

典型的なヤマセ時のオホーツク海気団の特性*

—1981年6月18~21日の事例解析—

工藤 泰子**

要旨

オホーツク海気団の南下に伴う変質と変形について事例解析(1981年6月18~21日)を行った。

オホーツク海では大気と海面の温度差はわずかで大気下層には逆転層あるいは等温層が形成されているが、親潮領域に南下すると、相対的に海面が高温であるため混合層が形成される。さらに南下して黒潮領域に達すると強く加熱されて変質し、実質的に潮目付近がオホーツク海気団の南限となる。

オホーツク海気団は厚さが薄いため、山脈の阻止効果により、吹き出し時の気圧分布は気温分布とともにN字型パターンを示す。これは、主に山脈の両側の熱的差異による下層大気の密度差によっている。熱的差異は山脈によってオホーツク海気団の移流が阻止されること、およびこれに伴う層雲の侵入が妨げられるために生ずる日射量の差に起因する。同様な現象が沿海州から朝鮮半島にかけての日本海沿岸にも見られる。

1. はじめに

梅雨季から夏にかけて、北高型の気圧配置時に高気圧から吹き出してくる冷湿な北東気流は、一般に「ヤマセ」と呼ばれ、北日本の太平洋沿岸に低温・寡照をもたらし、持続する場合には冷害の原因となる。

「ヤマセ」という言葉を用いる場合、これがそもそも局地風を指す方言であることを注意しておかなければならない(関口, 1941)。「ヤマセ」は東北地方の太平洋沿岸のほか、北陸・東北・山陰地方の日本海沿岸にも広く分布し、それぞれの地方でその示す風の方向・性質が全く異なる。また、東北地方太平洋沿岸におけるヤマセは、一般に低温で霧や層雲を伴う東寄りの風として識別されるが、その際、現象のスケール、気流の発源地および経路については考慮されないことが多い。ヤマセの源は、大部分がオホーツク海高気圧であろうが、そのほか北偏した北太平洋高気圧や移動性高気圧なども源となりうる。

ヤマセは局地風であるというイメージが強すぎたためであろうか、従来のヤマセに関する研究は局地的なものが多かった(浅井, 1950; 門脇, 1951; 佐々木・卜蔵, 1970・1972; 卜蔵他, 1981など)。また、ヤマセの主な源であるオホーツク海高気圧についても Okada (1910) 以来多数の研究が提出されている。これらの研究はヤマセを解明する上で非常に貴重な成果であるが、ヤマセとして捉えられる局地的な現象とその背景あるいは原因となる総観場や大循環の場とが結びついておらず、大スケールから局地スケールまで及ぶヤマセの一生を解明する必要がある。

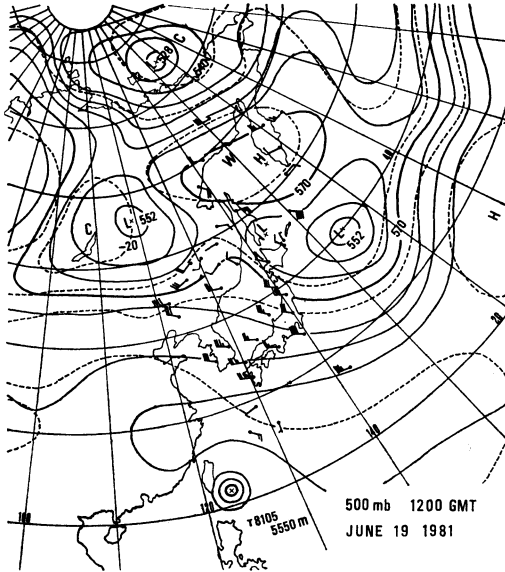
本研究の目的は、その一例として典型的なヤマセをとりあげ、これを総観的に気団として捉え、発源から南下に伴う変質および地形による変形について記述し、その特性を説明することである。事例の選択は、(1) オホーツク海上空にブロッキング高気圧が存在する、(2) 地上ではオホーツク海に優勢な高気圧が停滞する北高型の気圧配置が持続する、(3) 東北地方太平洋沿岸で東寄りの風に伴う著しい気温低下が見られることを基準とした。選ばれた期間は1981年6月18~21日である。

* Characteristics of Okhotsk air mass during the typical Yamase period (1981.6.18~21).

