

### <研究ノート>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

TATEISHI, Yasutoshi / 永保, 敏伸 / 佐藤, 典人 / 荒井, 奈  
津 / 池上, 桃子 / 市原, 健太 / 立石, 裕利 / 野口, 紗恵子  
/ NAGAHO, Toshinobu / SATO, Norihito / ARAI, Natsu /  
IKEGAMI, Momoko / ICHIHARA, Kenta / NOGUCHI, Saeko

---

(出版者 / Publisher)

法政大学地理学会

(雑誌名 / Journal or Publication Title)

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

(巻 / Volume)

38

(開始ページ / Start Page)

47

(終了ページ / End Page)

56

(発行年 / Year)

2006-03-22

(URL)

<https://doi.org/10.15002/00025932>

## 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

永保敏伸・佐藤典人・荒井奈津・池上桃子・市原健太・立石裕利・野口紗恵子<sup>1)</sup>

長野県上水内郡信濃町古海地区にある古海盆地を対象に、2005年10月27日夕方から10月28日早朝までの観測データを用いて、夜間の昇温現象に関する把握と若干の考察を試みた。その結果、以下の知見が得られた。1) 本解析でも、夜間の昇温現象が明瞭に認められた。2) 昇温現象に関連して、2m/sを超す、南もしくは南東の風が観測された。3) 昇温現象の気温値は、観測地点のうち最も標高の高い地点No.7にあわせるように上昇した。4) 気温急変の時間帯で風速の変化が顕著になる地点が把握された。これらの結果から昇温現象の原因として、斜面下降風が何らかの影響により冷気湖内の接地逆転層を攪拌した可能性が高いと結論するに至った。

キーワード：古海盆地、冷気湖、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

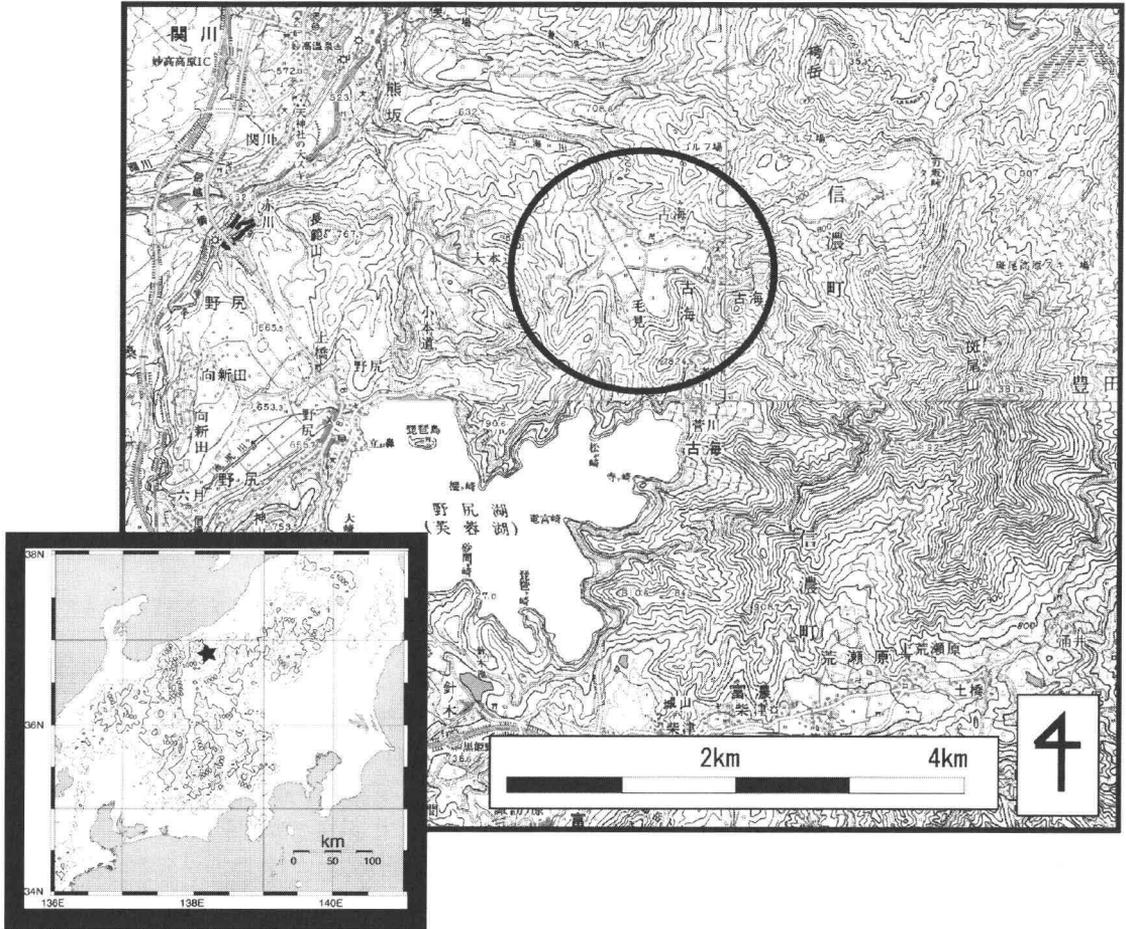
法政大学地理学教室気候学研究室では、野外実習の一環として、継続的に長野県古海盆地にて観測を行なっている。この観測では、盆地状地形に形成される冷気湖現象およびその形成・消滅過程を把握することを目的としている。冷気湖とは、「冷気が地形的な窪地である谷間や盆地内の低地に滞留したもの」(吉野ほか,1986)である。その形成要因は、大きく2つに分けられる。第1に、夜間の放射により大気が地面に接している部分から冷却が始まるので、大気の下層ほど気温が低く、上空は気温が高い状態(この状態を接地逆転という)になることから冷気湖が形成される。これは、上向き放射に対して障害物となる雲が存在しない静穏晴夜に最も発達する。第2に、周辺地形の影響により冷却された大気が盆地状地形に流れ込んで形成される。つまり、斜面上で起こる放射冷却により低温となった大気が、標高の低いほうへ流れる(これを斜面下降風、もしくは冷気流と呼ぶ)。この冷気が盆地状地形に溜められて、冷気湖を形成する。古海盆地では、東方が斑尾山へと続く斜面となっており、この斜面下降風の通り道に位置している。

