

## 北海道西海岸小低気圧型の大雪\*

村松 照男\*\*, 小倉 士郎\*\*\*, 小林 尚治\*\*

### 要約

北海道西海岸地方では、冬季しばしば西海岸に小低気圧がある場合に大雪が降る。この型の多くの場合、停滞した幅 30 km くらい、長さ 100 km を超える帯状エコーがある。

この大雪をもたらす帯状エコーの発生は、千島カムチャッカ方面の低気圧の位置で3つの異なる型に分けられることがわかった。この現象は寒気ドーム下で起こり、帯状エコーを境に東-北東側は晴域、西-南西側は雲域と非対称分布の構造を持っている。また 850 mb で代表される温度場で見ると樺太中部からオホーツク海南部及び沿海州から秋田へ延びる2列の寒気軸が延びており、これらに挟まれた相対的暖域に帯状エコーが発生している。この現象は寿命やスケールから見て中規模じょう乱と考えられる。この大雪を総観場から成因、構造を検討し、特徴点を明らかにした。

### 1. はじめに

北海道西海岸の平野部でしばしば局地的な大雪が降る。とくに石狩平野の札幌や岩見沢付近では数時間から半日くらいに降雪量が 30 cm を越え、時には 1 m 近くの大雪となり通称“ドカ雪”と呼ばれ交通障害など大きな障害が出る。

この大雪は多くの場合帯状の狭い範囲に降雪集中域を持ち、北海道西海岸に小低気圧あるいは低圧部が存在している。

この種の大雪は予報上重要で、古くから多くの調査研究がされている。ひとつの重要な考え方の流れとしては北海道西海岸に小低気圧が発生し、それが局地的大雪をもたらすというもので、成因としては晴れた夜の内陸の放射冷却による海陸の温度差が相対的な気圧差をつくるためと考えられてきた。またこの局地高・低気圧による気流系からの収束を考え石狩不連続線の存在を論じ(荒川, 1963), 上層の寒れうずとの関連を論じた(中岡, 1964)。また積丹半島などの地形の影響で背の低い小低気圧が発生するだけでなく中規模じょう乱によるものもあるとした(河野・孫野, 1967)など多い。

その後高層気象観測やレーダー観測が充実し気象衛星写真も解析され新しい展開を見せた。寒気ドームの重要性の指摘(中岡・山崎, 1966), レーダー観測及び総観場解析から、この大雪に直接影響を持つのは小低気圧ではなく低気圧の強い循環内での暖湿気流の収束により発生する孤状エコーが重要であるとした(斎藤, 他, 1968)。また岡林(1971)は気象衛星写真の解析から、間宮海峡から延びる収束雲の先端で大雪となり、小低気圧が解析されると論じている。筆者らは啓風丸レーダー観測から大雪をもたらすのは帯状(孤状)エコーで、このエコーは寒気ドーム下で、かつ下層においての沿岸州および樺太からの2本の寒気軸の間の相対的暖域で発生することを論じ、レーダーエコーと総観場との関連を示した。

以上述べたように、それぞれの立場での解析を論じているが小低気圧そのものの定義を含めその成因別、構造別に議論をしていかなければならない。

### 2. 北海道西海岸小低気圧について

はしがきで述べたように、北海道西海岸小低気圧が存在しているか否かの議論も続いているため、ここでは今までの経過を整理し小低気圧を次のように定義しよう。

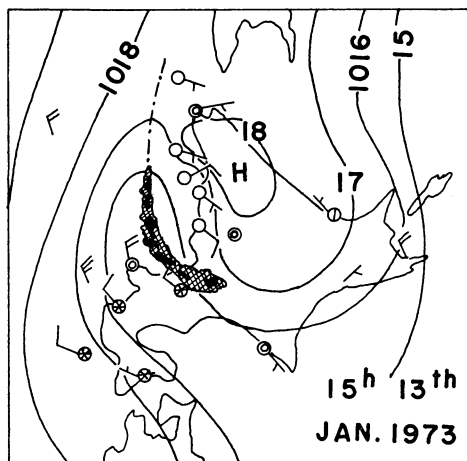
冬季、北海道西海岸地方に 1 mb 毎の等圧線で明瞭な循環が描けるかどうか程度の低圧部が存在し、その中に 100 km 程度の長さを持つ帯状エコーやうず状エコーなどに組織化された中規模じょう乱が存在する。これらをまとめて北海道西海岸小低気圧と呼ぶことにする。うず状エコーで見られるように明らかに低気圧性循環が明瞭

\* The Heavy Snowfall arisen from Small Scale Cyclone on the West Coast of Hokkaidō Island

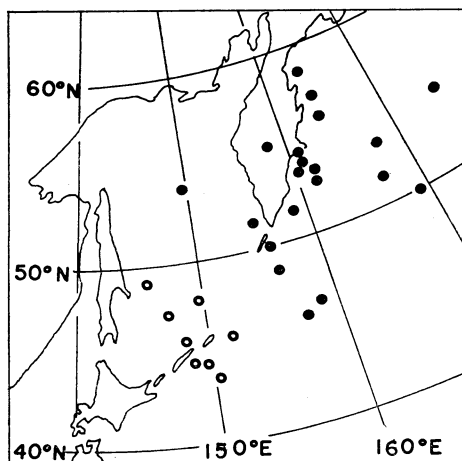
\*\* T. Muramatsu, N. Kobayashi, 札幌管区気象台予報課

\*\*\* S. Ogura 千歳測候所管制気象課

—1975年3月10日受理—



第1図 札幌レーダーエコーと北海道地方天気図との合成図(1973年1月13日15時)



第2図 帯状エコーによる大雪時の850mb循環の中心位置。白丸はエトロフ島付近に中心を持つもの、黒丸はカムチャッカ付近に中心を持つもの。

となる場合もあり、帯状(弧状)エコーの場合のように単に袋状の低圧部として多く観測される場合もある。これらのエコーによる降雪で大雪となる。この定義から見て大規模な低気圧の通過のあとに背りょう山脈の西側に地形的に残る副低気圧は発生や構造上除外される。

