

日本列島域の大規模および中規模循環系に関する研究 ～特に多種スケール階層構造に注目して～

—2005年度藤原賞受賞記念講演—

二 宮 洸 三*

要 旨

著者と共同研究者によってなされた夏季および冬季アジアモンスーンに関連する日本列島近傍の大規模及び中規模循環系に関する研究の概要を報告する。特に循環系の多種スケール階層構造に注目して議論する。

1. はじめに

著者は、多くの方々と共同して、1960年代から、夏季および冬季アジアモンスーンに関連する日本列島近傍の大規模及び中規模循環系に関する総合的研究を続けてきた。このようなテーマに関わったのは、長らく気象研究所・気象庁に勤務し、任務として日本近傍の気象現象を調べたためでもあり、これらの現象が非常に興味深かったからでもある。

地球規模で見れば、日本列島はアジア大陸の東岸・太平洋の北西端に位置し、亜熱帯-温帯湿潤気候区に属する。しかも大陸との間に存在する日本海・東シナ海からの影響を受けるため気象状態は複雑であり、四季それぞれに、さまざまな気象擾乱が発現する。また、日本列島は世界で最も稠密な定常気象観測網が展開されている地域である。このように、日本列島域は各種の循環系を調べるには非常に恵まれた地域である。気象庁の現場の方々には、それらの現象について豊富な経験的知見を持っておられるにもかかわらず、日本の気象界は日本の気象現象にあまり関心を払わず、多くの研究テーマが手付かずに残されていたのである。

1960年代と言えば、多くの気象学会会員の誕生以前

* 海洋研究開発機構地球環境フロンティア研究センター。

E-mail : nmiya@jamstec.go.jp

—2005年6月13日受領—

—2006年1月11日受理—

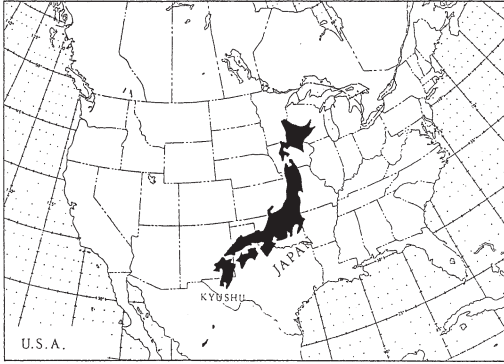
© 2006年 日本気象学会

の過去であり、研究の成果の多くはすでに常識になっているが、成果のある部分は十分に理解されていない。この報告では現在・将来につながる問題意識を持って著者らの現在に至る研究を紹介したい。一連の研究をその時間的経過にしたがって述べるのも1つの方法であるが、ここでは、時間的経過にこだわらず、対象とする現象の種類とスケールに着目して議論する。

現象の空間・時間スケールは、基本的には定量的に定義されているが、実際にはかなり幅があり、誤解されることが多い。北米大陸上、あるいはその周囲の現象の報告が引用・参照されることが多いが、北米大陸と日本列島の大気現象のスケールの認識はかなり異なる。例えば、アメリカ中西部に見られる“雷雨に伴う寒冷メソハイ”に相当する大きさの現象は日本では見られない。日本では、総観規模低気圧とみなされる循環系は、北米大陸ではメソスケールとして認識される。世界地図を見れば明白に理解されるはずの事実がしばしば誤解されているので、念のため第1図に北米大陸と日本列島のサイズと緯度を比較した地図を示した。

2. 東アジア夏季モンスーンと梅雨

東アジアの夏季モンスーン季の降水を日本では梅雨と呼び中国ではメイユと呼ぶ。この降水は主として梅雨前線・メイユ前線と呼ばれる降水ゾーン内の様々なスケールの循環系に伴って発生する。梅雨をそれらの循環系を含めて総合的に理解する必要がある。梅雨前線に関する著者等の研究の一部は、総合報告として、



第1図 北米大陸と日本列島のサイズと緯度の比較。

Ninomiya and Murakami (1987), Ninomiya and Akiyama (1992), Ninomiya (2004), 二宮(1994, 2000), 二宮ほか (1980, 1991) に纏められている。

2.1 アジア亜熱帯前線としての梅雨前線

アジア夏季モンスーンと梅雨については Murakami (1959) など多くの先駆的論文研究があるが、梅雨前線帯を北半球規模で初めて観察できたのは1960年代後半以後の米国の極軌道気象衛星(TIROS, ESSA, NOAA)の雲画像によってである。これらの気象衛星によって得られた北半球合成可視雲画像を見ると太平洋亜熱帯高気圧(晴天域)の北縁に延びる梅雨前線雲ゾーンが見られる(図は省略)。

第2図は1969年6月28日～7月27日の平均のESSA-9による北半球合成雲輝度画像である。月平均輝度画像でも、極(寒帯)前線帯とは異なる梅雨前線雲ゾーン(30°N, 100°E～35°N, 150°E)が明瞭にみられ、その定常性が確かめられる。

このような梅雨前線雲ゾーンに関わる循環系を大スケールの観点から調べる。すでに、Akiyama (1973)は1968年の梅雨期について、東アジア・北西太平洋の高層観測データとESSA-5の合成雲画像を用いた詳細な解析を行っていたが、さらに、北半球規模で見れば梅雨前線はどの様に特徴付けられるかを知りたいと思った。1978年気象研究所から数値予報課に移った著者は1978～1979年に気象庁で数値予報に使われていたプリミティブ北半球4層380 km格子モデル(湿潤対流調節を使用)を6層にかえ、1975年6月19～26日の計15回(12時間間隔)の24時間予報を行い、その出力値をデータとして解析した。これは当時の客観解析データから鉛直流や「見かけの熱源(apparent heat



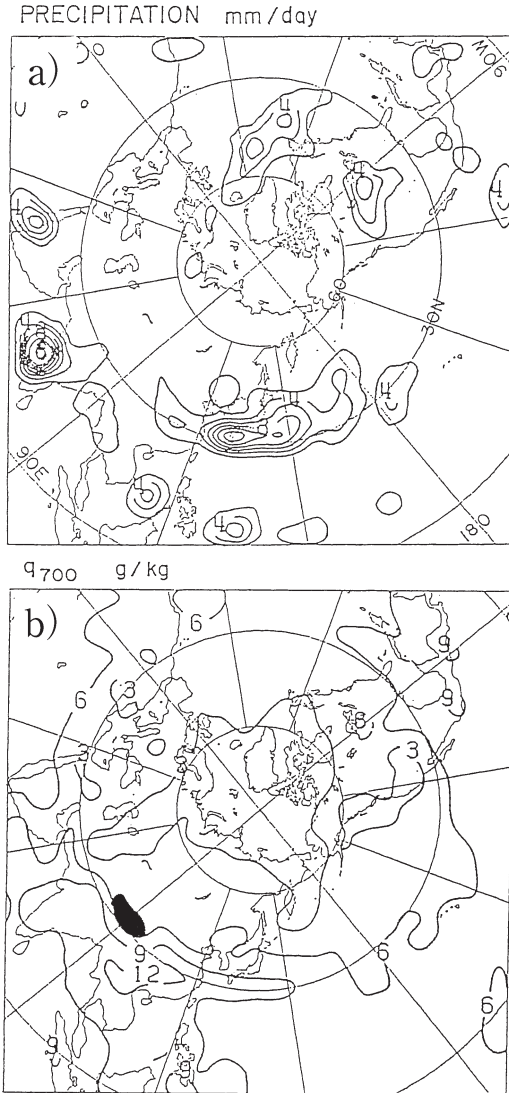
第2図 1969年6月28日～7月27日のESSA-9衛星の平均北半球合成雲輝度画像。梅雨前線雲ゾーン(30°N, 100°E～35°N, 150°E)が明瞭に見られる(Ninomiya, 1984)。

source)」を評価する際に生ずる誤差を避け、モデルから直接に得られる上昇流、降水量や熱源を解析に使用するためであった。

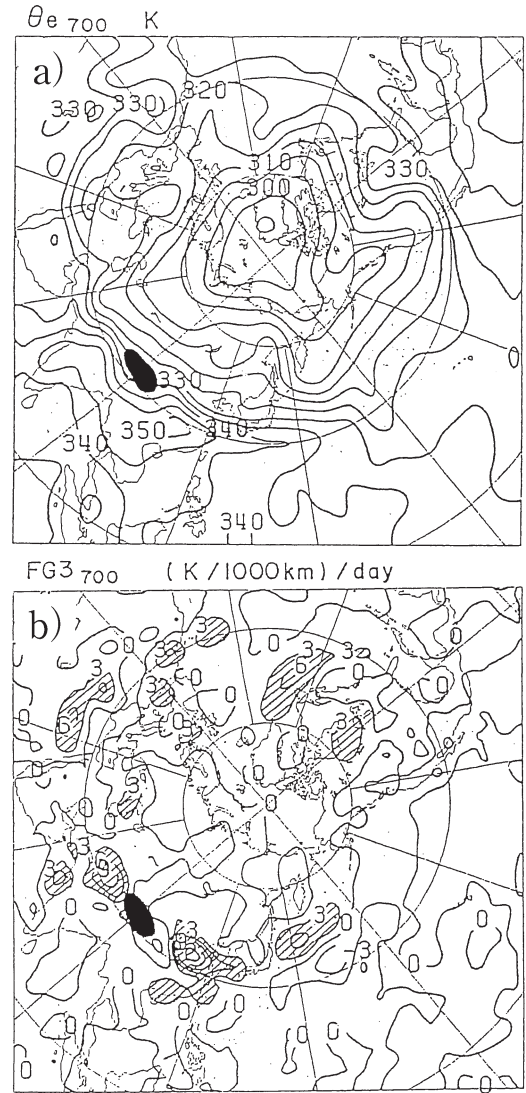
この期間について得られた平均場の解析(Ninomiya, 1984)の一部を示す。第3図aは降水量分布であり、梅雨前線に対応する顕著な降水極大ゾーン(最大値～12 mm d⁻¹)が形成されている。この降水極大ゾーンは、700 hPa 上昇流極大ゾーン(ω ～3 hPa h⁻¹)および500 hPa 熱源極大(～6 K d⁻¹)ゾーンと一致している(図示せず)。この降水極大ゾーンは対流圏下層の正渦度コア(擾乱に対応する)の通過経路(図示せず)とも一致している。

第3図bは700 hPa 比湿分布図であり、明瞭な湿舌が梅雨前線帯上に形成されている。130°E以西では対流圏下層の梅雨前線帯北縁における気温傾度は小さい。梅雨前線はその北縁の大きな比湿傾度によって識別される「水蒸気前線」である(前線帯の性質は東西でかなり異なる。著者はこの点に注意する場合には、中国大陸の前線をメイユ前線、日本近傍の前線を梅雨前線と呼ぶ事にしているが、両者をまとめて梅雨前線と記す場合もある)。

第4図aは700 hPa 相当温位分布図であり、前線の北縁は強い相当温位傾度により認識される。850 hPa 面より下層では前線の南側には湿潤・高相当温位の熱帯・モンスーン気団がある(図示せず)。700 hPa で前線帯の南側が乾いているのは(図示せず)太平洋亜熱



第3図 6層380 km 格子モデルの結果。(a)降水量分布図(等値線間隔は 2 mm d^{-1})。 (b) 700 hPa 比湿分布図(等値線間隔は 3 g kg^{-1})。黒塗り部分はモデルにおける3000 m以上の高地(Ninomiya, 1984)。



第4図 6層380 km 格子モデルの結果。(a) 700 hPa 相当温位分布図(等値線間隔は5K)。 (b) 700 hPa 面における合流によるフロントゲネシス項の分布図(等値線間隔は $3 \text{ K (1000 km)}^{-1} \text{ d}^{-1}$) (Ninomiya, 1984)。

帯高気圧圏内の下降流があるためである。上記の特徴から、梅雨前線帯はアジア亜熱帯湿潤気候区における亜熱帯前線、かつ、水蒸気前線であることが主張された。

しかし、 135°E 以東では、前線帯を挟む南北の温度傾度も大きい。この大きな温度傾度は、オホーツク海や北西太平洋上の海洋性極(寒帯)気団の南縁に見られる(図示せず)。これらの海域の海洋性極気団も梅雨前線の維持に対して大きな影響を持っている。梅雨期

～夏季にオホーツク海や北西太平洋からの寒冷な東風が東北日本に冷夏をもたらすことがある。この後、著者等は仙台管区气象台在任中、冷夏時の大規模場の特徴と、寒冷な東風の影響の定量解析を行っている(Ninomiya and Mizuno, 1985ab; 二宮, 1984)。

次に梅雨前線帯の相当温位傾度の維持過程を調べる。通常フロントゲネシスは温位を用いて解析するが、

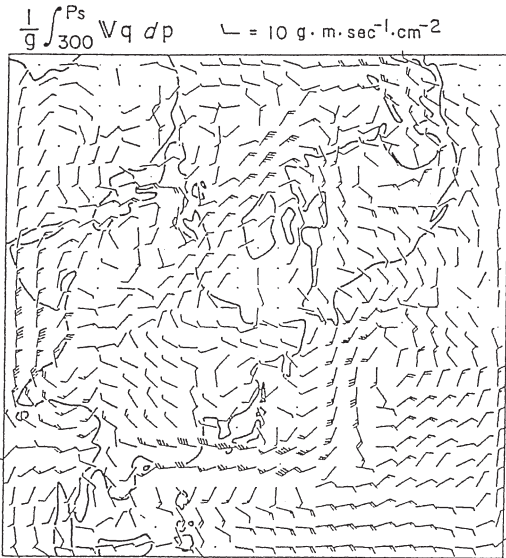
水蒸気前線である梅雨前線については、相当温位を用いて解析するほうが合理的である。第4図bは、700 hPa面における合流（confluence：コンフリューエンス）によるフロントゲネシス項の分布である。太平洋亜熱帯高気圧の西縁をめぐる南西風とチベット高原北縁からの北西風との合流が大きなフロントゲネシス項に寄与していた（風速場は図示せず）。

太平洋亜熱帯高気圧の西縁をめぐる強い下層の南西風（あるいは西南西風）は梅雨前線下層ジェットと呼ばれる。梅雨前線降水極大ゾーンは、下層ジェット流の直下～北側、かつ、上層ジェット流の南側に出現している（図示せず：第7図の概念図参照）。

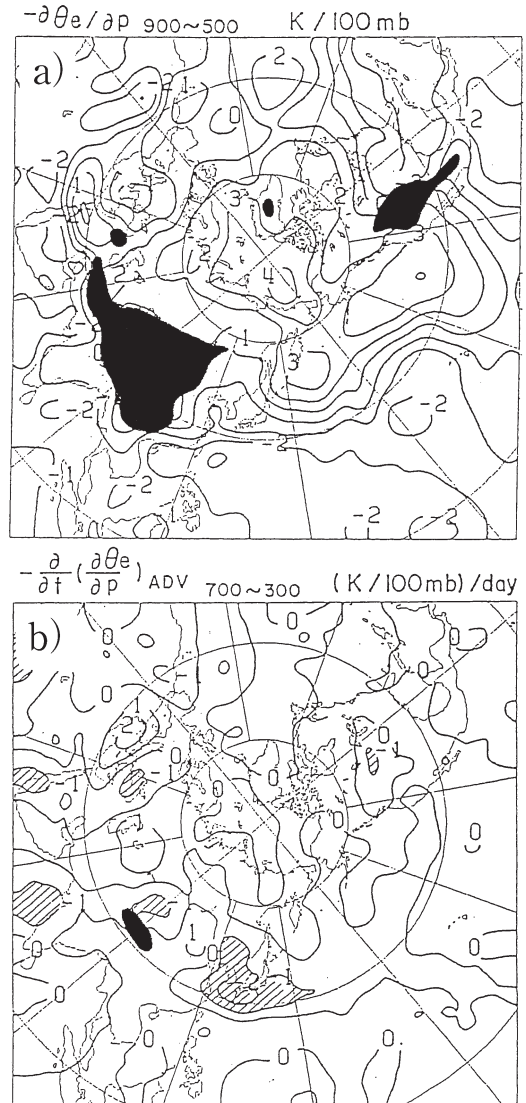
第5図は鉛直方向に積分した水蒸気フラックスの分布である。梅雨前線に沿って現れる大きな水蒸気フラックス（および水蒸気フラックスの収束）は南シナ海域におけるベンガル湾からの西風フラックスと太平洋亜熱帯高気圧の西縁をめぐるフラックスの収束合流によってもたらされている。

第6図aは気層の安定度の示標として求めた900～500 hPa層における相当温位鉛直傾度の分布図である。熱帯・亜熱帯の海洋・陸域では対流不安定な状態が、中緯度以北では安定成層が見られ、梅雨前線帯では、湿潤中立に近い状態が維持されている。第6

図bは相当温位の鉛直差分移流（上層と下層における相当温位移流の差）によって引き起こされる対流不安定な時間変化の分布図である。対流圏下層の“相当温位の暖気移流”が梅雨前線帯の成層を不安定化し積雲対流を発生させる。積雲対流は降水をもたらすと同時



第5図 6層380 km 格子モデルで得られた鉛直積分した水蒸気フラックス分布図（1矢羽根は10 g m s⁻¹ cm⁻²を示す）（Ninomiya, 1984）。



第6図 6層380 km 格子モデルの結果。(a) 900～500 hPa層における相当温位鉛直傾度の分布（等値線間隔は1K（100 hPa）⁻¹）。黒塗り部分はモデルにおける1000 m以上の高地。(b)相当温位の鉛直差分移流による700～300 hPa層の相当温位鉛直傾度時間変化の分布図（等値線間隔は1K（100 hPa）⁻¹d⁻¹）（Ninomiya, 1984）。

