

情報工学的問題解決法を用いた局地降雨予測手法の開発に関する研究

大石 哲・渡部 成雄・池淵 周一

STUDY ON THE LOCAL RAINFALL PREDICTION SYSTEM USING AI-REASONING METHOD

By Satoru OISHI, Naruo WATANABE and Shuichi IKEBUCHI

Synopsis

The prediction system for severe rainfall at the regional scale along a cold front is developed. We use GPV data and image processing method to detect cold fronts, which have meso α scale size. Wind distribution and variation of thermodynamic profile is able to be inferred qualitatively with using the cold front detected and meteorological knowledge. We develop this inference system through the production system using the theory of Qualitative Reasoning, so called QR, which is one of the methods of AI-reasoning. Using these systems, severe rainfall that occurs in local area is predicted reasonably.

1. 緒 論

洪水到達時間が短い河川を持つ日本において、実時間洪水制御を行う際に空間的には流域スケール、時間的には最低3時間程度のリードタイムを持つ降雨予測情報が必須である。このようなスケールの降雨予測を短時間降雨予測と呼び、そのための観測システムとしてレーダー雨量計やアメダス等が整備されてきた。しかし、日本の降雨は、急峻な地形が多いこと、都市が海岸にも山岳にも接近していることなどの地理的条件の影響を受けて、極めて非線形性の強い挙動を示すので、観測された雨域の運動学的な外挿による予測手法では確実な予測を期待することが難しい。そのようなゲリラ的・遍在的傾向は降雨強度が強くなり、いわゆる豪雨と呼ばれるような降雨においては顕著である。また、降雨スケールが観測スケールより小さい場合や、山岳の陰で降雨が生起して前述した観測システムでは把握できない場合があり、上述の観測システムの観測値が流域内現象を正確に表現しているわけではない。

このようなゲリラ的・遍在的かつ局地的な豪雨は、それ自体は対流セルのスケールであり非常に小さいものだが、前線や台風といった総観～メソ α スケールの気象現象に付随して生起することがほとんどである。この中で寒冷前線に付随して起こる局所的降雨は、寒冷前線が明瞭かつ急激な気温のコントラストを有していること、前線帯の内部はかなりの強風域であり、それらが収束する場所では強い上昇流が生起することが原因となって、積乱雲を生起して非常に強いしゅう雨性の降雨となることが多いうえ、山間部において地形の影響をうけて生起することも非線形的な挙動を増長し、短時間降雨予測を行う際に最も予測が困難なものの一つである。

また、寒冷前線は停滞前線と異なり、移動しながら前線としての性質を強め (frontogenesis) たり、弱め (frontolysis) たりするため、大規模擾乱の移動を予測しながら、さらに前線内の小規模擾乱を予測するという二重の困難さを有している。現在、寒冷前線等の総観～メソ α スケールの現象を予測するために、数値予報モデルを用いてルーチン予測が行われており、高い予測精度を有する計算結果が GPV とし

て実時間で入手可能となってきた。しかし、寒冷前線の定義が明確でないことや指標とすべき気象変数が定められていないことから、GPV から寒冷前線を決定するには知識とともに経験を必要とし、GPV を入手したとしても洪水制御のために実時間で寒冷前線の位置を予測することは困難であり、寒冷前線帯に生起するような小さなスケールの豪雨を予測するためには、支援情報が必要となってくる。

上記の問題に対して本研究は、GPV というメソ α スケールの情報から寒冷前線を抽出し、前線帯の風・熱環境が地形の影響によって変化する様子を推論することでメソ β あるいはそれより小さいスケールにおいて、特に洪水制御操作が必要となるような豪雨の生起および持続を予測する手法を提案する。その際に、画像処理の手法と知識ベースの推論手法という情報工学的な手法によるアプローチを試みた。

このようなアプローチによる短時間降雨予測は他に類をみないが、その可能性を以下に述べる。寒冷前線帯では気温は著しいコントラストをなしているため、大気不安定度に大きな影響を及ぼしていると考えられる。そのため前線の全体的な移動と、その中の一部の動きを予測することができれば、大気が局所的に不安定になることが予測できる。また、寒冷前線帯においては特徴的な風の収束状況が生ずるので、これを第1近似として用いることにより地形の影響を受けた風速分布を推論することが可能となる。さらに発生する雲の種類が予測可能であるので、そこからの降雨の性質、すなわちしゅう雨性か地雨性かが推論可能となり、その様な総観スケールの雲の種類を基礎として、より小さなスケールの現象を考慮に入れることにより、例えば層状性の雲のシーダーフィード効果などのスケール間の相互作用による豪雨の生起も予測できると考える。このように総観規模の現象に付随して生起する現象は定量的には捉えることができなくても、定性的な特徴からある程度は予測が可能であり、実際に降雨予測を行う人間が経験を積むことによって獲得していくものは、その様な定性的な形態を持つ推論であると考えられる。そこで、定性的な推論を気象学的な知見を基にルール化・アルゴリズム化することにより、定量的には予測が困難な現象も定性的に予測することができると考えるものである。そのため本研究では、寒冷前線帯の降雨予測手法を開発する際に、定性推論の手法を基本とした。

定性推論の研究の目的は、人間が現象を理解したり、問題を解いたりするときに行う、現象を粗く理解して全体の姿を把握しようとする方法を分析・モデリング・ソフトウェア化・応用することについて研究することである。このような思考形態は日常の素朴な思考に留まらず、専門的な問題解決過程においても以下の点で重要である。すなわち、そのような過程においては数式の操作や数値計算が全てではなく、現象のどの側面に注目すればよいか、それをどのようにモデル化したらよいか、式から得られている結論をどのように解釈すればよいかという定性的な思考から考察が進められているからである²⁾。現在の定性推論の研究の流れは、連立常微分方程式で記述された系を数値計算を行うことなく、定性的にモデル化することによって常識的な事象のモデルとし、それに領域特有の知識を与えることで問題解決を行うことができるレベルに達している。水文・気象の問題を同様に扱うためには偏微分方程式系で記述された系を定性的にモデル化する必要があるが、現在研究中の段階にあり、常微分方程式系と同様の扱いを行うことができていない。そこで本研究の推論は物理的・気象学的な定性的知識をルール化することにより、定性的なモデル化をしたうえで、定量情報である入力値を定性情報に置き換えた後ルールに適用して推論を行っている。

