



# HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	気象衛星“ひまわり”画像による北海道西岸带状収束雲の発現過程の分類
Author(s)	藤吉, 康志; FUJIYOSHI, Yasushi; 若浜, 五郎 他
Citation	低温科学. 物理篇, 46, 171-178
Issue Date	1988-03-10
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/18557">https://hdl.handle.net/2115/18557</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	46_p171-178.pdf



Yasushi FUJIYOSHI and Gorow WAKAHAMA 1987 Short Report: Classification of Appearance Process of a Convergence Band Cloud Formed on the West Coast of Hokkaido Island as Revealed by GMS Imagery. *Low Temperature Science, Ser. A*, **46**.

## 気象衛星“ひまわり”画像による北海道西岸带状収束雲 の 発 現 過 程 の 分 類\*

藤 吉 康 志 ・ 若 浜 五 郎

(低温科学研究所)

(昭和62年10月受理)

### I. 緒 言

北海道西岸小低気圧（以下西岸小低という）による大雪については、長谷川<sup>1)</sup>以来多くの研究がなされてきたが、未だにその発生機構は明らかにされていない。村松<sup>2)</sup>はこれまでの西岸小低に関する研究成果をまとめ、西岸小低を構造と成因別に、(1)袋状小低圧部型と(2)明瞭な小低気圧循環型の二つに分け、(1)を更に二つに、(2)を三つに分けている。(1)の場合にはほぼ南北にまっすぐに伸びた長さ数100 km、幅数10 kmの太い带状雲が北海道西岸に現れ、(2)の場合には、低気圧性の回転を持つ曲率の大きな带状雲が現れることが知られていた。しかし、最近小林他<sup>3)</sup>は、衛星画像を主に用いた解析から、南北に伸びた带状雲は(2)のタイプの中規模渦状擾乱が衰弱した後顕在化すると述べている。

気象衛星“ひまわり”が打ち上げられる以前の研究は、天気図、地上気象観測データ及びレーダーデータの解析を中心に行われてきたため、西岸小低または带状雲の上陸地点付近の構造についてのみ詳しく調べられてきた。しかし、これらの擾乱は、日本海上で発生・発達するため、時間分解能のよい気象衛星画像の利用なくしては、その全体像を捉えることは困難である。しかしながら、気象衛星“ひまわり”が稼動を開始した1978年以降、西岸小低及び带状雲の解析に気象衛星画像を利用したまとまった研究報告は、小林他<sup>3)</sup>以外には無い。

そこで本研究では、西岸小低及び带状雲の発生から消滅に至るまでの機構を明らかにするための前段階として、気象衛星画像上での西岸小低及び带状雲の発生頻度、出現場所及びライフサイクルを調べたので以下に報告する。

用いたデータのうち、1978年12月から1982年3月までは気象衛星センターにある高分解能画像を接写したものであり、1982年12月から1983年3月までは本研究所の“ひまわり”受信受画装置(JRC社製)に印画されたものである。

\* 北海道大学低温科学研究所業績 第3103号

## II. 結 果

### 1. 出現回数

12月から3月までの冬期4カ月間に発生した回数を、1978年12月から1986年3月までの8シーズンについて調べた。回数のおえ方は、1つのイベントが続いている限りは1回としている。逆に、どんなに寿命が短くとも3時間毎の画像の1枚にでも現れていれば、同じく1回として数えている。西岸小低の発生位置は、本研究では北海道の西海上に限らず、樺太の西海上も含めている。従って、発生した西岸小低の全てが北海道に大雪をもたらすと言うわけではない。更に、上空に雲が存在していたため、発生した擾乱の検出が出来なかった場合もあるはずであり、ここに示した回数は必ずしも絶対的な数値ではない。しかし、全体的な傾向を見るには差し支えない程度には正確である。

