

下北丘陵におけるヤマセ気団と海風の観測*

—1990年6～9月の気温の鉛直分布と東西差—

菅野 洋光**

要 旨

1990年6月から9月までの4カ月間、下北丘陵の東西断面上に自記気温記録計を5台設置し、気温の鉛直分布および東西差を観測した。その結果、下北丘陵によるヤマセの障壁効果は気温の東西差で最大4°C程度であることが明らかとなった。また、海風はその成層状態が季節により異なっており、気温と下北半島沖の海面水温の季節変化のずれがその原因として考えられる。

1. はじめに

梅雨期から夏季にかけて、北高型の気圧配置になると、北日本には「ヤマセ」と呼ばれる北東風が吹走する。ヤマセは北日本の太平洋側に低温・寡照をもたらすため、持続すると冷害の原因となる。

ヤマセは背の低い寒気層(～2,000m程度)であるため、地形により大きく影響を受ける。すなわち、ヤマセ気団に伴う下層雲や霧が、山地によって風下側への進行を妨げられ、日射量に差が生ずること、および寒冷な性質のヤマセ気団そのものの移流が妨げられることから、山地をはさんだ地域間に気温差が生ずる(工藤, 1981)。例えば、脊梁山脈を境にして太平洋側が低温となることはよく知られており(例えば、浅井, 1950)、また下北丘陵や津軽半島の中山山脈のような標高500m前後の山地でも、十分ヤマセの障壁となり得ることが指摘されている(小鹿, 1974; 工藤, 1981; 卜蔵, 1990)、このようなヤマセ気団およびそれに伴う下層雲や霧のせき止めにより生ずる気温差(以下、これを障壁効果と呼ぶ)を定量的に明らかにすることは、ヤマセの農業におよぼす影響を検討する上で重要である。しかしながら、小規模山地によるヤマセの障壁効果については、工藤(1981)が事例の観測結果を示しているにとどまっております、より多

くの事例から検討する必要がある。

一方、低温の海風も太平洋沿岸地域の農業に大きな影響を及ぼしていることが指摘されており(浅井, 1952)、青森県三本木平野におけるその侵入状況が設楽(1957)、Shitara(1952, 1963, 1964)により解析されている。従って、東北地方太平洋岸地域での夏季の気温は、ヤマセと海風の両方からの影響を大きく受けており、それぞれの現象を区別して考えていく必要がある。しかしながら、ヤマセと海風は風向風速の日変化から区別されているが(小鹿, 1974; 昆, 1984)、気温の鉛直分布等の性質の違いは明らかにされていない。

ところで、ヤマセの小規模な地形による障壁効果を検討する場合、アメダス観測点では密度が荒すぎ、また適当な山地を挟んだ観測点が存在せず適当ではない。また海風の鉛直構造を解析する場合には、ルーチンの高層気象観測では地上に近い部分の成層状態の解析が困難であると同時に、その日変化も把握できない。そこで本研究では、1990年6月から9月までの4カ月間、下北丘陵に自記気温記録計を設置し、丘陵をはさんだ気温の東西差と鉛直分布を観測した。その結果、ヤマセの小規模山地による障壁効果および海風の気温鉛直分布が明らかになったので報告する。

