

北海道西海岸地方の大雪に関する観測・調査研究・予測の変遷

村松 照男

1. はじめに

2010 年 1 月 17 日、石狩平野中部を中心に未明から降り出した激しい降雪で石狩平野の札幌市の北西部から石狩市にかけて 12 時間で最大 60cm を超す集中豪雪が狭い帯状の範囲に集中して降り鉄道交通網をはじめ生活に大きな混乱が生じた。

このように北海道西岸地方の平野部においてしばしば局地的な大雪が降ると人口の集中、高速交通網の集まる都市部やその周辺地域において J R, 地下鉄、空港、路線バス、幹線道路、高速道路網など都市機能の維持や生活道路などに深刻な影響が引き起こされる。とくに特に濃密な都市交通網、都市機能が集中する石狩平野の札幌から岩見沢、千歳などにかけてはさらなる深刻な影響となる。この局地的な大雪が数時間から半日くらいの間に集中に降るとき、地上天気図を描くと石狩湾付近に 1 または 2hPa ごとの等圧線を描くと小低気圧もしくは袋状の低圧部が現れるので、この局地的な大雪と結び付けて『石狩湾小低気圧』による大雪と呼ばれ始めた。図 1 (a) は小低気圧と局地的大雪との関連についての最も古い論文の一つであり、地上気象観測のみをもとにしたものである(長谷川; 1949)。図 1 (b) は札幌気象レーダー観測が開始されたことにより組織化された降水(降水)、弧状エコーとして実態的に捕らえられた報告である(齋藤他; 1968)。図 1 (c) が極軌道衛星で捕らえた雲画像をもとにモデル化したものである(岡林; 1972)。図 2 が長谷川(1949)から 66 年後の『冬季の北海道西岸に生じる収束線とその成因の再整理』の発表資料である。西岸小低気圧型の典型的な大雪に係る南北帯状雲、降水粒子で見ると帯状(弧状)エコーとなる。その組織的な擾乱を予測した NHM (非静力学モデル、格子間隔 5km) による同観測時刻の 975hPa 面での風と降水域の予想結果である(小谷野、2015)。帯状雲および沿海州から伸びる太い筋状雲を数値予報モデルでほぼ予想しており予測可能のレベルまで進化してきている。

この西海岸地方における大雪に関しての 60 年数年間にわたる観測の充実・進化の変遷、現象の把握、発生発達のメカニズムの解明、概念モデル化による構造の理解を図りさらに数値予報モデルの進化により詳細な降雪量の量的予測が図られつつある。現在まで変遷を以下のテーマで整理を行った。

- 1) 1957 年から現在までの大雪に関する観測システムの変遷
- 2) 1950 年代の黎明期から 60 年代の観測・解析の草分け期をへて 70 年代の調査研究の本格的な取り組み、そして 80 年末の帯状雲都の理解の深化
- 3) 『都市豪雪』の取り組み(1991 年～)から『降雪の量的予測(～2000 年)』へ一歩
- 4) 局地的大雪の降雪量の量的予報の進展(2000 年～)

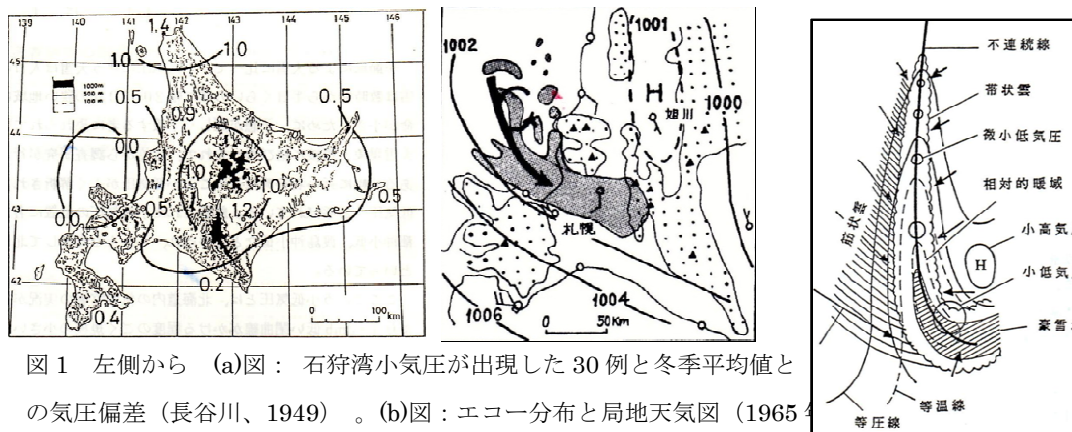


図1 左側から (a)図：石狩湾小気圧が出現した30例と冬季平均値との気圧偏差(長谷川、1949)。 (b)図：エコー分布と局地天気図(1965年2月23日3時)：齋藤他、1968)、 (c) 図：収束雲生成と降雪モデル(岡林、1972年)