に成層の不安定を解消し、結果として湿潤中立に近い状態が維持する。

このように、梅雨前線帯の維持に関わる大規模場の条件は、大陸・海洋の熱的コントラスト、チベット高原の影響を受けた偏西風ゾーン、インドモンスーン西風、太平洋亜熱帯高気圧、オホーツク高気圧、などであり、それらの複合作用により現実の梅雨前線が維持されている。

上述した梅雨前線の特徴は他の期間について他のデータによっても確認されている。1968年の梅雨期については Akiyama (1973) の詳細な解析がある。1982年の梅雨期についても Akiyama (1989, 1990ab) が静止衛星データと気象庁客観解析データを用いてメーユ前線及び梅雨前線の詳しい解析を行っている。日本近傍における南北鉛直断面図上の梅雨前線の構造については、Matsumoto *et al.* (1970) の高層観測データを用いた解析がある。さらに Ninomiya (2000) は1991年7月（この月、長江豪雨が発生している）の梅雨前線について TBB（静止衛星赤外放射観測による雲頂等価黒体温度）データと ECMWF（ヨーロッパ中期気象予報センター）再解析データを用いて解析している。それら論文の図の転載は省略するが、大筋として、Ninomiya (1984) が指摘したアジア亜熱帯湿潤気候区における亜熱帯前線、かつ、水蒸気前線である梅雨前線帯の特徴は共通して認められている。

以上は5～10日間の平均状態についての解析結果であり、6～12時間間隔のデータで見れば、さらに小スケールの変動と構造が検出される。

上記は梅雨最盛期についての記述であるが、梅雨前線と梅雨前線帯の降水系の状態はアジアモンスーンの季節進行と共に変化する（Ninomiya and Muraki, 1986；Ninomiya, 1989b；Ninomiya and Kobayashi 1998, 1999）。

2.2 梅雨前線の降水の数値予報

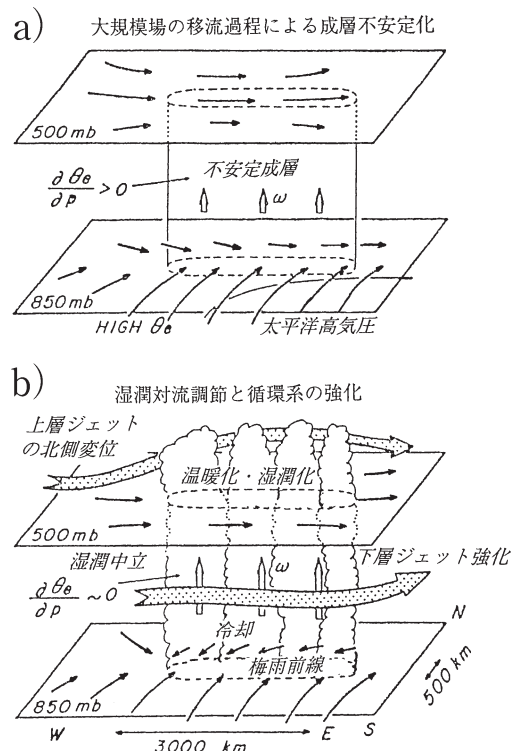
1970年代のプリミティブモデルは分解能が不十分で、トラフ・リッジや高・低気圧の予報には有効でも、梅雨前線の降水予測にはあまり役立たないと言われていた。しかし、よく調べると前節で述べたように、当時の数値予報モデルでも梅雨前線の本質の特徴はかなりよく再現されていることが確かめられた。

そこで、前述の380 km 格子モデルを使用して、格子スケール凝結や湿潤対流調節の効果を調べる実験を行った。これらの降水過程の計算を除外すると、梅雨前線帯の本質の特徴は再現されない（Ninomiya,

1980）。この結果から考えられた梅雨前線の概念モデルを第7図に示す。第7図aは大規模場の状態と、相当温位の鉛直差分移流による成層の不安定化を示す。第7図bはこの状態下で起きる大規模凝結と湿潤対流調節の効果による梅雨前線の強化を示す（なお、他の積雲パラメタリゼーションと比較すると、湿潤対流調節による下層の冷却はかなり強過ぎる。実大気中での下層の低温は雲による日射の遮蔽、雲底下の蒸発、湿った地表からの顕熱フラックスの減少なども寄与している）。

このころ、山岸米二郎博士、巽保夫博士などにより次期の狭領域モデルが開発され、このモデルを使用した予報実験では、さらに現実に近い梅雨前線が再現された（Ninomiya and Tatsumi, 1980, 1982；Ninomiya and Kurihara, 1987）。また数値予報課で

梅雨前線帯の概念図



第7図 数値実験の結果から考えられた梅雨前線の概念モデル。(a) 大規模場の状態と、相当温位の鉛直差分移流による成層の不安定化を示す。(b) aの状態下で起きる大規模凝結と湿潤対流調節の効果による梅雨前線の強化を示す（Ninomiya, 1980）。

は、1982年7月に発生した長崎豪雨について、42 km, 64 km, 127 km, 380 km 格子モデルによる比較実験を行い、高分解能化による梅雨前線小低気圧と豪雨の数値予測の可能性を示した (Ninomiya *et al.*, 1984). 現在から見れば、単純・不完全な実験であるが、当時としては初めての豪雨数値予測の試みであった。著者は1983年には数値予報課を離れ、以後、数値予報モデルを自ら実験に使用する機会を持たないが、それ以後、多くの方々の努力により数値予報精度は著しく向上してメソスケール現象の予測は実用の域に達している。

2.3 梅雨前線帯とメソ- α -スケール低気圧の階層構造

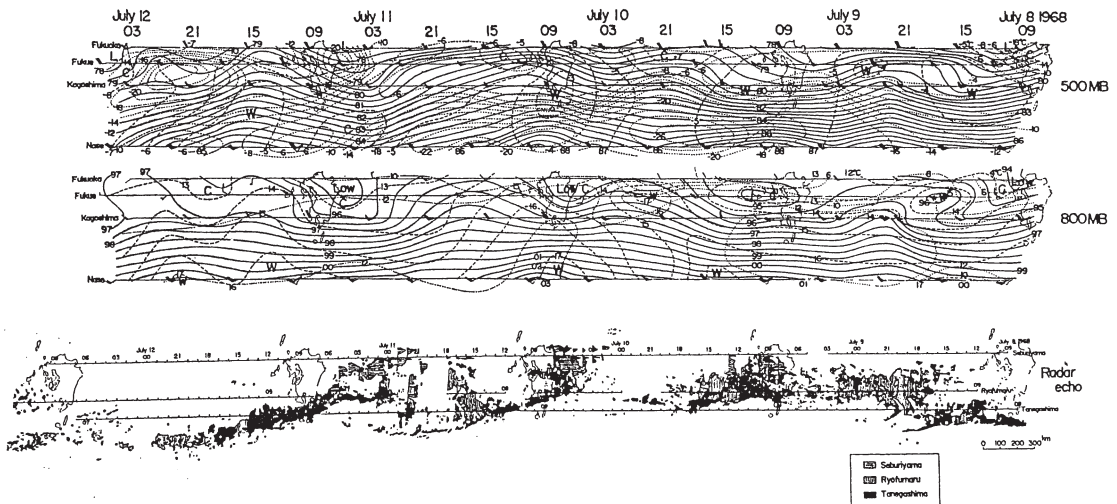
梅雨前線帯のメソ- α -スケール低気圧が本格的に調べられたのは気象庁・気象研究所が実施した「梅雨末期集中豪雨特別研究計画(1968-1972)」(主任研究者：松本誠一博士, 1970年二宮に交代)の観測データによってである。1968年の観測期間に数個のメソ- α -スケール(中間規模)低気圧が観測域を通過した。Matsumoto and Tsuneoka (1970) は、九州近傍の3点のレーダPPI (Plan Position Indication; 降水エコーの位置を平面図に示す表示法) 画像(当時はデジタル化は行われておらず、PPI 画像を連続写真撮影していた)の緯度時間合成図(第8図)を作成し、波長~1000 kmのメソ- α -スケール低気圧の通過を明示した。さらにMatsumoto *et al.* (1970) は地上・高層観測データに

よってその鉛直構造と運動エネルギー収支の解析を行っている。1969年の事例についてはMatsumoto *et al.* (1971) の解析がある。これらの1968年と1969年の事例解析では、下層ジェット流・湿舌・降水ゾーンの湿潤中立成層によって特徴つけられる梅雨前線の構造が示された。

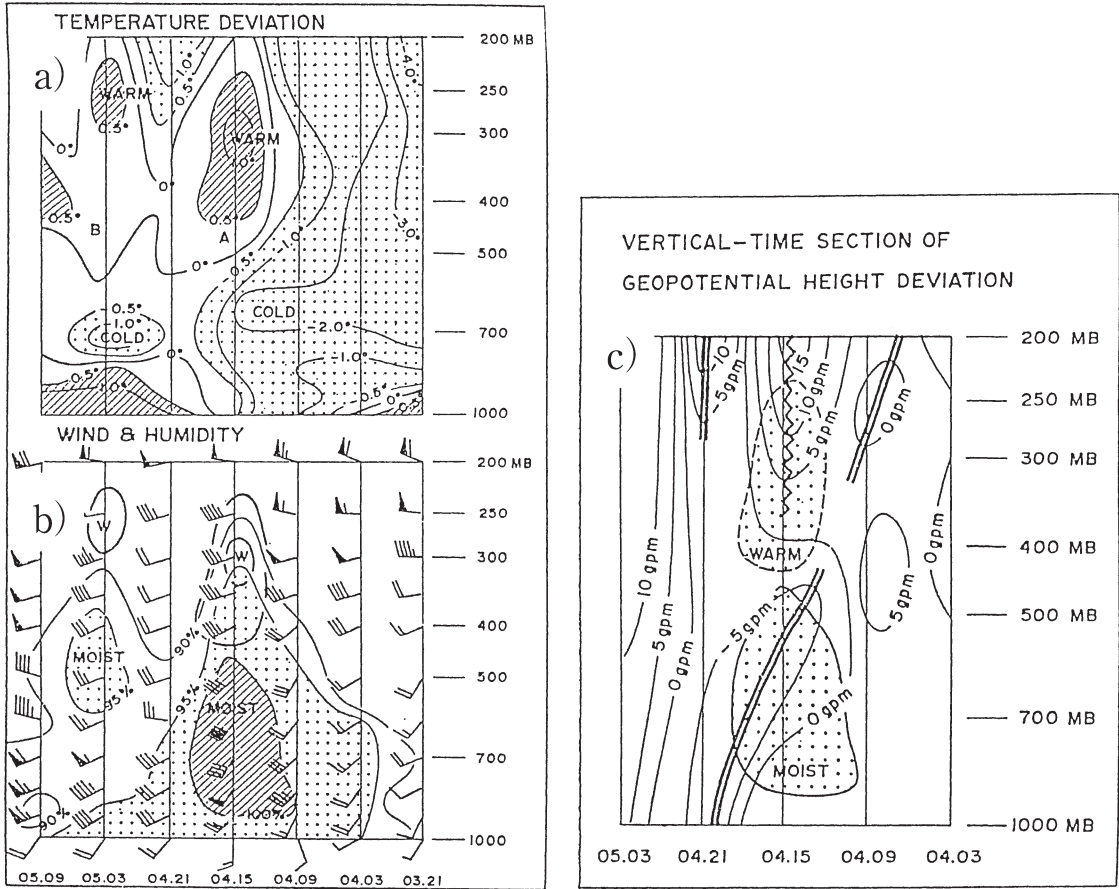
メソ- α -スケール低気圧の波長は事例により異なり、多くのケースで見ると500~2000 kmである。Ninomiya and Akiyama (1971) は1969年7月4日の事例解析で中間規模低気圧の鉛直構造を確かめている。第9図は潮岬測候所の観測データによる時間高度断面図ある。地上に於ける擾乱(低気圧)前方の降雨域上空に湿潤層がありその上空に暖気核がある。高度偏差で見られるトラフ軸は高度とともに東に傾いていた。このような鉛直構造は他のケースでも認められている。

Yoshizumi (1977) はほぼ同一波長(~2.5日周期)の低気圧が引き続いて通過した期間を選んで合成解析を行い、梅雨前線帯中間規模低気圧の3次元的構造を示した(図は省略)。これらの観測的研究に対応する湿潤大気中の短波長傾圧波の理論的研究はTokioka (1973) によってなされている。

中間規模低気圧の鉛直構造は中国大陸上から日本列島上に移動してくる間に発達過程により変化する。Akiyama (1990b) は1982年7月についてのスペクトル



第8図 1968年7月8~12日における九州近傍の500 hPa と800 hPa 面の高度・気温・風速の緯度-時間断面図、および、背振山・種子島・凌風丸レーダPPI 画像の緯度-時間断面図。波長~1000 kmのメソ- α -スケール(中間規模)低気圧の通過とそれに伴うレーダエコーの分布が観察される(Matsumoto and Tsuneoka, 1970)。



第9図 1969年7月3～5日の潮岬における高層観測データの時間-高度断面図。(a) 気温偏差(等値線間隔は0.5°C)。(b) 相対湿度(100, 95, 90%の等値線を示す)および高層風。暖気核も示す。(c) 高度偏差(等値線間隔は5m)(Ninomiya and Akiyama, 1971)。

解析により、～2.4日周期の中間規模擾乱の渦度と比湿(上昇流の指標として)の鉛直分布の変化を示した(図示せず)。

ここまでは梅雨前線中間規模低気圧そのものの議論であり、その内部の降水分布については議論していない。1968年7月8～12日の中間規模低気圧についての降水分布の詳しい解析はAkiyama (1978), 秋山(1987)によって試みられた。これらの論文では、第8図(時間合成レーダ画像)に示した3個の中間規模低気圧をESSA-5の合成雲輝度画像(第10図)で確認し、それぞれをMDR-A, -B, -Cと記した。次に、各MDR(medium-scale disturbance; 中間規模擾乱)について時間的に連続したPPI合成図と降水量分布図を作り、その時間的経過を観察している。多くの図の引用はできないが、各MDRの降水分布は有意に異なり、



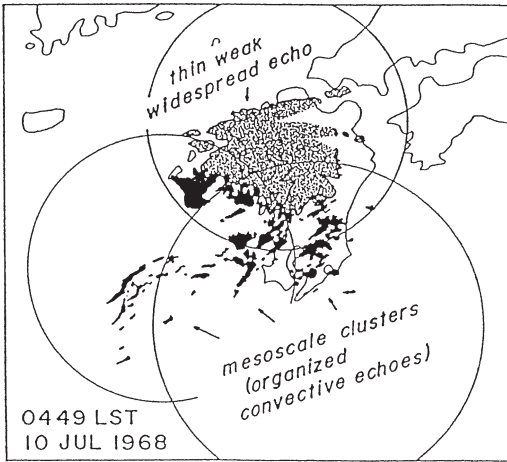
第10図 1968年7月9日のESSA-5の合成雲輝度分布図。梅雨前線帯に中間規模低気圧に伴う雲域が見られる(Akiyama, 1978)。

かつ時間的にも変動が大きい。しかしながら、その多種スケール階層構造は共通して認められている。第11図はMDR-Bの代表的な合成PPI画像であり、中間規

模低気圧中心の南側に並ぶ複数のメソ-β-スケール対流システムがあり、北側には層状エコーが広がっている。この報告では、降水系の内部構造に関連してMDR内の成層状態も解析されている(図は省略)。第12図はMDR-Bに関する各観測点における10分間降水量の時系列である。著しい降水のピークはメソ-β-スケール対流システムの通過に対応している。

さらに、秋山・松本(1970)はメソ-β-スケール対流システムのメソ-γ-スケール内部構造にも注目し、MDR-Bの南側に発生したメソ-β-スケール対流システム内に見られたメソ-γ-スケールのコマ型(鉤型)の対流システムの発達過程を示した(図は省略)。

ここでもう一度、第10図のESSA-5合成雲輝度画像により梅雨前線の全体像を観察しよう。150°E付近には前線帯から北に伸びる雲ゾーンがある。これは大規模トラフ・低気圧(天気図は省略)に伴う雲ゾーンである。このような観点で観察すれば、この期間の梅雨前線帯は大規模低気圧の後面(trailing portion)の寒冷前線に対応しており、大規模低気圧を先頭に、その西側に続く、数個のメソ-α-スケール低気圧からなる「梅雨前線小低気圧家族」が形成されていると理解される。このような見解は、1982年についてのAkiyama(1989, 1990a)の解析、および、1991年についてのNinomiya(2000), Ninomiya and Shibagaki(2003)の解析によっても確かめられている。この考えに基づいて得られた梅雨前線帯と降水システムの多種スケール階層構造の概念モデルを第13図に示す。しかしながら、後述するように、この概念モデルだけですべての梅雨前線が説明できるわけではない。

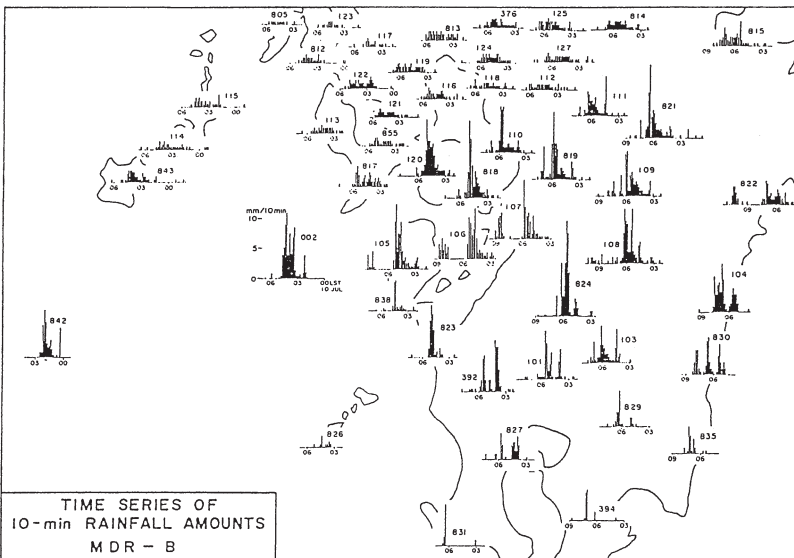


第11図 1968年7月10日04時49分(日本標準時)におけるMDR-Bの合成PPI画像。北側に広い層状性降水域が、南側に組織化された対流性降水系がある(Akiyama, 1978)。

