低気圧に伴う降雨と雲域について*

植村八郎**

要旨

九州付近を東北東に通過した低気圧に伴う降雨と雲域を調べた.

降雨はおもに低気圧の東側で降り、とくに低気圧の暖域から温暖前線付近にかけてはメソスケールで構成 されたレインバンド構造の降雨域が顕著であった。レインバンドは地上寒冷前線の東 100 km 付近を中心に 出現した

低気圧に伴う主要な雲域はおもに暖域側から低気圧の北方に広がっており、雲域の南側の部分はセル状あ るいは団塊状をした対流性の,また北側の部分は層状性の特徴を示していた.

この雲城の輪郭と雲分布の特徴は上層と下層の気流系によって形成されている安定度の小さい城と気流系 の収束・発散の分布に密接に関係している.

1. はしがき

今日,低気圧に伴う雨は前線付近だけに降るのではな くて,低気圧の暖域内でも強く降ることはよく知られて いるところである。Bjerkness・Solberg (1921)の提案し た低気圧に伴う降雨域のモデルを改善しようという試み は近年多くの研究者,なかんずく英国の研究者達を中心 に進められている (Browning • Harrold, 1969; Browning, et al., 1973; Harrold • Austin, 1974; Browning, 1974)

わが国においては暖候期に低気圧や梅雨前線の近傍で しばしば大雨が降り,これによって災害が起きているこ とから,降雨現象の研究は,諫早豪雨の研究(大沢・尾 崎,1959)や梅雨末期集中豪雨研究報告(気象庁,1974) をはじめとして,多くは大雨と関連して行なわれている.

日本付近で起こる大雨に関するこれまでの研究は,局 地的な大雨の時の降雨特徴として,1)強いレーダエコ ーの降雨セルはメソスケールのエコークラスターに組織 化されていること,2)ある地点での雨量は数時間の変 動の特徴を示していること,3)総観場としては南より の下層ジェットの存在や湿舌の流入,4)静的安定度の 低下一などの特徴があることを示している.

* On the precipitation and cloud areas associated with a depression.

** Hachiro Uemura, 気象庁予報課。 ——1980年9月24日受領—— ——1981年1月12日受理—— しかしながら降雨の予測の立場からはさらに降雨域と 大規模気圧場との関連や降雨現象と総観場の特徴を統一 的に説明できる物理像を明らかにする研究がのぞまし いかつて、Nozumi・Arakawa (1968) は低気圧域の 降雨モデルを提案し、また最近では Akiyama (1978, 1979) が中間規模じょう乱内の降雨分布特性の解析を示 している.

最近展開された地域気象観測網や豊富になった気象衛 星資料は今後この面での研究を促進させるであろう。

本研究は1975年4月28~29日に九州地方に強い雨を降 らせながら西日本を通過した低気圧について,降雨域と 雲域の分布およびそれらの総観気象場との関連を調べ るものである。

2. 総観的気象状況の経過

まず低気圧の経過と降雨の状況を概観しておく. 第1 図に示すように、4月28日21時に九州西方海上に現われた1006 mbの低気圧は南西に長く延びる前線(気圧の谷)を伴いながら、毎時 50 km ぐらいの速さで東北東に進み、29日03時ごろ対馬海峡を通過し、06時には日本海西部に進んだ。さらに山陰沖を進んで09時には島根半島沖に達して1007 mbとなった。この間、温暖前線が九州北部と中国西部を通過したのち、寒冷前線が九州中部から中国西部に進んだ。

この低気圧の通過に伴って雨はおもに低気圧の暖域か ら北側の領域で降り、多いところで3時間に 50 mm,



第1図 地上天気図における低気圧の移動.九州地方北部に中心をもつ円内の陰影部は背振レーダ観測 による 300 km 半径内のエコーを表わす.

12時間に 100 mm の雨量を観測した.