** Taiko Kudoh, 筑波大学地球科学研究科。

—1984年3月16日受領—

—1984年5月11日受理—



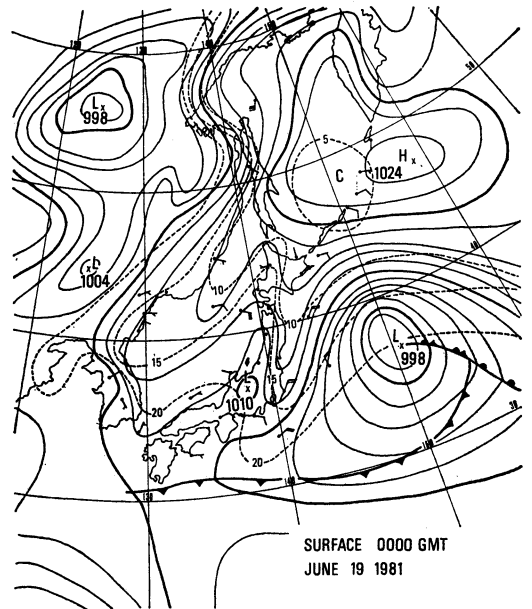
第1図 オホーツク海気団の吹き出し時における500 mb 面天気図 (1981年6月19日12Z). 破線は等温線を示す.

2. オホーツク海気団の発現と吹き出し

梅雨季を含む夏季, 上層では極東域の高緯度が尾根, 中緯度が谷というブロッキングパターンが出現しやすい. その結果として, ジェット気流の分流が起こり, 低指数型循環となる (関根, 1981). 第1図は1981年6月19日12Zの500 mb 天気図である. 上記のように, オホーツク海上空に暖かいブロッキング高気圧, 三陸沖上空に冷たい切離低気圧が存在し, ジェット気流は大きく蛇行している. その過去をさかのぼってみると, チベット方面から暖かい気圧の峰が北東に伸びてオホーツク海付近に達すると, ベーリング海および東シベリア方面からの冷たい谷がこれを取り囲むように南下し, 暖気をオホーツク海上空に閉じこめたように見える. 上空で高気圧が切離されると, 地上では急速にオホーツク海高気圧が発達する. 一方, 北太平洋高気圧の勢力は弱い.

850 mb 面においても, 上層に対応した気圧配置である. 500 mb と同様に高気圧は高温域, 低気圧は低温域にあたっており, 流れの場もよく類似している. そして, やはりチベット方面から細長く北東に伸びてきた暖気が, ベーリング海から南西に張り出す寒気によってオホーツク海上に取り残される.

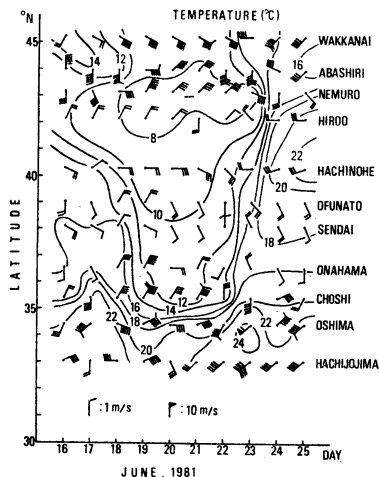
一方, 地上では気圧場は上層と一致しているが, 高気圧は低温域に対応し, しかもオホーツク海の海岸線にあ



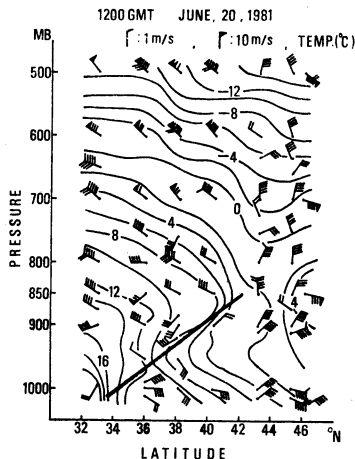
第2図 オホーツク海気団の吹き出し時における地上天気図 (1981年6月19日00Z). 破線は等温線を示す.

てはまった形をしている (第2図). これは大川 (1973) があげた, オホーツク海高気圧の発達に寄与する二次的因子によって説明がつく. すなわち, オホーツク海の寒冷な海面上で気柱が冷却され, 低温で密度の大きい層が形成されるが, 厚さが薄いため周囲の山脈による阻止およびシールド層効果により, 高気圧圏からの気流の流出が著しく妨げられる. そのため, 低温で密度大の気層はオホーツク海に滞留し, 結果として低温域かつ高気圧域を形成する. ここで涵養されたオホーツク海気団が北東気流となって日本に南下してくる.

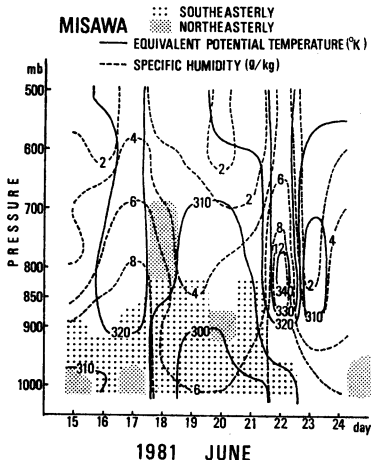
オホーツク海気団の南下時の気圧配置は北高型であるが, 高気圧がオホーツク海に在るというだけでなく, 第2図のように三陸沖に優勢な低気圧がある場合は, その引き込み効果によって東北地方太平洋沿岸では強い北東風が吹く. この低気圧は沿海州方面から東進してきたもので, 日本を通過中は南寄りの風が卓越しているが, これが三陸沖に抜けると同時に東日本では北東の風に変わり, 気温が急激に低下する. これがオホーツク海気団の“吹き出し”である. このあと低気圧は上層の切離低気圧に対応して停滞するため, 同じような気圧配置が持続する. そして, 日本列島が再び気圧の谷にはいり, オホ