これらの要因が盆地状地形である古海盆地にお

ける、とくに夜間の低温大気の滞留の形成原因の1つとなっている。

松井(1998)は、モデル的なこの古海盆地において行なわれた観測データの中から、天候に恵まれた3事例を用いて、気温分布の特徴、およびその形成過程を、気温の平面分布と風向・風速分布の関連に着目して詳細な解析を試みた。その結果、気温分布において4つの特徴的な分布パターンが認められ、各分布パターンが出現する過程を明らかにした。同様に、安定層の発達と解消過程において、形成初期・発達期・安定期・解消期が存在することを明らかにした。

佐藤ほか(1997)も、同様に、この古海盆地において、東方の斜面下降風とその下手側に位置するこの小盆地の安定層形成との相互関係に着目して解析を行なった。その結果、(1)盆地内外の気温偏差分布から3つの分布パターンが存在すること、(2)盆地内の数地点において夜間の昇温が認められたこと、(3)盆地出口よりも下流側では相対的に風速が強くなると昇温するのに対して、逆に盆地の東に位置する上流側の緩斜面では、相対的に風速が強くなると気温が低下すること、(4)盆地内には温度的に安定な3層の逆転層が形成され、それらが重層構造をなすこと、また、斑尾山からの斜面下降風は、温度的に均衡する層へ流入



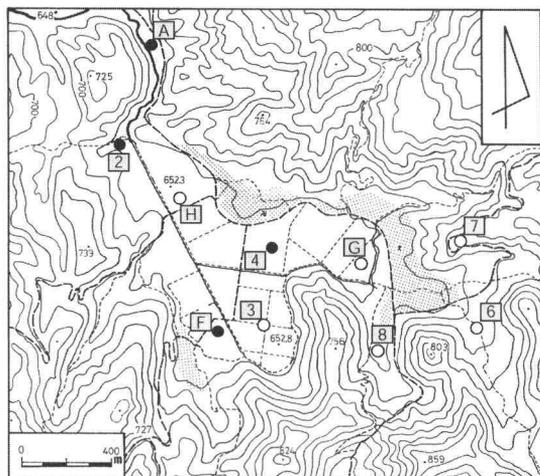
第1図 調査対象地域の概略図(丸で囲んだ地域が古海盆地)  
 ※国土地理院発行の5万分の1地形図(戸隠, 中野, 妙高山, 飯山)を一部改変