8シーズン(=32カ月)で発生した総数は116回であり、1シーズン平均約15回である。第1図に示した各旬別の発生回数を見ると、1月20日~2月20日の1カ月間に全体の半分近くが集中していることが分かる。

### 2. 発生場所と場所別の出現回数

村松<sup>2)</sup>は、ほぼ南北に伸びた曲率の小さな带状収束雲が発生したときの主低気圧の中心位置によって、カムチャッカ型とエトロフ型の二つに分けているが、ここでは両者をまとめて、

#### A 北海道北東海上型

とする。(2)のタイプの場合には、中小規模渦状擾乱の発生場所によって、

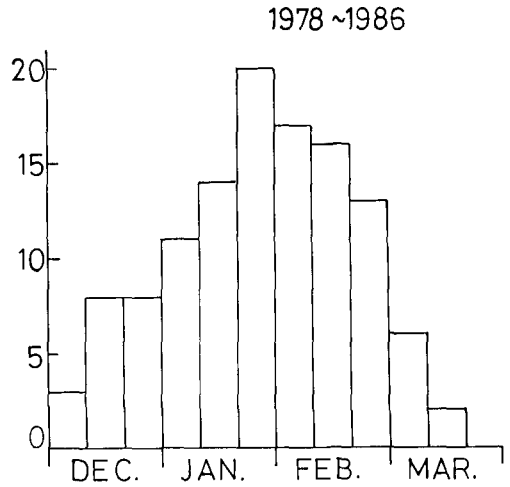
#### B 樺太西海上

#### C 樺太南端から宗谷海峡西海上

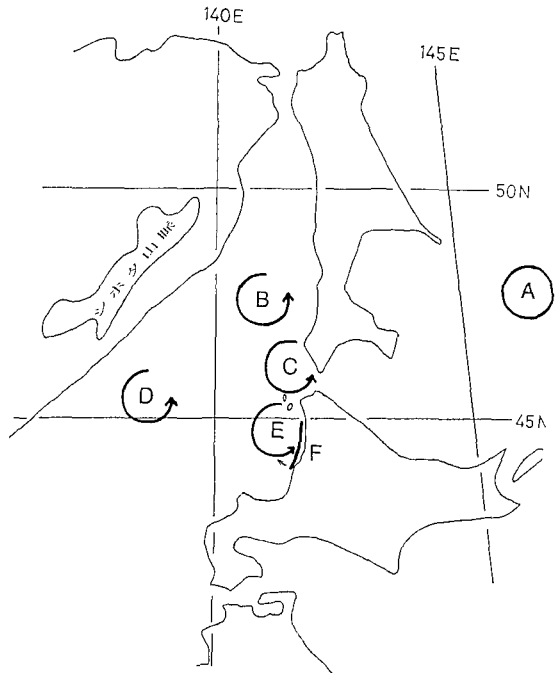
#### D 北海道西方の日本海中部

#### E 留萌北部西海上

の四種類に分類できた。これに加えて、北海道西岸に带状収束雲が接岸した後、顕著な渦状擾乱が現れないにも拘わら



第1図 西岸小低または带状収束雲の各旬別の発生回数



第2図 西岸小低または带状収束雲の発生地点

ず、再び海上に進出することがあり、これは、

F 留萌地方沿岸

に良く見られた。これらの発生場所を模式的に示したものが第2図である。

第1表は、A-F 毎の月別発生回数を示したものである。表から明らかなように、Cタイプが全体の過半数を示し、次いでAタイプが多く、D、Fタイプはほぼ同数で、B、Eタイプは発生が稀であることが分かる。発生が1月と2月に著しく集中するのはC、Fタイプであり、一方、Aタイプは3月にはやや少ないが月によらずコンスタントに発生している。Dタイプは、3月に発生していないことを除けばAタイプと同様である。Fタイプは、1月と2月に集中して発生すると同時に、海上に張り出しを開始するのは早くとも21時であり、朝9時以降は必ず陸地側に押し戻されていた。従って、放射冷却による内陸の冷気塊の海上への吹き出しが、Fタイプの出現には本質的であると考えられる。

