

# 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

二 宮 洸 三\*

## 要 旨

20世紀の日本の顕著な豪雨の一事例として、1968年8月17日に木曾-飛騨川、長良川流域で発生した「飛騨川豪雨」の降水システムの観測の様相を記述した。

この豪雨は日本列島上に伸びる下層湿潤ベルトに伴う長大な雲ベルトの内部で発現した。この下層湿潤ベルト上空への乾燥気流の侵入によって対流不安定が強化された状況下で豪雨が発生した。豪雨発生環境条件として、南側に開け、西、北および東側を山脈・山地に囲まれた流域の盆地的地形への下層南風湿潤流の流入・収束が重要と思われる。強い降水は夜半から朝方に出現し、その場所は内陸の冷氣域南縁に当たっていた。

豪雨は幾つかのメソスケール降水系の発現・通過によってもたらされた。それらの降水系は3時間程度追跡できた。各降水系の降水量の最大値は30-100 mmh<sup>-1</sup>であり、強雨の持続時間は1時間程度であった。そして複数の降水系の引き続く発現により、総降水量は最大300 mmを超え、100 mmを超える雨域はほぼ流域全域に及んだ。各降雨系は幾つかの降水セルから成り立っていた。これらの降水系に伴う顕著な気温下降や風向急変は観測されていない。豪雨は、盆地地形への南風の流入の終止と同時的に終止した。

## 1. はじめに

日本列島の豪雨の多くは、台風（熱帯低気圧）、梅雨前線、雷雨等に伴って発現するが、その発生過程や環境場は多様である。豪雨の実態や、その経年的変化を知るために、より多くの事例調査が必要である。本報告の目的は、20世紀における顕著な豪雨の一事例として、1968年8月17日に発生した「飛騨川豪雨」の降水システムの観測の様相を記録することである。

1968年8月17日午後から18日朝（日本標準時）にかけて、岐阜県長良川、木曾-飛騨川流域で豪雨が発生した。18日2時（日本標準時）頃、豪雨がひき起こした斜面崩壊により2台のバスが100余名の犠牲者と共に飛騨川に転落したため、この豪雨は「飛騨川豪雨」と呼ばれている。

と呼ばれている。

気象庁（1968）の報告ではこの豪雨は台風6807から変化した温帯低気圧に伴う寒冷前線内で発生したと記述されている。岐阜地方気象台（1968）の報告でも、寒冷前線の南側の湿潤域上空への乾気の侵入が豪雨をもたらしたと記されているが、この報告の地上天気図に描かれている寒冷前線は明瞭な気温傾度を伴っていない。岡林（1969）は、気象衛星雲画像を観察して、豪雨は亜熱帯から伸びる「収束帯に伴う雲バンド」内で発現したと述べている。Ninomiya（2010；以下N10と略記）はERA-40（欧州中期気象予報センター再解析データ；格子間隔1.125度）を使用して飛騨川豪雨の総観規模環境場の特徴を解析している（第2節参照）。

岐阜地方気象台（1968）には、岐阜県内の地域雨量観測所等（付記3参照）によって得られた日雨量・時間雨量等のデータが収録されている。さらにメソスケール降水系の移動の解析も試みられているが、示された降水系の移動は非常に複雑で非現実的に思われ

\* 海洋研究開発機構地球環境変動領域。

E-mail : nmiya@jamstec.go.jp

—2010年8月3日受領—

—2011年2月9日受理—

る。これについての再検討を加え、降水系について詳細な記述を行うことが本報告の主たる目的である。

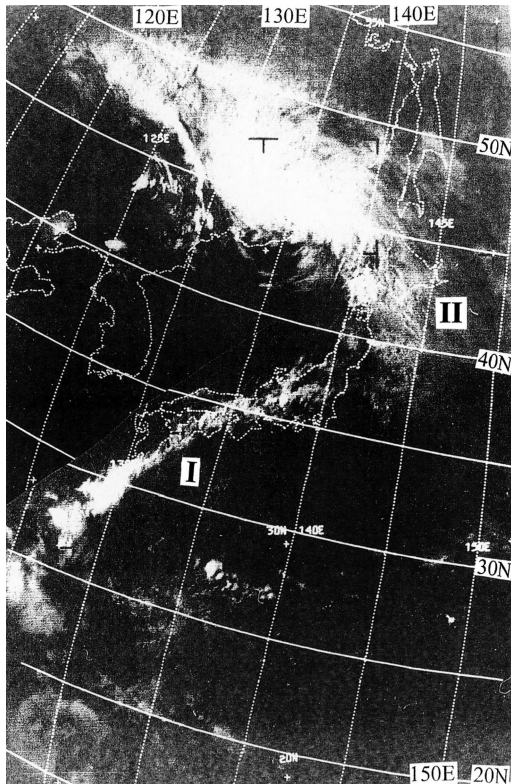
2. 飛騨川豪雨の総観規模環境場の特徴

この豪雨の総観規模環境場については、すでにN10が報告しているが、メソスケール降水系との関係を明らかにするため、簡潔に総観規模環境場の状況について引用記述しておく。

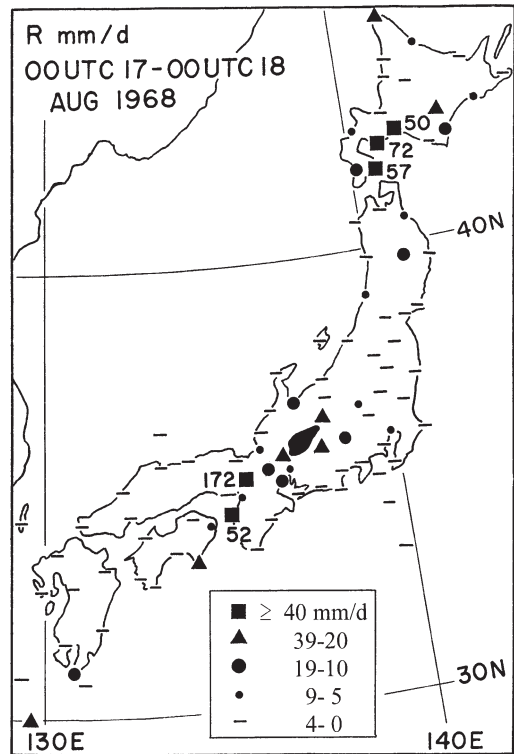
この豪雨は太平洋高気圧の北西縁および日本南岸の太平洋高気圧内部の小高気圧西縁を巡る下層の水蒸気輸送によって生成・維持された下層湿潤ベルトとそれに伴う長大な雲ベルトの内部で発現した。そして台風から変化した温帯低気圧がロシア沿海州に達したころ、その南側から伸びた乾燥域が下層湿潤ベルトの上空に侵入し対流不安定（ポテンシャル不安定）を強化させ、この状況下で豪雨が発生した。この下層湿潤ベルトの北側では比湿傾度は強いが気温傾度は非常に弱

