

関東地方内陸部に現われる低い雲域

榎間道夫*

1. はしがき

この雲は、大ざっぱに言えば、いわゆる「北東気流」によるものらしい。しかし北東の風が不明瞭のこともあり、また逆に、北東気流の悪天のすべてがこのタイプでは勿論ない。従って、ここでは北東気流なる既成概念にとらわれず、現象としての雲のパタンを出発点とした。筆者の観察によれば、「関東地方から東北地方南部にかけて現われる、停滞性の低い雲パタン」が存在する。地上では気温が上がらず、弱い雨を伴うこともあり、悪天の印象が強いが、この雲域の出現を予測することは今のところ難しく、天気予報をはずすことになり易い。

2. 観察された特徴

この雲域について更に観察された特徴はつぎのようなものである。

- 雲域の西～北の縁辺が、本州中部山地の海拔2km未満の地形を浮き彫りにする。しかし雲頂高度はそれよりやや高いものと推定される(後述)。
- 出現時、周辺の東北北部・北陸・東海などの地方は晴天のことが多い。
- 出現季節は春・秋に多い。
- 継続時間は1～2日だが日変化的盛衰を示すことがある。

3. 事例解析

ここでは1979年9月20～21日の事例を示す。

3.1. 雲と総観場の経過

写真1～5およびこれらに対応する第1図でわかるように、20日、三陸沖に中心をもつ移動性高気圧が広く日本をおおい、西日本まで良く晴れたが、関東西部には朝から雲域があり、昼に東北地方南部まで拡がったあと15

時には衰弱した。しかし翌21日、雲は再び朝から関東全域に分布しており、この状態は同日正午すぎまで続いた。東京レーダによれば、両日も弱い対流性エコーが散在している。

なおこの事例では伊勢湾付近にも同様な雲があるが、一般にはないことが多い。また写真1で東海沖にも雲があるが、これは西進性のもので(榎間, 1979)、写真4～5にかけて発達する。ここでは省略したが夜間の経過を赤外写真で追跡すると、問題の内陸の雲の消長は不明瞭だが、東海沖では積乱雲が散発的に発達し、それらのひとつが北東進に転じて21日朝、関東を通過した。写真4で関東南岸に見える直径100kmのクラスターがこれであり、写真5では衰弱して関東東部にある。しかし、これらの写真からみて、この積乱雲は本報主題の雲とは一応別のシステムと考えてよからう。

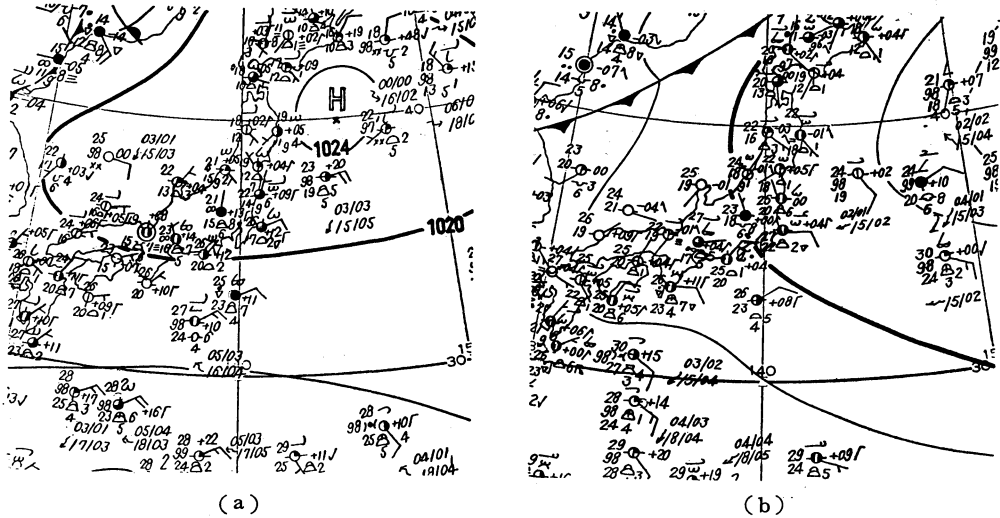
3.2. 大気の大気構造

写真1と第1図aに対応する20日09時の館野の高層資料を第2図に示す。北東流は地表付近だけで、すぐ上には南東風の層があり、南西風になるのは更にその上である。この南東風の存在は東京における低層ゾンデ観測(第3図)でも同様で、北東風との間に逆転層もあることから、この鉛直変化は単にエクマン型のものではないと思われる。そして「北東気流の悪天」に関して一般に言われている「北東流の上に南西流」という2層構造とは趣きを異にすることに注意したい。

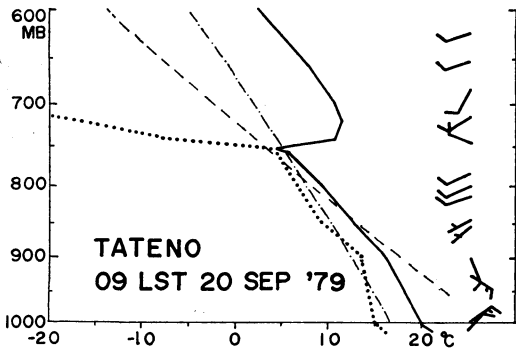
さらに第2図で、900mb付近の湿潤層(それは前記の南東流に対応する)の上方、850mb付近に僅かながら相対的に乾いた層(南西流)が存在することに注目したい。つまり湿潤な部分は750mb、900mbの2層構造になっており、実際、このとき関東各地の地上観測は、積雲または層積雲の上方に高積雲の層が存在することを報じている。別の事例(榎間・成川, 1980)では、900mbの湿潤層も更に明瞭な静力学的安定を示していた。