第3図 太平洋沿岸における気温と風向・風速の時間断面図。



第5図 太平洋沿岸における気温と風向・風速の鉛直断面図 (1981年6月20日12Z)。



第4図 三沢における相当温位と比湿の鉛直時間断面図。

ーツク海高気圧が北方に後退すると吹き出しは終わる。ここで、吹き出しの状況をさらに詳しく把握するために、稚内、網走および根室から八丈島にかけての太平洋沿岸地点における風と気温の変化を見ると、東風域が大体低温域に対応しているのがわかる(第3図)。したがって、この部分がオホーツク海気団の吹き出しにあたるかと考えて良い。根室以南では、吹き出しは北から始まり、南に行くほどそのタイミングが遅れていくが、より気温低下が大きい傾向がある。また、オホーツク海気団

は南下にしたがって気温が高くなり、特に35°N付近では親潮と黒潮の潮目に当たっているため南北の気温傾度が非常に大きい。

オホーツク海気団の吹き出し開始による気団の入れ替わりの状態を相当温位と比湿のアイソプレスで三沢について示す(第4図)。17日から18日にかけて東風が厚くなり、相当温位と比湿が急低下して、吹き出しの開始を示している。比湿の低下は、オホーツク海気団の吹き出し時には一般的なことである。オホーツク海気団は湿潤であると認識されているが、相対湿度は高いものの気温が著しく低いので、空気中に含まれる水蒸気量はきわめて少ない。

3. オホーツク海気団の南下に伴う変質

南下に伴うオホーツク海気団の変質をみるために、東日本の太平洋側の高層気象観測地点(根室、三沢、仙台、館野、八丈島)を結ぶ断面を取り、議論を進めることにする。

第5図は気温、風向・風速分布の南北断面である。大気下層で東寄りの風の吹走があり、オホーツク海気団の南下が見られる。その過程で徐々に気温が上昇していくが、特に潮目付近(33~35°N)では気温の水平勾配が大きい。低温な東風の気層、すなわちオホーツク海気団は南に行くほど薄くなり、南側の南西ないし北西の気流との間に不連続面を形成している。図中では太い線であらわされており、これを境に明らかに風向が異なり、気温差が大きい。この不連続線は、吹き出し初期には次第に

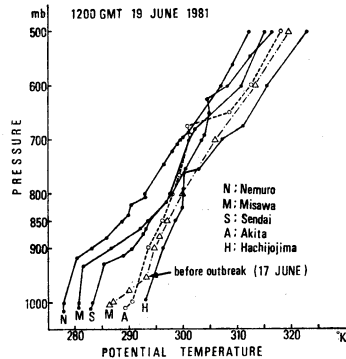
南下していったが、その後潮目を越えることはなかった。すなわち、潮目以南へはたとえ進んだとしても、黒潮上でかなり強く加熱されて変質し本来の性質を失ってしまうため、実質的に34°N付近がオホーツク海気団の南限である。また、オホーツク海気団の層で最も低温なのは950 mb付近で、地表面付近の層は鉛直方向の気温傾度が大きく、下から加熱されているようである。一方、900 mb付近にみられる逆転層は寒気が下層に侵入したことが形成の一因と考えられる。

オホーツク海気団は寒冷的な性質がきわめて顕著であるから、第5図で検出できたように、潜熱の出入りを考慮しない温位でも指標として十分に役立つ。そこで、相当温位よりも単純な温位の鉛直分布でオホーツク海気団の南下に伴う変質を見ることにする。

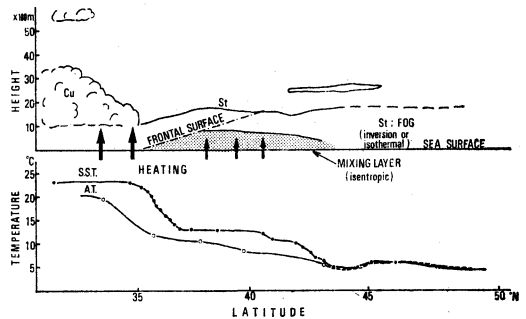
第6図によると、太平洋側では南にある地点ほど温位が高いが、潮目以南の八丈島を除けば、700 mbより上層では大差ない。三沢と秋田を比較すると、緯度がほぼ同じであるにもかかわらず、下層に大きな温位差が生じている。奥羽山脈の介在により、秋田にはオホーツク海気団の影響が全く及ばないと仮定すれば、800 mbより下層における温位の差異はオホーツク海気団の特徴を表していることになる。根室、三沢、仙台の鉛直分布には、大気下層に温位勾配の非常に小さい層が見られ、その上に安定層が存在するという共通点があり、八丈島には見られない。また、三沢における吹き出し前後の温位の鉛直分布を比較すると、吹き出し前(17日)には下層に非常に安定な層が存在しているのに対し、吹き出し後(19日)には下層で温位が著しく低下するが、鉛直方向の温位傾度は小さくなり、地上から930 mbまで温位一定となる。

