

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

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)梅雨前線低気圧の構造と発達過程を観測データ・再解析データに基づいて調べた。この低気圧は21日中国大陸(〜33°N, 105°E)の弱い傾圧場の中で降水を伴って発生した。発生期には低気圧は顕著な500hPaトラフを伴っていなかった。低気圧は発達しつつ東進し24日に対馬海峡に達し、低気圧暖域で持続した雲クラスターが豪雨をもたらした。23—24日にはオホーツク海高気圧から西方に伸びた高気圧域が低気圧の東側に停滞していた。低気圧の東縁辺に南風下層ジェット、水蒸気傾度、強い渦度、上昇流が発現した。25日以後、低気圧は高気圧域により東進を阻まれ衰弱し強い降水も終止した。本事例を先行研究で示された他の豪雨事例と比較した。豪雨を伴うトラフ・低気圧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(長崎豪雨とも呼ばれる)に関した先行研究では、豪雨に関連した梅雨前線中規模(メソ α 規模)低気圧の発達過程・特徴やメソ β - γ 規模降水系の実態が調べられている。

本報告の第 I 部は、この梅雨前線中規模低気圧の様相と発達過程について調査する。まずこの問題に関する先行論文について述べる。

福岡管区气象台(1984)には幾つかの報告が記載されており、長浜(1984a, b)は九州豪雨に関連した中規模低気圧とその環境場の特徴を次のように記述している:「北西太平洋の43°N/165°E付近に総観規模低気圧があり、オホーツク海高気圧が西方に伸びていた。500hPaの弱いトラフに伴った梅雨前線低気圧は中国東部と朝鮮半島南岸に位置していた。この低気圧の温暖前線の近傍で長崎豪雨が発生した。」

長谷川・二宮(1984)は静止気象衛星データから見た九州豪雨の特徴を次の様に記述している:「低気圧暖域前方のイサロバリック・ロー近傍に雲クラスターが発生し豪雨をもたらした。豪雨時には暖域前方に下層南南西風ジェットが出現した。豪雨時には雲クラスター雲頂の黒体相当温度が低下し、雲域は縮小した。クラスター内部には複数のレーダエコバンドが存在していた。長崎近傍の豪雨の終止後、後続の小クラスターが東進して九州中部の豪雨をもたらした。」

Ogura *et al.*(1985)は九州豪雨の特徴を次の様に記述している:「豪雨は朝鮮半島南岸の中規模低気圧から南東に伸びる温暖前線近傍で発生した。温暖前線近傍で強い南西流が侵入し、下層南風ジェット流が形成された。中規模低気圧は1000—700hPaで明瞭に認められた。豪雨域では条件付き不安定成層が見られたが、米国中西部の雷雨時ほど不安定ではなく、熱帯スコールラインの環境場に類似していた。豪雨直前に線状降水系が南下し、その中央部に強い降水が集中した。長崎近傍で線状降水系が停滞し、塊状降水系に変化した。海上で発生した降水系の合流・併合が見られた。豪雨の過程は、長崎豪雨期の線状降水系、塊状降水系の停滞、熊本豪雨期の3期間に分けられる。」

* Kozo NINOMIYA (無所属)。

E-mail : knino@cd.wakwak.com

—2020年7月1日受領—

—2020年11月6日受理—

上述の観測的研究は多くの知見を提供しているが、豪雨発生前、発生後の状況は十分に調べていない、東シナ海域の状態は観測データが無いため十分に解析されていない。本報告では1982年7月九州豪雨に関連した梅雨前線中規模低気圧の発達過程・構造を観測データと再解析データを用いて調べる。低気圧に伴う降水系については、本報告第II部で議論する。

2. 使用した観測データ・再解析データ・解析図

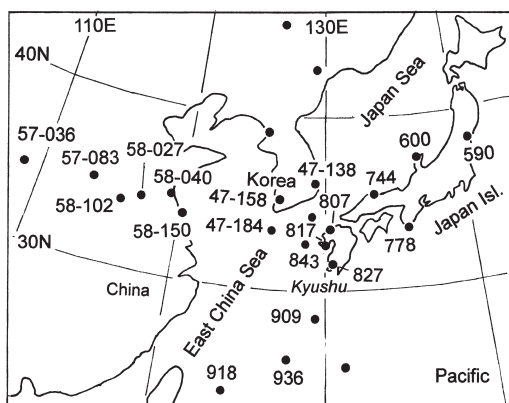
- (1) 日本およびその近傍の高層・地上観測データ
- (2) 日本の地域観測 (AMeDAS) 降水量データ
- (3) 再解析データ: ERA40 (Uppala *et al.* 2005: 1.125°格子データ, 6時間間隔)
- (4) 静止気象衛星 (GMS) 赤外 (IR) 雲画像
- (5) GMS 雲頂黒体温度 (TBB) 分布図
- (6) 気象庁印刷天気図・現業天気図, その他解析図

本解析で使用した高層・地上観測点を第1図に示した。本文で言及した観測点に国際地域一地点番号を付したが、「日本の観測点の国際地域番号47」を省いた。

二宮 (2018) は本事例について ERA40, JRA55 (Kobayashi *et al.* 2015) を観測データと比較し幾つかの差異を見出したが、ERA と観測データの整合性が比較的良好であったので本解析では ERA を使用した。

3. 1982年7月23–24日の九州豪雨と梅雨前線低気圧の概況

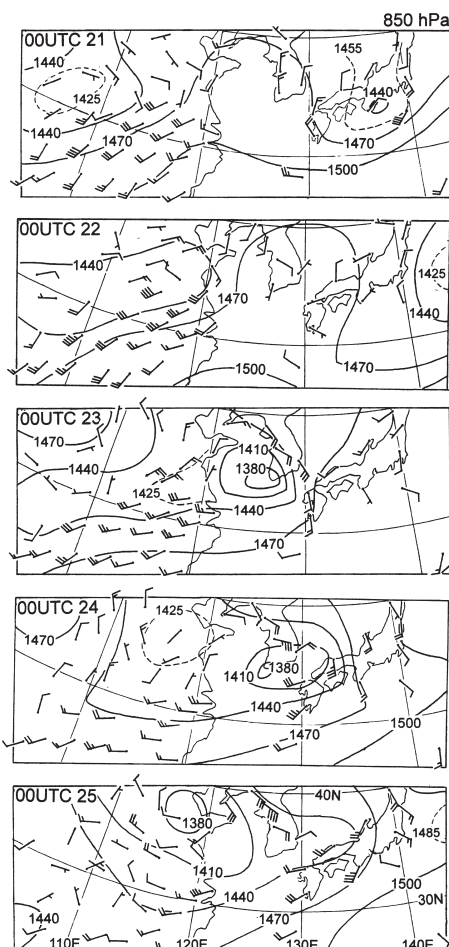
本事例の調査に先立って1982年7月全期間の梅雨前線帯の概況を知るために二宮 (2020) の報告を引用する: 「7月中旬には強い傾圧性環境場の中で顕著な



第1図 気象観測点の地図。観測点に WMO 国際地点番号を付した。日本の国際地域番号 47 を省略した。

500hPa トラフが日本を通過し、幾つかの梅雨前線帯低気圧が発達した。500hPa トラフの通過に伴って梅雨前線帯の湿潤スタティック・エネルギーの南北傾度、成層安定度が変化し、梅雨前線低気圧の状況も変化した。主要な850hPa 面トラフは500hPa トラフに伴っていたが、500hPa トラフに伴わない850hPa トラフも発現した。多くの梅雨前線低気圧、雲・降水系は850hPa 面トラフに伴って発現した。強い傾圧性期間後の23–24日の九州豪雨を伴った低気圧は顕著な500hPa トラフに付随していなかった。」

第3節では、この低気圧の時間発展と移動を概観する。第2図は21日00時 (UTC)、22日00時、23日00時、24日00時、25日00時の850hPa 天気図 (主観解析: 風速の1矢羽根 = 5 m s^{-1}) である。21–22日には中国大陸



第2図 21日00時 (以下 UTC)、22日00時、23日00時、24日00時および25日00時の850hPa 等高線と風速分布図 (1矢羽根は 5 m s^{-1})。

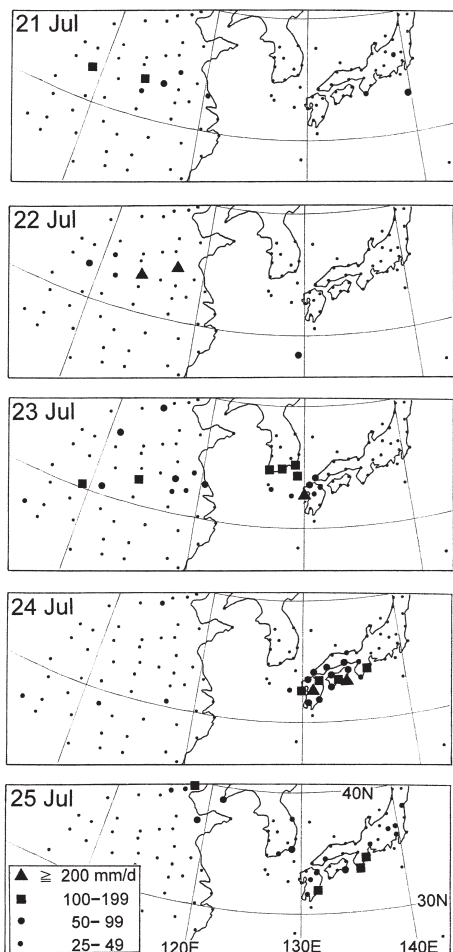
で南西風域に広い低圧域が形成された。低気圧はこの低圧部の東部で緩やかに発達し、23–24日には朝鮮半島南方海域で停滞し1380mまで深まり、25日以後西日本上で衰弱した。

第3図は日本とその近傍の日降水量分布図(21日, 22日, 23日, 24日, 25日)である。第3図では等雨量線を描かずに各地点の降水量を挿入図の記号で示した。21–22日には大きな降水量は中國大陸上の東西に伸びる低圧域に沿って観測され、23–24日には低気圧近傍の九州で大きな降水量が観測された。