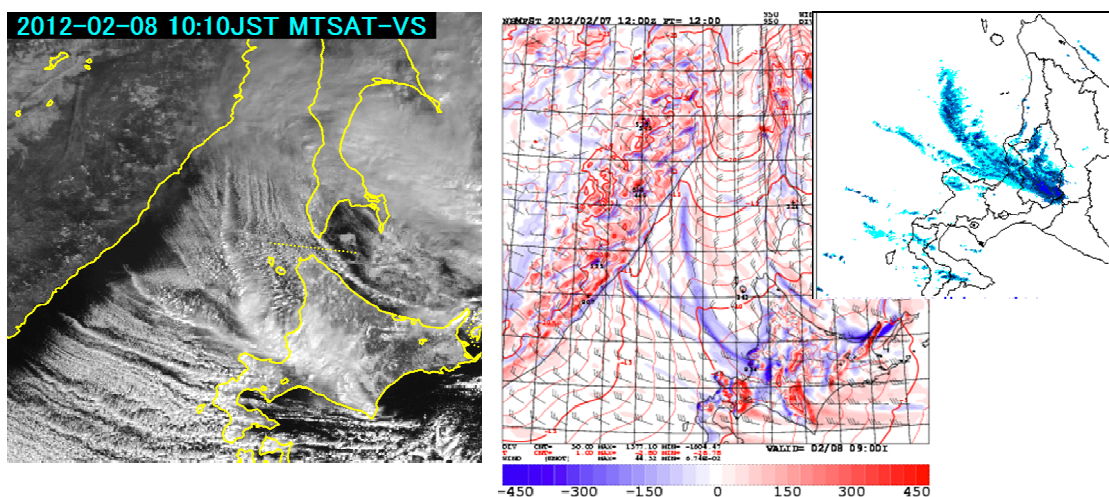


図2：ひまわり可視画像(左図)とレーダー画像(2012年2月8日10時JST：右図)；中図：非静力学モデル(NHM)で計算された冬季の北海道西岸に生ずる収束帯状雲・帯状(弧状)エコーと太い筋状雲

2. 北海道西岸地方の大雪と西海岸小低気圧型大雪

この大雪をもたらす基本的な構造には、冬季、ユーラシア大陸上に滞留した厚さ3kmにも及ぶシベリア寒気が偏西風の蛇行とともに北西流となって北部日本海上に氾濫し、気団変質・湿潤化し積雲対流に組織化されて収束停滞して北海道西海岸地方に集中的な大雪をもたらす。この対流雲の収束帯(気流系の収束線に伴う)を形成、維持するために日本海北部をとりまく周辺の地理的な特別な条件、すなわち主役はシベリア寒気団を滞留させるにアムール川流域の広大な平原があり、北西流に直行する走行を持つ幅およそ200km、標高2000m級の山を含むシホテアリン山脈が日本海と平原を隔ており、さらに北海道の北にはオホーツク海があり季節の進みとともに海氷(流氷)域を拡大、大陸の東岸には間宮海峡を挟んでサハリンの陸地があり、それらが密接に関係して湿潤化した気流の収束を生じ

させ北海道西海上に帯状雲を発生させる。この構造は本州の日本海側の地方に大雪をもたらす『日本海寒帯気団収束帯（JPCZ）と類似性が強い。シベリア大陸の下層寒気の氾濫、その付け根の長白山脈の影響が風下側に伸び、朝鮮半島の陸地と日本海西部の海域とのコントラストで日本海西部での収束帯を形成し帯状雲の発生、その風下側で大雪となる。JPCZ との対比として『日本海北部寒帯気団収束帯（NJPCZ）』と呼べよう。また北海道西海上ではシホテアリン山脈を越流した寒気氾濫による発生した流れに沿うロングチュードモード（Tモード）の筋状雲の中で風上地形による強化されたより一段と太い筋状雲（いわゆる「村松バンド」と呼ばれる）の停滞による大雪も存在する。（村松,1979）。

石狩湾小低気圧型の大雪は発生の位置から北から羽幌沖小低気圧型から南は渡島沖小低気圧などと呼ばれこれら総称して北海道西岸小低気圧型大雪（西岸小低型大雪）と呼ばれている。この大雪現象が起こっている全ての事例を 10 年間の気象衛星画像での事例調査をもとに分類され大項目とその発現割合は、南北帯状雲型（発生率 42%）、曲折帯状雲型（7%）、状雲型（51%）である。最終的にはこの風下側の北海道の収束した雲域が流れ込む地形分布で迂回、せき止め効果の脊梁山脈と広義の石狩平野、太平洋に抜ける石狩地溝帯の存在が降雪の集中をもたらしている。

3. 1957 年から現在までの大雪に関する観測システムの変遷

北海道西岸地方における大雪をももたらす帯状雲、長大な筋状雲を捕らえる観測システムの進化の変遷は、以下のように整理される。

ー1950 年ー

(1)1950 年代 地上気象観測のみの時代・・・大雪時、石狩湾、北海道西海上に低圧部もしくは弱い低気圧循環が捕らえられていた（長谷川 1949）。

(2) 1957 年 稚内、札幌、根室の高層観測（自動追跡システム）開始により気温、湿度、風の鉛直方向の資料が詳しく入手でき総観スケール、中規模スケールにおける立体構造の把握が可能となった。大雪時の観測手段の高度化がスタートした。

