

蛇行した雲バンドによる8時間周期の降雪量の変動*

村松 照 男**

要 約

北海道の石狩平野に、1972年12月21日から22日にかけて、日降雪量で80cmを越す帯状の集中豪雪が降った。この降雪中心域にあたる岩見沢では、降雪量が約8時間の周期で変動し、札幌レーダの観測でも、この周期に対応して組織的に雪エコーが変動していた。

この現象は、気象衛星写真上で日本海北部に観測されている雲バンドの蛇行が風下側に伝播（進行）したために生じ、雲バンドに対応する雪エコーが周期的にかつ組織的に変動した結果、固定観測点の降雪量に約8時間周期の変化が現われた。この雲バンドは、沿海州の北緯46度付近の特定の山の風下側に発生する、地形性の卓越した雲バンドであった。

1. まえがき

冬季、シベリア大陸からの寒気の吹き出しで、日本海側の地方にしばしば大雪が降る。大陸寒気が、暖かい日本海上で顕熱・潜熱を受け変質、湿潤不安定化し、積雲対流を発生する。そして、中規模じょう乱に組織化され集中化されると、日本海側地方では局地的な大雪となる。“北陸豪雪”がその典型的なものであり、大雪のメカニズムの解明が進んでいる（気象庁技術報告、1968）。この中でも2～3時間、あるいは、7～9時間などの中規模スケールに伴う降雪量の変動も解析されている（Matsumoto, *et al.*, 1967; 力武, 1968; 青木, 1970）。

北海道地方でも、量・規模とも小さいが同様の局地的な大雪がしばしば発現する。シベリア大陸からわずか400km 余りしか離れていないため、大陸地形の影響は北陸地方の場合に比較し、より直接的に受けている点の特徴である。Tsuchiya・Fujita (1967) は、「冬期、季節風によって日本海で発生する雲は、海岸から発生端までの距離が風上側の山の高さと同様に密接に関係している」と述べている。一方、村松・孫野 (1976) は、沿海州の特定地点の北緯46度付近の山の風下側に“卓越した地形性雲バンド”がしばしば発生し、その停滞によって帯状の局地的な集中豪雪が北海道西海岸地方

に降る、ということを見つけた。

地形の影響による対流雲の活発化について、Matsumoto (1967) は、佐渡ヶ島の両端の風下側に屈曲効果によるバンド状の対流雲の発生を報告しており、また、Matsumoto, *et al.* (1968) は、能登半島のつけ根の風下側の富山湾上に2～3時間周期で列状積雲が出現し、中規模収束域と重なった時刻に発達、その風下側に帯状の降雪集中域があることを明らかにしている。一方、五大湖でも、Lake effect と呼ばれる、湖と陸地との温度差および摩擦効果の影響の差による収束域に発生する雲バンドと、その風下側での帯状の降雪集中域が報告されている（Jiusto, *et al.*, 1972; Parmenter, 1974; McMILLIAN; 1975）。

この論文においては、1972年12月21日から22日にかけて石狩平野に帯状の集中豪雪が降った際、降雪量に約8時間周期の顕著な変動が観測されたので、この種の地形の影響との関連で発生メカニズムの考察と解析を行なう。

2. 岩見沢地方の集中豪雪と約8時間周期の降雪量の変動

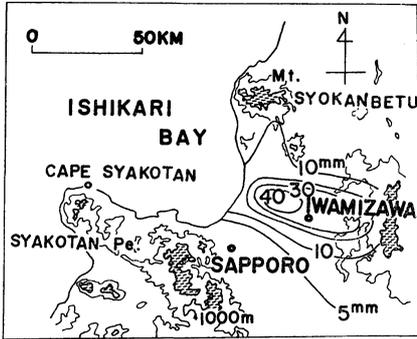
1972年12月19日頃から、北海道付近は、いわゆる冬型の気圧配置となり、西海岸地方では連日大雪が続く。岩見沢地方では日降雪量が19日（19日09時～20日09時）に43cm; 20日55cm; 21日に80cmの大雪となった。特に、21日09時から22日09時にかけての大雪は、第1図に示すように、幅約30kmの狭い範囲に西北西から東南東（走向290度）の方向に帯状に集中的に降った。この

* The Change of Snowfall Amount for 8 Hours Period Caused by a Meandered Cloud Line.

** T. Muramatsu, 気象衛星センター 解析課.

—1977年9月29日受領—

—1978年1月26日受理—



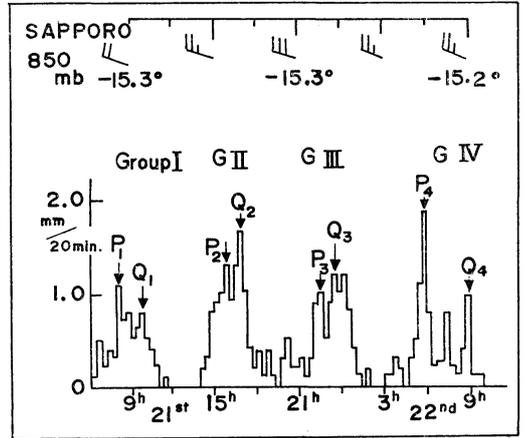
第1図 岩見沢地方の大雪の日降雪量分布図 (1972年12月21日09時~22日09時, 相当水量単位mm)と石狩平野付近の地形図.