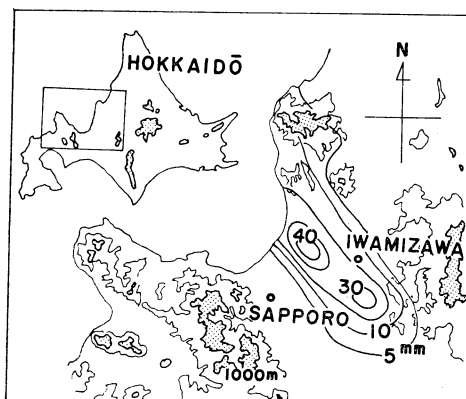
第1図は小低気圧型のひとつである帯状エコーによる典型的な大雪例である。北海道地方天気図(メソ天気図)およびレーダーエコーからの共通した特徴点は次のとおりである。

i) 気象衛星写真で見ると、帯状エコーは日本海側の雲域と北海道の陸地側の晴域との間にあって低気圧性曲率を持ちながら内陸部に入っている。

ii) 北海道西海岸では低圧部となっている。地上の風は帯状エコーの東-北東側で東よりの風が弱く、西-南西側では北西の風が強く、水平シャーが明瞭で帯状エコーと収束線は一致している。i)と合わせて、帯状エコーを境に異なった天気分布、風向などが非対称分布している。

iii) 1mb 毎の等圧線で閉曲線が描けるか否か程度の低圧部があり、エコーの長さは約150kmを越えている。

このような帯状エコーによって、西海岸地方で大雪となった例を従来解析された例を含め28例について、850mbの循環の中心位置で第2図に示す。オホーツク海南部のエトロフ島を中心とするグループ(白丸)とカムチャッカ半島を中心としたグループ(黒丸)とに分かれる。前者は低気圧の強い循環内で起る場合であり、後者は季節風末期の気圧傾度のゆるんだ時に起る場合である。これらは後述するように帯状エコーの成因および構



第3図 1972年2月22日9時~23日9時の日降雪量分布(相当水量, 単位 mm)

造の点で異なっている。

### 3. 季節風末期の気圧傾度がゆるんだ時の小低気圧型の大雪

低気圧がカムチャッカ半島方面へ進み、季節風の吹き出しも一段落した頃、北海道付近の気圧傾度がゆるみ西海岸には袋状の低圧部が発生し30cmを越す大雪が狭い範囲に集中的に降る。石狩湾が低圧部となることが多いので、従来から石狩湾小低気圧型大雪と呼ばれている。この型の大雪例を解析してみよう。

1972年2月22日夕刻から23日朝にかけて石狩平野の岩見沢地方を中心に大雪が降った。第3図で見られるように

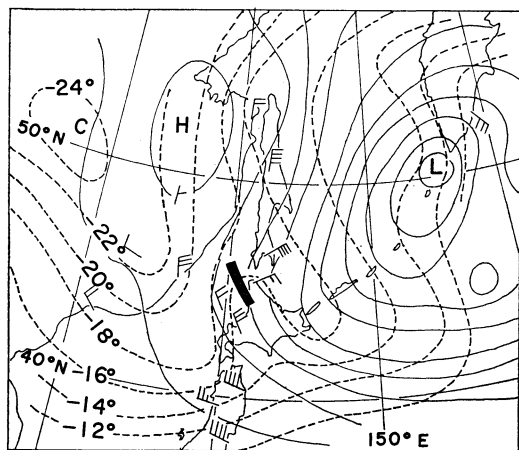
降雪域は石狩湾の海岸から岩見沢を通り夕張地方へ延びる幅 30 km 長さ 70 km の狭い範囲に集中し、石狩別荘で日降雪量 70 cm (46 mm)、岩見沢測候所で 44 cm (14 mm) の大雪となった。降雪中心域からわずか 30 km しか離れていない札幌では 2 mm という著しい帯状の降雪の集中を見せた。

この大雪を降らせた帯状エコーは北海道実況図や衛星写真で見ると、第 1 図と同様に日本海上の雲域と北海道陸地側の晴域との境界に存在しており、曲率を持ちながら内陸部へ侵入していることがわかる。さらに西海岸では低圧部となっている。この帯状エコーの北東側では東-北よりの風が 4~5 m/s と弱いのに比べ、西-南西側では北-北北西の風 12~15 m/s のやや強い季節風が吹いているという非対称分布が明瞭である。これらの点からこの大雪は北海道西海岸小低気圧型の大雪と見られる。

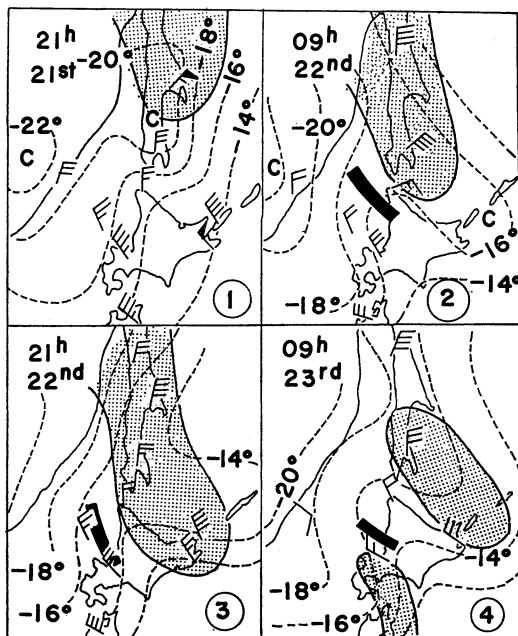
この帯状エコーはレーダーの観測開始の 22 日 8 時 20 分には、すでに稚内西海上で発生していた。この時の総観場は地上低気圧の中心がカムチャッカ方面にあり、北海道付近の気圧傾度はゆるんできている。第 4 図で見られるように 850 mb では樺太中部から稚内にかけての北-北東風と沿海州南部から札幌、秋田方面への北西の流れとの間に風のシャアがあり収束線が存在している。また温度場では樺太中部から稚内、オホーツク海南部に延びている寒気の軸とは別に沿海州から秋田方面へも延びており、これら 2 列の寒気軸に挟まれた北海道西海上の相対的な帯状の暖域に帯状エコーが発生している。収束線とこの暖域は一致している。一方、500 mb ではシベリ

ヤ東部からオホーツク海に拡がる大きな寒冷うず内にある。この中のシベリヤ南部や樺太中部には小さな寒気うずがあり、これら中心を結ぶ風のシャアラインが東西に延び、その南側では西より、北側では東よりの風が吹いているが全体として弱風域となつている。また強風帯は本州中部まで南下しており秋田付近に風速の南北シャアの大きい所があり寒冷うずの南縁辺に対応している。垂直断面では大きな寒冷うずの下の 700 mb (約 3 km) に安定(逆転)層がありエコー頂と対応している。これら総観場内で帯状エコーが発生、成長している。