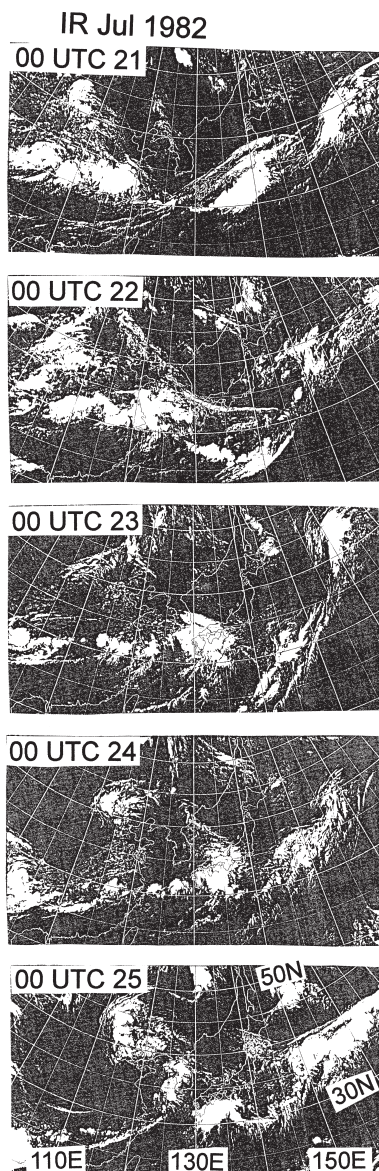
第4図は21–25日間の00時における赤外(IR)雲画像であり、低気圧に伴う雲システムの様相を示している。21–22日には大陸上の東西に伸びる低圧域に沿って雲ゾーンがあり、23–24日には九州近傍に「雲

クラスター」が停滞していたが、25日には明確に認められない。なお25日大陸上(～45°N, 115°E)に見られる雲システムは総観規模低気圧に伴っており、本調査が対象とする低気圧とは別な雲域である。

23日の地上天気図(本報告では図示していない：長谷川・二宮(1984), 第1図参照)では、低気圧の西側の東シナ海には寒冷前線が、南東側の九州には温暖前線が示されている。しかしIR画像では、雲クラスター



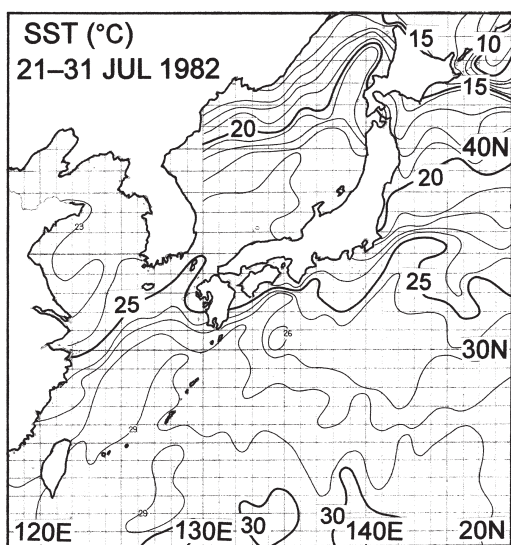
第3図 21, 22, 23, 24, 25日の日降水量分布図。各地点の降水量を挿入図の記号で示した。



第4図 21日00時, 22日00時, 23日00時, 24日00時, 25日00時の静止気象衛星赤外画像。

だけが存在し、温帯低気圧・寒冷前線・温暖前線に伴う雲域は認められない。

第5図は7月下旬平均海面水温分布図（気象庁解析図から引用）である。黄海は24℃以下の低温である。黒潮本流域（南西諸島海域）では29℃以上の高温域であり、黒潮本流からの分流である対馬暖流域（九州西方–対馬海峡）は25℃以上である。雲クラスター雲頂高度はこの暖流海域で増加していた（第7節参照）。



第5図 7月下旬の平均海面水温 (SST) 分布図。等水温線は1℃間隔で示す。気象庁資料より転記。

4. 低気圧の構造と時間変化

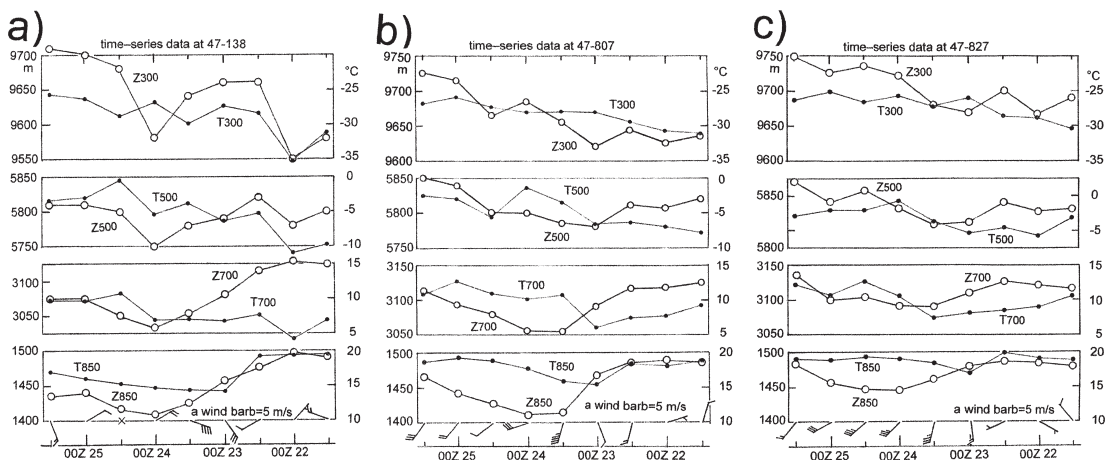
二宮 (2020) は「23–24日の九州豪雨をもたらした梅雨前線低気圧は顕著な500hPa トラフに付随していなかった」と指摘している。トラフとの関連を確認するために、第6図に47–138 (Pohang), 47–807 (福岡), 47–827 (鹿児島) の300, 500, 700, 850hPa 等圧面高度と気温の時系列データを示した。また850hPa 面風速データ (1 矢羽根: 5 m s⁻¹) も記載した。これらの観測点は～130°E 子午線に沿って～250km 間隔で並んでいる。

47–138では24日00時に、850, 700, 500および300hPa 面高度の極小が記録され、対流圏上層の小規模な高度極小 (トラフ) を示している。また850hPa 気温は23日に～5℃低下し梅雨前線北側の状態を示し、500hPa 気温の極小、300hPa 気温の極大が見られる。

47–807では23日12時–24日00時に700および850hPa 高度の極小が観測されているが、500hPa 高度の極小は見られない。この地点では、23日00時–24日00時における低気圧上空の850hPa では低温、700, 500hPa では高温の構造を示していた。47–827では850hPa 高度が24日00時に極小と高温を示すが500hPa の高度極小は見られない。

「梅雨前線低気圧の下層の寒気核、500–300hPa 層の暖気核構造 (Matsumoto *et al.* 1970 ; Yoshizumi 1977)」は本事例の九州近傍では確認できない。

850hPa 風速変動は大きく23日12時の47–138の強い東南東風、47–807, 47–827の強い南風は低気圧東側の低気圧性循環の強化と同時的に出現している。



第6図 21日12時–25日12時の期間の a) 47–138 (Pohang: 韓国), b) 47–807 (福岡) および47–827 (鹿児島) における300, 500, 700, 850hPa 高度と気温の時系列データ。850hPa 風速も示す (1 矢羽根は 5 m s⁻¹)。

次に、気圧系の伝播を $\sim 35^\circ\text{N}$ 緯度圏に沿う時間–経度分布図で調べる。第7図a, b, c, dはそれぞれ海面気圧, 850, 700, 500hPa高度の時間–経度分布図である。第7図から次の様相が読みとれる。「地上低気圧が東進しつつ深まると同時に850, 700hPa面低気圧も発達し、その上空の500hPaに小規模低気圧が形成された。第7図dでは500hPaトラフの西からの伝播は見られず、トラフに伴って梅雨前線低気圧が発達したとは考えられない」。

第7図a, bでは低気圧（低圧域）の東側に高気圧域（小リッジ）が停滞している。そして24日12時以後には、この高気圧域によって低気圧の東方伝播が妨げられている。この高気圧域内では850hPa面水蒸気量は著しく少ない（図は省略）。

次に、第8図の47–807（福岡）の観測データ（21日12時–25日12時の期間）の時系列によって低気圧通過に伴う変化を調べる。47–807は47–817（長崎；豪雨域）の北北東 $\sim 120\text{km}$ に位置する高層観測点であり、降水量は豪雨域に比べれば非常に少ない。第8図aに高層データの $\log p$ –時間分布図を示す。この図には、湿潤スタティック温度（ MST ：単位 K）の等値線を実線で示し、相対湿度（ RH ：単位 %）の等値線は鎖線で

示し、90%以上の気層はハッチ域で示した。風速は風矢羽根（1矢羽根： 5 m s^{-1} ）で示した。

本報告では相当温位と同等の意味を持つ「湿潤スタティック温度」（moist static temperature： MST ）を解析した。 MST は式（1）によって定義される：

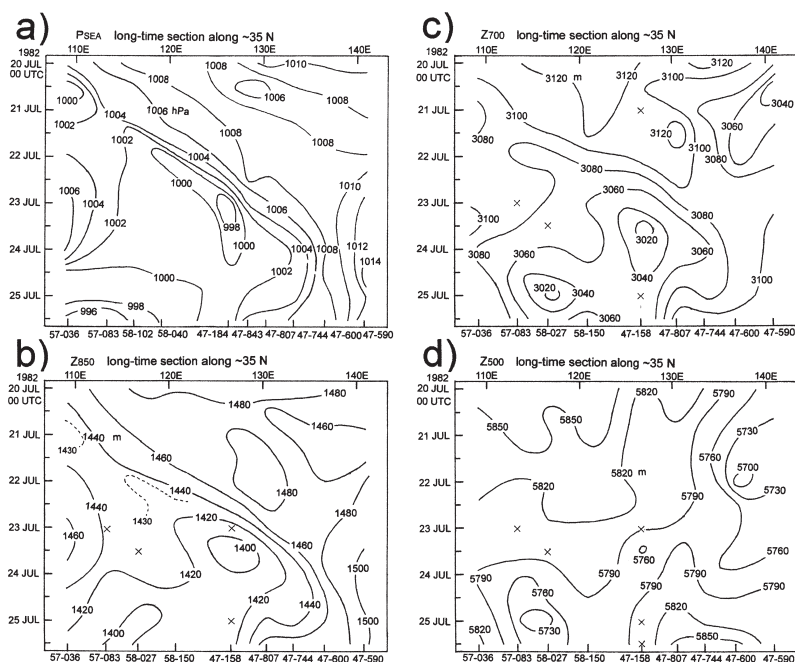
$$MST = h / c_p = (c_p T + gZ + Lq) / c_p \quad (1)$$