Fig. 1 に本研究の概略と定性推論の関連を図示した。図の中心のフローは定性推論の概念的流れであり、右のフローは本研究の流れである。すなわち本研究では画像処理の手法を用いて寒冷前線を抽出し、気象学的知見をデータベースとし

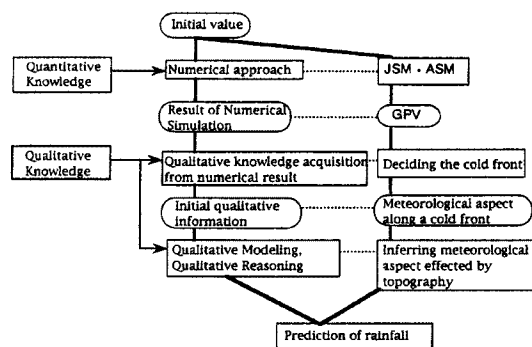


Fig. 1. Relationship between QR and the local rainfall prediction system.

て、山地の影響を受けた風と気温プロファイルの定性的変化を推論することにより降雨予測を行う。

2. 寒冷前線位置の推論

2.1 推論に用いる気象要素の決定

前線の位置の決定には気象庁が発信している JSM の GPV データを用いる。このデータはメソ α スケールの現象をグリッドデータの形で表現しており扱いやすいだけでなく、94 年度より実時間で入手可能であり、今後の降雨予測における基本的情報源となると考えられているものである。GPV の詳細を Table 1 に示す。この GPV データを用いて寒冷前線を決定する際に、どの高度のどの値を用いるのが適当であるかを調査した。寒冷前線とは、その通過にともなって気温が急激に変化するような気温のコントラストを有すること、風の収束域を有すること、湿度が高い領域を有することの 3 つの性質を持つものである。したがって、この 3 つの性質をもとに基礎的ルールを求める。その際に、この基礎的ルールをどのように数値化し、地上における寒冷前線を抽出する際にどの高度の値を用いるかを考察した。

気温のコントラストは気温の水平傾度 (∇T) が大きいこと、気温の時間変化 ($\frac{\partial T}{\partial t}$) が大きいことで表現し、その高度は、以下のように決定した。まず、地表面気温は、JSM の中で表現している地形の影響によって、標高の高い格子点では気温が低くなるので、平地と山地の間で気温傾度が大きく表現されると同時に、海陸分布の影響、気温の日変化の影響を強く受けるため、寒冷前線の位置を推測する指標として適当でない。ここでは地形の影響による寒冷前線の停滞をも考慮した寒冷前線の位置を予測したいため、850 hPa 面に比べて地形の影響を受けていると考えられる 900 hPa 面での寒冷前線の位置を判断する。

次に水平風速の収束発散は $\nabla \cdot \mathbf{v}$ で表現した。地上の寒冷前線に伴う風の収束発散を議論する際に、上述したような寒冷前線の性質とは無関係の地表面気温・気圧の分布が風速に与える影響を考慮する必要がある。

Table 1. Output of GPV

Model	JSM (Narrow Area)
Elements	Pressure [at surface] U, V, T, T-Td, Height [at 900, 850, 700, 500 hPa] θ_e [at 850 hPa] Vertical Wind Velocity [at 700 hPa]
Grid Scale	20'
Lead Time	24 hr
Time Interval	3 hr
Times/Day	2

Model	JSM (Wide Area)
Elements	Pressure, Rain [at surface] U, V, T, Humidity, Height [at 1000, 900, 850, 700, 500, 400, 300 hPa] U, V, T, Height [at 250, 200, 150, 100 hPa] Pressure [Tropopause]
Grid Scale	120 km [at 60 N]
Lead Time	24 hr
Time Interval	T=0, 9, 12, 15, 18, 21, 24 hr
Times/Day	2

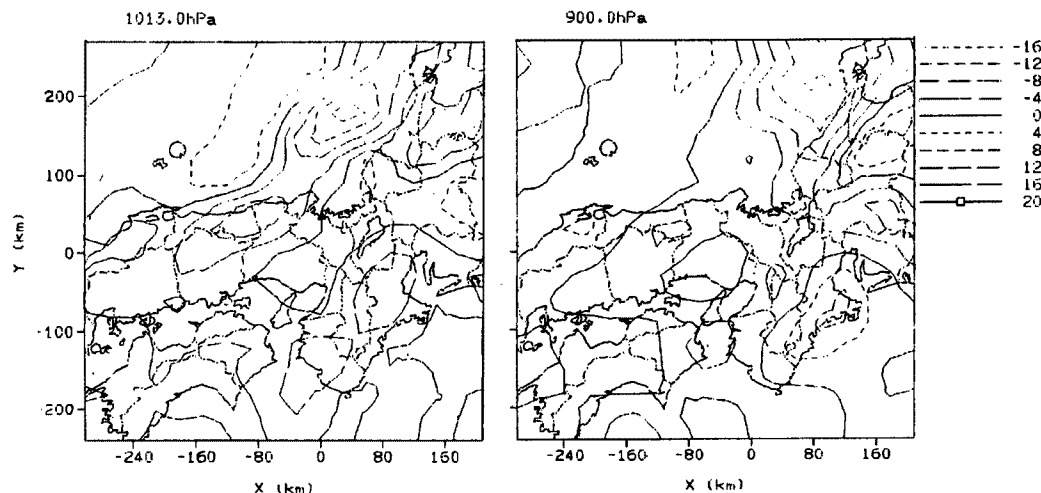


Fig. 2. Convergence of horizontal wind calculated from GPV.