第1表 各タイプ毎の月別発生回数

	A	B	C	D	E	F
12 月	6	0	8	4	1	0
1 月	6	3	23	2	3	7
2 月	10	0	24	6	0	6
3 月	3	0	4	0	0	0
計	25	3	59	12	4	13

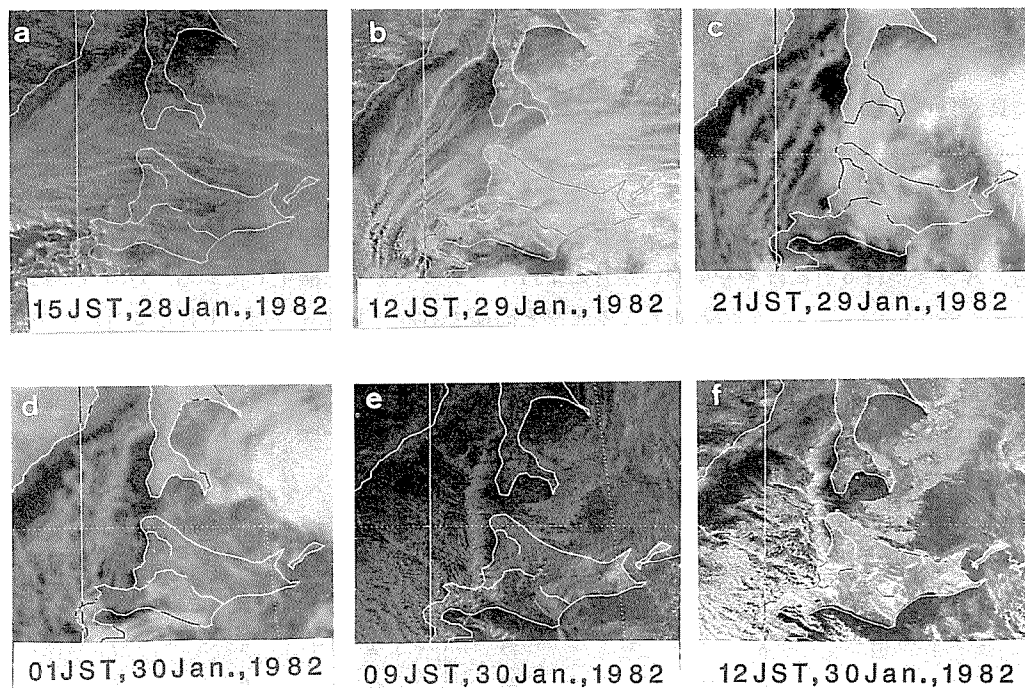
3. 帯状収束雲の発現過程

帯状収束雲の発現過程は、帯状収束雲が i) 海上から陸地に向かって一方的に後退しながら顕在化する場合と、ii) 陸地側から海上に進出しながら顕在化する場合の二通りに分けることが出来る。i) の場合には、帯状収束雲の曲率は小さく、海岸線にほぼ平行に形成される。ii) の場合には、擾乱の発生前半で発生し、擾乱の西南進につれて西海上に大きな曲率で張り出し、擾乱の東進につれて帯状雲も東進し消滅する。

帯状収束雲の形から予想されるように、i) の発現過程は村松<sup>2)</sup>の分類 (1) のタイプで多く現れ、従ってAタイプに多くみられる。そこで、以下では先ず初めに i) の発現過程についてAタイプの典型例を用いて詳しく説明する。