ここで h は湿潤スタティック・エネルギーであり、 c_p , g , L , T , Z , q は、それぞれ、空気定圧比熱、重力加速度、水蒸気潜熱、気温（K）、等圧面高度と比湿である。

第8図aの21日12時–22日12時における200–300hPa層北西風はこの地点東方の大規模トラフの存在を示し、下層の北風（1000–600hPa層）は低気圧東側のリッジの存在を示している。低気圧通過時（23日12時–24日00時）には低気圧中心部の1000–500hPa層には高湿度・湿潤中立成層の状態が見られる。この湿潤域の通過前には乾燥・低 MST 層が900–400hPa層に出現しており、「温暖前線の構造」が見られる。23日12時における850hPa面の強い南風は低気圧温暖前線近傍の下層ジェット流を示し、低気圧東–北側における

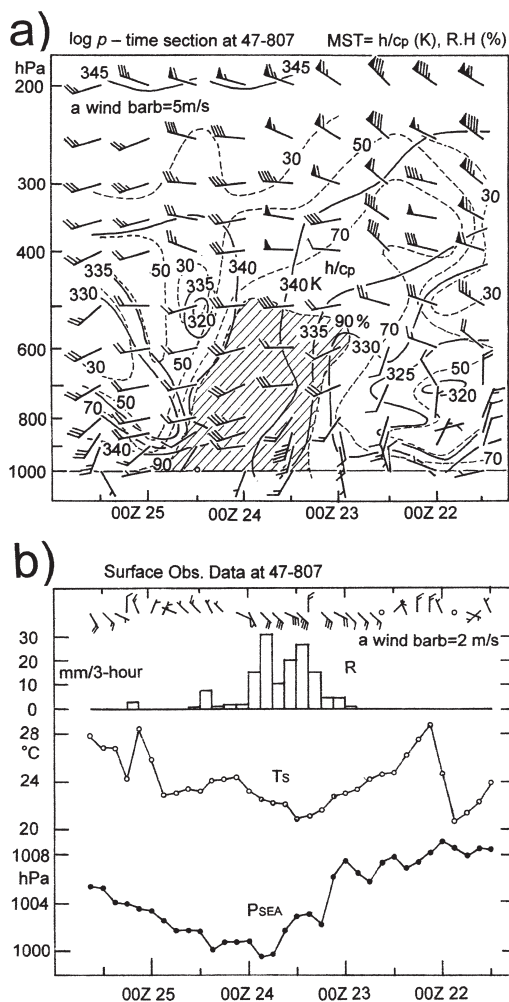
低気圧性循環も著しく増加した。湿潤域の通過後（24日12時–25日12時）には900–400hPa層で相対湿度・ MST が著しく減少したが、「寒冷前線の通過を示す風向変化」は見られない。

第8図bは47–807の3時間間隔地上観測データ（風速、3時間降水量、地上気温、海面気圧）の時系列データであり、風速は矢羽根（1矢羽根= 2 m s^{-1} ）で示した。大きな降水は、南東風の期間に見られる。降雨期間外には地上気温変動には明瞭な日変化（地方時午後の極大・早朝の極小）が見られるが、23日12時頃（降水期間）に雨雲による日射遮蔽と降水に起因したと考えられる気温下降が観測されている。



第7図 $\sim 35^\circ\text{N}$ 緯度線における観測値の経度–時間分布図（20日00時–25日12時の期間）。a) 海面気圧, b) 850hPa高度, c) 700hPa高度および d) 500hPa高度。欠測は×印で示す。

海面気圧の変動には「準半日変動」が見られるが、低気圧接近・通過時（23日06時頃）に「準半日変動を上回る大きな気圧下降」が見られる。強雨時に観測された気圧上昇（23日12時）は ~ 1 hPaであった。



第8図 47-807（福岡）の観測データ時系列（21日12時–25日12時の期間）。a) $\log p$ –時間分布図。湿潤スタティック温度（MST：単位 K）の等値線を実線で示す。相対湿度（RH：単位 %）の等値線は鎖線で示し、90%以上の気層はハッチ域で示す。風速は風矢羽根（1 矢羽根： 5 m s^{-1} ）で示す。b) 地上観測データ（風速、3時間降水量（R）、地上気温（ T_s ）、および海面気圧（ P_{SEA} ）の時系列。風速は矢羽根（1 矢羽根： 2 m s^{-1} ）で示す。

5. 低気圧に伴う渦度・鉛直流の変化

低気圧に伴う渦度・鉛直流の変化を ERA40 データによって解析した。豪雨時における ERA の降水量（格子点値） 4 mm h^{-1} は、観測降水量面積平均値に比して過小である。ERA の過小な降水量と整合している鉛直流・収束量は実際（観測されていないが）に比して過小であろう。渦度については第10.1節で議論する。

第9図は 34.2°N 緯度線における ERA40 データの経度–時間分布図（18日00時–26日00時の期間）である。第9図 a は海面気圧、第9図 b は925hPa 渦度（ ζ_{925} ）、第9図 c は700hPa 鉛直流速度（ ω ）、第9図 d は500hPa 渦度（ ζ_{500} ）分布を示す。第9図 a でも低気圧東側の高気圧域（小リッジ）が明確に認められる。925hPa 渦度・700hPa 鉛直流の中心域は低気圧と共に東進し23日00時–24日00時に最大値に達した。25日00時以後、東進が止まり、急激に弱まっている。500hPa 渦度は925hPa 渦度に比較して小さく西からの伝播は明確に認められない。500hPa トラフの東進（図は省略）も認められない。

6 時間間隔 ERA40 解析図から得られた地上低気圧の位置、925hPa 渦度（ ζ_{925} ）の中心位置、700hPa 上昇流（ ω_{700} ）の中心位置の移動を第10図に示した（挿入図の記号参照）。図には21日00時、22日00時、23日00時、24日00時、25日00時のそれぞれの位置を示した。21日–23日には地上低気圧、925hPa 渦度中心、700hPa 上昇流の中心位置は近接していたが25日（低気圧衰弱期）にはかなり分離していた。

第11図に各気象変数の ERA40 解析図（6 時間間隔）によって得られた低気圧海面気圧（ P_{SEA} ）、700hPa 鉛直流（ ω_{700} ）、925hPa 水蒸気フラックス発散（ $\text{div}(vq)_{925}$ ）、925hPa 渦度（ ζ_{925} ）の極値の時系列データ（21日00時–25日00時の期間）を示した。各気象変数の極値域中心位置の経度も記入した。これらの気象変数の極値出現には時間差が見られるが、いずれも22日18時–23日18時に最大に達していた。

6. 発生期における低気圧の状況

第6節では発生期の低気圧とその環境場の状態を調べる。第12図に21日12時の ERA40 データによる海面気圧分布図（a）および500hPa 高度分布図（b）を示した。この時刻には中国長江流域に広い低圧域が見られる。第12図 b では $\sim 42^\circ\text{N}/112^\circ\text{E}$ にトラフがある。 $33^\circ\text{N}/112^\circ\text{E}$ 近傍に500hPa 面高度傾度ゾーンがあるが、地上低気圧域近傍には明確な500hPa トラフは認め

られない。なお、関東地方南東海上（～33°N/142°E）の低気圧は、オホーツク海から日本海に伸びる総観規模トラフの東側で発生している。

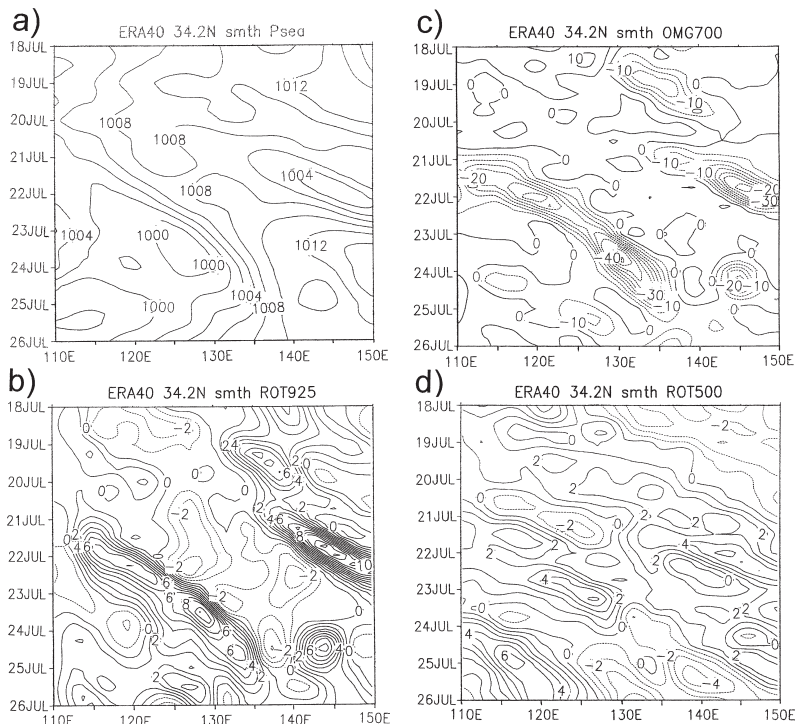
第13図は21日12時のERA40データによる925hPa風速分布図、925hPa渦度分布図、700hPa鉛直流（ ω ）および500hPa渦度分布図である。なお、925hPaマップのハッチ域は高度1000m以上の地域を示している。

第13図 a, b では中国大陸南部（25–35°N/112–117°E）に強い925hPa面南風流域と渦度ゾーンがある。700hPa上昇流の極大は92hPa渦度極大域の上空にあり（第13図 c）、ERA40の降水極大域（格子点値～2.5mm h⁻¹；図示せず）はこの上昇域近傍にある。500hPa渦度極大は500hPa面高度傾度帯（第12図 b）に沿って出現しており、トラフには関連していない。低気圧発生期の環境場の特徴は「中国大陸上の下層南風の侵入に伴う地上低圧域の形成」である。

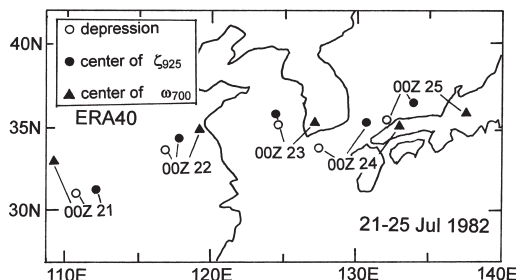
7. 最盛期における低気圧・前線の状態

低気圧最盛期（23日12時）の状態をERA40データによって調べる。第14図は23日12時における海面気圧分布図、925hPa風速分布図、925hPa渦度分布図、および700hPa鉛直流（ ω ）である。

