

の重要なポイントである。その解明のために新たな組織的観測が望まれる。また日本海をとり囲む地形、とくに風上側の山の影響を入れた境界層モデルによる数値シミュレーションをやってみる必要がある。

前頁の表は関与する各種の要因を、外部条件と問題別に整理したものである。

2. 豪雪のメカニズムについて

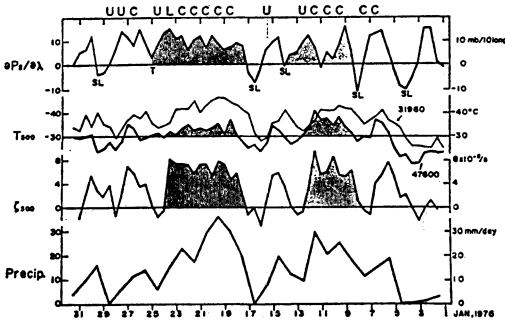
秋山孝子* (コメンター)

コメンターの主張

従来の豪雪に関する研究の多くは、豪雪・大雪時のみを対象とした事例解析か、合成図法によるものであった。豪雪のメカニズムを探るためには、中・小雪時を含めた冬期全般の状況の把握が必要である。以下に、このような観点から、降雪時の総観的気象状況、降雪空間分布(平野型・山地型分布)および日本海上の収束雲と総観場との関連を、1976年1月の事例を示しながら記述する。

中層の寒冷渦 (第1図)

豪雪時には、大陸上(ウラジオ)に -40°C (T_{500})を下回る大規模(時間的・空間的に)な寒気がある。その寒



第1図 1976年1月の timesection.
 $\partial P/\partial \lambda$: 北緯 40°N 線上, $135^{\circ}\sim 145^{\circ}\text{E}$ 間の SFC 気圧差, T はトラフ, SL は総観規模低気圧.
 T_{500} : ウラジオ (31960) と 輪島 (47600) の 500 mb 気温.
 ζ_{500} : 輪島沖 grid** の 500 mb 渦度.
 Precip: 新潟県面積平均日降水量.
 C, L, U の記号は、日本海域の雲型の分類***.

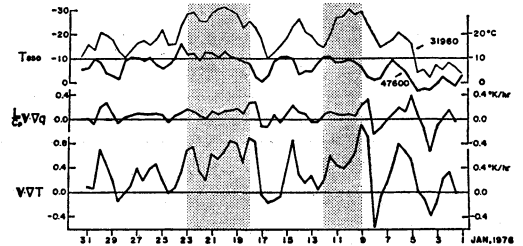
気の日本海上通過時に、豪雪は発生している。しかしこの間輪島では、極く低温 ($< -35^{\circ}\text{C}$) であるとは限らない。寒気は寒冷渦の形態をしているが、その正渦度値は降雪量に関係なくほぼ同じである。豪雪期間 (9~12日, 18~23日) に、渦度値は短周期 (~1日) 変動を示している。なお降水量と、ウラジオの T_{500} の時間変動は、タイムラグをもって、高い相関がある。

SFC 東西方向の気圧傾度: 季節風 (第1図)

一般に、中層寒冷渦内では SFC の季節風は強い。しかし、豪雪期間には中小雪時に比べ、気圧傾度は相対的に小さい(季節風は相対的に弱い)。気圧傾度にも、豪雪期間に短周期の変動が見られる。

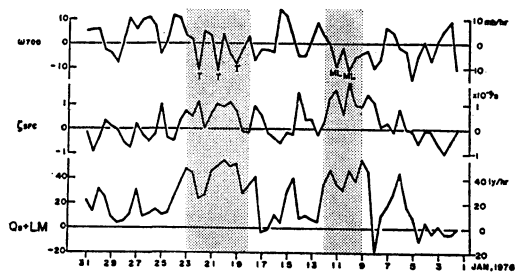
下層の状況 (第2図)

寒冷渦内で、ウラジオと輪島の T_{850} の差は大きい。豪雪時に特に大きいことは、日本海から多量の水蒸気・熱の補給があることを示すものである。しかし、豪雪期間に、水蒸気・温度の水平移流量 (dry, cold advection) は、降雪量に見合うほど大きな変動を示していない。これは季節風の弱いことによる。



第2図 1976年1月の timesection.
 T_{850} : ウラジオと輪島の 850 mb 気温.
 $L/CpV \cdot \nabla q$: 輪島沖 grid の、850 mb 面の水蒸気水平移流量.
 $V \cdot \nabla T$: 同上 grid の、温度水平移流量.