第3図は、1982年1月28日06Zから1月30日03Zまでの気象衛星画像を示したものである。北海道西海上では、日本海上の低気圧に吹き込む形で下層から上層まで北東風が吹き、北東から南西に向かう明瞭な太い筋雲が先ず現れる(第3図a)。低気圧の東進につれてこの筋雲の走向は、次第に北寄りになると共に(第3図b, c)、形が不明瞭になり(第3図d)やがて消滅する。次いで、北西から南東に向かういわゆる季節風の吹き出しによる筋雲が大陸よりの海上に出現し、帯状雲が北海道西岸に顕在化する(第3図e)。帯状雲は東進を続け、北海道に上陸後急速に衰える(第3図f)。

i) の発現過程の特徴は、帯状収束雲が発現する以前に、北東から南西に向かう太い筋雲が



第3図 带状雲の発現過程の内 i) 後退型の典型例

第2表 各タイプ毎の筋雲発生回数

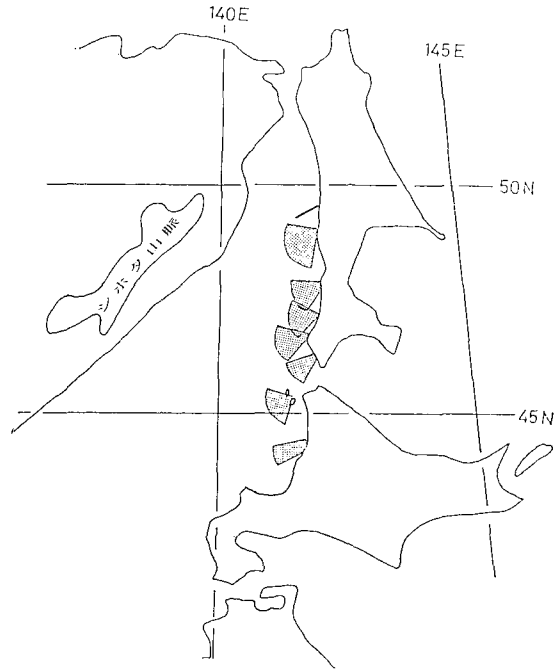
A	B	C	D	E	F
21/25 (84%)	0/3 (0%)	9/59 (15%)	8/12 (75%)	0/4 (0%)	0/13 (0%)

日本海上に現れることである。第2表に、A-Fタイプ別にこの筋雲が出現した頻度を示した。Aタイプで高頻度で発生していることは当然であるが、この筋雲が不明瞭な場合には形成される带状雲も不明瞭であった。一方、Dタイプでも高頻度で発生し、Cタイプでも発生することがある。この点に関しては後述する。

第4図には、初期に出現するこの太い筋雲の北端位置と走向を示した。これらの地点は高山の風下に位置しており、山の風下で発生する筋雲であることが示唆される。これらの筋雲の走行範囲を見ると、西一南西方向にほぼ限られている。このことは、風向が北東一東の限られた範囲でのみ筋雲が形成され得ることを意味している。従って、この走向の筋雲が存在している間は、少なくとも下層の風向が東寄りである事を意味している。このような山の風下で発生する筋雲のレーダーエコー特性については、藤吉他<sup>9)</sup>が詳しく調べている。

次に ii) の発現過程について説明する。発生した中小規模渦状擾乱のスケールが小さい(数10 km)ときには、带状雲の曲率は大きく、稀には渦の形を保ったまま北海道に上陸する。一方、渦状擾乱が大きく発達すると、北東から南東に伸びた筋雲が発生する。このようなときには、擾乱の中心部では曲率の大きな带状雲が存在するが、擾乱の中心部が南東進し、北海道

に接近する衰退期に入ると、擾乱の中心よりも北側に、ほぼ南北に伸びた曲率の小さい帯状雲が顕在化する。小林他<sup>3)</sup>が調べたケースはこのタイプに相当し、藤吉他<sup>6)</sup>が解析した例もこのタイプである。第2表から分かるように、Dタイプは太い筋雲を伴うことが多く、Cタイプも伴うことがある。このことは、D地点で発生した渦状擾乱は大きく発達することが多く、C地点でも時には発達する事を示している。更に、ii)の発現過程では、形成された帯状収束雲から顕著な渦状擾乱が発生することがある。但し、このようなことが生ずるのはCタイプに限られており、59ケース中11ケース(19%)であった。他の地点でも帯状雲に波動性が認められることもあるが、大きくは発達しない。



