

<研究ノート>長野県古海盆地の静穏晴夜における冷気湖現象に関する小気候学的考察

安藤, 博之 / ANDO, Hiroyuki

(出版者 / Publisher)

法政大学地理学会

(雑誌名 / Journal or Publication Title)

法政地理 / JOURNAL of THE GEOGRAPHICAL SOCIETY OF HOSEI UNIVERSITY

(巻 / Volume)

41

(開始ページ / Start Page)

35

(終了ページ / End Page)

44

(発行年 / Year)

2009-03-10

(URL)

<https://doi.org/10.15002/00025953>

長野県古海盆地の静穏晴夜における冷氣湖現象に関する小気候学的考察

安藤博之

2008年10月30日の夕方から31日の夜明けまで、長野県上水内郡信濃町古海地区の小盆地を対象とした小気候観測の結果を吟味したところ、静穏晴夜時の冷氣湖現象として以下の諸点が把握された。①夜間を通して接地逆転層が形成され、その逆転強度は最大で5.4℃/100 mとなった。②地点FやNo. 3など斜面下降風によって接地層の大気が攪拌されにくい地点では放射冷却による気温低下が進み、その極値は-1.4℃を記録した(No. 3)。③放射冷却の妨げとなる要因は、雲量の多少、および地表面付近での風存在であることを再確認できた。④地点F付近での夜間(03時頃)の昇温現象は、01時頃から地上40 m付近を吹走していた南寄りの風が暖気塊を伴いながら次第に高度を下げて、接地層の大気を攪拌したことが原因と考えられる。⑤昇温を生じさせる風は南寄りの風に限定される。

キーワード：古海盆地、冷氣湖、斜面下降風、放射冷却、接地逆転

Key words: Furumi basin, cold air lake, katabatic wind, radiative cooling, ground inversion

I はじめに

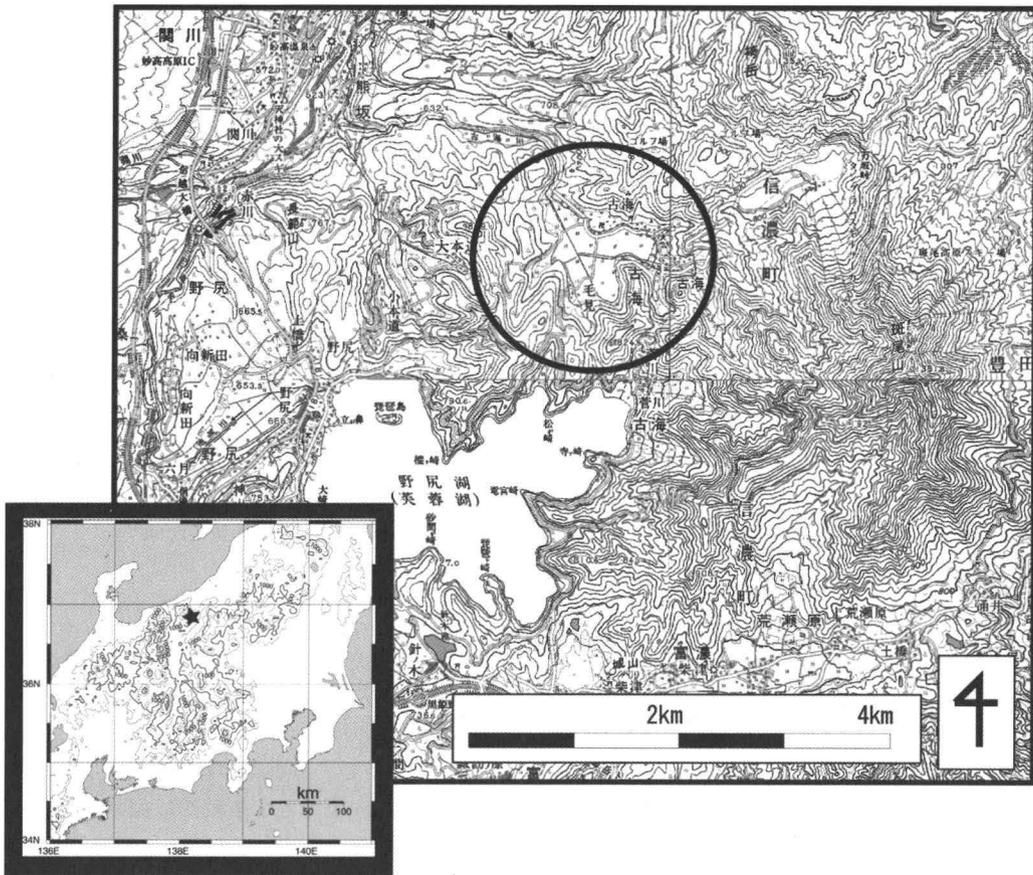
冷氣湖とは「冷気が地形的な窪地である谷間や盆地などの低地に滞留したもの」(吉野ほか：1986)であり、一般場の風が弱い時に発現しやすい現象である。風の弱い晴れた夜間には、放射冷却により地表面での気温低下が進行し、接地逆転層(安定層)が形成されやすい。この接地逆転は、平坦地だけでなく、山腹斜面でも同様に進行する。したがって、斜面上の大気が冷却とともに密度を増し、重力的に下降することも十分に考える現象である。この移流を斜面下降風(または、冷氣流)と呼ぶ。