ときの日降雪量は、岩見沢で相当水量 34mm (80cm)、北村 49mm、新篠津 39mm と、石狩平野としては第一級の大雪であった。岩見沢の西南西約 40 km の札幌では降雪ゼロで、30mm 以上降った範囲は幅 15km という、非常に局地性を持った大雪であった。

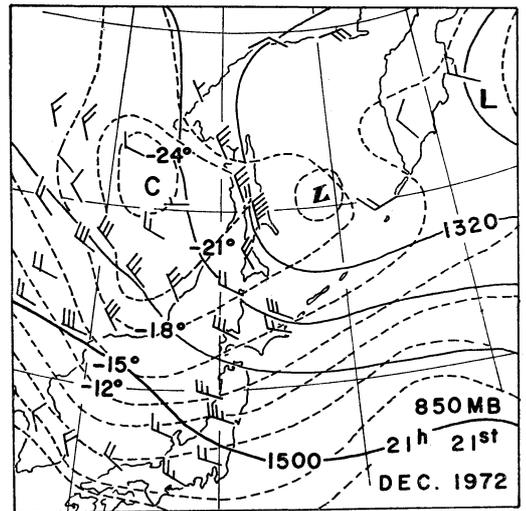
石狩平野付近の地形図は、第1図に重ねて示したが、東側には脊稜山脈の一部である 標高 1,000m~1,500m の夕張山系が南北に走り、また、北側には標高 1,419m の暑寒別岳があり、南西側には積丹半島から南東に延びる手稲山、恵庭岳を結ぶ 1,000m 前後の山が連なり、三方を山で囲まれている。そして、石狩湾から石狩平野の南部、千才、勇弘原野と続く低い平野部が太平洋に抜けている。この平野のほぼ中央の山寄りに岩見沢が位置している。

この降雪中心域である岩見沢測候所のヘルマン型自記雪量計の記録に、第2図に示すような、約8時間周期の顕著な降雪量の変動が観測された。ヘルマン型雪量計は、強風時の雪の捕捉率に若干問題があるが、この場合は、観測点が海岸より 30km 以上内陸に入っており、大雪期間中の地上風速は最大で 5 m/sec を越えず、日平均風速が 3.0 m/sec と比較的弱いので、この周期変動には決定的な影響があるとは考えられない。

第2図には、札幌における 850mb の温度・風向風速が重ねてあるが、 -15°C 前後の温度と一定しており、6時間毎のレーウィン観測でも風向はほぼ 290度で、きわめて様な流れが持続しており、総観スケールでの有意な変動は見られない。第3図は、21日21時の 850mb 天気図であるが、オホーツク海に中心を持つ低気圧の循環内で、シベリア大陸には -20°C 以下の寒気核があり、北西または西北西流で日本海北部は強い寒気移流の場に



第2図 岩見沢における20分間降雪量の変化および札幌 850mb の温度、風向風速の変化.



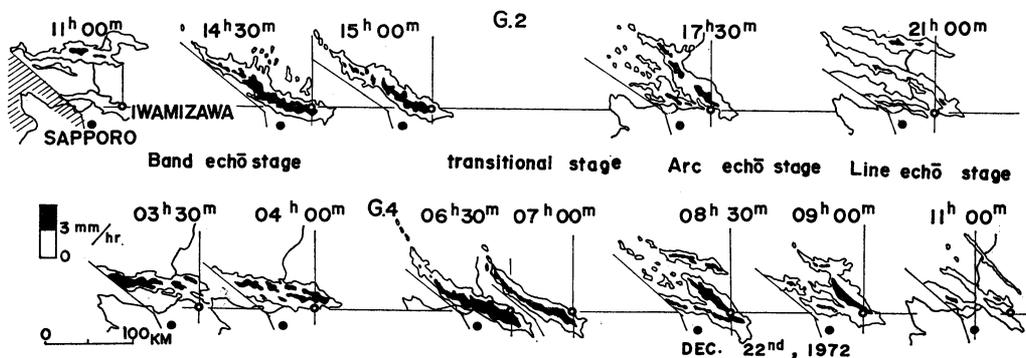
第3図 850mb 天気図. 1972年12月21日21時.

あった。この大雪期間中は、ほぼ定常的にこの状態が続いた。

岩見沢における降雪量の時間変化 (第2図) をさらに詳細に見ると、この集中豪雪は4降雪群に明確に分かれ、8時間前後の周期変動をしていた。詳細な考察は後述するが、各降雪群は各々二つの極大を持っている。4降雪群を時間経過の順にG 1, G 2, G 3, G 4と呼び、各群の第1極大 (時間の早い極大) を P_1, \dots, P_4 ; 第2極大を Q_1, \dots, Q_4 と便宜的に呼ぶことにする。各降雪群の降雪継続時間および降雪量 (相当水量)、降雪

第1表 4降雪群の分類 (1972年12月21日～22日, 岩見沢)

降雪群	降雪期間	継続時間	各降雪群の降雪総量	極大			
				第一極大起時	20分間降雪量	第二極大起時	20分間降雪量
第1降雪群	21日06時～11時40分	5時間40分	7.6mm	21日08時00分	1.1mm	21日09時40分	0.8mm
第2 "	14時～21時	7時間	11.7mm	16時00分	1.3mm	07時00分	1.7mm
第3 "	21日 22日 21時～04時20分	7時間	8.1mm	22時40分	1.0mm	03時40分	1.2mm
第4 "	22日 04時40分～09時40分	5時間	8.3mm	22日06時00分	1.9mm	22日09時00分	1.0mm



第4図 札幌レーダエコーの合成図. 21日11時～22日11時. 各段階の分類.

