

4. 大雪発生のメカニズム

北海道大学低温科学研究所 藤 吉 康 志

1. はじめに

本夏期大学講座「新しい気象」では、第1回目から昨年の第14回目まで、何らかの形で降雪に結びついた講義がなされてきました。中でも今回の講義に関連の深いものとして、第4回の「ひまわりから見た北海道の冬の気象」、第5回の「雪が降ってくるまで」と「冬の天気」、第6回の「メソ気象学入門」、第12回の「札幌市の降雪予測システム」をあげることができます。そこで今回は、大雪の発生のメカニズムに特に話題を絞ってお話をしたいと思います。それには、記憶に新しい、1995-96年冬季の大雪の例を中心に話を進めるのが適当と考えます。

2. 1996年1月8日から9日にかけての大雪の特徴

図1は、1994年12月～1995年3月と1995年12月～1996年3月までの、北大低温研構内の積雪深の時間変化を示したものです。1995年12月18日と1996年1月9日に、積雪深が短時間に大きく増加しています。

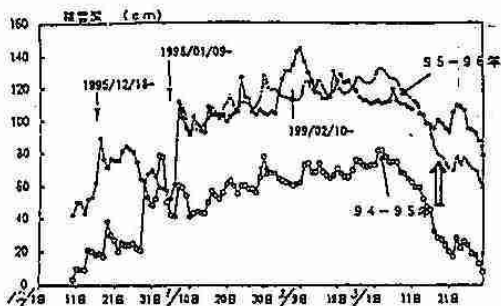


図1 北大低温研構内で測定した1994-95年及び1995-96年の積雪深(cm)の時間変化(木村・福田、1996).

記録によりますと、12月12日の札幌での降雪51cm、

18日の48cmは、観測史上それぞれ2位と4位の降雪でしたが、この雪は早く融けてしまい、年末には前年度並みの積雪深になっています。一方、1月9日の大雪以降は、融雪が少なく降雪がほとんど全て積雪に加わったため、記録的な多雪年となりました。仮に、1995年1月9日の積雪深が1996年1月9日と同じとして、それ以降の積雪深の時間変化(図1の破線)を1996年と比較すると、3月半ば以降の融雪時期を除いて、両者にはほとんど差が見られません。このことから、1月9日を中心として発生した大雪が1995-96年の冬を特徴付けたと言えます。

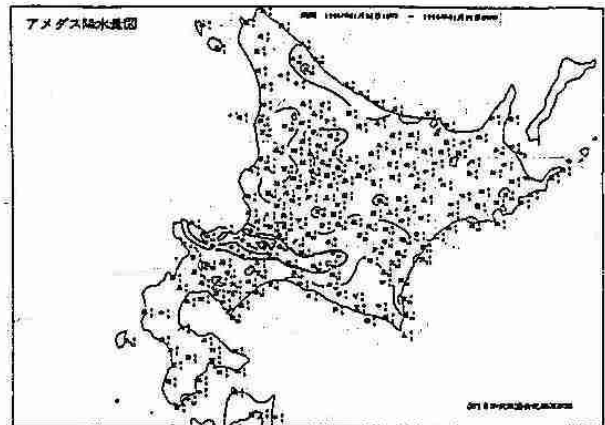


図2 1996年1月8日10時から1996年1月9日9時までの降雪量分布(単位はmm)。太い実線は、降水量が20mm以上の領域を示す(日本気象協会北海道本部提供)。

札幌管区気象台が指摘したこの冬のもう一つの特徴は、札幌、岩見沢、小樽、寿都、苫小牧で冬合計降雪量が平年比で120%を越え、道央を中心として例年以上に降雪の局地性が強かった点が上げられます。先に上げた、1996年1月8～9日につ

