

5. 日本海豪雪の中規模的様相*

浅井 富雄**

1. はしがき

冬期、我国、とりわけ日本海に面する地域は世界有数の豪雪地帯である。したがって、豪雪に関する研究も数多く積重ねられてきた。なかでも、最も組織的に行われたのが1960年代に気象研究所が実施した「北陸豪雪特別研究」である。それから、20年を経過した今日、その間の研究成果をふり取り、今後の課題についてふれてみよう。

2. 豪雪の機構と予測の問題点

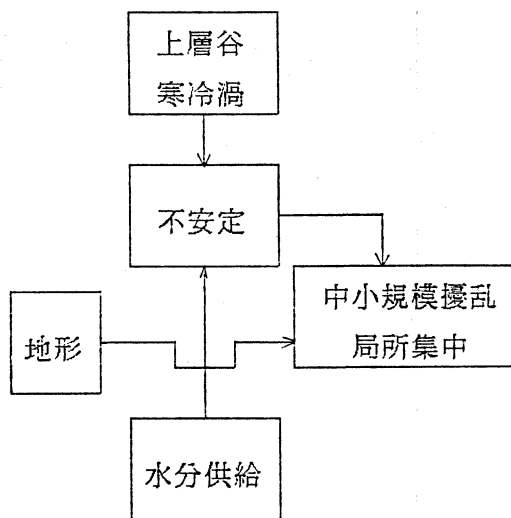
豪雪機構の解明という観点からこれまでの研究を整理すると、次の三つに大別される(第1図)。即ち、

(1) 豪雪の源である水分がどのようにして大気に供給され蓄積されるのか?

アジア大陸上の寒冷な乾燥した気団が北西季節風として温暖な日本海上を吹送する間に大量の水蒸気が海から供給される。供給された水蒸気はその近傍で降水として失なわれることなく、また上層へ或いは遠方へと運び出されることなく、海上 2~3 km 以下の気層に蓄積される。これは亜熱帯高圧域から赤道へ向かう貿易風が熱帯海洋上において貿易風逆転層下に水蒸気を蓄積する過程によく類似している。気団変質過程が主な内容となるであろう。

(2) 蓄積された大量の水蒸気がどのようにして降雪として解放されるのか?

大気の力学的・熱力学的不安定の形成と維持にかかわる問題である。中・高緯度帯において上層の偏西風波動が増幅し、時にはその気圧の谷が極度に発達して切離低気圧が形成する。それは寒冷な渦であり、寒冷渦(cold vortex)ともいわれ、日本海から更に本州上へ南下することがある。そのような状況下では、高度 500 mb レベル付近で気温が -40°C 以下に達することも稀ではな



短期予報 短時間予報

Short-range Nowcasting
Forecasting

第1図 日本海豪雪に関する研究課題

く、この寒冷な上層と(1)で述べた気団変質による温暖多湿な下層とで厚い対流不安定層が形成される。

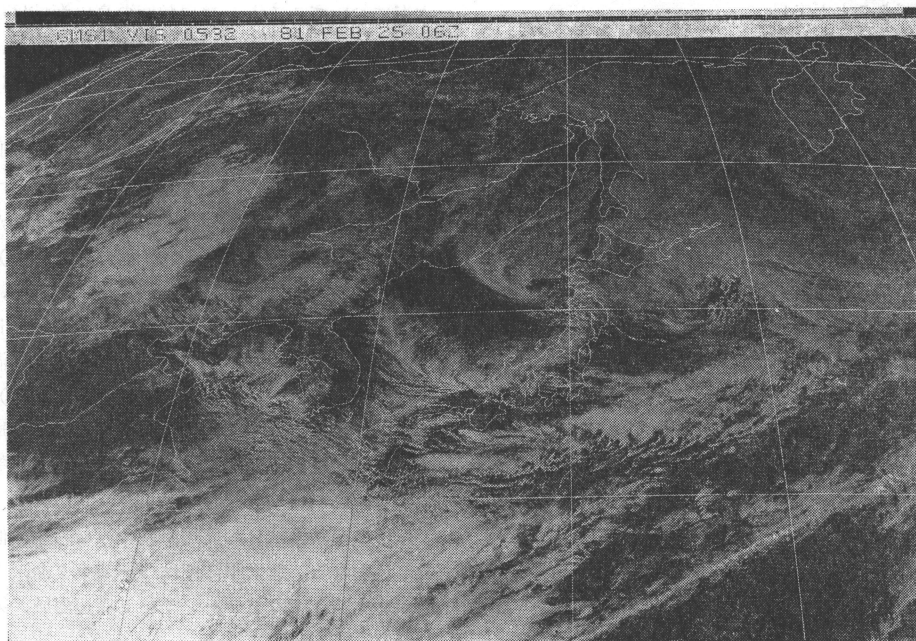
(3) 降雪がどのようにして或る特定の場所と時間に集中するのか?