斜面下降風(冷氣流)と冷氣湖の関係を鳥谷・小林ほか(2000)から引用するならば、『河川と湖の関係』であり、『冷気の流入によって冷氣湖が涵養される』となる。しかし、1970年代以降、斜面下降風が吹走すると気温は低下するのか、あるいは上昇するのかについて、いくつかの相反する結果が報告されている。風速が増せば気温が低下するという負の相関関係を示した研究例もあれば、逆の相関関係を示した研究例も存在し(例えば、真木・黒瀬：1990)、また、状況によっては双方が発現するという研究例もある(鳥谷・小林ほか：

2000)。したがって、本論では斜面を重力的に下降する移流を「冷氣流」とは表現せずに、「斜面下降風」と表現する(佐藤ほか：1997)。

法政大学文学部地理学科の気候学研究室では、野外実習の一環として継続的に長野県古海盆地にて小気候観測を行なっている。この観測の目的は、盆地状地形に形成される冷氣湖現象とその形成・消滅過程を把握することである。2008年秋季に実施した野外実習の期間中、とくに夜間は風も弱く雲量も少ない静穏晴夜となり、放射冷却による冷氣湖現象が最も生じやすい気象条件にあった。

従来古海盆地を対象とした研究例として、まず佐藤ほか(1997)が挙げられ、そこでは古海盆地東側の緩斜面上の斜面下降風とその下手側に存在する古海盆地内の安定層形成との相互作用について着目して解析を加えた。その結果、①盆地内の気温偏差分布に3つのパターンが存在すること、②盆地内で夜間に昇温現象があること、③盆地出口では風速と気温に正の相関関係があるけれども、盆地東側緩斜面上では負の相関関係があること、④盆地内では温度的に安定した接地逆転層が3層からの重層構造をなし、斜面下降風は温度的に均衡する層へ流入すること、⑤盆地内の安定層の上端を滑降する大気が存在し、その風速が2.0



第1図 調査対象地域の概略図(丸で囲んだ地域が古海盆地)

※国土地理院発行の5万分の1地形図(戸隠, 中野, 妙高山, 飯山)を一部改変(永保ほか:2006より)

m/sを超え、その大気は盆地東部の斑尾山西側斜面から古海川の谷に沿って下ることを明らかにした。

また、吉野・加藤(1999)は古海盆地の南西に位置する野尻湖の熱的影響について解析を加えた。その結果、①中部地方が移動性高気圧に覆われた夜間には、AMeDAS信濃町の風向が静穏、もしくは南寄りの風に転向すること、②古海盆地と野尻湖を隔てる山稜を境に気温変化に差があること、また、その原因は野尻湖の水体にあること、③佐藤ほか(1997)で指摘された夜間の昇温現象に関して、AMeDAS信濃町で南風を観測すると昇温が認められることなどを明らかにした。

さらに永保ほか(2006)では、夜間の昇温現象に着目し、その現象の把握と発生要因の考察を試みた。その結果、①昇温現象発生時には、風速2.0 m/sを超す南、または南東の風が観測されたこと、②昇温現象の気温値は、観測地点中最も標高の高い観測点に合わせるように昇温したこと、③気温急変の時間帯において風速の変化が顕著な地点を把握したことなどがある。

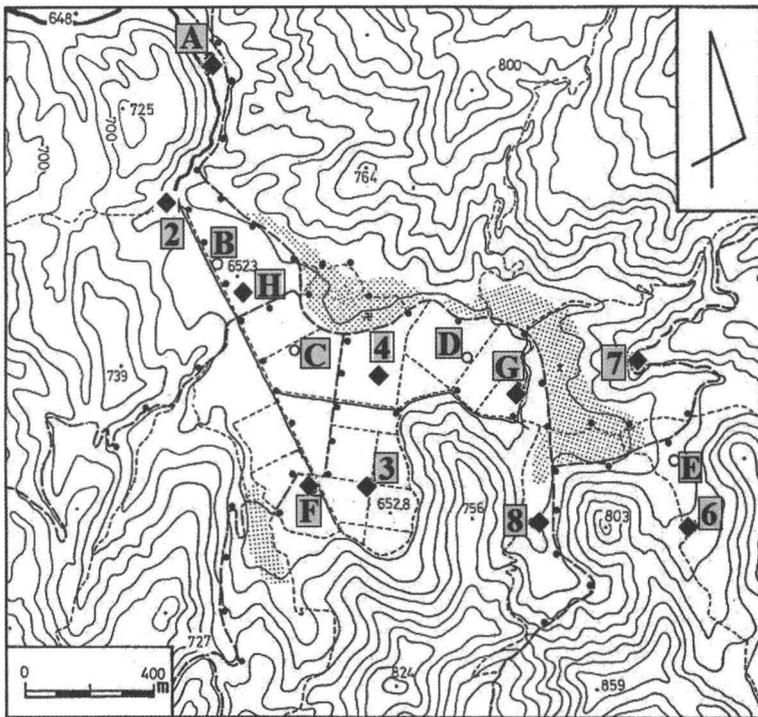
本論では理想的ともいえる気象条件のもとで観測された冷気湖現象とその気温分布の把握、さらに夜間に生じた昇温現象などについて考察を加えることを目的とする。