確認のために1980年8月の例についても調べたが、同様の結果を得た。この層が対流による混合層であるとすれば、オホーツク海気団は親潮上で少なからず加熱されていることになる。実際、太平洋沿岸の気温とその付近の海面水温を比較すると、吹き出し期間には気温よりも海面水温のほうが高い。また、混合層は相当温位、比温の鉛直分布にもはっきり認められる。しかし、その上に安定層が存在するために、900 mb(約1000 m)以上には発達しなかった。

第7図にオホーツク海気団の南下の様子を模式的に示した。断面はオホーツク海から日本の太平洋岸に沿ったもので、図中の値はGMS-1の可視画像を参考にするため、6月20日00Zのものを用いている。オホーツク海の



第6図 温位の鉛直分布(1981年6月19日12Z)。実線は太平洋沿岸の地点、破線は日本海沿岸の地点、一点鎖線は三沢における吹き出し前(6/17)のものを示す。



第7図 南下するオホーツク海気団の模式図と太平洋沿岸の気温と海面水温の変化。

値については、1967年6月12~28日に行われた特別観測の結果報告(尾形, 1969)および1981年6月5~25日の高風丸による観測値をもとにした。図の下部は海面水温と気温の変化を示す。43°N付近と35°N付近には海面水温の急変域がある。海面水温に比較して気温の変化は小さく、2つの水温急変域を境として海面と大気との温度差が大きくなっている。オホーツク海では両者の差は非常に小さく、一般に0~1°Cで、大気下層は安定な状態である。また、夏季のオホーツク海は上空が晴れていることは少なく、たいていは層雲や霧におおわれているが、このときもそうであった(写真1)。

南下してきたオホーツク海気団が海面水温の第1の上昇域を越えると、海面からの熱の補給により下層に混合層が形成される。混合層は上方へ発達せず、やがて南からの気団との間に形成される不連続面の高度と等しくな

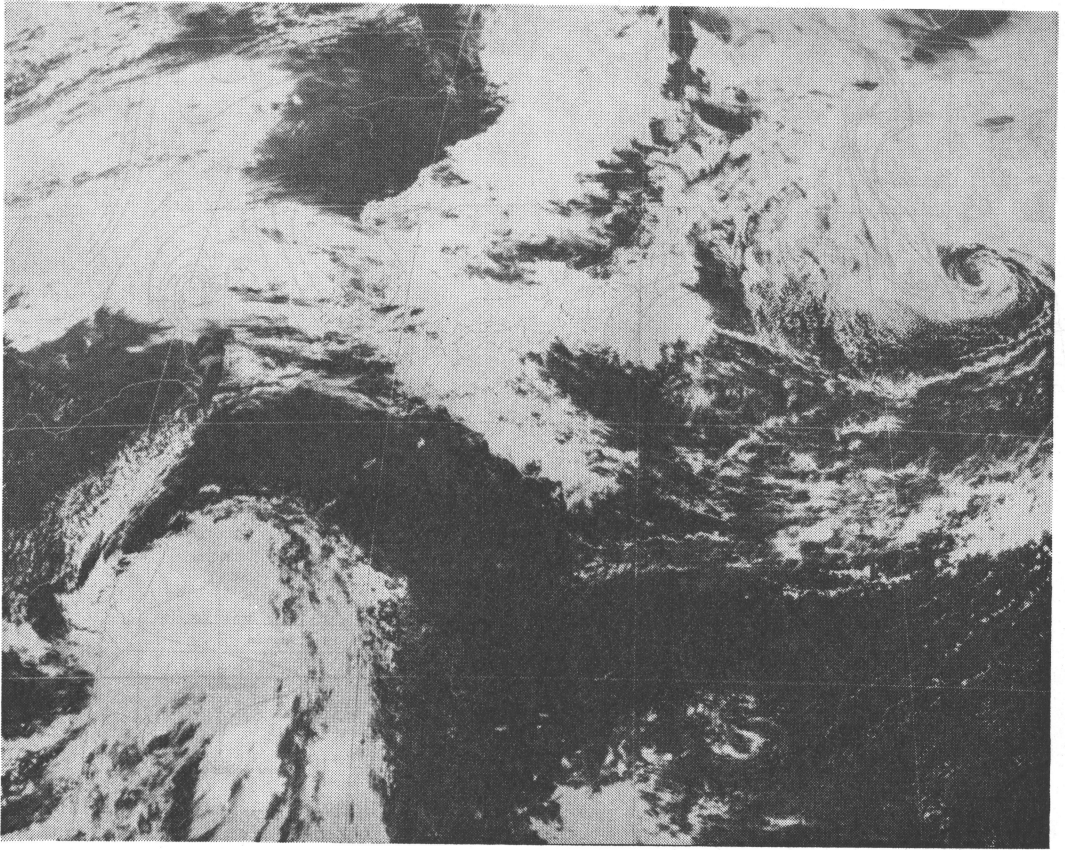


写真1 GMS-1 可視画像 (1981年6月20日03Z).