2. 観測方法

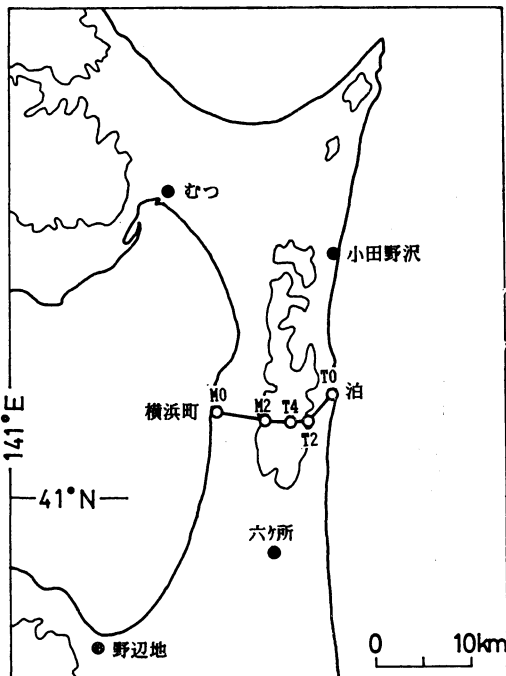
第1図に観測対象地域の概要を示す。下北丘陵は最高点の標高が551mで南北に連なっており、太平洋岸から近く、ヤマセおよび海風吹走時の気温の鉛直分布と東西差を調べるのに適している。自記気温記録計は(株)IBC社製のマイクロデータロガーを5台用い、泊～横浜町を

* Observation of Yamase air mass and sea breeze on the Shimokita Hills (Vertical profile and east-west difference of temperature on June to September in 1990).

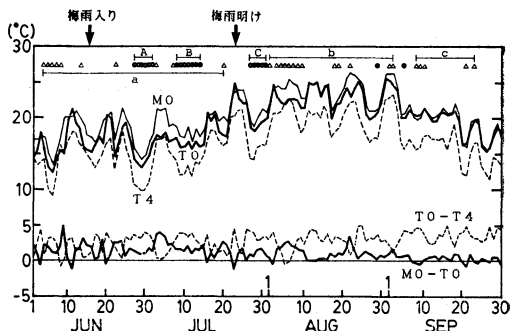
** Hiromitsu Kanno, 日本学術振興会特別研究員(東京都立大学理学部地理学教室)

—1991年2月13日受領—

—1991年6月19日受理—



第1図 観測対象地域。●はアメダス観測点を、○は自記気温記録計設置地点を、等高線は標高200mを示す。



第2図 1990年6月1日から9月30日までの日平均気温 (T0, T4, M0) およびその鉛直差 (T0-T4) と東西差 (M0-T0). ○はヤマセ吹走日を、△は海風吹走日を、↓は東北地方北部の梅雨入り・梅雨明けを、A~Cはヤマセ吹走日を30分毎に平均した期間を、a~cは海風吹走日を30分毎に平均した期間を示す。

結んだ断面上に設置した。標高は太平洋側から順に①15m (泊, 以下T0と呼ぶ)、②200m (T2)、③430m (峠, T4)、④200m (M2)、⑤6m (横浜町, M0) である。自記気温記録計は横浜町で百葉箱に設置したのを除いて、容量 350 ml のアルミ製の空缶から自作した簡易センサーカバー (白く着色し、通風孔を開けたもの) を付け、直射日光が射さず風通しのよい林の中に設置した。観測期間は1990年6月1日から9月30日までの4カ月間である。データは10分間隔でとり、30分平均して解析した。

3. 結果

第2図に1990年6月から9月までの日平均気温 (T0, T4, M0) と太平洋側の気温鉛直差 (T0-T4) および陸奥湾側と太平洋側の気温東西差 (M0-T0) を示す。T0-T4 は太平洋側の標高 430m 以下の平均的な成層状態を示すようプロットした。

日平均気温の季節変化をみると、7月23日の東北地方北部の梅雨明け (図中矢印) と同時に上昇し、また9月3日から下降する。従って、これらの時期に気団の交替が起こったと考えられる。またそのような季節変化の他