(3) 1963 年 札幌レーダー観測開始・・・冬季の気団変質による北海道西海上、西海岸地方におけるおよそ 300km の範囲の降水（降雪）エコーとして観測され、降雪エコーセルの動きとともに帯状エコー、筋状エコーとして大雪現象をとらえ、時間分解能、空間分解能のより詳細な構造を捉え始めた。

ー1960 年ー

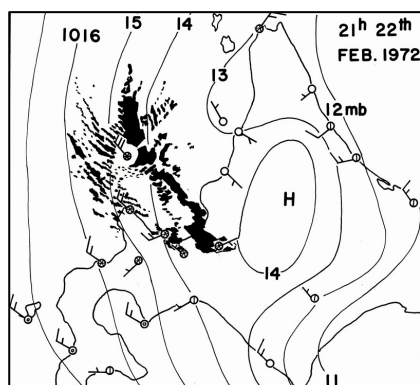
(4) 1960 年以降：水利水害対策、農業気象観測による降水量、降雪量等の観測網の充実が図られ日降雪量、日降水量の把握が従来の气象台、測候所の観測網よりより細かな情報が得られた（1974 年のアメダスの先駆的な観測網）。

(5) 1968 年以降： 極軌道衛星 ESSA,NOAA による観測データの受信が開始され、衛星画像でシベリア大陸から日本海北部、北海道、オホーツク海の雲分布を広域に把握可能となり、西岸小低型の大雪の雲画像として全他像を捕らえた。時間分解能は NOAA で約

6 時間間隔であった。

ー1970 年ー

(6) 1971 年～73 年: 観測船啓風丸による、北海道西海上における「石狩湾小低気圧に関する大雪の特別観測」を実施し、札幌レーダーの探知範囲を越えた西海上域における降雪エコーの動的構造の把的がより詳しく観測された。図 3 は最も典型的な帯状（弧状）エコーが観測されたもので、帯状エコーを境に西側は季節タイプの北西流に沿った筋状雲、東側は東よりの陸風の晴天域でとなっていた。



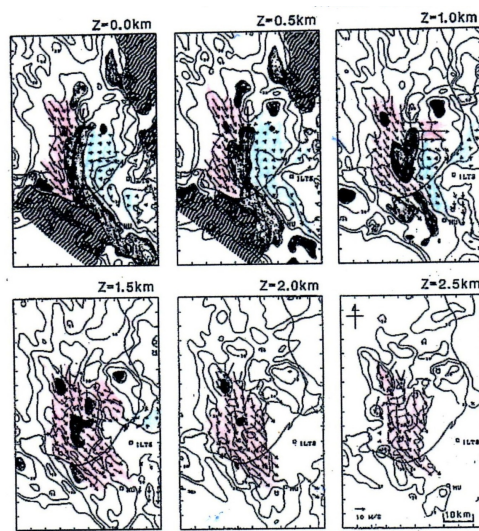
(7) 1974 年以降: アメダス運用開始(積雪深計観測開始は 1979 年)。地上観測における時間分解能(1 時間)、地上観測分布の分解能 (20km) をリアルタイムで観測通報されレーダー観測と合わせて現象の推移の実況把握に大きく進展した。

図 3 石狩湾低気圧にかかる典型的な帯状(弧状)エコー1972 年 2 月 22 日

(8) 1977 年: 静止気象ひまわり(1 号) 打ち上げ・・・連続観測による常時観測の定常化(時間分解能の最小 30 分、分解能は赤道直下で 1.25km (可視画像) 5km (赤外画像)、動画可能となり現象の動的変化をより広域的の捉えることが可能となった。

ー1980 年ー

(9) 1984 年: SDAS (ひまわり受信システム) 開始、地方官署及び民間気象情報会社などでもリアルタイムで衛星資料が見ることが可能となった。これと札幌市少年科学館の気象レーダーの 15 分間間隔を用いた降雪の短時間予測実験が試みられた。



(10) 1985 年: 北海道大学 (以下北大と略す) X バンド 3 次元ドップラーレーダー観測開始。帯状エコーの構造断面を気流の流れとして捕らえた。

(11) 1988 年: 北大 X バンドドップラーレーダーの複数観測により降雪雲の 3 次元気流構造、動的な構造の把握 (図 4)。

図 4 の上段右から地上、下段左高度 1.5km で青の部分が下層の東よりの陸風、赤い部分が主要な北西流場の気流を表す。下層は東よりが卓越しているが、高度を増すほそ北西風系が拡大する構造となっていた。

図 4 2 台のドップラーによる帯状収束雲の観測、各高度の気流系 (佐藤他、1991)。

ー1990 年ー

1991～92 年; 北大グループの複数観測点と気象庁観測船など集中観測の実施、石狩湾で発生した渦状エコー擾の 3 次元構造を解析し発生発達メカニズムの解明を図った。