ここでは九州から中国地方に降雨をもたらした28日21 時から29日09時までの経過を解析する。

なお、29日09時以降は、低気圧は 1008 mb ていどで あまり示度を変えず、引き続き東北東に進んだ。一方、 09時ころ九州東岸に 1008 mb の小さい低気圧が発生し たが、これは以後ゆっくり発達しながら本州南岸に沿っ て進み、21時には紀伊半島付近に達した。

3. 降雨域の特徴

3.1. レーダエコーと雨量分布

低気圧に伴ってどのように雨が降ったかをみよう。第 2 図には1975年4月28日18時から29日09時まで3 時間ご とに観測した背振山レーダのエコーと,これと対比させ るために地域気象観測網で観測した同時刻の前1時間雨 量をその右側に示した。

これを見ると、まず28日18時には低気圧の温暖前線が 九州の西方海上にあり、レーダエコー域は九州西方海上 から朝鮮南部に広がっている.このエコー域の中で温暖 前線から北東に 150~200 km 離れたところに南東から 北西方向に走る顕著なエコーバンドがある.また温暖前 線付近にもバンド状のエコー域が認められる.

つぎに28日21時のレーダエコーを見ると、前述の温暖

前線北側の南東から北西に走るエコーバンドは弱まって 九州北部にかかっている。一方低気圧の暖域から温暖前 線付近にかけては南々西から北々東の走向をもつエコー バンドが現われており, とくに低気圧の中心から東の 150~200 km 付近を通る幅約 60~70 km のものが顕著 である。このエコーバンドは南側では 2~3 本に分枝し, 南ほど幅が細くなっていて,かつ,対流性のセルまたは メソスケールのエコーで構成されている。エコー頂高度 は測定によると 7~10 km である。また低気圧中心の北 東側 50~100 km にも 顕著な エコーバンドが認められ る。エコーバンド のかかった 九州北西部 では 1 時間に 10~30 mm の強い降雨が起っている。

エコーバンドの形成については、南よりの強い風が存 在する不安定成層内で対流セルが発生し、それがバンド 状に配列することによるという考え方があり(Tatehira・ Fukatsu, 1963; Tatehira, 1971), ここで取り扱ってい る例でも一見して暖域内の南側で対流セルが発生してい るような印象を受ける。

さて、つぎに29日00時になると、低気圧の暖域内で中 心から東に 50~150 km の範囲でおもにエコーが出現し ている. 主要な二本のエコーバンドが九州北西部で結合 したような形をしている.

この時刻の降雨は九州北西部で1時間 10~20 mm の

▶天気/ 28. 4.



第2図(イ)



第2図(四)



第2図(ハ)



第2図(=)



第2図(ホ)



第2図(へ)

第2図 背振レーダ観測によるレーダエコー図と地上気圧分布,同心円 は 100km 間隔を表わす(左側図). 右側図は同時刻の前1時 間降雨量 R1 (mm).

低気圧に伴う降雨と雲域について



第3図 極軌道気象衛星 NOAA-4 観測による赤外 画像. 1975年4月28日20時31分.

強さであるが,これはほとんど暖域のエコーパンドによ るものである。

29日03時には低気圧中心が対馬海峡に達し、これから 寒冷前線が五島付近を通って南西に延び、また温暖前線 は山口県に達した.このとき暖域内のエコーバンドは大 きく1つにまとまって寒冷前線の東側100km 付近を中 心に幅50~100km の帯状をなして寒冷前線にほぼ平行 するように南々西から北々東の方向に走向している.1 時間雨量もこれに対応した分布をなしており、5~15mm の降雨強度域が熊本県西部から山口県地方に帯状に広が っている.

温暖前線の北側の域では比較的層状の性質を示すエコ ーで占められている。また、低気圧の中心のすぐ西側で は寒冷前線に沿って対馬付近から五島付近にかけて弱い レインバンド構造が見られる。それより南の寒冷前線の 西側に沿ってはエコーは弱い。

06時になると寒冷前線は山口県西岸から九州北西部に かかる. エコーは弱まっているが,中心近くの寒冷前線 近傍と暖域内の九州南西部においてはまだやや強い.