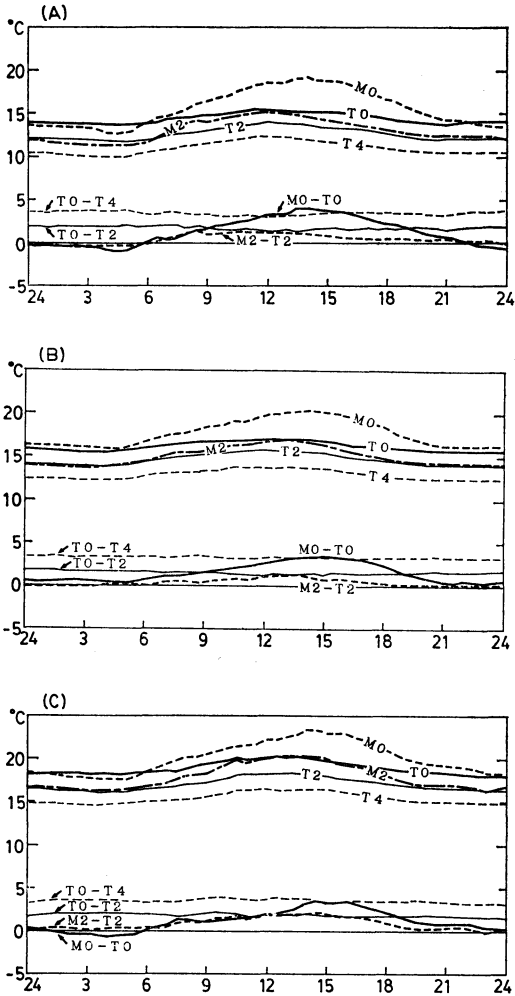
にも数回の昇温・降温が認められる。

T0-T4 と M0-T0 の季節変化に着目すると、両者の間には逆相関の傾向が認められる。これは、3地点の気温変化をみることにより、T4 と M0 は相関が強く、それに比べて T0 は独立して変化している結果によることがわかる。このことから、気温の東西差が大きいときには太平洋側の低温の気塊が影響をおよぼしており、同時に安定成層状態にあったと考えられる。

また9月上旬以降、ほぼ定常的に M0-T0 が小さく、T0-T4 が大きくなっており、太平洋側の低温の気塊の勢力は弱まっていくと考えられる。これは、後述するように、下北半島沖の海面水温が9月上旬以降 T0 および M0 よりも高くなることと対応している。

つぎに、日本付近の気圧配置と東北地方における気温・風向風速分布およびむつ・小田野沢アメダス観測点における各気象要素の日変化から、ヤマセ吹走日と海風吹走日を判定した。具体的には、以下の判定基準を用い、全てを満たす日を選んだ。はじめにヤマセ吹走日について示す。

- ①北高型の気圧配置であること。
- ②東北地方で東成分を持った風が卓越し、かつ日中ヤマセ吹走時特有の気温分布 (脊梁山脈を境にして気温の東西差が明瞭に認められる) を示すこと。
- ③小田野沢の1日の風向の3分の2以上が東風系 (N~SSE) であること。これについては、小鹿 (1974) の



第3図 期間A～Cのヤマセ吹走日について平均した気温の日変化およびその鉛直差 (T0-T4, T0-T2) と東西差 (M0-T0, M2-T2)。

ヤマセ日判定基準を参考にした。

なお、昆 (1984) のように持続性は考慮しなかったで、1日だけのヤマセ吹走日も含まれる。また昆 (1984) は、ヤマセ吹走日に内陸では風向の乱れが大きいこと、および海風の影響で風向が必ずしも東よりにならない地域があることを指摘しているが、小田野沢の場合、太平洋に面しており、ヤマセ吹走日の風向の日変化はほとんどない。

つぎに、海風吹走日の判定基準を示す。

①むつで日照時間が3時間以上あること。これは、松

第1表 期間A～Cのヤマセ吹走日について平均した各観測地点の気温日較差。

	T0	T2	T4	M2	M0
期間A	1.8	2.3	2.4	3.9	6.7
期間B	1.6	1.9	1.6	3.2	4.5
期間C	2.3	2.3	1.9	4.1	5.8

第2表 期間A～Cのヤマセ吹走日について平均した気温の鉛直減率と東西差の日平均値。括弧内は日最大値と高度100mごとの気温減率を示す。

	M0-T0 (最大値)	M2-T2 (最大値)	T0-T4 (/100m)	T0-T2 (/100m)
期間A	1.2(4.0)	0.4(1.4)	3.4(0.8)	1.8(1.0)
期間B	1.5(3.4)	0.4(1.3)	3.3(0.8)	1.5(0.8)
期間C	1.1(3.4)	0.9(2.2)	3.5(0.8)	1.8(1.0)