この帯状エコーの発生の過程を 850 mb 面(高さ約 1.4 km) で検討してみる。この高さの利点は 850 mb の資料が得やすいのみならず冬季日本海で発生する帯状エコーの走向と 850 mb 面での風向とがほぼ一致し、エコー頂が 3 km であるので今考えている現象を代表する高さとしてふさわしいからである。第 5 図は 21 日 21 時-23 日 9 時までの 850 mb 面での等温線、風および乾燥域(露点差 3 度以上)の変化を示したもので、第 5-①図では、まだ帯状エコーは発生しておらず季節風型線状エコーによる降雪が日本海側地方で続いている。しかし樺太方面にはマイナス 20 度の寒気が乾燥域とともに北よりの



第 4 図 1972 年 2 月 22 日 9 時の 850 mb 天気図。  
黒の太線は帯状エコーを示す。



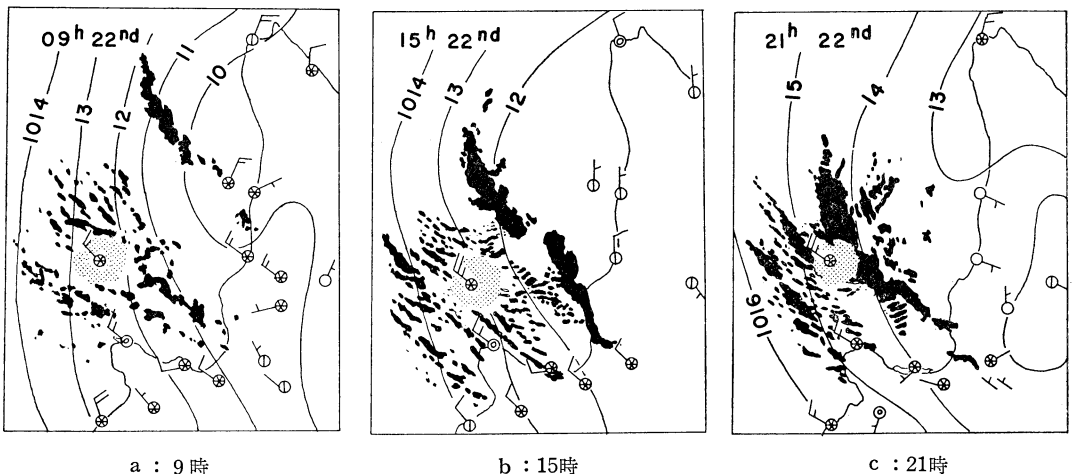
第 5 図 850 mb での温度、露点差 3 度以上の乾燥域の移動及び風向風速の変化、黒太線は帯状エコーを示す

風で移流されつつある。稚内西方に带状エコーが観測された22日9時(第5-②図)ではマイナス16度の等温線の移動で明らかのように、樺太中部の寒気が乾燥域とともに南南東進し、オホーツク海南部まで南下、ひとつの寒気軸をつくり出している。一方、沿海州南部からは秋田方面へ寒気軸が延びこれら2つの寒気軸の間が相対的暖域となつている。この温度場形成とともに風向が稚内や樺太南部で北東となり、带状エコーの南-南西側の北西風との間に著しい風向のシャーラインをつくりエコー域と一致している。さらに第5-③図の21時には、同じ特徴的温度場を持續させながら乾燥域がさらに南東進し、带状エコーも9時の位置より南に150 km 南下し石狩湾沖から石狩平野に延びる位置で停滞した。③④図ともに②図と同様な温度場を示している。他の解析例でも同様なことが見られることから、2列の寒気軸とその間に挟まれた相対的暖域が存在するという特徴ある温度場が带状エコーの発生、維持に重要であると考えられる。

带状エコーの形成過程は次のように考えられる。低気圧がカムチャッカ方面へ進むと、500 mb では弱風域に入り沿海州方面から北海道にかけて寒冷うずの縁辺部から北約400 km くらいに位置し、今回のように樺太付近に東西のシャーラインが存在することもある。この縁辺部のすぐ北側の西よりの流れで、700 mb 付近に背の高さを持つ直径1,000 km ほどの寒気ドームが大陸から東-東南東進してくる。これに加え、850 mb の低気圧循環がカムチャッカ方面に進み樺太中部や北部で北-北北西、沿海州から秋田方面で北西の流れとなると次で述べるように带状エコーが発生すると考えられる。

冬季、1月から2月にかけては海水が広くオホーツク海を覆ってきている。このため樺太北部から南下する大陸寒気は海表面からの潜・顕熱の補給変質を受けにくく直接オホーツク海南部へ南下する。これは第5図で見られるように乾燥域と寒気の追跡で明らかである。一方、これとは別に寒冷うずの縁辺部の強風軸に沿って沿海州南部から秋田方面へも寒気軸が延びているので、北海道西海上には相対的に带状の暖域となる。オホーツク海南部には寒気移流による下降流で相対的な高圧部が形成され850 mb 以下では風向に東よりの成分を加える働きをする。一方、暖域の南側の日本海中部でも沿海州からの寒気移流に伴う大陸高気圧の張り出しがあり、この間に低圧部を形成、北海道西海上を中心に北北西から南南東に延びる収束域をつくる。すでに日本海上では気層が変質し湿潤不安定化しているの、これがきっかけで带状エコーが発生するのであろう。

次にこの带状エコーの成長、維持機構を考えてみよう。第6図は啓風丸レーダーのエコーと北海道地方天気図との合成図である。第6-a図は22日9時の観測である。すでに稚内西方に带状エコーが発生しており、これとは別に石狩湾沖には季節風型の線状エコー群がある。10時57分の気象衛星写真で見ると带状エコーを境に北東側の稚内や樺太は晴れており、南西側の日本海上では季節風時特有の筋状の雲があり、レーダー観測の線状エコー群に対応している。第6-b図で見られるように带状エコーは南下成長し高さ3 km 幅16 km 長さ200 km に達している。また弧状エコーと呼ばれているように曲率を持ちこの例のように波動している場合も多い。この