低気圧（中心気圧1000hPa）は対馬海峡にあり、そこから広い低圧域が南西に伸びている。また、オホーツク海高気圧から高圧域が朝鮮半島に伸びている。このため気圧傾度は低気圧中心の東側縁辺で強く、低気圧性循環も著しい。この低気圧の発達に伴って925hPa渦度も増加した。その極大域から渦度ゾーンが南西に伸び、これに沿って雲ゾーンが伸びている（第4図赤外雲画像参照）。低気圧近傍の700hPa鉛直流 ω も増加し、ERA40の降水量（格子点値）は～4mm h⁻¹に達し（図示せず）、九州上空の雲クラスターの雲頂黒体温



第9図 34.2°N緯度線におけるERA40データの経度–時間分布図（18日00時–26日00時の期間）。a) 海面気圧、b) 925hPa渦度 ζ （単位：10⁻⁵ s⁻¹）、c) 700hPa鉛直流速度 ω （単位：hPa h⁻¹）、およびd) 500hPa渦度 ζ （単位：10⁻⁵ s⁻¹）。



第10図 ERA40解析による地上低気圧位置、925hPa渦度中心位置、700hPa上昇流（ ω ）中心位置の移動を示す（挿入図の記号参照）。21日00時、22日00時、23日00時、24日00時、25日00時の位置を示す。

度は–70°Cに低下した（図示せず）。このクラスター雲頂高度の増加は海面水温の高い対馬暖流海域（第5図参照）で起きている。Ninomiya (1974) は「東シナ海北部・黄海の低海面温度域では積雲活動が抑制され、対馬暖流域ではこのような抑制が見られない。」と報告している。

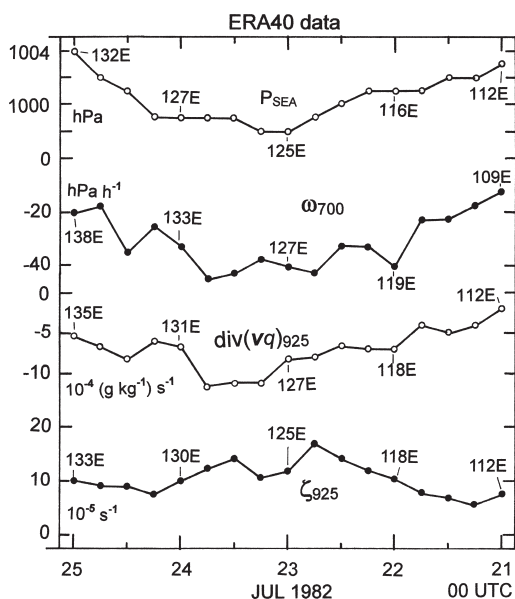
第15図は23日12時の ERA40による500hPa 高度分布図, 500hPa 渦度分布図, 925hPa MST 分布図, および925hPa–600hPa 間の MST 差の分布図である。500hPa 広域高度場は $\sim 125^\circ E$ 経線に沿って $40^\circ N$ から $55^\circ N$ に伸びる幅広いリッジによって特徴づけられる。そして地上低気圧の北西に小規模なトラフが存在し、この小トラフの東に小リッジが見られる。低気圧中心およびその南側域の下層南風域（第14図 b）では925hPa MST は345K 以上に達しており、925hPa–600hPa 間の MST 差は湿潤不安定成層を示している。また、小リッジの域内では安定成層が見られる。そして「温暖前線の顕著な MST 傾度ゾーン」が九州近傍に形成されている。

低気圧周囲の温度場（図は省略）についても記述する。925hPa 面の低温域は東風流に伴って日本海北東部（ $12^\circ C$ ）、日本海北西部（ $17^\circ C$ ）から黄海北部（ $20^\circ C$ ）に伸びている。中国大陸南部（ $28^\circ C$ ）から東シナ海（ $22^\circ C$ ）に伸びる925hPa 面の高温域は西–南西流に伴っている。そして「温暖前線の気温傾度ゾーン」が九州近傍に形成されている。500hPa 面では西南西風に伴って高温域が中国大陸南部（ $-2^\circ C$ ）から東シ

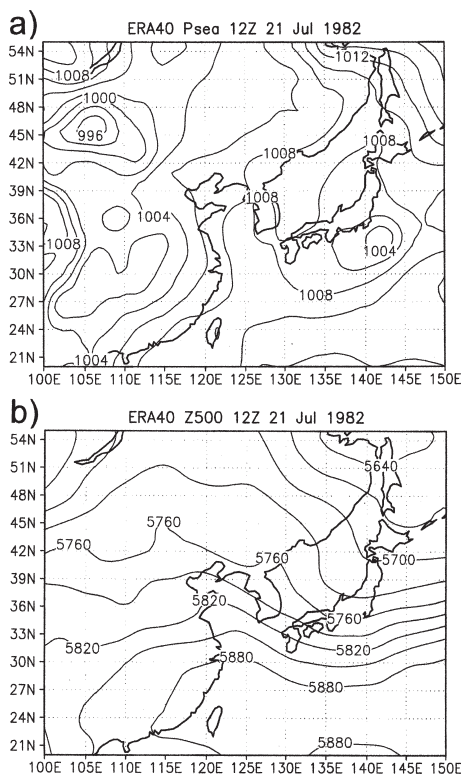
ナ海北部（ $-4^\circ C$ ）にまで広がっている。なお ERA40 解析図では低気圧の下層寒気核・中層の暖気核構造は見られない。

第16図に47-138（Pohang）、47-909（名瀬）、47-807（福岡）、47-827（鹿児島）の23日12時における高層観測データを示す。この図では、気温分布はエマグラムで表示し、鎖線は湿潤断熱線を示す。湿潤層は、豪雨域西側におけるよりも東側で厚い。次に、対流圏上層（200hPa）の風速分布にも注目する。豪雨域北側の47-138、47-807では西北西風が、南側の47-827では北北西風が、南西側の47-909では北風が観測され、九州南方上空の高気圧性循環を示している（第19図 a の負渦度域に対応）。この高気圧性循環が200hPa 面チベット高気圧の東端に出現したのか、それとも積雲対流域上空の発散・分流（diffluence）によって強化された（Ninomiya 1971；Maddox *et al.* 1981）のかは本報告では確かめていない。

次に低気圧・前線システムの構造を鉛直断面解析に



第11図 ERA40解析の低気圧の海面気圧 (P_{SEA})、700hPa 鉛直流 (ω_{700})、925hPa 水蒸気フラックス発散 ($div(vq)_{925}$)、925hPa 渦度 (ζ_{925}) の極値の時系列データ (21日00時–25日00時の期間)。各気象変数の極値域中心の経度も記してある。



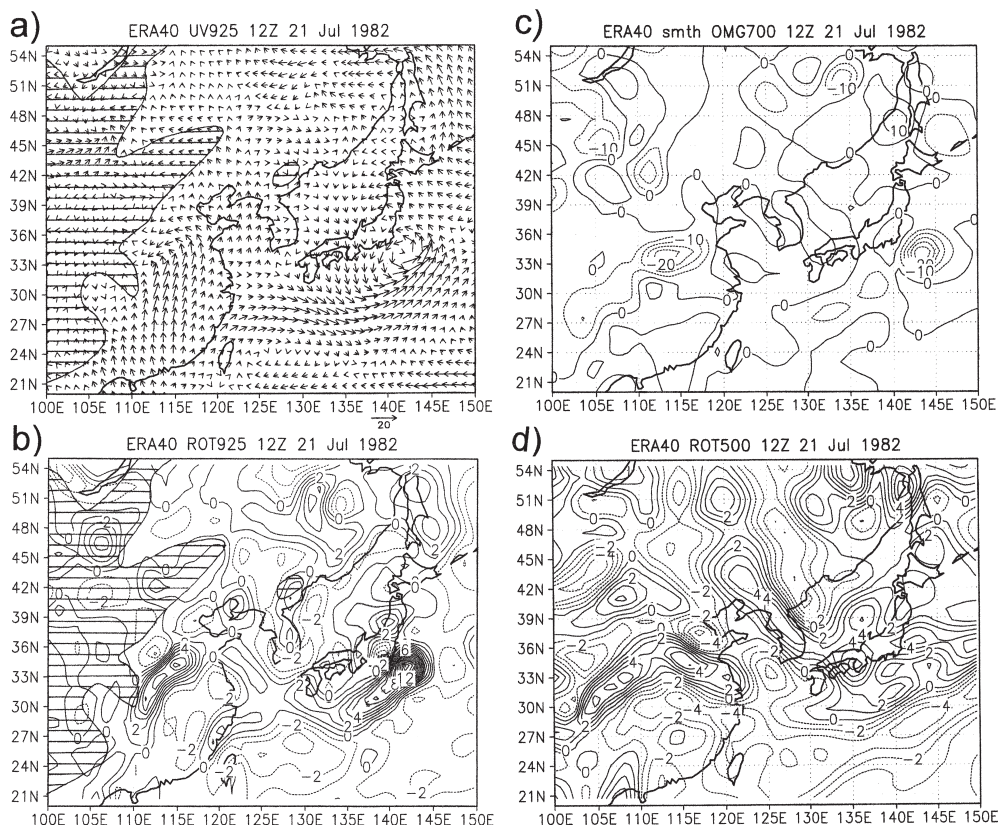
第12図 21日12時の ERA データの分布図。
a) 海面気圧分布図（等圧線間隔 2 hPa）、b) 500hPa 高度分布図（等高線間隔30m）。

よって調べる。第17図は23日12時の高層観測データの $\log p$ –南西–北東断面図である。この断面図には47–918 (石垣島), 47–936 (那覇), 47–909 (名瀬), 47–827 (鹿児島), 47–807 (福岡), 47–744 (米子) および 47–600 (輪島) の観測データが使用されている。湿潤スタティック温度 (MST) の等値線は実線で、相対湿度 (RH) の等値線は破線で示した。相対湿度が90%以上の気層はハッチ域で示し、風速表示の1矢羽根は 5 m s^{-1} を表す。47–827では最下層に湿潤不安定層があり、47–807では厚い湿潤中立成層が形成されている。この高湿度域東側 (小リッジ域: 第15図 a) では低湿度層が存在し、両地域の間には強い湿潤スタティック温度傾度帯がみられる。また高湿度域 (豪雨域) の西側の500–800hPa層は低湿度層になっている。高湿度域 (低気圧暖域の東部分) では強い南風風系が出現している。黒潮本流海域 (沖縄列島付近) の下層南西流は大きな MST によって特徴づけられている。