(12) 1992 年 3 月、道央自動車道でアイスバーン状態下、ホワイトアウトとなり 186 台の

自動車の多重衝突が発生した。降雪強度が短時間で変動し視程を悪化させていたとみられ、高速交通網への降雪量予測の重要性が指摘され取り組みの必要性が焦眉の急となった。

1993 年：札幌総合情報センター、札幌圏を対象に「降雪予測システム」の観測・予報業務を開始。

(13) 1996 年 石狩湾周辺、複数のドップラーによるレーダー集中観測が実施された。

ー2000 年ー

(14) 2003 年 北大、新観測システム、新ドップラーシステムの観測開始。大雪時の擾乱の 3 次元構造の観測研究。

(15) 2005 年 ひまわり 6 号（3 軸衛星の運輸多目的衛星）、赤外 4 チャンネルが加わり多チャンネル化時間分解能の向上が図られた。

(16) 2015 年 ひまわり 8 号打ち上運用開始。高解像度、多チャンネル化：観測頻度や水平分解能を向上させ台風や集中豪雨等の監視機能を強化；（全球の観測が 10 分間隔となり、水平分解能が半分になる。観測種別が 5 バンドから 16 バンドに増加、降雪雲の詳細な動きを常時監視機能で捕らえることが可能となった。

4. 1950 年代の黎明期から 60 年代の観測・解析の草分け期をへて 70 年代の調査研究の本格的な取り組み、そして 80 年末の帯状雲都の理解の深化

(1) 1961 年～62 年札幌管区气象台による「石狩平野の局地的大雪調査(特別観測)」は大雪と石狩不連続線（北陸豪雪と北陸不連続線との関係の類似性）を調査し、1965 年には北海道地方予報技術検討会でテーマとして西岸小低気圧による大雪が取り上げられた。1963 年～66 年 北大では石狩平野積雪観測を計画し 40km 四方の中の 100 本の電柱を雪尺替わりにして積雪深観測行い、1972 年からは小中学校に依頼して毎日、雪尺の観測を行い帯状に集中した降積雪域を解析するなど。ユニークな観測が実施された。

(2) 大雪の予測のためメカニズムの調査が一段と進捗（1970 から 75 年）

気象レーダーに気象衛星写真を加えて、帯状収束雲（岡林 1972）のと降雪機構モデルが提案され、71 年～73 年の間、『石狩湾小低気圧による大雪に関する研究』をテーマ気象研究所との地方共同研究が実施され、1972 年～73 年、啓風丸の特別観測が実施され貴重な海上レーダー観測や高層観測資料などを用い、1973 年、気象庁の全国予報技術検討会では『石狩平野における局地的大雪の構造について』、74 年も同様なテーマで、主要な技術的検討が行われた。1974～75 年には北大と札幌管区气象台との共同研究が実施され、石狩湾小低気圧型の大雪のメカニズムを含む、この時点までの総合報告としてまとめられた（村松、1975,1976）。1975 年の日本気象学会札幌大会のシンポジウムテーマとして『冬の低気圧に関するシンポジウム』で取り上げられ、低気圧の後面の流れのなかでの西岸地方の大雪が報告された。

(3) 北大において『都市の豪雪災害』の研究（1979 年～81 年）が始り、「降雪短時間予測実験」（81 年～）、『西岸帯状収束帯』（84 年～）、『集中豪雪の動的構造』198 年 7～など研

究の取り組みが進んだ。

(4) 1987 年 日本気象学会札幌大会のシンポジウムテーマで『“どか雪” — 日本海における中小規模擾乱』が取り上げられ発表と討議がされた。その中で北海道西岸の“どか雪”のテーマとして； i) 石狩平野の降雪の特徴』(菊地 1988)、 ii) 降雪雲の動的構造 (若濱五郎、1988)、 iii) 北海道西岸における小低気圧 (木部、1988) が報告された。三次元ドップラーレーダーによって降雪雲を観測し温暖前線型構造の不連続線の動的構造が報告された。

(5) 『北海道西岸に発生する小低気圧による大雪に関する地方共同研究』(1986～89 年) が実施され、『北海道西岸に発生する小低気圧の研究(札幌管区気象台、1989)』を含め、1980 年代の西岸小低による大雪に関しての総合報告としてまとめられた。この大雪をもたらす雪雲の今後の動向を予測し発生発達消滅過程の把握を予報担当者の概念の共有化するための分類を行った。過去 10 年間の衛星画像からの全てのケース 276 例を抽出、雲型から見た西岸小低気圧の分類—大雪をもたらす雲の形態別分類と総観場の特徴—で分類した。実例を例示し 131 ページにわたり詳細に分析され、それぞれ具体事例が上げられた。主な分類としては、南北帯状雲型、曲折帯状雲型、うず状雲；の 3 種である。それぞれぞれの出現率は以下のとおりである。