る。しかし、これらの影響は寒冷前線の性質から求められる風に対して無視してよい。そのことは Fig. 2 に示す地表面における風の収束発散の分布からもわかる。そこで、地上における水平風速の収束を用いて判断するのが適当であると考えた。

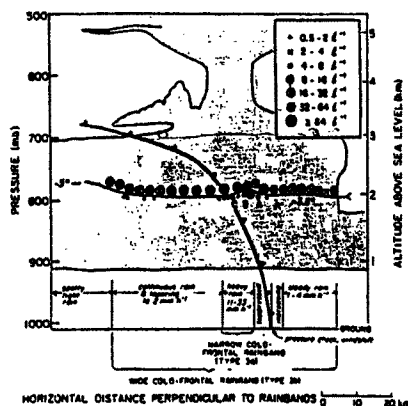
最後に、高湿度域を表現する方法および高度を決定する。湿度の情報は、水蒸気混合比、あるいは露点温度差の分布等で表現することができるが、直接水蒸気の量を扱っている水蒸気混合比によって高湿度域を表現することにした。高度の決定は、Fig. 3 (Houze³⁾) より) に示した前線帯の高湿度領域の概念図にしたがって、前線帯付近に水蒸気分布が広がる 700 hPa の水蒸気混合比から寒冷前線の位置を判断することにした。また、高湿度域を表現するもう一つの値である露点温度差については、前線を判断する際に補助的に用いることとした。補助的ルールについては後述する。

次に、上述した基礎的ルールから寒冷前線を抽出すると前線とは関係のない線も同時に抽出してしまうことがあるため、前線の形状的性質をルール化することで解決を図った。そのルールとは、

- 閉塞していない前線は低気圧の中心より東に伸びることはない。
- 前線は低気圧の中心から伸びる。
- 低気圧の中心付近では前線の性質を示さない。
- 前線は 180° 以上には折れ曲がらない。
- 前線帯の最前面(最南端)を前線とする。

である。

最後に、このような気象要素から寒冷前線の位置を一本の線として推論する。しきい値によって 2 値化した帯状の領域から代表する一本の線を抽出する方法として、ここでは図形処理の手法である細線化手法を用いて各気象要素別に 1 本ずつの前線を決定し、それを統合する方法と、上述した 3 つの全気象要素の分布を 2 値化し、論理積 (and) で結ぶことによって前線を決定する方法を提案する。

Fig. 3. Profile of water vapor around a cold front (from Houze³⁾).

2.2 細線化処理を用いた寒冷前線の決定

まず、各変数ごとにしきい値によって2値化した帯状の領域から一本の線を抽出する方法として、図形処理の1手法である細線化手法を用いる方法、およびそれらの線から総合的に1本の前線を決定する方法を詳述する。細線化とは2値画像を対象として、その中に含まれる各々の連結図形に対し、連結性を失うことなく、線幅を細めて幅1の線を抽出する操作である⁴⁾。細線化では、任意の太さの線状図形の幅方向の画素を順次取り除くことによって線状図形の中心を求めるので、線状の図形から線の構造を解析するのに不可欠な処理として知られている。

細線化アルゴリズムは、図形の本質的構造を保存した線図形を抽出するという目的から、a) 線幅は1となる、b) 線の位置は図形のほぼ中心に来る。c) 図形の連結性が保存される。d) 細線化過程で中心線が必要以上に縮まない。e) 境界線上の小さな凹凸より、中心線から短くでている“ひげ”を生じない。f) 図形の交差部においては中心線が歪まない。という性質を有し、具体的アルゴリズムは、

1. 画像中の境界点 {4-近傍 (対象とする画素に近接する東西南北の画素) のうちに1つでも0-画素 (値が、しきい値より小さいため0が与えられている画素) をもつ1-画素 (しきい値より大きいので1が与えられている画素)} の中から、消去可能でありかつ線の端点でない画素 {例えば8-近傍 (4-近傍の画素に北東・北西・南東・南西の画素を加えたもの) の1-画素の個数が2個以下} を全て消去する。
2. この処理を画像全体の画素に施す操作を1回の操作とし、消去される画素が無くなるまで処理を反復する。

というものである。細線化処理はa)～f)の性質を持つため、帯状の中心線を抽出するのに有効であり、個々の気象要素の特徴を帯状として得られた前線を一つの線として見るために適している。本研究では、横井の方法 (8連結型のアルゴリズム)⁴⁾を用いた。

細線化を行う場合に、各格子点におけるそれぞれの気象要素をしきい値より大か小かで区別し、2値化した情報に変換する処理を行う必要がある。本研究では、しきい値として適当な値をあらかじめ決定しておく方法をまず行い、さらに自動的にしきい値を決定する方法を提案する。

しきい値は以下のように決定した。気温の水平傾度のしきい値は4℃/400kmとした。なぜならGPVデータを用いた寒冷前線帯や、その他の特徴的領域での気温傾度の分布は多数解析されており (5) 等)、それから前線帯の気温の水平傾度は、4℃/400kmから8℃/400km程度の値であると報告されている。そこで最も気温の水平傾度が小さい値である4℃/400kmをしきい値として選んだ。

風の収束発散のしきい値は $\nabla \cdot v = 0$ とした。

700 hPa面での高混合比の領域を求めるために、しきい値は0.0072 kg/kgとした。なぜなら松田⁶⁾は梅雨前線での混合比の鉛直分布の時系列を高層観測データを用いて求めており、それによると700 hPa面における混合比は0.008～0.0090 kg/kgを示しているため、0.008 kg/kgをしきい値として細線化したのが、線とならなかったため小さくしていき、0.0072 kg/kgではじめて線となったためである。

上記のしきい値によって、各気象要素を2値化し、細線化処理を行った結果をFig. 4に示す。この結果を見ると、それぞれの気象要素について求めた中心線は、それぞれ領域の中心を良く捉え、各気象要素の極大値も中心線の付近に位置することがわかる。

しかし、気温の水平傾度の大きい領域から抽出した前線などには、前線とは全く関係ないと考えられる領域に前線の方向とは全く異なる方向の線分も存在する。この現象は、しきい値の影響により起こるものであるということを調査するために、しきい値を6℃/400kmにして細線化処理を行った結果をFig. 5に示す。Fig. 5では余分な線がほとんど無くなり、さらに寒冷前線が存在すると思われる領域付近の線もほとんど変化せずに存在することがわかる。このように、しきい値は事例によって異なることが一般的であり、それぞれの事例によって適当なしきい値を自動的に決定できるようにすることが必要であることが示された。それに対する提案は後述する。