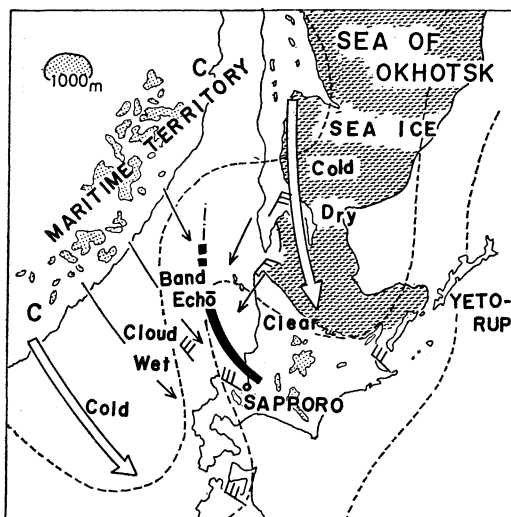


第6図 1972年2月22日、レーダーエコー及び北海道地方天気図の合成図

带状エコーの南西側には 1.5 km 付近の流れに沿う高さ 2 km のやや低い季節風型線状エコー群があり、带状エコーに平行な幅 32 km の範囲内では带状エコーと直角な走向の線状エコー群を形成、エコーの南下とともにこの領域も南下し带状エコーと斜交しているところでは季節風型の線状エコーがこれに併合吸収されている。15時ころからエコーの先端は暑寒別山魂の南を通り平野部に侵入し始めている。この带状エコーで個々のセルが連なりエコーの走向に沿って移動し内陸で次々と降雪をもたらしている。第 6-c 図の 21 時では 15 時の位置より少し南下しているが、ほぼこの位置に停滞し続けた。高さ 3 km の带状エコーと高さ 2 km 幅 5 km 程度の季節風線状エコー群の交っている部分では後者が前者に併合吸収されていることも同様に観測された。このレーダー観測の事実に加え、この種の大雪の带状エコーが発生している気象衛星写真をみると、带状エコーに対応する北北西から南南東に延びる带状の雲に対し大陸寒気の吹き出しによってできた季節風型の筋状の雲が斜交している。また 850 mb の流線でもほぼ同様に大陸からの北西流と樺太南部からの北-北東流が带状の収束雲に対応する収束帯へ集中している。収束帯-带状エコーに斜交する北西流は日本海で水蒸気補給を受け雲または降水粒子であるエコーをすでに発生させており带状エコーの側面から流入している。またこれとは別に、成長し、組織化された带状エコーは系それ自体の間接循環による下層収束によつて雲底下の境界層から潜熱、顕熱が流入している。この点は啓風丸の観測で裏付けられている。带状エコーの縁から約 32 km 内に入ると地（海）上風は次第に増大しエコー縁で 4m/s 増加した。また風向も北西から次第に西に変わり带状エコーの走向の直角成分が増している。すなわち、下層収束は带状エコーの中約 2 倍の範囲まで及んでいることを示している。またこの事実は第 6-b, c 図で見られた带状エコーに平行した約 32 km 内で季節風線状エコー群にも影響を与え再配列していることから裏付けられている。

これら 2 つの異なったメカニズムでエネルギーの流入を得て带状エコーは成長し維持されていると考えられる。側面から入る量と下層収束によるものとの量的検討はなされていない。両者とも大陸寒気の本海での変質過程で受ける水蒸気量なので、寒気の強さや風速で決まるのであろう。

以上、大雪をもたらす带状エコーの発生、成長、維持の過程を考察したが第 7 図はこの過程をモデル的に示し



第 7 図 带状エコーの発生モデル (主として 850 mb 面)

たものである。海氷上での寒気の変質は少なく、樺太方面から寒気の直接の南下で寒気軸を作り出すという意味で海氷分布は重要であり、この種の小低気圧型の大雪の出現は 2 月が最も多く 12 月にはないということからも裏付けられる。

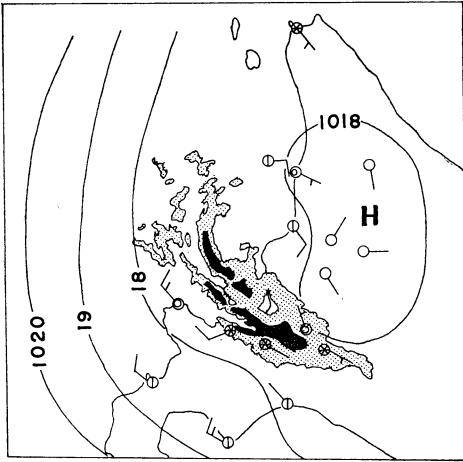
#### 4. 低気圧の強い循環内での小低気圧型の大雪

##### 1) 低気圧がエトロフ島付近を通過している場合

前章の例は北海道付近の気圧傾度がゆるんだ時に発生しているが、低気圧がオホーツク海南部にあり気圧傾度が急な場合、すなわち強い循環内でも小低気圧型の大雪となることがある。

低気圧が南千島のエトロフ島付近を通過中の 1966 年 1 月 11 日深夜から 12 日朝にかけ札幌、小樽を中心に带状の大雪が降った。相当水量 20 mm 以上の降雪域は幅 40 km 長さ 100 km に及び日降水量では札幌 37 mm (40 cm)、小樽 48 mm (47 cm) に達した。

このときのレーダーエコーと北海道天気図との合成図を第 8 図に示した。弧状の発達した带状エコーが石狩湾から平野部に延びており、1 mb 毎の等圧線を描くと北海道西海岸付近は低圧部となっている。带状エコーを境に旭川や羽幌では晴れており内陸高気圧があり東よりの弱い風が吹いているのに比べ、西から南西側では北西の季節風がやや強く岩見沢以西では雪が降っている所が多く、带状エコーを境に天気分布が非対称分布となっており、西海岸小低気圧型の大雪と考えられる。