II 対象地域

1. 対象地域概要

対象地域とした長野県上水内郡信濃町古海地区は、野尻湖の北北東約2kmにあり、その盆地中央(No. 4)は北緯36° 50′ 東経138° 14′ に相当し、斑尾山(標高1382 m)の西北西斜面に位置している。また、日本海からこの古海盆地までの直線距離はおおよそ40 km、長野市のある長野盆地(善光寺平)までは同様に20 kmほど離れている(佐藤ほか:1997) (第1図)。

この盆地の形状はおおよそ逆三角形であり、その直径は約1kmである(吉野・加藤:1999)。盆地内には小河川の古海川が、東南東から北北西へと流れている。盆地内の土地利用は主として水田であり、周囲の山地は針葉樹と落葉樹とで覆われている(第2図)。



第2図 対象地域における観測地点の位置

(◆: 無人定点観測, ○: 有人定点観測, ●: 移動観測の測点, 網掛け域は集落)

2. 観測期間および観測方法

観測測器を設置した期間は2008年10月28日から31日である。この時に設置した測器は、気温と湿度の自記記録計として、T&D社製サーミスタ温度計TR-72U (地点A, No 2, F, No 3, No 4, G, No 6, H, No 7, No 8にそれぞれ設置, 第2図参照)である。その気温観測は観測高度(センサー部)を1.5 m付近とし、自作した円筒状放射除けでセンサー部を覆って設置した。また、風向・風速自記記録計として、コーナシステム社製KADEC-KAZE (地点A, No 2, F, No 3, No 4, G, No.10にそれぞれ設置)を用いて、地上1.5~2.0 mの高さで測定し、その測定間隔は10分とした。

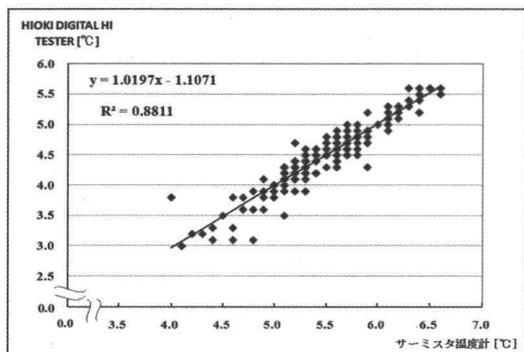
観測を行なった期間、とりわけ野外実習として夜間観測を行なった期間は、10月30日16時¹⁾から31日07時までの15時間である。また、その事前調査として、28日21時と29日05時において、移動観測を行なった。それぞれの時間内における移動

観測は、HIOKI社製のDigital Temperature Hi-Tester 3412を、車両左前方に観測高度(センサー部)1.6mに、自作した円筒放射除けでセンサー部を覆って取り付け、所定のコース(全長約12km)を平均時速25km前後(時速20~30kmの範囲)で走行しながら観測した。本論で主に解析を試みたのは30日16時から31日07時までである。

3. 使用データ

解析に使用したデータは、事前調査の移動観測データ(気温、計2回)と定点観測データ(気温・風)、野外実習中の定点観測データ(気温・風)、それに移動観測データ(気温、計11回)である。

なお、事前調査の移動観測によるデータは、サーミスタ



第3図 HIOKI Digital Hi-Testerとサーミスタ温度計との気温値の対応

温度計とHIOKI社製の温度計との器差を求めるために使用している(第3図)。この結果によってT&D社製TR-72Uの気温を補正している²⁾。

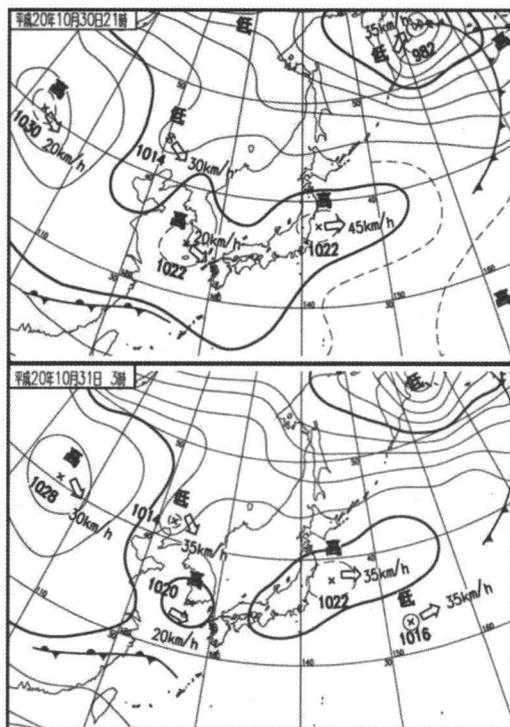
III 結果と考察

1. 静穏晴夜における気温の時間変化

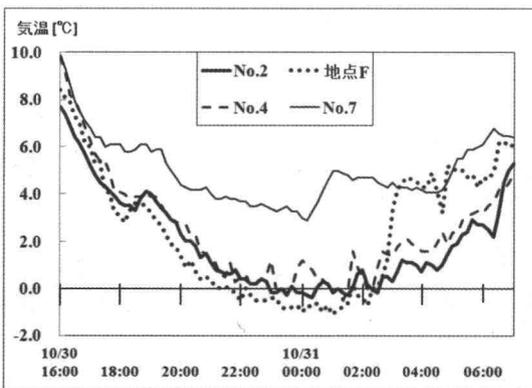
小気候観測(野外実習)を行なった10月30日夕方から31日の朝方まで、古海盆地の雲量は30日18時～19時頃の5～7程度を除いて、終始0、ないし1程度の快晴であった。また、30日の夕方と31日の早朝以外、盆地内の地上風速は静穏、ないし0.1 m/s程度の弱風であった。この事から冷気湖の発現にとっては理想的な気象条件であったと考えられる。