く寒冷前線ではなく乾気前線として特徴付けられる。

N10はこの事例の下層湿潤ベルトと雲ベルトの様相を下記の事例と比較している。温帯低気圧化した台風は類似した雲バンド（村松 1982；鈴木 2000）を持つが、それらは寒冷前線を伴う。温帯低気圧は中心の南西側からの乾気の流入により「コンマ雲」と長大な雲ベルトを持つ（Carlson 1980）が、その雲ベルトも寒冷前線に伴う。「スプリット前線」（下層の寒冷前線に対し先行する上層の寒冷前線）は地上の前線の前方に強い降水をもたらす（Locatelli and Hobbs 1995）が、本事例の下層および上層の乾気前線は明瞭な気温傾度を伴っていない。降水域への水蒸気移送をひき起こす長大な湿潤ベルトは、「大気の川」（Ralph *et al.* 2005）や「温暖コンベヤーベルト」（Browning 1986）と呼ばれるが、それらは寒冷前線に伴う。「湿舌」を伴う梅雨前線（Matsumoto *et al.* 1971；Akiyama 1973；Ninomiya 2000）の場合は本事例よりは気温傾度は大きい。梅雨前線豪雨は湿舌と顕著な下層



第1図 1968年8月17日06時52分および06時57分(UTC)のESSA衛星可視雲画像。IおよびIIは雲ベルトを示す。(N10より引用。)



第2図 気象官署によって得られた日降水量(17日00時-18日00時)分布図。黒塗りの領域は飛騨川豪雨域を示す。飛騨川豪雨は気象官署の観測では捕捉されていない。

(700–850 hPa) ジェット流や中規模低気圧を伴う事が多いが、本事例では豪雨域近傍では、明瞭な下層ジェット流や中規模低気圧は検出されていない。

第1図は、1968年8月17日06時52分および57分（以下、世界協定時；UTC）に得られた ESSA 衛星7号（付記1参照）のモザイク（張り合わせ）雲画像である。雲バンド I および II が見られる。45°N、135°E に見られる雲塊は台風から変化した低気圧に伴っていた。

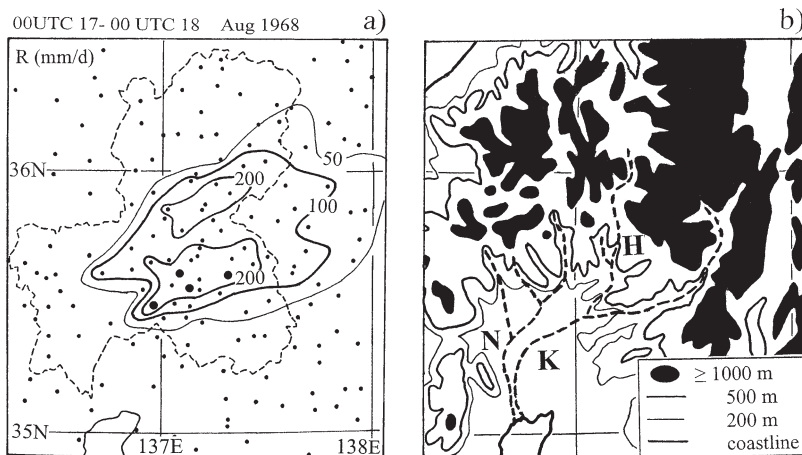
飛騨川豪雨は雲バンド I 内部で発現した。雲バンド I 全体に連続的に雲域が続いているわけではなく、幾つかの雲塊が切れ切れに並んでいる。雲バンド I は下層湿潤ベルトとほぼ同じ位置にみられた。

### 3. 飛騨川豪雨の降水系

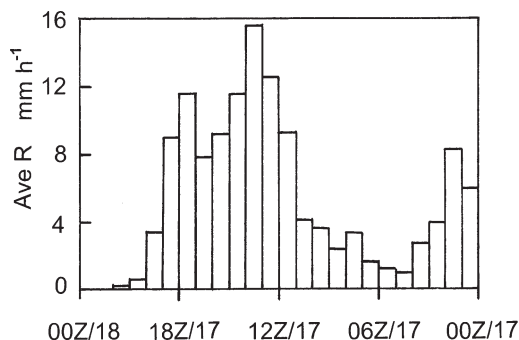
台風6807が東シナ海を北上し日本海上に進んだ期間には西日本の山地の南東側に強い降水が観測された。この西日本の降水は17日00時頃には終止し、それ以後の強い降水は雲バンド I の中で発現している。

第2図は総観気象観測網（气象台・測候所）で観測された17日00時–18日00時の日降水量分布図である。九州南部から、四国南東部を経て近畿地方・中部地方に伸びる降水帯は、雲バンド I に対応し、北海道東部の降水域は雲バンド II に対応している。気象官署では、京都地方气象台が最大の日降水量（172 mm）を記録している。その大部分は17日15–18時の3時間内に集中していた。しかし、飛騨川豪雨は総観気象観測網によっては観測されず、地域雨量観測網によって把握された。地域降水観測網によって100 mm 以上の日降水量が観測された領域を黒塗り領域で示す。なお京都豪雨域と飛騨川豪雨域の間では降水量が小さく、これらの豪雨域は空間的に連続していない。

飛騨川豪雨は、下層における水蒸気流束の収束が大きく、かつ、対流不安定の著しい本州中部で発現しているが（N10）、流域の盆地的地形も降雨の集中に寄与している。第3図aは、地域観測網によって得ら



第3図 (a)日降水量（17日00時–18日00時）分布図。点は雨量観測点を、黒丸は300 mm 以上の日降水量を記録した観測点を示す。(b)地形図。H、K および N は、飛騨川、木曾川および長良川を示す。