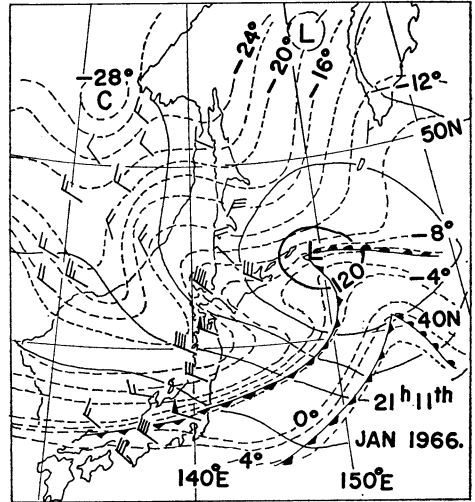


第8図 1966年1月12日9時のレーダーエコーと北海道天気図との合成図

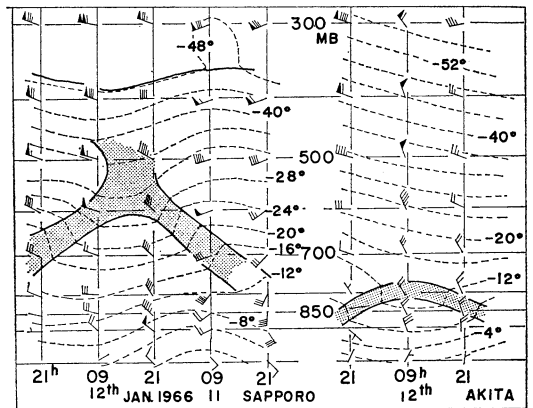
レーダー観測では11日15時の季節風型エコー以降、観測がされていないので帯状エコーがいつ発生したかははっきりしないが札幌の降雪強度の変化を見ると、この一連の降雪は12日0時頃からはじまり4時から5時の間に最も強くなりその後減少し9時すぎには止んだ。この過程を15時以後の3時間毎の北海道天気図で解析すると11日18時では西海岸地方ではほぼ全域で雪となっているが、21時には稚内やその南の羽幌では雪が止み、留萌、旭川以南で雪となっている。稚内の南180kmの留萌では21時に北風25ノットで雪であったのが12日0時には快晴で風弱まり、留萌から北東側で晴城、南-南西側では雪という第8図と同様な非対称な天気分布となってきた。3時にはさらにこの分布が明瞭となり6時も同様である。5時20分のレーダー観測開始時点では、この非対称天気分布の境界に、高さ4km巾40km長さ100kmを越える発達した典型的な弧状の帯状エコーが北海道西海上から札幌方面へ延びていた。

降雪時間やレーダー観測などから見て、大雪を降らせた帯状エコーは0時頃稚内南西沖に発生し、寿命は約9時間であった。降雪集中域とエコーの強い部分とがほぼ一致していることから、この帯状エコーの停滞で集中的に帯状の大雪となったのであると考えられる。

次に帯状エコーを発生する総観場を考えてみよう。500mbではシベリヤ東部に中心を持つ寒冷うずは沿海州からオホーツク海を広く掩い、南縁の強風帯は秋田付近まで南下している。この強風帯の波動のトラフが東進し11日9時には本道を通過した。このトラフに伴う低気

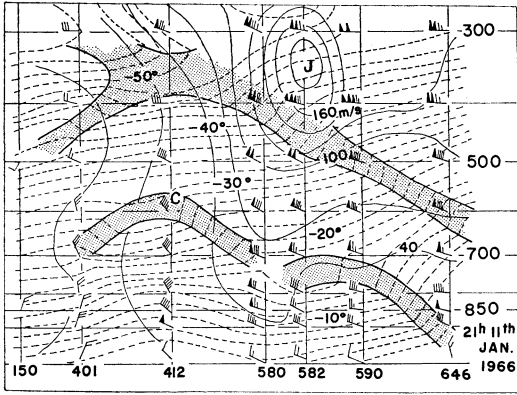


第9図 1966年1月11日21時 850 mb 天気図

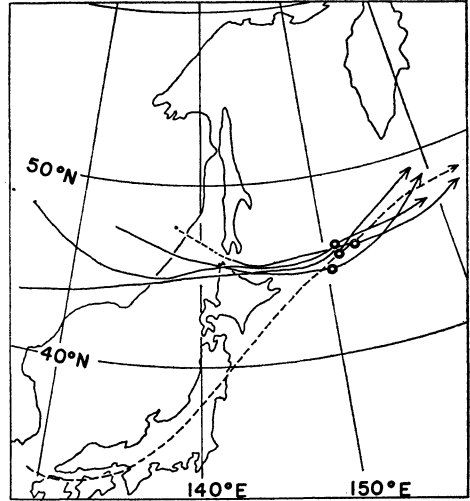


第10図 1966年1月10日21時～12日21時、札幌及び秋田における東西構造(時間-空間置換)

圧が沿海州南部からやや発達しながら東へ進み、帯状エコーが発生した直前の11日21時には千島南部のエトロフ島付近を通過している。第9図は11日21時の850mbの天気図である。低気圧は10日9時には中国東北区にあり沿海州南部を東進本道を通過するにつれて、樺太方面は北-北北西の流れ、沿海州方面は北西-西北西の流れとなり、それぞれの流れで寒気が移流している。850mbのマイナス12度や16度線の動きから明らかで、樺太南部へと沿海州方面からと、2つの寒気軸が延び11日21時には北海道西海上は北西から南東に向う相対的暖域となり、ここで帯状エコーが発生している。第10図はこの時の札幌、秋田における時間-空間の置換による東西構造であ



第11図 1966年1月11日21時、東経140度の南北断面図



第12図 低気圧循環中心(850 mb)の移動経路、白丸は大雪時の中心位置

り、第11図は11日21時の東経140度線の南北断面図である。これら2図から立体構造は、大きな寒冷うずの南縁辺のジェットが秋田付近を通り、圏界面は札幌付近で400 mbまで下り、その下に高さ4 km 直径1,000 km程度の孤立した寒冷ドームがある。500 mbのトラフが通り、そのすぐ後の寒気ドームの中心がほぼ北海道を通過した11日21時から12日9時の間で大雪となっている。これとは別に秋田付近には高さ2 km程度の小さな寒気ドームがあり沿海州から延びる寒気軸に対応していた。

これらの諸特徴点は1967年1月8日札幌付近に同様なパターンで带状の大雪を降らせた例の解析でも一致している。すなわち带状エコーを発生維持する場の形は次のように考えられる。