さらに総観場を確認するために第4図に対象期間の地上天気図(気象庁発行)を示した。30日21時において、対象地域の長野県を含む甲信越地方は、大陸から東進してきた高気圧の圏内にあると判断でき、それは31日03時においても同様であると言える。また、AMeDAS信濃町の風向風速を見ると、30日20時から日付が変わるまで静穏であり、それ以降もおおむね1 m/s程度であった。

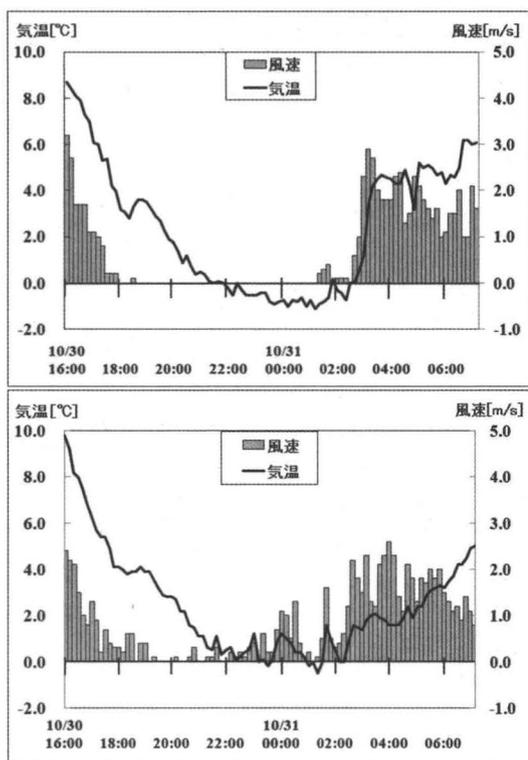
第5図³⁾は、盆地内の複数地点(No. 2, 地点F, No. 4, No. 7)における気温の時間変化である。また、第6図は地点F(上)とNo.4(下)の気温と風速の時間変化である。第6図の地点Fをみると、夕方18時以降は風も弱いうえに雲量も少なくて快



第4図 調査対象期間の地上天気図
(気象庁発行を一部改変)
上：2008年10月30日21時(JST)
下：2008年10月31日03時(JST)



第5図 盆地内の複数地点における気温の時間変化
(雲量は30日18時から19時頃を除いて全て1以下)

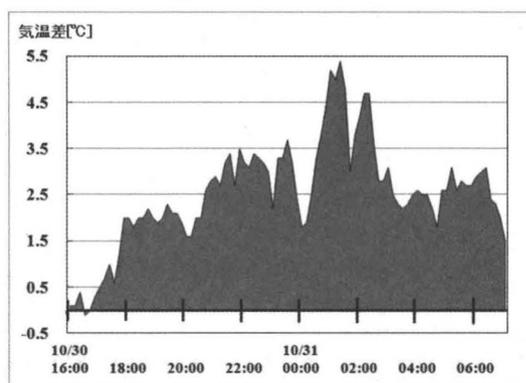


第6図 盆地内における気温と風速の時間変化
(上：地点F / 下：No. 4)
(雲量は30日18時から19時頃を除いて全て1以下)

晴であったことから、日没前後⁴⁾から急激に放射冷却が進み、1時間で3°C程度の気温の低下がみられる。第5図において、18時30分頃から19時30分頃にかけて盆地内の複数地点で一旦昇温しているのは、一時的に雲量が5～7程度まで増えたことに起因すると考えられる。加えて、その時刻前後に他の地点においても気温低下が緩慢となることが分かる。

盆地内のNo. 2, 地点F, No. 4では、20時頃から更に気温が低下している。しかし、No. 7(盆地周辺山地の中腹に相当)では、気温低下こそ認められるものの、盆地内と比較すればその低下量は小さく、しかも17時過ぎ頃から、盆地底の地点との気温差が拡大していることから、盆地内では次第に冷気湖が形成されていると考えられる。

第7図は盆地底のNo. 4と東方山地の中腹の



第7図 逆転強度の時間変化(No. 7 - No. 4)
(雲量は30日18時から19時頃を除いて全て1以下)

