長岡における降雪の日変化

著者	斎藤 博英, 清水 増治郎
雑誌名	国立防災科学技術センター 研究報告
巻	5
ページ	25-31
発行年	1971-03
URL	http://doi.org/10.24732/nied.00000681

国立防災科学技術センター研究報告　第5号　1971年3月

551.578.431(521.41)

長岡における降雪の日変化*

斎藤博英・清水増治郎

国立防災科学技術センター雪害実験研究所

Diurnal Variation of Snowfall in Nagaoka City

By

Hirohide Saito and Masujiro Shimizu

Institute of Snow and Ice Studies, Nagaoka

Abstract

The records of snowfall intensity, which were obtained with a snowfall intensity meter in Nagaoka City, are discussed.

The diurnal variation of snowfall is characterized by the appearance of a maximum in early morning. This characteristic is clearer in moderate snowfalls than in heavy ones.

From these facts it can be considered that the thermal convection is intensified by radiational cooling in cloud layers at night.

1. まえがき

雪は早朝に降ることが多いと言われることをよく聞くことがある．冬は昼の時間が短いので，夜のうちに雪が降って，朝になって気がつくこともあろう．除雪作業は朝の車の活動に備えて行なうので，午前4時ごろから始めることが多いのも，感覚的には関係がありそうである．(除雪作業は札幌など大都市では夜に多く活動する．) しかし，1回1回の降雪について注意していると，日中にどんどん積もることもあれば，昼夜をわかたず降る強雪もあり，はっきりとはわからない．

一般的な降水量の日変化は古くから知られており，大きく分けるときは，内陸型と海岸型(あるいは大陸型と海洋型とする人もある) の2種とされている．内陸型では主極大が午後に現われ，副極大が早朝にあり，主極小は午前8時から正午の間にある．海岸型では極大が早朝に現われ，極小は午後に現われる (岡田武松，1951)．

日本各地の降水量の日変化は半井亀次郎 (1924) が調べた．それによると，早朝または夜間から早朝の間に極大が現われ，副極大は午後または夕刻に現われ，極小は本州や九州では20～22時に，副極小は正午前後に現われるに対し，北海道では主極小が正午前に，副極小が18～20時に現われている．

---

* 昭和43年度雪水学会全国研究発表会において発表．

宮沢清治（1957）は長野地方気象台の1945～1956年の13年間について，1時間 1.1mm（雨量）以上の強い降雪が季節風によって生じているものを選び，その最強時刻の度数分布を求めた．これによると，出現度数は3時から10時の間に多く，副極大が夜半前にあり，10時から18時の間には少ないことが示されている．これは同地方の強い降雨の出現度数が14時から20時の間に集中しているのと，ちょうど反対である（図1参照）．

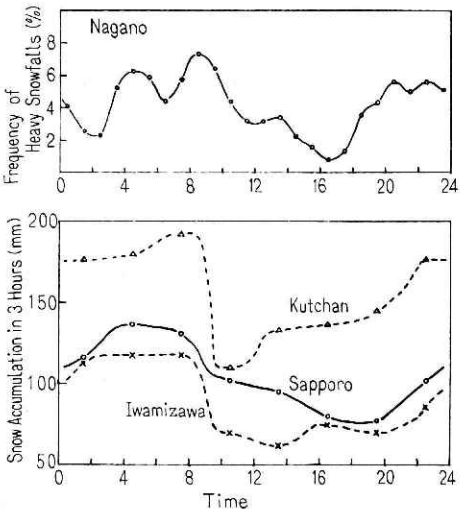


図1　長野（宮沢清治，1957）と札幌付近（岡林俊雄，1966）の降雪強度の日変化

岡林俊雄（1966）は札幌・倶知安・岩見沢の降雪量について，1月～2月の観測値から，3～9時の間に最大で，9時以後急に減少し，20時ごろまで少なく，その後夜半に向かって増加することを示した．これらは本報告と関係が深いので，図1に示す．

このように，雪が早朝に降ることが実際に多いなら，それは除雪計画にも大きな影響を持つわけであるから，詳しく調べておく必要がある．

2.　降雪の強さとその変化

降雪の強さは気象庁では測っていない．現在は6時間の新積雪を昼間2回行ない，21時から翌朝9時までは12時間の新積雪として測っている．

季節風によって生ずる日本海側の降雪は，元来対流性の雲から降るので，一つの雲塊が通過するごとに一つの降雪が対応するように，断続的なことが特徴である．長岡における降雪強度計（斎藤博英ほか，1969）の観測の例を示すと，図2のようである．

