が発現し南東に移

6. 降水系の移動・変化

第6節では降水系の移 動・変化を調べる.二宮 (2011) は下記の「降水系の 移動・変動の解析方法|を 提案している:「降水デー タの時間・空間分解能が 個々の降水系を分離識別す るには不充分な場合に毎時 降水量分布図上の降水最大 地点を追跡すると移動経路 が誤認識される. 各地点の 時系列データに見られる時 間的降水極大(天気図上の 最大降水地点とは限らな い)の出現時刻の等時線解 析で降水システムの移動を 調べることが適切である. この方法によって1968年8 月17日の飛騨川豪雨の降水



第13図 時系列データから得られた降水極大の等時線解析で示された九州豪雨前
 半期の降水系の移動と変化.降水量極値は挿入図の記号で示す.○,●,
 △,▲は連続した1時間おきの位置を示す.降水系の位置に時刻(UTC=
 Z)を付す.a)23日05時-12時,b)23日13時-14時,c)23日12時-17時,
 d)23日18時-19時の状況.

動して15時には天草島北部に達しそこで消滅してい る.第13図cは23日12-17時の降水系の状況を示す.13 時に長崎県北部に新たな線状降水系が発現し,17時に は天草島-熊本県西部に移動した.

第13図 d は23日18-19時の降水系の状況を示す.前述の線状降水域の通過後,天草島上で新たな塊状降水系が発現し東進し,およそ1時間後に衰弱した.

九州豪雨前半期には複数の線状あるいは塊状の降水 系が九州北西部で相次いで発達し,大きな降水量と時 間的変動をもたらした.

第14図 a は23日18-24日00時の降水系の状況を示す. 23日18時に長崎県中部で発現した降水系は島原半島を 経て(19時)東進し21-23時には線状に変化し,熊本県 北部を経て大分県に達している.22-23時には,この降 水系の北側の佐賀県一福岡県にも降水系が発生したが 短時間で消滅した.

第14図 b は24日08-14時の降水系の状況を示す.08-09時に天草島―島原半島で発生した降水系は東進して 熊本県上に移動し、10時には北東から南西に伸びる線 状降水系に変化し、12-13時には塊状に縮小しつつ宮崎 県に達した.さらに14時には宮崎県中部の沿岸部に新 しい降水系が発生している.

第14図 c は24日18-23時の降水系の状況を示す. 18-19時に鹿児島県北西部から熊本県南部に伸びる線状降 水系が発生し、21時には宮崎県に移動した. その後22

21 Z/23

131F

00 Z/24

第14図 時系列データから得られた降水極大の等時線解析で示された九州豪雨後 半期の降水系の移動と変化,降水量極値は挿入図の記号で示す.○.●.

△,▲は連続した1時間おきの位置を示す.降水系の位置に時刻(UTC=

Z) を付す. a) 23日18時-24日00時, b) 24日08時-14時, c) 24日18時-23

時には, 鹿児島県から東北東に伸び宮崎県に達する線 状降水系が検出され, 22時には鹿児島県・宮崎県南部 にも塊状降水系が発生している.

九州豪雨後半期にも複数の線状あるいは塊状の降水 系が九州中一南部で相次いで発現した.

本調査では福岡(背振山)レーダ観測データを使用 した. 1982年にはレーダ・データのデジタル処理・地 形性エコーの除去処理はなされていない. レーダ観測 所では PPI(Plan Position Indicator)上のエコー分布 を地図に転写し FAX で各地気象台に送信していた. 本調査では FAX 原稿図コピーを使用した. 第15図は 九州豪雨期間の代表的なエコー分布図である. 黒塗り 部分は強い(S) エコー(1時間降水量16-64mmに相 当), ハッチ部分は中程度(M) エコー(4-16mm)を 示す.

第15図 a から d (それぞれ, 23日07時, 08時, 11時, 12時) は第13図 a の降水系に対応するエコー分布図で あり九州北西海域から南東進する線状エコーが長崎半 島付近で停滞し塊状エコーに変化する過程を示す.