第4図 岐阜県内の降水量観測点53箇所の平均降水量の時系列データ。時系列データの図では、横軸上で時間は右から左向きに進む様に図示してある。

れた飛騨川豪雨域の日降水量（17日00時–18日00時）分布図であり、第3図bは流域の地形図である。長良川、木曾–飛騨川流域は、西、北および東側は山地に囲まれ、南側のみ伊勢湾に向かって開く盆地的地形によって特徴付けられる。盆地の南側の開口部から湿潤な南西流が流入し、北および東側山地で地形的に収束する状況は前述の総観場の条件に加えて豪雨の発現に適した条件の一つとなっていた。

日降水量が100 mm を超える領域はこの流域の全体に広がるが、その内部に200 mm を超える二つの大雨域がある。このことは、複数のメソスケール降水系の通過を示している。特に南側の大雨域の南西端

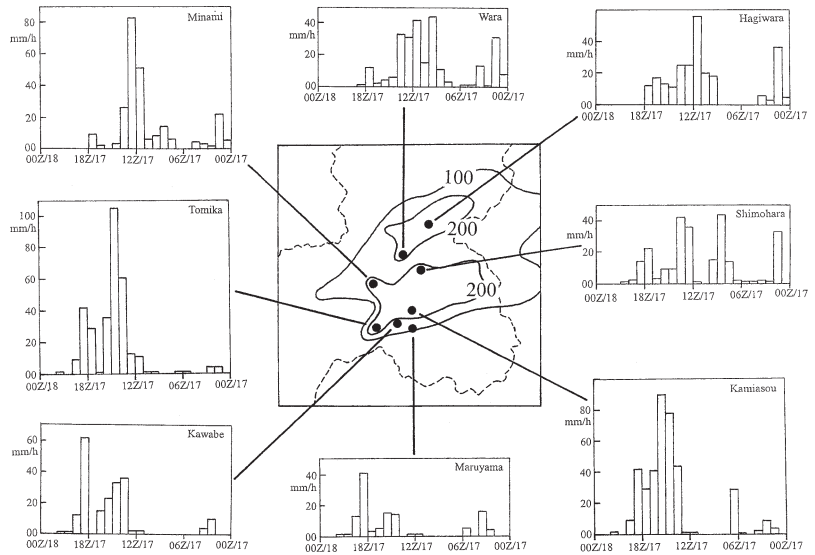
(35.5°N, 137°E 付近) では降水量の水平傾度が大きく、大雨域の東側では降水量の水平傾度は小さい。これは流域内の特定の地点で降水系が急激に発達し、東向きに移動しつつ、衰弱していたことを示している。

第4図は、岐阜県内の53箇所の雨量観測点における1時間降水量の平均値の時系列データである。平均値においても、幾つかの降水のピークが観察される。

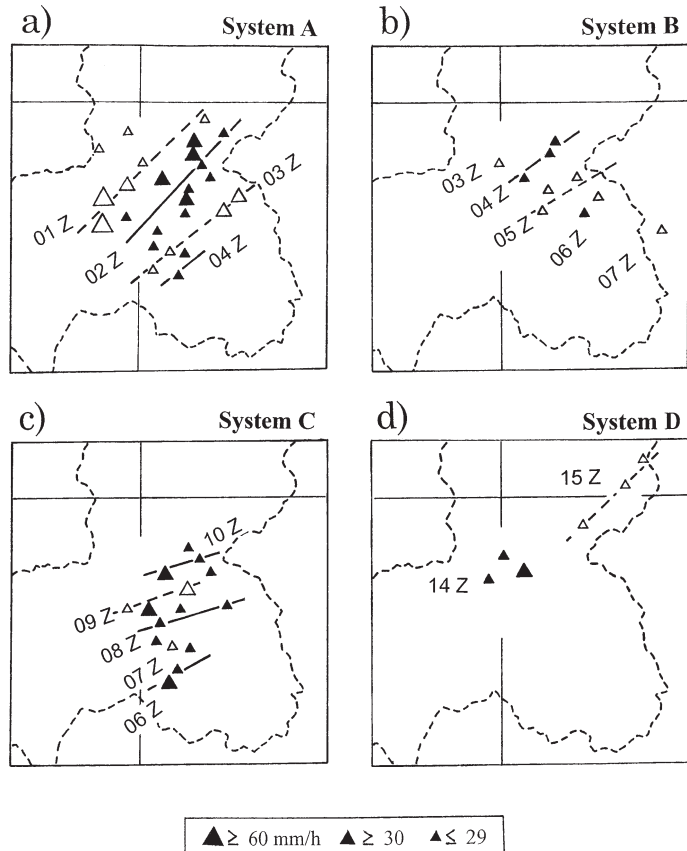
第5図は豪雨域の8地点の時間降水量の時系列データを示す。近接した観測点においても、時系列データの様相(降水量極大値、その出現時刻および極大の回数)は異なる。この事実も、複数のメソスケール降水系が引き続き発生し移動したことを示している。

岐阜地方気象台(1968)は毎時降水量分布図に基づき飛騨川豪雨のメソスケール降水系の検出とその移動を解析している。その移動経路は非常に複雑で(ループを描いたり、逆行したり)非現実的に思われる。データの時間・空間的分解能が個々の降水系の中心を分離・識別するには不足しているにも拘らず毎時降水量分布図上の時間降水最大地点を追跡したため非現実的な移動経路が解析されたのである。

毎時降水量分布図上の時間降水最大地点を追跡することは、データの分解能不足のため、不適當であるの



第5図 豪雨域内の8地点における時間降水量の時系列データ。



第6図 メソ降水系A, B, CおよびDの移動と変化。時系列データから極大降水の時刻を決め、図示している。降水量の極大値は記号で示す。

で、ここでは、各地点の時系列に見られる個々の降水ピーク（平面的に見た最大降水地点とは限らない）の出現時刻の解析を行い降水系の移動を観察した。この降水ピーク時刻の等時線解析によって8個のメソスケール降水系（A-H）を検出した。降水系A-Dの移動を第6図に、降水系E-Hの移動を第7図に示した。8個の降水系の内、強い降水を伴った系は流域の北・中部を通過した降水系A、Eおよび流域の南部を通過したFとHである。これに対して降水系DおよびGの降水量は少なくその広がりも狭かった。そして降水系CとH以外は、ほぼ東進したのに対し、降水系Hは南東進し、降水系Cのみが北向きに移動している。降水系Cの特異の移動については後出の緯度-時間断面図（第11図）と比較して考察する。