09時には低気圧は山陰沖に位置し寒冷前線が中国西部

から九州中部を通っている.背振山レーダの観測範囲で みるとエコーは寒冷前線近傍の陸上でやや強いが,暖域 内の九州東部ではエコーは弱くなっている.実際の1時 間雨量分布もこれに相当している.四国から中国地方の レーダエコーの状況は,残念ながらレーダ資料が入手で きなかったためにわからないが,1時間雨量分布からみ るとやや強い降雨が同地方でも起きており,とくに山岳 の南側(風上側)でやや強いと思われる.

3.2. 降雨域構造の特徴

3. 1 節で述べたものは 降雨域の全体的な特徴 である が, さらに詳細に観察すれば, エコーバンドはメソスケ ールの構造をしている. これを反映して, 1時間雨量分 布でみた場合に差し渡し 50~100 km の広がりをもつ降 雨構造が顕著である.

Browning・Harrold (1969) は 英国を 通過した 低気圧 に伴う降雨分布について, 地上温暖前線の前方 150~350 km における一様な降雨域, 温暖前線のすぐ前面でこれ に平行するように配置したレインバンドおよび暖域内の 風に平行するように配置するレインバンドの降雨分布モ デルを提唱した. さらに, Houze *et al.* (1976) は亜熱 帯低気圧の降雨パターンを同様のレインバンドを含めて 6つの型に分類している.また Nozumi・Arakawa (1968) は亜熱帯海洋上を通過する低気圧の暖域内で帯状の降雨 構造 (レインバンド)が 観測 される ことを 指摘してい る.

温暖前線のすぐ前面に現われるレインバンドの構造に ついては, Browning *et al.* (1973) は温暖前面上を滑昇 する気流 (warm conveyor belt)の上空に西よりの乾冷 な空気が舌状に入ることによって起こるとし, Atkinson・ Smithon (1972) は一連の small mesoscale の移動によ るとした説明を試みている.

ー方, エコーパターンはある特性的な広がり (スケー ル)とふるまいにより分類されるという考え方がAustin・ Houze (1972) や Harrold・Austin (1974) らによって 出されている. Harrold・Austin はメソスケールの降雨 はしばしば帯状に連なって現われること,また Atkinson・Smithon は large mesoscale と small mesoscale の 降雨システムが低気圧の暖域および温暖前線付近で顕著 であることを指摘している. 梅雨前線上の中間規模じょ う乱に伴う降雨分布 について Akiyama (1978) はじょ う乱の前面 および 北側では continuous rain (または薄 い層状のエコー) であり,中心部 および その 南側から trailing portion にかけては おもに convective rain (ま

◎天気″ 28. 4.

低気圧に伴う降雨と雲域について





231

第4図(a)
第4図(b)
第4図(a) 極軌道気象衛星 NOAA-4 観測による赤外画像. 1975年4月29日08時36分.
(b) 同画像の雲のイラスト. 図中の前線は 850 mb 面でのものである.

たはメソスケールに組織された対流性エコー)であることを見出している.

また降雨分布が地形の影響を受けることは Harrold・ Austin や Sakakibara (1979)の研究が示している.

上述の報告と対比してみると、本文での低気圧に伴う 降雨域は多くの共通点をもっている。

4. 降雨に関係した雲域の特徴

前節の降雨分布に対して,雲域はどのように分布して いるか. 極軌道気象衛星 NOAA-4 観測による赤外画像 を第3図(28日21時)と第4図(29日09時)に示す.

両図をみると低気圧に伴う主要な雲域は大部分共通し た雲分布の特徴をもっている。わかりやすく第4図で説 明しよう。雲域(第4図a)の特徴を模図的に示したの が第4図bである。雲域の南半分にあたる日向灘から山 陰沖にかけての部分は団塊状の雲が密集した状態が著し い。この団塊状の雲は一見して100km ていどの規模 (直径あるいは差し渡しのことを指す)をもち,活発な 対流活動の特徴を示している。850mb面天気図(第7



第5図 700 mb 面における鉛直 P 速度 (mb/hr)
を実線で、気温・露点差 (T-Td) を破線
で示す.1975年4月29日09時. 陰影部は主要な雲域を示す。

図)をみると,団塊状の性質を示す雲域の部分は低気圧 の暖域から温暖前線付近にかけて位置している.他方こ れより北側の日本海中部から北海道付近にかけては層状

1981年4月



 第6図 850 mb 面における 等高度線(太実線と太 破線), 等温線(細破線)および風速(ノ ット). 細実線は 500 mb 面の等高度線.
陰影部は主要な雲域を示す.1975年4月28 日21時.