第15図 e および f (それぞれ,23日15時,19時) は 第13図 c, d, 第14図 a の降水系に対応するエコー分布 図であり,長崎県南部・島原半島・天草島および熊本 県の降水系に対応するエコー域を示している.

第15図gおよびh(24日19時,20時)は第14図c,d の降水系に対応するエコー分布図であり,九州中一南

部の線状降水系の線状エ コーを示している.

幾つかのSエコー頂高度 は RHI (Range-Height Indicator) により測定され ている(図は省略). 多くの エコー頂高度は8-11km で あったが,豪雨ピーク時の 長崎近傍のエコー頂高度は 16km 程度に達していた. 豪雨極大時には雲頂黒体相 当温度は -70° C(高度約 15km に相当,図は省略)以 下に低下していた.

第6節で調べた降水系の 時間的推移を第2表に要約 した.九州豪雨期間には複 数の降水系が引き続いて発 生・消滅した.その発生・



時の状況.

a)

b)

33N

32N





第15図 九州豪雨期間の代表的なエコー分布図.黒塗部分は強いエコー(1時間降水量16-64mm), ハッチ部分は 中程度エコー(4-16mm)を示す.a) 23日07時(UTC), b) 23日08時, c) 23日11時, d) 23日12時, e) 23日15時, f) 23日19時, g) 24日19時, h) 24日20時.

第2表	低気圧内部の降水系の時間的推移の要約

日	時間	降水系の時間的変化
23	-06-	線状降水域南下
	-09-	線状降水域南下:長崎半島に
	-12-	塊状降水域:長崎半島一島原一天草
	-15-	線状降水域:長崎北部一島原一天草
	-18-	塊状降水域:天草
	-21-	線状降水域:長崎一熊本
24	-00-	小線状降水域:福岡県
	-03-	
	-06-	
	-09-	線状降水域:島原一熊本県
	-12-	同上南下:熊本県南部一宮崎県
	-15-	
	-18-	線状降水域:熊本一宮崎一鹿児島県
	-21-	線状降水域:宮崎一鹿児島県

消滅の機構・原因は不明である.

7. 静止衛星観測データから見た九州豪雨

第7節では、九州西方海域上の状況を1-1.5時間間 隔の静止衛星赤外(IR) 雲画像によって調べる. 第16図に九州豪雨前半の雲画像を示す. 第16図 a は 23日00-09時の画像である. 22日23:31の画像では雲ク ラスターの雲域が広がっている. 雲域は23日02:31に は縮小し,04:05の画像では九州北西海上(雲クラス ターの北縁)に積乱雲の雲列(第15図 a の線状エコー に対応)が見られる.05:31には既存の雲クラスター の西側で新たな雲域が出現し,08:27まで持続してい る. この期間の雲頂黒体温度は-70°C以下に低下して いる(図は省略).

第16図 b は23日10-19時の画像である. 10:31に朝 鮮半島南方海上で現れた対流雲域は急速に拡大し, 13:05-14:01に既存のクラスター西部に接近・合流し ている. この時点で長崎県南部では塊状エコー(第15 図 c, d に対応)が観測された. この後の17-19時には, クラスターの雲域は縮小しているが, 島原-天草島域 では塊状エコー(第15図 e, f に対応)が観測されてい る. 第16図の雲画像に見られた雲システムの時間的推 移を第3表に纏めた.

第17図に九州豪雨後半期の雲画像を示す.第17図 a は23日21時-24日05時の雲画像である.20:27,22:

"天気" 68. 11.

584

01, 23:31には、 雲クラスター西部に対流雲域が見ら れ、 熊本県北部で強い降水(第14図 a に対応)が観測 されている.23日20時-24日06時の期間には雲クラス ターの南南西の東シナ海に小クラスターが列状に並ん でいる.これらの雲域の通過時には九州西岸で降水の 副次的極大が観測されている.