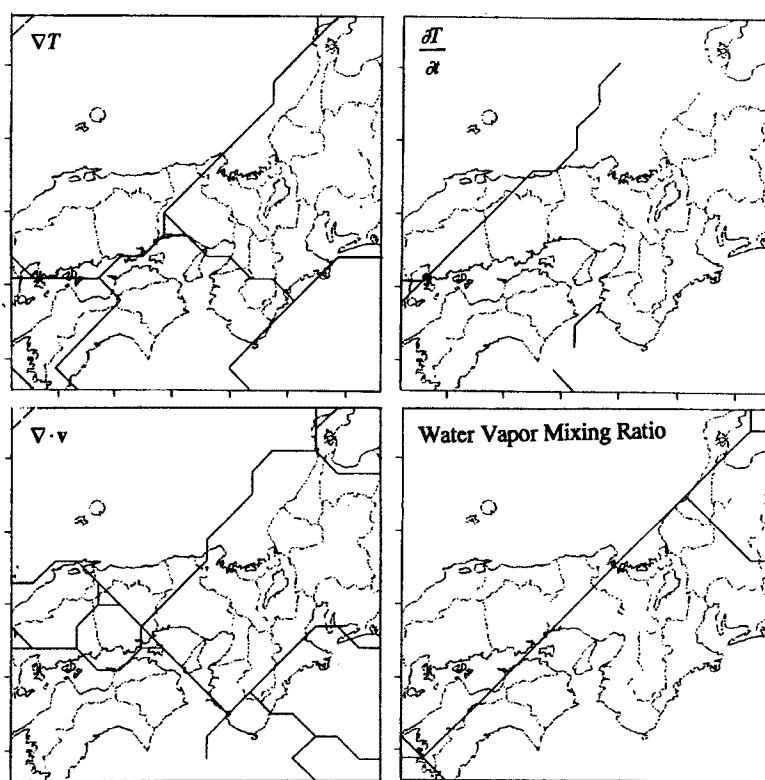


Fig. 4. Initial fronts obtained by thinning process.

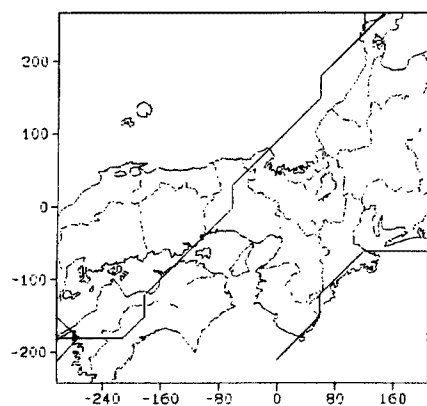
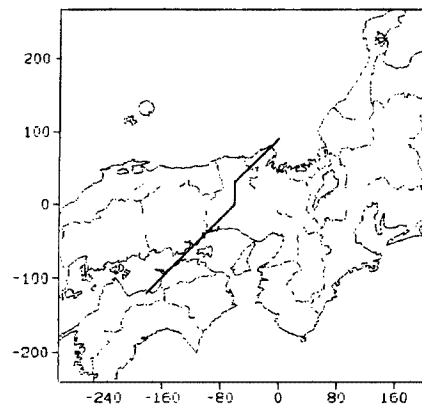


Fig. 5. Cold front using 6 °C/400 km as threshold.

Fig. 6. Cold front using thinning process and ∇T .

次に、各気象要素について細線化処理をして得られた線から、前線として一本の線を定める。各気象要素は、抽出した線の中心に幅を持って分布している。そこで、抽出した線ごとに幅を持たせ、その領域が重なる部分を前線帯が存在する位置とし、一本の線を定める。領域の幅は気象要素の分布形態によって決定した。

気温の低下の大きな領域のしきい値として気温の水平傾度 4 °C/400 km を用いて決定した前線を Fig. 6 に示す。抽出した前線をまわりの各気象要素の分布から判断すると、抽出した前線の位置がほぼ適当で

あることがわかる。しかし、高湿度域を表現するもう一つの値である露点温度差を用いて前線を検証すると、前線は瀬戸内海上に存在した露点温度差の大きい乾燥域をまたいで位置していることがわかった。

このように細線化処理法によって各気象要素の中心線を抽出し、それらの中心線に対して気象要素の分布としての幅を与え、それらが論理積 (and) で結ばれる部分を寒冷前線帯として求め、さらに寒冷前線の形状的な性質を考えることで寒冷前線の位置を一本の線として決定する場合には、2 値化のしきい値としてどの値を用いるか決定することが重要な問題であること、抽出した中心線に対して気象要素の有する幅を決定しなくてはならないことが判明し、寒冷前線帯の抽出法としては不完全であることが示された。

2.3 2 値化情報の論理積領域からの寒冷前線の決定

前節で生じた問題を解決するために、中心線を求めずに、3つの項目の各要素について2 値化した領域を論理積 (and) で結んだ領域を抽出し、その他の気象要素により診断することにより、寒冷前線の位置を決定するという手法を試みる。

この方法は、各気象要素から中心線を抽出した上で、中心線に対する気象要素の分布を与えるという不合理性を排し、気温の低下、風の収束、高湿度域を表した3つの基本ルールからそれぞれの気象要素について、2 値化した領域が重なる部分を前線帯として抽出し、それに対して上述した形状的な性質を考慮した5つのルールを適用して、寒冷前線の位置を抽出した。その際、基本ルールの各項目を評価するのに複数の表現方法を試みることで、基本ルールとはしないが前線の性質を表現している他の気象要素で抽出した前線を診断することによって、寒冷前線の性質を十分満たしていると判断する前線の位置を決定した。この方法を用いて、前述の方法において問題であった、しきい値の決定問題をしきい値の自動変動化によって解決する方法を提案する。それは非常にまれな値から一般的な値に変動して前線が抽出できた段階でその値をしきい値として採用するというものである。