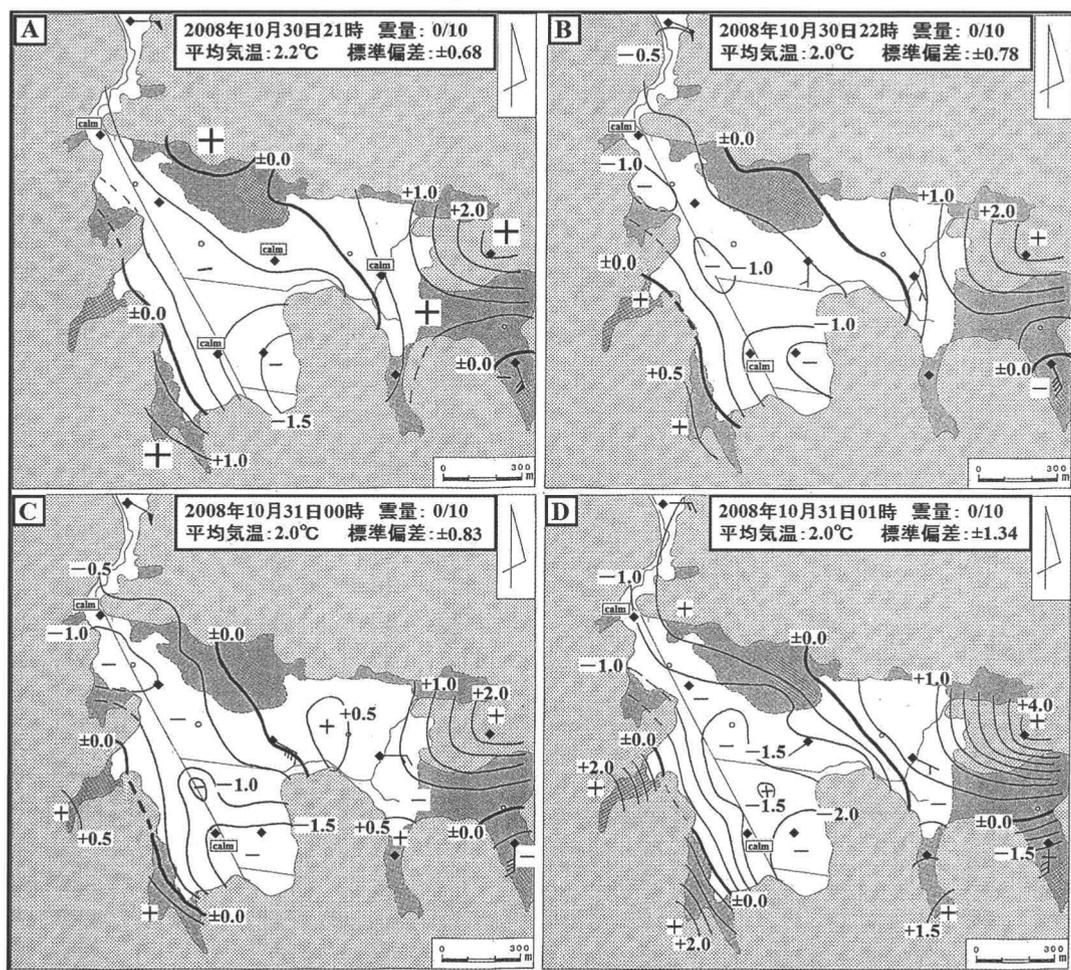
No. 7との気温差の時間変化である(標高差は約100 m, 水平距離は約700 m)⁵⁾。この図を見ると、31日の02時までは、時間の経過とともに逆転強度が増している。また、30日18時前後に、逆転強度の急激な増大がみられ、これは盆地を含む周辺部での風の弱化为原因であると考えられる。

2. 静穏晴夜における盆地内の水平気温分布

第8図は、第7図における気温差、つまり鉛直的な逆転強度が2.5°C/100 mを超えていた時刻から逆転強度の極大値を記録した時刻(01時20分)までの(21時, 22時, 00時, 01時⁶⁾)の水平的な気温偏差分布図である。

定点の気温観測値には第3図から求められた回歸式で補正を加えた。前述したように移動観測に要する時間は30分弱であるので、敢えて時刻補正を行っていない⁷⁾。

30日21時の時点では、盆地内で風が無風状態に近いけれども、盆地へ流れ込む東側の緩斜面上のNo. 6や盆地の出口下流に相当する地点Aでは風速1.3 m/s以上の風が吹いている。盆地内の気温分布は、おおむね東側で正偏差、西側で負偏差となっている。この状態は他の22時, 00時, 01時でも同様である。この理由として考えられるのは集落の位置である。この地区の集落は盆地周辺の緩やかな傾斜地(東部に約40戸, 北部に約40戸, 南部に約10戸程度)に立地している。佐藤ほか(1997)



第8図 古海盆地内の気温偏差分布図(単位°C)
(A: 30日21時, B: 30日22時, C: 31日00時, D: 31日01時)

に拠れば、この古海地区は近年まで湖沼の名残を留めて低湿地であったが、排水によって盆地の水田化を試みる事が可能となり、それ以降に東に隣接する地域から集落移転してきた。その際、比較的日当たりの良い盆地の北側や東側に居を構えた。移動観測の一部測点はその集落内を通過するため、若干ながら人工排熱を測定して比較的高温になったと考えられる。

ここで盆地の南側に注目すると、地点F周辺は負偏差を示して低温である。しかし、盆地南西側の斜面では高度を増すにつれて気温が上昇してい

る。このことから接地逆転の生起と冷気湖の発現をうかがうことができる。また、測点No. 7は盆地を囲む山地の中腹に相当しているため、冷気湖の比較的上層の気温を測定している可能性が高い。したがって、盆地底部と比べて高温となり、正偏差になっているものと考えられる。