本ほか (1988), 南ほか (1990) の海陸風判定基準を参考にした。むつの値を用いたのは、小田野沢では海風にともなって霧が移流することが多いためである。

②小田野沢で降水がないこと。

③小田野沢の13～16時の風向がすべて海より (NNE～S) であり、かつ風速が5 m/s 以下であること。また3～6時の風速が3 m/s 以下であること。

以下の結果、第2図に示すように、20日間のヤマセ吹走日 (図中丸印) と28日間の海風吹走日 (図中三角印) が判別された。ヤマセは連続して吹走する傾向があり、梅雨期間中に2回、梅雨明け後に1回それが認められる。また海風吹走日は、6月上旬と8月上旬および9月上旬に連続して出現しているほか、1日だけのものも多く認められる。

なお、日平均気温は梅雨期から盛夏にかけての季節の進行と共に上昇しているが、ヤマセ吹走日の日平均気温についてもそれが言える。このことは、ヤマセとしての現象は同一でも、それが農作物に与える影響は季節により異なることを示しており、冷害とヤマセを関連づけて論ずる場合に重要な点となろう。

ヤマセ吹走日、海風吹走日の個々の事例について、気温の日変化・鉛直分布・東西差を検討したところ、季節によってはほぼ類似する傾向が認められた。そこで以下では、ヤマセ吹走日と海風吹走日それぞれの性質が類似する期間について30分毎に平均し、その性質を検討した。

ヤマセ吹走日については、それが持続した3つの期間、すなわち6月27日～7月2日(期間A)、7月8日～14日(期間B)、7月27日～31日(期間C)を選び、また海風吹走日については、梅雨明け日と9月上旬の2つの気団交替期を境とした3つの期間、すなわち6月4日～7月20日(期間a)、8月1日～9月2日(期間b)、9月8日～23日(期間c)を選択した。

第3図に期間A～Cのヤマセ吹走について平均した気温の日変化とその鉛直差および東西差を、第1表に気温の日較差を、また第2表には気温の鉛直減率と東西差の日平均値と日最大値を示す。

期間Aについてみると、太平洋側のT0、T2およびT4では気温の日変化が小さく、日較差はそれぞれ1.8°C、2.3°C、2.4°Cである(第3図-A、第1表)。これに対して、陸奥湾側M0では日中に大きく昇温しており、6.7°Cの日較差が認められる。その結果、海岸部(M0-T0)では最大で4.0°C、日平均でも1.2°Cの気温東西差が生じている(第2表)。また標高200m(M2-T2)についても、最大で1.4°C、日平均では0.4°Cの差が認められる。

太平洋側の気温減率の日平均値は、15～430m(T0-T4)が0.8°C/100m、15～200m(T0-T2)が1.0°C/100mであり、乾燥断熱減率にほぼ等しい(第2表)。従って、太平洋側では混合層が形成されていることが推測される。これは工藤(1984)、Ninomiya and Mizuno(1985)、浦野ほか(1990)などにより指摘されているように、海水温がヤマセ気団よりも高温であることによる。

つぎに期間B、Cについてみると、気温の絶対値を除いて、各観測点の気温の変化傾向は期間Aと類似している(第3図-B、C)。また気温の日較差も3つの期間でほぼ同様の傾向を示している。すなわち太平洋側から峠にかけての地点は2°C前後であるのに対して、陸奥湾側のM2では3.2～4.1°C、M0では4.5～6.7°Cと大きい(第1表)。これは第3図-A～Cから明らかなように、太平洋側と比較して陸奥湾側で日中の昇温が大きいことによる。