大分類	小分類	500 mb の特徴	850 mb の特徴	地上気圧配置等の特徴	雲型の特徴・その他の特徴	備 考
南 北 帯 状 雲 型	(A 型) (一過性) (停滞型)	・東谷か谷場 ・寒冷低はオホーツク海からカムチャッカ付近で停滞 ・強風帯は本州	・西海上相対的に暖域となる ・二寒気軸 ・弱風域内 (20 kt 以下)	・季節月末期・袋状低圧部 ・主低気圧はカムチャッカ周辺 (停滞性強い) ・北海道は明方内陸高気圧が顕在化することが多い ・気圧傾度は緩い	・帯状雲は南北に立ち西側に弧状にふくらんでいる ・西側は筋状雲、東側は晴天 ・下層の収束域が雲域に対応 ・帯状雲は等圧線に沿う形 ・寿命はさまざま (～2 日)	岡林モデル (1967) 村松・他 (1975) 若原 (1987)
	(B 型) (一過性)	・東谷か谷場 ・西日本東西流 ・寒冷低は北方で不定 ・強風帯は本州	同 上 (500 mb の強風帯とは 50 kt 以上)	・発達した低気圧の後面 ・発達中の低気圧は本州南岸沿いに北東から東北東進 ・主低気圧の強い循環がぬけた頃袋状の低圧部が発生 ・主低気圧の後方 800～1,500 Km の所で大雪発生	・主低気圧が本州南岸にある時北～北北東走向の帯状雲が 1～3 本できる。 ・主低気圧が東海上に去ってから帯状雲は 1 本にまとまって陸上部に流入する ・寿命は短い (～6 h)	・含村松エトロフ型 ・斎藤・他 (1968)
	(C 型) (一過性)	・谷場又は東西流の中をトラフが東進 ・寒冷低は北方で不定 ・強風帯がやや北上する	・寒気軸は 1 つで、日本海中部からやや北部 ・弱風域内	・発達中の低気圧は北海道の南岸近くを東～東北東進 ・以下前項 (南北・B 型) に同じ	・主低気圧の前面では西海上の雲雲は消散 (対流雲) ・主低気圧が東海上に去ってから帯状雲が陸上に流入する ・寿命は短い (～6 h)	含村松エトロフ型

図 5 雲型から見た西岸小低気圧の分類 - 大雪をもたらす雲の形態別分類と総観場の特徴—北海道西岸沖に発生する小気圧に関する総合報告— 南北帯状雲の部分の抜粋 (札幌管区気象台、1989)

I. 南北帯状雲型 (全体に対して発生率 35%)

① A 型 (21%) ・ ・最も一般的な型で、季節風吹きだし末期の弱風領域。西寄り季節風域が筋状雲、西岸からの東風の晴天域の境界に収束域で発生、袋状低圧部、2 寒気軸、寿命は様々で～2 日で一番長く持続する。

② B 型 (7%) ・ ・南北のスケールが最も長い、低気圧の強い循環内の流れの場。

寿命は6時間程度と短い。

③ C 型 (7 %) ・ ・ B 型と同種だが、西側には筋状雲が明瞭。

Ⅱ. 曲折带状雲型 (発生率 6%) ・ ・ 南北带状雲A型が変形し折れ曲がった形状。

Ⅲ うず状雲型 (発生率 28%)

① A 型 (8%) ・ ・ 暴風雪型。パイラル状の対流雲列と暴風雪域の明瞭な循環で。小さな目がある。上空の深まりつつあるトラフか寒冷渦に関連、メソサイクロン型。

② B 型 (3%) ・ ・ 気圧傾度が弱い。循環場の強さが弱い。日本海北部の中央部に発生。

③ C 型 (17%) ・ ・ 明瞭な小低気圧、うず渦の中で最大の規模スケールの雲の渦巻、曲折带状雲から移行。

5. 『都市豪雪』の取り組み (1991 年～) から『降雪の量的予測』へ一歩進捗 (～2000 年)

(1) 1991～92 年 ・ ・ (北大グループ中心)。『都市の豪雪災害の予測と軽減化・防除に関する研究』(北大を中心とした石狩周辺、都市豪雪の集中観測・特別観測の実施； 1993 年：『都市の豪雪災害の予測と軽減化・防除に関する研究』の約 600 ページの総合報告にまとめられた。札幌管区气象台も共同研究『豪雪の実態(1992 年 1 月 22～24 日と予報)』で分担。

(2) 1992 年 日本気象学会秋季大会 (札幌) シンポジウムテーマ『”都市豪雪” - ここまできた降雪の観測と予測 - 』の中で; i).豪雪の実態の予報の現状, ii) 石狩湾周辺の渦状擾乱の内部構造, iii) 下層雲から見た石狩湾上の降雪雲の形成過程; 等のテーマで発表討論が行われた。

(3) 1991 年～93 年 (札幌管区气象台地方共同研究実施:) 『北海道における雨雪、気温、風の面的予報技術の開発』。その中で『北海道における降雪の面的予報技術の開発。降雪量予想の開発』。1994 年(pp47～99)。予報担当者のこの種の大雪の発生期、発達期、最盛期、消滅期など構造把握のため「小低気圧に伴う大雪のメソ天気系概念モデル」を作成情報の一般化共有化モデルを作成した。また天気予報の二次細分区 (石狩地方なら南部、中部、北部に分轄) を対象に MOS (統計的) 手法による降水量予報をもとに雪水比 (降雪量と降水量の比) で換算し 10cm 単位程度の予測を行ったが、大雪の集中性の表現は難しい段階であった。従って小低型の収束带状雲のパターンを予測し収束雲の流入予測行い統計的手法で量的予報を行った。

(4) 1993 年 (札幌総合情報センター) 「降雪予測観測システム」冬期間継続的に除排雪、都市交通網の雪害対応のために札幌市とその周辺を細かな地域に分轄し降雪量、気温、などの実況・予測の情報提供が開始された。