具体的には気温の水平傾度を $8^{\circ}\text{C}/400\text{ km}$ から $2^{\circ}\text{C}/400\text{ km}$ ごとに変動させ、700 hPa 面の混合比についてのしきい値は 0.0088 kg/kg から 0.0008 kg/kg ずつ変動させた。風速の水平収束のしきい値は0で変化させないものとした。その結果抽出された寒冷前線を Fig. 7 に示す。抽出時の値は $4^{\circ}\text{C}/400\text{ km}$, 0.0072 kg/kg であった。同様に気温の水平傾度の代わりに気温低下の分布を用いることとし、そのしきい値が $0.8^{\circ}\text{C}/3\text{ hours}$ となった時の前線を Fig. 8 に示す。Fig. 7 の前線は Fig. 6 とほぼ同様である。また、Fig. 8 の前線は Fig. 6 とは異なっているが、寒冷前線の気象学的性質を十分備えている上、露点温度差が大きく、乾燥した瀬戸内海上の領域を避けていることがわかる。前節と同様にこの2本の寒冷前線を露点温度差によって検証すると Fig. 8 の前線がより前線の性質を有しているものと考えられることができる。

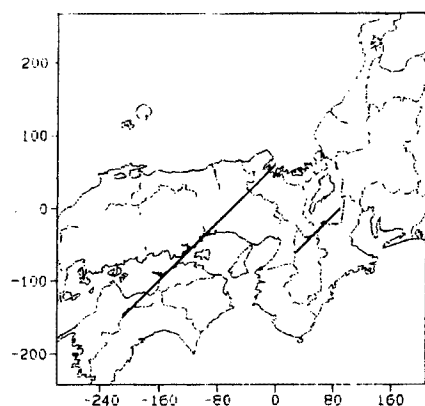


Fig. 7. Cold front using logical product area and ∇T .

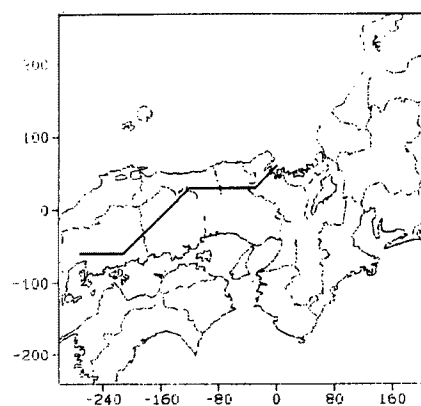


Fig. 8. Cold front using logical product area and $\frac{\partial T}{\partial t}$.

このように、本手法を用いれば前線を判断する際に問題となるしきい値を自動的に決定できる可能性を示すことができた。

3. 寒冷前線帯の気象要素の地形による変化の予測

本節は山地の影響を受けた気流の力学的振る舞いを定性推論によって推論し、局所的な風および大気の安定度から降雨予測を行うことを目指したものである。

まず山地の影響を受けた気流の力学的振る舞いを推論するルールを構築する。その方法は、寒冷前線帯の風の定性的な性質を考慮して地形の影響を受けていない風を推論するルールを構築し、前線帯の総観スケールの風を求める。その時、風向は8方向に分類して、9 km メッシュの格子点において推論を行った。次に、その風を初期値として、風が複雑な地形の影響を受けて変化する様子を推論し、山岳の風上斜面において風の収束域に伴う上昇流の発生を予測する。その際、山岳地形を壁面としてモデル化し、平板まわりの2次元ポテンシャル流の理論を基に風の挙動を推論するルールを構築して、偏微分方程式系で記述された系を定性的にモデル化することの代用とした。最後に、寒冷前線に伴う山岳の風上斜面における局所的な風の収束域に伴う上昇流と、大気の安定度についての診断という2つの点から、具体例として兵庫県中央山岳部における寒冷前線に伴う強雨域の発生について推論を行い、その予測の可能性について言及する。この例を選択したのは、県中央山岳部では、寒冷前線帯にともなう加古川チャンネル型と呼ばれる局地的強雨が発生することが土田ら⁷⁾によって確認されており、本研究の検証に適當であるためである。

3.1 山岳まわりの風の挙動の推論

山岳まわりの風の挙動の推論は、Fig. 9 に示すステップによって行う。まず、寒冷前線帯の総観スケールの風の風向分布を与えるルールを構築する。その時、寒冷前線帯の風の分布について定性的なモデルを参考にした。そのうちの2例を挙げて説明すると、移動する低気圧まわりの気流の定性的な3次元振る舞いが斎藤⁸⁾によって報告されている。それによると前線の前面においては下層では前線に沿うように低気圧の中心に向かって風が流れ込み、前線の後面においては、前線の進行方向に向かって前線に対して垂直に流れ込む。同様な報告がHouzeによってもされている (Fig. 10)。そこで寒冷前線に対して定性的な風の分布を与えるルールとして次の2つを考える。

- 前線前方の風は前線を左に見ながら流れる。
- 前線後方の風は前線に対して垂直に前線の進行方向に流れる。

風速分布を与える領域として、Houze³⁾を参考にして、前線の前後それぞれ70 km ほどを考える。このルールを用いて

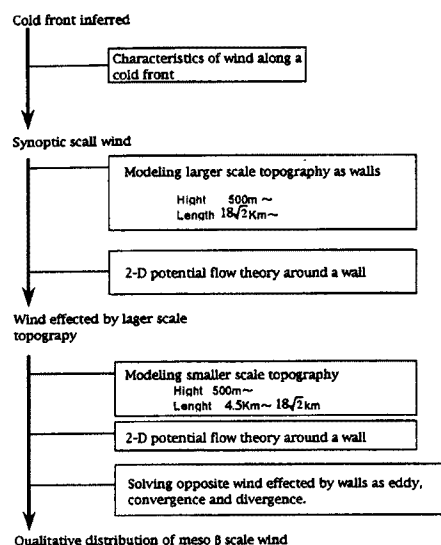


Fig. 9. Flowchart of inferring wind effected by topography.

