

メソスケール降雪域に及ぼす地形による風の影響*

遠藤辰雄** 秋山敏弘***

要旨

筆者らは高校地学の実習に平行して、メソスケールとしては特に密な降雪と風の観測を行った。その結果、定常的な季節風のもとでは、地形に対して降雪域がほぼ固定することがみられた。

1. まえがき

局地的な大雪を調べるには、メソスケールの降雪域が地形による風とどのような対応があるかを知ることが大切である。

これまで雨量に対する地上流線による影響のメソスケールでの観測例としては、たとえば草野(1960)によるもの、降雪については宮沢(1960)、河村(1961)の例があるが、さらに密な観測網による観測は殆んどない。

1965年2月6日、筆者らの勤務していた小樽潮陵高校において、地学実習と平行して降雪のメソスケールの密な観測をすすめることができた。その結果、降雪強度に対する地形による風の影響において興味ある関係がみられたので報告する。

2. 観測法

本校1年生約500名は雪の結晶のレプリカ法による観測を行なった。

これは予め定めた時刻に全生徒が各自宅で一斉に行ない、地上風向と降雪状況などの記録も同時にとった。このとき用いたレプリカ液はポリビニールフォルマールを二塩化エチレンに3%の濃度で溶したものをを用いた。これを2ccずつアンプルに充填して、プレパラート(2cm×6cm)と共に各生徒に配布した。これによって小樽市南部の4km平方の範囲に約500点に近い観測点を設けることができた。しかしこの観測の性質上、1時間以上継続させることは困難である。

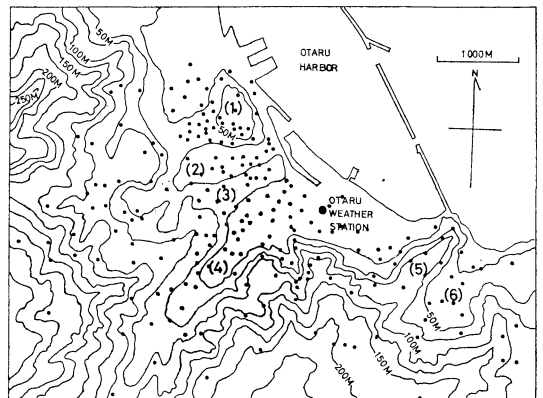
したがって予めこの短い同時観測の時刻を決めてお

ても降雪に遭遇しない危険率が高い。しかし幸に、1965年2月6日の場合は、15時15分、15時30分、15時45分、16時00分の4回の観測時に対して降雪があり同時観測が成り立った。事実、1966年の場合は、それまで降っていた雪が観測時間が始まると同時に止んでしまい失敗に終わった例もある。

観測したものは、指定時刻の降雪のレプリカのほかに風向(8方位)と降雪強度の目視観測であった。降雪強度の記事は、降雪なしを0、チラチラ小降り(弱)を1、はらっても衣服に雪がのる(中程度)を3、前方がよくみえない程の降雪(最強)を5とし、その中間として2と4を補って6段階にまとめた。

3. 観測地の地形

観測域の小樽市南部は第1図に示すように、その北東に日本海を臨む港まちで、平均500mの山で囲まれ、各生徒の自宅を含む市街地は200mの等高線まで及んでいる。(図の小さい点はランダムに採用した主な観測点の



第1図 小樽市(南部)の地形図 ●は小樽測候所 (1)~(6)は本文参照

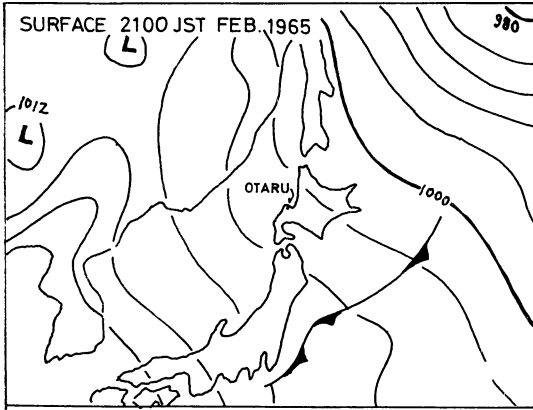
* The Effect of Topographical Wind Affecting Meso-scale Snow Fall Area.