すること。(5)盆地内の安定層の上部を滑降する大気の風速は、2.0m/sを超え、その流れは盆地の北東部の上空を通過して古海川の谷に沿って下ることが明らかになった。

吉野・加藤(1999)は、古海盆地南西に位置する野尻湖の熱的な影響に着目して解析を加えた。まず野尻湖周辺における風の状態を捉える為、野尻湖の南西約2.5kmに位置するAMeDAS信濃町の風向・風速データの解析から、中部地方が移動性高気圧に覆われると、夜間、南寄りの風に転向するか、もしくは静穏となることを指摘した。次に、古海盆地と野尻湖の関係に着目して、両者を隔て

る山稜を境に気温変化に差が認められることを見出した。そして、この原因は野尻湖の水体の影響と考えられることを示した。そして、佐藤ほか(1997)が指摘した夜間の昇温現象に関して、信濃町のアメダスデータの解析をもとに、夜間に南風が吹走すると気温の上昇が認められる点を明らかにした。

このように、古海盆地における気温の平面分布や、冷気湖の形成過程と斜面下降風の対応は明らかになりつつある。しかし、佐藤ほか(1997)が指摘した、上記(2)の夜間の昇温現象(ブレイク)の発現に関しては、吉野・加藤(1999)の解析でもそ



第2図 対象地域における観測地点の位置

- 気温および風向・風速観測地点
- 気温のみ観測地点

の原因を明確に特定するまでには至らず、未解明な部分も多い。

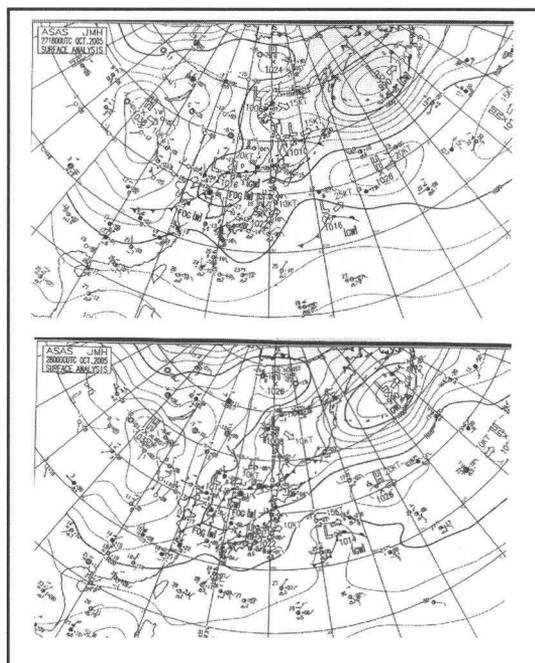
そこで本研究ではこの昇温現象に着目し、その現象の把握を主目的とする。さらに、その発生要因への考察を試みる。

## II 対象地域

### 1. 対象地域の概要

対象地域である古海盆地は、長野県上水内郡信濃町古海地区にある。野尻湖の北北東約2kmにあり、斑尾山(標高1382m)の西北西斜面に位置している(第1図)。日本海から古海地区までの直線距離はおよそ40km近くあり、ここから南方の長野盆地(善光寺平)まではさらに同じく20kmほど離れている(佐藤ほか、1997)。晴天の早朝に古海盆地から西の妙高山を眺望すると、妙高山の中腹を上限とした霧が高田平野の方向へ流れることを目にする。これは、高田平野と長野盆地をむすぶ方向の関川に沿った海陸風循環を示唆していると思われる。