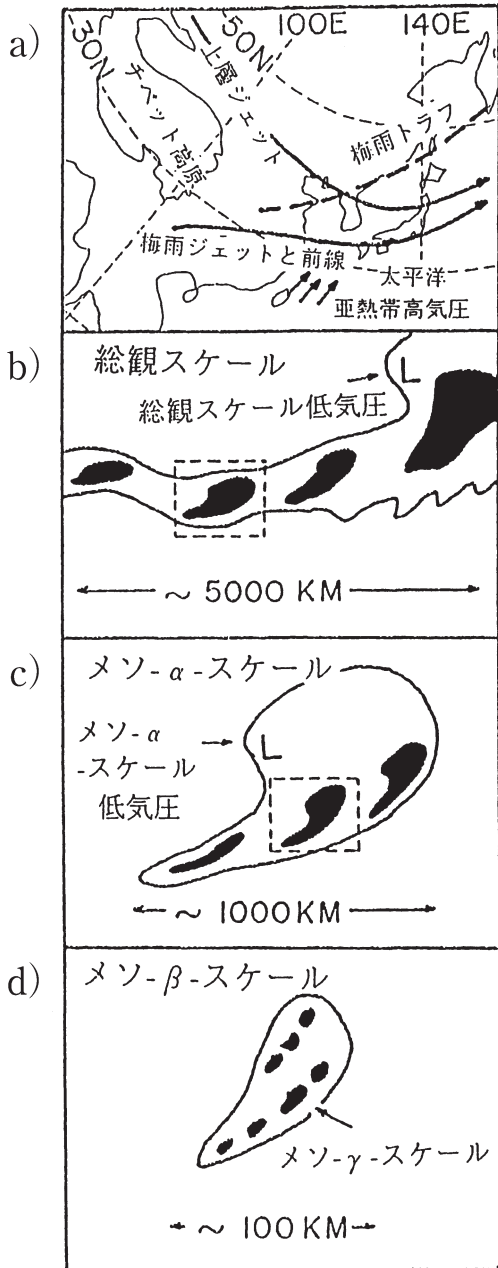
2.4 不安定成層と対流性降水

梅雨前線帯の強雨は対流性降水によってもたらされる。対流性強雨と成層状態の関係について主として

Ninomiya and Yamazaki(1979)に基づいて議論する。第14図は1972年6月27日09時と15時(日本時)の地上天気図、及び、06~09時と12~15時の3時間降水分布図である。短時間に集中した強い降水が低気圧の寒冷前線の一部で発現している。第15図に1972年6月27日03および09時(日本時)における背振山レーダPPI画像に高層観測点の位置を記入し、各観測点における飽和相当温位(θe^*)、相当温位(θe)及び温位(θ)の鉛直分布を示した。成層状態はこの図に見られる様に、メソスケールの著し



第12図 1968年7月10日のMDR-B通過時の各観測点における10分間降水量の時系列(Akiyama, 1978)。



第13図 梅雨前線帯と降水システムの多スケール階層構造の概念モデル図 (Ninomiya and Akiyama, 1992).

い空間的・時間的変動を示している。

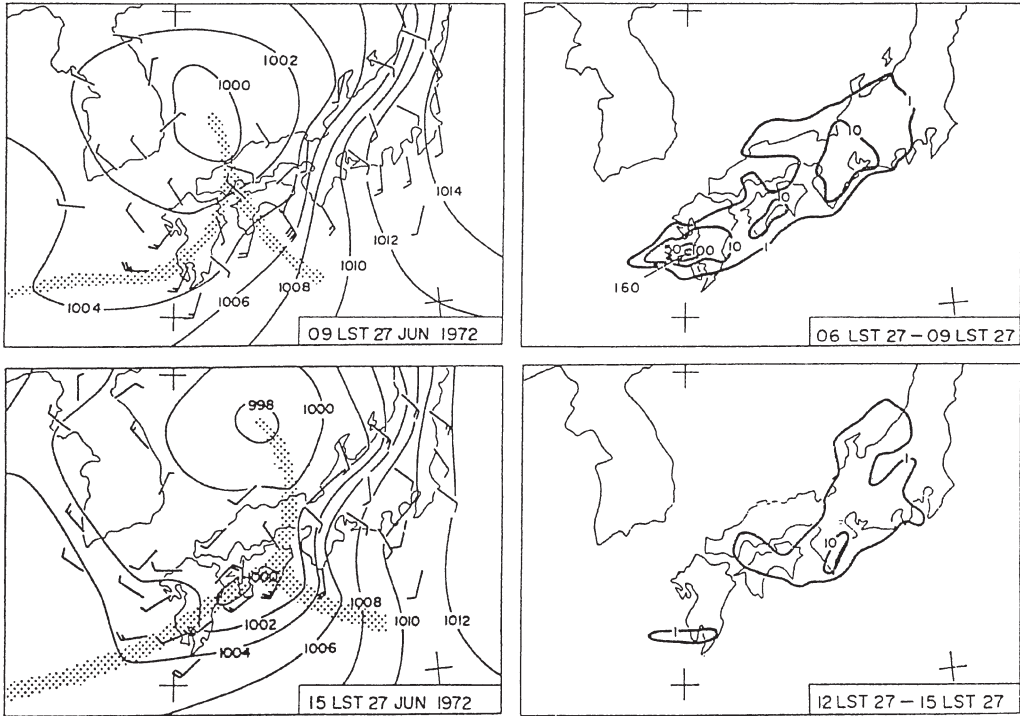
幾つかの報告では、ある瞬間（観測時刻）における成層状態と対流性降水の発現を単純に比較しているが、この考えは合理的ではない。なぜなら、成層状態

は時間的に変化し、積雲対流も成層を変化させるからである。Ninomiya and Yamazaki (1979) は、この点に注目して、相当温位の鉛直差分移流（下層における相当温位移流と上層における相当温位移流の差）による成層の不安定化と降水強度の時間的変化を対比させた。第16図は九州西岸の領域についての解析結果であり、強い降水の発現は相当温位の鉛直差分移流によって成層が不安定化した時間帯に限定されている。降水は相当温位の鉛直差分移流による成層の不安定化の終止と同時に終止している。第17図は第16図の強雨発現時における“相当温位の見かけの冷・熱源”の分布である。豪雨時の積雲対流による相当温位の鉛直輸送により下層に冷源が、上層に熱源が現れ、成層を安定化している。3次元の循環による相当温位の鉛直差分移流が成層を不安定化させると、積雲対流が発生し強い降水をもたらす同時的に不安定を解消し湿潤中立成層を維持する。

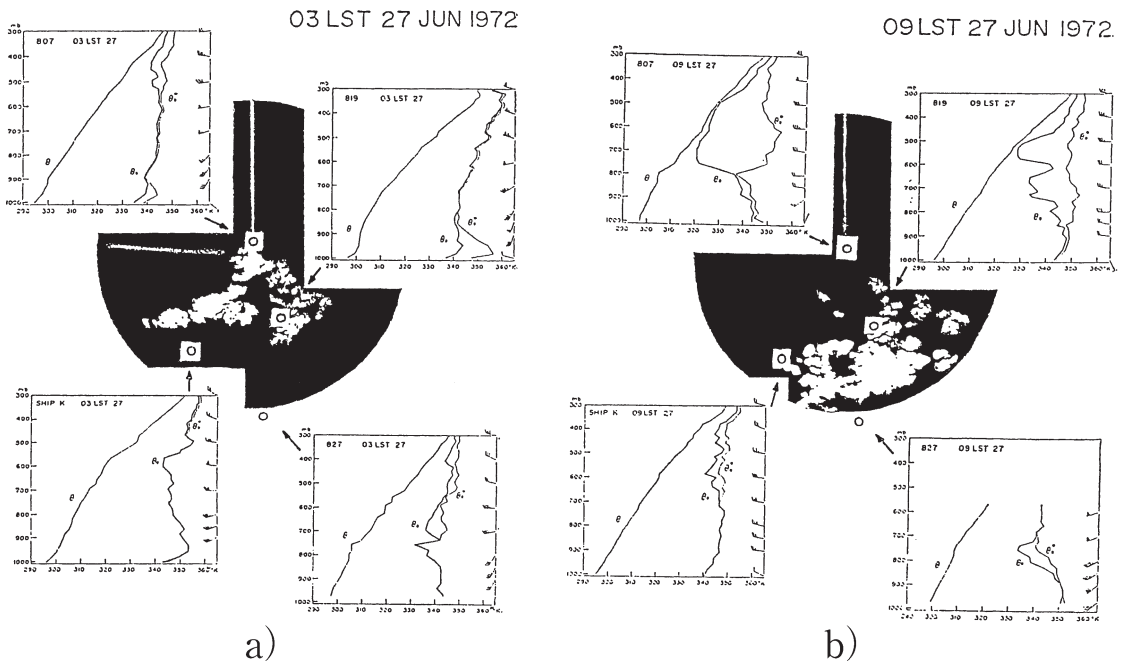
ここで注目したいのは、相当温位の鉛直差分移流と不安定域そのものがメソスケールの事実である。不安定化は大規模場で起こり、そこにメソスケールの対流系が発生することもあるが、このケースでは不安定域そのものもメソスケールである。相当温位の鉛直差分移流による不安定化は、対流圏下層における暖・湿気移流と上層における寒・乾気移流による。下層における強い暖・湿気移流は前線南縁に沿って局所的に現れる（図は省略）。また上層の著しい乾気移流も前線北側に局所的に現れる（第15図；27日09時、観測点807に於ける対流圏中層の乾燥域に注意）。豪雨域の北側におけるメソスケールの乾燥域の出現は他の豪雨ケースにもしばしば観測される。これを総観規模のカタフロント、あるいは、上層フロントと呼ぶことで理解できると簡単に片付けるべきではない。豪雨域の強い上昇流に対する補償下降流として理解すべきかも知れない。

幾つかのテキスト等では、なんらかの原因で気塊が持ち上げ凝結高度まで持ち上げられれば、環境場として形成されたレイテント不安定（潜在不安定）が顕在化され、あるいは、気層全体が持ち上がってポテンシャル不安定（対流不安定）が顕在化され、積雲対流が発生すると書かれている。このような過程もありうるが、第16図はそれとは異なる経過を示している。

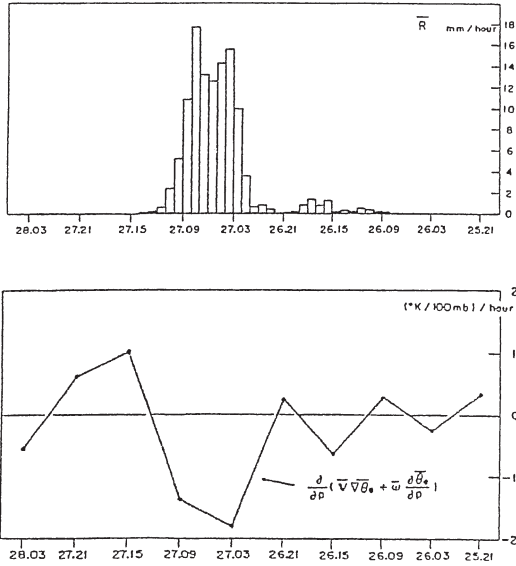
ここで、基本場としての成層状態を議論したい。第18図はイギリスの夏季低気圧（1968年6月27日：Harrold, 1973）、及び、1958～59年のテキサス州の雷雨日



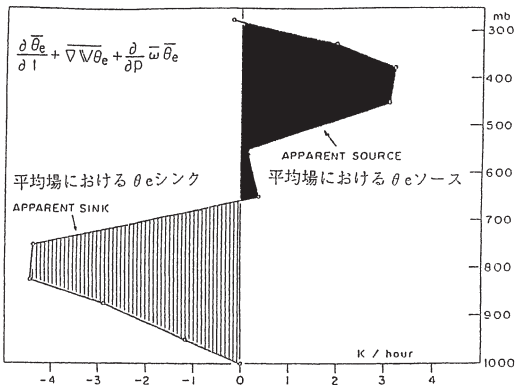
第14図 1972年6月27日09時と15時（日本時）の地上天気図，及び、06～09時と12～15時の3時間降水分布図。短時間に集中した強い降水が低気圧の寒冷前線の一部で発現している（Ninomiya, 1978）。



第15図 (a) 1972年6月27日03時および (b) 09時における背振山レーダ PPI 画像に高層観測点の位置を記入し，各観測点における飽和相当温度 (θ_{e^*})，相当温度 (θ_e) 及び温度 (θ) の鉛直分布を示す（Ninomiya and Yamazaki, 1979）。

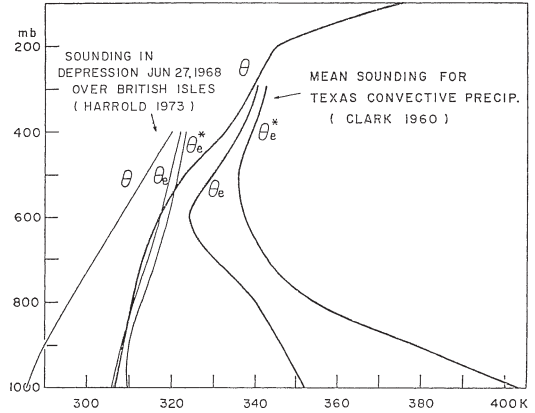


第16図 九州西岸の領域について得られた降水と相当温位の鉛直差分移流の時系列。降水の発現は成層が鉛直差分移流によって不安定化した時間帯に限定されている (Ninomiya and Yamazaki, 1979)。



第17図 第16図の強雨発現時における“相当温位の見かけの冷・熱源”の鉛直分布。豪雨時の積雲対流による働きにより下層に見掛けの冷源が、上層に熱源が現れ、成層を安定化している (Ninomiya and Yamazaki, 1979)。

(Clark, 1960)における飽和相当温位 (θ_e^*)、相当温位 (θ_e) および温位 (θ) の鉛直分布図である。テキサス雷雨のケース (短時間にレイテント不安定を解消し終止する雷雨) では大きな不安定が見られ、イギリスの低気圧のケース (低気圧に伴う層状性降雨) では安定成層が見られ、梅雨期豪雨域の湿潤中立成層 (第15



第18図 イギリスの夏季低気圧 (1968年6月27日: Harrold, 1973)、及び、1958~59年のテキサス州の雷雨日 (Clark 1960) における飽和相当温位 (θ_e^*)、相当温位 (θ_e) および温位 (θ) の鉛直分布図 (Ninomiya and Yamazaki, 1979)。

図) とは非常に異なる。このような基本場の成層状態の差はそこで発現する積雲対流と対流性降水の性質を大きく左右するから、世界の降水現象と日本の豪雨を比較するときには基本場の差異にも着目しなければならない。

2.5 梅雨前線雲クラスター

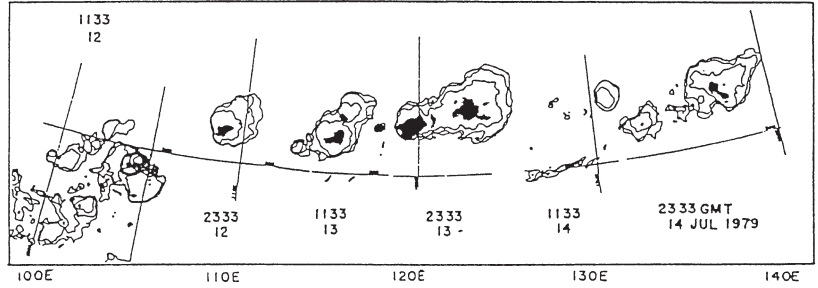
第13図に示した「梅雨前線小低気圧家族」の概念図とはやや異なり、衛星雲画像上で周囲から独立したメソスケールの円形または楕円系の雲システムもしばしば観測される。このような雲システムを梅雨前線雲クラスターと呼ぶ。これと外見の類似した雲システムとしては、熱帯雲クラスターや北アメリカ大陸上のMCC (meso-scale convective complex: メソスケール対流複合系) などがある。梅雨前線雲クラスターは梅雨前線帯に強い降水をもたらす重要な循環系 (降水系) の1つである。

1979年7月14~15日に九州に強雨をもたらした梅雨前線雲クラスターは、様々な観点から詳しく解析されている。それらの報告の一部を引用して梅雨前線雲クラスターの構造と変化過程を議論する。Ninomiya *et al.* (1981) は静止気象衛星 (GMS) 雲画像を調べ、この雲クラスターが長寿命であり、7月12日にチベット高原南東縁で発生し、東進し、九州に強雨をもたらした後、15日には梅雨前線小低気圧に変化したことを示した。したがって、雲クラスターは梅雨前線小低気圧の発生・発達過程の1つの状態であるとも考えられる。