(5) 1997～99 年 (札幌管区气象台地方共同研究実施): 『降水の集中・強化をもたらすメソスケール場の解析と予測に関する研究』のなかで冬型の気圧配置時の降水予測、収束線の構造と降雪構造、収束線の分類と特徴; などの研究で、大雪の集中性、位置、持続性に関して収束域、収束線の重要性が調査された。このことは数値予報モデルによる降雪量の

量的予報の精度向上に必須となるからである。まとめは札幌管区气象台(2000)で報告された。

(6) 1998 年「降雪量の量的予測」として:天気分布予報(格子間隔 20km)、時系列予報(3 時間ごと)の向こう 24 時間予報先までの予報業務が開始された。積雪深計の観測があるアメダス観測点では雪水比で換算して降雪量の予測をおこなった。

(7) 2000 年以降 北大他;ドップラーレーダーを使つての降雪雲、帯状エコーの 3 次元構造の観測、解析について多く報告された。

6. 局地的大雪の降雪量の量的予測の進展 (2000 年～)

数値予報モデルの改良、細密化とともに客観的な降雪量予測が改善されてきた。

(1) 2001 年: 気象庁;『静力学メソスケクトルモデル(格子間隔 10km: MSM)

(2) 2003 年(北大)、新観測システム: 3 次元ドップラーライダーシステム、複数のドップラーレーダーで降雪雲の立体構造観測の充実。(藤吉、2003)

(3) 2004 年: 気象庁における『非静力学数値予報メソモデル』の現業化が図られ、

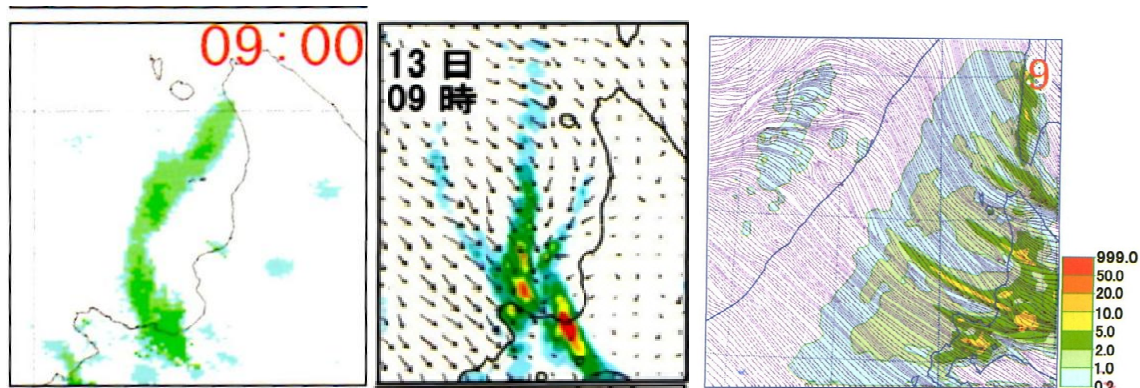


図6 左図:北海道西海岸の帯状雲(降雪エコー) 中図:同時刻を予想したNHMの1時間降水量と地上風ベクトル 右図:防災情報モデルの12時間先の1時間降水量(太い筋状雲)と風の流線札幌管区气象台:2006)

2003 年～2005 年;札幌管区气象台:『非静力学数値予報モデルによる大雪に関する地方共同研究』が実施され、この数値予報モデルを用いて、『冬型降雪に関する地域特性』をこのモデルで再現実験が行われた。第5図は収束帯状雲の予想(中図)とその時の1時間積算雨量の実況値(エコーの累積)の対応がよい。沿海州の特定地点から伸びる太い筋状雲(村松バンド)に対応した1時家間積算降水量の予想(右図)。筋状バンドと流線がほぼ対応していた。

(4) 2007 年 気象庁非静力学モデル(JMANHM), 格子間隔 5km
で改良された数値予報モデルが実用化された。さらに初期場の改良が進んだ。

(5) 2009 年 『寒気吹きだし時に日本海北部に発生する太い筋雲の形成メカニズム』報告; Ohtake, H., et al, 2009) .沿海州シホテアリニ山脈中央部のある特定の場所付近から風下側に周辺の筋雲寄りも幅の広降雪バンド(太い筋雲)が発生し(“村松バンド”、村松:1979)、北海道西海岸地方に局地的な大雪をもたらす。このバンドの形成メカニズムを数値モデル