** T. ENDOW 北海道大学理学部

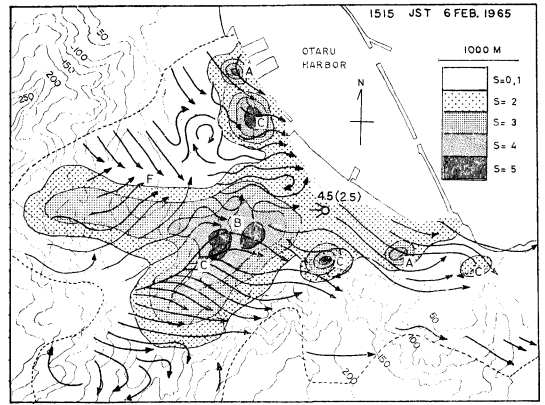
*** T. AKIYAMA 北海道理科教育センター

—1969年11月10日受理—

—1970年4月13日改稿受理—



第2図 1965年2月6日地表天気図 小樽は西北西の風であった。



第3図 1965年2月6日15時15分の地上風流線と降雪域 Sは目視降雪強度(第1表参照)

第1表

目視降雪強度 (S)	雪のレプリカの粒数(n)個/分×20cm ²	
	(最多値)	(変動)
1	13	0.1~70
2	27	0.3~120
3	44	1.4~200
4	70	0.5~300
5	135	1.2~450

位置を示す.)

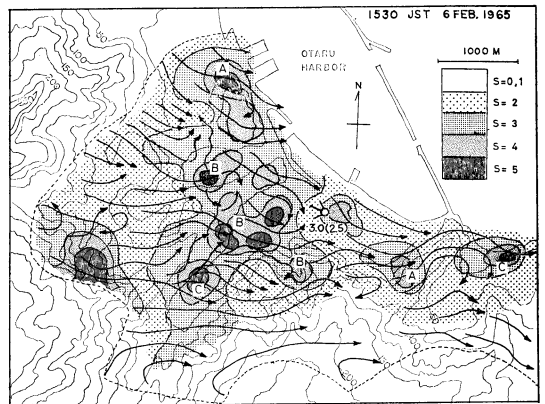
冬期北西の季節風に対して影響する地形の主なものは、第1図の市街地中央の孤立丘(1)及び北東に向けた尾根(3),(5)と狭い谷の列(2),(4),(6)である。

4. 結果

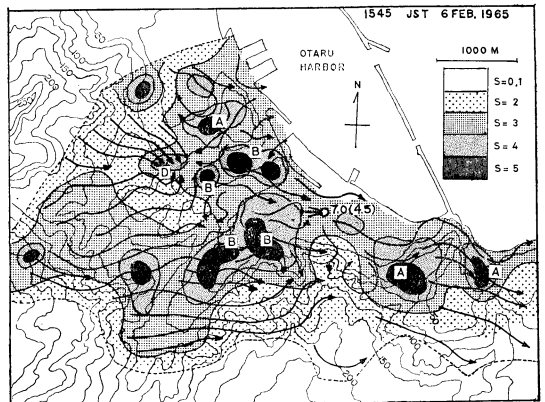
同時観測に成功した1965年2月6日の地上天気図を第2図に示す。

この日は典型的な冬の北西季節風型で、小樽では日本海から瞬間風速7m/sをこえる西北西の風による吹雪であった。しかしその結晶形は雲粒付樹枝状結晶のくずれたものが主であった。またこのスケールでは、雪の結晶形の水平分布はほぼ一様で特徴的な傾向はみられなかった。