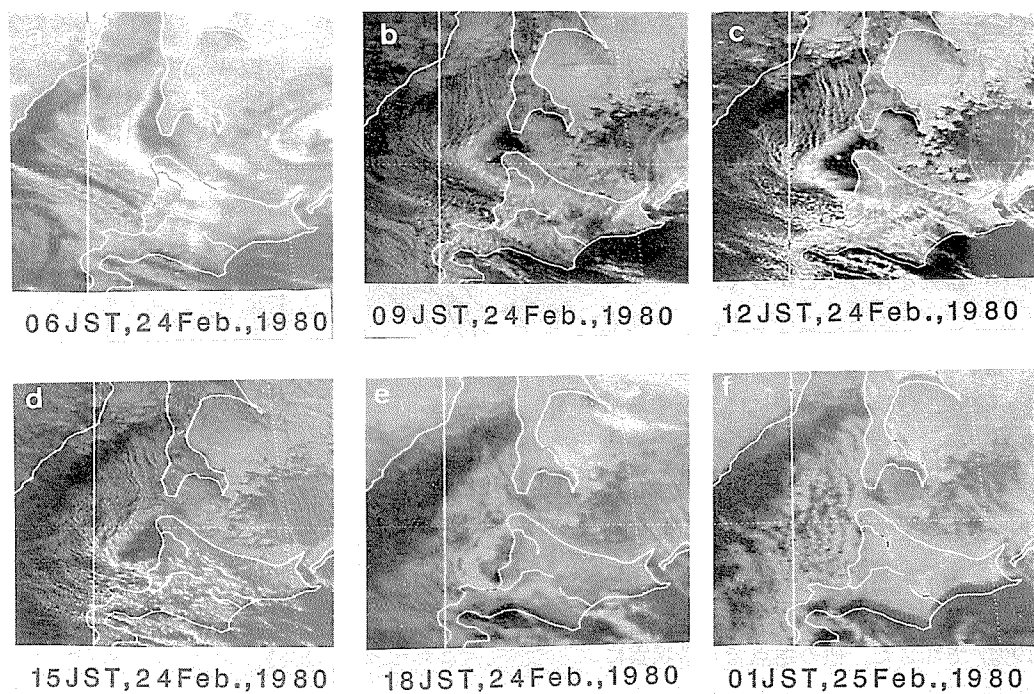
第4図 筋雲の北端位置と走向範囲

第5図は、Cタイプの典型例を示したものである。初めC地点で最も西海上に張り出した帯状雲は、更に西海上に張り出し(第5図 a-c) した後南東進しながら衰退する(第5図 d-f)。このように曲率の大きい帯状雲は、弧状雲とも呼ばれている<sup>2)</sup>が、屈曲点の北側の雲は、特に発生初期(第5図 a)には、i)の後退型で見られた高山の風下に形成される太い筋雲と一致している。この太い筋雲の北端の位置は、時間と共に南下して行く(第5図 a-c)が、その位置は第4図に示した位置と一致している。更に南下して、筋雲の北端部分が樺太よりも南に下がると(第5図 d)、弧状雲の北端部分は急速に形が不明瞭になる。これらのことは、弧状雲の北端部分は、東よりの風によって山の風下で発生した筋雲が、北よりの風との間に生ずる風の収束によって更に発達したものである事を示唆している。