り、館野付近ではかなり低くなる。そして、親潮上はほとんど層雲でおおわれている。第2の海面水温の急変部(潮目)では海面と大気の温度差が約 10°C に達し、大量の熱が大気に供給され、積雲が形成されている。

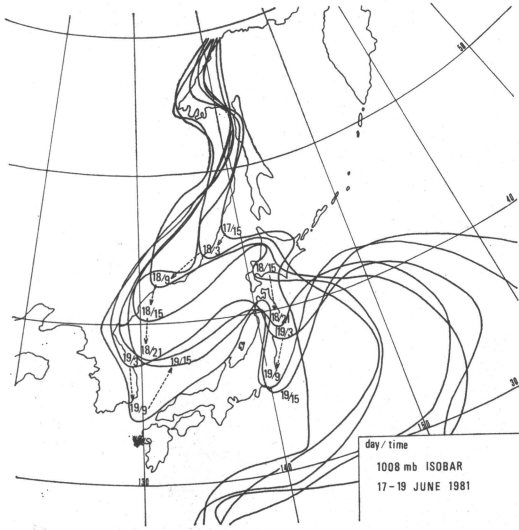
4. 地形によるオホーツク海気団の変形

第2図はオホーツク海気団の吹き出し時によく見られる特徴的な気圧分布パターンである。すなわち、舌状の気圧の峰が北日本の太平洋沿岸と沿海州、朝鮮半島の日本海沿岸に南に向かって張り出すもので、低温域と一致している。以後、これをN字型パターンと呼ぶことにする。

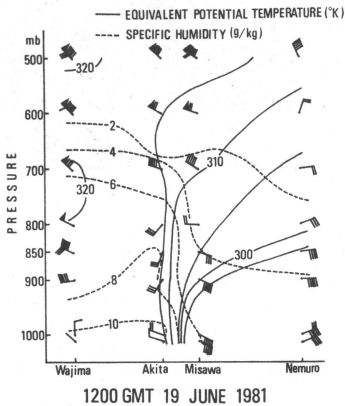
このパターンの推移を見るために、指標として1008 mbの等圧線の動きを追跡した(第8図)。この気圧の峰の張り出しはオホーツク海気団の吹き出し開始とよく一致する。吹き出しは高気圧と低気圧の相対的な配置によって起こるが、この場合、高気圧はオホーツク海でほと

んど停滞しているため、低気圧の動きが吹き出しを左右する。低気圧は沿海州方面から東進し、東北地方北部を横断して三陸沖で停滞したが、沿海州、日本のどちらにおいても、低気圧通過後すぐに吹き出しが始まりオホーツク海気団が次第に南下する。これに対応する気圧の峰の先端を追跡するとどちらの地域でも海岸に沿って南下するのが特徴である。その要因のひとつにオホーツク海気団が薄いため山脈を越えることができず、山脈に沿って南下するということが考えられる。

オホーツク海気団が奥羽山脈によって侵入を阻止され、これを境として太平洋側と日本海側に気温・日射量・天気等にきわめて明瞭な差異が生じることはすでによく知られている(浅井, 1950他)。これらは主に平面的に気象要素の分布を示したものであるから、さらに山脈の阻止効果を3次的に捉えることが重要である。そこで、根室、三沢、秋田、輪島を結ぶ北東-南西断面をとる。三沢と秋田の間には標高1000~1500 mの奥羽山

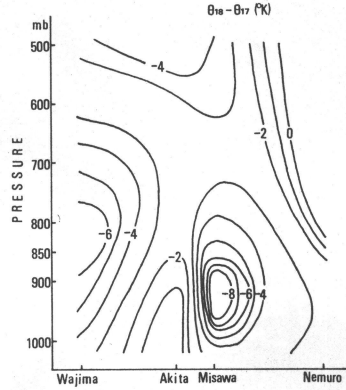


第8図 オホーツク海気団南下時の 1008 mb 等圧線の動き。数字は日付と時間を示す。

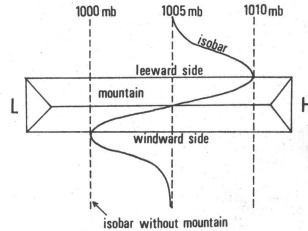


第9図 根室～輪島を結ぶ北東-南西断面における相当温位と比湿の鉛直断面図 (1981年6月19日12Z)。

脈が介在している。第9図はこの断面に沿った、相当温位、比湿、風向・風速の鉛直断面図である。奥羽山脈を境として、850 mb 以下の層では太平洋側は東風で風速が大きく、日本海側は西風で風速が小さい。秋田-三沢間で相当温位、比湿がともに不連続に変化し、風上側と風下側の 大気下層における差異は相当温位で 20°K 以上、比湿で 10 g/kg 以上である。これより、奥羽山脈はオホーツク海気団の侵入をほぼ完全に阻止できることが