なお、この時間帯には盆地内の古海川の水路上で霧⁸⁾の発生を確認している。

30日22時でも、21時と同様の気温分布を示しており、盆地西部ではさらに気温が低下している。この時刻では、気温偏差が-1.0°C以下の領域と

古海川の水路上とで、濃い霧(視程200 m弱)の発生を確認している。

31日00時では、偏差 -1.5°C の範囲が広くなり放射冷却の進行が読み取れる。この時、盆地南部の地点Fで氷点下を記録している(第6図)。地点D付近の閉曲した正偏差域は、No. 4や地点Gでの風により一時的に昇温したと考えられる。第6図のNo. 4における気温変化と風速の対応から、31日00時頃に風の吹走があり、それにより30日23時30分に -0.2°C だった気温が31日00時には 1.2°C にまで昇温している。これは一時的な風の吹走により放射冷却が抑制されたと考えられる。

31日01時は逆転強度の極大を示した時刻である(第7図)。それが示すように、盆地周辺山地の中腹に位置するNo. 7では、偏差 $+4.0$ と逆転度が増大している。この時間帯には地点F周辺で霧の発生が確認されており、また、地点Fでは01時10分において -1.1°C を記録し、それに対してNo. 7では同時刻において 5.0°C を記録していることから、このような大きな偏差となった。さらに盆地内の西部では風も弱く放射冷却が進んでいると判断できる。

吉野・加藤(1999)の研究に拠れば、盆地内において -3.0°C 以下まで気温の低下が認められた。しかし、今回の観測ではNo. 3において30日23時40分に記録した -1.4°C が気温の極小値であった。この違いは土壌に含まれる水分の影響と考えられる。AMeDAS信濃町の降水量を見ると、吉野・加藤(1999)の観測が行なわれた1997年11月1日から2日の前3日間(10月29日から31日まで)では降水量0 mmである。それに対して、今回の観測期間では前日(2008年10月29日)に降水量4 mmを記録している。このような降水現象はAMeDAS信濃町から約5 km離れた古海地区でも同様と考えられ、この降水によって土中水分が多くなり、気温低下が抑制されたものと考えられる。

いずれの時間帯においても、気温の水平的な偏差分布図では、佐藤ほか(1997)によるSW型の分布を示しており、雲量の少ない静穏時に発現するタイプと言える。

3. 早朝の昇温現象について

1) 10月31日の場合

第5図の地点F(第6図でも同様)において、昇温現象を示すところが見受けられる。時刻は31日03時頃であるので日出時刻ではない(地点Fの日出時刻は、06時55分頃である)。しかし、02時30分頃から03時30分頃までに、およそ 4.5°C の昇温を観測している。第6図を見ると、その急激な昇温と同時に風の吹走を記録していることが明らかであり、その風速は最大で 2.9 m/s (03時10分)である。しかも、その風向は南寄りの風である。

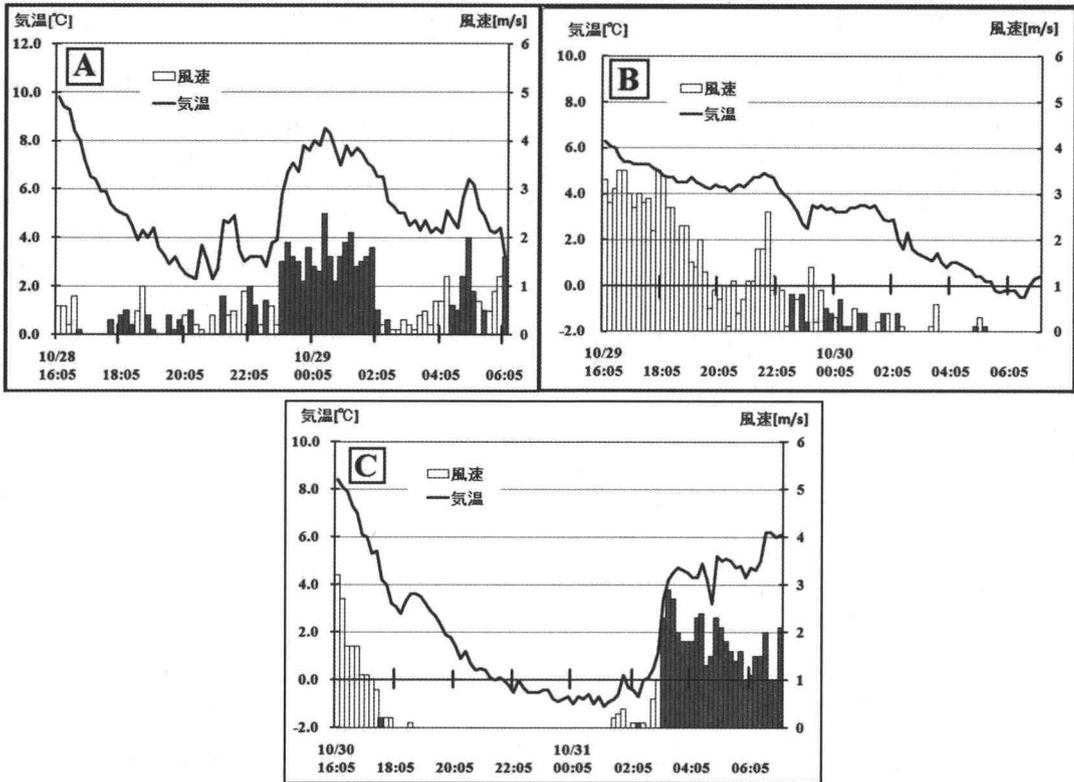
この昇温現象は昇温量こそ半減しているものの地点C、ないしNo. 4付近にまで及んでいる。しかし、No. 4における風向は東北東であることから、南風が侵入しているとは考えにくい(分布図略)。ここで地点Cにおける風の鉛直分布をみると、01時頃から地上40 m付近に南寄り成分をもつ風速 1 m/s 程度の風が発現している。01時前に高度90 m付近にあった 4.0°C の相対的な暖気塊が01時20分頃から02時00分にかけて地上40 m付近まで降下している。また、03時30分頃には、その 4.0°C の暖気塊が地上まで降下している。このことから、この南成分の風が地点F付近の大気を攪拌し、地点F付近の気温を上昇させたと考えられる。