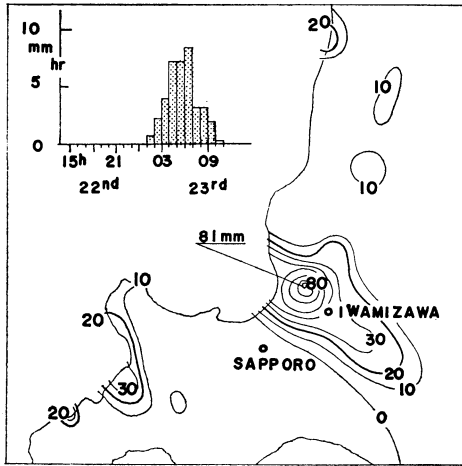
シベリヤ東部からオホーツク海を広くおおむね大きな寒冷うずの下にはトラフの後面や小さな寒冷うずに伴い直径1,000 km程度の高さ3~4 kmの寒気ドームが形成され、一般場の流れで東-東南東進する。このとき対応の下層の低気圧が沿海州から東進、北海道北部を通りエトロフ島付近を通過する経路をとると、低気圧の移動にともない850 mb付近の流れは、樺太方面では北より、沿海州方面では北西-西北西の流れとなり、それぞれ寒気が移流する。これら2列の寒気軸の間に相対的暖域が形成される。寒気移流による下降流で形成された高圧部に挟まれた北海道西海上に北西-南東に延びる暖域が低圧部となり収束が強まる。この結果、前章と同様に収束帯が形成され日本海で湿潤不安定化した気流が収束、対流不安定を解消するため組織化された带状エコーが発生し大雪となると考えられる。

この収束域を作り出す重要な役割を持つ沿海州南部か

ら延びる寒気軸は東西、南北断面で明らかなように300 mbのジェット核の下の風速の南北シャアの大きいところ、すなわち寒冷うずの縁辺に沿うように下層強風帯の中で寒気が移流した結果である。また秋田付近で観測された小寒気ドームもこの寒気軸形成に寄与している。

この例を含め現在までこの種のパターンで大雪となった例が4例解析されているが、第12図で示されたように4例とも低気圧が沿海州から東進し北海道北部を通り、エトロフ島付近を通る移動経路である。白丸を中心とした所に低気圧がある時に大雪となっている。第12図において破線で描かれた移動経路は南岸低気圧と呼ばれるものでエトロフ島付近を通過してもこの種の大雪にはなっていない。低気圧に限られた範囲内を移動することが必要である。この経路を進みエトロフ付近に進むと前述のように下層で特徴的な温度場がつくられるとともに、寒気ドームが北海道上空を通過中であり収束域-带状エコーの垂直循環を逆転層で押え強化していると考えられる。こうして形成された下層の収束域は低気圧の移動により温度場が崩れるとともに消滅している。この間、収束域に発生した带状エコーによつて大雪となる。

この型の带状エコーの発生は12月1月を中心に発生し海氷には関係なく起こっている。前章の気圧傾度のゆるんだ場合(カムチャッカ型)は2月を中心として起こり海氷拡大に密接に関係している点から見ても成因の違いがある。また寒気ドームの高さではカムチャッカ型が3 kmくらいであるのに比べ4 km高く、前者は循環が不



第13図 1965年2月22日9時～23日9時の日降雪量分布及び岩見沢の時間降雪量変化図(ともに単位 mm)

明瞭であるのに比べ明瞭な循環をともなった寒冷うずが解析されるとい違いを見せている。

以上述べたように、低気圧の循環が強い場合でも小低気圧型の带状エコーで大雪となる。発生条件が厳しいので前章の大雪の場合に比べはるかに少なく降雪分布は内陸深く延びているのが特徴である。

## 2) エトロフ島付近で停滞する型

1965年2月22日の深夜から23日朝にかけて石狩平野の岩見沢を中心に带状の大雪が降った。第13図はこの時の日降雪量(相当水量)分布である。月形で81mm、当別53mm、岩見沢35mm(48cm)と石狩北部から空知地方南部で带状に局地的な大雪となったが、降雪の中心から50km離れている札幌では降雪なしという著しい差を見せている。岩見沢の時間降雪量を見ると22日0時頃から降りをはじめ6～7時の間に10mm/hrと時間降雪量の極大を示し10時頃には終っている。降雪量の変化から見てひとつのじょう乱によるひと降りり継続時間は9時間であった。

この大雪をレーダーエコーを中心に考察してみよう。第14図a～dは北海道地方天気図とレーダーエコーを重ねたものである。14-a図は22日15時のもので季節風型の線状エコーが2本観測され北海道西海岸では降雪の所が多い。次の14-b図は21時のもので、留萌の西海上約50kmには低気圧性循環を持つじょう乱が観測されている。15時と比べ留萌の北約50kmにある羽幌の風が西より20ノットから北東5ノットと変わり、留萌も21時に

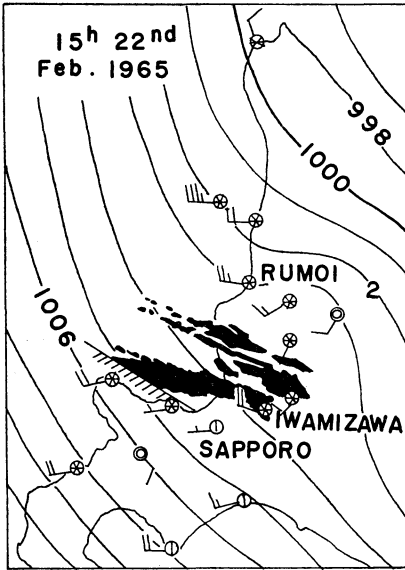
西南西25ノットから0時には東より5ノットと変化し、低気圧性循環の南下が追跡できる。21時には1mb毎の等圧線で閉曲線がかろうじて描ける程度の小低気圧が解析される。さらに22日3時(14図-c)では、このじょう乱がそこに停滞していた西北西から東南東へ走向を持つ季節風バンドエコーと重なっている。この間のレーダー観測によればうず状じょう乱の南下に伴い2本の季節風バンドは1本にまとまり、走向を東西、さらに西南西から東北東へと走向を変化させ、0時頃にはうず状じょう乱と重畳している。第14-d図の6時には带状エコーに重なったうず状じょう乱が岩見沢付近を通過している。この通過により、岩見沢ではこの一連の降雪で最も強い降雪があった。以上のことから、この大雪は季節風バンドエコーにうず状中規模じょう乱一低気圧が重畳した結果と考えられる。

次にこの大雪をもたらすじょう乱の発生を総観場で考えてみよう。第15図は22日21時の850mbの天気図である。地上低気圧は日本海西部から北海道を通り、エトロフ付近で上層の寒冷うずで捕捉され閉塞停滞している。

