

# 1. 豪雪の機構について

松本 誠一\*

豪雪の機構を考える上で重要なことは、補給と集中の問題である。補給には輸送の問題が、集中には不安定理論とのかかわりがある。一方関与する条件として、季節風、寒冷渦、メソ擾乱が重要であり、また地形効果も本質的な役割を持つと考えられる。

日本海（東シナ海を含む）岸の大雪は季節風型であり、降雪の源は海面からの蒸発である。吹出しの寒冷気塊と対馬暖流との間における海気交換の問題に帰着する。季節風の風向は積雪の地域性に一義的な役割を持つであろう。

大雪の条件として寒冷渦の果たす役割は極めて重要である。寒冷渦は成層の不安定化と蒸発および対流活動を促進する。小型の寒冷渦であっても降水に重大な影響を与えることに注意する必要がある。最近注目されている polar low といわれている予期せぬ大量の降水を伴う現象も、この小型寒冷渦に関連した擾乱と考えられる。

豪雪域は中規模の集中性を示す。気圧、風、レーダーエコー分布に特徴的なメソ擾乱が解析されている。実体的にはメソスケールに集中した積雲群であると考えら

れ、preferred scale を規定すべき不安定理論には積雲規模現象との相互作用が重要な役割を果たすであろう。ドーム状寒気が豪雪の充分条件を与えることから、界面に生ずる内部重力波の不安定化を追求する必要がある。

日本海および孤状列島の地形的特徴が、豪雪域を決定する主要な因であろう。北陸地方に降雪量が多いのは、季節風々向により海上の fetch が長くなることが主因であろう。山雪、里雪の特徴についても地形効果が重要な役割を持つと考えらるべきであろう。かつて注目されていた北陸不連続線の実体は、現象的には、coastal front genesis、あるいは land breeze front と呼ばれる現象と類似性を持つ。北米五大湖には lake effect snowstorm の現象があり、数値モデルである程度予測できていることが注目される。

気象衛星資料は、数多くの特異な雲分布を明らかにした。とりわけ列状に連なる中規模渦は注目され、地形による風下効果を考慮する必要が示唆されている。豪雪時にしばしば現れる“収束雲”は極めて顕著な現象であり、多くの気象学者から注目されているが、今後の研究

	季節風	寒冷渦	メソ擾乱	地形効果	
				現地効果	風下効果
補給 (輸送)	海面蒸発 $(T_s - T_a)$ (対馬暖流 吹出し) solid water 輸送		積雲群 対流輸送	fetch (風向とのかかわり)	
	対流積雲	積雲の発達			
集中 (不安定論)	風向と積雪の地域性	逆転層 不安定成層	内部重力波の不安定化	○山雪、里雪 ○北陸不連続線 (coastal front genesis) (land breeze front) ○lake effect snow-storm	メソ擾乱列 edge-effect

\* Seichi Matsumoto, 気象研究所.

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

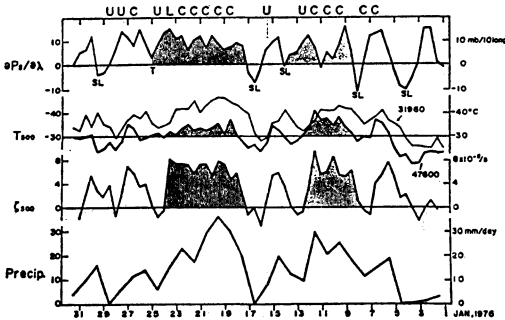
秋山孝子\* (コメンター)

### 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、降雪時の総観的气象状況、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 $-40^{\circ}\text{C}$  ( $T_{500}$ )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  $40^{\circ}\text{N}$  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.

$\zeta_{500}$ : 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\*\*\*.

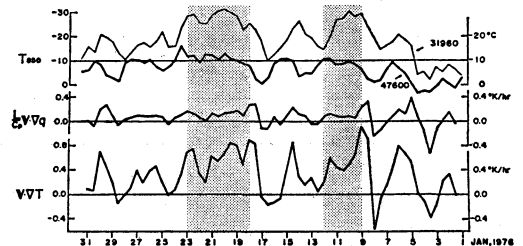
気の日本海上通過時に、豪雪は発生している。しかしこの間輪島では、極く低温 ( $< -35^{\circ}\text{C}$ ) であるとは限らない。寒気は寒冷渦の形態をしているが、その正渦度値は降雪量に関係なくほぼ同じである。豪雪期間 (9~12日, 18~23日) に、渦度値は短周期 (~1日) 変動を示している。なお降水量と、ウラジオの  $T_{500}$  の時間変動は、タイムラグをもって、高い相関がある。

#### 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.

$L/CpV \cdot p \cdot q$ : 輪島沖 grid の、850 mb 面の水蒸気水平移流量.

$V \cdot p \cdot T$ : 同上 grid の、温度水平移流量.

\* Takako Akiyama, 気象研究所.