ての降雪を例にとり、降雪の局地性を具体的に示したものが図2です。この図は、1月8日10時から1月9日9時までのアメダス観測地点で測られた降水量(降雪量を水で換算したもので単位はmm)の分布です。図から、20mm(降雪深で約40cm)以上の降水域が、積丹半島沿いに札幌を経て日高山脈近くまで、長さ約150km、幅約40kmで分布し、また、この多降雪域がちょうど積丹半島の先端部付近から始まっていることが分かります。

3. 大雪をもたらす雪雲

北海道の日本海側では、①季節風時の降雪、②北海道西岸小低気圧による降雪、③低気圧後面へ流れ込む寒気に伴う降雪によって大雪をもたらされることが知られています。①の季節風時に発生する筋雲の場合には、個々の雪雲はほぼ高度850hPa(高さ約1500m)の風に乗って移動しますので、筋雲の通り道にあたった地域では上空の風向が変わらない限り雪が降り続きます。その場合には、筋雲の幅(約10km)程度の細長い降雪域が形成されます。札幌では高度850hPaの風向が310°~340°の時に降雪が常時の2倍以上降ることが統計的に示されています。②の西岸小低気圧は、札幌に大雪をもたらす擾乱として有名で、冬型の気圧配置が緩んだときに発生し、ほとんど無風状態で音も無く短時間に大量の降雪を局地的にもたらします。筋雲や、西岸小低気圧の研究は長く、学問的にも大変興味ある現象ですので、別の機会にまとめてお話しさせて頂きたいと思えます。

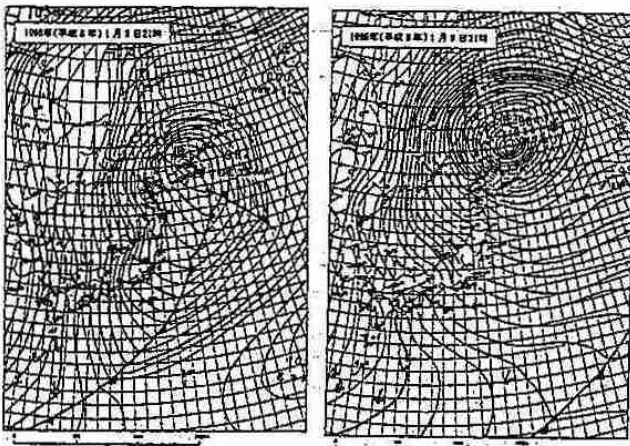


図3 1996年1月8日21時と1月9日21時の地上天気図

さて、問題の1月8~9日にかけての大雪は、低気圧がオホーツク海上で急速に発達した後停滞したこと、それに伴う北からの寒気の長時間にわたる流入によって、従って③の時期に発生した雪雲によってもたらされました。図3は、1月8日21時と1月9日21時の地上天気図を示したのですが、確かに8日から9日朝にかけて北海道南岸を通過した低気圧が、オホーツク海上で急速に発達して停滞しています。このような低気圧の急速な発達や停滞が生ずる理由は、大変重要ですが、むづかしい説明が必要ですので、別の講義での解説をご覧下さい(例えば、第14回「新しい天気予報と今年の5月の低温」でキーワードはブロッキングです)。図3を用いてお伝えしたいことは、この天気図程度の水平分解能では、北海道全域でほぼ同様な大気状態にあり、実際に発生した局地的大雪地帯を特定することは困難であるという点です。それではどのようなデータを用いれば、図2に示されたような局地的大雪地帯を捉えることが可能でしょうか。