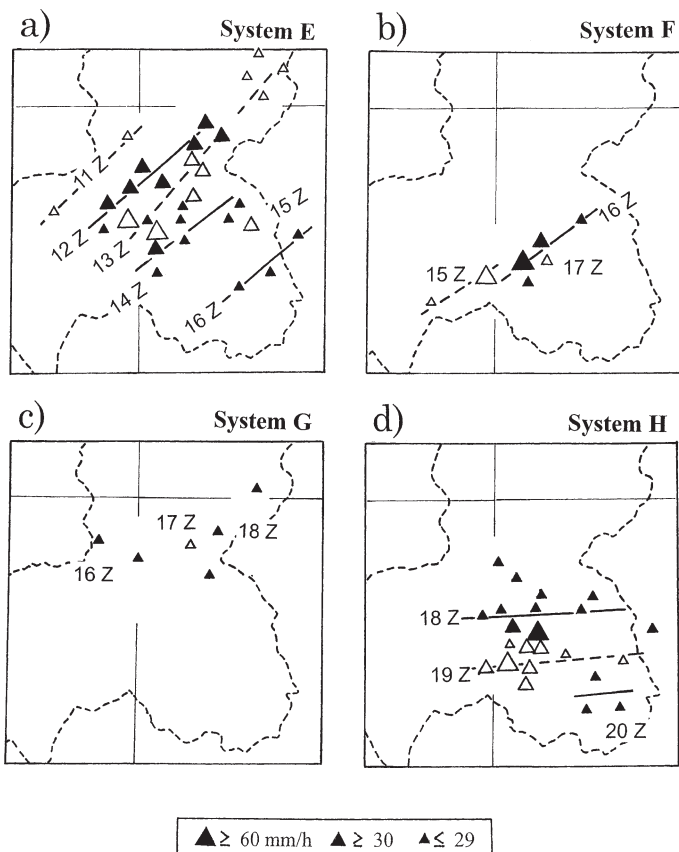
同一の総観規模環境場の状況下で、時間的にも、空間的にも近接して、異なる様相を示す複数の降水系が発現し通過した事実は興味深い。複数の降水系の相互

関係、相互作用の理解は残された問題の一つである。

各降水系は3時間程度追跡された。各降水系の降水量の最大値はほぼ $30-100 \text{ mmh}^{-1}$ であり、強雨の持続時間はほぼ1時間であった。そして複数の降水系の引き続き発現により、総降水量は300 mmを超え、100 mmを超える雨域はほぼ流域全域に及んだ。

下層における暖湿気流の流入と中層における乾気流の流入が対流不安定を強化した（N10のFig.15 d）。中部日本上空の強い上昇流（ $\sim -12 \text{ hPa h}^{-1}$ ; N10のFig.6 c）が気柱を持ち上げ、対流不安定の気層の不安定の顕在化に寄与したであろう。この状況下で複数の降水系が引き続き発現した。この点において短時間に終止する局地的集中豪雨（二宮 2001）と異なる。

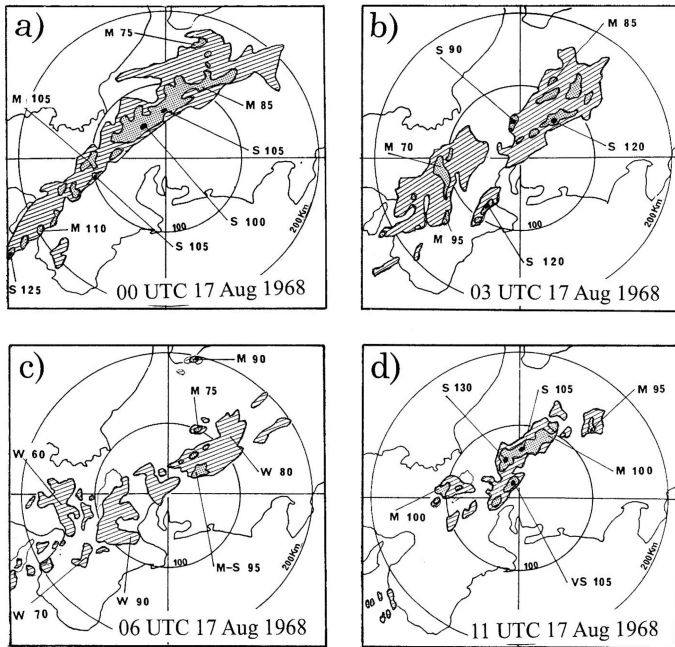
これらの降水系に伴って、どのように地上風の収束・発散が変化するかは興味ある問題であるが、この事例の豪雨域を取り囲む風速・風向の観測点がないので、調べる事ができない。



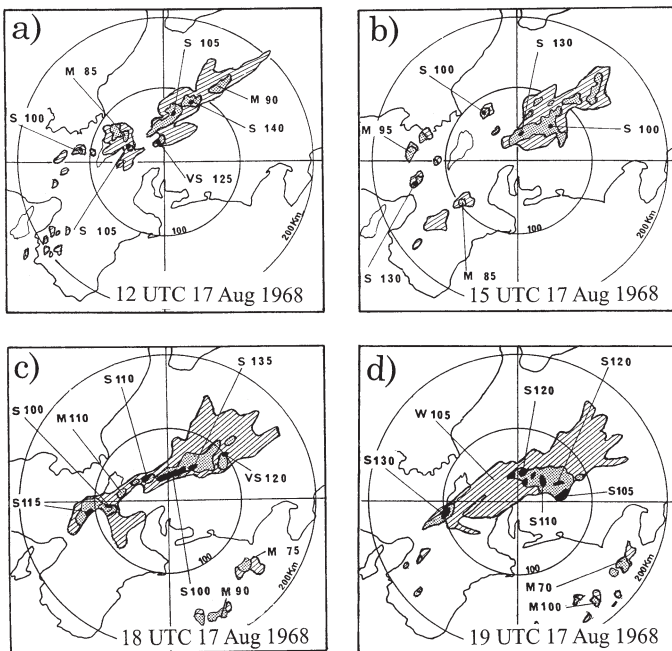
第7図 メソ降水系E, F, GおよびHの移動と変化。

降水系の振舞を確認するため第8図および第9図に名古屋気象レーダのエコー分布図を岐阜地方気象台（1968）より転載した（当時のレーダ観測については付記2を参照）。なお、この観測におけるレーダビーム仰角は確認できなかった。観測の時間間隔が長いので、1時間降水分布との明確な対比はできないが、主要な降水系に関しては次の対応付けができる。