第10図 根室～輪島を結ぶ北東-南西断面におけるオホーツク海気団吹き出し前後の温位差の鉛直断面図。



第11図 山脈の風下に対して風上で相対的に気圧上昇するときの等圧線の変形の模式図 (Malberg, 1967より)。

わかる。

さらに、この断面における温位の鉛直分布を吹き出し前後で比較してみる (第10図)。負の値はオホーツク海気団の吹き出し後に温位が低下したことを示している。奥羽山脈の風上側には温位低下の著しい領域がみられる。特に、三沢の上空 500~1000 m 付近が負の極大となっており、この領域でオホーツク海気団の影響が最も大きい。また、等値線が山側に密で海側に粗であるから、オホーツク海気団が山麓でよどんでいるようである。なお、輪島の上空で温位が大きく低下しているのは、日本海から移動してきた低気圧に伴う寒冷前線の通過によるものである。

オホーツク海気団の日本海側への侵入が奥羽山脈によって阻止されている様子は GMS-1 の画像 (写真1) にもよく現れている。これに伴う層雲が奥羽山脈にさえぎられ日本海側ではほとんど雲が見られない。また、層雲の高度が低いため、日高山脈や北上山脈の標高の高い部

分では雲がない。一方、沿海州から朝鮮半島北部の沿岸部でも、同様に海上に生じた雲が海岸の山脈に阻止されて内陸に侵入できないことがわかる。

オホーツク海気団の南下時に第2図のようなN字型パターンが生ずる要因として力学的要因と熱的要因が考えられる。

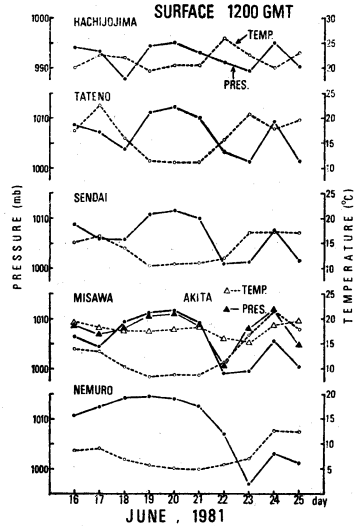
(1) 力学的要因：Malberg (1967) はアルプス、アンデス、ロッキー中央山地などの大規模な山地の風上側にくさび状の高気圧が出現し、それと同時に風下側ではふね状の低気圧が形成される機構について、第11図のようなモデルを用いて考察を行っている。まず、東西にのびる山脈を考え、東に高気圧、西に低気圧がある。このとき、もし山脈が存在しなければ、等圧線は破線で示されるとする。たとえば、何かの理由で風上側で5mbの気圧上昇、風下側での気圧降下があったとすると、山の両側の相対的な気圧差は10mbとなり、風上側には気圧の峰、風下側には気圧の谷が形成される。この相対的な気圧差が生じる原因についてMalbergはExner(1905)の考察を引用している。その概略は以下の通りである。まず、山脈に向かって気流が流れ続けている状況を設定する。このとき、山脈の風上側では気流がせき止められて麓でよどむため気圧が上昇し、風下側では吸いこみ作用によって気圧が降下すると考えられる。①摩擦を考えない。②気流は山脈を迂回しない。③空気分子は完全弾性の物体のようにふるまうと仮定し、Exnerはこの力学的な気圧の変化を次の式で表した。

$$P = P_0 \left(1 \pm \frac{3v^2}{c^2}\right) \quad \begin{array}{l} P_0 : v = 0 \text{ の時の気圧 (mmHg)} \\ v : \text{風速 (m/s)} \\ c : \text{分子速度 (m/s)} \end{array}$$

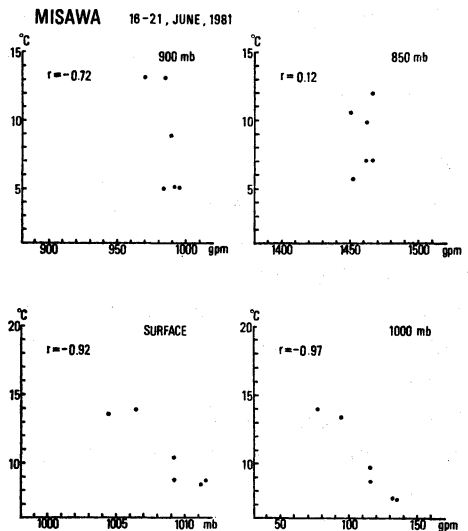
$$P_0 = \frac{1}{3} \rho c^2 \quad \begin{array}{l} \rho : \text{空気の密度 (g/cm}^3\text{)} \end{array}$$