* Takako Akiyama, 気象研究所.



第3図 1976年1月の timesection.

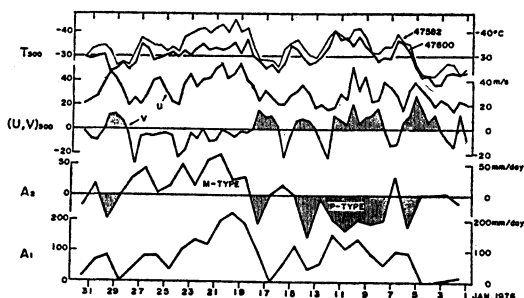
w_{700} : 輪島沖 grid の, 700 mb 面上昇流.
 T_{sfc} : 同上 grid の, SFC 温度.
 Q_s+LM : 同上 grid の, 熱・水蒸気補給量.

上昇流と中間規模じょう乱 (第3図)

豪雪期間に見られた 500 mb 渦度および SFC 気圧傾度の約 1 日周期の変動に対応して, 700 mb 面上昇流, SFC 渦度も変動している. 該当する日の地上天気図には, 日本海に小低気圧 (ML), あるいは弱いトラフ (T) が検出される. この時の補給量 (Q_s+LM) の大きな変動は, 降水量の変動にほぼ見合っている. (混合層, 変質層も厚くなっている.) 短周期のじょう乱, 広範囲におよぶ深い対流層, 多量の補給量, これらの総合された状況が, 豪雪を発生させているのである.

降雪分布型と総観気象状況 (第4図)

降水量の時空間分布を主成分分析した結果によれば, 9~12日は平野型 ($A_2 < 0$), 18~23日は山地型 ($A_2 > 0$) の豪雪であった (Akiyama, 1981). 両者の総観場の違いは, 中層で最も顕著である. 秋田と輪島の T_{500} の差から知れるように, 山地型豪雪時, 風速の U 成分が大, V 成分は負である. 平野型豪雪時には V 成分は正である. 平野型豪雪は, 大規模寒冷渦内で, しかも寒気核中



第4図 1976年1月の timesection.

T_{500} : 秋田 (47582) と輪島 (47600) の 500 mb 気温.
 $(U, V)_{500}$: 輪島の 500 mb, 風速 U, V 成分.
 A_2, A_1 : 第 2 主成分****, 第 1 主成分****.

心の前面で発生している. 一方, 山地型豪雪は, 大規模寒冷渦の南縁沿い, 寒気核中心の後面で発生している.

中・小雪時, 寒気は南下していない. しかし, 降雪型 (平野・山地型) と寒気 (トラフ) の相対的位置関係は, 上記豪雪時の位置関係と同様である.

収束雲と降雪・総観状況 (第1図, 第2図)

収束雲 (C型) は, 寒冷渦内で, ほとんど例外なく出現している. しかし, その時の降水量は, 10 mm/day から 30 mm/day 以上であって, 一概に, 大雪とは言えない.

筋状雲 (U型) は SFC 季節風が終息に向かう時 (寒冷渦通過直後), そして大陸上の下層が温暖となり, 水蒸気・熱の水平移流量の著しく減少した状況下で出現している. この時の降水量は 10 mm/day 以下である. 以上, 紙面の制約のため, 要点のみを記した. 著者は, 助言を頂いた電計室の二宮氏に謝意を表します.

文献

Akiyama, T., 1981: Time and spatial variations of heavy snowfalls in the Japan Sea coastal region, part I, II, J. Met. Soc. Japan, 59, 578-601.

** 気象庁電計室北半球解析の grid point 値.
 *** 穂積・孫野, 1979 (気象学会春季大会予稿集 No. 118) から引用.
 **** 新潟県日降水量分布の主成分分析結果を Akiyama (1981) から引用.