降水系Aは、00時（第8図a）および03時（第8図b）の岐阜県上空の西南西から東北東に伸びるエコーバンドに対応する。降水系Eは、12時（第9図a）の岐阜県上空の西南西から東北東に伸びるエコーバンドに対応する。降水系Fは、15時（第9図b）の岐阜県上空の西南西から東北東に伸びるエコーバンドに対応する。降水系Hは、



第8図 17日00, 03, 06および11時におけるレーダPPI画像。レーダ反射強度W(斜線域), M(点域), SおよびVS(黒塗り域)はそれぞれ降水強度0-1, 1-4, 4-16, 16-64および64 mmh<sup>-1</sup>以上を示す。レーダエコー頂高度はヘクトメートル単位で示す。(岐阜地方気象台(1968)より転載)



第9図 17日12, 15, 18および19時におけるレーダPPI画像。(岐阜地方気象台(1968)より転載)

18時(第9図c)および19時(第9図d)の岐阜県上空の西南西から東北東に伸びるエコーバンドに対応する。なお、この時刻に京都近傍の豪雨の強い降水エコーも見られるが、1時間降水分布図から判断すると、京都付近で発現した降水はその近傍で終止していた。

これらの降水系のエコーバンドの中には複数の強い降水セル(降水強度SまたはVS)が共存している。強い降水セルのエコー頂高度は10-14 kmであった。

#### 4. 降水系と地上気温、地上風速との関係

降水系に伴って地上気温や風速がどのように変化するか、あるいは、どのような地上気温場と風速場のなかで降水系が生成・維持されるか、は興味ある問題である。このような問題は最低限1時間間隔で気温や風速の空間的分布図を作成して調べなければならない。しかし、この事例では、十分な空間密度を持つ地上観測データは得られていない(付記3参照)。

幸い、第10図に示したように、名古屋地方気象台(愛知県)と高山測候所(岐阜県)を結ぶ線上には比較的多くの観測点が位置していた。このデータを用い、緯度-時間断面図を作成した。第11図は、1時間降水量と地上風速の緯度-

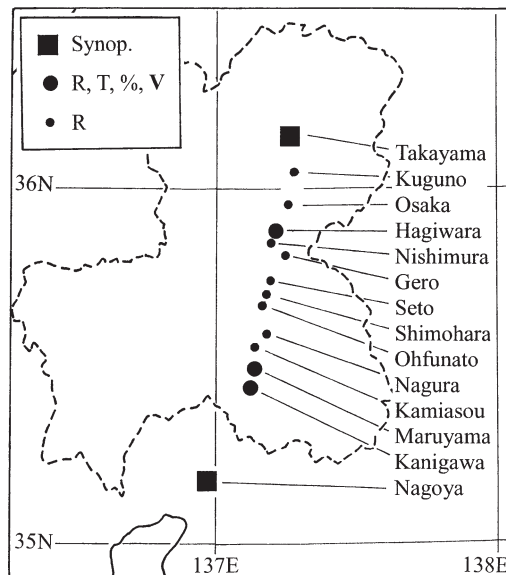
時間断面図である。この図の下段には名古屋地方気象台の海面気圧の時系列データも示してある。第12図は1時間降水量と地上気温(100 mあたり0.65 Kの気温減率を用いて高度補正を施した)の緯度-時間断面図である。これらの緯度-時間断面図の時間軸(x軸)では右から左方向に時間が進む様に表示してある。

第11図の緯度-時間断面図に見られる降水系と、第6図および第7図に示した降水系A-Hとの対応を見よう。降水系Aは第11図上では01-02時に通過している。降水系Bは第11図上の20 mmh<sup>-1</sup>の等降水量線では示されていない。降水系Cは第11図上の06-10時に南から北に伸びる降水系に対応している。まず06時には35.3°N付近を降水セルが通過し、ついで07時には次のセルが~35.5°N付近を通過している。さらに08時にはやや強い降水セルが35.8°N付近を通過している。このように観察すると、第6図に見られた降水系Cの北向き移動は、個々の降水セルの移動と、南東から北西に伸びる降水ベルトの通過の位相とを、分離せずに観察したための結果だと解釈することができよう。降水系Eは第11図上11-13時に見られる北から南に伸びる降水系に対応している(第11図上では降水系DとEは分離して観察できない)。降水系FとHは、それぞれ第11図上の15時および18時頃の降水極大域に対応している(降水系Gは第11図では20 mmh<sup>-1</sup>の等降水量線では示されていない)。

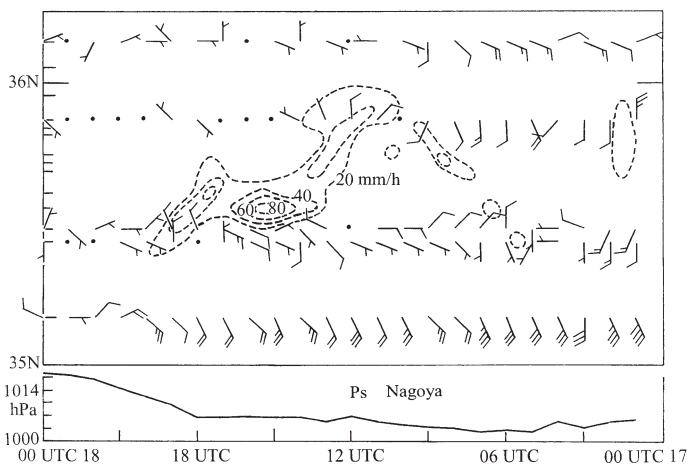
岐阜地方気象台(1968)によれば、この流域では豪雨期間には、ほぼ連続して発雷(電光、雷鳴)が記録されているので、この豪雨は激しい対流性強雨であったに違いない。乾燥地域の雷雨性の強い降水は、下降流、気温降下、風向急変、寒冷メソスケール高気圧および外出流を伴う(Houze and Hobbs 1982)。この事例のデータ密度では下降流、寒冷メソスケール高気圧および外出流の検出は困難であるが、風速の急変と気温降下(もし発現していれば)は検出可能であろう。第11図では降水系