この現象は、佐藤ほか(1997)や永保ほか(2006)で指摘された夜間の昇温現象と時間帯が異なる以外にはきわめて酷似した現象である。なお、この時間帯のAMeDAS信濃町での風系は南東から南南東の風で、その風速はすべて 1 m/s である(02時30分から04時00分までの10分値)。

2) 10月28日・29日の場合との対比

31日夜間(03時頃)に生じた昇温現象と同様の現象が、今回の観測機器を設置した他の日時においても同様に生起しているのか否かを吟味した。観測機器は28日の午後から設置していたので、28~29日(前々日)、29~30日(前日)、30~31日(野外実習当日)のそれぞれの夜間について地点Fの気温と風向・風速を対比した(第9図)。

第9図は地点Fにおける前述の各夜間における気温と風速の時間変化である。また、風速の網掛け部は南寄り(SW~SE)の風が吹走していた時間



第9図 地点Fにおける気温と風速の時間変化
 A：2008年10月28日16時05分～29日06時05分
 B：2008年10月29日16時05分～30日06時55分
 C：2008年10月30日16時05分～31日06時55分
 [風速の網掛け部は南寄り(SW～SE)の風]

帯である⁹⁾。

この第9図から、28～29日(第9図A)においては30～31日より時間幅が短いものの類似した昇温現象が認められた(23時頃から02時頃までと04時20分頃から05時頃まで)。しかし、29～30日(第9図B)においては、目立った昇温現象は生起していない。30～31日(第9図C)においては、03時頃から日の出時刻まで昇温現象が継続している。それぞれの夜間について風向・風速を見ると、昇温現象の生起している時間帯は、いずれも南寄りの風向であり、しかも、その風速が1 m/s以上であると指摘できる。

28～29日の23時頃から02時頃にかけて生起した昇温現象は4℃程度の昇温を示しており、また、

その継続時間(昇温している期間)は3時間程度である。30～31日において生起した昇温現象も、継続時間は4時間以上継続している。これらを鑑みると、どちらも風速1 m/s以上の南寄りの風が継続した時間に昇温現象も持続している。このことから盆地内の地点Fに南寄りの風が流入した場合に昇温現象が生起すると言及できる。

この昇温現象が南寄りの風に限定される事について、吉野・加藤(1999)を根拠にするならば、野尻湖の水体を起源とする暖気が侵入することによって昇温していると考えられる。したがって、夜間の昇温現象が生起しなかった前日の場合は、野尻湖からの南寄りの風が侵入してこなかったため、昇温することなく放射冷却が進行したと想定

される。

IV おわりに

2008年10月30日16時から31日07時までの小気候観測の結果から、以下の諸点を把握することができた。

- ①. 静穏晴夜時の古海盆地では、冷気湖(接地逆転層)が形成され、その逆転強度は最大で5.4℃/100 m (31日01時20分頃)である。
- ②. 静穏晴夜時のもとでは、地点FやNo. 3などの盆地最奥部で放射冷却による気温低下が進み、その極値は-1.4℃となる(No. 3にて30日23時40分)。
- ③. 盆地内の放射冷却の妨げとなる要因は、雲量増大と地表面付近への移流であることが確認できた。
- ④. 地点F付近での夜間(03時頃)の昇温現象は、01時頃から地上40 m付近を吹走していた南寄りの風が暖気塊を伴いながら次第に高度を下げて、接地層の大気を攪拌したことが原因と考えられる。
- ⑤. 地点F付近での夜間の昇温現象は1 m/s以上の南寄りの風によって生起していると考えられる。

今後の課題は、夜間の昇温現象を生起させる原因について、野尻湖側でも気温や風の鉛直分布を把握する必要があると考えられる。また、本論では触れなかったが、斜面下降風の吹走と気温変化の関係を把握するために、より短い時間間隔のもとで観測を行なうことが求められる。