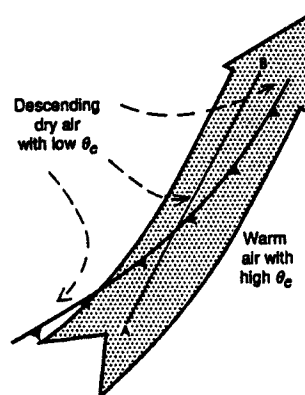


Fig. 10. Conceptual wind along a front (from Houze³⁾).

Fig. 8 で得られた寒冷前線帯の位置に対して、寒冷前線帯の風向分布を与えるルールを適用した結果を Fig. 11 に示す。

次に、国土数値情報から得られる 1 km 間隔の標高データを Low-Pass Filter を用いて平滑化したデータから山岳地を壁面としてモデル化し、モデル化した壁面周りで風の挙動を推論するルールを適用して、前線まわりに与えられた総観スケールの風向の変化を推論する。ここで、定性推論の分野で偏微分方程式系で記述された系を定性的にモデル化するのは、現在研究中の段階にあるので、定性推論を用いてモデル化することが可能である 2 次元ポテンシャル流れを基に風の挙動を推論するルールを構築し、さらに 2 次元流れでは表現できない鉛直方向の挙動については、推論における水平風の矛盾の解消を渦・収束・発散という物理的現象によってルール化することで表現する。

2 次元ポテンシャル流れの理論によれば、完全流体の一樣流中におかれた長さ $4a$ の平板周りの流れの複素ポテンシャルは、同様の流体の円柱周りの複素ポテンシャルをジュコフスキー変換することによって導くことができる。すなわち、

$$W = U \left(\frac{z + \sqrt{z^2 - 4a^2}}{2} + \frac{2a^2}{z + \sqrt{z^2 - 4a^2}} e^{i2\alpha} \right) \\ = U \left(z \cos \alpha - i \sqrt{z^2 - 4a^2} \sin \alpha \right) \dots\dots\dots (1)$$

ここで z はガウス平面上の点 $z = x + iy$, α は流速と平板のなす角, U は平板から無限遠の流速である。平板周りの流れの速度は

$$v = \frac{dW}{dz} = \frac{dW/d\zeta}{dz/d\zeta} \dots\dots\dots (2)$$

により与えられる。ここに、

$$\frac{dz}{d\zeta} = 1 - \frac{a^2}{\zeta^2} \dots\dots\dots (3)$$

$$\frac{dW}{dz} = U e^{-i\alpha} \left(1 - \frac{a^2}{\zeta^2} e^{i2\alpha} \right) \dots\dots\dots (4)$$

である。このようにして求められた平板周りの 2 次元ポテンシャル流を Fig. 12 に示す。

上述した平板周りの 2 次元ポテンシャル理論を用いて、山岳地を壁面としてモデル化した場合の、風向の変化を推論するルールを Fig. 13 に示す。ここで分割した領域の個々の矢印は、与えられた風向が壁面によって変化した結果を示している。その領域の境界の風向の変化については、斜面の両端で風向は変化せず進行方向のままであり、斜面上では斜面と平行の方向に変化するとした。

3.2 山岳地形を壁面とみるモデル化

ここでは、2 次元ポテンシャル流の理論に適用するために、山岳地形を壁面としてモデル化する具体的な方法を述べる。大きなスケールを表現している地形は、前述したように Low-Pass Filter により平滑化

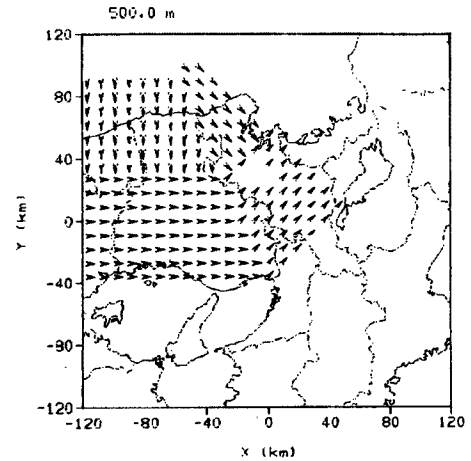


Fig. 11. Initial wind inferred along the front.

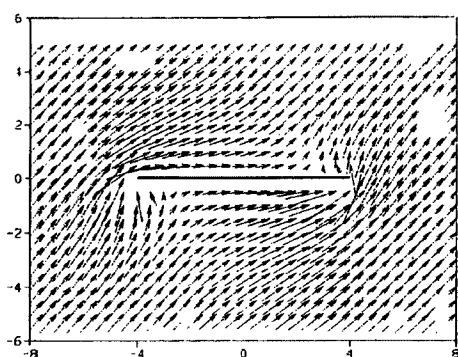


Fig. 12. 2-dimensional potential flows.

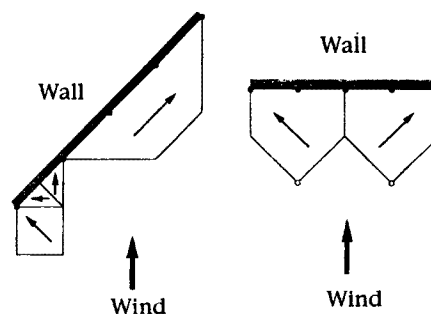


Fig. 13. Flow calculated with 2-D potential flow theory along a wall.