さらに気温の東西差・鉛直減率についても、期間CのM2-T2が期間A、Bと比較してやや大きいのを除いて、3つの期間でほぼ一致した値をとっている(第2表)。従って、気温の絶対値に関わりなく標高430m以下の成層状態には3つの期間で差は認められず、丘陵による障壁効果もほぼ等しいことがわかる。

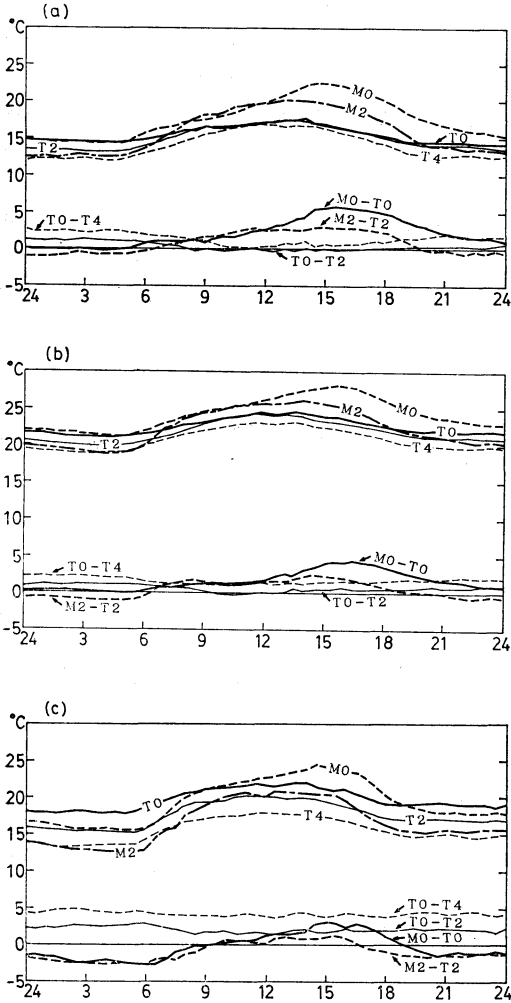
以上より、下北丘陵のヤマセに対する障壁効果の結果、海岸部では日最大値で3.4～4°C、日平均値では1.1～1.5°Cの、また標高200mでも、日最大値で1.3～2.2°C、日平均値では0.4～0.9°Cの気温の東西差が生ずることが明らかとなった。このような気温の東西差は、日中の陸奥湾側の昇温により生じており、その原因として霧や層雲のせき止めによる日射の影響が考えられる。なお、この点については、今後、日射量・風向風速等の観測を行ない確認していく必要がある。

これらの結果を工藤(1981)の観測結果と比較すると、ヤマセ吹走日の下北丘陵をはさんだ気温の東西差は、日最大値で約3°Cであり、やや低い。これには、工藤(1981)による陸奥湾側の観測点(吹越)が下北丘陵の南端近くに位置していることから、ヤマセの障壁効果が弱かったことが原因として考えられる。

つぎに海風吹走日について検討する。第4図には期間a～cの海風吹走日について平均した気温の日変化とその鉛直差および東西差を、第3表には気温の日較差を、また第4表には気温の鉛直減率と東西差の10～16時の平均値と日最大値を示す。

期間aについてみると、太平洋側のT0、T2およびT4では類似した日変化をしているのに対して、陸奥湾側では日中に大きく昇温しており、特にM0では15時前後に明瞭にピークが認められる(第4図-a)。気温日較差はT0が3.5°Cで最も小さく、T2、T4と標高が上がるにつれて大きくなっており、標高が低いほど海風の影響をうけていることがわかる(第3表)。一方、M2の気温日較差は7.8°C、M0は8.2°Cになっており、陸奥湾側で大きい。これらをヤマセ吹走時の気温日較差と比較すると、全ての地点で値が大きくなっている。また第4図-aから明らかなように、ヤマセ吹走時と同様、陸奥湾の日中の昇温が気温の東西差を生じさせているが、この場合のM0-T0は10～16時平均で3.7°C、日最大値で5.8°Cとなっており、日最大値はヤマセ吹走時よりも1.8～2.4°C高い(第4表)。M2-T2でも日最大値で0.8～1.7°Cヤマセ吹走時より高くなっている。気温の鉛直減率は、15～430m(T0-T4)が0.1°C/100mで安定、15～200m(T0-T2)が0.0°C/100mで等温層になっている。第4図-aから鉛直減率の日変化をみると、T0-T2は午前8時以降、T0-T4も午前10時以降に値が小さくなっており、午前中の比較的早い時間から太平洋側に海風が侵入し始めることが推測される。