第7図 説明は第6図に同じ, 1975年4月29日09 時,

の性質を示す雲が占めている.詳細にみればこの層状の 雲域の表面には北東方向に走る弱い筋状の模様が認めら れる.

第3図と第4図でみられた主要な雲域の特徴を両図に 対応した期間である28日21時から29日09時までの降雨の 特徴と対比させると,つぎのことがいえる.低気圧の暖 域から温暖前線付近にかけてのメソスケール構造の特徴 をもつ降雨域に対してはおもに活発な対流活動を示すセ ル状あるいは団塊状の雲域が対応し,また温暖前線の北 方の比較的に層状性のエコーをもつ降雨域では層状の性 質を示す雲域が対応している.



 第8図 細実線は850mb面における偽湿球温位 *θsw*(850), 細破線は500mb面における偽 湿球温位 *θsw*(500). 太実線は500mb面 と850mb面における両者の差(*θsw*(500) *-θsw*(850)). 単位は°C. 1975年4月29 日09時.

5. 雲組織と大規模気象場の関係

5.1. 大規模な鉛直運動

前節でみた雲分布の特徴の1つは主要な雲域の輪郭が かなりはっきりしていることである。とくに西側の縁が 明瞭である。この雲域の輪郭はどのような気象要因と関 係するのであろうか。

第5 図は 700 mb 面における鉛直流と低気圧に伴う主要な雲域を重ねて示したものである. この鉛直流はアジア地区 6 層ファインメッシュ・プリミティブモデルの初期値(格子間隔304.8 km を用いた準地衡風近似モデルで計算された鉛直 P速度) であるから,大規模運動に伴う鉛直速度である. この図より,主要な雲域は $\omega=0\sim-4$ mb/hr の域に存在し, 雲域の西側の縁は $\omega=0$ の線にほぼ平行して走っていることがわかる.

しかしながら主要な雲域は必ずしも上昇流の絶対値の 大きいところに集中して出現しているわけではない.第 5 図の場合,雲域は全体として上昇流の大きい場所から 南西方にずれた位置に出現している.

一方,空気の湿り具合を第5図の700mb 面における 温度・露点差 (T-Td) でみると,西日本から日本海南 西部にかけてはその値は小さく,活発な対流活動を示し ている雲域部分はおよそ $T-Td \leq 3^{\circ}$ C の範囲内にある. 他の解折例においても活発な対流活動が大規模場解析で

▶天気∥ 28. 4.



第9図 300 mb 面(上段) および 850 mb 面(下 段)における流線 と 等風速線(太実線). 風速の単位はノット.下段の図中の前線の 表示は 850 mb 面におけるものである。 1975年 4 月29日09時

ω₇₀₀=-1~-2 mb/hr, T-Td(700)≦3°C 付近に多く見 出されている(植村, 1979).

これらのことから鉛直流の値と温度・露点差の値から あるていど大まかに(大規模運動に関する情報の範囲内 で)雲の出現範囲を見当ずけることができそうである.

5.2. 気圧場の構造

つぎに気圧場との対応をみる. 第6 図および第7 図は 850 mb 天気図と 500 mb 面の等高度線を重ねて示した. これらと地上天気図とも併せてみると低気圧に伴う気圧 の谷の鉛直方向の傾きはいくぶん北西に傾いていること がわかる. そして主要な雲域の大部分は気圧の谷付近か らその前面にかけてみられる.

5.3. 安定度の解析

Harrold (1973), Browning *et al.* (1973) らは低気圧 の寒冷前線の前面(東側)で, differential advection に よって, 暖域から温暖前面上を流れる南よりの湿潤な下 層気流 (warm conveyor belt と呼ばれている)の上を, 西よりのより寒冷な中層の気流がオーバーランする結果 として potential instability ($\partial \theta_{\omega}/\partial Z < 0$) が継続的に生 起され, それが解放される域で対流性の雲(雨)が発生 すると説いている.

