

## 第5回「メソ気象研究会」報告

第5回メソ気象研究会のテーマは、「メソ天気系概念モデル—解析と数値実験の照合—」というもので、1993年5月20日（木曜日）に、気象庁第1会議室で行なわれました。今回の研究会はメソスケールの現象についての conceptual model の構築を目指して事例解析と数値実験を対比することを目標としました。理論的手段による裏付けや系統化も重要ですので、講演者には可能な範囲でこの点にも触れていただきました。

講演題目は一見バラバラな様ですが、「冬期日本海の帯状雲」と「関東南海上の不連続線」は、発生場所は異なっても構造やメカニズムには今回の講論を通して共通する点がいくつかみえてきたように思われます。

「冬期日本海上の帯状雲」と「やまじ風」は理論的取り組みもされているので、他の現象への取り組み方の参考になったと思われる。

「四国付近における寒冷前線の振舞い」は事例解析だけですが、湿潤過程も地形も関係した現象です。現場で接する複雑な現象に大学・研究機関の方が興味を持って下さり、今回の研究会を機にこのような現象に関する研究が発展することを期待したいと思います。

コンピーナー 檜尾守昭・中村誠臣（気象庁）

## 1. 冬期日本海の帯状雲（解析と理論）

八木正允（気象庁観測部高層課）

冬期日本海上の帯状雲に関連する、次の3つの特徴あるいは雪雲について、解析と成因考察の結果を示した。(1) 帯状雲南端の Cu-Cb ライン、(2) Cu-Cb ラインから北側に延び、季節風にほぼ直交する雪雲(Tモード雲)、(3) Cu-Cb ライン中の渦状小擾乱。

解析には GMS 特別観測資料、大陸から日本沿岸に至る高層観測とレーダー観測資料を使った。

## (1) 帯状雲南端の Cu-Cb ライン

① 上部を安定層で押えられた下層の強い寒気の流れが、朝鮮北部の山岳帯で阻止され、山岳帯を北と南に迂回する。北側を迂回した流れは大きく南下し、山岳帯を下降してきた流れと、更に山岳南側を迂回した

流れと海上で収束合流して、Cu-Cb ラインを形成している。② 下層で Cb ラインの南北両側から収束流入した空気は上昇して上層の安定層下面で主に北側に流出する。③ Cb ラインに沿う流れはラインのすぐ南側がすぐ北側に比べて速く、Cu-Cb ラインが風速の水平シアラインになっている。④ 線形論では山の前面で高気圧、後面で低気圧になる。山の両側できる強風 ( $V'$ ) はコリオリ力の作用で北側が南側に比べより強い。山の両端を通り過ぎた直後の摂動量によるコリオリ力 ( $-k \times fV'$ ) と気圧傾度力 ( $-(1/\rho) \nabla p$ ) をみる。前者は北端側が南端側より大きく、共に南向きである。後者は北端側ではコリオリ力と同じ南向きに働き、流れを大きく南向きに変える。南端側ではコリオリ力と逆に北向きに働き、そのため流れが北上する度合は小さい。山岳の風下南側で収束が起こり Cb ラインができると推測出来る。なお、このことを局地風数値モデル（非対流）で朝鮮の北部の山岳地帯を残し半島部分を海に置き換えて確かめた。

## (2) Tモード雲

① Tモード雲の走行は雲底と雲頂間の鉛直シアベクトルの方向と一致した。つまり、Tモード雲もシアベクトルの方向に対しては Longitudinal mode である。② 寒気移流場の風ベクトルは高さとともに反時計回りに変わるが Cb ライン付近の強い下層収束・上層発散のためその北側では反時計回りの変化は強められ(Tモード雲ができやすい)、南側では弱められている。③ Tモード雲は高さとともに風向が変わる場合の線形論による対流の数値解（浅井、1972）や解析解（八木、1985）で説明できる。