### III. まとめと考察

1978年12月から1986年3月までの冬期8シーズンにわたる“ひまわり”画像から、帯状収束雲の発現過程を調べた結果、大きく i) 後退型と ii) 前進型の二つに分けることが出来た。帯状雲は、相対的に温湿な西よりの風と、冷乾な東よりの風の収束線上に形成される<sup>2,6)</sup>ことから、i) ii) は言わば i) 温暖前線型と ii) 寒冷前線型と言い替えることが出来るであろう。

i) の温暖前線型は、主に低気圧後面の場の中で発生し、曲率の小さい南北に伸びた帯状収束雲が形成される。発生は殆ど月に問わず平均1回/月であった。温暖前線型の帯状収束雲は、中規模渦状擾乱が大きく発達した後、擾乱の中心が北海道に上陸する等の理由で衰弱期に入ったとき、擾乱中心の北側に現れる場合もある。



第5図 带状雲の発現過程の内 ii) 前進型の典型例

ii) の寒冷前線型の带状雲を発生させる中小規模渦状擾乱の発生地点は、主に四地点に分類できた。そのうち樺太南端から宗谷海峡にかけての西海上では、全体の過半数を越える頻度で発生している。発生は1月と2月に集中し、この期間では平均3回/月であった。この地点では、他の地点よりも流氷野からの冷気流が通り抜け易いことが高頻度の発生要因となっていると考えられる。次いで、北海道西方の日本海中部で高頻度で発生する。これは月に殆どよらず、平均0.5回/月であった。一方、この地点で発生する渦状擾乱は大きく発達し易い傾向がみられた。藤吉他<sup>5)</sup>が指摘しているように、この地点は北海道の対岸に位置しているシホタ山脈の風下であり、低圧部が形成され易いこと；シホタ山脈の南端から津軽海峡を結ぶ線上には、風のシアラインが形成され易いことの二点が、B、C、Eタイプの地点とは異なるこの地点特有の中規模渦状擾乱の発生要因となっているようである。

i) の温暖前線型では、带状収束雲が発生する以前に、北東から南西に向かう高山の風下で発生する太い筋雲が現れる。同じく、中規模渦状擾乱が大きく発達した場合にも、同様な太い筋雲が現れる。更に、弧状雲とも呼ばれる曲率の大きい带状収束雲が現れる場合にも、屈曲点よりも北側の带状雲は、山の風下で発生した太い筋雲が風の収束によって強められたものであることが示唆される。

i) の温暖前線型は、低気圧後面の流れによって海上に吹き出した冷乾気流が、その後大陸から吹き出した北西気流によって一方的に消耗されていく過程で発現するタイプである。初めに海上に流出した冷乾気流は、带状収束雲が発現するときには必ずしも強く吹き出している必要はなく、北西気流との間のある程度の密度差が保たれていればよい。大陸から吹き出したば

かりの気塊は十分に温湿ではなく、一方、樺太や北海道から海上に流出した気塊は海上を吹走している間に温湿化するため、両者の密度差が十分大きくなるのは北海道西岸沖約 200 km 以内である。このことは発現した帯状収束雲の西端の位置を調べることによってでも確かめられる(図は省略)。

ii) の寒冷前線型は、比較的風速の小さい温湿な北西気流中に下層でのみ冷乾な気塊が密度流的に海上に溢出して行く過程で生ずる。この様な大量の冷気の流出がそもそも何をきっかけとして生ずるのかについては、現在でも明瞭な答えは得られていない。1979年から1986年までの1月と2月の稚内のゾンデデータから、西岸小低または帯状収束雲が出現したときの、地上から500 mbまでの風向と気温の特徴を調べてみると(図は省略);地上から800 mb位までは北東—南東の、700 mb以上で南西—北西の風が吹き、且つ気温が全層で前後の期間に比べて極小値を示していた。風向については、こうなっていなければ収束雲は形成されないので、当然の結果である。一方、気温についてはこれまで収束雲の発生時の特徴として、上層での強い寒気移流と下層での寒気ドームの存在が指摘されている<sup>3)</sup>が、収束雲の発生が1日置きという場合でも、気温はその都度上層まで極小値を示していた。このことは、上空に存在する寒気の僅かな変動でも、収束雲の発生のきっかけとなっている事を示唆している。更に、冷気流の流出をきっかけとして、何故渦状擾乱が発達するのかについても、山口・孫野<sup>7)</sup>のように前線上の不安定波という考え方や、寒冷前線上に発生するメソ低気圧について Hobbs and Persson<sup>8)</sup>が導入したシア—不安定というそれに類似した考え方、更に、Polar lowのように CISK が重要であるという考え方<sup>9)</sup>もあり、いまだ良く分かっていない。