本文の例で,850 mb と 500 mb の面での偽湿球温位 の分布を第8図に示す。850 mb 面の偽湿球温位 θsw (850) はとくに南西諸島方面から西日本にかけて大きい 値で分布している。これは暖湿な南西気流域に相応して いる。

他方 500 mb 面での偽湿球温位 θ_{sw}(500)の値は総体 的には東西走向の傾向を示しているが,九州南海上から 本州にかけては比較的大きい.

 $\theta_{sw}(500)$ から $\theta_{sw}(850)$ を引いた差は 500 mb 面と 850 mb 面との間の成層の安定度の目安すである. これ を第8 図に太線で示した. 偽湿球温位差の小さい域は日 本列島に沿っており,とくに南西諸島から西日本にかけ ては負値 (0~-1°C)となっている. そしてこの負値の 域は低気圧のほぼ暖域に当っていることが注目される. また主要な雲域(第7図)は偽湿球温位差の $-1~3^{\circ}$ C のところに位置している.

500 mb と 850 mb 面の流れ(第7図)を考慮すると, 下層では南西からの暖湿な移流があり,また上層では西 からの寒冷空気の移流傾向があって低気圧の前面(東側) において安定度の低い(あるいは潜在的に不安定な)成 層域が形成されているとみることができる.

同様の効果を指摘していると思われるが、Akiyama (1979) は 中間規模じょう乱について その南側の下層で の相当温位の増大が南東象限における対流不安定の増大 に寄与して、強い対流性降雨が起きていることを報告し ている.

風の場の構造

6.1. 風速の水平分布

安定度の小さい域内でさらに対流活動の活発な雲の分 布に寄与している要因を調べる必要がある.

第9 図は 850 mb 面および 300 mb 面における 流線 と等風速線である。850 mb 面では低気圧の東側で強い 南よりの風が吹いている。集中豪雨のような強い降雨の

1981年4月



第10図 ほぼ雲域に平行な方向に沿う福岡(47807), 米子(47744),輪島(47600)および秋田 (47582)を結ぶ線上における鉛直断面図. 太実線は風速(ノット),細実線は等温度 線(°C),そして破線は相対湿度(%). 1975年4月29日09時。

ある域に下層の強風(下層ジェット)が存在することは Matsumoto・Akiyama (1970), Matsumoto・Ninomiya (1971) および Matsumoto (1972) をはじめ多くの研究 が示すところであるが,本文の例でも鉛直断面図第10図 および第11図に見るように 850~700 mb に強風軸があ る.

第9図の 850 mb 面における水平風速の最も大きいと ころは中国地方にあり、その位置は 850 mb 面の低気圧 の中心から東南東に およそ 150 km (地上低気圧の中心 からは東南東に数 10 km)離れたところにある. この場 所を通って 850 mb 面上の水平風の強風軸は日向灘から 日本海東部に向い, 主要な雲域の軸に ほぼ 平行 してい る.

850 mb 面における流線と等風速線分布は九州方面で 発散,中国東部から日本海南部方面で収束の状態になっ ていることを示している。



第11図 雲域を横切る方向に沿う潮岬(47778),米子(47744),浦項(47138)および烏山(47122)を結ぶ線上における鉛直断面図.太実線は風速(ノット),細実線は等温線(°C)そして破線は相対湿度(%).陰影部は風速の北成分をもつ域を示す.1975年4月29日09時.

他方,300 mb 面では九州西部に 風速の極大域(最大 風速60ノット)があり,また北日本ほど風速が大きい分 布になっている.300 mb 面における 流線と等風速線分 布は九州方面で収束,中国東部から日本海南部方面では 発散の状態になっていることを示している.

