西風卓越時において北陸沿岸部に停滞する 線状降雪帯の形成・維持メカニズム

* 岡本 宏樹・大東 忠保・坪木 和久 (名古屋大学 地球水循環研究センター)

1. はじめに

冬季寒気吹き出し時、日本海上では海面から熱と水蒸気 の供給が行われ、活発な対流が発生する。このとき、季節 風の卓越する北陸地方西部沿岸では、しばしば西南西から 東北東方向に伸びる線状降雪帯の停滞が観測される。この ような線状降雪帯の停滞は、北陸地方西部沿岸のほか上越 地方沿岸や山陰地方沿岸でもみられ、季節風と陸側からの 風による収束によって形成されていることが知られてい る。しかし、北陸地方西部沿岸に発生する停滞性線状降雪 帯については過去あまり研究されておらず、その実態につ いてよくわかっていない。また、陸側からの風の形成要因 についても明確にはわかっていない。本研究では、北陸地 方西部沿岸に発生する停滞性線状降雪帯を対象とし、2009 年1月24日~26日に発生した事例について、雲解像モデ ルを用いたシミュレーションとレーダー観測により、線状 降雪帯の形成・維持メカニズムを調べた。

2. 線状降雪帯の発生頻度及び環境場の特徴

2003 年 12 月から 2009 年 3 月までの 6 冬季間の北陸西 部において停滞する線状降雪帯の発生事例を気象庁レー ダーデータから検出したところ、8 事例の発生が確認され た。JRA-25 及び JCDAS 再解析データから、事例発生時 の環境場を調べたところ、いずれの事例においても北陸西 部下層において強い西~西南西風が卓越しており、通常の 寒気吹き出し時と季節風の風向や、気圧配置に違いがみら れた (図 1)。

3. 数値実験による事例解析

3.1 実験設定

2009 年 1 月 24 日 ~ 26 日に発生した事例について、 雲解像モデル CReSS(Tsuboki and Sakakibara, 2002) の Ver.3.2 を用いて数値実験を行った。初期値・境界値には気 象庁 MSM を与え、水平解像度 1km、格子数 848×624×65 に設定し、2009 年 1 月 24 日 12JST から 39 時間計算を 行った。雲物理過程には、氷相を含むバルク法を用いた。

3.2 再現実験によるシミュレーション結果

CReSS による再現実験の計算結果は、気象庁レーダー・ アメダス解析雨量と比較して、積算降水量、停滞位置とも によく現象を再現していた (図 2)。また、再現された線状 降雪帯の下層では、海上の西寄りの風と、陸側の南寄りの 風との間で収束場が形成されており、この収束帯は、線状 降雪帯の形成・維持と期間及び位置がよく対応していた。 また、この線状降雪帯下層の収束は、石川県押水で行った 名古屋大学 X バンドドップラーレーダーによる観測結果 からも確認された。

3.3 感度実験

収束帯を生じさせている陸側の南寄りの風の形成要因を 調べるために、地形・陸面粗度・陸面の熱的性質について の感度実験を行い、再現実験の結果と比較した。図3(上) に、地形の起伏を取り除き、標高1mでフラットにした感 度実験の計算結果を示す。地形フラットの感度実験でも線 状降雪帯は形成された。停滞位置は、山陰沖では再現実験 とほぼ同じであったが、北陸西部では再現実験より内陸部 に位置した。また山陰沖では再現実験と積算降水量があま り変わらなかったが、北陸西部では、積算降水量の最大値



図 1 上図は寒気南下全期間 (全事例発生期間を含む)、 下図は事例発生期間の平均場 (JRA-25・JCDAS より作 成)。コンターが地上気圧 (hPa)、シェードが 850hPa 面 の気温 (°C)、矢印が 850hPa 面の風向風速を示す。

が半分以下となった。これは、北陸西部で収束帯が地形に よる迂回効果によって強化されていることを示唆するもの である。一方、陸面温度を海面温度と等しくすることで海 陸差による下層気温の差をなくした感度実験では、北陸周 辺では線状降雪帯や収束帯はまったく形成されなかった (図 3:下)。これは、海上と陸上の気温差によって本州中部 で発生する局地的高気圧の効果が、線状降雪帯の形成に対 して本質的であったことを示している。また、粗度の海陸 差をなくした感度実験では、降水量の減少があったが、減 少幅は小さかった。粗度の海陸差による効果は、線状降雪 帯の形成に対して補助的な役割であったと考えられる。 3.4 流跡線解析