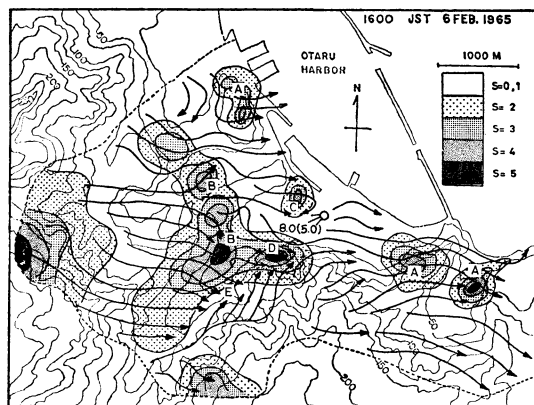
プレパラートの上のレプリカの雪粒数から単位時間、単位面積当りの降雪の個数を求めることができた。この全例(約2000)と同時に記録した目視による降雪強度との間には明らかに正の相関があり、各段階に対する最多値(モード)及びその変動を第1表に示す。



第4図 1965年2月6日15時30分の地上風流線と降雪域 Sは目視降雪強度(第1表参照)



第5図 1965年2月6日15時45分の地上風流線と降雪域 Sは目視降雪強度(第1表参照)



第6図 1965年2月6日16時00分の地上風流線と降雪域 Sは目視降雪強度(第1表参照)

これからわかるように変動はかなり大きい、目視降雪強度が大きいほど最多値も大きいので目視降雪強度は現象と対応していると考えられる。またレプリカ数から得られた降雪の最多値は目視降雪強度の段階が示す視感覚の指数級数に比例して増加するといえる。この関係は最小自乗法によって次式(1)で表わすことができる。

$$n=13(1.84)^{s-1} \quad (1)$$

ただし S は先に定義した目視降雪強度で1より5までの整数で与えられ、 n は毎分 20cm^2 当りに降下する雪の結晶の個数を示す。

プレバートの面積が小さいことと雪片や飛雪が混じるために、雪のレプリカの粒数から各観測点での降雪強度を求めることは変動が大きすぎて不適当である。むしろ最多値によく対応する目視降雪強度の方がより大きな空間の降雪の平均濃度を代表すると考えられる。またレプリカの方には欠測も多いことなどから、筆者らは各観測点の降雪については目視降雪強度を使って以下の解析を行なった。

場所によっては測点が密すぎるので観測域内に一様に分布するように、同時刻につき約160点を無作為に採り降雪強度の等値域を描いた。また8方位で求めた各点での風向は等高線法によって地上風流線で表わし、これらを比較してみた。

1965年2月6日の15時15分、15時30分、15時45分、16時00分のものをつま、第3図、第4図、第5図、第6図に示す。

図中、凡例のSは先に定義した目視降雪強度で(1)式によって相当する雪の結晶の降下数に換算することができる。また○印は小樽測候所の位置を示し、三本の矢

羽根は主風向とその変動を示す。また数字は瞬間最大風速をカッコ内は平均風速を夫々示す。

破線は解析した範囲を示す。

(1) 微地形と地上風

降雪域の局地化の機構を知るために微地形と地上風の関係に先づ着目した。

第2図の等圧線(天気図)から想像されるように、この期間の一般風は西北西の季節風であり、これに応じて第3図から第6図までの流線からわかるように観測地域でもおおむね西風が卓越していた。

期間中の瞬間最大風速は $3\sim 8\text{m/s}$ で平均 $2.5\sim 5\text{m/s}$ の風が持続していたのでやや強風といえる。また測候所の風速の記録からは風の息がかなりあることがみられた。

これら4つの流線図からいえる微地形に対する風の流線には下記の項で示されるようにこれまでに知られている傾向(小沢・吉野1965)と合せて、次の特徴がみられた。

- a. 一般に風は等高線に平行に吹くが、
- b. 尾根を乗り越えた地上風はポテンシャル流となって等高線に直角に吹く傾向がある。
- c. 従って谷が合流すれば地上風は収束し尾根に沿って下りる風は両側へ発散する。

これの特徴は第3～6図の多くの点でみられること、また小樽測候所(図中○印)の風向が流線に沿っていることから得られた地上風の流線が妥当であることがいえる。

(2) 地上風と降雪域

降雪域と流線を調べてみた結果、両者の間には以下に述べるように密接な関係のあることがわかった。

イ) 障害物の風上側で流線が急に曲る地域に降雪域が集中する傾向がある。第6図のAで印した降雪域(波止場附近の孤立丘の風上側)(防波堤の根本附近に伸びた尾根の風上側及びその東の降雪域)のように地上風に対する障害物の手前に降雪が集中している。