6.2. 鉛直構造

第10図は福岡,米子,輪島および秋田を結ぶ線上の鉛 直断面図である。この面はほぼ下層および上層の気流の 方向に沿っている。

これによっても,前述したように九州方面では上層収 束と下層発散が,また中国東部から日本海南部方面では 下層収束と上層発散の状態になっていることがわかる.

◎天気″28.4.

234

以上のことから主要な雲城(第4図)に関していえば, 活発な対流活動を示す雲域の南西部分およびその西側の 域では上層収束と下層発散が,またその雲域の中央付近 から層状性雲域の境付近までは下層収束と上層発散があ る.

北側の層状性の雲域部分は第5図,第9図と第10図と からおもに大規模場の上昇流に伴って発生した雲と南側 の活発な対流活動で発生して移流してきた雲から成って いると推察される.

相対湿度の鉛直分布は活発な対流雲のある米子付近で は対流圏の全層にわたって80%以上で,層状性の雲のあ る輪島秋田方面では下層の900~700mb付近と上層が おもに湿っている.また主要な雲域の西外側にあたる福 岡付近では600mbより下層が80%以上に湿っている.

第11図は主要な雲域を横切る方向に沿う潮岬,米子, 浦項および烏山の各地点を結ぶ線上の鉛直断面図である が,明らかに相対湿度は風速の南成分をもつ域が北成分 の域より大きい.対流圏全層にわたって湿っている米子 付近では風速も全層にわたって相対的に強い.

なお風速の鉛直構造は上層 300 mb 付近に強風核をも つ偏西風 ジェット と下層 850~700 mb に強風核を有す る下層ジェットの2重構造になっていることが注目され る.

6.3. 下層ジェットについて

下層ジェットについては Matsumoto • Ninomiya (1971), Matsumoto (1972), Ninomiya•Akiyama (1974) らの研究があり、大雨域に現われる南よりの下層ジェッ トは地衡風的に不平衡で、降雨域内の対流混合にもとづ く運動量の上方からの輸送によって維持されており、下 層ジェットに直角な面内でみた場合、下層ジェットより 下層に生起するであろうところの間接循環が下層ジェッ トの北(西)側での収束を通して引き続く対流セルの発 生に寄与するという考え方が示されている.

本文の解析例で, とくに指摘したい点は下層ジェット に沿う鉛直面内での鉛直流である. すなわち, 低気圧の 東側を流れる下層の南よりの気流にほぼ沿う鉛直面内 で,下層ジェットの最大の位置より風下側で下層収束, 上層発散(風上側では上層収束下層発散)を示すような 鉛直流が存在することを述べた.

このような風の場の構造をもった低気圧が下層ジェットの風下側の方向に移動していったことから、本文の例 は下層収束の最大が通過した地点では時間的にやや遅れ て下層ジェットの最大風速が観測されることが起こりう **ることを示唆**している。それは、もし下層収束に伴う降 雨があれば、降雨強度の最大は下層ジェット最大時より 先立って出現しうることを意味する。

今回は降雨強度と風速の時間的関係を調べるには至ら なかったが、この問題は今後、気圧構造と関連して研究 する必要があるように思われる。

7. まとめ

九州付近を東北東に進んだ低気圧に伴う降雨は,おも に低気圧の東側で起きた. とくに暖域から温暖前線付近 にかけての域ではメソスケールの降雨セルで構成された レインバンド構造の降雨域が顕著であり,レインバンド は寒冷前線の東およそ 100 km 付近を中心に出現した.

この低気圧に伴う主要な雲域はおもに暖域側から低気 圧の北方に広がっており、雲域の南側部分はセル状ある いは団塊状をした活発な対流性の特徴を,また北側の雲 域部分は層状の特徴を示していた。

雲域の輪郭や雲分布の特徴は大規模運動に関する情報 だけからでは十分説明されないが,さらに偽湿球温位に よる安定度解析や気流の収束発散解析を考慮すると,そ の理解が容易になることがわかった.すなわち,安定度 の小さい(潜在的不安定)な域は低気圧の東側に形成さ れており,また下層および上層の気流系はおもに低気圧 の東側の活発な対流性の雲の域で下層収束,上層発散の 場を構成しているということが明らかにされた.