前述の各効果がどう陸側からの南寄りの風に影響してい るかを調べるために、収束帯付近の空気塊に対しバックト ラジェクトリー解析を行った。収束帯の南側に到達した空 気塊は琵琶湖北部から白山山系にかけての山脈によって迂 回したと思われる経路を通っており、地形迂回効果による 風向の変化があったことを示している。次に、地形フラッ トの感度実験の結果に対して行ったバックトラジェクト リー解析の結果を図4に示す。収束帯付近の空気塊の経路 は再現実験の結果と同様に、収束帯の南北で海上を吹走し てきた西風と、陸上を吹走してきた南寄りの風に分かれて いた。この陸側の南寄りの風の空気塊の経路とかかってい



図 2 上図は気象庁レーダー・アメダス解析雨量、下図は CReSS 再現実験の計算結果を示す。シェードは 2009 年 1月 24 日 21JST からの 24 時間積算降水量 (mm)、矢 印は高度 500m の 24 時間平均風向風速を示す。

た力の時間変化を運動方程式の各項毎に調べた。収束帯の 南側下層に達していた空気塊は、日本海から島根県付近で 上陸し、中国地方を吹走してきたものであった。空気塊に かかるコリオリカ及び摩擦力は、ほぼ一定であったため、 この空気塊の北向き加速度は空気塊にかかる北向き気圧傾 度力の変化とほぼ対応していた。収束帯の南側の空気塊に ついて、運動方程式を変形した地衡風成分の時間変化を図 5(上)に示す。収束帯の南側の空気塊は気圧傾度力の増加 によって東西方向の非地衡風成分が大きくなっており、こ れが南北方向の加速度の増大につながったと考えられる。 一方、収束帯の北側に到達した空気塊は、日本海上を吹走 中、収束帯南側に達した空気塊より大きな北向き気圧傾度 力を受けていたが、収束帯南側の空気塊とは異なり北陸に 近づくにつれて空気塊にかかる北向き気圧傾度力は減少し ていた。また風の東西成分が場から見積もられた地衡風の 東西成分とほぼ一致しており (図 5:下)、北向き加速度の増 加にはつながらなかったと考えられる。

4. 考察・まとめ

線状降雪帯を形成させる環境場の西風と陸側の南寄りの 風との収束は、海陸の熱的性質の違いに起因する下層大気 の温度によって生じた気圧傾度力によりもたらされてお り、海陸の粗度の差と地形による迂回効果は、その収束を 補助的に強める役割を果たしていることがわかった。本事 例での環境場は、長時間寒気が南下した状態が続き、下層 から中層で南西~西風が卓越していた(図略)。下層の風向 が海岸線に対して平行に近かったことが、前述の3つの効 果(地形の迂回・粗度の海陸差・下層気温の海陸差による気 圧傾度の加算)のいずれにおいても、陸側の南寄りの風の 形成に重要であったと考えられる。この環境場下層の南西 ~西風が維持されたことによって、陸側の南寄りの風は形 成され続け、寒気南下によって不安定となった下層におい て収束帯を長時間形成させることで、線状降雪帯が形成・ 維持したものと考えられる。



図 3 上図は CReSS 地形フラットの感度実験の計算結 果、下図は地形フラットかつ地表温度海陸差なしの感度 実験の計算結果を示す。シェード・矢印は図 2 と同じ。



図4 CReSS 地形フラット感度実験の計算結果を用いた バックトラジェクトリー解析結果。1月25日02JSTに 高度200m、東経136.5°の北陸沿岸部周辺に到達した空 気塊の経路を示す。小さい丸印は5分毎、大きい丸印は 1時間毎の経過点を示す。丸印の色はその時点の空気塊 の高度を示す。



図5 図4のハックトラシェクトリー解析結果から収束 帯南側(上段)及び北側(下段)の空気塊の風速を青・赤 の実線、地衡風成分を青・赤の破線で示す(青:東西成分、 赤:南北成分)。緑線は空気塊の風向を示す。

謝辞 本研究の計算には、国立環境研究所スーパーコンピュータシ ステム (NEC SX-8R/128M16) を使用させていただきました。