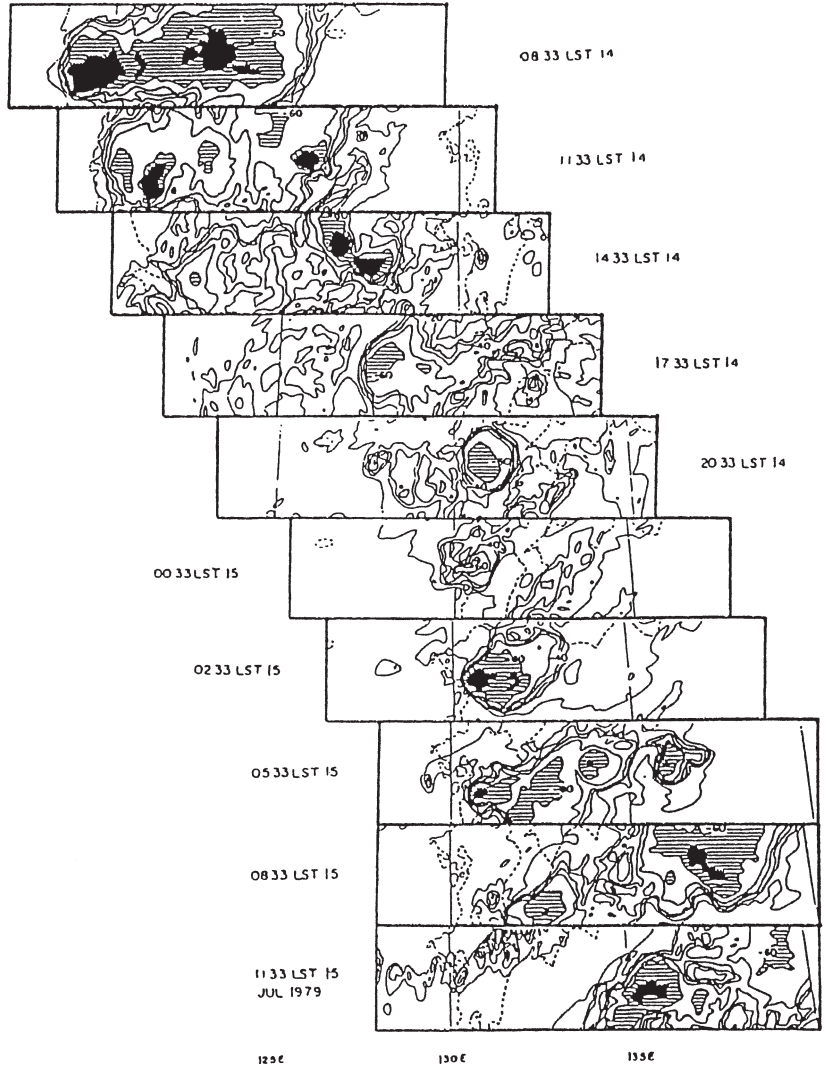
(ただし、すべての雲クラスターが小低気圧になるわけではない。) Akiyama (1984) は、GMS IR (静止気象衛星赤外) データと高層観測データに基づいて、12～15日の全期間についての雲クラスターの変化を解析し、その著しい変化を示した(第19図)。さらにその発達が梅雨前線帯に接近する短波長トラフの影響によって起きることを確かめ、かつ、発達の各ステージにおける循環の変化を示した(図示せず)。

Ninomiya *et al.*(1988ab) は、さらにその内部微細構造に着目して詳細な解析を行った。第20図は14日08時～15日12時(日本時)の期間の雲クラスターのTBB分布図である。14日21時～15日03時に見られる雲クラスターの九州上空での停滞が注目される。第20図に見られるように、雲クラスターの形状はいつも長円形・卵形とは限らないので、以下では一般的な用語として“メソスケール雲システム(MCS)”を使用する。

第20図に見られる雲システムの不規則な移動を考察するために、その内部的微細構造に注目する。第21図は15日06時のTBB分布図とレーダエコー分布図であり、メソ- α -スケール雲システム(M α CS)が複数のメソ- β -スケール雲システム(M β CS)から成り立ち、さらに、M β CSは



第19図 1979年7月12～15日の期間に見られた雲頂黒体温度(TBB)分布図上の雲クラスターの時間的変化。TBB等値線は-40,-50,-60,-70°Cを示す。黒域は-70°Cより低温域を示す(Akiyama, 1984)。



第20図 1979年7月14日08時～15日12時(日本時)の期間の雲クラスターのTBB分布図。TBB等値線は0,-20,-30,-40,-50,-60,-70°Cを示す。黒域は-70°Cより低温域を、ハッチ域は-60°Cより低温域を示す。14日21時～15日03時に雲クラスターは九州上空で停滞している(Ninomiya *et al.*, 1988a)。

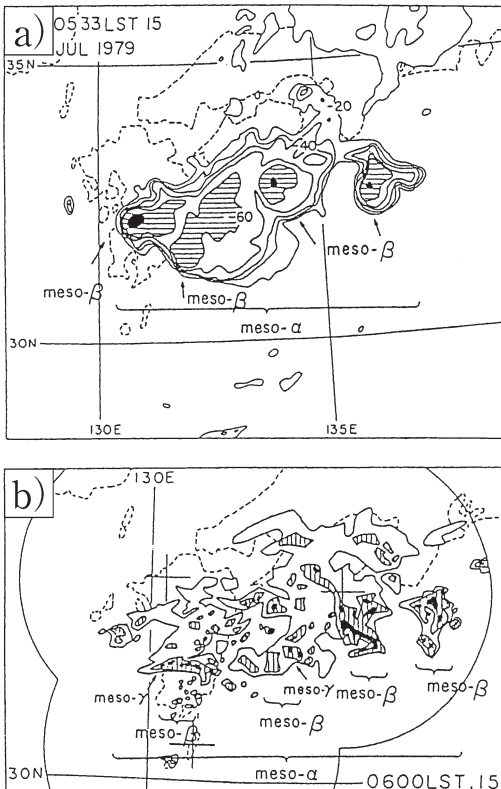
複数のメソ- γ -スケール雲システム ($M\gamma CS$) から成り立っていることが観察される。

時間的に連続する TBB 分布図 (図は省略) によって個々の $M\beta CS$ の変化と移動を追跡すると、第22図の概念モデルが得られる。第22図 a は新しい $M\beta CS$ が既存の $M\beta CS$ の東 (風下) 側に発生し、結果として $M\alpha CS$ 全体としては速やかに東進する場合の概念モデルである。第22図 b は新しい $M\beta CS$ が既存の $M\beta CS$ の西 (風上) 側に発生し、結果として $M\alpha CS$ 全体としては停滞する場合の概念モデルである。第22図 c は複数の $M\beta CS$ が同時に発生した結果 $M\alpha CS$ 全体として線状構造を形成する場合の概念モデルである。

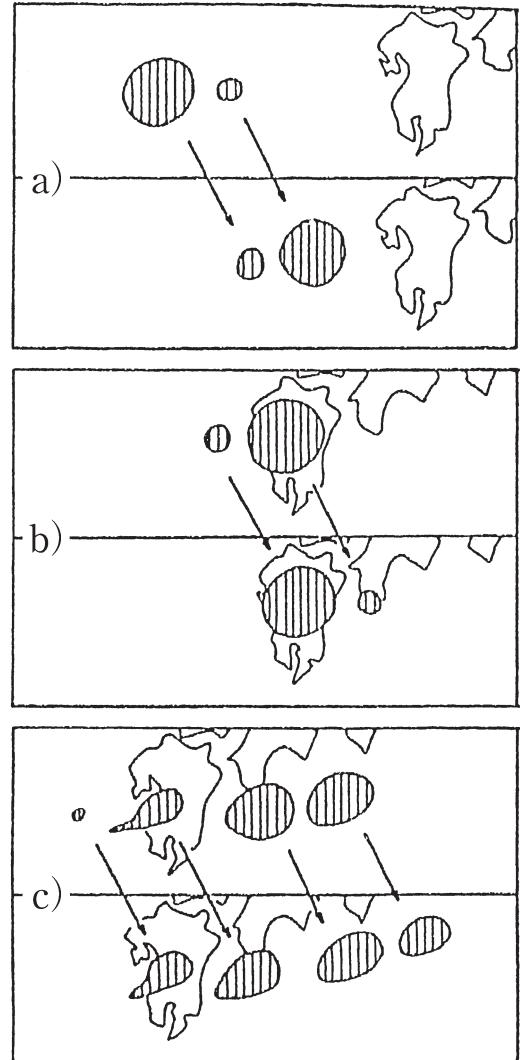
短期間に、なぜこのような $M\beta CS$ の発生場所の差異が現れるのであろうか。おそらくは3次元的な風速

場の変化がこのような $M\beta CS$ の発生場所の変化に関係しているのであろうが、未だ実証的な結論は得られていない。今後に残された問題の1つである。

上記の問題と関連して、 $M\alpha CS$ 内部および周囲の風速場を観察する必要がある。第23図は1979年7月15日

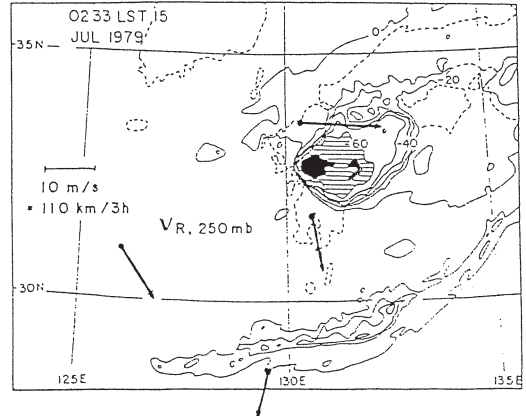


第21図 (a) 1979年7月15日05時33分の TBB 分布図と (b) 06時レーダエコー分布図。メソ- α -スケール雲システム ($M\alpha CS$) が複数のメソ- β -スケール雲システム ($M\beta CS$) から成り立ち、さらに、 $M\beta CS$ は複数のメソ- γ -スケール雲システム ($M\gamma CS$) から成り立っている (Ninomiya *et al.*, 1988a)。

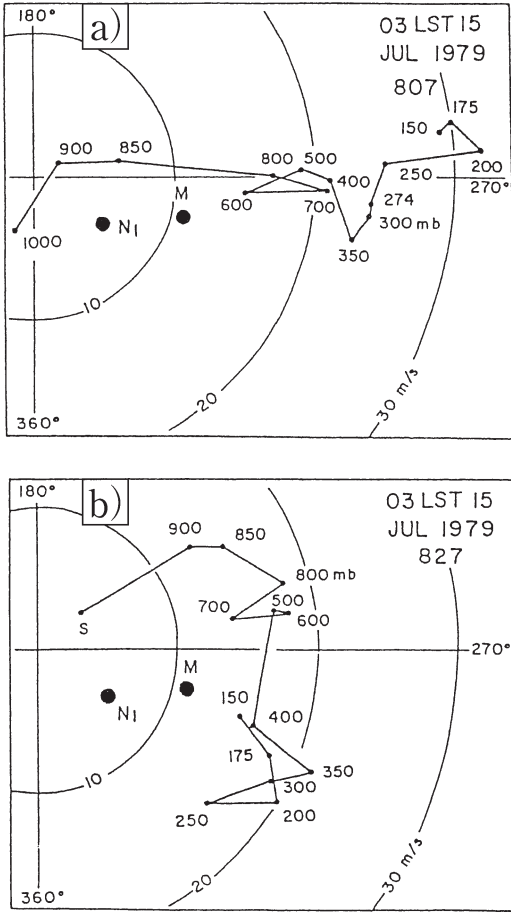


第22図 $M\alpha CS$ の移動を説明する概念モデル。(a) 新しい $M\beta CS$ が既存の $M\beta CS$ の東 (風下) 側に発生し、結果として $M\alpha CS$ 全体としては速やかに東進する場合。(b) 新しい $M\beta CS$ が既存の $M\beta CS$ の西 (風上) 側に発生し、結果として $M\alpha CS$ 全体としては停滞する場合。(c) 複数の $M\beta CS$ が同時に発生し、結果として $M\alpha CS$ 全体として線状構造を形成する場合 (Ninomiya *et al.*, 1988a)。

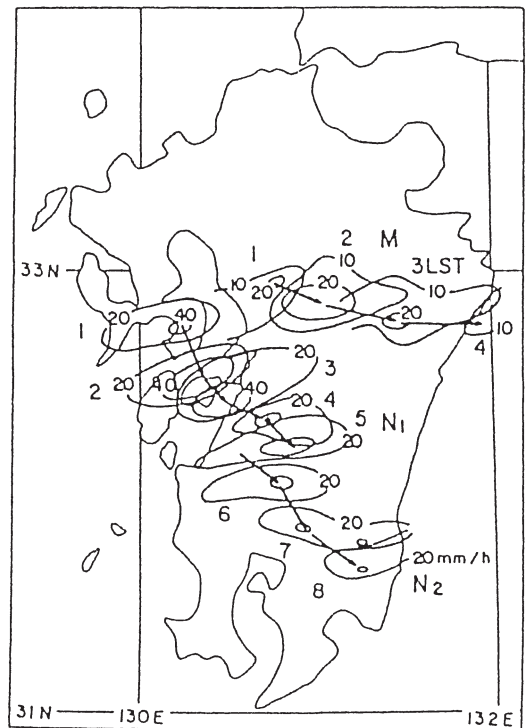
03時における福岡（観測地点番号807, $MaCS$ の北側）と鹿児島（827, $MaCS$ の南側）の hodograph の比較である。風速分布は非常に複雑で一般的特徴を抽出することは困難であるが、対流圏上部の大きな風速の南北シアーと鹿児島上空における対流圏中層の大きな風速の鉛直シアーは注目に値する。第24図は15日03時の250 hPa 面の相対風速（観測された風速と $MaCS$ の移動速度との差）分布図であり、 $MaCS$ が上層風速場を变形していることが示される。これに類似したケースと



第24図 1979年7月15日03時の250 hPa 面の風速分布図（ベクトルは $MaCS$ に対する相対風速を示す）。 $MaCS$ の周囲で上層風速場が変化している（Ninomiya *et al.*, 1988a）。



第23図 1979年7月15日03時における(a)福岡(807, $MaCS$ の北側)と(b)鹿児島(827, $MaCS$ の南側)における高層風 hodograph。風速分布は非常に複雑である。対流圏上部で大きな南北シアーが、鹿児島では対流圏中層で大きな鉛直シアーが見られる。● M, ● N_1 は主要な降水系の移動速度(第25図参照)を示す(Ninomiya *et al.*, 1988b)。



第25図 1979年7月15日01～08時の期間について降水観測データ(1時間降水量)から追跡された $MaCS$ 内部の3個の主要な降水システム M, N_1 および N_2 の降水量と移動経路。1個の $MaCS$ 内で共存するメソ β - γ スケール降水システムが異なる移動方向を示している(Ninomiya *et al.*, 1988b)。

して Ninomiya (1971ab) はシカゴ大学滞在中に静止気象衛星雲画像上の上層雲の運動からアメリカの激しい雷雨による著しい上層風速場の変動を見出している。この論文は日本では殆ど引用されないが、海外の論文・テキストではしばしば引用された。

つぎに、MaCS 内部の降水分布について述べよう。第25図に、1979年7月15日01～08時の期間について降水観測データ（1時間降水量）から追跡された3個の主要な降水システム M, N1および N2の降水量と移動経路を示した。1個の MaCS 内で共存するメソ β - γ スケール降水システムが異なる移動方向で伝播した事実は興味深い。これらのシステムの移動も MaCS 内部の風速分布に関係していると思はれるが、データによって実証されていない。この問題も今後の課題である。

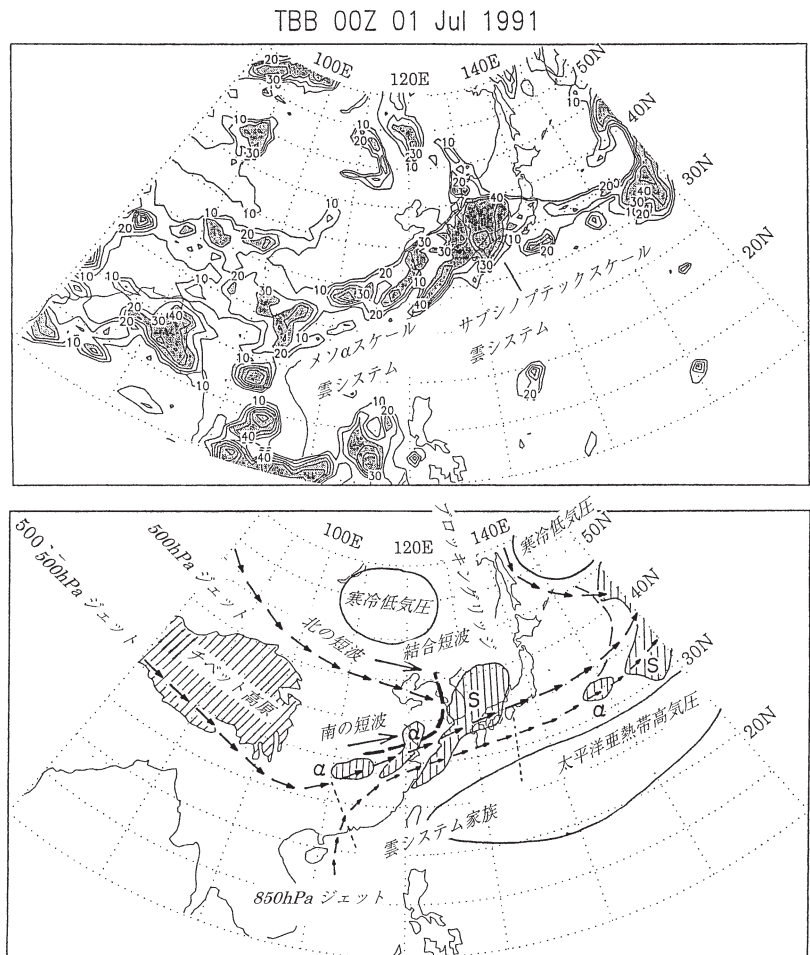
14日21時頃から、MaCS に伴って地上気圧が深まり、15日09時頃には、小低気圧に発達した。この変化には、短波長のトラフと潜熱の放出の両方の影響が寄与していたと思われる。