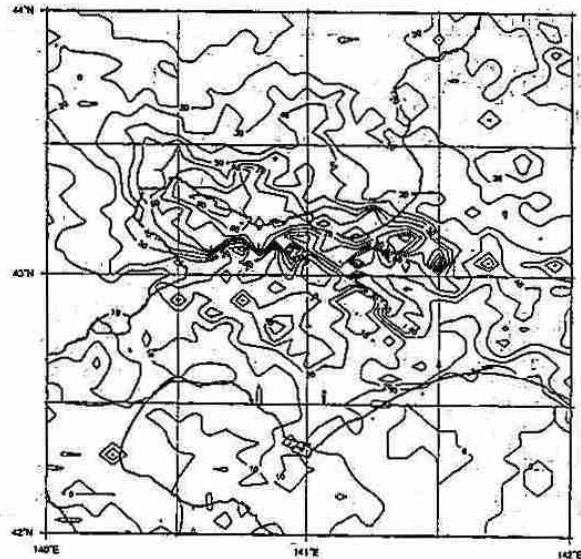


図4 気象庁のレーダーから求めた、1996年1月8日00時から1月9日24時までの総降雪量(単位はcm)(日本気象協会北海道本部提供)。

それには、気象庁、建設省、札幌市、そして北海道大学等が所有しているレーダーが最適であると言えます。ただし、これらのレーダーはそれぞれ

れの設置目的によって性能や設置場所が異なっています。図4に、気象庁のレーダーを用いて測られた、1月8日00時から1月9日24時までの総降雪量(数字は雪の深さを意味し単位はcm)の水平分布を示します。図2に示した陸上での降水量分布にほぼ対応していることが分ると同時に、それ以外に、石狩湾内部でかつ積丹半島沿いのみ降雪が集中していたことも分かります。それでは、何故この地域にのみ降雪が集中したのでしょうか。それを明らかにするためには、雪雲のレーダーエコーの構造をもう少し細かく見る必要があります。

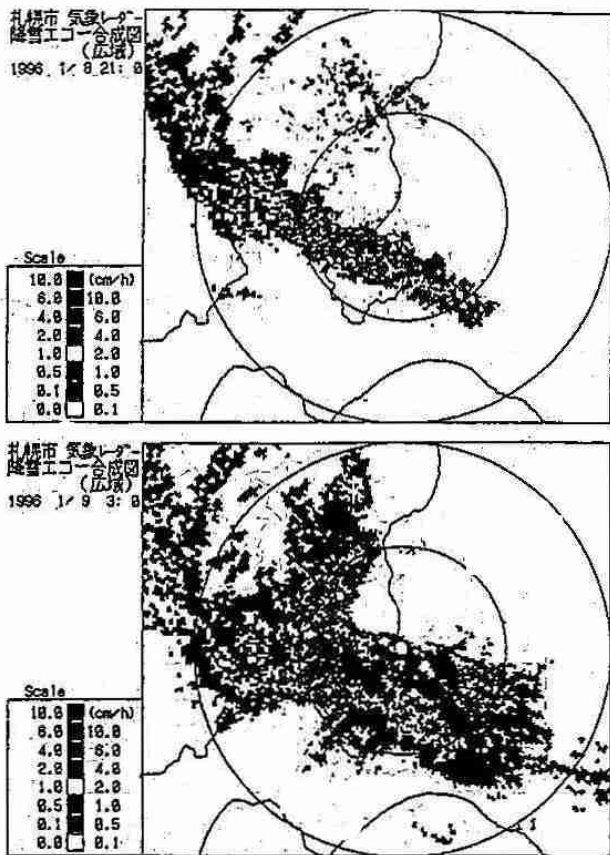


図5 札幌市の気象レーダーが捉えた、1996年1月8日21時と1月9日3時の降雪エコー。

図5は、札幌市の気象レーダーが捉えた、大雪が始まった1月8日21時と、最盛期の1月9日3時の降雪エコーで、黒く映っている箇所が降雪域です。これが大雪をもたらした雪雲の姿です。一見すると、石狩湾から石狩平野にかけて雪雲が進入していますので、今回の大雪は、低気圧がブロッケン

グによって停滞し、小樽や札幌がたまたま長時間にわたって雪雲の通り道となったために発生したように見えます。確かに、石狩湾から苫小牧にかけての石狩低地帯は風が抜けやすく、また、冬季の季節風時に出現する典型的な雪雲である筋状雲が石狩湾に吸い込まれるように集まりやすいという観測例もありますが、それですと、積丹半島の先端付近からの降雪の増加がうまく説明できませんし、降雪が必ずしも石狩低地帯に沿って分布していないことも説明できません。