降雪の局所集中化は地形と中規模擾乱が関与する。

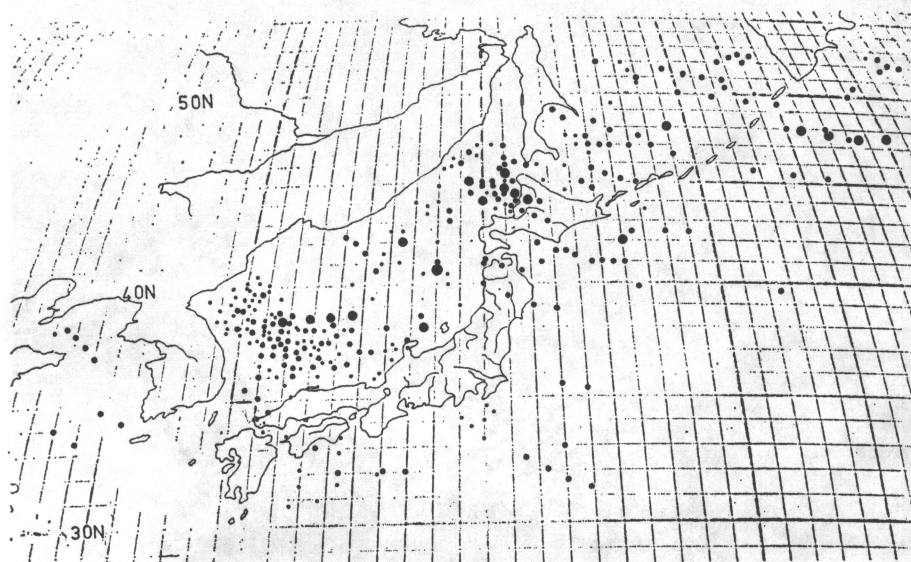
豪雪予測の観点からは(1)と(2)は短期(〜日)予報——short-range forecasting——, (3)は短時間(〜時)予報——nowcasting——の基礎となる。(1)と(2)についての我々の理解は深まったが、(3)については今後の

* Meso-scale features of heavy snowfalls in Japan
Sea coastal regions of Japan

** Tomio Asai, 東京大学海洋研究所.



第2図 日本海上に中規模渦状雲の見られる GMS 雲画像 (1981年2月25日15時).



第3図 1983年12月～1984年3月の4か月間、GMS 画像で見出された中規模渦状雲の分布。大・中・小の黒点は渦状雲のサイズがそれぞれ～200 km, ～100 km, ～50 km に対応する。

研究に待つべきことが多い。

近年、気象衛星観測によって、数 10～数 100 km の水平規模をもつ中規模擾乱が対流雲系として明瞭に示されるようになった。これらは従来の気象観測網では検出し難いものである。ここでは、(3) の課題に限定しよう。