## (3) Cu-Cb ライン中の渦状小擾乱

① 事例解析では、Cb ラインの水平シアの幅約 20 km、速度差約 6 m/20 km で、渦状小擾乱は約 4 時間で顕在化し、2つの渦の波長約 150 km、移動速度はシア層のほぼ平均的な風速と同じであった。② 別の事例では、渦状擾乱のエコーセルの動きから一般場を差し引いて得られた楕円状渦の長軸の傾きはシア流の傾きと逆向であった。③ 以上のことから、擾乱はシア不安定によるものと推定できる。線形の 3 ゾーン

シアーモデルによって得られた解は、最大発達波長、発達率、構造など、解析例とほぼ一致した。

## 2. 冬期日本海の帯状雲：モデリング

永田 雅（気象庁数値予報課）

冬の日本海側の降水（雪）のメソスケールの局在化に関連する擾乱のうち、帯状雲とこれに沿って発達する渦列のシミュレーションを行った。モデルは気象庁の旧数値予報モデルの改訂版で、初期値は同客観解析データである。

帯状雲を特徴づける、南西縁の Cu-Cb ラインを挟む構造上の非対称（成層、風のシアー）や、その上の弱風域など、解析された特徴が概ね再現された。シミュレーション結果の定量的な解析によって、流れの場と関連づけてこれらの特徴を物理的に統一して理解することができた。

再現された帯状雲に伴う鉛直循環について、下面境界条件を変化させた感度実験を行うことにより、形成に寄与する要因を評価した。朝鮮半島北方の山岳系による寒気の阻止、同半島と日本海の熱的対照、日本海中部の海面水温傾度集中帯を挟む熱的対照が、日本列島よりの日本海上では同程度の寄与をしていることがわかった。

帯状雲に伴う鉛直循環は、寒冷渦直下で中下層の鉛直安定度が小さくなった時に気団変質量が最大となり、最も強く、深くなる。

さらに、帯状雲に沿って発達する直径 100 km 弱の渦列を高解像度（6 km 格子）のモデルで再現することができた。有限幅の一樣シアー帯の、簡単な線型論による、最大発達率を持つ擾乱の波長・発達率との一致、及びエネルギー変換量の計算により、擾乱の発達の早期段階は主に順圧的なシアー不安定で説明されることがわかった。

今後の課題としては、風下側の日本列島の地形や海陸分布の影響、渦列擾乱の発達の総降水量への影響の有無の調査などが考えられる。

なお、日本列島（中部山岳）の風下にできる雲域との相違点としては、山岳の影響には共通点が多いが、総観場と下面境界条件の違いで気団変質量の対照など熱的な強制はかなり異なっているのではないかと考えている。

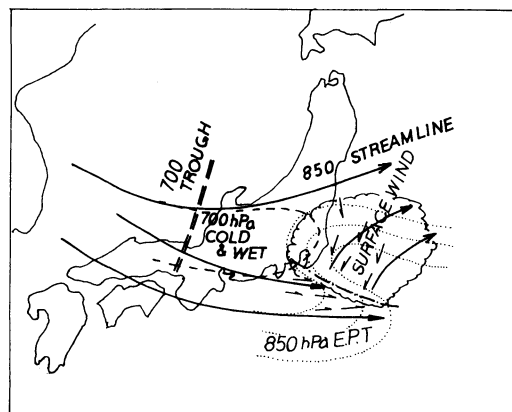
## 3. 関東南海上の不連続線

入田 央（気象庁予報課）

関東南海上の不連続線の調査・研究は1960年以前から行われている。1970年代までの調査研究を総合すると、この現象は北偏した高気圧の南縁領域に発現する波動であること、偏西風ジェットの傾圧帯に沿って発生する現象であると理解できる。その後、気象衛星や数値予報資料を加えた検討も進み、寒気移流場内で中部山岳をう回する下層風が山岳風下側にシアーラインを形成しその北側に下層雲が形成されることが明らかになった。また、700～500 hPa の水平間隔がおよそ 1000 km のトラフと結びついて下層雲が発達する過程が明らかとなり、しばしば東西スケールが 420～540 km のうず循環に発達することが調査されている。