ロ) 盆地の底や谷間の合流点のように流線が乱れて風の淀む場所。第5図の中央部附近のBで示したところ。

ハ) 第4図中央左下のCのように水平発散のあるところ。及び障害物の風下側で風がまき返し垂直発散が考えられるところ。第3図測候所南側のCで印したところ。

ニ) 流線の収束点附近。第6図の中央部(測候所南西)や第5図の中央左のDで印したところ。

ホ) このほか、第6図のEや第3図のFのように降雪

を含んだ気塊が降雪を含まない気塊と衝突すると、その境界線の手前側に降雪域が分布する傾向がある。(第6図E参照)

上述の傾向はどの図でも共通しているので要因別にA, Bにて夫々示した。

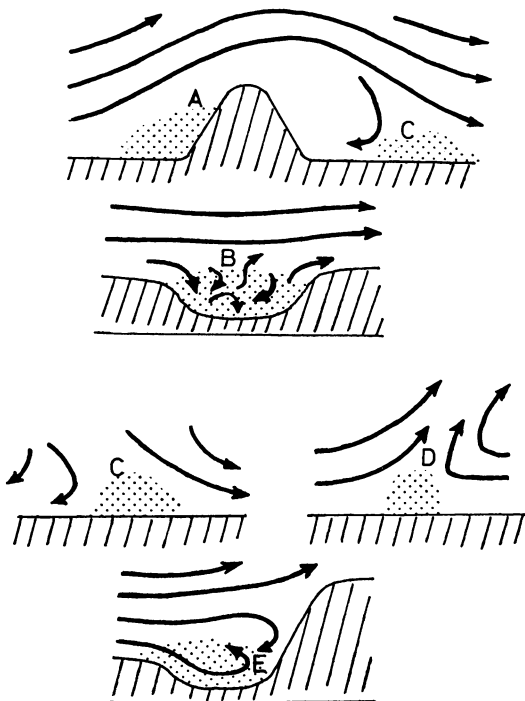
5. 考察

雨滴の場合は落下速度が比較的大きいので、雨滴の発生点近くに降下する。しかし雪の場合は落下速度は風速の1/10以下と小さいので風上側から殆んど水平に近い経路で運ばれると考えられる。

従って、このようなスケール(4 km 平方)では降雪域は雪の結晶域といっさい無関係で単に風によって運ばれてくるものと考えてよい。

この観測結果に対する説明として、次のように考えてみた。

地形による上昇・下降・水平曲折など流線の曲るところには淀みが出る。(SCORER 1958)さらに降水物の慣性により、その流線からの“投げ出し”がおこり、これが淀みにとり込まれてその空間に集積がおこるものとする方がよい。したがって、このような淀みがしばしば起きるような地点の降雪は、一般流がきまれば常に



第7図 流線と降雪域のモデル

強くなる。

先に得られた降雪域の分布と流線の関係について次のように考察してみた。

i) 障害物に遭って流線の曲るところAで雪が多かったのは、障害物のため風速が落ちたことと、一つには曲げられた結果、風は曲っても降雪粒子の慣性のため“投げ出し”効果が考えられる(第7図A参照)。この他に、この種の流線の曲るところでは発散も附随するので次のiii)の効果も加わっているであろう。

ii) 4つの図のBでの流線が谷で淀み、方向が定まらなくなるところもやはり流速が小さくなり、落下が一ヶ所に集中する(第7図B参照)。

iii) 流線の水平発散のあるところは水平速度が低下し、また“投げ出し”効果が集るところに相当する。このことは障害物の風下側の垂直発散の場でも同様な機構で考えられる(第7図C参照)。

iv) 収束点や収束線に降雪が集る傾向のあることはスケールは異なるが、宮沢(1960)等も指摘している。前にも述べたように、このような小さなスケールでは収束線で雪が発生して雪がそこにあるのではなく、雪を含んだ空気の速度が低下するためと考えられる(第7図D参照)。これはいいかえると雪を含まない気流が障害物として働いたことになる。