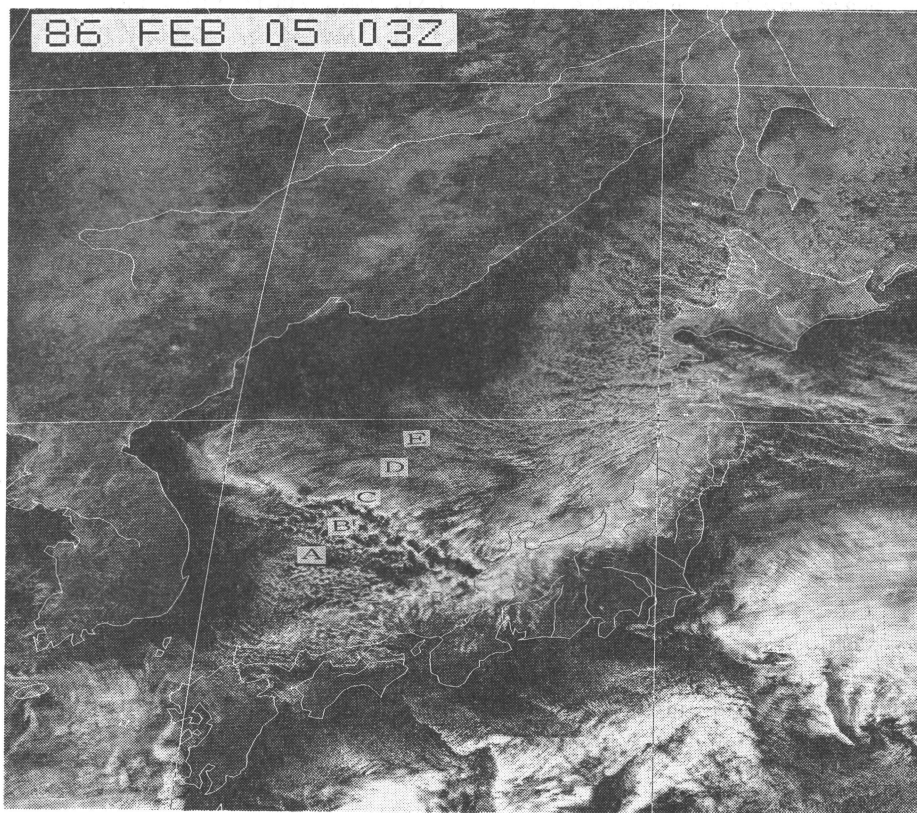
3. 中規模渦状雲

1978年以降の静止気象衛星「ひまわり」による3時間毎の可視および赤外の雲画像から、主として冬期日本近傍で発現する中規模渦状雲を検出し、その地理的分布を調べた。一例として、1981年2月25日15時の可視画像と1983年12月～1984年3月の冬期4か月間に観測された中規模渦状雲の分布（浅井，三浦，1988）とをそれぞれ第2図，第3図に示す。第3図の大・中・小の黒点は渦状雲のおおよそのサイズがそれぞれ～200 km (150～300 km)，～100 km (70～150 km)，～50 km (20～70 km) 点に対応する。