期間bになると、期間aと比較して気温が全体に7°C



第4図 期間a～cの海風吹走日について平均した気温の日変化およびその鉛直差 (T0-T4, T0-T2) と東西差 (M0-T0, M2-T2).

程度高いが、その変化傾向はほぼ等しく (第4図-b)、気温の日較差も余り差がない (第3表)。ところが、気温の東西差が期間aと比較してM0-T0の10～16時平均値で1.1°C、日最大値で1.3°C低く、M2-T2でもそれぞれ0.9°C、0.5°C低い (第4表)。また気温の鉛直減率は期間aよりもやや大きく、T0-T4で0.3°C/100m、T0-T2では0.1°C/100mとなっている。このように期間aよりも気温の東西差が小さい点については、海洋性熱帯気団の影響で全体として気温が高くなっており、気温差が期間aほどでにくいことが原因として

第3表 期間a～cの海風吹走日について平均した各観測地点の気温日較差。

	T0	T2	T4	M2	M0
期間a	3.5	4.4	5.0	7.8	8.2
期間b	3.5	4.4	4.2	7.3	6.9
期間c	4.1	4.9	4.6	8.1	8.8

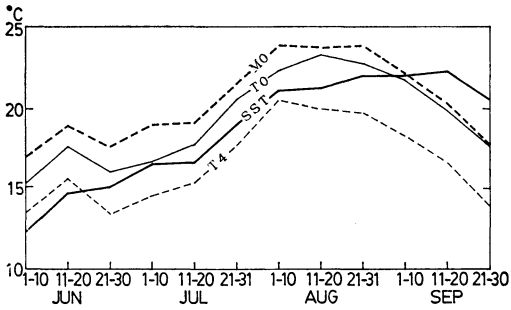
第4表 期間a～cの海風吹走日について平均した気温の鉛直減率と東西差の10時から16時までの平均値。

	M0-T0 (最大値)	M2-T2 (最大値)	T0-T4 (/100m)	T0-T2 (/100m)
期間a	3.7(5.8)	2.7(3.0)	0.5(0.1)	0.0(0.0)
期間b	2.6(4.5)	1.8(2.5)	1.4(0.3)	0.3(0.1)
期間c	1.6(3.1)	0.7(1.2)	4.0(1.0)	1.8(1.0)

考えられる。

以上のように、期間a, bともT0の日較差が一番小さいこと、および200m以下で特に成層状態が安定していることから、これらの時期の海風の高さは200m前後であることが推測される。これは菅野ほか(1991)による係留気球を用いた泊での特別観測(1989年7月25日)で、約5°Cの気温逆転を伴う高さ約200mの海風が認められていることと一致している。このような背の低い安定した成層の海風は丘陵によって容易にせき止められるため、陸奥湾側に達することが出来ず、気温の東西差がヤマセ吹走時よりも大きくなることが考えられる。ただし、陸奥湾側の気塊が陸奥湾から吹き込んで来た海風なのか、あるいは太平洋側の海風が丘陵を迂回しているうちに昇温したものなのかについては、風や湿度等のデータがないため明らかではない。しかしながら、M0で午後に最高気温のピークが明瞭に認められることから、仮に陸奥湾から海風が侵入したとしても、その影響は小さいと考えられる。

期間cになると、陸奥湾側M0およびM2で夜間の気温が低下し、気温の日較差も大きくなる(第4図-c, 第3表)。しかしながら、日中の気温が太平洋側と比較してそれほど高くないため、気温の東西差はM0-T0, M2-T2ともヤマセ吹走時と同程度である(第4表)。また気温の鉛直減率も大きくなり、T0-T4, T0-T2ともに1.0°C/100mで乾燥断熱減率に等しく、混合層が形成されていることが推測される。このように、気温の



第5図 旬平均気温と41°N, 142°Eにおける旬平均海面水温 (SST).