量の極大の起時, その時の極大値を第1表に分類した.

各降雪群での降雪総量は, 8から11mm, 降雪期間6～7時間と, いわゆる“ひと降り”も共通性を持っている. さらに, 各降雪群の第1極大 P の起時に6時間40分から8時間, 一方, 第2極大の間隔も7時間20分から8時間と, 7～8時間の周期性が明瞭である. また, 降雪強度の時間変化パターンにも組織的な周期変動が見られ, 各降雪群は, 同一メカニズムによるものであることを強く示唆している.

次に, 各降雪群の降雪強度の時間変化とレーダエコーの変化とを比較しよう.

3. 各降雪群の解析

第2図で示した4降雪群の中で, 比較的資料の多い第2・第4降雪群を, レーダエコーデータを中心に解析する.

3-1. 第4降雪群 (22日04時40分～09時40分)

この降雪群では, 岩見沢における降雪の開始が22日04時40分 (20分間降雪量の変化から見て) からであり, 06時には前20分間降雪量が1.9mm (5.7mm/hr, 季節風時の降雪の密度として 0.05g/cm^3 をとれば 11.4cm/hr に相当) と極大となり, 次いで, 09時には1.2mmと第

2の極大 Q_1 を示した.

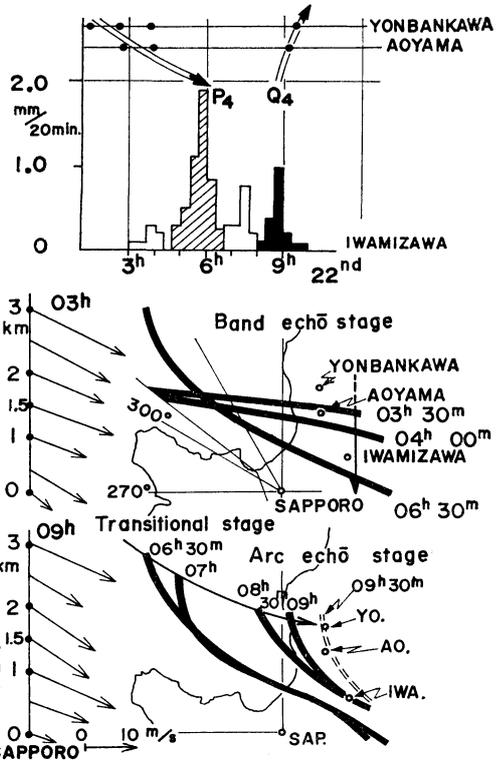
この一連の降雪量の変化と札幌レーダエコーの変化を対応させたのが第4図である. 定時の観測開始は03時30分で, 前日の21時以降の観測は残念ながら無い. この03時30分の観測では, 幅20km, 長さ約150km, エコー頂の高さ2.7～3.6km, 降雪強度3mm/hr以上の領域も最大幅10kmという, 発達した帯状エコーが, 石狩湾上を積丹岬の北30kmから暑寒別岳の南を通り石狩平野まで延び岩見沢の北25kmを通過していた. ここで帯状エコーと呼ぶのは, 直線状の線状エコーと区別するためで, 後述のように曲率を持つ場合もある発達した雪エコーのことである. この帯状エコーは, 4時の観測では100度の方向へ25km/hrで動いていたと報告されている. このときのエコーの走向は275度であるので, 帯状エコーは見かけ上ほぼ停滞し, それを構成するセルが地上～3.5kmの平均風速14m/secのほぼ半分の速さで移動していたことになる. 04時の観測での帯状エコーは, 形状, 強さをほとんど変えない状態で, 積丹岬と暑寒別岳を結ぶ線の中心よりいくぶん岬よりの点を中心に走向を275度から280度に変え, 風下側先端の石狩平野北部で若干南下が認められた.

次いで、06時30分には帯状エコーが岩見沢の南約9 kmに観測され、高さ2.7~3.3km、長さ160km、最大幅30km、3 mm/hr以上の降雪強度を持つ領域は最大15kmという、発達した帯状エコーとなっている。これらの観測の間の06時に、降雪量が極大（第1極大 P_4 ）となったのである。

この後、エコーは風上側で低気圧性曲率が増大し、08時30分には暑寒別岳のすぐ西にある孤状型のエコーとして観測され、09時には内陸に入り岩見沢付近を強雪域（ $\geq 3\text{mm/hr}$ ）が通過した。09時00分の降雪量の第2極大（ Q_4 ）が対応している。孤状型エコーが内陸で消滅したあとは、西側に観測されていた季節風時特有の線状エコー群となり、岩見沢における降雪は止んだ。