謝 辞

小論を作成するにあたり助言をしていただいた法政大学文学部地理学教室・佐藤典人教授に厚く御礼申し上げます。

また、定点への機器設置を手伝って下さった法政大学文学部地理学教室助手・山田真誉氏と法政大学大学院人文科学研究科地理学専攻・下口嵩司氏、それに平面分布図の基礎データとなっている移動観測のアシスタントを務めてくれた佐藤里歩、三輪裕子(ともに地理

学科生)の方々に対して心から感謝いたします。

なお、本研究の基礎となった観測は、2008年度の気候学巡検(2008年10月29～31日実施:佐藤典人教授担当)である。ここに巡検に参加した学生に対して感謝の意を表したい。

注 記

- 1) 本論での時刻はすべて日本標準時(JST)での表記である。
- 2) サーミスタ温度計の使用においては、通風時と非風時とでセンサーの感知に違いがあると判断した。それゆえ、第3図において関係式を求めた。
- 3) 観測開始時刻は必ずしも毎正時ではないため、観測時刻の最も正時に近いものを便宜的に正時として扱っている。これは第6図、第7図も同様である。ただし、1測点で複数の時間帯を図示している第9図(地点F)に関しては、その地点の観測開始時刻に則っている。
- 4) 各地点の日没時刻は観測当日(2008年10月30日)の東京の日没時刻である16時48分と、観測地点のNo. 4の緯度経度情報とを参考に古海地区における日没時刻を①式より求め、また、各地点の日没時刻を各地点の東西方向の山地の頂上までの仰角を元に計算した。その結果、盆地内の日没時刻は、No. 2:16時20分頃、地点F:16時35分頃、No. 4:16時33分頃、地点G:16時40分頃となった。

日没時刻の補正は、その日の東京における日没時刻を T_0 、観測地の経度を λ 、緯度を ϕ (単位は度)としたときの観測地での日没時刻 T は

$$T = T_0 + a(139.7 - \lambda) + b(35.7 - \phi) \cdots \textcircled{1}$$

で求められる。

- 5) 第7図の作成に地点Fではなく盆地中央部のNo. 4を用いたのは、No. 7との間には樹木以外の遮蔽物がないことが理由である。
- 6) 23時における移動観測は欠測である。
- 7) 等値線は全測点の平均値からの偏差を用い、その記入間隔は0.5℃である。また、風向風速は16方位で示し、風速の矢羽は0.3 m/s毎に区切って、矢羽が5本になればペナントを用いた。したがって、風速の階級はcalm = 0, 0.1~0.3, 0.4~0.6, 0.7~0.9, 1.0~1.2, 1.3~1.5, 1.6~1.8, 1.9~(単位はそれぞれm/s)となる。
- 8) 古海川の水温を計測したところ、31日14時20分の時点では10.6℃であった。また、過去の研究例で、この時期の夜間の水温は6.3℃であった。これらを併せ考えると、今回の夜間の気温が1.0℃前後となったの

で霧が発生したと考えられる。

- 9) 28日と29日における雲量のデータは記録していなかったもので、必ずしも晴夜であるとは言えない。

参 考 文 献

- 工藤泰子ほか(1982)：菅平における冷気湖の形成過程。地理学評論, 55, p849-856.
- 熊沢秀晃・小羽謙一・佐藤典人(1988)：小規模かつ典型的な盆地における夜間の気温冷却現象について。法政地理, 16, p65-67.
- 近藤純正ほか(1983)盆地内に形成される夜間の安定層(冷気湖)。天気, 30, p327-334.
- 佐藤典人・木村成彦・亀井 尊(1997)：盆地地形における気温分布と斜面下降風との対応。法政地理, 25, p13-32.
- 佐橋 謙(1983)：自動車による気温の移動観測における観測誤差。天気, 30, p509-514.
- 立石由己(1961)：菅平における冷気の流出。天気, 8, p366-371.
- 天文年鑑編集委員会 編(2007)：天文年鑑2008年版。誠文堂新光社, p70-73.
- 鳥谷 均(1985)：長野県菅平盆地における冷気湖の形成と冷気流。地理学評論, 58-2, p67-79.
- 鳥谷 均(1985)：斜面下降風吹走時における斜面上の風と気温の時間変化について。天気, 32-6, p311-319.
- 鳥谷 均・小林哲夫ほか(2000)：局地風(2)冷気の流れ。農業気象, 56-4, p311-316.
- 中村圭三(1976)：夜間の緩斜面上の冷気湖と気温分布について。地理学評論, 49, p380-387.
- 永保敏伸・佐藤典人ほか(2006)：長野県古海盆地における秋季の冷気湖現象に関する一考察。法政地理, 38, p47-56.
- 真木太一・黒瀬義孝(1990)：香川県高瀬盆地における冬季の晴天日の局地気象特性の観測。農業気象, 46-2, p79-86.
- 松井裕介(1998)：長野県古海盆地における夜間安定層の推移について。法政大学大学院修士論文, 63p (未公表).
- 三浦 恭(1971)：冷気湖形成の一例。東北地理, 23, p37-40.
- 森 洋介ほか(1983)山地の夜間冷却と熱収支。天気, 30, p259-267.
- 吉野徳康・加藤美雄(1999)：小盆地の冷気湖形成時における湖の熱的影響について-長野県野尻湖を例として-。法政地理, 30, p35-44.