した地形をもとにモデル化する。その際、壁面について、

- a) 9 km メッシュの格子点のうち、標高 500 m 以上の格子点を山岳要素と定義する。
- b) 2 つ以上の山岳要素が隣り合う場合を山岳と定義する。
- c) 山岳のうち、直線上に並ぶ隣り合った点を結ぶ線を壁面と定義する。

という定義を行う。具体的手順としては、

1. 9 km 間隔の格子点から山岳要素を抽出。
2. 8 方向ごと、山岳ごとに $18\sqrt{2}$ km 以上の壁面を抽出。
3. 風の方向ごとに上記の壁面による風向の変化を推論するルールを適用し、より広い面積に影響を及ぼす壁面をその風向におけるその山岳の壁面とする。

で行う。 $18\sqrt{2}$ km 以上の長さの壁面を抽出した理由は、それ以下の長さの斜面は 9 km の格子点上で考えると、壁面を構成する格子点以外の周囲の格子点に影響を及ぼさないからである。以上の手順によって抽出した壁面に前節で定めた壁面周りの 2 次元ポテンシャル流のルールを適用した。

次に局所的なスケールにおける山岳地形を壁面としてモデル化し、その影響を受けた風の流れを推論する方法を説明する。大きなスケールの山岳地形を考慮する際には、9 km メッシュの平滑化した地形から考慮したが、局所的な山岳地形の影響による風向の変化を推論するため、Low-Pass Filter をかけない 4.5 km メッシュごとの国土数値情報のデータを用いた。具体的手順を以下に示す。

1. 4.5 km 間隔の格子点から標高 500 m を越えるものを山岳要素として抽出。
2. ある格子点 (X, Y) において 9 km メッシュごとに与えられた大きなスケールの山岳の影響を考慮した風の風向に対して前方、左右に存在する $18\sqrt{2}$ km 以下の壁面のうち、壁面による風向の変化を推論するルールを適用したときに風向を変化させる壁面群を前方、左右の 3 方向についてそれぞれ抽出。
3. 3 方向から抽出した壁面群に対して、第 1 により壁面長が長い壁面、第 2 に壁面の中心の距離と格子点の距離が最も近い壁面、という基準を設けて、3 方向ごとに 1 つの壁面を決定し、格子点の風向についてそれぞれの壁面の影響による変化を推論する。
4. 影響を及ぼす壁面がないときにはその方向の壁面の影響による風向の変化はないと考える。
5. さらに 3 方向の壁面ごとに推論した風向から、その格子点 (X, Y) における風向を決定するが、それぞれが互いに矛盾する際には、渦・収束・発散等を表現するルールで矛盾を解消し、風向の変化および渦、収束等を決定する。
6. 収束している場所では上昇流が生起すると考える。

ここで、3 方向の壁面から推論された風向をもとに格子点の風向を決定する方法、および 3 方向の風向の変化が矛盾するとみなす場合と、それを解消するルールについて例を挙げて説明する。Fig. 14 に仮想的

な地形と、仮想的な初期風向を与え推論した結果を示す。まず与えられた初期風向に対し、前方、左右に抽出された壁面1, 2, 3のそれぞれに壁面による風向の変化を推論するルールを適用することで、風向1, 2, 3が得られる。得られたそれぞれの風向を、初期風向に対する平行成分 u と直交成分 v とに分解する。ここで矛盾とみなされるのは、 u, v 成分に分解した3つの方向の風向の中に逆を向く成分同士が存在するときである。 u, v それぞれについて矛盾する風が生じている時には、矛盾解消ルールによって最終的な風の挙動を決定する。この矛盾解消ルールをFig. 15に示した。

まず、渦とみなして解消を図ろうとする矛盾は、壁面の影響を受けて変化した風の方向ベクトルを2つに分類する線を引いたときに、その線と風の方向ベクトルが平行である場合である。次に、収束・発散とみなして解消を図ろうとする矛盾は、壁面の影響を受けて変化した風の方向ベクトルを分類する線を引いたときに、その線と風の方向ベクトルが平行にならない場合である。

Fig. 14の例では、初期風向に平行な成分 u については全ての風が同一の方向を向き、矛盾は生じなかったが、初期風向に直交する成分 v については矛盾が生じた。これは、Fig. 15に示した収束を表現する矛盾解消ルールが適用され、収束が存在すると判断されたためである。その結果、この格子点における風は、初期風向と同一風向の収束を伴っているすなわち上昇流が生起している風であると推論された。

Fig. 11に示した風向分布を初期値として矛盾解消ルールを適用して推論し、風向の変化と上昇流の生起する場所を予測したのが、Fig. 16である。この図から、山岳を回避するような風の挙動が予測されており、また、山岳の風上斜面においては風が収束する、すなわち上昇流を生起することが予測された。このことから本節で示したルールにより風の変化を予測する手法は、山岳の風上斜面における現象を、定性的によく表現することができることが確認された。

本手法は2次元ポテンシャル流れの理論を基に構築した物であり、特に粘性が大きく影響すると考えられる山岳の風下についての理論の適用が難しく、出力される値も必ずしも正しいとは言えない。また、収束・発散も風向のみを考慮してルール化されており、風速の分布による渦や収束の生起を考慮していないという問題点もある。これらの問題を持ちつつも、山岳の風上では山岳を回避する風、上昇流の生起場所は適当な場所に推論できている。その上、本手法を用いる利点として、局所的な地形を表現することがで

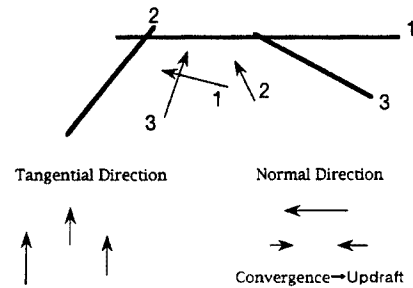


Fig. 14. Example of wind vectors effected by walls.

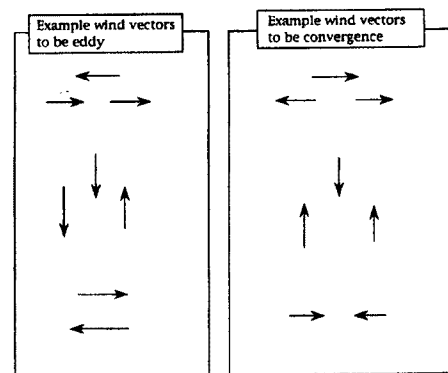


Fig. 15. Classification of oppoing wind patterns.

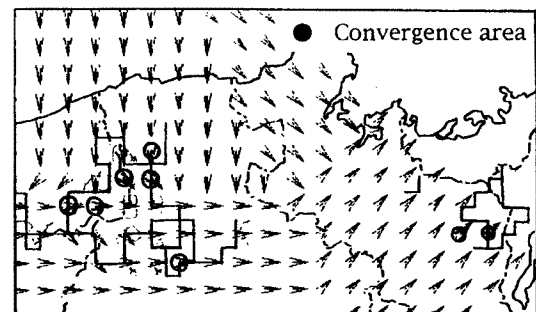


Fig. 16. Wind vector and convergence areas inferred with local topography.