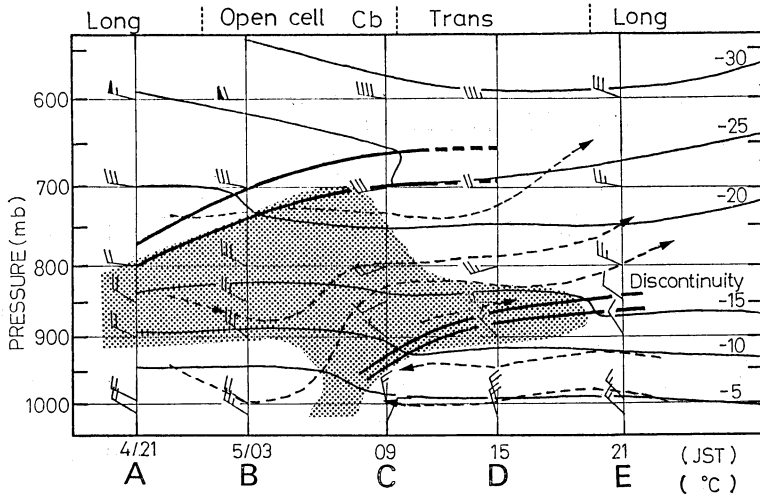
中規模渦状雲は日本周辺海上で多数見出されるが、日

本海についてみると、発現頻度の高い海域は第一に(1) 朝鮮半島東方、次いで(2) 北海道西方の二つに限定される。（なお、済州島や屋久島の南東海上にしばしばカルマン渦列と思われる渦状雲列が現われるが、本論における対象とはしない。）これらの渦状雲には10時間以上追跡できるものがあるが、多くは数時間のライフタイムである。渦状雲は低気圧性の回転を示し、北西から南東方向に $\sim 10 \text{ ms}^{-1}$ の速さ（ほぼ下層の風に相当）で移動する。これらの一部は本邦日本海沿岸に上陸し、間もなく消滅する。これまでに、北陸や山陰を始め日本海沿岸地方で、レーダーや地上気象観測から中規模渦状擾乱の存在が報告されていた（例えば、宮沢，1965）。そして、それらは沿岸近くで発現するものと考え、沿岸海上に形成される局地的不連続線或いはシアライン等に発生の原因を求めた（e.g., Asai and Miura, 1981）。

類似の渦状雲は日本周辺海域のみならず、他の海洋上でも見られる。北太平洋ではベーリング海、アラスカ湾、北大西洋ではグリーンランド周辺海域、ノルウェー



第4図 1986年2月5日12時の GMS 雲画像。

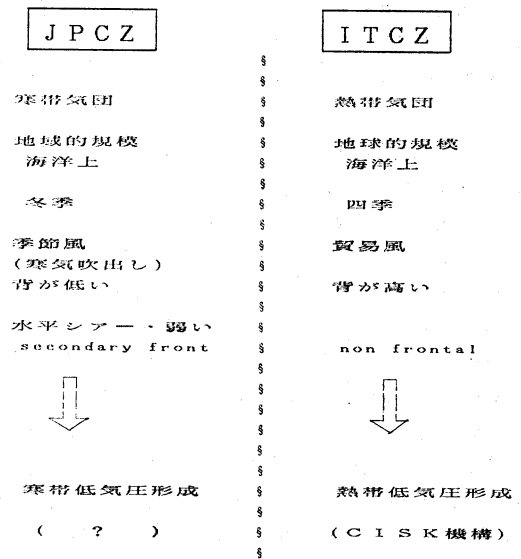


第5図 気象庁観測船啓風丸による带状雲の横断観測(第4図のA, B, C, D, E)に基づく鉛直断面解析. 等温線を実線, 断面に沿う流線を破線, 湿度が 5°C 以下の湿潤層を陰影で示す。(気象庁海洋気象部 荒川ら(1988)による)

海, バレンツ海等, また, 北米大陸の五大湖上, 南極大陸周辺海上でも観測されている. 北太平洋, 北大西洋上での小低気圧はしばしば寒帯底気圧 polar low (ときには arctic low) と呼ばれ, 盛んに研究されている. それらのサイズは $100\sim 1,000\text{ km}$ まで広範囲にわたっているが, いずれも冬期, 相対的に暖かい海洋上の寒帯気団内に形成する小低気圧という点で共通している.

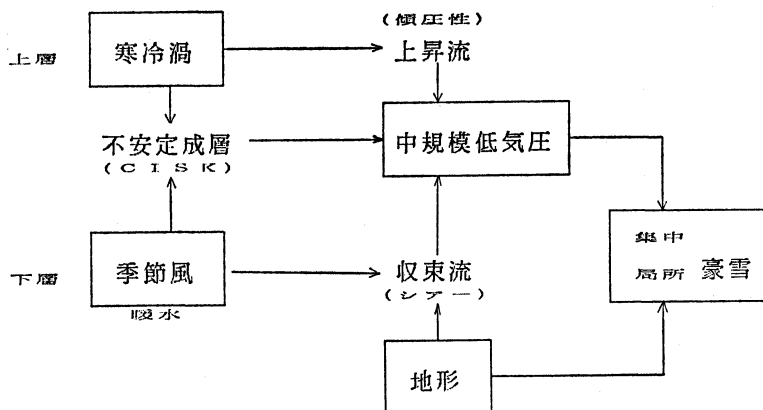
4. 日本海寒帯気団収束帯 (JPCZ)