第17図 b は24日08時-23 時の雲画像である.この期 間には第17図 a に見られた 列状小クラスターは消滅し 主クラスターの西側部分の 対流雲域が九州南部一南西 部に見られる.この期間に は熊本県一鹿児島県上で明 瞭な線状降水域・エコー域 (第14図 c),第15図 g, h参 照)が観測された.第17図 の雲画像に見られた雲シス テムの時間的推移を第4表 に示す.

第16.17図,第3表,第 4表に示したように、九州 西方海域で次々と発生した 対流雲域が既存の雲域に接 近・併合して雲クラスター を維持し、対流雲群の発生 位置の南下が雲クラスター 全体の南下を引き起こし た. すなわち, 対流雲群は 23日00-03時には対馬近傍 で. 23日03-06時 に は 五 島・長崎半島西岸で.23日 09-13時には長崎半島·天 草西岸で,23日15-18時に は熊本県南部・鹿児島県北 部西岸で.24日00-06時で は鹿児島県南部西岸で発達 し同時に雲クラスターも南 方に移動した.

8. 先行の豪雨研究との比較

梅雨期の豪雨に関する幾 つかの先行研究は中規模低 気圧のメソスケール内部構造と降水系を調べている. 以下,先行研究報告と本事例調査と比較する.

8.1 諫早豪雨(1957年7月25-26日)との比較

この豪雨に関する Syono *et al*.(1959a, 1959b)の事 例解析は、以下の様相を示している:「25日21時に対馬 海峡に位置した低気圧が豪雨をもたらした、豪雨域の



第16図 九州豪雨前半期間の~1時間間隔の IR 雲画像. a) は23日00時-09時の画 像, b) は23日10時-19時の画像.各画像に観測時刻を記入した.

第3表	第16図の)雲画像に	見られ	れた雲ク	ラス	ター	に関連す	る状況変化.
-----	-------	-------	-----	------	----	----	------	--------

図番号	日/時:分	雲クラスターの状況
第16図 a	22/23:31	九州に広い雲域
	23/02:31	九州北西海域で雲域縮小. 雲域北縁に Cb 雲列出現
	23/04:05	Cb 雲列さらに発達
	23/05:31	九州北西海域で、対流雲域発現
	23/07:05	対流雲域九州に接近
	23/08:27	対流雲域九州中部に南進, 衰弱
第16図 b	23/10:31	朝鮮半島南岸複数の Cb 雲域の発生
	23/13:05	Cb 雲域の発達東進. 東シナ海小クラスター列出現
	23/14:01	Cb 雲域が主クラスターに接近・併合
	23/15:31	雲域の南下・衰弱
	23/17:05	対馬海峡上で,新しい Cb 発生
	23/19:05	Cb 雲域九州上空に東進

南側の南西流と北一東側の北東流の間にシアー・ライ ンが発現した.線状降水系と後続の降水系との併合・ 停滞が見られた.」この論文では「副次的小低気圧」は 報告されていない.

8.2 1979年7月12-16日の雲クラスターとの比較 Ninomiya *et al.*(1981) はこの事例について次のよう



第17図 九州豪雨後半期間の~1時間間隔の IR 雲画像. a) は23日21時-24日05時 の画像, b) は24日08時-23時の画像. 各画像に観測時刻を記入した.

第4表 第17図の雲画像に見られた雲クラスターに関連する状況変化.

図番号	日/時:分	雲クラスターの状況
第17図 a	23/20:27	小クラスター列の東端で Cb 発生
	23/22:01	小クラスター列の東端の Cb 東進
	23/23:31	小クラスター列の東端の Cb 九州上空に
	24/01:05	小クラスター列の雲域東進. 九州上空の雲域持続
	24/02:31	同上
	24/05:31	同上
第17図 b	24/08:27	小クラスター列衰弱
	24/11:31	九州上空の雲域南東進
	24/15:31	対馬海峡域で2個の Cb 雲域発生
	24/17:31	Cb 雲域,九州上空の雲域を形成
	24/20:27	同上
	24/23:31	クラスター雲域南東進. 九州豪雨終息