この間の一連のエコーを合成し、降雪量の変化と対応させたのが第5図である。まず、第1極大 P_4 を中心とする斜線で示した降雪量の変化から検討する。03時30分から06時30分までの帯状エコーの合成図（第5図中段）から明らかのように、この降雪量の変化は、帯状エコーが南下し岩見沢を通過したことによってもたらされたと推察されよう。南下速度は、岩見沢を通る南北線上で13 km/hrであった。一方、03時30分以前のレーダ観測はないが、農業気象観測所に設置された2 mm 接点（2 mm 降ると1接点カウントする）の降雪（水）量計の記録で降雪域を追跡すると、岩見沢の北北西40kmの四番川観測所では01時30分と02時50分、その南14kmの青山観測所では02時50分と03時55分に、各々1接点カウントしている。このことから、四番川観測所では2時前後に、青山観測所では03時30分頃を中心に、2 mm/hr 以上の降雪が記録されたことになり、その南に位置する岩見沢では、04時40分に降雪が始まり、06時30分の降雪量の極大にと続いている。すなわち、降雪域が暑寒別岳の南から順調に南下していることがわかる。南下速度は平均10 km/hrであった。エコー系から見た南下速度13 km/hr（03時30分から06時30分）と若干の差はあるが、この点は、帯状エコーが南下するに従い速度が速くなったためである（おそらく岩見沢付近で最大となっていたであろう）。

以上のことから、帯状エコーに伴う降雪域が南下し固定観測点である岩見沢を通過することによって、第1極大 P_4 （06時；1.9mm/20min）を中心とした斜線部分の降雪の変化となったと考察される。このことはまた、エコー強度と地上での降雪量との対応関係が良く一致していると仮定することによって説明し得る。すなわち、エコー幅30kmでその中に3 mm/hr 以上の降雪強度を持



第5図 第4降雪群の降雪域の移動および岩見沢における降雪量の時間変化（上段）、帯状エコー段階による合成図（中段）、遷移段階～孤状型エコー段階のエコー合成図（下段）。左端は、札幌の03時、09時の高層風のベクトル。

つ幅10kmの領域を持ち、その中心域では6 mm/hrの降雪強度の極大を持つ、発達した帯状エコー（04時、06時30分の観測ではほぼ代表される）が、15km/hrで固定観測点（岩見沢）上を通過する時に期待される降雪量（強度）の時間変化と、実際の観測値である第4降雪群の斜線部分（第5図）とが、定量的な変化を含めほぼ一致している。このことから、帯状エコー内の降雪強度分布と地上降雪量は良い対応関係を持ち、6時30分観測の発達した帯状エコーの通過で、第5図の斜線部の降雪量の変化となったと言える。

その後の変化過程を見るため、第5図下段に06時30分以後のエコーを重ね合わせたものを示した。06時30分と07時の観測を比較すると、帯状エコーの風下側の部分ではほとんど重なっており、見かけ上ほとんど停滞し個々のセルは走向に一致した動きをしている。一方、風上側

では、何らかの原因で一般流290~300度と一致しなくなり、エコー系自体としても風上側から移動性になりつつあることを示している。その後、08時30分、09時の観測では、帯状エコーが孤状型エコーに変形し、エコー系としては、2時間半に平均36km/hrで移動し、09時には海岸部に侵入、09時30分には四番川と岩見沢を結ぶ線（第5図下段の破線）へ進み、境界層からの水蒸気補給がなくなり内陸で消滅した。

この孤状型エコーは、中心域でエコー頂3km、幅10kmの孤状の3mm/hr以上の降雪強度域を持ち、第5図からも明らかなように、このエコーの通過時に降雪量の第2の極大 Q_4 が現われ、青山観測所で09時10分、四番川観測所で09時30分と、2mm接点での1カウントで表わされた強雪域（エコー）の通過が認められる。この過程で、降雪量の時間変化が第5図の08時から10時20分間の黒塗りの部分となったのである。孤状型エコーの消滅後は、その風上側にあった弱い線状エコー群となり、帯状エコーの系統的な変化、それによってもたらされる降雪量の系統的な時間変化が現われた1サイクルが終了した。

以上のことから、第4降雪群の降雪量の時間変化は、エコー変化パターンから見れば、

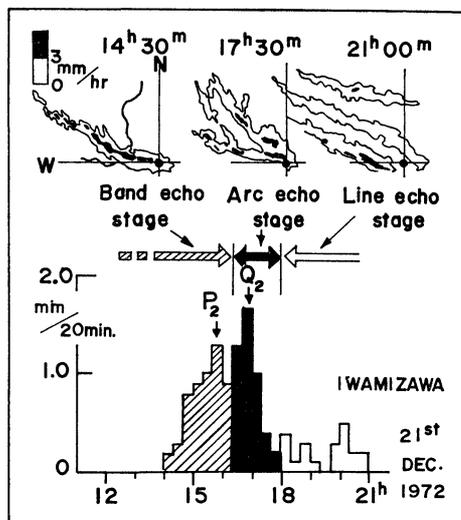
- (1) 発達した帯状エコーの通過（ P_4 の降雪の極大を含む降雪量の時間変化）。
- (2) 帯状エコーが、風上側から一般場の流れと走向が一致しなくなり、停滞性から移動性への遷移段階。
- (3) 孤状型エコーの段階（ Q_4 の極大を含む降雪量の時間変化）。
- (4) 弱い線状エコー群。