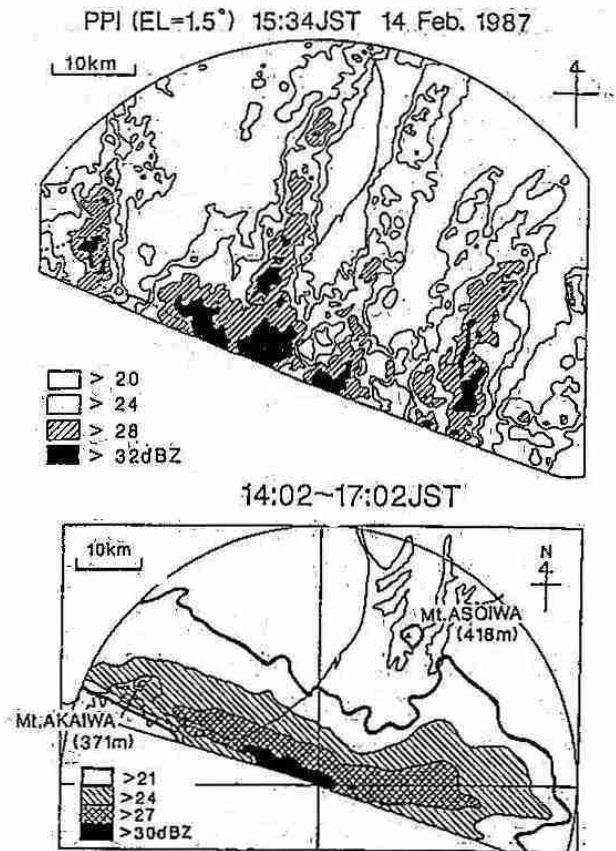


図6 北大低温研のレーダーが捉えた直交型エコー(1987年2月14日15時34分)と、2月14日14時から17時までの平均エコー強度。

図5をもう一度見ると、海上に楕形のような形をしたエコーが存在していることが分かります。この楕の歯の部分に対応したエコーは、エコーが移動する方向(ここでは北西から南東方向)とエコーの伸長方向(ここでは北東から南西方向)とがちょうど直交しているため、直交型エコーと呼ば

れています。これに対して、一般に良く知られている季節風時の筋雲のレーダーエコーは、移動方向と伸長方向が一致しているため平行型エコーと呼ばれています。直交型エコーは、北東から南西に伸びていますので、このエコーが次々に石狩平野に上陸した時には、平行型エコーと異なって、幅広い降雪域になるはずですが、しかし実際には、図2と図4に示されたように、直交型エコーが現れると積丹半島に沿ってバンド状に降雪量が多くなり、一見すると積丹半島沿いに平行型エコーが進入したかのような降雪分布を示します。このような例はこれまでも度々報告されています。例えば、図6は、北大低温研のレーダーで測定した1987年2月14日14時から17時までの平均エコー強度(ほぼこの期間の平均降雪量に比例します)と、この降雪をもたらした直交型エコーです。何れも、今回のケースと全く同様に、積丹半島から手稲山の斜面に沿って降雪量が多くなっていることが分かります。