2.6 梅雨前線小低気圧の発達と多種スケール相互作用

前節で述べたように、梅雨前線雲システム、あるいは、小低気圧の発達には多くの要因が関連している。著者は1997～2000年にかけて、東京大学気候システム研究センターで1991年7月1～10日の期間の梅雨前線を詳しく調べる機会を持った。この期間、梅雨前線帯は中国長江上に停滞し記録的な降水量をもたらし、さらに東に伸び日本列島に達していた。この大雨を伴う停滞した梅雨前線の状態は Ninomiya (2000, 2001) により TBBデータとECMWF

再解析データを用いて解析されているが、紙面の都合上、大規模場についての紹介は省略する。この期間の梅雨前線の多種スケール階層の構造は、上記と同じデータを用いて Ninomiya and Shibagaki (2003) によって調べられている。

連続した6時間間隔の TBB 分布図で観察するとサブシノプテックスケール（中間規模）低気圧を先頭にして、その西側に連なるメソ- α スケール、あるいは、メソ- β スケール雲システムの列から構成されている梅雨前線雲ゾーンの構造が認められる。第26図は雲システムを大規模場と対比させて描いた概念モデル図である。この図は第13図の概念モデルに加えて、“梅雨前線

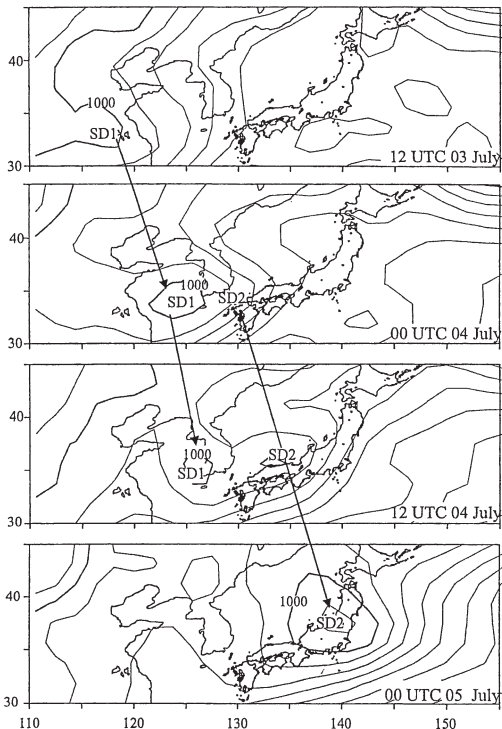


第26図 1991年7月1日の TBB 分布図 (TBB 温度°Cのマイナス符号を除いてある) 上の雲システムを大規模場・循環系と対比させて描いた概念モデル図。“梅雨前線雲システム家族”としての梅雨前線雲ゾーンの概念を強調している (Ninomiya and Shibagaki, 2003)。

雲システム家族”としての梅雨前線雲ゾーンの概念を強調している。この図のサブシノプテックスケール(中間規模)低気圧は、基本的には、短波長トラフに伴って発達したと考えられるが、実際の発達過程は複雑である。1991年7月3～5日の期間に通過した低気圧の発達について Shibagaki and Ninomiya (2005) は TBB データと気象庁客観解析データを用いてさらに詳細な解析を行っているの、その概要を簡潔に紹介しよう。

第27図は1991年7月3日12時～5日00時の期間の海面気圧分布図である。サブシノプテックスケール低気圧 SD1が次第に SD2に置き換わって変化している。このような低気圧の置き換わりはしばしば観測される。ではどのような経過を経てこのような置き換わりが進むのであろうか。すべての解析図を引用できないので、ここでは、結論としての概念モデルのみを第28図に示す。

このサブシノプテックスケール低気圧は、下一中層



第27図 1991年7月3日12時～5日00時の期間の海面気圧分布図。サブシノプテックスケール低気圧 SD1が次第に SD2に置き換わっている (Shibagaki and Ninomiya, 2005)。

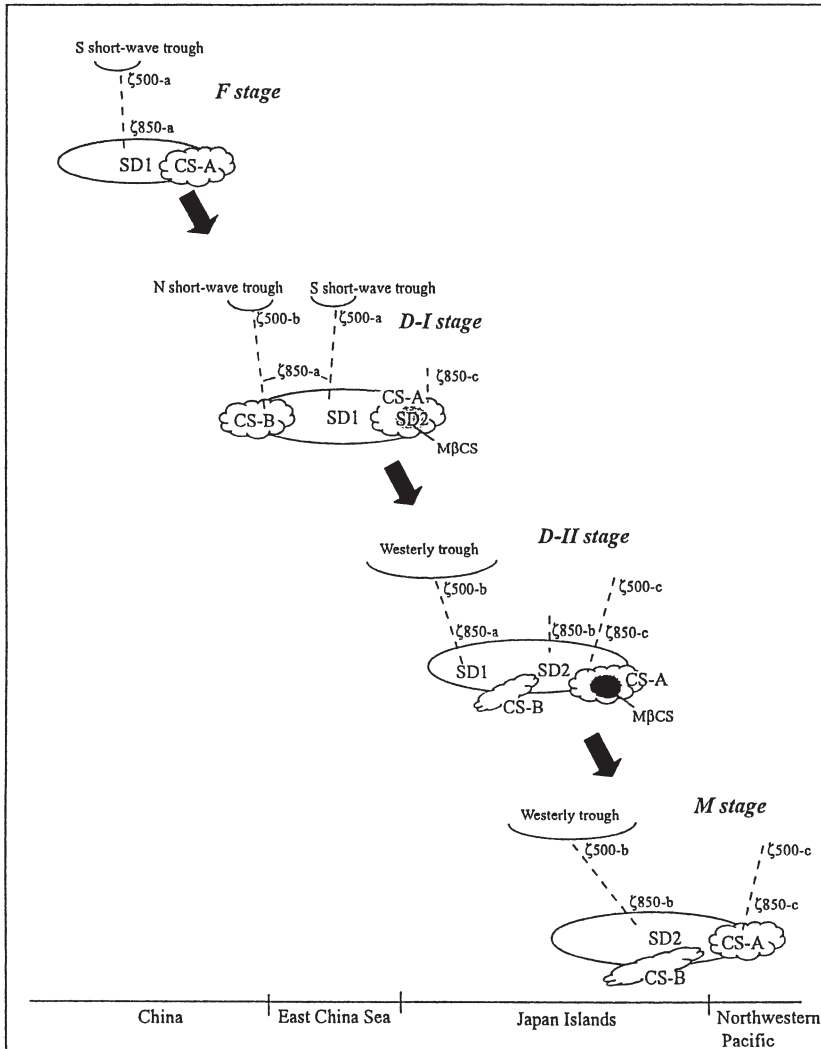
の渦度コア(短波長トラフ)とメソ α スケール雲システムに関連して発達した。しかし、それらの間の単純な1対1の対応は低気圧の生涯全体を通して維持されず、その発達過程の中で低気圧、渦度コア、雲システムの複合的な結合の変化が生じる。低気圧の鉛直構造はその結合過程の中で異なった移動や変化する下層・中層の渦度コアとの結合の変化に伴って変化する。

まず対流圏中層の梅雨前線帯の短波長トラフに伴い SD1が発生したが、そこに北の前線帯の短波長トラフが南下結合して明瞭な偏西風帯の短波長トラフを形成した。SD1の東側の雲システムの発達に伴い、SD1の前面で海面気圧が下降し SD2が発生する。次いで SD2が低気圧の本体となり、偏西風帯の短波長トラフと結合する。この事例解析は梅雨前線帯のサブシノプテックスケール低気圧の複雑な発達過程を多重スケール相互作用の観点から示した点に意義がある。彼等は、サブシノプテックスケール(中間規模)低気圧の発達過程だけを調べたが、“梅雨前線雲システム家族”を構成する各降水システムの発達過程も調べるべき課題である。そのためにはさらに高分解能の観測データが必要である。さらに、このような過程をモデル実験で再現することは今後の問題である。

2.7 様々な降水システム

第13図、および、第26図の概念モデルでは記述されない重要な梅雨期の降水システムの帯状(線状)構造についても言及しなければならない。第29図は幾つかの気象レーダ観測の例である。第29図 a は1969年7月8日低気圧暖域に発達した複数の線状構造(Matsumoto and Ninomiya, 1971)である。第29図 b は1970年7月7日上層寒冷渦の前面に発達したコンマ型の降水システムの列状構造(Ninomiya and Akiyama, 1974)である。第29図 c は1970年6月26日に前線上に発達した降水システムの列である(Ninomiya and Akiyama, 1974)。第29図 d は新潟・福島豪雨(2004年7月13日)をもたらした対流の線状構造を示している。最近、九州西方海上の降水の線状構造(甌島ライン、諫早ライン等)が研究されているが、第29図のような様々なバンド構造にも注目したい。このほか単一のスーパーセル的な豪雨の例もあり、地形性豪雨もある(文献省略)。いずれも現象としては明確であるけれども、どのような環境場がその形成に対して支配的な要因であるかは未知である。

第13図、および、第27図の概念モデルは、西風の卓越するゾーナルな大規模場内で維持される梅雨前線の



第28図 第27図のサブシノプテックスケール低気圧 (SD1, SD2) の発達過程を多重スケール相互作用の観点から示した概念モデル。F stage, D-I stage, D-II stage, M-stage は発生期, 発達I期, 発達II期, 最盛期を示す。低気圧は下-中層の渦度コア (ζで示す) とメソ α スケール雲システム (CS-A とその内部構造としての MβCS および CS-B) に関連して発達したが, それらの間の単純な1対1の対応は低気圧の生涯全体を通して維持されず, その発達過程の中で低気圧, 渦度コア, 雲システムの複合的な結合の変化が生じ, 低気圧の鉛直構造 (点線でトラフ軸を示す) はその結合過程の中で異なった移動や変化する下層・中層の渦度コアに従って変化する (Shibagaki and Ninomiya, 2005)。

状況を記述している。しかし, 梅雨期にも偏西風帯が大きく蛇行して, 深いトラフや寒冷渦が形成され, 強い降水をもたらすことがある。このような事例は Ninomiya and Akiyama (1974), Yoshizumi (1975), Matsumoto *et al.* (1982) により調べられているが,

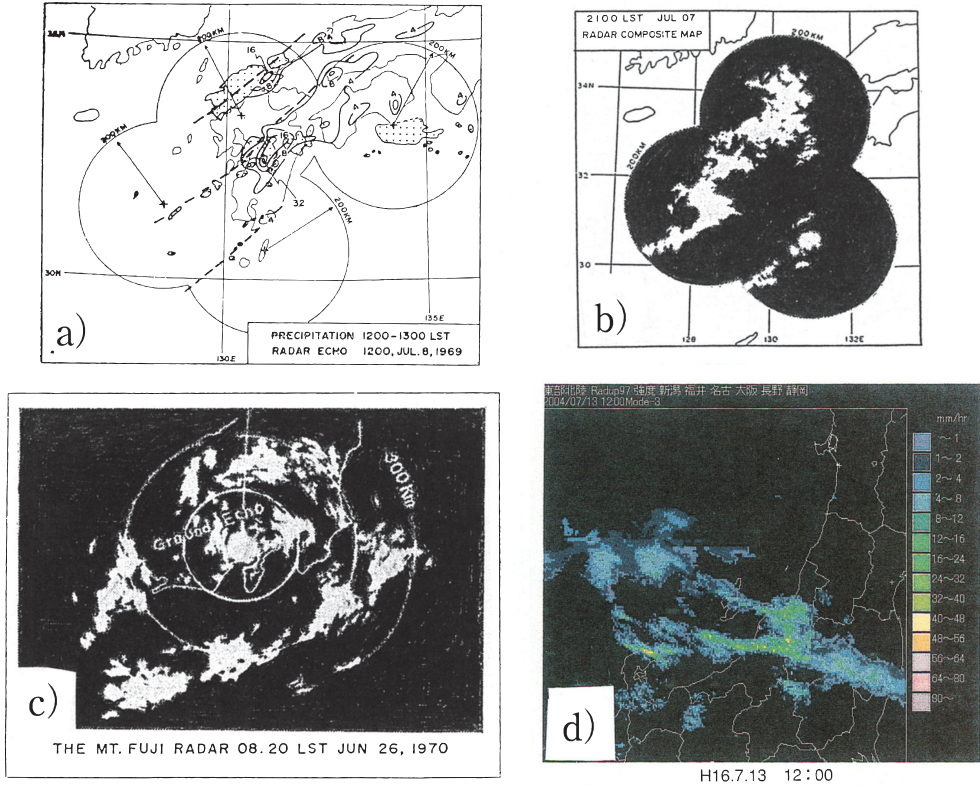
事例数としては十分ではなく, これも残されたテーマの1つである。

2.8 降水の総量を決定する要因

そもそも地球の総降水量 (= 総蒸発量) はどのようにして決定されているのであろうか。降水や蒸発は大気海洋陸面結合モデルで計算されていても理由は説明されていない。また各地点・地域における降水強度の限界値はどのような要因により決定されているのであろうか。第30図は世界及び日本の降水強度極値の期間-強度関係 (duration-intensity relation) を示す。日本の3時間~24時間の期間についての降水強度記録は世界のそれに匹敵する事実は興味深い (二宮・秋山, 1978)。しかし, その様な豪雨は未だ AGCM で再現されていないし, 限界値も説明されていない。

さらに個々のケースにおける降水強度と総降水量はどのような要因あるいは過程によって決定されるかも理解されていない。豪雨の降水量は可降水量よりもはるかに大きい事実は, 単純な各気柱におけるレイテント不安定の解消では説明され得ない。

ごく単純化して見れば, 梅雨前線帯の南側の海域では熱帯・亜熱帯海域からの蒸発により対流圏下層に水蒸気とレイテント不安定が蓄積される。この大規模過程の時間スケールは~10日である。これに対して単純な積雲規模の不安定の解消は短時間で終止し, 可降水量程度の降水を放出するだけである (二宮, 1977)。観



第29図 幾つかの気象レーダPPI観測例。(a) 1969年7月8日の梅雨前線低気圧に伴う複数の降水バンド (Matsumoto and Ninomiya, 1971)。(b) 1970年7月7日上層寒気渦の前面に形成されたコマ状のエコーの列状配列 (Ninomiya and Akiyama, 1974)。(c) 1970年6月26日に前線に沿って形成されたエコーシステム (Ninomiya and Akiyama, 1974)。(d) 2004年7月13日に新潟・福島豪雨をもたらした降水の線状構造。

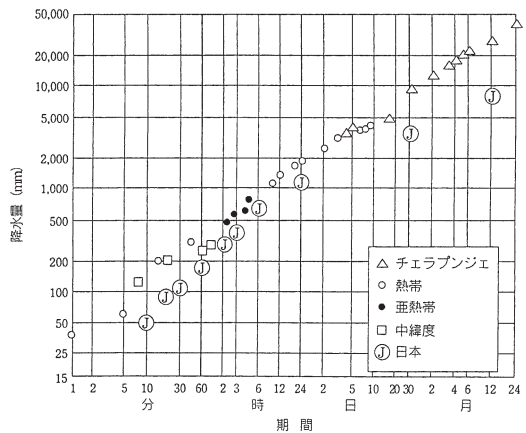
測される豪雨の総降水量は、関連する擾乱系がどのような空間的領域から収束により水蒸気を収集できるかの問題に行き着く。これについては二宮・秋山(1976)が多少の考察を行っているに過ぎない。今後に残された最大の疑問である。

3. 冬季季節風に関連する現象

冬季の東アジア季節風季においても様々な擾乱が発生し、日本列島に多様な天候の変化をもたらす。これもまた興味ある研究の対象である。

3.1 日本海上の気団変質と豪雪

冬季季節風の状況下でも、様々な大気現象が発現する。日本海沿岸部の降雪については、北陸の気象台の方々の多くの調査がなされていた。そして日本海上における気団変質の定量的研究は Manabe(1957)によって始められた。当時、学部学生であった著者は、院生



第30図 世界および日本の豪雨記録の期間-強度関係。縦軸に強度を横軸に期間を示す。チェラプンジェは世界の多雨地点として知られているインドのアッサム地方の町(二宮・秋山, 1978)。

であられた真鍋淑郎博士から、その内容を伺う機会があった。学部在学中に受けた最も実際の明快なレクチャーとして今も鮮明に記憶している。

寒気吹出と北陸豪雪の本格的な研究は気象庁・気象研究所による「北陸豪雪特別研究計画」(1962～1966年；主任研究者、松本誠一博士)の観測データによって始められた。当時の多くの研究者の関心は、大規模現象や数値予報(当時は準地衡風モデル)に向けられており、「北陸豪雪のような地域的現象やノイズの様なメソスケール現象の観測的研究に勢力を分散させるべきではない」などの今日では考えられない愚な議論・批判があった事実を記録に留めておく。この時期、著者は気象研究所に移り、このプロジェクトに参加する機会を得た。その初年度に記録的な「昭和38年豪雪」が発生した。