鉛直減率と東西差がともにヤマセ吹走時と等しくなった点は興味深い。丘陵による障壁効果がヤマセ吹走時と海風吹走時とで同じなのかについては、気温以外の気象要素を観測して検討する必要がある。同様にこの時期の海風の高さについても、気温日較差が太平洋側T0からT4まで余り差がないこともあり、気温以外のデータから解析する必要がある。

以上のように、海風吹走時の気温の鉛直減率と東西差は、季節によって異なった値をとることが明らかとなった。つぎに、その原因について、海面水温の季節変化を中心に考察する。

第5図は、1990年6～9月の旬平均気温と、気象庁海況旬報から読み取った、下北半島沖(41°N, 142°E)における旬平均海面水温である。海面水温は6月中旬以前は標高430mの気温(T4)よりも低い。また6月下旬以降8月上旬までは、太平洋岸の気温(T0)よりも低く、T4よりは高い値で、気温とほぼ並行して上昇している。その後、気温は8月中旬前後に最大値をとるが、海面水温は上昇を続け、9月中旬に最大値をとる。その結果、9月上旬を境にして、海面水温の方が太平洋岸、陸奥湾岸の気温(T0, M0)よりも高くなる。ここで海風吹走日の期間cは海面水温と気温が逆転した以後の時期とほぼ一致しており、期間cは海面水温が気温よりも高く、ヤマセ吹走時と同様の状況にあったことがわかる。従って、期間cにおける海風の混合層は、ヤマセ気団の特徴である混合層の形成と同じプロセスで形成されたことが考えられる。

4. まとめ

1990年6月から9月までの4カ月間、下北丘陵の東西断面上に自記気温記録計を5台設置し、気温の鉛直分布

および東西差を観測した。

日平均気温について検討したところ、気温の鉛直差と東西差との間には逆相関の傾向が認められた。これは、太平洋側の低温の気塊が太平洋岸の気温を陸奥湾側や峠の気温とは独立して変化させているためであると考えられる。

ヤマセ吹走日および海風吹走日を判別したところ、それぞれ20日間、28日間の事例が得られた。両者について類似した性質を示す期間毎に平均し、その日変化を検討した。

ヤマセ吹走時には、太平洋側で混合層が形成されている。また下北丘陵によるヤマセの障壁効果は、気温の東西差で最大4°C(海岸部)であった。これは、日中の陸奥湾側の昇温により生じたものである。

海風はその性質が季節により異なる。すなわち、8月下旬以前では太平洋側で安定層が形成され、気温の東西差が大きい。9月上旬以降になるとヤマセ気団と同様の混合層が形成され、気温の東西差もヤマセ吹走時と同程度に小さくなる。

海風の性質の季節変化に関して、気温と下北半島沖の海面水温の季節変化から検討した。その結果、9月上旬以降は海面水温の方が気温よりも高くなり、ヤマセ気団の混合層の形成と同じ原因で海風の混合層が形成されていることが考えられる。

今後はより多くの事例(冷夏年・暑夏年)に関して、湿度・日射量・風向風速をも含んだデータを取り、気団の性質について検討する必要がある。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、東京都立大学地理学教室気候系セミナーの諸先生方、並びに研究生・院生諸氏からは貴重なアドバイスを頂いた。また気候コロキウムの皆様からは有意義な御指摘を頂いた。さらに、東北農業試験場の井上君夫氏からは貴重なご意見を頂いた。以上の方々にはここにもって厚く御礼申し上げます。