冬期, 北西季節風卓越時, 日本海上には北西から南東へ走る多数の筋状雲が発現することは周知の通りであり, また, 鉛直シアのある風場における熱対流として理論的にもよく理解されている. その中で, 朝鮮半島の東側を北西から南東に日本海を横切って朝鮮半島つけ根から北陸・山陰付近に達する带状雲の見られることがある(岡林1969, 他). 遠藤ら(1982)が1975~1977年の三冬期間を通して得た带状雲の発現頻度の最も高い位置は前節で示した中規模渦状雲の頻発域と一致する. そこはまた, 海陸分布と地形の影響により寒帯気団内に形成された水平シアを伴う収束帯でもある. 即ち, (1) 朝鮮東方海上では沿海州からの北よりの風と朝鮮半島からの西(北西)よりの風とにより収束帯が形成される. (2) 北海道西方海上では沿海州からの西よりの風と北海道からの東よりの風とにより収束帯が形成される. 収束



第6図 日本海寒帯気団収束帯 (JPCZ) と熱帯収束帯 (ITCZ) の対比

帯の形成には陸風が重要な役割を果たすが, 更に, 沿海州や朝鮮半島の沿岸部山岳地帯からのカタバ風が収束帯の強化に貢献している. これら収束帯はグローバルな熱帯収束帯 (ITCZ) に比してローカルな現象ではあるが,



第7図 中規模渦（中規模低気圧）形成と日本海豪雪機構のモデル

それを日本海寒帯気団収束帯 (Japan Seapolar Airmass Convergence Zone, 異称 JPCZ) と呼ぶことにする。

最近の北大グループ (1984, 1986) や気象庁海洋気象部メソ気象調査グループ (1988) の観測的研究および気象研究所グループ (永田・猪川ら, 1986) の数値実験的研究は上記現象の解明に貢献することが期待される。

とりわけ、最近実施された気象庁観測船啓風丸による日本海西部带状雲の横断観測の結果 (荒川ら, 1988) は興味深い。第4図は1986年2月5日12時の「ひまわり」可視画像である。雲の分布様式が西 (朝鮮半島東岸) 側の平行ロール (longitudinal roll) から東へ、開細胞 (open cell), 積乱雲 (Cb), 直交ロール (transverse roll), 平行ロールへと順次変化している。これらを横切る鉛直断面 (第5図) を見ると、下層で Cb 域付近に朝鮮からの西よりの暖気と沿海州からの北よりの寒気との間に弱い二次的不連続面を形成し、風の収束 (断面に沿う向きの風の成分) と cyclonic な水平シアーを伴っている。遠藤ら (1984, 1986) も二次的フロントを想定しているが、西側の空気は海上吹走距離が短いため、昇温が少なくより寒冷としている。どちらがより寒冷かについては今後の調査に待たねばならないが、気象・海況条件によってどちらの場合も起こり得るであろう。重要な点はいずれにしても二次的フロントを伴う収束帯が形成することである。ただし、西側暖気説は roll 状対流雲をすべて longitudinal モードとして説明することができる。日本海寒帯気団収束帯 (JPCZ) の特徴を熱帯収束帯 (ITCZ)

のそれと対比してまとめたのが第6図である。

5. 日本海豪雪モデル

これまでに得られた研究成果に基づき、冬期本邦日本海側の豪雪機構をモデル化して模式的に示したのが第7図である。

(1) 上層の気圧の谷、とりわけ切離低気圧 (cut-off low) 或は寒冷渦 (cold vortex) として日本海上へ南下 (停滞) することが豪雪の back ground 形成にとって重要な要因となる。

(2) 下層で北西季節風が海面水温の高い日本海上を吹走する。季節風は必ずしも強くなくてもよい。それが強い時には山雪型になり易い。(1) と (2) により厚い潜在不安定層が形成される。

(3) 寒冷渦に伴う力学的上昇流と地形効果により誘起される季節風内の収束帯は上記の潜在不安定層で中規模擾乱を形成する。その擾乱の力学的性質については不明な点が多いが CISK 機構が第一義的なもの、水平シアーに起因するもの、或いは傾圧性が最重要なもの等、これら要因の組み合わせによって水平スケールや構造に差異のある中規模低気圧が生じ得る。