この式から三沢における吹き出し前後の気圧変化を見積もると0.32mbである。ここで、摩擦、密度の変化を考慮していないことから、実際の力学的要因の寄与はもう少し大きいと考えられるが、この議論で想定している山脈や現象のスケールがオホーツク海気団の場合に比べてかなり大規模であることに注意しなければならない。いずれにしても、奥羽山脈の風上側と風下側に生ずる気圧差の原因として、力学的効果の寄与は小さいといえる。

(2) 熱的要因：厚さが薄く、きわめて低温で霧や層雲を伴った気流が奥羽山脈によって日本海側への侵入を阻まれることにより生ずる風上と風下の気温差にともなう空気の密度差により、相対的に風上で気圧が高く、風



第12図 八丈島、館野、仙台、秋田、三沢、根室における気温と気圧の変化。



第13図 オホーツク海気団南下時の三沢における気温と気圧の関係。

下で低くなる。オホーツク海気団の吹き出し時(18~21日)に気圧と気温の分布が良く一致することは前述のとおりであり、実際、太平洋側の地点で気圧と気温の変化は逆の位相を示す(第12図)。特に負の相関が高いと考えられるのは、三沢、仙台、館野で、南の地点ほど吹き出し時の気圧、気温の変化量が大きいようである。一

方、秋田では気圧と気温の間に関係が見られない。

第13図に吹き出し直前から吹き出し期間中にかけての三沢における気圧と気温の関係を示した。地上から 900 mb では両者の間に負の相関があり、特に 1000 mb で最も相関が高い。地上は地表面の影響を受けるためにやや相関が低くなると考えられる。一方、850 mb ではほとんど相関がない。つまり、オホーツク海気団が侵入する領域にのみ気圧と気温の間に負の相関が見られるわけで、三沢において、吹き出し前後の気温低下による密度増加から気圧変化を見積もると約 3.5 mb で、実際の気圧変化は 4.8 mb である。したがって、この場合、吹き出し時の気圧上昇は大部分が低温な空気の移流に依存していると考えられる。

また、N字型パターンを強化する要因として、オホーツク海気団に伴う層雲が奥羽山脈にさえぎられることによって生ずる日射量の差異があげられる。写真1と第2図を照合すると雲の領域と低温な気圧の峰は一致し、山脈を境として雲のない領域と高温な気圧の谷は一致する。また、雲の分布と日射量の分布はよく合う。したがって、風下の日本海側では、日中かなり加熱されて上昇流が生じて気圧が下がり、風上との気圧差がさらに強められることが考えられる。

5. あとがき

この解析により得られた結果を以下に要約する。

(1) オホーツク海気団が発現するためには、オホーツク海に高気圧が停滞、発達することが必要である。それには、大気上層でのブロッキングおよび大気下層での低冷海面による気柱の冷却、地形効果等による冷気の滞留が寄与する。

(2) オホーツク海気団の吹き出しの条件は、オホーツク海高気圧の停滞時に、総観場が北東気流系になることである。

(3) オホーツク海気団は南下にしたがい以下のように変化する。オホーツク海では大気と海面の温度差はほとんどなく、逆転層あるいは等温層が形成されている。海上はほとんどの場合、霧や層雲におおわれている。親潮領域に南下すると、相対的に海面の方が高温であるため、熱が供給されて混合層が形成されるが、その上の逆転層の存在により上方に発達しない。さらに南下し、黒潮領域に達すると、大気と海面の温度差が大きく、オホーツク海気団はほとんど変質し、本来の性質を失う。対流がさかんなため上空は積雲である。したがって、オホ

ーツク海気団の南限は親潮と黒潮の潮目付近である。

(4) オホーツク海気団は厚さが薄いため、山脈の阻止効果により、吹き出し時には気圧分布がN字型パターンを示す。これは主に山脈の両側の熱的差異による下層大気の密度差によっている。熱的差異は、山脈によってオホーツク海気団の移流が阻止されること、オホーツク海気団に伴う層雲の侵入が阻止されるために生ずる日射量の差に起因する。このような現象は沿海州から朝鮮半島にかけての沿岸部でも見られる。

謝 辞

この研究を行うにあたり、筑波大学 河村 武教授はじめ気候学・気象学教室の諸先生方に終始ご指導いただいた。また、資料を快く提供して下さい下さった気象庁海洋課、予報課、気象衛星センター、函館海洋気象台、東京大学海洋研究所のみなさまに深謝の意を表する。

本研究は昭和57年度筑波大学地球科学研究科修士論文に加筆したものであり、一部に文部省科学研究費「日本における中気候・小気候の体系化の研究」(代表者、河村 武)を使用した。