この2重の湿潤層(安定層でもある)は前記、西進性

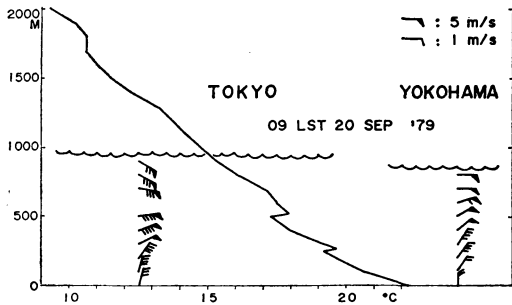
* Michio Hitsuma, 気象庁予報課



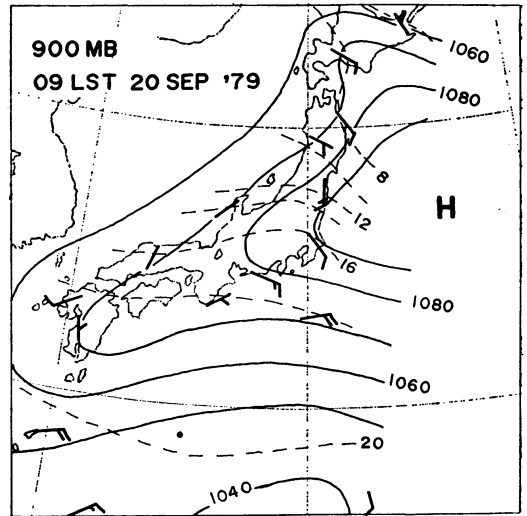
第1図 地上天気図。(a) 1979年9月20日09時。写真1に対応。(b) 21日09時。写真4に対応。



第2図 館野の高層資料。実線、点線は気温、露点温度を、また破線、鎖線は乾燥、湿潤断熱線を示す。1979年9月20日09時。



第3図 東京・横浜の高層資料。実線は気温(東京のみ)、波型線は雲底高度を示す。風の単位がこの図だけ異なる。環境庁の低層ゾンデ観測による。1979年9月20日09時。



第4図 900mb面。実線は高度(g.p.m.)、破線は気温(°C)。南方定点(TANGO)は風のみ欠測のため黒点で示した。

雲システムで見られたもの(櫃間, 1979)とよく似ているが、900 mb から下の気層全体が静力学的に安定ないし中立である点は異なる。ただし本報のような雲域でも最下層が対流層のこともあり、これらの差異は、なお今後の調査を要する。なお真島(1980)もこれらと似た事例を示している。

4. 考察

写真1や第1図a, 第2図, 第3図に対応する900 mb面を第4図に示す。本州東方海上に中心をもつ高気圧の南縁からの気流が関東内陸に運ばれており、さきに見た900 mb付近の湿潤は、この偏東風の僅かな上昇によるものと推察される。上昇の原動力としては、速度収束(東京・横浜間の500~1,000m高度層にも明瞭)や暖気移流(東京の風の鉛直分布)の効果が考えられるが、一方、冒頭に述べた、地形を浮き彫りにする雲域の形態から見て、これら中部山地によって下層風が閉塞され、上昇流を生ずる効果をも重視せねばなるまい。このような効果は以前から考えられていたが(たとえば瀬下, 1963), ここではそれが北東風ではなくて、東~南東風であることを強調したい。ちなみにこの時刻、前橋の測風気球は、高度500mで南々東2m/s, 1,000mでは南東3m/sの風を測り、1,500mでは雲中である。

関東地方の北東気流については斎藤(1971)が、地表で北日本に位置する寒冷高気圧の南縁の現象としてとらえ、このような場では1~1.5km以上の高度で本州南岸沖に高気圧があって、これらふたつの高気圧の間となる気圧の谷が関東の南岸に形成される、と論じた。本報の事例では850 mb面でも気圧の谷は不明瞭であり、第4図でみた高気圧から吹き出す南東風の役割りに注目したい。

また真島(1980)は関東の北東気流について、気団変質により形成される下層の逆転層下の現象であるとし、悪天が内陸に拡がることの主因を、西方の小擾乱によって冷湿気流が内陸まで運びこまれるため、とした。ただ

し、そこではこの冷湿気流として800~850mbの南西流が指摘されており、本報の事例とは異なる。

一方、荒井(1980)による東北地方・九州の太平洋沿岸での解析は、東寄りの風の中の現象という点で本報と共通している。ただ、その事例では雲頂高度が沿岸部でもっとも高かったのに対し、本報の例では(雲頂高度のデータがなく、不明だが)むしろ内陸の山地で雲が明瞭である。この点もまた、この事例での山地の役割を物語るものであろう。

なお第2図から、この時の雲頂高度は2.5 km程度と推定される。レーダエコーの高度は2.0~2.5 kmであった。これが、写真1で見た雲域の西~北縁の地形の標高よりも高い値であることは、雲層が約1,000 mの厚さをもっていると考えれば納得できよう。

文 献

- 荒井 浄, 1980: 山脈の風上側に発生した浅い対流雲, 天気, 27, 873-877.
 櫃間道夫, 1979: 本州南岸沖を西進して発達する中規模の雲域(その2), 天気, 26, 605-610.
 ———, 成川二郎, 1980: 関東地方に限定して現われる低い雲域(序報), 春季大会講演予稿集, 37, 52.
 真島恒裕, 1980: 北東気流による関東地方の局地的悪天について, 天気, 27, 553-564.
 斎藤直輔, 1971: 関東地方の北東流についての一考察, 研究時報, 23, 241-254.
 瀬下慶長, 1963: 関東地方の北東気流, 気象研究ノート, 14, 81-91.