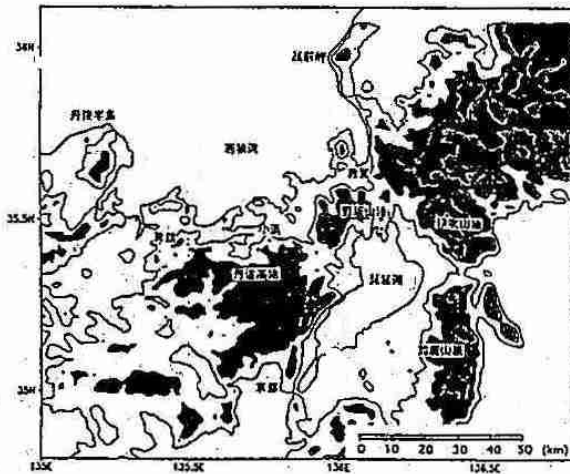


図7 若狭湾周辺の地形図。

4. 大雪の形成機構

そこで次に、雪雲が積丹半島に沿って発達した理由について考えます。そのためには、海上の雪雲そして積丹半島上空の3次元的な風の分布を知る必要があります。このような風の3次元分布を捉えるのに有力な武器が、ドップラーレーダーです。原理はスピードガンと同じで、レーダーが自分で出した電波の周波数と標的に当たって返って

きた電波の周波数の違いから、標的の動く速さを測定します。気象用ドップラーレーダーでは、標的は雪粒子や雨粒です。ドップラーレーダーを使うと、短時間に(約10分)広い範囲の風を細かい水平間隔(~1km)で測定することができます。ここでドップラーレーダーによって測定されたデータを用いて、今回のケースをさらに解析したいところですが、残念ながらこの日は観測が行われておりませんでした。そこで、他の場所で行われた観測結果を用いて解析した結果を以下にお示します。

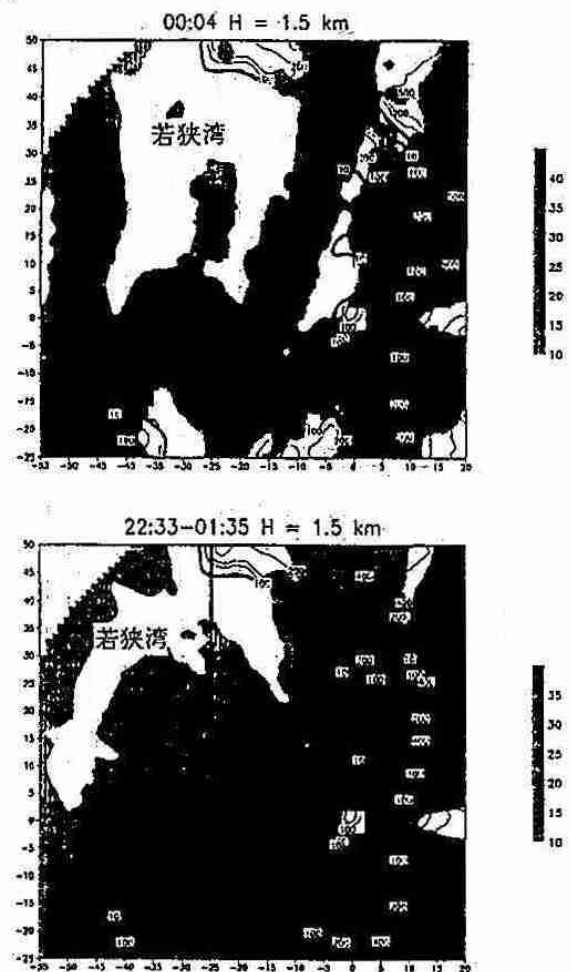


図8 名古屋大学大気水圏科学研究所のドップラーレーダーで観測された、1995年1月14日00時04分、高度1.5kmでの直交型エコーの水平断面図(上)と1月13日22時33分から1月14日1時35分までの平均エコー強度の水平分布(下)。図には等高線も示してある。図は、丹後半島から小浜に至る海岸線が横軸に平行になるように回転させてある。

観測は、地形的に石狩湾に良く似ており、直交型エコーも頻繁に現れる若狭湾周辺(図7)で行いました。図8上は、1995年1月13日19時から14日8時にかけて出現した直交型エコー(00時04分)を、図8下は22時33分から01時35分までの平均的な降雪エコーの強さの高さ1.5kmの水平分布を示したものです。図8下を見て分かるように、図の下側の丹後半島に沿ってエコー強度、すなわち降雪量