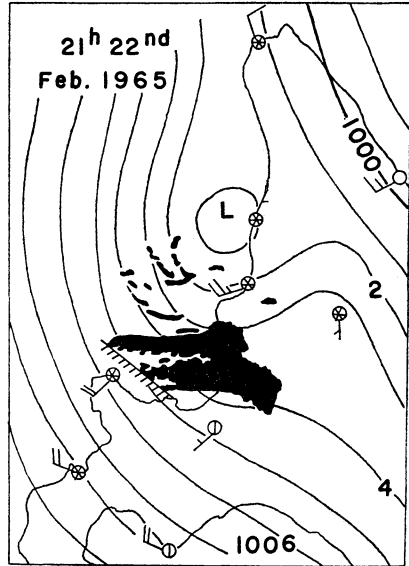
21日21時から850mb天気図を解析した結果、エトロフ付近で停滞した低気圧の北を廻って暖気と露点差( $T-T_d$ )3度以下の湿潤域が西方に移流している。第16図は東経140度線の南北断面図で北海道付近には、400mb高度約7kmの圏界面の下に高度約4kmに安定層があり寒気ドームが存在している。うず状じょう乱が発生したと見られる22日21時頃にはオホーツク海南部で下層に暖湿気流の移流があり、600～500mbでは寒気ドームで代表される寒気(500mbでマイナス36度)があり上層寒気、下層暖気という湿潤不安定な状態が続いていた。稚内の22日21時の状態曲線で700mb以下で湿潤不安定を示している。この不安定な状態の中で何らかのきっかけで湿潤不安定層内にじょう乱が発生したこととなる。すなわちこの総観場内で寒気ドーム下に小低気圧一中規模じょう乱が発生し、このじょう乱の通過で大雪となったと考えられる。

この種の大雪は条件がいろいろ重ならないと発生しないので少なく、年1回あるかないか程度である。この大雪ではエコー頂に対応する逆転層も4～5kmと高く湿雪で日降雪量50cmを越える場合が多い。なお、500mbでシャーラインが観測されることも多く、寒気ドームの形成とともに今後の検討課題である。この例を含め4例の解析でもこの下層の暖気移流が見られ、前2者とは発生構造ともに異なっている。しかし小低気圧が解析

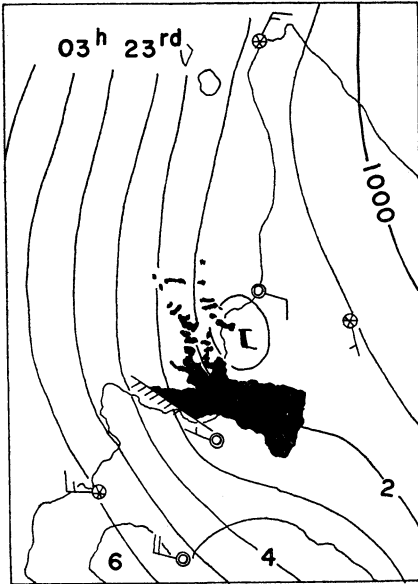




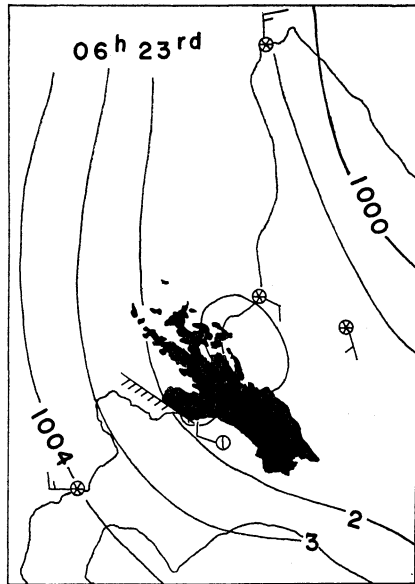
a—22日15時



b—22日21時



c—23日03時



d—23日06時

第14図 1965年2月22日15時～23日6時, レーダーエコーと北海道地方天気図との合成図

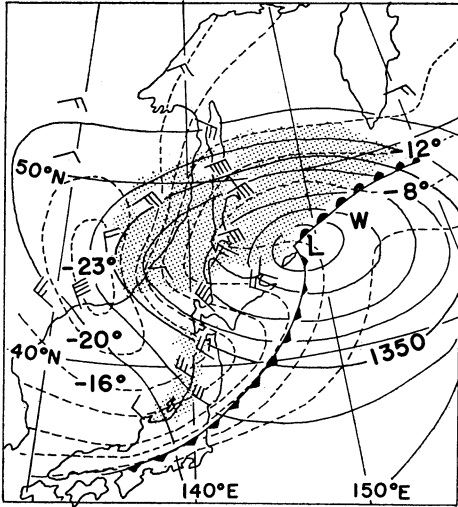
され帯状エコーの停滞により大雪となっている点では一致している。

5. まとめ

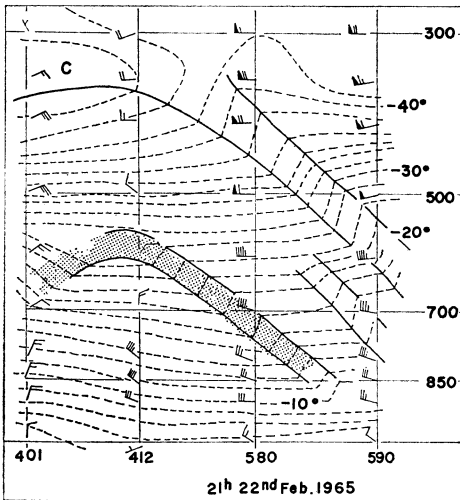
以上述べたように北海道西海岸小低気圧型の大雪は千島・カムチャッカ方面の低気圧の位置により2つの異な

った型に分類され、降雪の成因および構造がそれぞれ異なっていることが明らかとなった。

1つは、低気圧がカムチャッカ方面に進み北海道付近の気圧傾度がゆるんだ時に起こり、850 mb (1.4 km) 面で見れば樺太からオホーツク海南部および沿海州南部か