最も単純化すれば、冬季日本海域の気象の時間的変化の基本的経過は次のように記述される；「アジア大陸上を東進する偏西風帯のトラフが対流圏下層の傾圧性が強い大陸東岸に接近すると総観規模低気圧が発達しシベリア高気圧と北西太平洋上の低気圧との間の気圧傾度が増大し寒気吹出が発現し、同時に日本海上で急激な気団変質が進行し、この過程の中で降雪が日本列島の日本海沿岸部にもたらされる」。しかし、このような単純化した概念モデルでは実際の寒気吹出・気団変質・降雪は十分には説明されない。したがってこのプロジェクトの研究は、まず冬季季節風の実態の解析から始められた。

偏西風帯の蛇行が比較的小さく、トラフの振幅も小さい場合には上記の概念モデルが適用できる。この状況下では、季節風は強いが、日本海上の混合層の厚さは薄く(500～1000 m)、沿岸部の降雪量も比較的小さい(Matsumoto and Ninomiya, 1966)。これに対し、偏西風帯の蛇行が大きく上層寒冷渦が形成される場合には、その直下にはドーム状の寒気が現れる。季節風は必ずしも強くないが、厚い対流混合層が形成され、沿岸部にも大きな降雪が発現する(Matsumoto *et al.*, 1965; Ninomiya, 1968)。このような大規模場の条件下ではメソスケールの降雪システムが発生する(Matsumoto *et al.*, 1967ab)。

このプロジェクトは大きな成果(松本・二宮, 1969)をあげたが、残念なことに気象衛星画像データがあまり利用されていない。当時、日本でも米国の極軌道気象衛星画像の受信が始められていたが画像の質は不良であった。もし、米国から良質な画像を入手していた

ら更なる研究の発展があったであろう。当時はこのような海外のデータの入手は困難であった。

この「北陸豪雪特別研究計画」に引き続いて「梅雨末期集中豪雨特別研究計画」(2.2節参照)が実施されるが、著者は約2年間シカゴ大学に滞在し、豪雨の研究計画に参加したのは1970年であった。この2年間の雷雨の解析では静止気象衛星(ATIS)画像が活用された。この経験に基づき、その後の解析では、気象衛星画像により大規模からメソスケールにわたる気象状況の全体像を把握する努力がなされた。

3.2 東シナ海上の気団変質

「梅雨末期集中豪雨特別研究計画」終了後、国際的なGARP(Global Atmospheric Research Program: 全球大気研究計画)の一部としてAMTEX(Air-mass Transformation Experiment: 気団変質実験)を1974及び1975年の2月に南西諸島周辺海域で実施することになった。当時、日本の気象界のリーダー(教授職であった人達)はGARPを「全球大気開発計画」と訳した。これは海洋開発・宇宙開発に便乗した利益直結を連想させるつもりの意図的な訳語であった。AMTEXは東シナ海域における気団変質と低気圧の発達を研究目的とした計画であり、海外からの参加を含めた全日本的な最初の国際観測プロジェクトであった。

この研究に参画した著者の関心は気団変質に関わる対流混合層の形成と、東シナ海低気圧の発達であった。大規模場で見れば、この海域の冬季季節風は北東季節風である(日本海域では北西季節風)。この北東季節風の条件下で発現する対流混合層の構造とエネルギー収支は、Ninomiya(1972, 1975, 1976, 1977)および、Ninomiya and Akiyama(1976)によって解析されている。低気圧発達に関連してはNinomiya(1973, 1974)および、Ninomiya and Akiyama(1973)の報告がある。気団変質と低気圧との関連は、海面からのエネルギー補給による気団変質過程における対流混合層の形成、および、低気圧の下層収束に伴う対流混合層からの湿潤気塊の上昇と潜熱放出の2つの過程の重要性が指摘された。この海域では発生期においてすでにコンマ状・渦状の雲システムを持つ低気圧が観測されることもある。当時は誰も認識しなかったが、総観規模低気圧ではなく寒気内小低気圧として理解すべきかも知れない。

しかしながら、最優先課題であった東シナ海低気圧の発達についてのプロジェクト全体としての取り組みと成果は少なかった。参加者(組織)の多すぎるプロ

ジェクトは責任の所在が曖昧で、効率的ではない。著者は1978年数値予報課に移り(2.1節)、以後、自らが中心となって研究観測プロジェクトを組織する機会を持たない。その後各所で行われた観測プロジェクトを見ても必ずしも多くのデータが有効に活用されていないようである。

3.3 日本近傍の寒気内メソスケール低気圧

数値予報課から仙台管区气象台に移り、ついで気象庁に移り、さらに、新潟地方气象台・札幌管区气象台に勤務した折、現地气象台の方々から多くの知見を頂いて興味を持ったのは日本海及び北西太平洋の「寒気内メソスケール低気圧」(Polar Mesoscale Cyclone; PMC と略記)の問題である。これまでも現地气象台の方々による多くの報告があるが、渦状の雲・エコーシステムの形態と強風の出現に注意が払われ、その発生に関わる環境場についての関心は強くなかった。

そこで著者はこの点に着目して解析を進めてみた。幸い、气象台では豊富なデータがあり、しばらくは保管されている。この調査は再び気象庁で勤務した時にも続けられた。Ninomiya (1989a, 1991, 1994), Ninomiya *et al.* (1990, 1993, 1996), Ninomiya and Hoshino (1990), 二宮 (1993) などの幾つかの報告は寒気吹出の多スケール階層構造の一部としての寒気内メソスケール低気圧の特徴を明らかにした。多くの引用はできないので結論の概要とごく少数の図のみを示す。

これらの海域における寒気内メソスケール低気圧についての観測的事実として、以下の知見が得られた；

(1) 総観規模低気圧とその寒気前線(以下、主低気圧・前線と略記)の北西側の寒気流内で発生する小低気圧がある。この小低気圧を寒気内メソスケール低気圧(PMC)と定義する。

(2) PMCは衛星雲画像あるいはレーダエコー画像では渦状またはコマ状の雲またはエコーシステムとして認められる。

(3) PMCにはメソ α スケール(～500 km)の低気圧とメソ β/γ スケール(～100 km以下)の低気圧がある。ここでは主にメソ α スケールPMCを議論する。そのうち発達したものはポーラーロウ(polar low)に相当する。なおメソ α スケールPMCの内部微細構造としてメソ β/γ スケールの渦が見られる場合もある。

(4) PMCの発生位置は、顕熱・潜熱フラックスが大きく、安定度が小さく、かつ、下層の気温傾度の大きい寒気内の傾圧帯にみられる。

(5) PMCは上層寒冷渦、あるいは、その縁辺をめぐる短波長のトラフの影響下、主低気圧の低気圧性循環の中で発生する。

(6) PMCが発達したケースではその中心で～5 hPa以上の地上気圧下降と強風が観測される。

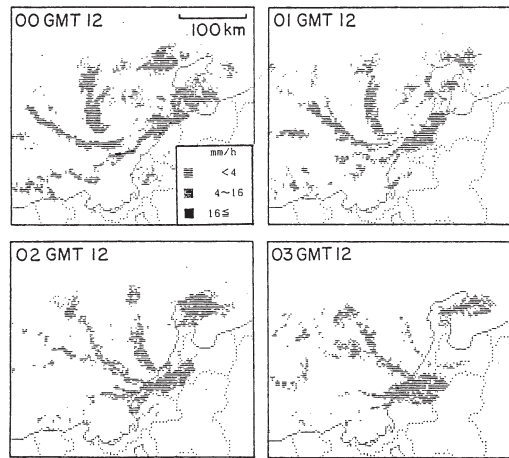
(7) 日本海上で発生したPMCは陸上を通過すると衰弱し消滅することが多い。しかし陸上を通過後、北西太平洋上で再発達することもある。

(8) 北西太平洋上でPMCが発達しそのコマ状の雲システムの西端が二次の前線を形成し二次の寒気吹出を引き起こすことがある。

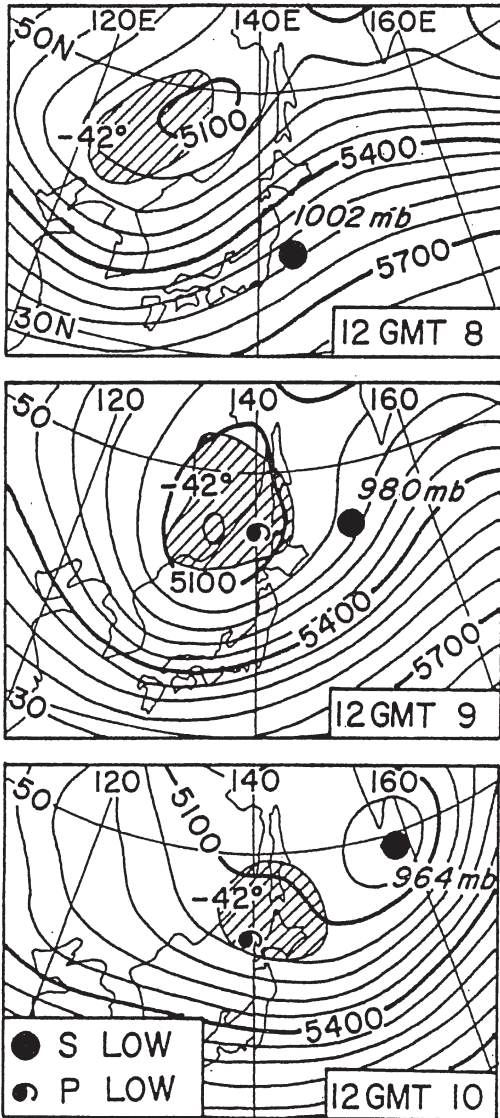
(9) 北西太平洋上でPMCが主前線に接近しインスタント閉塞を引き起こすこともある。

以下若干の具体例を示そう。第31図は1985年12月11～12日の日本海上で発生したPMCの中心付近に発現したメソ β スケール渦のレーダエコー分布図であり、螺旋状の降水エコー分布が見られる。このケースでは気圧場で検出されるメソ α スケールPMC中心の移動方向・速度とレーダ画像上で見られたメソ β スケール渦の移動方向・速度は異なっており、メソ α スケールPMCの内部階層構造としてのメソ β スケール渦が認められた。

第32図は1985年12月8～9日北海道西岸で発生したPMC、主低気圧及び500 hPa面の寒気渦との相互位置関係を示す。まず、主低気圧は寒気渦を含む総観規模トラフの前面で発達し、その下層の低気圧性循環の中、

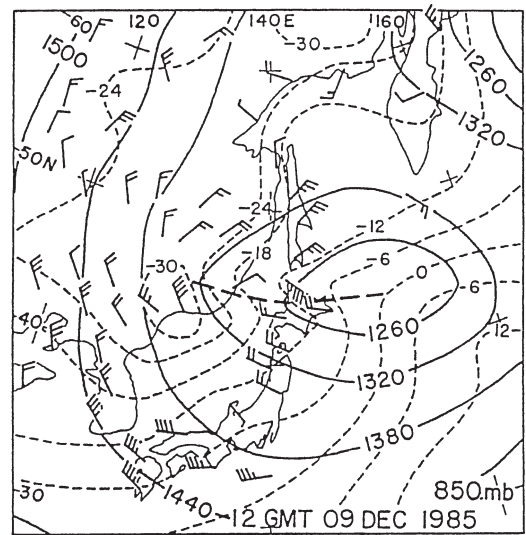


第31図 1985年12月11～12日の日本海上におけるPMC中心部のレーダエコー分布図(福井レーダ)。PMCの中心に螺旋状降水エコーが見られる(Ninomiya and Hoshino, 1990)。



第32図 1985年12月8～9日北海道西岸で発生したPMC(コンマ形で示す), 主低気圧(●で示す)及び500 hPa面の寒気渦との相互位置関係 (Ninomiya, 1991).

かつ上層寒冷渦直下でPMCが発生している。第33図の対流圏下層(850 hPa)でみると, 主低気圧からPMCに向かって下層のシアライン(トラフ)が伸び, その北側では海洋域からの東風による暖気移流が, 南側では大陸域からの西風による寒気移流がありシアラインを挟む温度傾度(北側が暖気, 南側が寒気)の増大を引き起こしている。このような形態のフロントゲネシス・サイクロゲネシスの過程は, 温帯低気圧の発



第33図 1985年12月9日12時の850 hPa天気図。主低気圧から北海道西方海上のPMCに向かって下層のシアライン(トラフ)が伸び, その北側では海洋域からの東風による暖気移流が, 南側では大陸域からの西風による寒気移流がありシアラインを挟む温度傾度(北側が暖気, 南側が寒気)の増大を引き起こしている (Ninomiya, 1991).

生過程の状況と異なる。なお, 海面からの顕熱補給と上層の寒気移流による安定度の減少もPMC発生に有利な条件である。

第34図は, 1987年1月8～10日に見られた寒気吹出の多スケール階層的過程を示す静止衛星赤外雲画像である。第34図aの8日12時(UTC)には主低気圧には二つの低気圧中心(L_1 , L_2)が見られ, そこから主前線の雲ゾーンA-Bが伸びている(日本近海の温帯低気圧には複数の低気圧中心が見られる場合が多い)。主前線の～1000 kmの西側は寒気流の領域であり, そこにPMCの雲システムCが発生した。

第34図b(9日00時)にはPMC雲システムCは太平洋上で再発達し, 第34図c(9日12時)にはさらに発達し二次前線を形成し, 二次寒気吹出を引き起こしている。そして二次前線の西側には複数の雲バンドD及びEが発生した。また日本海上でも雲システムFが発生している。

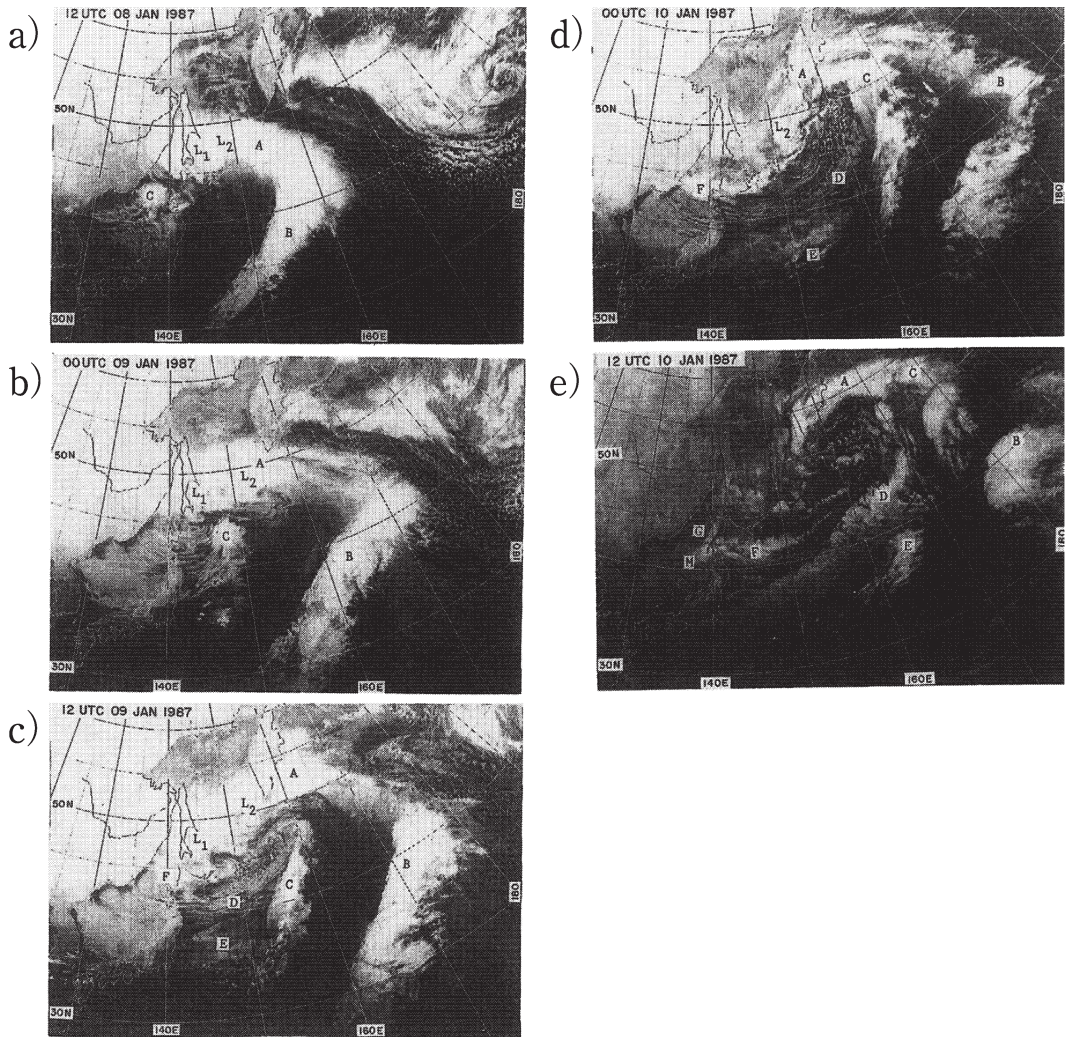
第34図d(10日00時)では, 主低気圧の中心は L_2 のみとなり二次前線Cは主前線に接近し, やがて主前線と一体となる。