長谷川・二宮 (1984) も類似の断面図を記したが、東西座標では東が左、風向表示の東向きが右向きで、観察に不便である。

さらに ERA40データの鉛直断面解析も確認する。第18図に23日12時の 34.2°N 緯度線における幾つかの気象変数の $\log p$ –経度断面図を示す。第18図 a は湿度断面図である。低気圧 ($\sim 129^\circ\text{E}$) 上空の対流圏下層に正渦度極大があるが、中層には大きな正渦度は見られない。下層正渦度域の東の負渦度は低気圧東側の小リッジ (第15図 a) に伴っていた。第18図 b は鉛直流 ω の断面図で、低気圧上空の対流圏下–中層に上昇流極大がある。対流圏上層における上昇流は、九州上空の雲クラスターの雲頂黒体温度の -70°C (図は省略) に比べると過小だと思われる。

第18図 c は湿潤スタティック温度 ($MST=h/c_p$) 断面図である。低気圧上空の対流圏下層では湿潤不安定成層が、中層では湿潤中立成層が「温暖前線」に沿っ



第13図 21日12時の ERA データの分布図。a) 925hPa 風速分布図, b) 925hPa 渦度分布図 (等値線間隔 10^{-5} s^{-1}), c) 700hPa 鉛直流 ω (等値線間隔 5 hPa h^{-1}), d) 500hPa 渦度分布図 (等値線間隔 10^{-5} s^{-1})。925hPa マップのハッチ域は高度1000m以上の地域を示す。

て現れている。低気圧の東および西側には *MST* 低温層が広がっている。第18図 d は南風成分風速 v 断面図であり、 18 m s^{-1} に達する下層南風ジェットが $\sim 130^\circ\text{E}$ 上空に見られる。

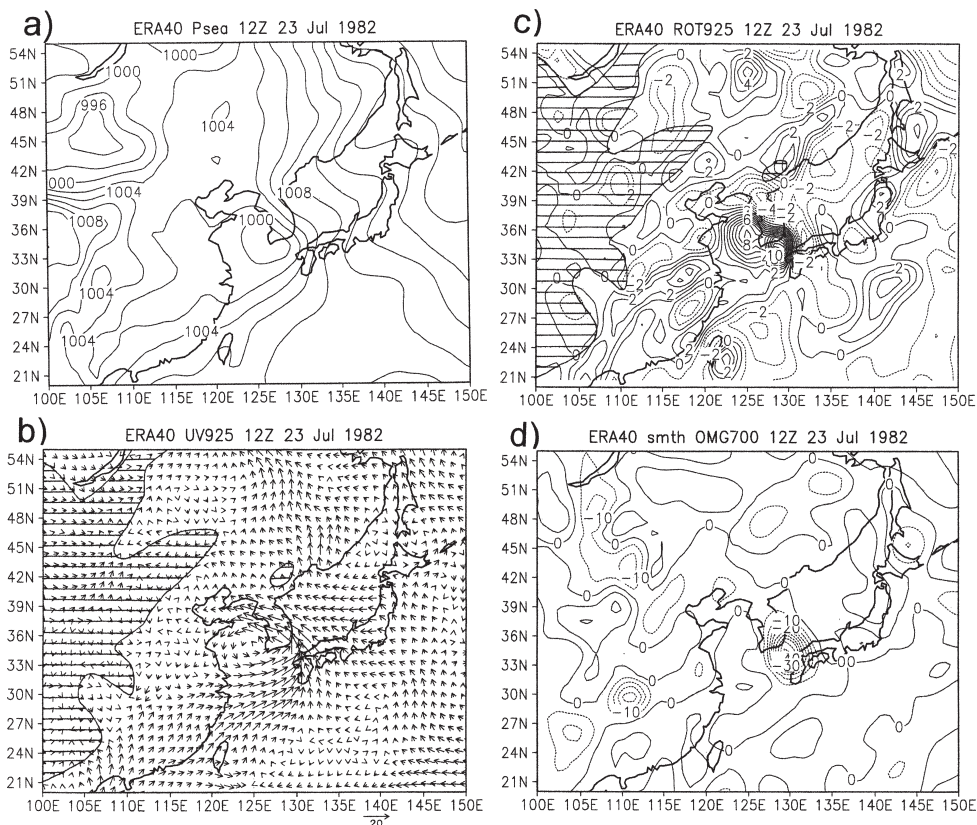
第19図に23日12時の 129.4°E 経度線における ERA40 データの $\log p$ –緯度断面図を示す。第19図は渦度断面図である。低気圧 ($\sim 34^\circ\text{N}$) 上に顕著な正渦度ゾーンがあり、その南側 ($\sim 29^\circ\text{N}$) と北側 ($\sim 39^\circ\text{N}$) に負渦度ゾーンがある。第19図 b は鉛直流 ω の断面図であり、前記の正渦ゾーンとほぼ同じ緯度帯に強い上昇域がある。正渦度・上昇流の数値は $\sim 500\text{ hPa}$ 以下の対流圏下層で際立って大きい。

第19図 c は *MST* 断面図である。低気圧 ($\sim 34^\circ\text{N}$) 上空 1000 – 400 hPa に湿潤中立成層が形成されている。低気圧南側 (20 – 33°N) の対流圏下層 (1000 – 800 hPa) には湿潤不安定層があるが、その上空は低湿度層で *MST* は低温 ($\sim 327\text{ K}$) である。低気圧北側 (35 – 50°N)

の対流圏中下層の *MST* も低温 ($\sim 324\text{ K}$) である。第19図 d は南風風速成分 v の分布図であり強い下層南風域が 30 – 35°N に見られる。

次に、23日12時の 129.4°E 経度線における、西風成分風速 u の分布を記述する (図は省略)。低気圧北側の 1000 – 800 hPa に東風ゾーンが、南側の 800 – 600 hPa には西風ゾーンがある。 $\sim 36^\circ\text{N}$, 200 hPa 近傍には西風極大 ($\sim 33\text{ m s}^{-1}$) ゾーンである亜熱帯ジェット流があり、「梅雨前線帯のほぼ上空に亜熱帯ジェットが位置する」一般的状況を示している。気温分布 (図は省略) を見ると、 34 – 42°N の下層 (1000 – 850 hPa) の低温層は低気圧北側の東風域に見られ、 32°N より南の高温層は低気圧南側の西風域に見られる。対流圏中上層 (500 – 250 hPa) の強い気温傾度は 34 – 40°N に見られ、その上空に亜熱帯ジェットがある。

第18, 19図は、強い渦度、強い上昇流、湿潤中立層、南風下層ジェットが低気圧暖域東部付近の狭い範囲に



第14図 23日12時の ERA データの分布図。a) 海面気圧分布図 (等圧線間隔 2 hPa)、b) 925 hPa 風速分布図、c) 925 hPa 渦度分布図 (等値線間隔 10^{-5} s^{-1})、d) 700 hPa 鉛直流 ω (等値線間隔 5 hPa h^{-1})。

集中し、その周囲が下降域、乾燥域によって囲まれていたことを示している。

8. 衰弱期の低気圧の状況

この節では衰弱期の低気圧の状況を25日00時のERA データで調べる(第20図)。第20図 a は、海面気圧分布図であり、b は500hPa 高度分布図である。24日には対馬海峡上にあった低気圧は衰弱し山陰地方上に伸びる低圧域に変化し、925hPa 渦度(図は省略)も $8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ に変化している。そして低気圧上空の500hPa トラフも衰弱し、日本海(～39°N, 135°E)上の500hPa 渦度(図は省略)も $4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ に減少している。また、700hPa 上昇流の中心は低圧部中心から東に離れ、上昇流も減少し(第10図, 第11図参照)、低圧域近傍の降水量も減少した(第3図参照)。

なお、38°N/118°E にある低気圧は500hPa 切離低気圧に伴う総観規模低気圧である。関東地方東方洋上の

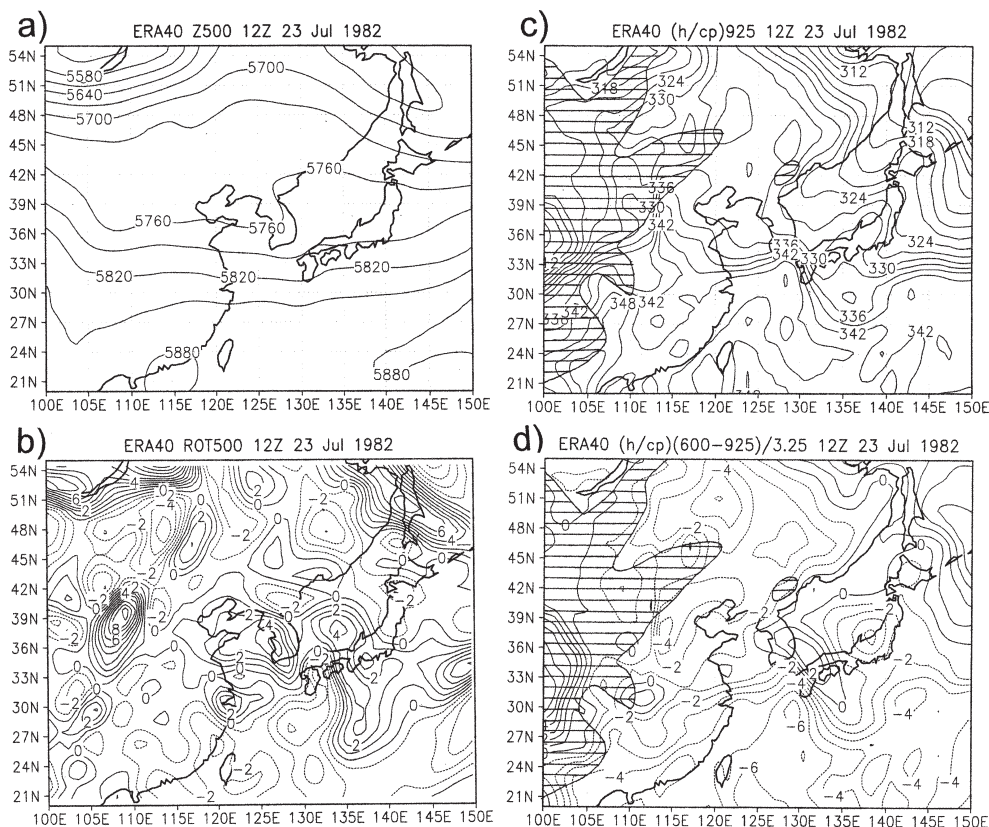
小低気圧も本報告の主題とする低気圧とは異なる。

第20図 c は925hPa 風速分布図であり、第20図 d は925hPa のMST 分布図である。山陰近傍の低圧域と太平洋高気圧北西縁の間で気圧傾度と南西流が強い。南西風は特に九州・四国南岸で強く、この南西流に伴って舌状の高MST域が九州・四国・紀伊半島南岸に伸びている。この時刻の強い降水(第3図参照)はこの舌状な高MST域に発現していた。

