

冬季日本海における積乱雲の潜在的発達高度に関する統計的研究

加藤輝之 (気象研・予報)

1. はじめに

積乱雲の潜在的発達高度は下層の空気塊を乾燥断熱線に沿って持ち上げ凝結高度(LCL)まで持ち上げ、その後湿潤断熱線に沿って持ち上げた時における浮力がなくなる高度(NBL)によって見積もれる。本研究では、2001~2005年度の12/1月での日本付近について、6時間毎にある気象庁領域客観解析における地上付近の空気塊を持ち上げた時のNBLを統計的に調べ、その高度を決める原因を考察した。また、2005年12月の豪雪の要因について、NBLの分布から他年と比較することで検討した。

2. 統計結果

図1に5年間の12/1月で平均した日本海側でのNBLの出現頻度分布を示す。梅雨期のNBLの出現頻度には、下層900 hPa付近、中層700 hPa付近と上層100~200 hPaに三つのピークがあった(2005年秋季大会, A104)。しかし、冬季にはピークは海上、陸上とも800 hPa付近にのみ存在しているだけである。このことは、冬季日本海側で発生する積乱雲の雲頂高度が2~3 kmであることと整合している。冬季にNBLのピークの高度が低い原因は、下層での温度が低いためである。日本列島南方海上では、梅雨期に見られた900 hPa付近のピークも現れている。

5年平均のNBLの分布(図2)を見ると、日本海上では風上(北西)から日本列島の日本海側に向かってNBLが徐々に高くなっている。これは、海面からの顕熱フラックスによる地表面付近での気温上昇(気団変質)のためであり、このことは地表付近の相当温位 θ_e の平均分布(図略)から確かめられる。このような気団変質は日本列島の東方海上でも見られる。また、朝鮮半島の付け根から山陰地方にかけてNBLの高い領域が伸びている。この領域はJPCZが出現する場所に一致する。JPCZ上では南西から相対的に高い θ_e 気塊が下層に、北から低温な気塊がその上空に流入して大気の安定度が低くなる。このことで、NBLが高くなる。

3. 豪雪となった2005年12月のNBL

昨年12月には、日本海側で数十年ぶりの豪雪となった。豪雪と積乱雲の発達高度とを関連づけるために、2001~2004年と2005年の12月で平均したNBLの分布(図3)を比較検討した。2001~2004年のNBL(図3a)は、12月ではあるが1月も含めた平均場(図2)と同様な分布である。一方、2005年は日本海側でNBLの平均は700 hPa以下となり、平均場と比べても50 hPa低い。さらに、NBLが出現する頻度も他年よりも2~3割高い(図略)。したがって、2005年12月は積乱雲が発生しやすいだけでなく、より発達できる環境下で豪雪になったことが分かる。

日本海上での地表付近の相当温位(図略)を見ると、2005年12月是他年に比べて、2~3 K低い。これだけから考えるとNBLは逆に低くなるが、上空に移流してきた寒気はその気温低下を打ち消す以上に低かった。この上空の寒気移流は、北海道の東方沖での低気圧の発達による冬型の気圧配置の強化(図3bの破線)でもたらされた。また、上空の強い寒気移流が大気の安定度を低下させ、NBLを高くさせる役割を果たしていた。

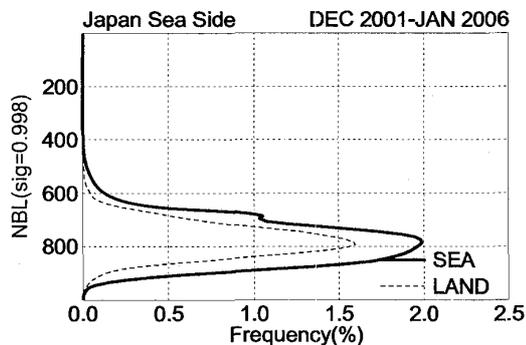


図1 2001~2005年度の12月と1月の日本海側(図2の太点線の領域)での地上付近の空気塊を持ち上げた時のNBLの出現頻度分布。数値は1 hPa単位で存在する割合(%)。

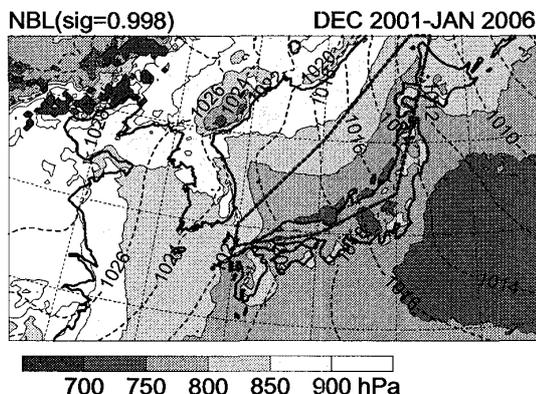


図2 2001~2005年度の12月と1月で平均した地上付近の空気塊を持ち上げた時のNBLの分布。破線は平均海面気圧。

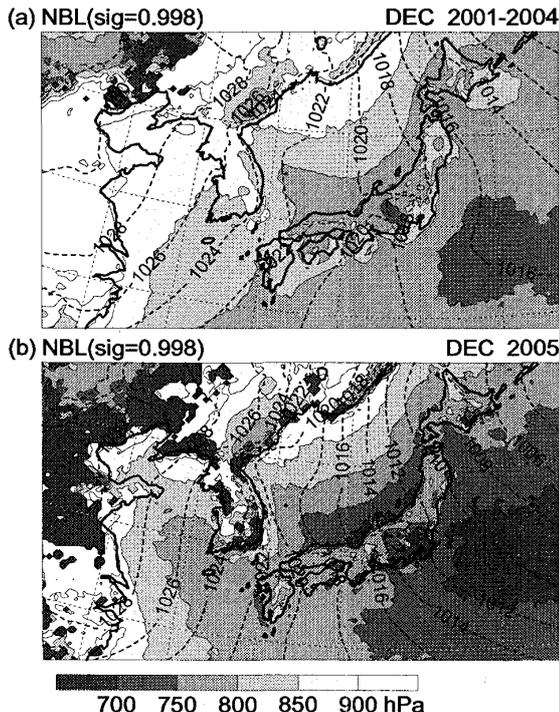


図3 図2と同じ、ただし、(a) 2001~2004年と (b) 2005年の12月の分布。