図2には1968年2月1日および2日の一部分ずつをとり上げて示した．各図の上部に横向きに入れてある数字が日付けと時刻で，時刻は右から左へ進行し，各図とも約2時間半の間の降雪強度の変化がしるされている．図中の曲線は，下方のものは降雪強度計の散乱光を利用した記録で，曲線が上がるほど降雪が強いことを示す．上方の変化の少ない曲線は透過光による記録で，降雪が強くなると，曲線は下がる．両曲線の山と谷が同時刻に現われるのであるが，2本のペンが互いに邪魔をしないように，ずらしてあるので，上の曲線の谷は下の曲線の山より早く現われているように見える．

図2の（a）は雪がかなり強く降っているときの例．（この朝はもっと強く，両曲線が入り混じって見えるので，見分けやすい午後を示した．）雪のやみ間はないが，強弱の変化は15～20分間隔で現われている．

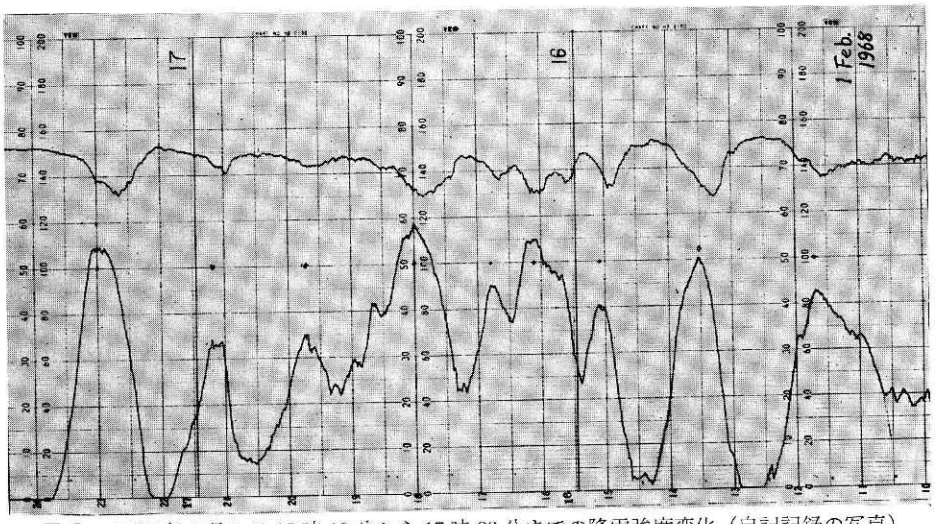


図 2a 1968年2月1日15時10分から17時20分までの降雪強度変化（自記記録の写真）

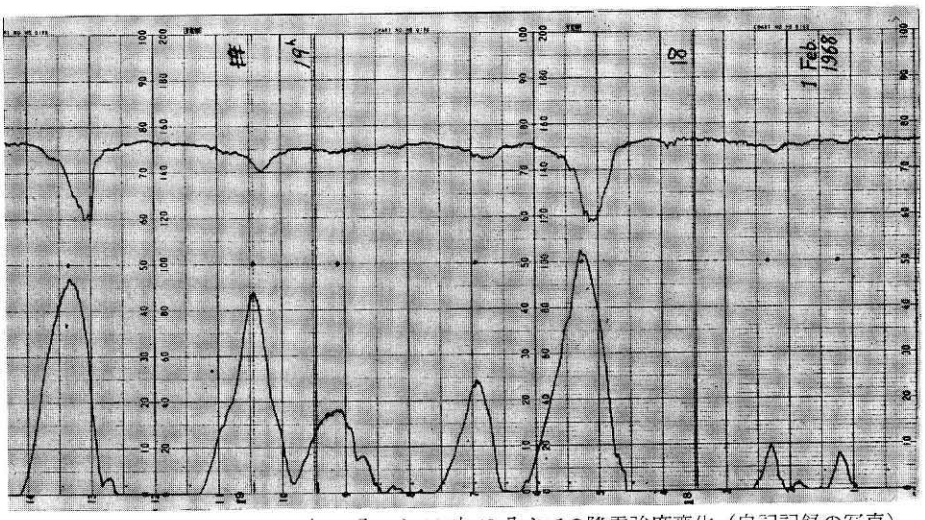


図 2b 1968年2月1日17時30分から19時40分までの降雪強度変化（自記記録の写真）

図2の (b) (c) は降雪の比較的弱い時期で，1降雪の時間は10分ぐらいずつであるが，各降雪の間隔は25ないし30分ぐらいに伸びている．

図2の (d) は1降雪の時間が長く，20分ぐらい続きかつ強く降っている．しかし，各降雪間の時間間隔はぐっと伸びて，約1時間になっている．

このような降雪の強さの変化は，主として雲の状態と雲のある高度での風速によって決まり，継続時間や周期が異なることになる．この例では，(d) の周期が長くなっているのは，輪島の観測による 1～2km の高度の風速が1日21時には 20kt であったのが，2日9時には 10kt になっていることと関連しているらしい．これでみると，一つの降雪の広がりは6～9kmぐらいに計算される．