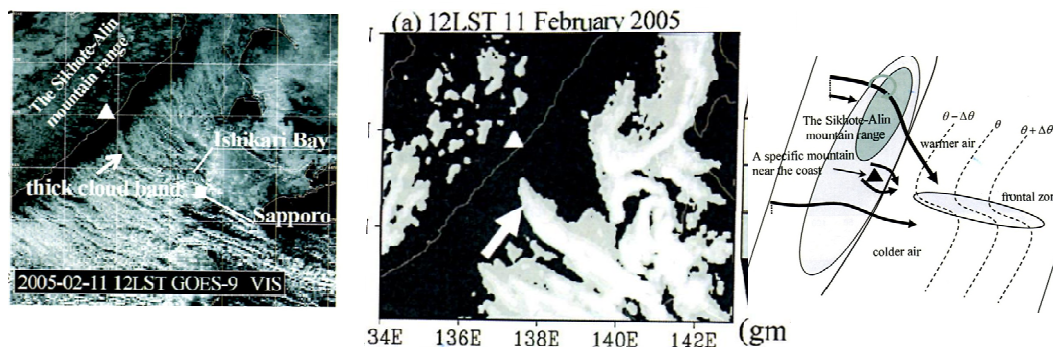


図7『寒気吹きだし時に日本海北部に発生する太い筋雲の形成メカニズム』の数値実験（大竹他、2009）：左図、衛星可視画像と太い筋状雲の発生、 中図：数値計算で計算された対応する太い降雪バンド雲；右図： 太い筋雲の 形成メカニズムの模式図 ； 点線は海上で下層の温位の等値線。

で計算し、山岳の南北の高低差により流出した寒気の温位差を生じ前線が形成されると明らかにした。ほぼ同じ位置に停滞しやすく局地的な大雪をもたらし、一方、収束帯状雲の側面から合流収束し風下側より強い降雪なる(図2参照)。

(6) 2009年：『北海道の降雪雲』報告（藤吉,2009）の中で、北海道に豪雪をもたらす雪雲として以下の整理を行っている。i）北海道西岸帯状雲、ii）渦状擾乱、iii）村松バンドと地形効果、iv）筋状雲内の気流構造、⑤雪雲と地形効果などのテーマで、Xバンド3次元ドップラーの観測をもとに北大低温研究所における降雪科学部門の新設（1981年）以降の取り組みがまとめている。

(7) 2012年、西海岸低気圧に伴う収束帯状雲と沿海州の山岳の特定地点から伸びる太い筋状雲（村松バンド及びその南）が交互に現れ岩見沢地方を中心に記録的な豪雪に見舞われた（金田,他,2012）。

(8) 2015年 ひまわり8号運用開始。高解像度、画像取得間隔が短く

なりセルなどの動きを詳細に見ることができるようになった。多チャンネル観測が可能となった。

(9) 2015年 NHM を使った『冬季の北海道西岸に生じ収束線とその成因の再整理（その2）』（小谷野,2015）は、図2の中図 JMANHM-5km 格子の 975hPa 面 予想図(2月8日10時)。図8は収束線の要因となる下層風系について北海道西岸に生じる収束雲の要因となる下層風としては、①大陸から吹きだす北西風、②大陸の地形によって変形された北西風、③間宮海峡を吹き抜ける北風、4オホーツク海からの北東風、④北海道内陸部から吹きだす陸風の4本。

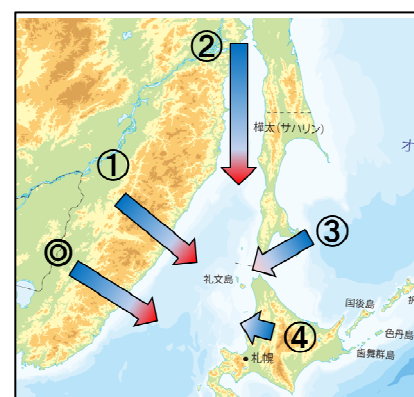


図8 冬季、北海道西岸沖に発生する主要な4本の収束線の要因となる下層風系（i1）。（小谷野、2015）。

(10) 2016 年 1 月 29 日大雪事例から探る石狩湾周辺の降雪強化メカニズム』

(小谷野、2016) において石狩平野に局地的な大雪をもたらす沿海州の山岳影響によってもたらされる太い筋状の収束状雲、降雪バンドが積丹半島から石狩湾付近を通る時に降雪が強化される。気象庁非静力学モデルによって数値予報の再現実を行った報告である。これによると内陸に形成された降水蒸発による冷氣層の影響（乗り上げる）と積丹半島の地形効果がなく手稲山系の迂回流の効果が大きく降水強化に寄与していることが示めされている。今後さらなる事例解析がされるが、带状収束雲による大雪の量的予想は、带状雲そのものの発達、停滞、維持、そして、その先端である降雪が集中する平野の周辺地形による降水強化が最終的に量的予想におおきく寄与するだろう。

7 北海道西海岸地方の大雪まとめ

シベリア大陸のアムール川流域に滞留する寒気が日本海北部で気団変質し不安定化し雲列を発生する。4 方向からの気流系の組み合わせで収束線、収束帯にでき集中し南北带状雲、曲折带状雲を形成し循環が強化されて渦状雲となる。北海道の地形の影響による降雪の集中、位置、期間の予想、降水による冷氣塊の強化、带状の集中豪雪となる。一方で、西北西流に沿って発生する筋状雲が沿海州の山岳で強化されたものが停滞、集中化で雪雲が停滞もしくは上陸・陸地へ侵入；西海岸地方に降雪が集中、大雪とメカニズムの解明に理解が進み、次のステップとして、気象庁非静力メソモデルや(格子間隔 5 k m)、局地モデル(2km)を用いて量的予想が期待される。モデルの精緻化で、最終的に陸上でいかに集中的な降雪域が予想されかが宿題となろう。初期場をいかに改善して非静力学数値予報モデル(NHM)の改良進化の両輪とで北海道西海岸地方における降雪予想を期待したい。もちろん、現象を素早く理解する目は重要さは言うまでもない。