という、第4図に示した、4段階の一連の変化と各段階に対応した降雪量の時間変化を呈し、第4降雪群を構成している。

3-2 第2降雪群の解析（21日14時~19時）

第2降雪群も、第6図に示したように3-1で解析した第4降雪群と同様なエコー変化と、それぞれの段階に対応する降雪強度の変化が観測された。

21日10時10分の観測では、弱いエコーが石狩湾から暑寒別岳の南へ東西に延びている。このあと14時30分までレーダ観測はないが、前述の四番川観測所では、11時と11時30分に各々2mm接点雨計量がカウントとし、この間に瞬間強度4mm/hrの強雪を記録、さらに、南の青山観測所では14時20分に1カウント、次いで、岩見沢では16時に降雪量の第1極大 P_2 （1.2mm/20min）となり、



第6図 第2降雪群の降雪量の変化とエコーの合成図（21日14時30分~21時）。

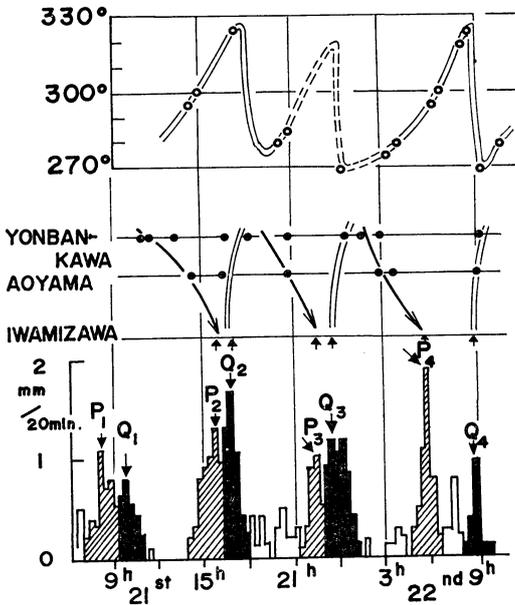
少なくとも降雪強度3mm/hr以上の強雪域の南下が確認できる。

14時30分の観測では、幅30km、長さ150km以上、エコー頂2.7km、降雪強度3mm/hr以上の領域が幅8~10kmという発達した帯状エコーが、石狩湾から走向290度で岩見沢へ延びていた。

この帯状エコーの通過で、岩見沢では第6図下段に示されている、16時に極大 P_2 をもつ斜線部の降雪となり、次いで、孤状型エコー段階に遷移し、17時には1.7mm/20minの極大 Q_2 をもつ16時20分~18時までの降雪（黒塗りの部分）となった。その後、孤状型エコーは内陸に移動し消滅、その西側にある線状エコー群（21時）となり、一連の降雪サイクルが終わっている。第4降雪群と変化の形態・形状とも一致し、同一メカニズムであることは明らかである。

一方、第3降雪群について、全くレーダ観測はないが、降雪量の変化図（第3図）のパターンが細部にわたり一致しており、第2、第4降雪群が同一メカニズムであることから、これらは同一メカニズムと推察してよいだろう。

各降雪群のレーダエコーを、帯状エコー段階、遷移段階、孤状型エコー段階、弱い線状エコー段階と分類したが、それらのエコー走向と岩見沢の降雪量の変化、および、四番川、青山観測所の雪量観測からの降雪域の移動を第7図に示した。この図から明らかなことは、(1)各



第7図 岩見沢における降雪量の変化と降雪域の移動および主エコーの走向の周期的な変動。斜線域は帯状エコー段階で、黒塗りの部分は孤状型エコー段階による降雪。

降雪群の第1極大 (P_2, P_4) と走向 $290\sim 300$ 度が一致し、降雪域は四番川から岩見沢への南下を示している(2) 第2極大 (Q_2, Q_4) の起時は 330 度に対応し、 3mm/hr 以上の強雪域は、岩見沢から30分遅れて四番川、青山に移り、ほぼ 330 度の走向を持つ孤状型エコーの通過と一致している。その直後に、 270 度の走向(線状エコー群)へと急変している。これら2点の特徴が、共通して各降雪群に対応していることである。

この現象が24時間以上続いたこと、周期性がきわめて顕著であること、レーダーエコーが組織的系統的に変化していることから、きわめて一般的な一般流の中での波動現象であることが強く示唆されよう。