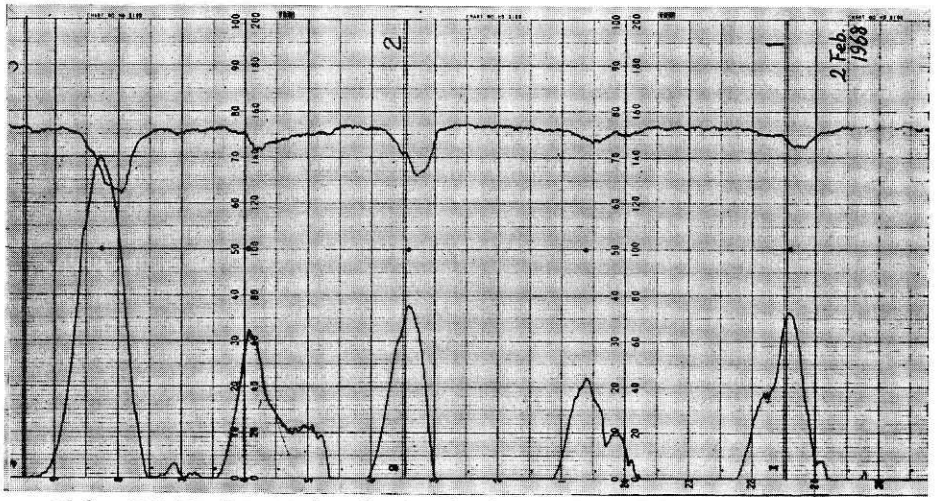


図 2c　1968年2月2日0時40分から3時0分までの降雪強度変化（自記記録の写真）

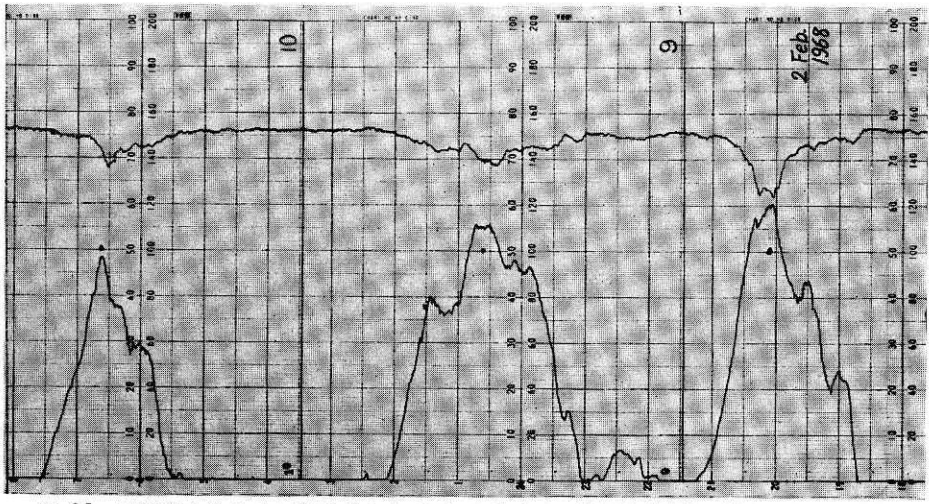


図 2d　1968年2月2日8時30分から10時40分までの降雪強度変化（自記記録の写真）

雪の降り方はこのように比較的狭い範囲に団塊状になって，次から次へと通って行くので，今の降雪強度を知っても，それから直接今後30分とか1時間とかの降雪量を知るわけにはいかない．しかし，このような観測をレーダーと対応して行なうと，かなり正確な認識を得ることができるであろう．

3．長岡における降雪の日変化

前記のような降雪強度計の記録を，1968年1月22日から2月28日まで連続して行なったので，その記録値を解析し，降雪強度の日変化を調べた．

解析の仕方はいろいろ考えられるが，この図をみると，1時間とか2時間の平均強度という

考え方は取りたくないので,次のように整理した.1日を0～1時，1～2時と1時間ずつに区切って，その間に後方散乱光の記録値が10以上になった時間を分単位に記録した．同様に，やや強い雪として，記録値が40以上になった時間と，強い雪として，70以上になった時間も求めた．