A, EおよびHについては、風向の変化が見られる。特に降水系Hに伴う風向変化(北風の出現)は明瞭に認められる。

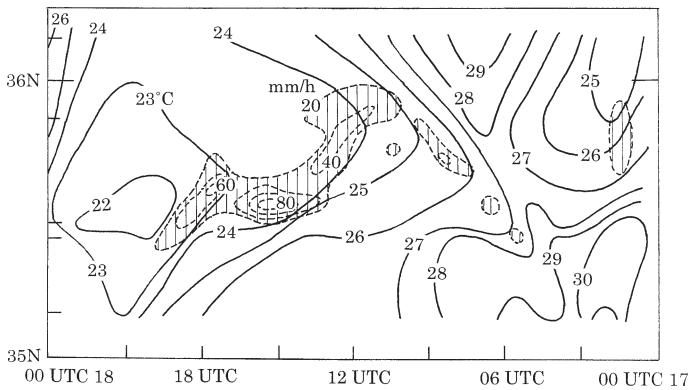
第12図上では、強い降水に伴って~1 Kh<sup>-1</sup>の気温降下が認められている。相対湿度の観測点の数は不充



第10図 地上観測データの緯度-時間セクション解析に使用した観測点。■は総観地上気象観測点、大きな●は雨量、気温、相対湿度および地上風向風速観測を行う観測点、小さな●は雨量観測点を示す。



第11図 時間降水量と地上風速の緯度-時間セクション解析。この図の下段に名古屋地方気象台の海面気圧の時系列データを示してある。1矢羽は2 ms<sup>-1</sup>を示す。



第12図 時間降水量(破線)と地上気温(実線;高度補正を施した)の緯度-時間セクション解析。

分であるが、その観測は高湿度を示している。このため、雲底下における降水粒子からの蒸発が少なく、乾燥地域で見られる雷雨の特徴が顕著に現れなかったと考えられる。

第12図上では降水域が気温傾度を伴う「ミニ前線」の形状を示しているように見えるが、第2節で述べたように、この豪雨は総観規模の寒冷前線を伴っていない。

繰り返すが、第12図では、気温観測値に100 mあたり0.65 Kの気温減率を用いた高度補正を施した「地表気温」を示している。したがって、第12図に見られる南北の温度差は単純な標高差によるものではない。このことに注意して、第12図の「地表気温」を観察しよう。

17日00時(地方時の午前)は36°N付近(内陸部)が低温である。03時(正午)ころには、南側(35°N付近;平野部)で気温が上昇し、06時前後(午後)には、北側でも気温が上昇し、暖気と南風、そして降水域は北側にまで広がっている。

10時頃から北側(36°N付近;内陸部)で気温が下降し始め、ついで降雨域と低温域は南側に広がっている。11時から20時に至る主要な降水系は内陸部の冷気の南縁に沿って発現している。しかし、内陸部の冷気の南下が、その南縁における降水系を発生させたのか、あるいは、降水がさらに気温の下降に寄与したのかは、分離して評価判定できない。

22時以降、高山測候所では気温が急激に上昇している。したがって、13時から22時に至る期間の35.5–36°Nに見られた低温の要因の一つとして内陸部における夜間の冷気形成が考えられるであろう。

次に、豪雨の終止時に見られた風の変化を観察する。

第11図に見られるように、メソスケール降水系Hの通過を最後に、飛騨川豪雨は20時頃に終止している。この時刻、流域の南に位置する名古屋地方気象台の地上風の南風成分は消失している。このように流域の盆地的地形への南風湿潤気流の流入の終止と同時に豪雨も終止している。こ

の風速場の変化は、名古屋地方気象台の海面気圧の増加と同時的に現れていた。

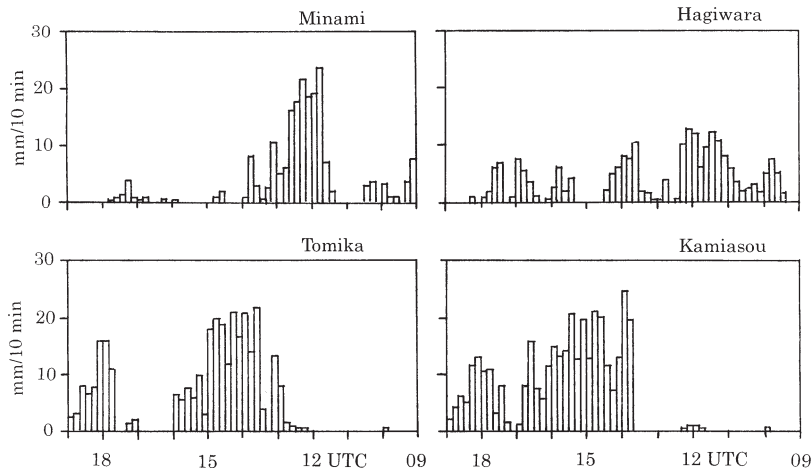
## 5. 降水系の構成

第11図を観察すると、11時までの降水系に比較すると12時以後の降水系はより著しく組織化されていた。すなわち主要な降水系E、FおよびHは引き続いてその西側に発現していた。これは降水系のバックビルディングの発生機構を示しているようにも思われる。

このような降水系の発生・維持の実態を議論するためには、その内部的構成を調べる必要がある。岐阜地方気象台(1968)に記載されている6地点の10分間降水量の時系列データを調べ、その内の代表的な4地点の時系列データを第13図に示した。10分間降水量の5項移動平均(50分移動平均;図は省略)は、ほぼ1時間降水量の変動に対応している。時間降水量で見た降水のピークは、10分間降水量で見た複数の降水ピークによりもたらされていた。この事実、メソスケール降水系が複数の降水セルから成り立っていたことを示す。各降水セルは最大~20 mm/10 minの降水をもたらしている。時系列データから判断すると、降水セルの時間スケールは積雲スケールである。しかし、それがどのような構造を持ち、どのような機構によってメソスケールの降水系を組織したかは、この調査のデータによって調べるには至らなかった。

また、10分間降水量のピークと1時間降水量のピークは、必ずしも一致していない。したがって、第6および7図に示した1時間降水量ピークの等時線解析は10分間降水量ピークの等時線解析とは一致するとはかぎらない。