文 献

- 浅井辰郎, 1950: ヤマセ吹走時における東北地方の気温分布について. 資源研彙, 16, 58-66.
 ———, 1952: 東北地方沿岸の海風による低温地帯. 内田寛一先生還暦記念祝賀会編: 内田寛一先生還暦記念論文集下巻. 帝国書院, 215-233.
 卜蔵建治, 1990: 農業気象学からみた「やませ」. 海洋, 22, 391-394.
 菅野洋光・岡 秀一・前島郁雄, 1991: 下北半島太

- 平洋岸で観測された海風について, 東北地理, 43, 181~187.
- 昆 幸雄, 1984: “やませ” について, 昭和 58 年秋季大会シンポジウム「東北地方の冷夏について」の報告, 天気, 31, 165-170.
- 工藤泰子, 1981: ヤマセの立体構造とそれに及ぼす山地の影響, 東北地理, 33, 204-211.
- , 1984: 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日~21日の事例解析—, 天気, 31, 411-419.
- 松本 淳・宇田川満・早福正孝・伊藤政志・朝来野国彦, 1988: 南関東における夏季の海陸風系と光化学大気汚染の予測, 東京都環境科学研究所年報, 11-16.
- 南 利幸・福岡義隆・高橋日出男, 1990: 広島湾における海陸風と島嶼部の風系, 昭和63年度・平成元年度文部省科学研究費補助金(一般研究C)研究成果報告書「海陸風の構造と空中花粉の動態への影響に関する研究」, 11-26.
- Ninomiya, K. and Mizuno, H., 1985: Anomalously cold spell in summer over North-eastern Japan caused by northeasterly wind from polar maritime airmass. Part 2. Structure of the north-easterly flow from polar maritime airmass. *J. Met. Soc. Japan*, 63, 859-871.
- 小鹿洋子, 1974: ヤマセ吹走時における青森県の気温分布, 東北地理, 26, 45-49.
- Shitara, H., 1952: On the temperature distribution of a coastal plain - In the case of the Plain of Sanbongi, Aomori Prefecture-. *Sci. Rep. Tohoku Univ. 7th. Ser. (Geogr.)*, 1, 43-55.
- 設楽 寛, 1957: 青森県三本木平野における夏季気温の不連続分布について, 東北地理, 9, 67-71.
- Shitara, H., 1963: Meso-climate divide seen from the discontinuity of the weather. *Sci. Rep. Tohoku Univ. 7th. Ser. (Geogr.)*, 12, 21-34.
- , 1964: Sea-breeze air-mass boundary in a coastal plain as an example of meso-climatic divide. *Sci. Rep. Tohoku Univ. 7th. Ser. (Geogr.)*, 13, 37-50.
- 浦野 明・中村晃三・浅井富雄, 1990: やませ時における海上の下層雲の形成と赤外放射の効果, 海洋, 22, 417-421.

「第7回北方圏国際シンポジウム」開催のお知らせ

主 催: 紋別市・北方圏センター・オホーツク海・氷海研究グループ

後 援: 日本海洋学会 海洋気象学会 日本雪氷学会
日本気象学会

期 間: 1992年 2月 2日(日) - 4日(火)

場 所: 紋別市市民会館 紋別市文化会館

主 旨: 世界各国から海洋, 気象, 水産, 生物, 工学, リモートセンシングなどの学際的分野の研究者, 技術者を集めて, オホーツク海や氷海, 寒冷海域での諸問題について論議するものです。

主題 1 氷海の物理環境と海洋生物

2 オホーツク海と親潮

3 オホーツク海沿岸の水産

4 工学・リモートセンシング・測器

5 大気-海水-海洋相互作用

ファースト・サキュラーの請求と問い合わせは, 下記宛をお願いします。

〒094 紋別市幸町 2丁目紋別市役所企画調整課

オホーツク海・氷海研究グループ事務局

電話: 01582-4-2111 内線: 221

FAX: 01582-3-1833