第34図 e (10日12時) には日本海東部で PMC に伴う雲システム M と雲バンド G が発生した。

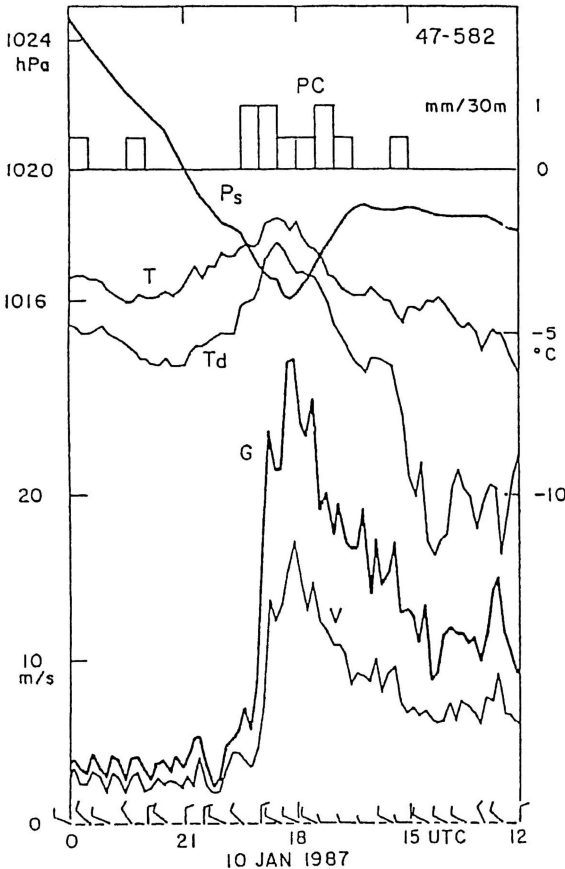
このケースでは上層の寒冷トラフが速やかに東進する V 字型のトラフではなく、上層の寒気が東西に伸びる構造を持っていたため(図は省略)、寒気吹出の経過が複雑であつた。このような大規模場に伴う寒気吹出の実態も今後に残された課題の 1 つである。

第35図は PMC M が通過した秋田気象台における地上観測の時系列データであり、日本海 PMC に伴う典型的な天候の急変(急激な地上気圧の降下と強風の発現)を示している。

このように、一見大規模と見られる冬季モンスーン・寒気吹出にも多種スケールの構造・過程が見られる。日本近傍の PMC についての報告は海外の研究者



第34図 1987年1月8～10日に見られた寒気吹出の多スケール階層的過程を示す静止衛星赤外雲画像 (Ninomiya *et al.*, 1996). (a) 8日12時 (UTC) には主低気圧には二つの低気圧中心 (L_1 , L_2) が見られ、そこから主前線の雲ゾーン A-B が伸びている。主前線の西側の寒気流領域に PMC の雲システム C が発生した。(b) 9日00時には PMC 雲システム C は太平洋上で再発達。(c) 9日12時には雲システム C はさらに発達し二次前線を形成し、二次寒気吹出しを引き起こした。二次前線の西側には複数の雲バンド D 及び E が、日本海上では雲システム F が発生した。(d) 10日00時には、主低気圧中心は L_2 のみとなり二次前線 C は主前線に接近し、主前線と一体となる。(e) 10日12時には日本海東部で PMC に伴う雲システム M と雲バンド G が発生した。



第35図 PMC Mが通過した秋田気象台における地上観測(PC:降水強度, Ps:海面気圧, T:気温, Td:露点, G:瞬間最大風速, V:平均風速及び風向)の時系列データ (Ninomiya *et al.*, 1996).

からも興味をもたれ、研究結果の一部を Rasmussen *et al.* (2003ab) に含めて報告する機会を得た。

4. 大気大循環モデルによる多尺度階層構造の再現

ここまで述べてきた循環系の多尺度階層構造の形成はどのように理解すべきであろうか。それを議論する手がかりの1つとして、循環系の多尺度階層構造が数値モデルでどのように再現されかを調べることは意味がある。

現在、高分解能プリミティブモデルや非静力学モデルによる短期間数値予報ではかなり正確なメソスケール現象を含む多尺度階層構造の予報が可能になっている。しかし、その予報精度は初期値の正確さに強

く依存しており、正確な予報の限界は24時間の程度である。別の表現をすれば、初期場にすでに存在しているメソスケール現象の“雛”から“鳥”を育てるか、あるいは“卵”から“雛”を育てる予測である。一方、理想化実験では仮想的な基本場を与えて対象とする擾乱の発達を調べるが、初期場に“擾乱の卵”に相当するかなり大きな過剰温度・過剰水蒸気、あるいは、初期渦(循環)を与えて擾乱を立ち上げるなどの人工的な条件を与えている。この点において、それらの数値実験は必ずしも循環系の多尺度階層構造の本質に迫るものではない。

モデル大気自身が基本場を形成し、その中で多種多様な循環系を発生させる大気大循環モデルや気候モデルで循環系の多尺度階層構造が再現されるか否かは非常に興味あるテーマである。また、このような確認なしに、特異現象(extreme event)の気候予測などを論ずるのは適当ではない。

現在著者等は海洋研究開発機構地球環境フロンティア研究センター(FRCGC)で大気大循環モデル、あるいは、気候モデルの長期積分データを解析して、梅雨前線や寒気吹出に関連する多尺度階層構造の再現性を調べている(Ninomiya *et al.*, 2002, 2003ab, 2004)。ここに示すのは季節変化する海面水温(SST)を与えた長期積分の結果の解析例の一部である。

長期積分に使用されたモデルは、東京大学気候システム研究センター・国立環境研究所(CCSR/NIES)で開発されたプリミティブスペクトルモデルT42L20(Numaguchi *et al.*, 1997)をCCSR/NIES/FRCGCモデリンググループの方が高分解能化したモデルT42L52およびT106L52である(なお現在では、CCSR/NIES/FRCGCモデリンググループが開発改良したT106L56が多くの研究に使用されている)。

4.1. 梅雨前線の再現実験

梅雨前線についてのT106L52の積分結果(Ninomiya *et al.*, 2003a)を示そう。第36図は積分第7年(Y07)の6月の135°E線に沿う降水量の緯度時間分布図である。梅雨前線帯低気圧(D)の通過後に東西に伸びる降雨ゾーン(Z)がほぼ定常的に維持されている。興味深いのは、6時間間隔の出力図(第37図)で見ると、第26図の「梅雨前線雲システム家族」概念モデルに類似した状況が再現されていたことである(もちろん、これからモデルで再現された前線の妥当性を単純に主張すべきではない)。この期間について平均場を解析すると、実際の梅雨前線に類似した構造の前

線帯がモデルで再現されていた。この比較的梅雨前線が良く再現された期間の状況を第38図に示す。この期間には、梅雨期の大規模循環系(太平洋亜熱帯高気圧, 中緯度の上層寒冷低気圧, ブロッキングリッジ)などの相互位置関係は正當に再現されていた。

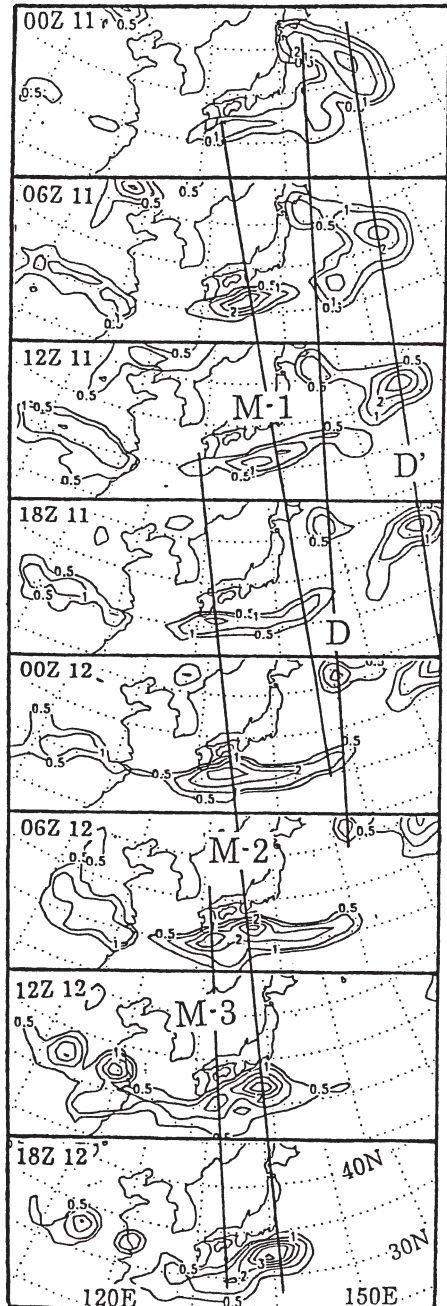
しかし、このモデルによって梅雨前線は常に適切に再現されるわけではない。適切に再現されない期間には、大規模循環系の相互関係が適切に再現されていない。梅雨前線が必ずしも常時適切に再現されないのは、単に梅雨前線帯における物理過程のパラメタリゼーションに問題があるだけでなく、大規模場(特に太平洋亜熱帯高気圧の変動)の再現性に問題があるためである。しかしながら、現在その原因を理解するには至っていない。上述の問題については、太平洋亜熱帯高気圧の変動に関する低緯度帯の熱源の再現に関してプリミティブモデルに限界があり、非静力学全球モデルとの比較が必要だとする見解もある。非静力学全球モデル実験が期待される。

4.2 寒気内メソスケール低気圧の再現実験

T42L52によるPMC(寒気内メソスケール低気圧)の再現(Ninomiya *et al.*, 2003a)を紹介する。第39図は積分第4年(Y04)1月22日に北日本近傍で発生したPMCを示す海面気圧分布と925 hPa 面流線図である。

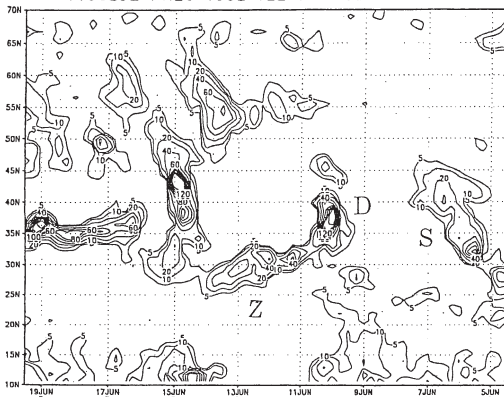
このPMCの発生をもたらしたモデルの大規模場の模式図を第40図に示した。この図の内容は次のように

T106L52 Prec (mm/h)

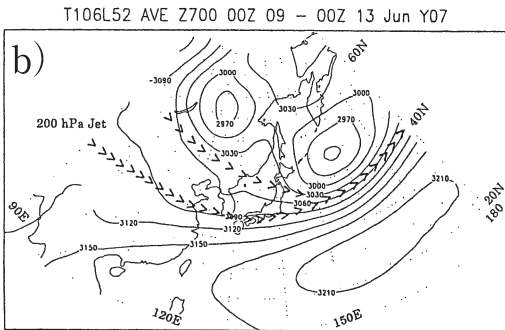
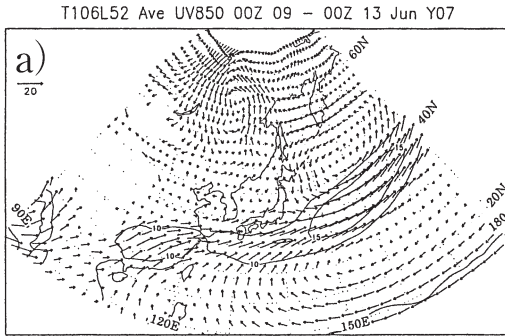


第37図 T106L52で再現された「梅雨前線雲システム家族」と各降水システム(降水量単位 mm h⁻¹)の移動を示す。Dは中間規模低気圧に伴う降水系を、Mはメソスケール降水系を示す(Ninomiya *et al.*, 2003b)。

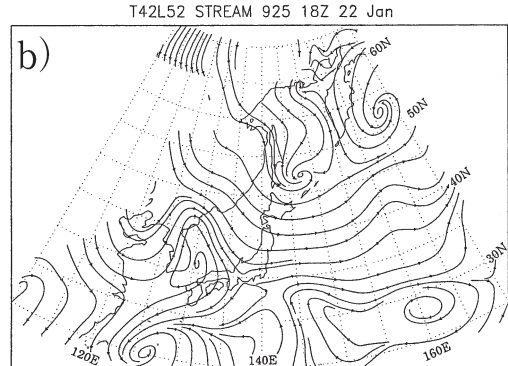
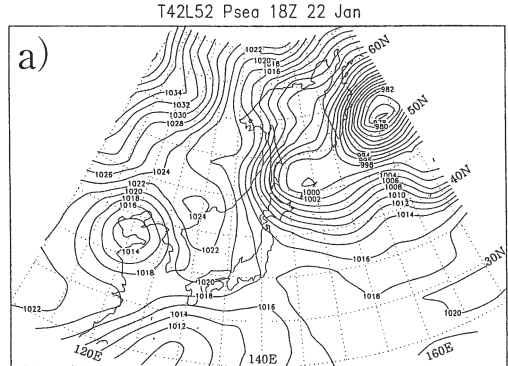
T106L52 PREC 135E 12Z 04-12Z 19 Jun Y07



第36図 T106L52の積分第7年(Y07)の6月の135E線に沿う降水量(単位 mm d⁻¹)の緯度時間分布図。梅雨前線帯低気圧(D)の通過後に東西に伸びる降雨ゾーン(Z)がほぼ定常的に維持されている(Ninomiya *et al.*, 2003b)。



第38図 梅雨前線がT106L52Lで適切に再現された期間（積分第07年6月9～13日）の大規模場。
(a) 850 hPa 風速場、(b) 700 hPa 高度場と200 hPa ジェット軸。この期間には大規模循環系（太平洋亜熱帯高気圧、中緯度の上層寒冷低気圧、ブロッキングトラフなど）の相互位置関係が適切に再現されている（Ninomiya *et al.*, 2003b）。

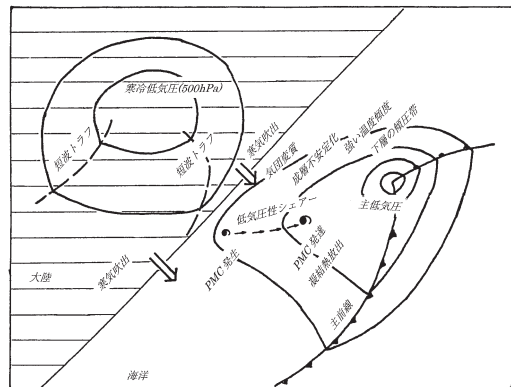


第39図 T42L52の積分第4年1月22日に北海道北東海上で発生したPMCを示す(a)海面気圧分布と(b)925 hPa面流線図（Ninomiya *et al.*, 2003a）。

要約される；(1) PMCは上層寒冷渦の縁辺をめぐる短波長のトラフの影響下、主低気圧北西の低気圧性循環の中で発生した。(2) PMCの発生位置は、寒気吹出に伴う海上の気団変質過程において顕熱・潜熱フラックスが大きく、安定度が小さく、かつ、下層の気温傾度の大きい寒気内の傾圧帯にみられた。

この状態は3.3節で記述した実際のPMCの発生環境場の条件と整合的である。

しかしながら、このモデルによるPMCの発生頻度は実大気中の頻度に比して少ない。それは、PMCの発生に必要な大規模循環系の条件が適切に再現されないケースがあるからである。この欠点はモデルの分解能をT106に増加してもあまり大きく改善されない（Ninomiya *et al.*, 2004）。PMCが必ずしも常に適切に再現されないのは、寒気内における物理過程のパラメタリゼーションに問題があるだけでなく、大規模



第40図 第39図のPMCの発生をもたらした大規模場の模式図（Ninomiya *et al.*, 2003a）。

循環系（総観規模低気圧、上層寒冷低気圧）の再現に問題があるためである。しかしながら、現在その原因を理解するには至っていない。

4.3 残された問題

今後、プリミティブモデルあるいは、非静力学全球モデルの再現実験では、気候値・平均場だけではなく多種スケール階層構造を含めた循環系・天気系の再現が検討されるべきである。同時に、現在気候の条件下での特異現象の再現性も実際のデータに照らして確認されなければならない。例えば、現在気候の条件下で得られた、全球的な降水強度の極値と日本列島における降水極値の特徴あるいは天気系の多様性が（第29図、第30図、第34図）がどの程度に再現されるであろうか。今後の残された大きな問題の1つである。

5. 反省と危惧および希望

これまで、その時代時代において得られたデータを最大限に利用し、多くの興味ある問題を調べ、また新しい問題点を掘り出してきた。

しかし反省することも多い。著者自身これまで観測プロジェクトを組織し、あるいは、多くの国内外の観測データ・数値実験データを収集しているが、その一部しか活用していない。多くの貴重なデータが未活用のままボール箱、キャビネットに（ハードコピー・FD・CDの形態）あるいはサーバーに取まっている。おそらく、すべてを活用することは不可能であろう。まことに勿体なく、かつ提供して下さった方々に申し訳ない。これは程度の差こそあれ、他の方々にも共通した事情であろう。最近では多くのプロジェクトが次々に行われ、研究時間・人員に対してプロジェクトが過大になり過ぎる傾向がある。プロジェクトの観測データやモデル出力をじっくりと解析・考察する余裕のないまま、研究組織を維持するために自転車操業的に次々と大型プロジェクトを継続する傾向は好ましくない（これは個々の研究者だけで解決できる問題ではない。望ましい研究行政・政策について学会連合等で議論すべきである）。

最近では成果評価と社会的貢献が重視されているが、行過ぎて社会的貢献が現在の気象学的水準に対して過大に宣伝される傾向がある（第3.2節の「大気開発計画」のように）。本来なら研究会・専門誌での十分な検討を経て確定され、同時に残された問題点・疑問点を含めて公表すべき成果がプレス発表・TV発表などの形態で誇大に（問題点を伏せて）宣伝されることも目に付く。「必要（needsやnecessity）は発明・進歩（innovation）の母」であるけれども「誠実と正直は科学の祖母」であることを忘れてはならない。