直交型エコーが形成される条件です)。ここで注目していただきたいことは、下層では風が相対的に丹後半島に向かっていることと、それとは逆に上層では丹後半島から遠去かる向きに風が吹いているということです。下層の風は、海岸沿いの山にぶつかるため、山の斜面に沿って強い上昇流を形成し、従ってそこでは雲が発達します。このことは、図8と図9の太い実線に沿った鉛直断面内のエコーと風の分布を見ると良くわかります(図10)。すなわち、高さ2km以下の下層で、図の右(若狭湾)方向から左(丹後半島)方向に向かう気流は、海岸近くで上昇し、そこではレーダーエコーも発達しています。海岸近くで上昇した気流は、高さ2.5kmより上では逆に若狭湾に向かう下向き(すなわち下降流)の流れになっています。

以上の観測事実を基にしますと、以下のようなプロセスで丹後半島に沿って強い降雪域が形成されたものと考えられます。すなわち、海から水蒸気と熱をもらった下層の気流は、半島にぶつかることによって強い上昇流を形成し、半島沿いに発達した雲を形成します。アラレなどの落下速度が速い雪粒子は半島沿いに集中して落下しますが、落下速度の遅い雪粒子は、上空に運ばれ、上空の風によって半島から若狭湾の方に流されながら落下します。もちろん、重くて大きい雪粒子ほど半島近くに落下します。この間、雪雲は雪を降らせながら下層と上層の中間の風に乗って内陸に入り込みますので、結果として或る幅のバンド状の降雪域が、半島に沿って形成されることとなります。もしこれが、下層と上層で風の向きが同じ平行型の筋雲ならば、仮に半島沿いに強い上昇流を形成しても、作られた雪粒子はそのまま山を越えて行き、筋雲に沿った降雪域を形成することになります。

5. おわりに

このように、直交型エコーが出現する時には、半島沿いに強い上昇流が形成され、発達した雪雲内の大量の雪粒子が効率良く半島に沿って内陸に運ばれ、大雪がもたらされます。1996年1月8日か

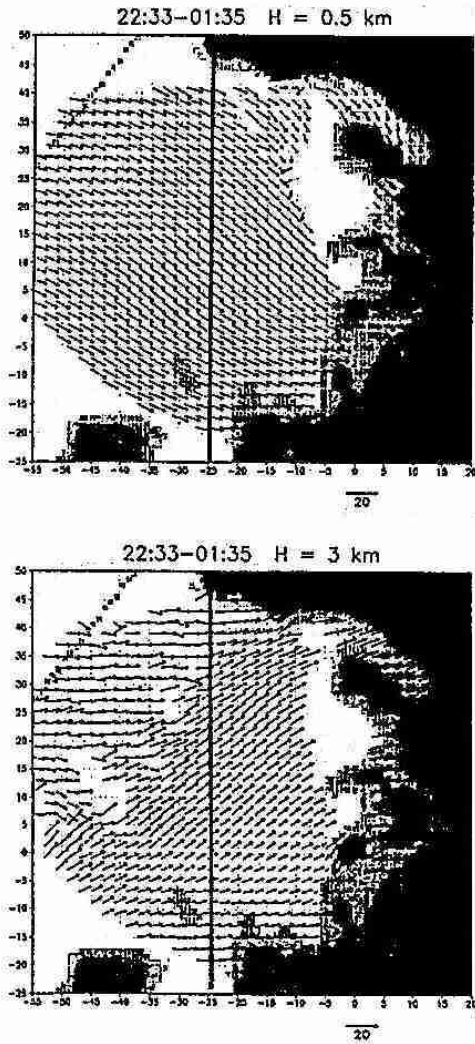


図9 図8と同じ範囲での、1月13日22時33分から1月14日1時35分までの、高緯度0.5km(上)と高度3km(下)の水平風の分布。

が多くなっています。図9は、ドップラーレーダーで測定した、高度0.5kmと3kmの時間平均した水平風の分布を示したもので、下層と上層の風向が大きく異なっていることが分かります(これは、