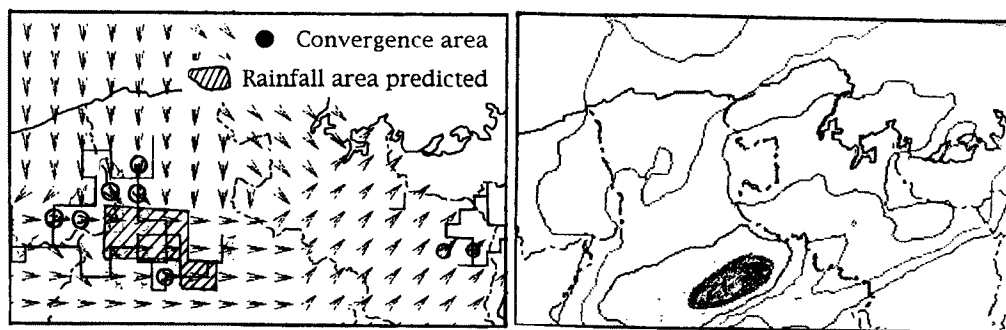


Fig. 17. Rainfall area inferred (left) and observed (right).

きること、風向の変化に影響を与えた壁面を知ることができること、前線の位置から推論した風を初期値として推論を行うが、前線の位置を意図的に変化させることによって上昇流生起位置の違いをシミュレートできることが挙げられる。このことから、本手法の有効性が示された。

3.3 強雨発生の予測

本節では、これまでに推論あるいは診断された局地的な気象要素を統合して強雨の発生の予測可能性を探る。本システムの適応領域である兵庫県中央部の山岳地帯において GPV から求められた CAPE（不安定エネルギー、convective available potential energy の略）は $2,500 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 以上であったのでこの領域が非常に潜在不安定な大気プロファイルを有していることがわかる。また、寒気の流入のタイミングに注目すれば、前線後方の寒気が兵庫県中央部の山岳の影響によりその山岳の北側斜面で生起したと推論される上昇流により、前線の前方である兵庫県中央部の山岳の南側に存在する暖気に覆い被さっていると考えられる。すなわち、前線後方において潜在不安定は上昇流によって不安定化し、求められた風の上昇域（兵庫県中央部山岳の北側）において前線前方の気塊は寒気が暖気に覆い被さり非常に不安定な大気プロファイルを形成すると考えられ、その結果、寒気が暖気の上に多い被さると考えられる兵庫県中央部山岳の南側では、強い対流が生起し、強い降雨が生起することが予測できる。強雨発生が予測される領域と、実際の降雨の生起場所を Fig. 17 に示す。推論結果と実際の降雨生起場所と比較すると、降雨生起場所に近い領域を降雨生起場所として予測しており降雨の生起を予測する可能性を示していると言える。降雨生起場所が予測場所の東に存在するのは、山岳の影響により生起した積雲が成長過程において移流したためと考えられる。そのため、積雲の成長速度と移流の関係を考慮することにより、この予測誤差を避けることができると考える。

4. 結 語

本研究は、画像処理手法と気象学的知識を用いた定性推論という情報工学的推論手法を用いて、寒冷前線帯において特に洪水制御が必要となるような強雨の予測を行った。

画像処理手法を用いた寒冷前線の位置の抽出では、細線化手法により、気象要素ごとに前線を抽出し、それらをまとめて一本の前線を抽出することを試みた。その結果、ある定性的な表現に対し、複数の定量的診断法を用意しておくことの有効性を示すとともに、しきい値の決定や前線帯の幅の決定という問題が生じた。その問題を解決するために、気象要素ごとに2値化した情報の論理積 (and) をとって帯状にすること、その際、しきい値は前線が得られるまで変化させることで自動的に決定できる方法を示した。また、定性表現を複数の定量的表現に置き換えた上で診断を行う場合に、その評価方法を確立しておく必要性も

見出された。

次に気象学的知識を用いた定性推論による強雨域の予測では、山岳を壁面としてモデル化し、2次元ポテンシャル流の理論とその適応限界を補うルールによって、山地の風上斜面において収束により上昇する流れを予測することができ、寒冷前線帯の気温分布も考慮に入れて大気的不安定化を予測して強雨域を予測した。その結果、強雨域を予測する可能性が示されたが、大気の熱環境の変化によって生じる積雲の移流と積雲の成長速度をより体系的に考慮しておくことが必要であることも示された。

今後はこれらの改善すべき点をさらに考慮して予測精度の向上を図るとともに、他地点に適用すること、停滞前線などの異なる種類の前線に対する推論ルールの作成を通して、強雨予測を支援するシステムとして完成させていきたい。

以上で本論文の結語とする。

参 考 文 献

- 1) Sawyer, J. S. : A study of the rainfall of two synoptic situations, Q. J. R. Met. Soc., 78, pp. 231 - 241, 1952.
- 2) 西田豊明：定性推論の諸相，朝倉書店，1993.
- 3) Robert A. Houze Jr. : Cloud Dynamics, Academic Press, 1990.
- 4) 長谷川純一・興水大和・中山 晶・横井茂樹：画像処理の基本技法，技術評論社，pp. 64 - 69, 1986.
- 5) 小司禎教：ASM・JSM の GPV データを用いた前線の解析，東京管区地方気象研究誌，1989.
- 6) 松田誠道：梅雨前線による鳥取県の豪雨に関するワークシートの作成，局地強雨と関連する中小規模擾乱の研究，pp. 143 - 153, 1992.
- 7) 土田 惇・谷口和亮：地形を考慮したメソ天気系モデル（通称加古川チャンネル），局地強雨と関連する中小規模擾乱の研究，pp. 76 - 78, 1992.
- 8) 斉藤 尚：新総観気象学，気象学のプロムナード，東京堂出版，1986.