温暖前線型は、前線面で不安定を解消しながら北海道西岸に近付いて来るのに比べ、寒冷前線型では、冷気塊が海上に流出することによって海上に存在する大気的不安定エネルギーが一気に解消されるという違いがある。また、室内実験<sup>10)</sup>やドップラーレーダー観測<sup>5)</sup>からも知られているように、冷気流の先端部分(即ち温湿な気流が強制的に持ち上げられる場所で、いわゆる head 部分)の勾配は寒冷前線型の方が急であり、その点に於ても不連続線上の対流の発達が大きいたことが考えられる。

今後は、1987年4月からこれまでの3時間毎から1時間毎に送られることになった“ひまわり”画像の解析を更に行うと共に、ドップラーレーダーやゾンデ等により温湿な北西気流及び冷乾な北東気流の熱的・力学的構造を明らかにし、西岸小低や帯状収束雲の成因、発達、維持機構について研究を進めて行く予定である。

終わりに、本研究の重要なデータである“ひまわり”画像のデータ取得に積極的に取り組んで下さった遠藤辰雄助教授、並びに精力的に協力してくれた当時大学院生の入川真理、小西啓之両君に心よりお礼を申し上げます。また、気象衛星センターの元木敏博氏には、閲覧の折り大変御世話になりました。記して感謝いたします。

この研究に要した費用の一部は、文部省科学研究費補助金重点領域研究自然災害「資料解析に基づく防災ポテンシャルの変遷に関する研究」(課題番号 62601016, 代表者水谷伸治郎名古屋大学教授)によった。

## 文 献

- 1) 長谷川徳太郎 1949 北海道西海岸に発生する副低気圧に就いて. 研究時報, **1**, 207-212.
- 2) 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.
- 3) 小林文明・菊地勝弘・元木敏博 1987 冬季北海道西岸に発生する帯状収束雲の研究(I). 北大地球物理学研究報告, **49**, 341-357.
- 4) 藤吉康志・遠藤辰雄・若濱五郎 1987 山の風下に発生する筋雲のレーダーエコー特性. 天気, **34**, 投稿中.
- 5) 藤吉康志・坪木和久・小西啓之・若濱五郎 1987 北海道西岸帯状収束雲のドップラーレーダー観測. (I) 一温暖前線型一, 天気, **34**, 投稿中.
- 6) 岡林俊雄 1972 気象衛星からみた雪雲と降雪についての研究への利用. 気象研究ノート, **113**, 74-106.
- 7) 山口勝輔・孫野長治 1974 冬季日本海上におけるメンスケール前線上の渦状擾乱について. 天気, **21**, 83-88.
- 8) Hobbs, Peter, V. and Persson, P. Ola G. 1982 The Mesoscale and Microscale Structure and Organization of Clouds and Precipitation in Midlatitude Cyclones. Part V: The Substructure of Narrow Cold-Frontal Rainbands, *J. Atmos. Sci.*, **39**, 280-295.
- 9) Sardie, Joseph, M. and Warner, Thomas, T. 1983 On the Mechanism for the Development of Polar Lows, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 869-881.
- 10) Britter, R. E. and Simpson, J. E. 1978 Experiments on the dynamics of a gravity current head, *J. Fluid Mech.*, **88**, 223-240.