文 献

- 浅井辰郎, 1950: ヤマセ吹走時に於ける東北地方の気温分布について, 資源研彙報, 16, 58-66.
- 卜蔵建治, 山下 洋, 鈴木哲夫, 1981: 静止気象衛星「ひまわり」のデータによる冷害気象の研究 1. 昭和54年青森県下に発生した水稻障害型冷害時への適用, 農業気象, 37, 47-52.
- Exner, F.M., 1905: Über Druck und Temperatur bewegter Luft Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien, 114, 1286~.
- 門脇関郎, 1951: 八戸地方の山背風の調査, 東北地理, 3, 13-15.
- Malberg, H., 1967: Der Einfluß der Gebirge auf die Luftdruckverteilung am Erdboden, Met. Abh., 71, 1-67.
- 尾形 哲, 1969: オホーツク海における海況と気象の関連について, 気象研究ノート, 101, 418-448.
- Okada, T., 1910: On the Baiu or rainy season in Japan, Bull. Cent. Met. Obs., 1, 1-82.
- 大川 隆, 1973: オホーツク海高気圧の成長機構, 研究時報, 25, 65-77.
- 佐々木信介, 卜蔵建治, 1970: やませ風時の気象学的特質—特に日射量について—, 農業気象, 26, 143-146.
- , ———, 1972: やませ風時の気象学的特質—内陸への吹走にともなる各気象要素の推移について—, 農業気象, 27, 159-163.

関口 武, 1941: 風の地方名の研究 その2 ヤマセ (ヤマゼ) とヤマセ, 地理評, 17, 824-842.

関根勇八, 1981: 梅雨季の循環特性と1カ月予報, 一カ月予報指針, 気象庁, 151-174.

世界の科学者へのアピール——「核の冬」の到来を防ごう

1983年と1984年を通じて、核戦争の脅威は人類史上最悪の状態にエスカレートした。核戦力は戦略核および戦術核あわせておよそ20,000メガトンにも達し、広島原爆百万発以上にも相当している。巡航ミサイル・トマホークを含む“改良された”核ミサイルその他の兵器が、大量に、ヨーロッパやアジア・太平洋に既に配備され、また今後も配備されようとしている。カール・セーガン教授ら指導的科学家たちの警告に反し、核軍備競争は宇宙空間にも拡大しつつある。核超大国間の国際関係は、過去20年間で最も危険な状況に陥っている。「原子科学者会報」の編集者が、表紙に掲げられている運命の時計の長針を1分進めて、核による破滅の日の3分前を指し示し、人類が破局の淵に立っていることを世界に警告したのは理由のあることである。

しかし、1983年は、また、多数の科学者が、この惑星を覆う危険性について警告し、政府が現在の深刻な事態を逆転させるための有効な手だてをとるよう要請する活動を発展させた年でもあった。アメリカの多くの大気物理学者や生物学者が、膨大な科学的研究の結果を提示し、核戦争の影響はこれまで認識されてきた以上に破滅的なものと考えられることを明らかにした。ソ連の気象学者のグループが独自の研究に基づいてこれらの結論を確認したことは、注目すべきことである。アメリカ科学アカデミーやアメリカ科学進歩協会に加え、アメリカ細胞生物学会やイタリア生物化学会といった数多くの科学者組織が、核軍縮にむけての決議を採択している。さらに、世界保健機構は、医学および公衆衛生学の視点から、核戦争が健康と保健サービスに与える影響についての科学的報告書を刊行し、核の惨禍は核戦争を防止することによってのみ避けうることを強く指摘している。こ

うした諸々の努力が、平和と軍縮をもとめる世界の諸運動を激励したことは疑いのないところである。

日本科学者会議第19回定期大会に出席したわれわれは、世界の科学者の同僚たちに、以下のことを熱烈に訴える。

——学会で軍縮をもとめる決議を採択し、また、個人の意見を論文や手紙を講義を通じて表明することによって、核戦争の防止と、核兵器の研究・開発・実験・生産・配備・貯蔵および使用の禁止にむけての科学者の活動を支持すること。

——広島・長崎への核攻撃や太平洋その他での核爆発実験の恐るべき結果のみならず、未来の核戦争によって起こらうべき悲劇についても人々に知らせること。

——学会やグループや個人から米ソ両国を含む核保有国の指導者に手紙を送り、核軍備競争をただちにやめ、包括的軍縮計画を準備する話し合いを始めるよう働きかけ、また、その他の国々の指導者に対しても、こうした目標にむけての努力を強めるよう働きかけること。

われわれはまた、核惨禍を経験した史上唯一の国日本のすべての科学者に対して、以下のことを訴える。

——核戦争防止にむけて世界の科学者と共同するあらゆる努力を払うこと。

——政府が、予定されている巡航ミサイル・トマホークの配備に抗議し、核兵器完全禁止にむけて努力するよう、学会として要請するよう訴えること。

われわれは、科学界における平和と軍縮にむけての活動を強める努力を最大限に追求する決意であることを、ここに表明する。

(1984年5月27日, 東京
日本科学者会議第19回定期大会)