9. 先行の観測的研究・数値実験との比較

9.1 諫早豪雨との比較

1957年7月25–26日に長崎県諫早市で発生した「諫早豪雨」も代表的な梅雨末期豪雨である。この豪雨のSyono *et al.* (1959a, b) による事例解析は次のように記述している：「降水ピークは25日09時(JST)からの24時間内に起きた。ω方程式で算出された九州の24日21時における上昇流の最大値は -5 hPa h^{-1} であっ



第15図 23日12時のERA 解析図。a) 500hPa 高度分布図(等高線間隔30m)。b) 500hPa 渦度分布図(等値線間隔 10^{-5} s^{-1})。c) 925hPa MST 分布図(等値線間隔3 K)。d) 600–925hPa のMST 差の分布図(等値線間隔1 K (100 hPa) $^{-1}$)。

た。中国大陸南東部で不安定成層が継続し、25日には日本近傍に不安定域が日本に伸びていた。北九州の豪雨域でシアラインが発現した。」

Ogura *et al.*(1985) は「諫早豪雨でも朝鮮南岸の低気圧・温暖前線近傍の豪雨・南西流下層ジェットが出現し、線状降水系と後続の降水系との併合・停滞があった。」と述べ、九州豪雨との共通点を指摘した。

一方、神代・原口(1984a)は、両事例の500hPa天気図の比較から以下の差異を指摘した：「諫早豪雨では、 $\sim 50^{\circ}\text{N}/120^{\circ}\text{E}$ (シベリア) と $\sim 45^{\circ}\text{N}/133^{\circ}\text{E}$ (沿海州) に大規模上層低気圧があり、沿海州低気圧から中規模トラフが朝鮮半島南部に伸びていた。長崎豪雨では $60^{\circ}\text{N}/130^{\circ}\text{E} \sim 40^{\circ}\text{N}/120^{\circ}\text{E}$ (シベリア $\sim$ 中国北東部) に大規模リッジが、 $37^{\circ}\text{N}/127^{\circ}\text{E}$ (朝鮮半島) に小トラフ (中規模低気圧を伴う) が位置していた。」

9.2 他の九州豪雨事例との比較

1972年7月5-6日豪雨事例について越智(1973)は次の様に記述している：「7月5日21時(JST)の500hPa天気図では、中国北東部の寒冷低気圧から朝鮮半島にトラフが伸びていた。850hPa天気図では、寒冷前線が日本海から対馬海峡に伸び、その南側に強い南西流が出現していた。」この環境場は1982年の九州豪雨の環境場とかなり異なる。

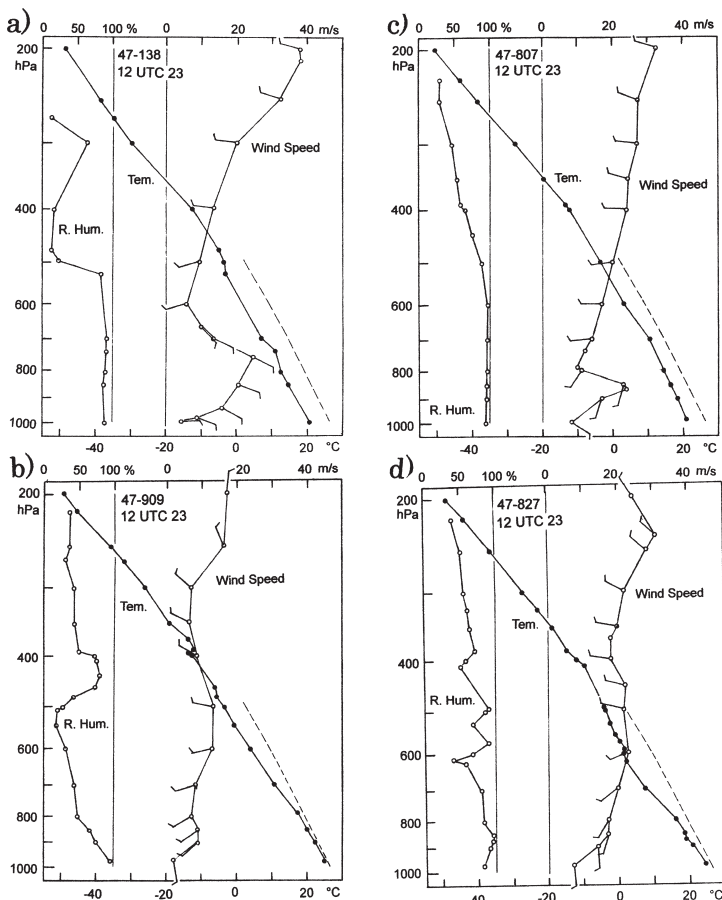
1982年7月12日の豪雨について神代・原口(1984b)は次のように記述している：「500hPa天気図では中国北東部に寒冷トラフが位置し、地上天気図では上記トラフ前方にあたる東北地方に低気圧がありそこから南西に伸びる寒冷前線が四国・九州南岸に達していた。豪雨は寒冷前線に伴う南西流の環境場で発生した。」この状況は23-24日の九州豪雨の状況とは異なる。

1969年7月4-5日の北九州豪雨について糸山(1974)は以下の様に記述している：「500hPa天気図では、 $\sim 130^{\circ}\text{E}$ に梅雨リッジ、その両側 (110°E , 145°E) に総観規模トラフがあり、朝鮮半島上に小切離低気圧が存在していた。地上天気図では、朝鮮半島南岸に小低気圧があり、その温暖前線は対馬海峡から山陰地方に伸びていた。4日9-12時(JST)に顕著な気圧低下ラインが西方海上から九州西岸に伝播した。」この状況は1982年九州豪雨の状況に類似しているが、日降水量は $\sim 200\text{mm}$ に過ぎない。

上記3事例について見られる共通点は、豪雨を伴った低気圧が東西に伸びるゾーナルな (蛇行・屈曲が小さい) 梅雨前線内で発現していることである。

9.3 1979年7月12-16日の雲クラスターとの比較

Ninomiya *et al.*(1981) はこの事例の様相を次のように報告している：「雲クラスターは12日に中国大陸上チベット高原東麓で微弱なトラフに伴い発生・東進し数日間持続した。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

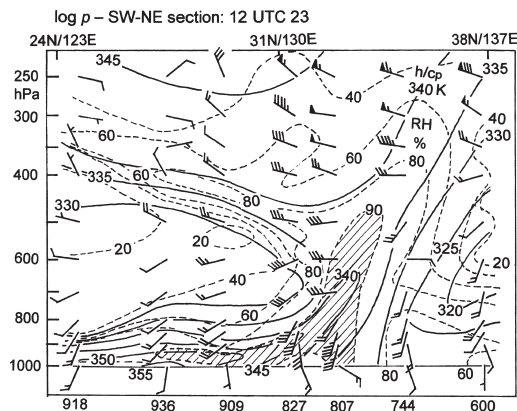


第16図 23日12時における47-138 (Pohang: 韓国, a), 47-909 (名瀬, b), 47-807 (福岡, c), 47-827 (鹿児島, d) の高層観測データ。気温分布はエマグラムで示す。鎖線は湿潤断熱線を示す。

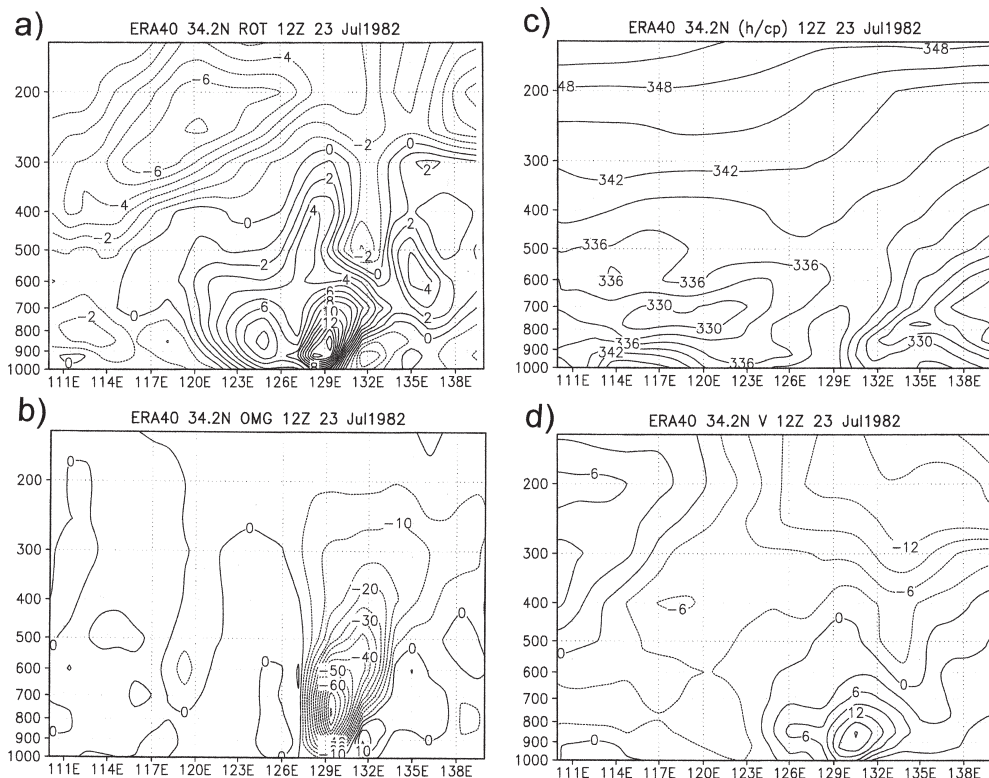
後、14日には九州近傍で再発達し、雲頂は圏界面に達し同時に雲域は縮小した。この時点で九州西部に豪雨($\sim 100 \text{ mm h}^{-1}$)が発現した。クラスター内部には複数の降雨系が観測された。」