謝辞：

本稿は日本気象学会北海道支部 60 周年記念講演の中で発表した『北海道西岸地方の大雪に関する観測・調査研究・予測の変遷』をまとめたものである。講演の機会を頂いた北海道支部の長谷部支部長をはじめ関係者各位にお礼を申し上げます。支部が結成された 1957 年が北海道における高層観測の自動化が始まった年であり、札幌レーダー、気象衛星、ドップラーレーダーと観測手段が進化し北海道西岸の大雪現象のメカニズムの微細構造の解明と予測は大きく進捗した。北海道大学や各大学研究機関の研究者の各位、大雪の予測、量的予測を図り、数値予報モデルによる予測の段階までに至った气象台、業務化に努めた日本気象協会、札幌圏の都市豪雪災害防止、生活道路の除排雪を目指して業務化を図った札幌総合情報センターなどなどの関係各方面による観測・調査研究・予測への歴史的な努力により大雪の量的予測が実用化に進んだ。この歴史的な変遷の一端をまとめ紹介する機会を得たことに感謝をいたします。

引用文献

- 岡林俊雄, 1972: 気象衛星から見た雪雲と降雪について. 気象研究ノート, 113, 74-106.
- 藤吉康志, 若濱五郎, 1987: 気象衛星”ひまわり”画像による北海道西岸帯状収束雲の発現過程の分類, 低温科学, 46, 171-178.
- 藤吉康志, 坪木和久, 小西啓之, 若濱五郎, 1988: 北海道西岸帯状収束帯のドップラー観測 (I) —温暖前線型, — 天気, 35, 427- 439.
- 藤吉康志, 2003: 北大低温研の新気象システムの紹介. 細氷, 49, 14-15.
- 藤吉康志, 2009: 北海道の降雪雲. 日本雪氷学会北海道支部 50 周年記念誌, 1-5.
- 長谷川徳太郎, 1949: 北海道西海岸に発生する副低気圧について. 研究時報, 1, 207-212.
- 金田康弘、他, 2012: 2011-2012 年冬期北海道岩見沢市を中心として発生した大雪について (その 1) 北海道の雪氷, 31, 115—118.
- 木部俊一郎, 1988: 北海道西岸における小低気圧「どか雪」—「日本海における中小規模じょう乱」報告, 天気, 35, 146-151.
- 木部俊一郎, 1988: 『 “どか雪 “北海道西岸における小低気圧』報告, 天気, 35, 146 - 151.
- 菊池勝弘, 1987: 北第理学部気象研究室の 30 年 (気象学会北海道支部 30 周年記念講演), 細氷, 33, 7-23.
- 菊池勝弘, 1988: 『 “どか雪 “一石狩平野の降雪の特徴—』報告, 天気, 35, 137 - 140.
- 河野安威、孫野長治, 1967: 石狩湾小低気圧の研究、北海道大学地球物理学研究報告, 18, 71-81.
- 小谷野 陽介, 2015: 冬季北海道西岸に生じる収束線とその成因の再整理 その 2 ; 平成 27 年度気象学会北海道支部研究会要旨, 細氷, 7-8.
- Mgono, C., 1971: On the localization phenomena of snowfall, *J. Meteor. Soc. Japan*, 49, 824-835.
- 村松照男, 小倉士郎, 小林尚治, 1975: 北海道西海岸小低気圧の大雪. 天気, 22, 369-379.
- 村松照男, 1976: 石狩湾小低気圧による大雪. 札幌気象 100 年記念論文集, 31-49.
- Muramatsu, T. 1979: The cloud line enhanced by upwind orographic features in winter monsoon situation. *Gophys. Mag.*, 38, 1-15.
- Ohtake, H, M. Kawasima, and Y. Fujiyosi, 2009: The formation mechanism of a thick cloud band over the northern part of the Sea of Japan during cold air outbreaks. *J. Meteor. Soc. Japan*, 87, 289-308.
- 斉藤 実, 陣岡富二男, 松田 一, 里見穂, 小花隆司: 北海道石狩湾付近の降雪のレーダー解析, 天気, 15, 42-50.
- 札幌管区気象台, 1989: 北海道西岸に発生する小低気圧の研究, 技術時報別冊 38 号, 1-137.
- 札幌管区気象台, 1994: 北海道西岸における雨雪, 気温, 風の面的予報技術の開発, 技術時報別冊 45 号, 1-127.
- 札幌管区気象台, 2000: 降水の集中・強化をもたらすメススケール場の解析と予測に関する研究, 技術時報別冊 50 号, 47-102.

札幌管区气象台,2006: 非静力学モデルによる地域気象特性の研究, 技術時報別冊 54 号, .
若濱五郎,1988; 『“どか雪” “日本海における中小規模じょう乱” 報告, 天気, 35,141 - 146.
予報技術検討会資料, 1973 : 石狩平野における局地的大雪の構造について,,札幌管区气象台,
1-48.
予報技術検討会資料,1974: 北海道西岸の小低気圧にともなう西部の大雪, 札幌管区气象台, 1-66.