謝辞

この研究は長崎海洋気象台在勤中に着手したもので, 同台予報課の諸氏とくに須賀康朗技官にお世話になった.資料の作成には三宅島空港出張所の三橋実所長の助 力を得,製図には田前百合子女史を煩わした.気象庁予 報課の三瓶次郎技官ならびに気象衛星センターの加藤政 勝技官からは有益な助言と批評を賜った.ここに謹んで 感謝の意を表する.

文 献

- Akiyama, T., 1978: Mesoscale pulsation of convective rain in medium-scale disturbances developed in Baiu Front, J. Met. Soc. Japan, 56, 267-283.
- frontal medium-scale disturbances with heavy rainfalls, J. Met. Soc. Japan, 57, 587-598.
- Atkinson, B.W. and P.A. Smithon, 1972: An investigation into meso-scale precipitation distri-

1981年4月

butions in a warm sector depression, Quart. J. Roy. Met. Soc., 98, 353-368.

- Austin, P.M. and R.A. Houze, 1972: Analysis of structure of precipitation patterns in New England, J. Appl. Met., 11, 926-935.
- Bjerknes, J. and H. Solberg, 1921: Meteorological conditions for the formation of rain, Geofys. Publikationer, Norske Videnskaps-Akad., Oslo, 2, No. 3, pp. 1-60.
- Browning, K., 1974: Mesoscale structure of rain systems in the British Isles, J. Met. Soc. Japan, 52, 314-327.
- Browning, K.A., M.E. Hardman, T.W. Harrold and C.W. Pardoe, 1973: The structure of rainbands within a mid-latitude depression, Quart. J. Roy. Met. Soc. 99, 215-231.
- Browning, K.A. and T.W. Harrold, 1969: Air motion and precipitation growth in a wave depression. Ouart. J. Roy. Met. Soc. 95, 288-309.
- Harrold, T.W., 1973: Mechanisms influencing the distribution of precipitation within baroclinic disturbances, Quart. J. Roy. Met. Soc., 99, 232-251.
- Harrold, T.W. and P.M. Austin, 1974: The structure of precipitation systems -a review. J. Rech. Atomos., 8, 41-57.
- Houze, R.A., P.V. Hobbs, K.R. Biswas and M.D. William, 1976: Mesoscale rainbands in extratropical cyclones, Mon. Wea. Rev., 104, 868-878.
- 気象庁, 1974: 梅雨末期集中豪雨研究報告, 気象庁 技術報告, 86, pp. 454.
- Matumoto, S., 1972: Unbalanced low-level jet

and solenoidal circulation associated with heavy rainfalls, J. Met. Soc. Japan, 50, 194-203.

- Matsumoto, S. and T. Akiyama, 1970: Mesoscale disturbances and related rainfall cells embedded in the role of convective momentum transfer, J. Met. Soc. Japan, 48, 91-102.
- Matsumoto, S. and K. Ninomiya, 1971: On the mesoscale and medium scale structure of a cold front and the relevant vertical circulation, J. Met. Soc. Japan, 49, Special Issue, Dec., 648-662.
- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1974: Band structure of mesoscale echo clusters associated with low-level jet stream, J. Met. Soc. Japan, 52, 300-313.
- Nozumi, Y. and H. Arakawa, 1968: Prefrontal rainbands located in the warm sector of subtropical cyclones over the ocean, J. Geophys. Res., 73, 487-492.
- 大沢綱一郎,尾崎康一,1959: 諫早市の豪雨の解析, 研究時報,11,21-30.
- Sakakibara, H., 1979: Cumulus development on the wind ward side of a mountain range in convectively unstable air mass, J. Met. Soc. Japan, 57, 341-348.
- Tatehira, R. and H. Fukatsu, 1963: Radar and mesoscale analysis of a cold front, J. Met. Soc. Japan, 41, 145-157.
- 立平良三, 1971: 帯状エコーの生成・維持に必要な 総観場の条件,研究時報, 23, 341-355.
- 植村八郎, 1979: 梅雨前線近傍における活発な対流 雲, 天気, 26, 651-652.