近年はプロジェクトが大型化し、多くの研究費が集中的に投入されることは喜ばしいが、それが、特定テーマ以外の研究を圧迫しないような配慮も必要である。それぞれが、自らのテーマの意義に自信を持ち、かつ相互に批判することは大切であるが、あまりに覇権主義的・教条的に自分と異なる見解・アプローチを排除してはならない。「研究・興味の多様性を認める謙虚・寛容は科学のもう一人の祖母である」ことを強調したい。

近年、気象学の範囲が広がり、研究分野が細分化され、観測、議論、レフリーコメントが細部に向けられ、現象の全体像の観察が不足する傾向がある。現象を広い観点から考える必要がある。

また専門の教員の配置がない大学等での気象基礎教育は充分でなく、自習・独習に適する基礎的テキストも乏しい。今回の受賞の理由の1つとなった著者の幾つかの基礎的なテキスト（文献省略）は、この不足を補う役割を果たしている。

最近では気象学会会員数の減少が心配され、気象予報士会などにも呼びかけがなされている。しかし会員数のみが問題ではなく、大切なのは気象界の多くの方々からの知的情報の提供である。過去、気象集誌・天気では日本近傍の現象についての観測事実の報告が極端に少ない。多くの会員（例えば気象台に属される会員など）の貴重な知識・知見が僅かしか学会誌に提供されていない。過去の特異現象の正確なドキュメントすら日本では作成されていない。このため日本の気象界の持つ基本的情報は非常に偏った貧弱なものになっている。学会のプログラムに「天気システム」のセッションが無いのも不適當だ。学会誌の編集方針と査読にも問題がある。評価基準の1つに「科学的興味」の項目があるが、研究の興味は個性的なはずであり、多数決的なものではない。これは「科学的興味が十分に表現されているか」と問うべきである。事実の記録を研究成果と見なさない偏向も強すぎる。ストーリーテラーの物語のような因果関係の説明よりも事実の記録報告の方が貴重である。事実についての解釈・理論付け・実験は興味を持った読者の更なる研究に委ねてもよいのである。

以上やや強い批判を記したが、現在では多くの新しい展望も開けている。研究観測でも経常観測においても、これまで得られていなかった高分解能のデータが得られ、全球規模の様々なデータベースや、多くの数値モデルの利用も可能になっている。「落ち着いた研究

体制” がとられれば、若い世代による研究の進展が期待される。

筆者の研究者としての残り時間は僅であるが、時間の許す限り日本近傍の循環系・天気系の多種スケール階層構造の理解を深めたい。その後にも、気象アマチュアとして調べたい事柄がある。20世紀の日本の豪雪、豪雨などの特異現象のドキュメント（例えば、二宮2004）を纏めたい、日本の気象学史・気象技術史を調べたいなどの夢がある。その折には是非多くの会員の方々の御助力を賜りたくお願い申し上げます。

謝 辞

この報告は藤原賞受賞記念講演の要旨に加え、当日の時間制限のため省略した事項を含めて纏めたものである。

筆者のこれまでの調査研究に御協力・御助力を頂いた気象研究所・気象庁・気象台・測候所・大学・海外の研究機関などの多くの方々年齢は筆者の年齢プラス30歳からマイナス40歳の広い範囲に及んでおります。御名前の全てを記すことは紙面が許しませんが、改めて心より御礼申し上げます。特に、筆者が気象研究所に入る機会を与您と下さり御指導くださった松本誠一博士、松本研究室以来多くの共同研究をして下さり貴重な議論をして下さった秋山孝子博士には厚く御礼を申し上げます。最後に藤原賞に推薦くださった方々にも御礼申し上げます。

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.
- Akiyama, T., 1978 : Mesoscale pulsation of convective rain in medium-scale disturbances developed in Baiu front, *J. Meteor. Soc. Japan*, **56**, 267-283.
- Akiyama, T., 1984 : A medium-scale cloud cluster in a Baiu front, *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 485-504.
- 秋山孝子, 1987 : 梅雨前線帯の中間規模低気圧に伴う降水系, *天気*, **34**, 733-742.
- Akiyama, T., 1989 : Large, synoptic and mesoscale variations of the Baiu front in July 1982, Part 1, *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 57-81.
- Akiyama, T., 1990a : Large, synoptic and mesoscale variations of the Baiu front in July 1982, Part 2, *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 557-574.
- Akiyama, T., 1990b : Large, synoptic and mesoscale variations of the Baiu front in July 1982, Part 3, *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 705-727.
- 秋山孝子, 松本誠一, 1970 : 梅雨前線内の鉤状エコーの生涯と構造, *天気*, **17**, 420-428.
- Clark, R. A., 1960 : A study of convective precipitation as revealed by radar observation, *J. Meteor.*, **17**, 415-425.
- Harrold, T. W., 1973 : Mechanisms influencing the distribution of precipitations within baroclinic disturbances, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **99**, 232-251.
- Manabe, S., 1957 : On the modification of air mass over Japan Sea when the outbreak of cold are predominates, *J. Meteor. Soc. Japan*, **35**, 311-326.
- Matsumoto, S. and K. Ninomiya, 1966 : Some aspects of the cloud formation and its relation to the heat and moisture supply from the Japan Sea surface under the weak winter monsoon situation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 60-75.
- 松本誠一, 二宮洸三, 1969 : 降雪を伴う中規模擾乱の研究, *天気*, **16**, 291-302.
- Matsumoto, S. and K. Ninomiya, 1971 : On the mesoscale and medium-scale structure of a cold front and its relevant vertical circulation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **49**, 648-662.
- Matsumoto, S. and Y. Tsuneoka, 1970 : Time lapse composite echo pattern of wave disturbances embedded in the Baiu front, *J. Meteor. Soc. Japan*, **48**, 198-203.
- Matsumoto, S., T. Asai, K. Ninomiya, M. Iida and M. Takeuchi, 1965 : Behavior of the extraordinary cold vortex over the Far East coastal area observed during the period from 23 January to 24 January 1963, *J. Meteor. Soc. Japan*, **43**, 100-105.
- Matsumoto, S., K. Ninomiya and T. Akiyama, 1967 a : A synoptic and dynamic study on the three dimensional structure of mesoscale disturbances observed in the vicinity of a cold vortex center, *J. Meteor. Soc. Japan*, **45**, 64-82.
- Matsumoto, S., K. Ninomiya and T. Akiyama, 1967 b : Cumulus activities in relation to the mesoscale convergence field, *J. Meteor. Soc. Japan*, **45**, 166-176.
- Matsumoto, S., S. Yoshizumi and M. Takeuchi, 1970 : On the structure of the Baiu front and the associated intermediate-scale disturbances in the lower troposphere, *J. Meteor. Soc. Japan*, **48**, 479-491.
- Matsumoto, S., K. Ninomiya and S. Yoshizumi,

- 1971 : Characteristic features of Baiu front associated with heavy rainfall, *J. Meteor. Soc. Japan*, **49**, 267-281.
- Matsumoto, S., K. Ninomiya, R. Hasegawa and Y. Miki, 1982 : The structure and the role of a subsynoptic-scale cold vortex on the heavy precipitation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **60**, 339-354.
- Murakami, T., 1959 : The general circulation and water vapor balance over the Far East during the rainy season, *Geophys. Mag.*, **29**, 131-171.
- Ninomiya, K., 1968 : Heat and water budget over the Japan Sea and the Japan Islands in winter season, *J. Meteor. Soc. Japan*, **46**, 343-372.
- Ninomiya, K., 1971a : Dynamical analysis of outflow from tornado-producing thunderstorms as revealed by ATS III pictures, *J. Appl. Meteor.*, **10**, 275-294.
- Ninomiya, K., 1971b : Mesoscale modification of synoptic situations from thunderstorm development as revealed by ATS III and agrological data, *J. Appl. Meteor.*, **10**, 1103-1121.
- Ninomiya, K., 1972 : Heat and water-vapor budget over the East China Sea in the winter season, *J. Meteor. Soc. Japan*, **50**, 1-17.
- Ninomiya, K., 1973 : Variation in the heat energy budget over the East China Sea associated with the passage of the wave cyclones in February 1968, *J. Meteor. Soc. Japan*, **51**, 435-449.
- Ninomiya, K., 1974 : Bulk properties of cumulus convections in the small area over Kuroshio region in February 1968, *J. Meteor. Soc. Japan*, **52**, 188-203.
- Ninomiya, K., 1975 : Large-scale aspects of air-mass transformation over the East China Sea during AMTEX'74, *J. Meteor. Soc. Japan*, **53**, 285-303.
- Ninomiya, K., 1976 : Wind profile and kinetic energy budget in the mixed layer of the polar air-mass transformed over Kuroshio region, *J. Meteor. Soc. Japan*, **54**, 361-369.
- Ninomiya, K., 1977 : Heat energy budget of the polar air-mass transformed over Kuroshio region under the situation of strong subsidence, *J. Meteor. Soc. Japan*, **55**, 431-441.
- 二宮洸三, 1977 : 豪雨の時間スケールからみた降水強度極値の地理的分布, *天気*, **24**, 63-70.
- Ninomiya, K., 1978 : Heavy rainfalls associated with frontal depression in Asian subtropical humid region, Part 1, *J. Meteor. Soc. Japan*, **56**, 253-266.
- 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.
- 二宮洸三, 1984 : 総観規模でみた東北の冷夏, *天気*, **31**, 159-164.
- Ninomiya, K., 1989a : Polar/comma-cloud lows over the Japan Sea and the Northwestern Pacific in winter, *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 83-97.
- Ninomiya, K., 1989b : Cloud distribution over East Asia during Baiu period of 1972, *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 639-658.
- Ninomiya, K., 1991 : Polar low development over the east coast of the Asian Continent on 9-11 December 1986, *J. Meteor. Soc. Japan*, **69**, 669-685.
- 二宮洸三, 1993 : 降雪をもたらす meso- α -low を含む multi-scale processes, *天気*, **40**, 393-400.
- Ninomiya, K., 1994 : A meso scale low family formed over the northeastern Japan Sea in the northwestern part of a parent polar low, *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 589-603.
- 二宮洸三, 1994 : アジアモンスーンとその水収支, *天気*, **40**, 939-957.
- Ninomiya, K., 2000 : Large and meso- α -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, 2000 : 梅雨前線と豪雨, *天気*, **47**, 27-39.
- Ninomiya, K., 2001 : Large λ -shaped cloud zone formed around July 6, 1991 with pole-ward moisture transport from intense rainfall area in Meiyu-Baiu front, *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 805-813.
- Ninomiya, K., 2004 : Large and mesoscale features of Baiu front associated with intense rainfalls, in East Asia Monsoon, Imperial College Press, 404-435.
- 二宮洸三, 2004 : 1896年(明治29年)7月の信濃川大洪水の気象状態, *天気*, **51**, 655-665.
- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1971 : The development of medium-scale disturbances in the Baiu front, *J. Meteor. Soc. Japan*, **49**, 663-698.
- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1973 : Satellite and radar observational study of the wave disturbances over the east coast of the Asian Continent in February 1968, *J. Meteor. Soc. Japan*, **51**, 497-500.
- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1974 : Band structure of mesoscale echo clusters associated with low-level jet stream, *J. Meteor. Soc. Japan*, **52**, 300-313.
- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1976 : Structure and heat energy budget of mixed layer capped by inver-

- sion during the period of polar outbreak over Kuroshio region, *J. Meteor. Soc. Japan*, **54**, 160-174.
- 二宮洸三, 秋山孝子, 1976: 豪雨のスケールと水蒸気収支解析について, *天気*, **23**, 45-53.
- 二宮洸三, 秋山孝子, 1978: 降水強度および水蒸気収支からみた日本の豪雨の特徴, 文部省科学研究費 自然災害特別研究・研究成果, No. A-53-4, 19-31.
- 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 K. Hoshino, 1990: Evolution process and multi-scale structure of a polar low developed over the Japan Sea on 11-12 December 1989. Part 2, *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 307-318.
- Ninomiya, K. and C. Kobayashi, 1998: Precipitation and moisture balance of the Asian summer monsoon in 1991. Part 1, *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 855-877.
- Ninomiya, K. and C. Kobayashi, 1999: Precipitation and moisture balance of the Asian summer monsoon in 1991. Part 2, *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 79-99.
- Ninomiya, K. and K. Kurihara, 1987: Forecast experiment of a long-lived meso- α -scale convective system in Baiu frontal zone, *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 885-899.
- Ninomiya, K. and H. Mizuno, 1985a: Anomalous cold spell in summer over northeastern Japan caused by northeasterly wind from polar maritime airmass, Part 1, *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 845-857.
- Ninomiya, K. and H. Mizuno, 1985b: Anomalous cold spell in summer over northeastern Japan caused by northeasterly wind from polar maritime airmass, Part 2, *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 859-871.
- Ninomiya, K. and T. Murakami, 1987: The early summer rainy season (Baiu) over Japan, Chapter 4, *Monsoon Meteorology*, Oxford University Press, 93-121.
- 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. Shibagaki, 2003: Cloud system families in the Meiyu-Baiu front observed during 1-10 July 1991, *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 193-209.
- Ninomiya, K. and Y. Tatsumi, 1980: Front with heavy rainfalls in the Asian subtropical humid region in a 6-level 77 km-mesh primitive model, *J. Meteor. Soc. Japan*, **58**, 172-186.
- Ninomiya, K. and Y. Tatsumi, 1982: Forecast experiment of long-lived subtropical cumulonimbus cluster with 6-level 77 km primitive model, *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 709-722.
- Ninomiya, K. and K. Yamazaki, 1979: Heavy rainfalls associated with frontal depression in Asian subtropical humid region, Part 2, *J. Meteor. Soc. Japan*, **56**, 399-413.
- 二宮洸三, 秋山孝子, 吉住禎夫, 山崎孝治, 榊原 均, 1980: 梅雨前線帯の豪雨, 気象研究ノート, (138).
- 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 T. Tatsumi, 1984: Prediction experiment of extremely intense rainstorm by a very-fine mesh primitive equation model, *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 273-295.
- Ninomiya, K., T. Akiyama and M. Ikawa, 1988a: Evolution process and fine structure of a long-lived meso- α -scale convective system in Baiu front. Part 1, *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 331-350.
- Ninomiya, K., T. Akiyama and M. Ikawa, 1988b: Evolution process and fine structure of a long-lived meso- α -scale convective system in Baiu front. Part 2, *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 351-371.
- Ninomiya, K., K. Hoshino and K. Kurihara, 1990: Evolution process and multi-scale structure of a polar low developed over the Japan Sea on 11-12 December 1989. Part 1: Evolution process and meso- α -scale structure, *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 293-306.
- 二宮洸三, 秋山孝子, 大野久雄, 鈴木 修, 1991: メソスケール気象, 気象研究ノート, (172).
- Ninomiya, K., K. Wakahara and H. Okubo, 1993: Meso- α -scale low development over the northwestern Japan Sea under the influence of a parent large-scale low and a cold vortex aloft, *J. Meteor. Soc. Japan*, **71**, 73-99.
- Ninomiya, K., J. Fujimori and T. Akiyama, 1996: Multi-scale feature of the cold air outbreak over Japan Sea and the northwestern Pacific, *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 745-761.
- Ninomiya, K., T. Nishimura, W. Ohfuchi, T. Suzuki and S. Matsumura, 2002: Features of the Baiu front simulated in an AGCM (T42L52), *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 697-716.
- Ninomiya, K., T. Nishimura, T. Suzuki, S. Matsumura and W. Ohfuchi, 2003a: Polar low genesis over

- the east coast of the Asian Continent simulated in an AGCM, *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 697-712.
- Ninomiya, K., T. Enomoto, T. Nishimura, T. Suzuki, and S. Matsumura, 2003b : Synoptic-and meso-scale variations of the Baiu front simulated in an AGCM, *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 1387-1405.
- Ninomiya, K., T. Nishimura, T. Enomoto, T. Suzuki and S. Matsumura, 2004 : Generation and development of a polar mesoscale cyclone over the east coast of Asia as simulated in an AGCM, *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 1435-1446.
- Numaguchi, A., M. Takahashi, T. Nakajima and A. Sumi, 1997 : Description of CCSR/NIES atmospheric general circulation model, CGER Super Computer Monograph Report, No. 3, 1-48.
- Rasmussen, E. A., K. Ninomiya and A. M. Carleton, 2003a : *Climatology, Polar Lows*, Cambridge Univ. Press, 52-149.
- Rasmussen, E. A., J. Turner, K. Ninomiya and I. A. M. Renfrew, 2003b : *Observational Studies, Polar Lows*. Cambridge Univ. Press, 150-285.
- Shibagaki, Y. and K. Ninomiya, 2005 : Multi-scale interaction processes associated with development of a sub-synoptic scale depression on the Meiyu-Baiu frontal zone, *J. Meteor. Soc. Japan*, **83**, 219-236.
- Tokioka, T., 1973 : A stability study of medium-scale disturbances with inclusion of convective effects, *J. Meteor. Soc. Japan*, **51**, 1-10.
- Yoshizumi, S., 1975 : Development of an instability line under a cut-off low, *Pap. Meteor. Geophys.*, **26**, 167-180.
- Yoshizumi, S., 1977 : On the structure of intermediate scale disturbances on the Baiu front, *J. Meteor. Soc. Japan*, **55**, 107-120.

Multi-scale Features of the Circulation Systems over the Japan Islands during the East Asia Summer and Winter Monsoons

Kozo NINOMIYA

Frontier Research Center for Global Change, JAMSTEC,
Showa-machi, Kanazawa-ku, Yokohama 236-0001, Japan.

(Received 13 June 2005 ; Accepted 11 January 2006)