に記述している:「12日にチベット高原東麓で雲クラ スターが発生し東進した. 雲域のサイズは中国東部で 最大に達しその後東シナ海域で縮小した. 14日には九 州近傍で再発達し, 雲頂は圏界面に達し同時に雲域は 縮小した. この時点で九州西部に豪雨(~100mm/h) が発現した」Ninomiya *et al.*(1988) はこの雲クラス

> ターの内部構造について次 の様に報告している:「雲 クラスター内には幾つかの メソスケール降水系が発生 した.特にクラスター西部 分(後面)の線状降水系は およそ3時間継続して強い 降水をもたらした.線状降 水系に沿って北西風と南西 風とのシアーラインが形成 された.」この事例では顕著 な降水系はクラスターの西 部分で発現していた.

> 8.3 1982年7月九州豪雨 についての先行研究

> 長浜(1984)は長崎豪雨 の局地解析を行い、「低気 圧内の線状降水系の付近で 気圧が急下降し、それに 伴って地上風シアー・ライ ンが形成された」と報告し ている.彼の解析図には 「気圧下降域」の周囲に狭い 高気圧域が検出されている が、それは気圧場の解析に 移動平均からの偏差値を使 用したために現れた「見か け上の高気圧域」である.

> 嬉野(1984b)も地域観 測データによる地上流線解 析を行い、「線状レーダ・エ コーに伴う顕著な地上風シ アー・ラインが発現した」 と記している.

> Ogura et al.(1985) は九 州豪雨の降水系の特徴を次 の様に指摘している:「豪 雨は朝鮮半島南岸の低気圧

> > "天気" 68. 11.

から南東に伸びる温暖前線近傍で発生した.豪雨前期 に線状降水系が南下し強い降水をもたらした.長崎近 傍で線状降水系が停滞し,塊状に変化した.海上で発 生した降水系の合流・併合が豪雨を持続させた.豪雨 の過程は,線状エコー,停滞・塊状,再組織化・熊本 の豪雨の3期間に分けられる.」彼らが示した壱岐の観 測データは気圧下降が23日07時頃の降水極大に先行し ていたことを示すが,「副次的小低気圧」としては記述 されていない.

荒生(1986)は10分間降水観測データを用いて,長 崎豪雨の特徴を解析し,「沿岸地域における豪雨セル の発現・移動・停滞が記録的降水量をもたらした」と 報告した.しかし,降水セルの移動・停滞を議論する には観測の水平分解能は不充分だと思われる.

8.4 九州豪雨の数値実験との比較

Nagata and Ogura (1991) は、気象庁の42km 格子 プリミティブモデル(古賀・山岸 1984) に「降水粒子 からの蒸発のパラメタリゼーション」を加えて九州豪 雨の数値実験を行い、下層ジェット生成に及ぼす降水 の効果を論じたが、「小低気圧」には言及していない.

8.5 降水帯に伴う副次的小低気圧と気圧下降

梅雨前線低気圧内の「副次的小低気圧」の先行報告 はないが、台風のレイン・バンドに伴った気圧下降 (pressure dip:PD)事例は報告されている. Matsumoto and Okamura (1985)は台風8124号に伴うPDを 解析し、それが内部重力波であると述べている. 筆 保・塚本(2000)は台風9810号に伴うPDを観測記録 に基づいて解析し、次の様に記述している:「台風進行 方向西側の九州南部一四国地方で1-7hPaのPDが観 測された. 台風進路の近傍でPDに先行してレイン・ バンドに伴う気温下降・強雨・突風・気圧の急上昇が 見られた. PD発生時には2km高度付近に低リチャー ドソン数の層が観測され、~2kmより下層では東風、 上層では南風であった.気圧急昇はレイン・バンドに 伴う現象でありPDはそれに励起された内部重力波と 考えられる」

「九州豪雨の小低気圧」は台風域内 PD に類似してい るが、気圧極小が降水極大に先行している点において 筆保・塚本(2000)の台風内の PD とは異なるが、そ の成因は不明である.

8.6 メソ降水系に関する先行研究との比較

石硯ほか(1974)は梅雨期九州豪雨の多様なメソ降 水系の事例を報告している.線状降水系については, その出現位置・走向・長さ・継続期間・降水量・環境 場等は事例毎に多様であると述べている.