最近では、数値予報の結果はここで対象としているメソ  $\alpha$  スケールの下層傾圧場（相当温位の集中帯）を明瞭に表現しており、現象の理解に有益な情報を与えている。

メソ気象研究会では、これら過去の調査結果を参照にした複数例の追試に基づくレビューを行い、天気構造や発生機構を直観的に理解するために作成した「メソ天気系概念モデル」の一例（第1図）を示した。



第1図 関東南海上のシアーラインに発生するメソ  $\alpha$  スケール低気圧の概念図（発達期）。

## 4. 関東南岸の不連続線の数値実験

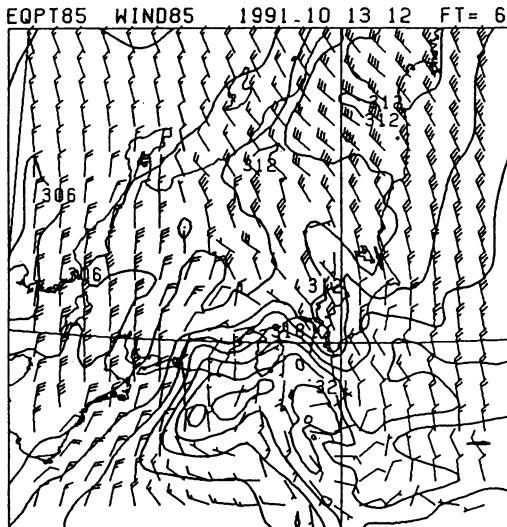
高野 功（気象研究所）

寒候期に関東南岸でしばしば発生する、不連続線に伴うメソスケールの雲域について、気象庁数値予報課で開発された局地数値モデルを用いた事例調査を行っ

た。モデルでは実況に対応する悪天域が予想されたので、その特徴を調べた。

調査した事例では、雲域は台風が日本の東へ去った後の、総観場の西高東低の気圧配置の下で発生した。発生時には、日本海側での下層の一般風は北風であったが、中部山岳の影響でその西側と東側へ迂回する流れが生じ、熊野灘と三国峠越えの関東平野で、乾燥した北成分の強い風が現われた。このとき風上側では800 hPa 付近に安定層があつて、気塊は山を越えにくい状況だった。一方中部山岳の風下側の関東南岸では、下層に幅数 10 km の南成分の流れが生じ、その西側、東側の北風との間に風向の不連続線が見られ、また、西側と東側の乾燥した気塊に較べて相当温位が高くなっていた(第2図)。この相当温位の差は、主に雲域の湿潤化(海面からの水蒸気の供給、不連続線に伴う上昇流による)によって説明される。このように南岸部の下層の成層は不安定化が進み、降水が予想されている。中部山岳の高度を低くした実験では、風上側の気塊は山を迂回せず乗り越えて流れる様子が見られ、また風下側の南成分の風も維持されないことから、上述の特徴は地形の影響を強く受けていると考えられる。

この後、東西方向の気圧傾度が弱まると、関東の南



第2図 1991年10月13日 12 UTC を初期値とする 10 km モデルによる予報実験の初期値より6時間後の結果。850 hPa の相当温位と風(矢羽根1本が10ノット)。

では東風が徐々に強まり、中部山岳の西側を吹き抜けてきた北西風との間に正渦度のシアラインが顕著になった。それと共に、シアライン上での収束と上昇流も強化され、雲域の高度も高くなって、強い降水が予想され始めた。発生初期から18時間後には上層の谷の接近と共に、シアライン上で低気圧の発生が予想された。ここでも、中部山岳による地形効果が低気圧の発生場所に影響を与えていることが示唆されている。

## 5. 「やまじ風」のメソ天気系概念モデル

齊藤和雄(気象研究所)

やまじ風は四国山地北面のおろし風で、古くから多くの調査が行なわれている。特徴的な付随現象として、「やまじ風前線」と呼ばれる地表風の不連続線が挙げられ、その北側ではおろし風とは逆向きの北よりの風が卓越する。