この事例は Akiyama (1984a, b) によっても解析され、次の様に報告されている：「大陸上の発生期・発達期のクラスターは対流圏中層の弱い正渦度に伴い、雲域は楕円状の形態を示していた。九州近傍の豪雨期にはクラスターは長円ーライン状の形態を示し、豪雨後には中層の正渦度は弱化した。」「発生期・最盛期のクラスターは下層収束場・上層発散場を伴い、対流圏中層・下層の寒気核構造を持った。熱・水蒸気収支解析では下層の apparent moisture sink, 中ー上層の apparent heat source が示された。」

このクラスターの発達期の環境場・発達過程(弱い傾圧性・微弱なトラフ・雲クラスターの発現)・豪雨発現場所(九州西岸)は1982年7月九州豪雨事例と類似しているが、降水量が少なく、雲クラスターが小さな



第17図 23日12時の高層観測データの $\log p$ –SW–NE断面図。MSTの等値線は実線で、相対湿度(RH)の等値線は破線で示した。相対湿度が90%以上の気層はハッチ域で示した。風速は矢羽根で示し、1矢羽根は 5 m s^{-1} を表す。



第18図 23日12時の34.2°N緯度線におけるERA40データの $\log p$ –経度断面図。a) 渦度断面図(等値線間隔 10^{-5} s^{-1})、b) 鉛直流 ω 断面図(等値線間隔 5 hPa h^{-1})、c) MST断面図(等値線間隔 3 K)、d) 風速南風成分(v)断面図(等値線間隔 3 m s^{-1})。

点において九州豪雨とは大きく異なる。

9.4 2018年7月6–8日の日本広域豪雨との比較

Yokoyama *et al.*(2020) はこの事例について次の様に述べている：「この広域・長時間継続した大雨事例では、最大1時間降水量は～30mmであった。全球降水観測衛星のレーダ観測は、降水域の雲頂は10km以下で層状雲の中に対流雲が埋め込まれる構造を示した。この豪雨事例は比較的安定な深い湿潤層によって特徴つけられた。トラフの力学的上昇流 (ω 方程式により算出) が水蒸気流束収束を引き起こし、深い湿潤層を形成し、そこでの対流活動が自由対流層全体を湿潤化させ大きな降水をもたらした。」

記載されている7月7日00時の350K温位面渦位分布解析図は～130°Eに位置する深いトラフを示し、その前面で梅雨前線降水帯は北に屈曲していた。この事例は梅雨末期の狭域豪雨の状況とは異なる。地上天気図が記載されていないので、別途確認するとトラフ前面の日本海上で1008hPaの低気圧が発生し降水帯の屈曲を引き起こしていた。この低気圧は8日には衰弱し

た。論文では地上低気圧についての議論が無い。

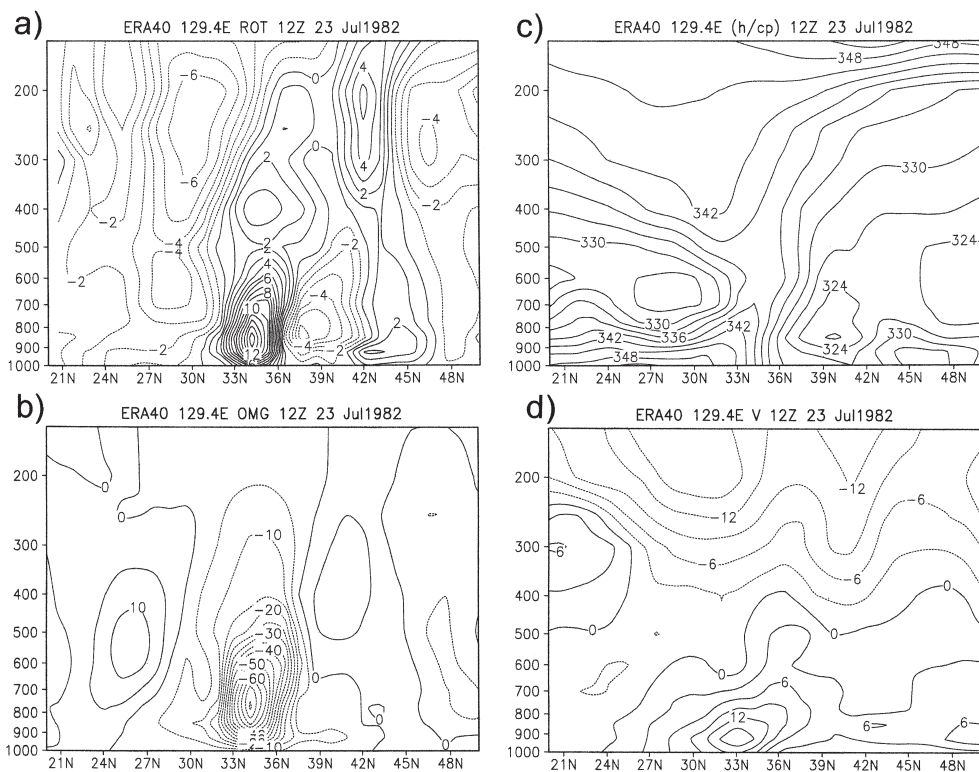
論文の降水時系列は数時間間隔の複数ピークを示すが、これに関連する中規模降水系の記述は無い。

9.5 九州豪雨の数値実験との比較

1984年に気象庁で42km格子プリミティブモデルが開発された(古賀・山岸 1984)。Ninomiya *et al.*(1984)はこのモデルによる九州豪雨の予測実験の結果を報告している。梅雨前線低気圧と雨域の移動はかなり適切に予測されたが、降水量は観測に比較して過小で、九州の南風下層ジェットは十分に再現されなかった。

Nagata and Ogura (1991) は同じモデルに「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、南風下層ジェットの再現に成功し、下層ジェット生成に及ぼす降水の効果を論じた。

しかし、再現された降水量は観測に比較して過小であるのかかわらず、南風下層ジェットが適切に再現されたことについての議論がない。また朝鮮半島南部の東南東風下層ジェットについては言及がない。



第19図 23日12時の129.4°E経度線におけるERA40データのlog p –緯度断面図。a) 渦度断面図(等値線間隔 10^{-5} s^{-1})、b) 鉛直 ω 断面図(等値線間隔 5 hPa h^{-1})、c) MST断面図(等値線間隔3 K)、d) 風速南風成分 v 断面図(等値線間隔 3 m s^{-1})。

9.6 中国上の梅雨前線低気圧の数値実験との比較

Tochimoto and Kawano (2017) は狭領域モデルによって、梅雨前線低気圧の発達にかかわる傾圧不安定や潜熱放出の役割についての事例研究を行っている。この実験対象事例に選ばれたのは、2003年6月26–27日に中国大陸上で発生・発達した梅雨前線低気圧である。この低気圧の発生期には、300hPa面高渦位ゾーンは $\sim 45^{\circ}\text{N}$ にあり、 $25\text{--}30^{\circ}\text{N}$ の南西風域で広い低圧域が形成されていた。この低圧域内で低気圧が発生し、発達しつつ東進して ~ 30 時間後に朝鮮半島南部に到達した。この発生・東進過程は九州豪雨を伴った梅雨前線低気圧のそれに類似している。低気圧発達に及ぼす潜熱放出効果が論じられているが、実験で再現された降水量分布や低気圧に付随する雲・降水システムは議論されていない。

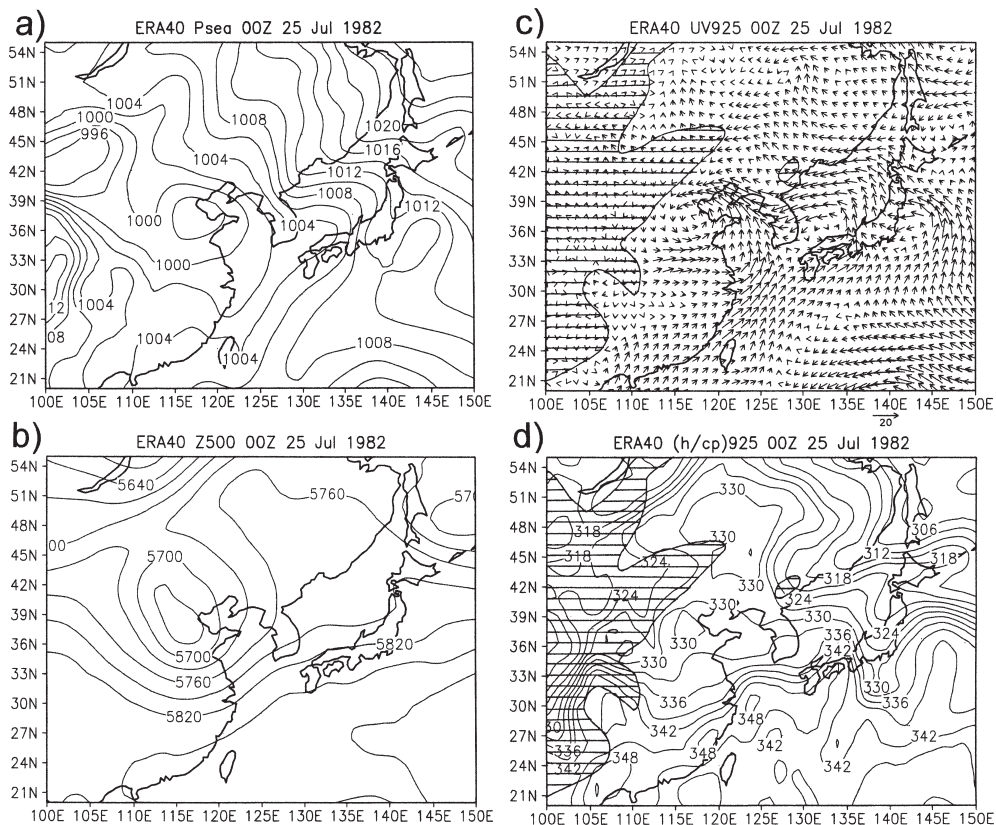
10. 残された問題

10.1 再解析データの問題点

1980年代には高層観測（気圧面高度、温度、湿度、風向風速）は00時（UTC）、12時に、06時、18時には高層風観測（風向・風速）が実施されていた。高層観測点の間隔は $\sim 300\text{km}$ であり、海洋域にはない。