1990年代以後になされた線状降水系の幾つかの研究 とも比較する.Kato (2006)は1999年6月29日の事例 解析とメソモデル実験を行った.対馬海峡上の低気圧 に伴う寒冷前線南側の南西流域中発生した線状降水系 (走行:南西-北東)が九州北部に豪雨(積算値~ 200mm)をもたらした.この論文は、「メソ対流系と 対流セルの階層構造」を指摘している.

Hirockawa et al. (2020) は2009-2018年暖候期の豪雨 に伴ったメソ降水系の統計的解析を行った.彼らは降 水系を「停滞性線状」,「線状」,「その他」に大分類し て調査した.「停滞性線状」の事例の多くは梅雨前線な どの停滞前線近傍で発現していた.

Araki et al.(2021)は2020年7月初旬の九州豪雨に 伴った停滞性線状降水系の特徴を調べている.この事 例では梅雨前線低気圧は九州北西海域上にあり、それ に伴った停滞前線南側で降水系が持続した.重要な環 境条件として、南側からの高湿度気流の侵入と上空の 寒気侵入が指摘されている.

2012年8月13-14日の宇治豪雨事例(石原・寶2018) とも比較する.この期間,低気圧は北海道付近にあり, そこから伸びる停滞前線は太平洋高気圧北縁に位置し ていた.およそ12時間中に6個の線状降水系が出現 し,形態はバックビルデング型,バック・サイドビル デング型,スコールライン型と多様であった.

上記の幾つかの報告に共通しているのは低気圧南側 の南西流中における停滞性線状降水系の発現であり, 本報告の,7月24日の熊本・鹿児島豪雨事例に類似し ている.しかし23日の長崎豪雨は,低気圧中心前方で 発現した移動性降水系によってもたらされている.

9.残された問題

9.1 豪雨域風上域における降水系の発生過程

本事例では「雲クラスターはその西方海上で新たに 発生した対流雲群の既存のクラスターへの併合によっ て維持され、対流雲群の発生位置の南下が雲クラス ターの南下を引き起こしていた」.しかし、海上での対 流群の発生時刻・発生位置を決定する要因の説明・解 明は残された課題である.

9.2 豪雨域における降水系の発生・消滅

九州豪雨期間には,複数の降水系が引き続いて発 生・消滅していた.その発生・消滅の原因・機構の説 明・解明は今後に残された問題である.

9.3 地域観測所の風速観測

本報告第12図では、気象官署と地域観測所の風速 データを併用している.地域観測所の風速計設置高度 は7-10mで気象官署のそれよりも低い.風速計の高 度により風速は異なるので第12図では定性的観察にと どめた.観測高度の異なる風速データを定量的解析に どの様に使用するかは今後の検討課題である.

9.4 九州豪雨と地形の影響

Yoshizaki et al.(2000)は1998年6月26日の「南西-北東に伸びる線状降水系(長崎ライン)」に及ぼす地形 効果を議論した.彼らは数値実験により長崎半島が積 雲セル強化に必要な環境場を生成し,線状降水系の特 定地域における持続に寄与すると説明している.一 方,本事例では海上の対流雲群の発生位置の南下が豪 雨域の南下を引き起こしていた.海域における対流群 発生位置の説明は残された問題である.

9.5 豪雨の観測的事実の記録の重要性

先行研究はそれぞれの観点から特定の事象を論じて おり,豪雨の全体像が理解し難い.豪雨の実態の理解 には多くの豪雨事例の観測事実の集積が必要である.

10. まとめ

1982年7月23-24日の九州豪雨を伴った梅雨前線中 規模低気圧内の小規模循環系・降水系の様相を主とし て観測データに基づいて調べた.その結果は下記によ うに要約される.