上記擾乱が降雪を局所集中化させるであろう。このような subsynoptic cyclone を寒帯気団内の低気圧という意味で包括的に寒帯低気圧 (polar low) と呼ぶこともできる。私は水平シアーを伴う収束帯で発生し海面からの熱補給・対流活動で駆動された小型の低気圧 (～数

10 km)と傾圧性・寒冷渦域に発生し CISK 機構で駆動された中型の低気圧(～数 100 km)に大別できるのではないかと推測している。いずれにしても(3)項に、今後の解明を待たねばならない問題が多く含まれている。

参考文献

- 荒川正一, 他 (メソ 気象調査グループ), 1988: 冬期日本海における帯状雲のメソ構造—啓風丸の特別観測の解析—。天気, 35, (印刷予定)。
 Asai, T. and Y. Miura, 1981: An analytical study of meso-scale vortex-like disturbances observed around Wakasa Bay area. J. Meteor. Soc. Japan, 59, 832-843.
 Endoh, T., K. Hozumi and C. Magono, 1984: Formation mechanism of a notable cloud system that causes heavy snowfall and a tentative prediction of its behavior. J. Natural Disaster Sci., 6, 31-42.
 Forbes, G.S., and J.H. Merritt, 1984: Meso scale vortices over the Great Lakes in wintertime. Mon. Wea. Rev., 112, 377-381.
 Hozumi, K. and C. Magono, 1984: The cloud structure of convergent cloud bands over the Japan Sea in winter monsoon period. J. Meteor. Soc. Japan, 62, 522-533.
 Mass, C.F. and D.P. Dempsey, 1985: A topo-

graphically forced convergence line in the lee of the Olympic Mountains. Mon. Wea. Rev., 113, 659-663.

宮沢清治, 1965: 北陸地方の豪雪について (4)—中規模のうず性じょう乱と豪雪雲—, 研究時報18巻, 22-29.

元木敏博, 里見 穂, 1981: GMS-1 による季節風の短時間連続観測(第一報), 気象衛星センター技術報告, No 3, 15-24.

Nagata, M., M. Ikawa, S. Yoshizumi and T. Yoshida, 1986: On the formation of a convergent cloud band over the Japan Sea in winter: numerical experiments. J. Meteor. Soc. Japan, 64, 841-855.

岡林俊雄, 1969: 昭和44年1月上旬の日本海側大雪のときの気象衛星写真。天気, 16, 79-80.

内田英治, 1979: V字型の雲のボタンと日本海沿岸の大雪。天気, 26, 287-298.

八木正允, 1985: 冬期の季節風の吹き出し方向に対して, おおよそ直交する方向にロール軸をもつ大規模な雪雲。天気, 32, 175-187.

八木正允, 村松照男, 内山徳栄, 黒川信彦, 1986: 大陸沿岸の地形の影響を受けた日本海上の帯状収束雲と Cu-Cb ライン。天気, 33, 453-465.

山岸米二郎, 土井雅彦, 1988: 強い突風を伴った polar low. 投稿予定.

討論及び総合討論の記録とあとがき

討 論

座長: 遠藤辰雄, 播磨屋敏生, 巽 保夫
 記録: 上田博, 若原勝二

若濱氏に対して

山中(山口大・教育): セル構造のメカニズム等を知る上で, 温度の鉛直分布を知ることがぜひ必要であると考えるがどうか? フロント上の波状構造もそれを踏まえないと, Kelvin-Helmholtz 不安定とは言えないのではないか?

若濱: Kelvin-Helmholtz 不安定と断定したわけではない。近い将来, 温度プロファイルを測定できるようにしたいと考えている。

浅井: シアーフロントを温暖前線とみなしているが, 陸上通過時の気温の時間変化と整合性があるだろうか?

若濱: 前線が西方海上からの相対的に温暖多湿な気流に押されて, 陸側に向かって通過するが, 通過時の石狩低平地のアメダス資料によると, 気温は2～3°C上昇する。

木部: バンドは温暖前線であるという説明でしたが, 目標のバンドを陸側から海側に横切るとき, 風向はどうか?

若濱: 反時計回りに変化している。

木部氏に対して

山中: 衛星写真による分類を行われたが, 全ての雲が同じ高度幅に存在していると考えてよいのか。