以上考察したように、一般に風速が急に衰えるところに降雪域が集中する傾向がある。降雪が風上側で一様に発生しつづけ、また風速が一樣ならば、地上の降雪も一樣になるはずである。このことだけ考慮すれば降雪強度は風速に逆比例するはずである。風速が低下する原因に障害物や収束線のように上昇流が加わる場合には、この分だけ降雪強度が減じ、発散線の場合には、この分だけ降雪量が増大する。

一方、雪を含んだ気塊が収束すれば、そこへ雪が吹き寄せられ、発散流の場合は逆の効果がある。ちょうど河の流速の遅いところに土砂が沈澱するように風速のおそいところに雪が沈澱するのであろう。

6. あとがき

大きさ4 km 平方程度のスケールでは降雪は地上風の小さいところに集中する傾向がみられた。平均風速5 m/sで最も強い範囲は直径100~500mのものが多く、その強度は毎秒2 cm×6 cmの面積当たり約1箇の割合で地上に降下するものであった。

おわりに、ここでは観測例も少く、解析法についても必ずしも充分ではなかったが、中島(1967)も指摘する

ように、この種の観測結果がさらに集積されることによって局地気象のモデルが出来上がってくるので、今後多くの観測が各地で実行されることを期待する。

また実習教材の立場としては、同時観測のみでは全部失敗する恐れがあるので、任意時観測と平行して行なうほうがよく、そのためにもレプリカ液のアンブルによる配布が必要である。またその解析結果はできるだけはやく全生徒に還元されるところに理科教育における意義があり指導上望ましい。

7. 謝 辞

この観測をすすめるにあたり、共成製薬株式会社、小樽潮陵高校地学クラブ、小樽測候所等の御協力を、また同校理科担当の教諭であられた松木光治・小黒淳達・真島昭三の諸先生の便宜を、さらに解析にあたっては北海

道大学理学部の孫野長治教授の御指導を賜った。深く感謝の意を表す。

8. 引用文献

- 小沢行雄・吉野正敏, 1965: 小気候調査法, 古今書院, 160頁。
 河村 武, 1961: 北海道における冬季の降水分布の総観気候学的考察, 地理学評論34 (11), 583~595頁。
 草野和夫, 1960: 宮城県的气流について, 研究時報, 17, 709-718。
 R.S. SCORER 1958: Natural Aerodynamics. Pergamon Press 246, 247。
 中島暢太郎, 1967: 天気, 14 (12), p 406。
 宮沢清治, 1966: 1957年12月29日~31日の北陸不連続線による大雪について, 研究時報, 12, 370-401。

気象学会および関連学会行事予定

下記カレンダーは気象学会主催の大会・例会・講演会・シンポジウム(支部主催も含む)、気象学会共催・後援の講演会など、天気紙上に公示されたもの、あるいは講演企画委員会・天気編集委員会で情報を入手したものをまとめたものである。今後、毎月の天気紙上に掲載する予定であるが、掲載もれがないようにしたいので、会員各位の御協力をお願いしたい。

講演企画委員会・天気編集委員会

行 事 名	開催年月日	主催団体等	場 所
昭和45年度日本気象学会秋季大会	昭和45年10月27~29日	日本気象学会	京都教育センター
高層気象シンポジウム	〃 10月23日	〃	気象庁第1会議室
大気汚染に関するシンポジウム	〃 10月24日	日本気象学会北海道支部	室蘭市役所
福岡管区気象研究会	〃 11月11日	日本気象学会福岡支部, 福岡管区気象台	福岡管区気象台会議室
集中豪雨シンポジウム	〃 11月13日	気象研究所・福岡管区気象台	福岡管区気象台会議室
気候変動シンポジウム	〃 11月27日	日本気象学会	気象庁
北海道支部研究発表会	〃 12月3日	日本気象学会北海道支部, 札幌管区	札幌管区気象台会議室
春季講演会	昭和46年2月~3月	日本気象学会	海洋研究所(予定)
第7回災害科学総合シンポジウム	昭和45年11月9, 10日	災害科学総合研究班(気象学会後援)	京大防災研究所
第17回風に関するシンポジウム	〃 12月10日	日本気象学会外8学会	気象庁講堂