- (1) 22日中国大陸で発生した低気圧は23-24日に対馬 海峡に達した.低気圧暖域内で発生した複数の対 流系が雲クラスターを維持し豪雨をもたらした.
- (2) 23日-24日の期間,低気圧内に幾つかの小規模循環系が検出された。特に注目されるのは低気圧の中心に先行して23日06時に九州北西部で発生した副次的小低気圧である。その発生と同時的に対馬海峡域で線状降水系が南下し豪雨が始まり、小低気圧の東側で南風下層ジェットが形成された。
- (3)低気圧暖域内で小規模対流性降水系が引き続いて 発達した.各降水系の形態は線状または塊状と多 様で,発生後数時間で消滅していた.降水域には シアー・ゾーンが伴っていた.豪雨域における急 激な気温下降・気圧上昇は観測されなかった.
- (4)九州西方海上の状況を衛星赤外雲画像によって以下の様相が確認された:「雲クラスターはその西方海上で新たに発生した対流雲群の既存のクラスターへの併合によって維持され、対流雲群の発生

位置の南下が雲クラスターの南下を引き起こし た.」

(5) 1982年7月の九州豪雨の観測事実が、梅雨期豪雨の共通的様相なのか、この事例特有の状況なのかを先行報告と比較して確かめた、幾つかの豪雨事例では低気圧内のメソ降水系の引き続く発達が豪雨をもたらしていたが、寒冷前線・温暖前線近傍で発現する事例も見られた、環境場が類似していても降水系・降水量には差が見られた、「副次的小低気圧」の類似例は報告されていない。

謝 辞

観測データは1982年に気象庁予報部で収集した. 福岡(背振山)レーダ観測資料は福岡管区気象台観測課から提供頂いた. ERA40データの解析は2011年に海洋研究開発機構で行った. 査読者から有益なコメントを頂いた.

参考文献

- Araki, K., T. Kato, Y. Hirockawa and W. Mashiko, 2021: Characteristics of atmospheric environments of quasistationary convective bands in Kyushu, Japan during the July 2020 heavy rainfall event. SOLA, 17, 8-15, doi:10.2151/sola.2021-002.
- 荒生公雄,1982:気象.長崎大学学術調査団;昭和57年7 月長崎豪雨による災害調査報告.2-13.
- 荒生公雄,1986:10分間降水量からみた長崎豪雨の構造. 天気,33,17-26.
- 筆保弘徳, 塚本 修, 2000:台風9810号で観測された顕著 な pressure dip. 天気, 47, 443-451.
- Hirockawa, Y., T. Kato, H. Tsuguti and N. Seino, 2020: Identification of heavy rainfall areas and their characteristic features in Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 98, 835–857.
- 石原正仁, 寶 馨, 2018:2012年8月13, 14日に宇治市周 辺に発生した大雨:第1部 大雨をもたらした線状降水 帯群のメソ構造. 天気, 65, 5-23.
- 石硯 浩, 大神治之, 前田 宏, 豊丸秀仁, 菊池昌広, 原 口尚喜, 矢野謙三, 山口 敬, 島田次郎, 原崎信満, 田 中博章, 立石敏昭, 落水敏秀, 川野 茂, 井田利規, 中 田 勝, 山元 昇, 窪田光顕, 植田竜彦, 1974:九州豪 雨のレーダ解析, 気象庁技術報告, 86, 298-329.
- Kato, T., 2006: Structure of the band-shaped precipitation system inducing the heavy rainfall observed over northern Kyushu, Japan on 29 June 1999. J. Meteor. Soc. Japan, 84, 129-153.
- 古賀晴成,山岸米二郎, 1984:微格子日本領域予報モデル

(11L-VFM42)の開発. 天気, **31**, 403-410.