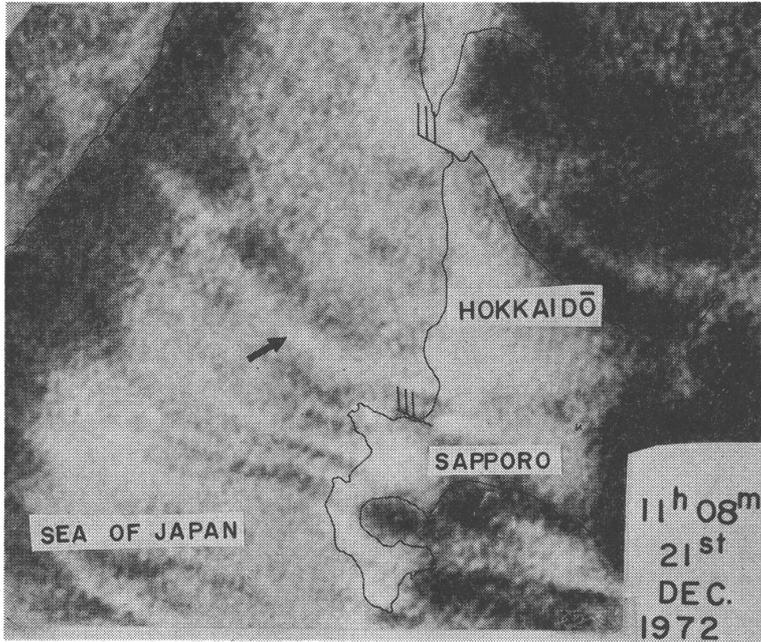
4. 雲バンドの蛇行と帯状エコーの変動

第8図の雲写真は、第1・第2降雪群の間である21日11時08分撮影の、気象衛星 ESSA 8号の APT 写真である。解像度はやや悪いが、日本海北部には季節風時特有の筋状の対流雲が発生している。その中で、特に、1本の太い雲バンドが沿海州沖に現われている(第8図の矢印)。この雲バンドは、 850mb 面の流れに沿っており、沿海州の海岸地形や北海道との相対位置などから、北緯 46 度付近の山の風下側に発生しており、村松・孫野

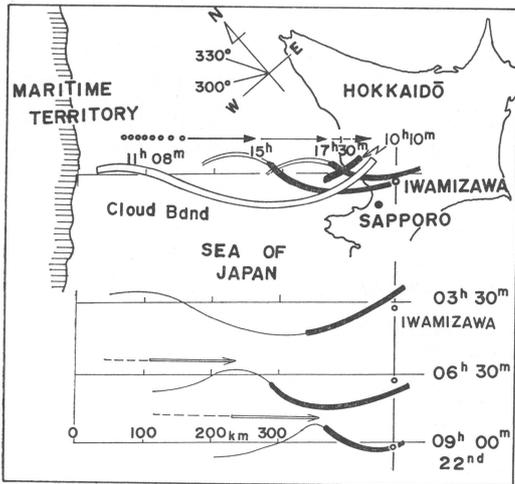
(1976)によって解析されている“沿海州の特定の山岳の風下側に発生する地形効果による卓越した雲バンド”にはほぼ一致している。第8図の雲バンドは、幅 $25\sim 30\text{km}$ 、長さ約 400km で水平方向に波長約 400km 、振幅約 50km で波動しており、先端は石狩湾から暑寒別岳の南へ侵入している。この先端付近にある四番川観測所では、この観測時刻に近い11時から11時30分の間に、相当水量にして $2\text{mm}/30\text{min}$ の強雪が降っていることから、この雲バンドは、風下側の末端部に少なくとも 3mm/hr 以上の降雪強度を持つ雪雲となっており、前章の解析でこの降雪域の南下が帯状エコーの南下に対応づけられている。そして、14時30分には第4・第6図に見られる発達した帯状エコーが岩見沢地方へ延びているのが観測され、雲バンド-雪雲-降雪域-帯状エコーという一連の対応関係が存在していると考えられる。この雲バンドは、北海道の西海岸地方や石狩湾付近で 3mm/hr 以上の降雪強度を持つ帯状エコーとよい対応が見られる。

前章では、降雪量の周期的変動と、対応するエコーの組織的変動を波動現象に伴う周期現象との推論を行なったが、この雲バンドに蛇行が観測されたことから、次のように仮定してみよう：「この雲バンドの蛇行が、沿海州北緯 46 度付近の特定地点と岩見沢の北 15km 付近(降雪中心軸の北 10km)とを結ぶ 850mb 面の流線上を、風下側に伝播、すなわち、東南東進した結果、降雪量に約8時間の周期現象が現われた」。

この仮定から、期待される帯状エコーの変化パターンと、実際に観測されたエコー系の変化は、次に述べるように合致している。すなわち、雲バンドの蛇行-第8図一が風下側に伝播進行すれば、第9図で示す通り、固定地点からの観測では雲バンドに対応する帯状エコーの走向が、西(11時08分)から西北西(15時)、北西-北北西(17時30分)と変化してくる。そして、雲の蛇行の進行で、帯状エコーの風上側の部分で走向が大きくなり、帯状エコーの走向と一般場の流れ、すなわち、個々のセルの動きにずれが生じ、見かけ上の停滞性(14時30分、15時)から移動性へと風上側から遷移する。この変化を、冬季の 200km レンジのレーダーで探知した結果であり、孤状型エコーの風上側には波の峯(蛇行の高気圧性曲率の部分)が位置し、弱い線状エコー群が観測されている。第9図上段は、第2降雪群の降雪をもたらしたエコーを重ね書きしたもので、11時08分の雲バンドの蛇行が風下側に $45\sim 50\text{km/hr}$ で進行した時の雲バンドと帯状エコー



第8図 沿海州からのびる蛇行する雲バンド(矢印), 1972年12月21日11時08分, ESSA-8. 図中矢羽根は850mbの風向風速(21日09時).