第13図 豪雨域内の4地点(美並, 萩原, 富加および上麻生)における10分間降水量時系列データ。観測点の位置については第5図を参照。

この事例については短時間間隔のレーダ観測データと衛星画像データはないので、降水セルの時間的变化は調べられない。そこで、ある特定の時刻における「スナップショット的」な観察を行う。

ここで、前掲の第1図(ESSA雲画像)を観察する。この時刻(17日06時52–57分)には降水系B(8個の降水系の中では降水量は小さい)が存在していた。降水量極大域(第6図b)、あるいは降水エコー(第8図c)と雲画像上の雲塊を有意に対応付けるのは困難であるが、南西から北東に伸びる降水ゾーンの中に複数の降水セルが共存していたことは雲画像でもエコー分布図でも認められる。

この雲画像上で、雲塊の一つ(～35.5°N, 137.5°E)から、長さ約300 kmの細い雲ベルトがほぼ北北東に伸びていることが認められる。06時におけるエコー頂高度は9500 m(ほぼ300 hPaの高度)に達していた。06時における300 hPaおよび250 hPaの輪島(豪雨域の北西約200 kmに位置する)での風向・風速は230°, 30 ms<sup>-1</sup>および225°, 30 ms<sup>-1</sup>であるので、この雲は積乱雲の雲頂から伸びる上層雲(アンビル)であると想像される。輪島では強い南風成分を持つ風は250–300 hPa層で観測されていた。これが、総観規模場における風速分布であったのか、あるいは、強い対流域の上層発散場の風速分布であったのかは、判別できない。

## 6. むすび

20世紀における日本の顕著な豪雨の一事例として、1968年8月17日に発生した「飛騨川豪雨」の降水システムの観測の様相を記述した。

この事例の総観規模環境場の特徴をNinomiya(2010)のERA-40再解析データに基づく解析を引用して記述した。この豪雨は日本上空に伸びる下層湿潤ベルトとそれに伴う長大な雲ベルトの内部で発現した。湿潤ベルトの北側の気温傾度は非常に弱く、強い

比湿傾度により特徴付けられる乾気前線であった。北側の乾燥域が下層湿潤ベルトの上空に侵入し対流不安定を強化させ、この状況下で豪雨が発生した。豪雨に伴う明瞭な中規模循環系は検出されない点において、典型的な梅雨前線帯の豪雨と異なる。

この環境場の中で発現した降水系については岐阜氣象台(1968)に記載されている地上気象データ、およびその周囲の各県の気象庁のデータを用いて調べた。データの時間・空間分解能を意識して、「オーバーアナリシス」をしないように注意して調べた。

この総観規模環境場のなかで発現した「飛騨川豪雨」のメソスケール降水系の特徴は下記のように要約される；

- (1) 南側に開け、西、北および東側を山脈・山地に囲まれた木曾-飛騨川、長良川流域の盆地的地形への下層湿潤流の流入収束が重要な環境条件と思われる。
- (2) 強い降水はローカルタイムの夜半から早朝に出現し、その場所は内陸の冷氣域南縁に当たっていた。この冷氣域の発現には、降水による気温下降に加えて流域の山地-平野間の温度日変化のコントラストも関与していたと考えられる。
- (3) 豪雨は複数のメソスケール降水系の発現・通過によってもたらされた。前述した総観規模環境場の中で、さまざまな形態の降水系が発現していた。各降水系はほぼ3時間にわたり追跡された。各降水系の降水量の最大値は30–100 mmh<sup>-1</sup>であり、強雨の持

続時間は1時間程度であった。そして複数の降水系の引き続く発現により、100 mmを超える雨域はほぼ流域全域に及び、最大総降水量は300 mmを超えた。特に著しい3個の降水系は連なって発現していた。この点において短時間で終止する局地的集中豪雨と異なる。

- (4) 各降雨系は幾つかの降水セルから成り立っていた。降水セルは最大 $\sim 20$  mm/10 minの降水をもたらした。しかし、その組織化の過程・機構は調べられなかった。
- (5) 乾燥地域の雷雨事例で報告されている顕著な気温降下や風向急変は確認されなかった。雲底下の気層が湿潤で降水粒子からの蒸発を妨げたからであろう。
- (6) 豪雨は、流域の盆地地形への南風湿潤気流の流入の終了と共に終止した。

過去の豪雨事例の観測データは、近年の事例に比して不十分である。しかしこのことは、過去事例調査の意義を否定するものではない。日本の豪雨の多様性を理解するためにも、その経年的変化を知るためにも、今後もこのような調査報告が必要である。またメソモデル再現実験による研究も望まれる。

## 謝 辞

本調査で使用したデータの多くは、岐阜地方気象台(1968)に収録されていたデータである。ESSA衛星雲画像は1968年にシカゴ大学の“メソおよび衛星気象プロジェクト”から提供頂いたものであり、故藤田哲也教授に御礼申し上げます。気象通報所の標高については「気象官署履歴」を参照した。これを提示くださった気象庁総務部総務課業務評価室に御礼申し上げます。また有益なレフリーコメントに御礼申し上げます。

本調査の一部は、平成22年度科学研究費補助金基盤研究(B)21300336によってなされた。

## 付 記：1968年における観測データについて

1968年における気象観測は現在と異なるので、当時の観測とデータソースについて簡潔に記述する。

### 1. 気象衛星観測

1968年にはアメリカの極軌道気象衛星ESSA

(Environmental Science Services Administration) シリーズが可視TVカメラによる雲画像観測を行っていた。衛星が上空を通過する時間帯にはAPT(Automatic Picture Transmission)により画像が得られ現業的に使用された。調査・研究のためには計算機によりデジタル処理された画像が作成されている(U.S. Department of Commerce 1968)。本報告ではデジタル処理された画像を使用した。ESSA衛星の雲画像は現在の静止衛星雲画像に比べ分解能が粗く鮮明ではないが、前線や低気圧の雲システムの全貌を観察するためには有用であった。

### 2. レーダ観測

1968年にはレーダ観測データのデジタル処理も地形エコーの除去もされていなかった。レーダ官署ではPPI(Plan Position Indicator; 平面位置表示)スコープ上に透明シートを置き降水エコーを観測者が識別し描写してエコー分布図を作成していた。