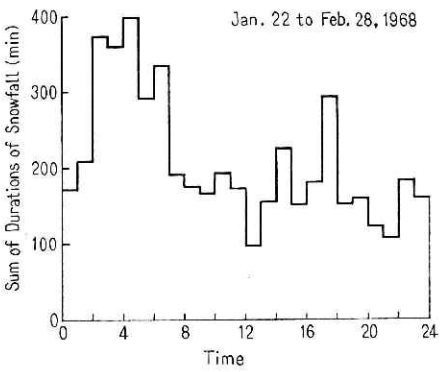


図 3 長岡における降雪時間の日変化（全期間，やや強い降雪以上）

図3は前述のうち40以上になった時間を，この期間全体について，1日の各時刻ごとに集計したものを示す．これによると，2～7時の5時間が明らかに多く，他の時刻の値の2倍ぐらいになっている．その他の時刻にはあまり特徴ある変化はないが，17～18時のところだけ300分というやや飛び離れた値を示している．こういう一つだけ偶然的に大きくなることは，このような少ない統計値では特に意味を持たせない方がよいと思う．

長野・札幌・倶知安・岩見沢の例と比べると，それぞれ調べ方の違いもあり，グラフの変化の形に違いはあるが，降雪は早朝に多いという点だけは，よく一致している．

降雪の日変化の状況は，その降雪の発生している気象条件によって異なることは当然であろう．このことを調べるため，比較的降雪の継続している数日を一つの降雪期間として，四つの期間に区切った．そして，各期間について別々に集計して，日変化のグラフを作ったのが図4の (a) (b) (c) (d) である．これらの図では，グラフの最も高い数値は記録値が10以上の時間で，その次に高いのは記録値が40以上の時間であり，そこには斜線を入れてある．そして，最も低い数値は記録値が70以上の強い降雪の時間を示し，そこは白のままにしてある．

図4を見ると，(a) と (c) は朝方に多いことがめいりょうである．(a) の期間は海面の低気圧は千島東方で発達し 500 mb 面の低温中心域は千島北部やカムチャツカの辺にあり，弱い季節風場で，24日以後は日本海東部に弱い副低気圧ができていた．除雪は平野部にも少しあったが小出・十日町以南の山側に主として降っている．(c) の期間は15日東京に大雪を降らせた南海低気圧が房総の東を北東へ去って行き，朝鮮から移動性の高気圧が出てくる間で，やはり山雪が主体であった．

図4の (b) は，早朝に降雪の多い特徴は乏しく，午後もよく降っている．ただ，20時を中心にした4時間ぐらいが降雪が少ないことと，70以上の強い降雪が3時から7時の早朝に多くなっているのが目立つ．この期間は長岡など平野部にも多く降っている．気圧配置からみると，海面の低気圧は千島南部に近く，季節風はやや強く，500 mb 面の寒冷低気圧も北海道北部や中南部千島辺にふらふらしており，輪島の上空の気温が持続的低温を示していた．すなわち，「大雪タイプ」である．