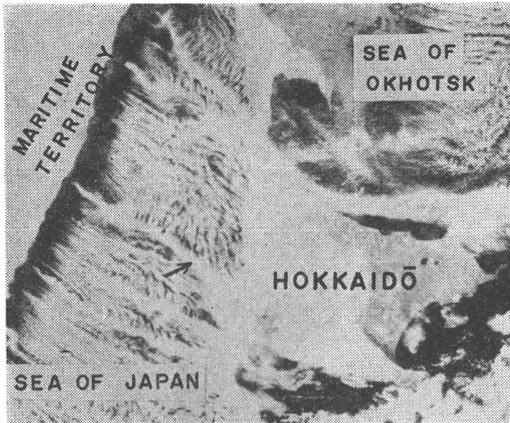


第9図 蛇行する雲バンドと札幌レーダエコーとの合成図(エコー部分は黒塗り). 矢印は波頭の移動を示す. 第2および第4降雪群.

/hr であるので8~9時間周期が得られ, 実測の周期とはほぼ一致している. これらの結果から, 雲バンドの蛇行の風下側への伝播進行が, 固定観測点上の周期変動現象を起こす原因となっていると考察される.

雲バンドの蛇行の一周期の各部分と, 一般場(この場合有意レベルとして850mbの流れ)との関連について述べよう. 日本海北部は, オホーツク海に中心を持つ低気圧の循環内にあるため, 一般流の流れとしては低気圧性曲率を持っている. このため, 雲バンド蛇行の谷の位相の部分では, 一般流と蛇行の位相が一致し, 带状エコーは発達した形態(21日14時30分, 15時; 22日03時30分~07時のレーダエコーで代表される)が観測されているのに比べ, 峯の部分(高気圧性曲率)では, 弱い線状エコー(21日21時, 22日11時)という対照的な形状を呈している. これらの点は, 蛇行の進行を間接的に裏付けていると言える. 一方, 各降雪群での降雪の大部分が, 発達した带状エコーおよび孤状型エコーの通過時に降り, これらの降雪は, とともに, 雲バンドの蛇行の低気圧性曲率の部分で降るため, 降雪量の周期は半波長に1回の4時間でなく, 1波長に1回の約8時間前後の周期が卓越し, この点も実測と一致している. また, この低気圧曲率部分で主要な降雪がもたらされることは, 降雪量の極

一が一致していることを示している. 同様に, 第4降雪群のエコー変化を第9図の下段に示したが, 全く同様な変化形態が現われており, 位相速度はエコー系の動きから約45km/hrと推定でき, 雲バンドの波長が約400km



第10図 石狩平野に帯状の大雪をもたらした沿海州から延びる雲バンドの典型的な例。1976年1月20日09時24分。NOAA-4, IR,

大が蛇行軸より南に現われるはずであり、実際、第1図で見られるように、降雪の中心軸は岩見沢の北約5kmで、岩見沢の北10~15kmにある蛇行軸より南に位置している。この大雪期間、この蛇行軸は約5km程度変動している。蛇行軸は、一般場の流れ(850mbの流れで代表)の変動に敏感に反応し、したがって、エコー系の組織的変動、地点降雪量の変化へも影響を与えている。第2降雪群の場合、21日15時と21時の850mbの平均風向は292度に対し、第4降雪群では22日03時と09時の平均299度と増加し、蛇行軸は南下した。それに従い、岩見沢を通過した帯状エコーの南限位置が、第2降雪群で岩見沢の南5kmであったのに比べ、第4降雪群では南9kmまで南下している。この結果、第4降雪群の場合、孤状型エコーのより北の部分の通過で第2極大が起こる。実測では、第5図、第6図から明らかなように、両群の第1および第2極大の起時の差に3時間、1時間という差が生じており、蛇行軸の変動を裏付けている。

この雲バンドの発生している時の高層の状態を見ると、雲バンドの発生時の流線に近い大陸上の観測点 Dal-Nerecencck (地点番号31873, 45.5°N, 133.4°E) では、850mbで25ノット・-22.3°Cであり、逆転層が1.2kmにあり、一般流も西北西流で寒気移流場という、この種の雲バンド発生条件を満たし、村松・孫野(1976)の沿海州の北緯46度付近の特定域(山)の風下側の日本海上で発現する“地形性雲バンド”と発生位置・形態とも一致している。この山岳の風下ウェーク流(後流)中に発生した雲バンドが蛇行しているのである。第10図は、1976年1月20日09時24分のNOAA-4による赤外写

真である。典型的な卓越した雲バンド(矢印)が現われ、蛇行も見られる。この日、石狩平野では日降雪量60cmを越す帯状の集中豪雪が降っていた。この種の雲バンドは、冬季しばしば発現し、蛇行する場合も稀にある。この雲バンドは、乱流効果と対流生成の項に関連して発生すると言われており、定量的な考察は今後の課題であろう。