ら9日にかけての大雪も、若狭湾での事例とほぼ同じプロセスで発生したと考えられます。従って、今回のような大雪を一刻も早く予測するためには、風、特に海上の3次元的な分布を捉える観測体制

を整えること、そしてそのデータを基にして地形との相互作用を正確に予測する数値モデルを開発することが必要です。

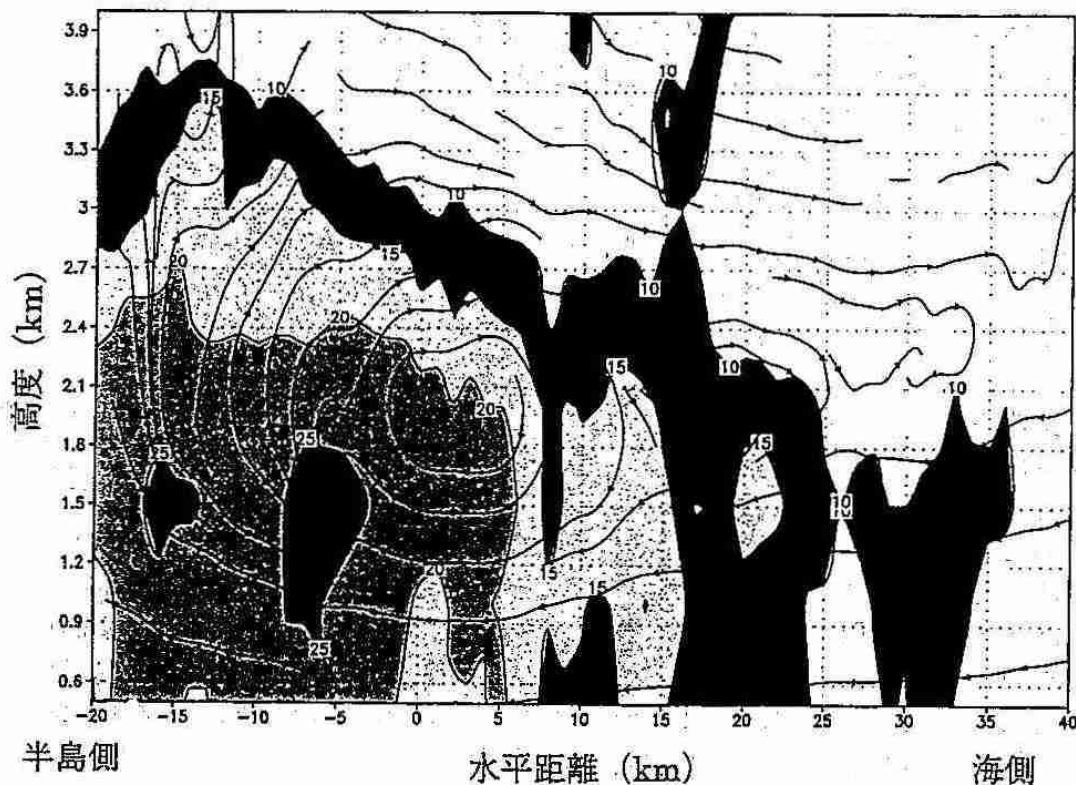


図10 図8及び図9の太い実線に沿った鉛直断面内の、1月13日22時33分から1月14日1時35分までの平均エコー強度と風の流れ(流線)。図の左側が半島で、右側が若狭湾。

参考図書

気象の教室1巻～6巻：東京大学出版会基礎雪氷学講座 II「降雪現象と積雪現象」(菊地勝弘、大畑哲夫、東浦将夫著)：古今書院。

地球異常(山本龍三郎著)：集英社。

雪と氷の世界(若濱五郎著)：東海大学出版会。