図4の最後の (d) は全般的に降雪時間が少ないので，日変化はめいりょうとも言えないが，

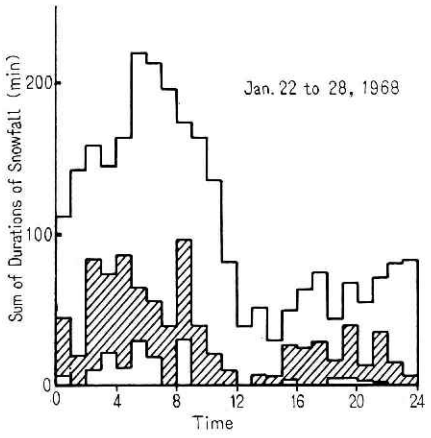


図 4a　1968年1月22日から1月28日までの降雪時間の日変化

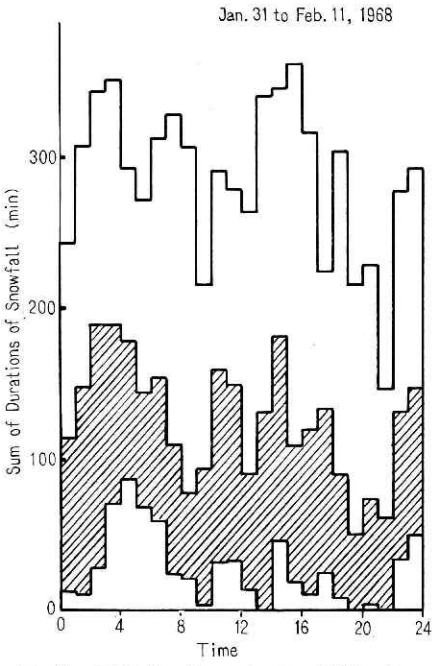


図 4b　1968年1月31日から2月11日までの降雪時間の日変化

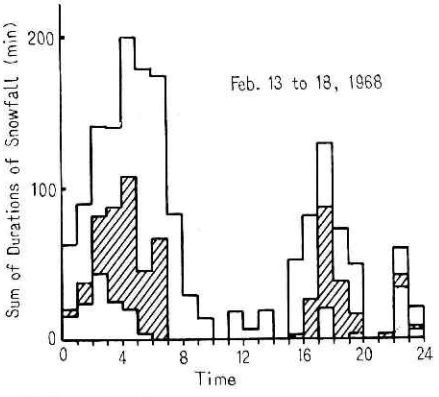


図 4c　1968年2月13日から2月18日までの降雪時間の日変化

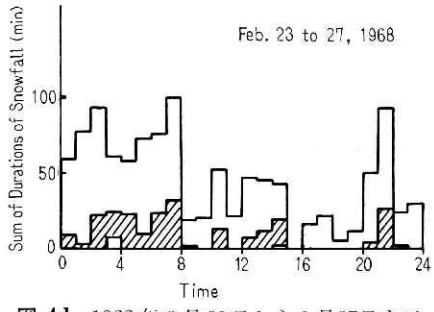


図 4d　1968年2月23日から2月27日までの降雪時間の日変化

0時から8時までの間が他の時刻に比べて多いことは肯定される．この時は，海面天気図では弱い低気圧が朝鮮から山陰地方を通り東に去り，東支那海に移動性の高気圧が出て来て，それが北陸へ来るまでの状況で，季節風は弱から並，並から弱へと変わっている．500 mb 天気図では寒冷低気圧が日本海西部に出てオホーツク海南部に去り，気圧の尾根が東支那海から朝鮮に現われてくるまでの間で，輪島の上空 500 mb も 700 mb も強い低温が現われ，それが高温に変わろうとする時に当っている．その大勢からは里雪型に始まり，山雪型へ変わろうとする

状態である.

例が少ないので，断定的な結論は控えるべきであるが，これらの例からみると，通常の山雪型の季節風による降雪の時に，降雪の時間数が早朝に多い特徴がはっきりしており，里雪型の大雪タイプでは，早朝に多い特徴が不明確になっている．このことは，季節風による降雪の機構に関連する重要な問題を含んでいる．しかし，今回の観測は長岡における日変化であり，山側の十日町や湯沢あたりでも類似の性質があるかどうかは問題である.

季節風の降雪が早朝に多くなる理由としては，第1に雲層の放射冷却による対流の助長が考えられる．そして，大雪タイプの時よりも山雪型の普通の降雪の時の方がこの特徴がよく現われていることも，この考えと合うようである．しかし，海陸風的な規模での水平温度差の日変化の影響を否定する根拠は，今回の解析では得られない．それを明確にするためには，もっと広範囲の中での日変化の同時的解析を行なわねばならず，そのためには，特別な観測網を張らねばならないので，今回は断念する.

4. むすび

長岡における降雪強度計の研究で求められた降雪強度の変化の様相を解析した.

季節風による降雪の際には，長岡でも早朝に多く降るというめいりょうな日変化が認められる．この日変化の特性は普通の季節風時に良く現われ，上空に強い寒気の来ている大雪型（特に里雪型）の時には不めいりょうになることを見いだした.

このことは，日変化の原因として，雲層の夜間放射冷却を重視する一つの根拠となりそうである.

参考文献

1) 岡田武松（1951）：雨．岩波書店，p. 292—293.
2) 半井亀次郎（1924）：降水量1日中変化に就いて．気象集誌，第2輯，**3**，5号，117—122.
3) 宮沢清治（1957）：長野地方における強雨（雪）の出現時刻について．気象庁研究時報，**9**，8号，570—574.
4) 岡林俊雄（1966）：西海岸の降雪について（第4報）．北部管区気象研究会誌，昭和40年度，21—23.
5) 斎藤博英ほか（1969）：赤外線を利用した降雪強度計の研究．防災科学技術総合研究報告，第21号，21—42.

（1969年12月10日原稿受理）