海域を含む領域の解析には、再解析データ・客観解析データ・数値モデル出力データが使用される。これらは処理データであり観測データではないので、観測データとの整合性の確認が望まれる。しかし先行報告では検証は殆ど無い。

二宮 (2018) は九州豪雨事例について、ERA40、JRA55と観測データを比較した。海面気圧分布については有意な差異は認められないが等圧面高度については差異があり、上昇流分布と雲分布の不整合性も認められた。この事例ではERA40が観測値との整合性において優れていたが、ERA40の降水量は実測値に比べて過小であり、過小の降水量に整合する上昇流・収束



第20図 25日00時のERA データ分布図. a) 海面気圧分布図（等圧線間隔2 hPa）、b) 500hPa 高度分布図（等高線間隔30m）、c) 925hPa 風速分布図、d) 925hPa MST 分布図（等値線間隔3 K）。

は過小であろう。なお渦度に及ぼす収束の不足の影響は副次的だと思われる。

上述の問題は再解析データ・客観解析・数値モデル出力を使用したすべての解析に内在している。この問題の検討は残された大きな課題である。

10.2 九州豪雨をもたらした低気圧の特異性

本報告では豪雨を伴う梅雨前線低気圧の特徴として、「低気圧の停滞、強い上昇流の継続、厚い湿潤中立層の維持、低気圧に流入する下層湿潤流の持続」を指摘した。これらの様相は、程度の差はあるものの、他の梅雨前線低気圧にも共通して見られる。したがって、本事例の低気圧に伴う記録的豪雨の説明にはさらに検討が求められる。

本事例の低気圧東側における高気圧域の停滞が、低気圧の移動を妨げ、低気圧東側の温暖前線の構造を維持したことも豪雨発現に寄与したと考えられるが、その確認には多事例との比較検討が必要である。

10.3 先行報告との比較における問題点

他事例研究との比較が大切であるが、各先行研究が異なる観点からなされているため比較は困難である。各先行報告には次の問題が感じられる：「観察に無意識のフィルターがかかり見たいものだけを見る傾向。」「意義・因果関係を求めすぎる傾向。」「良すぎる実験・解析結果を“too good to be true”と疑わない傾向。」「複雑な豪雨現象の理解を深めるには、整然とした理由付け・結論を過度に求めず、現象の実態を調べることが望まれる。

11. 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の構造と発生・発達過程を観測データ・再解析データに基づいて調べた。その結果は下記のように要約される。

- (1) この低気圧は21日中国大陸（～33°N, 105°E）の弱い傾圧性の環境場で発生した。発生初期、中国大陸上の南西風の侵入に伴い広い低圧部が形成され、その北東部に降水を伴う低気圧が発現した。発生期の低気圧は顕著な500hPaトラフを伴っていなかった。
- (2) 低気圧は東進しつつ発達し24日には対馬暖流域に達した。低気圧暖域内の下層の湿潤南西流に伴って雲クラスターが維持された。IR画像では、温帯低気圧・寒冷前線・温暖前線に伴う雲域は認められない。

- (3) 24日にはオホーツク海高気圧が西方に伸び、高気圧域が低気圧の東側に停滞した。低気圧暖域と高気圧域の境界にあたる「温暖前線」付近の狭い範囲に強い低気圧性循環・南風下層ジェット・水蒸気傾度・強い渦度・上昇流・厚い中立湿潤層が維持され、その周囲には下降域、乾燥域が形成された。

- (4) 低気圧は高気圧域により東進を阻まれ、25日以後衰弱し強い降水も終止した。

- (5) 1982年7月の九州豪雨についての観測事実が、梅雨期豪雨の共通の様相なのか、この期間固有の状況なのかを先行報告と比較して確かめた。幾つかの狭域集中豪雨事例はゾーナルな梅雨前線雲ゾーン内で発生し、関連した上層トラフは顕著では無く、梅雨前線低気圧も著しく発達していない等の共通性が見られた。しかし、豪雨が低気圧暖域で発現するとは限らず、寒冷前線・温暖前線付近で発現する事例もあった。また環境場が類似していても降水量には差が見られた。これに対し、広域豪雨事例（1時間降水量は比較的少ない）では、強い上層トラフの影響が見られる。

豪雨の発現・降水の集中度は、幾つかの条件（要因）の複雑な組み合わせで決定されるので、その理解のためには、さらに多くの事例解析研究が必要である。

謝 辞

本解析に使用した観測データは1982年に気象庁で収集した。ERA40データの解析は2011年に海洋研究開発機構で行った。2014年に松本 淳教授（首都大学東京）から「アジア日降水量データ（非公開）」を提供頂いた。編集委員・査読者から有益な助言を頂いた。

参 考 文 献

- Akiyama, T., 1984a: A medium-scale cloud cluster in a Baiu front Part 1: Evolution process and fine structure. J. Meteor. Soc. Japan, 62, 485–504.
- Akiyama, T., 1984b: A medium-scale cloud cluster in a Baiu front Part 2: Thermal and kinematic fields and heat budget. J. Meteor. Soc. Japan, 62, 505–521.
- 福岡管区気象台, 1984: 昭和57年7月豪雨調査報告. 気象庁技術報告, (105), 159pp.
- 長谷川隆司・二宮洸三, 1984: 静止気象衛星データからみた長崎豪雨（1982年7月）の特徴. 天気, 31, 565–572.
- 糸山真一, 1974: 中間規模・中規模擾乱の気圧場の解析. 気象庁技術報告, (86), 249–253.

- Kobayashi, S. *et al.*, 2015: The JRA55 Reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5-48.
- 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.
- 神代賦信・原口尚喜, 1984a: 昭和32 (1957) 年7月諫早市を中心とした豪雨との比較. *気象庁技術報告*, (105), 12-16.
- 神代賦信・原口尚喜, 1984b: 1982年7月23日熊本県を中心とした大雨の総観解析. *気象庁技術報告*, (105), 27-36.
- Maddox, R. A., D. J. Perkey and J. M. Fritsch, 1981: Evolution of upper tropospheric features during the development of a mesoscale convective complex. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1664-1674.
- Matsumoto, S., S. Yoshizumi and M. Takeuchi, 1970: On the structure of the "Baiu front" and the associated intermediate-scale disturbances in the lower atmosphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, **48**, 479-491.
- 長浜宗政, 1984a: 昭和57年7月豪雨の概要. *気象庁技術報告*, (105), 3-11.
- 長浜宗政, 1984b: 7月23日長崎豪雨の総観解析. *気象庁技術報告*, (105), 22-36.
- Nagata, M. and Y. Ogura, 1991: A modeling case study of interaction between heavy precipitation and a low-level jet over Japan in the Baiu season. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1309-1336.
- Ninomiya, K., 1971: Dynamical analysis of outflow from tornado-producing thunderstorms as revealed by ATS III pictures. *J. Appl. Meteor.*, **10**, 275-294.
- Ninomiya, K., 1974: Influence of the sea surface temperature on the stratification of air-mass and the cumulus activity over the East China Sea in the Baiu season. *Pap. Meteor. Geophys.*, **25**, 159-175.
- 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, 2020: 1982年7月に観測された日本近傍における梅雨前線帯の雲・降水システムの変動. *天気*, **67**, 331-342.
- 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., H. Koga, Y. Yamagishi and Y. Tatsumi, 1984: Prediction experiment of extremely intense rainstorm by a very-fine mesh primitive equation model. *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 273-295.
- 越智 彊, 1973: 昭和47年7月豪雨の概要. *気象庁技術報告*, (84), 3-9.
- Ogura, Y., T. Asai and K. Doi, 1985: A case study of a heavy precipitation event along the Baiu front in northern Kyushu, 23 July 1982: Nagasaki heavy rainfall. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 883-900.
- Syono, S. *et al.*, 1959a: Broad-scale and small-scale analyses of a situation of heavy precipitation over Japan in the last period of Baiu season 1957. *Japanese J. Geophys.*, **2**, 219-236.
- Syono, S. *et al.*, 1959b: Broad-scale and small-scale analyses of a situation of heavy precipitation over Japan in the last period of Baiu season 1957 (abstract). *J. Meteor. Soc. Japan*, **37**, 128-135.
- Tochimoto, E. and T. Kawano, 2017: Numerical investigation of development processes of Baiu frontal depressions Part I: Case studies. *J. Meteor. Soc. Japan*, **95**, 91-109.
- Uppala, S. M. *et al.*, 2005: The ERA-40 re-analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2961-3012.
- Yokoyama, C., H. Tsuji and Y. Takayabu, 2020: The effects of an upper-tropospheric trough on the heavy rainfall event in July 2018 over Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **98**, 235-255.
- Yoshizumi, S., 1977: On the structure of intermediate-scale disturbances on the Baiu front. *J. Meteor. Soc. Japan*, **55**, 107-120.

資料 (印刷物)

- 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.
- 気象庁印刷天気図・観測データ表, 1982年7月.
- 中國地上気象記録月報, 1982年7月.

A Case Study of the Baiu Frontal Depression associated with Intense Rainfalls over
Kyushu in 23–24, July 1982
Part I : Development and Structure of the Depression

Kozo NINOMIYA*

* E-mail : knino@cd.wakwak.com

(Received 1 July 2020 ; Accepted 11 November 2020)

Abstract

Development process and structure of the meso- α -scale Baiu frontal depression associated with Kyushu heavy rains in 23–24 July 1982 are studied using observation data and reanalysis data. The depression formed with precipitation, in the weak baroclinic field over China ($\sim 33^\circ\text{N}$, 105°E). In the formation stage, the depression was not associated with upper trough. The depression developed and moved eastward, and reached over the sea south of the Korean Peninsula on 23 July. The cloud cluster which sustained in the warm-sector of the depression caused intense rainfall. During 23–24 July, a high-pressure zone extended westward from the Okhotsk anticyclone toward the east-side of the depression. Strong southerly low-level jet stream, moisture gradient, vorticity and up-ward velocity were sustained in the eastern periphery of the depression. The depression weakened on 25 July, as it moved in the high-pressure area, and rainfall weakened rapidly. The features of the depression found in this Baiu heavy rainfall event are compared with these in previous studies. Although some of the features in this case are commonly found in other cases, some differences are seen among the cases.