- Matsumoto, S. and H. Okamura, 1985: The internal gravity wave observed in the typhoon T8124 (Gay). J. Meteor. Soc. Japan, **63**, 37-51.
- 長浜宗政, 1984:長崎豪雨の局地解析. 気象庁技術報告, 105, 37-52.
- Nagata, M. and Y. Ogura, 1991: A modeling case study of interaction between heavy precipitation and a lowlevel jet over Japan in the Baiu season. Mon. Wea. Rev., 119, 1309–1336.
- 二宮洸三,2011:1968年8月17日に発生した飛騨川豪雨の メソスケール降水系.天気,58,305-316.
- 二宮洸三,2018:1982年7月23-24日九州豪雨時の梅雨前線 低気圧について見られた再解析データと観測データの相 違. 天気、65、417-423.
- 二宮洸三,2021:1982年7月23-24日の九州豪雨を伴った梅 雨前線低気圧の事例解析. 第I部:低気圧の発達と構造. 天気,68,131-148.
- 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.
- Ninomiya, K., T. Akiyama and M. Ikawa, 1988: Evolution and fine structure of a long-lived meso- α -scale convective system in the Baiu frontal zone. Part 2: Meso- γ -scale characteristics of precipitation. J. Meteor. Soc. Japan, 66, 351-371.
- Ogura, Y., T. Asai and K. Doi, 1985: A case study of a heavy precipitation extent along the Baiu front in northern Kyushu, 23 July 1982: Nagasaki heavy rainfall.

J. Meteor. Soc. Japan, 63, 883-900.

- Syono, S., K. Miyakoda, S. Manabe, T. Matsuno, T. Murakami and M. Okuta, 1959a: Broad-scale and small-scale analysis of a situation of heavy precipitation over Japan in the last period of Baiu season 1957. Japanese J. Geophys., 2, 219–236.
- Syono, S., K. Miyakoda, S. Manabe, T. Matsuno, T. Murakami and M. Okuta, 1959b: Broad-scale and small-scale analysis of a situation of heavy precipitation over Japan in the last period of Baiu season 1957 (abstract). J. Meteor. Soc. Japan, 37, 128-135.
- Uppala, S. M. *et al.*, 2005: The ERA-40 re-analysis. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., **131**, 2961-3012.
- 嬉野吉彦, 1984a:長崎豪雨の降雨の概況. 気象庁技術報 告, 105, 58-60.
- 嬉野吉彦, 1984b:アメダスによる地上流線解析. 気象庁 技術報告, 105, 62-64.
- Yoshizaki, M., T. Kato, Y. Tanaka, H. Takayama Y. Shoji, H. Seko, K. Arao and K. Manabe, 2000: Analytical and numerical study of the 26 June 1988 orographic rainband observed in western Kyushu, Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 78, 835–856.

資 料

- 気象衛星センター,1982:昭和57年7月豪雨気象衛星資料 集.気象衛星センター技術報告・別刷,56pp.
- 1982年7月気象庁印刷天気図・観測データ付表.
- 福岡管区気象台, 1984:昭和57年7月豪雨調查報告. 気象 庁技術報告. 105, 159pp.

A Case Study of the Baiu Frontal Depression associated with Intense Rainfalls over Kyusyu in 23-24, July 1982 Part II : Meso-scale Circulation and Precipitation Systems in the Depression

Kozo NINOMIYA

E-mail: knino@cd.wakwak.com

(Received 26 January 2021; Accepted 12 June 2021)

Abstract

Features of meso- β/γ -scale circulation and precipitation systems in the meso- α -scale Baiu-frontal

(BF) depression associated with Kyushu heavy rains in 23–24 July 1982 are studied mainly using observation data. The depression stayed over the Tsushima Strait in 23–24 July. Successive development of mesoscale convective systems sustained the cloud cluster in the warm-sector of the depression. During 23–24 July, several meso-scale circulation systems developed in the cloud cluster. Among them, a meso- β -scale depression, which formed around 06 UTC 23 to the east of the BF depression center, preceded the heavy rainfall event.

Meso- β/γ -scale precipitation systems developed successively in the depression. These precipitation systems are associated with wind shear lines. Satellite IR cloud images show the successive development of convective clouds over the sea to the west of Kyusyu. The marge of the new clouds with the preexisting cloud areas sustains the cloud cluster in the warm sector of the depression.

The features of this heavy rainfall event are compared with these in previous reports. In many cases, successive development of meso-scale precipitation systems in the depressions caused heavy rainfalls. However, features of meso-scale precipitation systems in depressions varied significantly in cases.

590