四国の地形を東西平均した2次元地形で近似すると、南側で緩斜面、北側で急斜面となっている。山越え気流解析解によれば、このような非対称地形は南寄りの一般風の場合に山岳波を enhance させる効果を持ち、碎波が生じやすい地形になっている。非線形性の強いケースでの数値実験では、碎波の発生後、強風域の風下側への伝播と下層風速の急変域としての内部 hydraulic jump の発生が見られるが、中国山地を加えた四国の地形では jump はより明瞭になり、jump の山の後面での停滞傾向とその後面下層での逆風の発生が見られる。風速変化に対する内部 jump の振舞は、浅水流体における jump の振舞(Long, 1945; Houghton and Kasahara, 1968)と定性的な類似が見られるが、碎波を伴う大気と浅水流体の類似性は、Smith (1985) の理論解によりある程度説明できる。これらの数値実験結果と1987年4月のやまじ風のシミュレーションを基に、2次元的なやまじ風概念モデルを作成した。

四国山地の地形のもう一つの特徴として、中央東寄りに鞍部を持つ事が挙げられる。やまじ風の観測的特徴も東西で違いが見られる。jump を伴う regime での浅水流体の振舞について、流路幅の変化への応答を調べると、流路幅の減少は流速の増大を通じて場の非線形性を弱める効果を持つ事が分かる。3次元の数値実験では鞍部風下側への強風域の拡がりや山蔭での jump 停滞とその後面下層での逆風の発生が見られ、これらはやまじ風の地理的特徴によく対応している。

四国の実地形を用いて1987年4月のやまじ風のシミュレーションを再実験し、地形の3次元的効果を含めたやまじ風の概念モデルの改良版を提唱した。

#### 6. 四国付近における寒冷前線のふるまい

鷲田 治（高松地方気象台）

暖候期に四国地方を通過する寒冷前線は地上ではカタフロント型がしばしば見られ、この場合前線通過時の気圧、気温などの不連続現象も不明瞭なことが多い。さらに強雨は寒冷前線前面あるいは前方の暖域内のスコールラインの通過時のことが多い。

事例解析を行った1992年の二つの事例でも、スコールライン通過時の現象の方が顕著であった。4月15日の場合は、寒冷前線の前面に東シナ海の亜熱帯気団から暖湿気流が流入し、プレフロンタルスコールラインが形成された。西日本各地では突風、降雹などの現象があり、高松地方気象台の自記紙を見ると、気温の急下降、気圧の急上昇と強雨があり、あたかも寒冷前線の通過に伴う不連続現象の様であるが、気象衛星「ひ

まわり」の観測資料によると前線前面でクラスターが発生しており、また風向の変化が一時的であること、さらには温位あるいは相当温位の解析などから、プレフロンタルスコールラインの通過に伴う不連続現象であったことが分った。スコールラインの約2時間後に寒冷前線が通過するが、スコールラインで発生した積乱雲からの下降流と積乱雲によって形成された下層の冷氣プールにより寒冷前線の前面に寒気場が形成され、且つ地上では寒冷前線後面の寒気移流が弱かったために、前線の通過時の現象は顕著ではなかった。5月8日の事例でも突風、降雹があり、気温、気圧などの不連続が見られるが（高知地方気象台）、これもスコールラインによるものである。

前線前面に流入する亜熱帯気団との密度差と水平シヤーがスコールラインの形成に寄与しているものと推測される。また、スコールラインの後面の中層には顕著な乾燥した層があり、これがスコールラインでの積乱雲の持続した発生と発達に寄与しているものと推察される。



### 首都圏における多摩川及びその流域の環境浄化に関する基礎研究、応用研究、環境改善計画のための研究（助成）募集

#### 1. 募集対象

多摩川及びその流域の環境浄化を促進するために必要な研究

#### 2. 公募締め切り：1995年1月17日

学会推薦を必要としないので直接お申し込み下さい。

#### 3. 応募についての問い合わせ先

〒150 東京都渋谷区渋谷1丁目16番14号  
渋谷地下鉄ビル

財団法人 とうきゅう環境浄化財団

TEL 03-3400-9142