第15図 1965年2月22日21時の850 mb 天気図, 影をほどこした部分は露点差3度以内の湿潤域



第16図 1965年2月22日21時、東経140度線の南北断面図

ら秋田方面へ延びる2本の寒気軸に挟まれた相対的暖域に带状エコーが発生し大雪をもたらす。この带状エコーは高さ3 km、巾30 km、長さ150 km程度で弧状を呈し波動している場合も多い。時にはうず状エコーも現われる。小低気圧型降雪ではこの場合が最も多い。带状エコーの成長維持は带状エコーの西側側面から雲水量の補給とエコーの雲底からの下層収束で水蒸気の補給とで行

なわれると考えられる。

他の1つの型は、低気圧がエトロフ島付近を通る際、同様な温度場となり、带状エコーが発生して大雪が降る場合で低気圧の強い循環内の現象であり、レーダーエコーは前者に比べエコー頂は4 kmと高く、循環による流れが強く带状エコーに波動は見られない。さらに、低気圧がエトロフ島付近に停滞する型もある。この場合も低気圧の強い循環内の現象である。東よりの暖湿気流の移流と上層寒気との間の対流不安定により発生したじょう乱が小低気圧および带状エコーとして解析されるが、前2者とは成因、構造上大きな相異があることがわかった。

これまでの解析で明らかなように、北海道西海岸小低気圧型の大雪は降雪の集中性や寿命などから見てスケール(長さ)100~200 km、巾20~40 km、寿命6~12時間の带状エコーで代表される中規模じょう乱の現象によってもたらされるといえる。小低気圧型の大雪発生時の総観場と中規模じょう乱の発生発達との因果関係は十分解明されていないが、これらの現象が発生する総観場に共通した特徴的变化のあることが明らかになり、今後の大雪予想に有効な目安となると考えられる。今後は量的予想を含めた解析の必要性がある。

6. あとがき

この研究は1971年度から73年度まで実施された気象研究所地方共同研究の報告ならびに1974年度から実施中の北海道大学との共同研究の中間報告である。このまともにあたって、ご指導いただいた気象研究所予報研究部齊藤直輔部長、二宮洗三室長、並らびに北海道大学理学部孫野長治教授に深く感謝いたします。また、終始討論に参加し指導して頂いた札幌管区渡辺予報課長、杉山予報官、論文の整理をお手伝いして頂いた中山久子さんに謝意を表します。

文 献

荒川正一, 1963: 石狩不連続線に関する中規模解析, 石狩平野の局地的大雪調査報告, 札幌管区気象台, 127-139.  
 長谷川徳太郎, 1945: 北海道西岸に発生する副低気圧について, 北海道気象要報, 特別号第3号, 1-8.  
 播磨屋敏生, 1970: 北海道西岸沖で発生する小低気圧について, 北大地球物理学研究報告, 23, 73-81.  
 Higuchi, K., 1963: The Band Structure of snow fall, Jour. Met. Soci. of Japan, 41, 53-70.  
 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.  
 Magono, C., 1971: On the Localization phenomena of snow fall, Jour. Met. Soci of Japan, 46, Special Issud 824-836.  
 中岡裕之・山崎道夫, 1966: 北海道西海岸の局地的大雪に関する総観解析, 日本気象学会, 1966年度秋季大会予稿集, 10, 159-160.

岡林俊雄・里見 穂, 1971: レーダーと気象衛星による雪雲の研究 (I), 天気, 18, 573-581.  
 岡林俊雄, 1972: 気象研究ノート, 113, 74-106.  
 斉藤 実, 他, 1968: 北海道石狩湾附近の降雪のレーダー解析, 天気, 15, 42-50.  
 杉中正一, 1964: 北海道西海岸の小低気圧と局地的豪雪, 天気, 11, 183-188.

## 海外だより

### 外国の気象観測所めぐり (2)

—プエルト・エデン (チリー) 49°20' S, 74° W—

1967年から68年にかけてのわれわれ京都大学アンデス探検隊の基地はチリー空軍の気象観測所があるプエルト(港)・エデンであった。出発前に日本で読んだ情報では、ここは世界でも有数の降雨地帯で無降水日があほとんどなく、強風が吹きあれていて、住民は東洋系のアラカルフという原住民で、貝を主食にし冬でも裸で海岸に寝ているというような程度で観測所があることが出発直前にわかった。氷河探検のあとチリー各地でいろんな人に聞いてみても、そんなところに人がいるのかという返事が帰ってくるだけで、わたしたちがとりわけ不勉強であったわけではなさそうである。

ここは南米パタゴニア大陸の東側に位置し、西はこの港のあるウエリントン島の中央山脈をこえと荒波の寄せる太平洋に達する。南半球のジェット気流は大陸にさえぎられることなく地球を一周してここでアンデス山脈につき当るが、この付近は集中豪雨は少なく、むしろ年中「シバスコス」と呼ばれる山陰地方の「しぐれ」のような雨が1日数回波状的に降る。シバスコスが幕のようになって近ずき、後方へ過ぎ去って行く、ウエリント

ン島と大陸の間のフィヨルドをチリー海軍の軍艦に乗せてもらって南下し、エデンの港についたわたしたちは、アラカルフ達がバラックとはいえちゃんとした家を持っているのを見て安心したり近代化をなげいたりしたものである。その中にきわ美しい、おとぎ話にでも出てきそうな建物が気象観測所であった。所員は4名で、所長は年中無休の1日8回観測をほとんど一人でやっている。観測結果は無線で直ちに空軍基地に送られる。所長の仕事はそれだけでなく、周囲に住んでいる数十名の現住民や近くの島島に散在している貝採りの漁師や木樵たちの村長もかねており、時には家庭裁判所長もしなければならぬ。他に測器掛と雑用(食事など)掛および医者があり、モーターボートで数時間もかかる島島への食糧配達も彼らの仕事である。ここには小学校も併設されていて毎日子供達が小舟に乗って集まって来る。このような仕事量は常識では不可能と考えられるが、そこは南米特有の気楽な性格で、適当に調整して楽しく暮している。1日8回観測とオールナイトの宴会が両立するのである。(京大防災研 中島暢太郎)

(以下 380 ページの続き)

の形成の過程はかなり複雑で、力学的な過程のみでなく雲物理学的な過程も関与している問題であり、まだまだ分っていないことが多いようです。尾鷲・大台ヶ原地方に何故大雨が多いかということは、地域的な問題として

も興味ある重要な問題ですが、そこで起こっている物理的過程は、いくつかの異ったタイプの降水雲の相互作用にもとづく降水形成過程という興味ある問題を含んでいるといえます。(名大水圏科学研究所 武田喬男)