降水強度は等エコー観測により、VW(非常に弱;  $1 \text{ mmh}^{-1}$ 以下)、W(弱;  $1 - 4 \text{ mmh}^{-1}$ )、M(中;  $4 - 16 \text{ mmh}^{-1}$ )、S(強;  $16 - 64 \text{ mmh}^{-1}$ )、VS(非常に強;  $64 \text{ mmh}^{-1}$ 以上)の5階級表示がなされていた。エコー頂高度はRHI(Range Height Indicator; 距離-高度表示)観測により測定され記入された。本報告では岐阜地方気象台(1968)に収録されている名古屋気象レーダのエコー分布図を引用している。

当時、観測間隔は通常6または3時間間隔、大雨時には1時間間隔であり、降水域(系)の存在は確認できるが個々の降水セルの変化・移動は観察できない。調査目的ではシネカメラによるPPI連続撮影がなされるケースもあった。

### 3. 地上観測

標準的な総観気象観測は気象官署(気象台、測候所)で行われた。岐阜県内には岐阜地方気象台と高山測候所があった。

無線ロボット雨量計の無線中継所の役割を持った気象通報所では、雨量観測のほか、風速風向計、温度計、気圧計等を備えることもあった。1968年においては岐阜県内に、白鳥、萩原、可児川、丸山および恵那気象通報所が設置されていた。(気象通報所は1976-78年頃に廃止された。)

地域地上観測網は、区内観測所(非即時通報)、水理・水害観測所(大雨時に電話・電報による通報を行

う) および無線ロボット雨量観測所により構成されていた。

気象官署の日雨量データ(日界は日本時間0時)は気象庁気象月報に記載されている。気象官署と地域観測所の日界09時の日雨量データは府県気象月報に記載されている。気象庁以外では、地方建設局、電力会社、地方自治体が雨量観測所を設置運用していた。

本報告では、岐阜地方気象台(1968)に収録されている岐阜県内の日および時間降水量データ、岐阜県外については各地方気象台が発行した府県気象月報記載の日降水量データを使用した。

#### 参考文献

- Akiyama, T., 1973: The large-scale aspects of the characteristic features of the Baiu front. *Pap. Meteor. Geophys.*, **24**, 157-188.
- Browning, K. A., 1986: Conceptual models of precipitation systems. *Wea. Forecasting*, **1**, 23-41.
- Carlson, T. N., 1980: Airflow through midlatitude cyclones and the comma cloud pattern. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1498-1509.
- 岐阜地方気象台, 1968: 昭和43年8月17~18日の前線による飛騨川・長良川流域の集中豪雨。東京管区気象台昭和43年異常現象調査報告第3号, 101 pp.
- Houze, R. A. and P. V. Hobbs, 1982: Organization and structure of precipitating cloud systems. *Advances in Geophysics*, Vol. 24, Academic Press, 225-315.
- 気象庁, 1968: 15日~18日の西日本の暴風雨ならびに各地の大雨(飛騨川バス転落事故), 台風第7号前線。気象要覧, (828), 51-56.
- Locatelli, J. D. and P. V. Hobbs, 1995: A world record rainfall rate at Holt, Missouri: Was it due to cold frontogenesis aloft? *Wea. Forecasting*, **10**, 779-785.
- Matsumoto, S., K. Ninomiya and S. Yoshizumi, 1971: Characteristic features of "Baiu" front associated with heavy rainfall. *J. Meteor. Soc. Japan*, **49**, 267-281.
- 村松照男, 1982: 成熟した台風の温帯低気圧化の過程について—台風7916号(OWEN)—。天気, **29**, 1199-1212.
- Ninomiya, K., 2000: Large- and meso- $\alpha$ -scale characteristics of Meiyu/Baiu front associated with intense rainfalls in 1-10 July 1991. *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**, 141-157.
- 二宮洸三, 2001: 豪雨と降水システム。東京堂出版, 247 pp.
- Ninomiya, K., 2010: Intense rainfalls on August 17, 1968 over the Kiso-Hida and Nagara River Basin in Japan associated with intrusion of middle tropospheric dry airs over the low-level moist belt. *J. Meteor. Soc. Japan*, **88**, 737-754.
- 岡林俊雄, 1969: 気象衛星写真による台風6807, 6809の雲分布。天気, **16**, 127-128.
- Ralph, F. M., P. J. Neiman and R. Rotunno, 2005: Dropsonde observations in low-level jets over the Northeastern Pacific Ocean from CALJET-1998 and PACJET-2001: Mean vertical-profile and atmospheric-river characteristics. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 889-910.
- 鈴木和史, 2000: 台風の温帯低気圧化における衛星画像の特徴。気象衛星センター技術報告, (38), 21-42.
- U.S. Department of Commerce, 1968: Key to Meteorological Records Documentation No. 5.319. *Catalog of Meteorological Satellite Data: ESSA 3, ESSA 5 and ESSA 7 Television Cloud Photography, July 1-September 30, 1968*, 35 pp.

## Features of Meso-scale Precipitation Systems of Intense Hida River Rainfalls on August 17, 1968

Kozo NINOMIYA\*

\* *Research Institute for Global Change, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 3173-25, Showa-machi, Kanazawaku, Yokohama 236-0001, Japan.*

(Received 3 August 2010; Accepted 9 February 2011)

## Abstract

Features of meso-scale precipitation systems of intense rainfalls on August 17, 1968 over the Kiso-Hida and Nagara River Basin are studied.

The intense rainfalls occurred within a long cloud belt that formed with a low-level moist belt (LMB). The intense rainfalls were accompanied by the intensification of the convective instability due to the southeastward intrusion of mid tropospheric dry airs over the LMB.

Under the synoptic-scale conditions mentioned above, meso-scale precipitation systems developed successively over the river basin, in association with the southerly moist flow into the basin. These precipitation systems caused intense precipitation of 30-100 mm h<sup>-1</sup>, and resulted in maximum total precipitation of ~300 mm. Most intense precipitation occurred in the night time along the southern edge of inland cold pool. Each meso-scale precipitation system consisted of a few intense precipitation cells, which caused intense precipitation of ~20 mm per 10 min. Significant temperature drop and change in surface wind were not observed in the present case. The intense precipitation was over, simultaneously with the weakening of the southerly moist flow into the basin.

---