5. まとめ

以上述べたように、1972年12月21日から22日にかけて、石狩平野の岩見沢地方に降った帯状の集中豪雪の原因は、沿海州シホタ山脈の北緯46度付近の山の風下のウェーク流中に発生した雲バンドによるもので、この雲バンドは、波長約400km、振幅約50kmの蛇行形状を呈し、位相速度は45~50km/hrで風下側に伝播、周期は約8時間であった。

この雲バンドの蛇行が、風下側に進行した結果、石狩湾から石狩平野にかかる帯状エコーが組織的に変動し、固定観測点である岩見沢では約8時間周期の降雪量の変動が現われたのである。一方、雲バンドの蛇行の各部分について、一般流の低気圧性曲率に一致する谷の位相の部分では帯状エコーが発達し、高気圧性曲率(峯)の部分では発達が抑制され弱い線状エコーとして観測された。この結果、雲バンドの蛇行の軸の南、数kmを中心に帯状の集中豪雪が石狩平野岩見沢地方に降り、その降雪量に蛇行の周期と一致した約8時間周期の変動が現われたと結論できる。今後は、さらに、時間分解能のよい静止気象衛星データとレーダ観測との合成などにより、より詳細な解析が期待される。

6. あとがき

この研究は、“北海道の西海岸の大雪一主として季節風による一”をテーマとする、気象研究所と札幌管区気象台との地方共同研究の一報告である。共同研究の主管である気象研究所 二宮洗三 予報第1研究室長、ならびに、論文に対して有益な助言を頂いた気象衛星センター 山下解析課長、神子調査官に謝意を表するとともに、“北海道の大雪機構の研究”で指導して頂いた北海道大学 孫野長治教授に厚く感謝する。

文献

- 青木 孝, 1970: 冬期の北陸地方における7~9時間の中規模じょう乱の解析, 天気, 17, 18-22.
 Higuchi, K., 1963: The Band Structure of Snowfalls, J. Met. Soc. Japan, 40, 53-70.
 Justo, J. and M. Kaplan, 1972: Snowfall from Lake-Effect storms, Mon. Wea. Rev., 100, 62

-66.

気象庁技術報告, 1968: 北陸豪雪調査報告, 1-481.

Kuettner, J.P., 1971: Cloud bands in the earth's atmosphere, *Tellus*, 23, 404-425.Magono, C., 1971: On the Localization Phenomena of Snowfall, *J. Met. Soc. Japan*, 49, Special Issue, 824-835.Matsumoto, S., 1967: Orographic edge effect on the downstream cumulus activity, *J. Met. Soc. Japan*, 45, 500-503.Matsumoto, S., K. Ninomiya and T. Akiyama, 1967: A Synoptic and Dynamic Study on the Three Dimensional Structure of Mesoscale Disturbances Observed in the Vicinity of a Cold Vortex Center, *J. Met. Soc. Japan*, 45, 64-82._____, _____, _____, 1968: Mesoscale Analytical Study on a Lined-up Cumulus Row Caused by Orographic Effect under the Winter Monsoon Situation, *J. Met. Soc. Japan*, 46, 222-233.

村松照男, 孫野長治, 1976: 沿海州の地形効果によって発生する雲バンドによる大雪, 自然災害科学総合シンポジウム, 387-388.

McMillan, M.C. and D.F. McGinnis, 1975: Snowfall patterns near the Great Lakes, *Mon. Wea. Rev.* 103, 837-838.七沢 謙, 1975: 道央地方における雪エコーの特徴と降雪予報, *研究時報*, 27, 1-12.

Parmenter, F.C., 1974: Observing and Forecasting Local Effects from Satellite Data, Reprinted from Preprint Volume, Fifth Conference on the Weather Forecasting and Analysis, March 4-7, 1974, St. Louis.

Tsuchiya, K. and T. Fujita, 1967: A Satellite Meteorological Study of Evaporation and Cloud Formation over the Western Pacific under the Influence of the Winter Monsoon, *J. Met. Soc. Japan*, 45, 232-250.力武恒雄, 1968: 北陸の降雪に関する中規模じょう乱の解析, *研究特報*, 20, 339-354.

論 壇

地方色豊かな大気現象について、地元の大学と 気象官署との協同観測・調査を

八 木 正 允*

表題のことについて、石狩湾小低気圧のことを例にとり、提案したい。

1. 石狩湾小低気圧についてのこれまでの研究

30年ほど前に、札幌の気象台の一予報官が、石狩地方の豪雪に関連して、石狩湾上の小低気圧の存在を指摘した。以来、石狩湾小低気圧についての論文が、著者の目に付いただけでも、20編余りも発表されている。十数年ほど前からは、日本海沿岸のほかの地方でもこのよう

な渦状小じょう乱の存在が指摘され始めてきたから、そのような類似の現象をも含めれば、小低気圧に関する論文は枚挙にいとまないであろう。いずれにしても、地方色豊かな現象であることには違いなく、ほとんどの論文が地元関係者によって書かれている。まさに、地の利を得た研究と言えよう。

石狩湾小低気圧に関する論文に限って言えば、目新しい事実の指摘は、新しい観測技術・観測網の拡大に伴ってなされてきている(高層観測網、レーダ観測、軌道衛星画像、札幌オリンピック時の船舶観測など)。しか

* S. Yagi, 気象研究所