古海盆地の形状はおおよそ逆三角形であり、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流れてい



第3図 調査対象期間の地上天気図

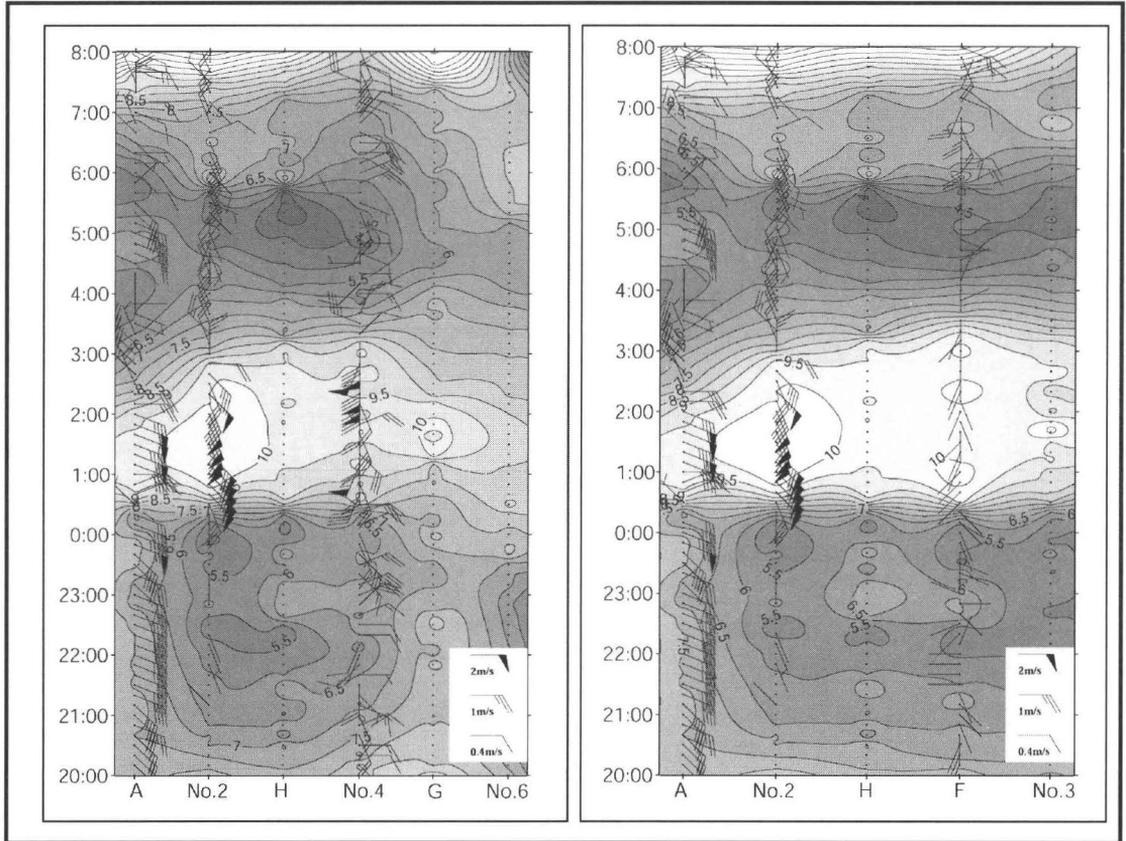
- 上 2005年10月27日18時(UTC)
- 下 2005年10月28日0時(UTC)

る(第2図)。盆地内の土地利用は主に水田であり、周囲の山地は、樹木で覆われている。

### 2. 観測期間および観測方法

気温および風向・風速のロガーを設置した2005年10月26日から10月28日の期間内で、天候に恵まれ、かつ夜間の昇温現象が認められた10月27日夕方から28日早朝までを本稿での解析対象期間とする。使用した測器は、気温自記録計として、コーナシステム社製KADEC-U(地点A, No.2, F, No.4, No.7, No.8, No.3, Gにそれぞれ設置)および、ティアンドデイ社製TR-72U(地点No.6, Hにそれぞれ設置)を用いた。また風向・風速自記録計として、コーナシステム社製KADEC-KAZE(地点A, No.2, F, No.4に各々設置)を用いて、地上1.5m~2.0mの高さで測定し、その観測時間間隔は10分とした。本解析には10分間の平均風速、および平均風向データを用いた。

気温観測は観測高度(センサー部)1.5mとし、



第4図 2005年10月27日20時～28日8時における古海盆地における気温、および風向・風速の時間・距離断面図

自作した円筒状放射除けでセンサー部をおおって設置した。

### Ⅲ 結果と考察

総観場を確認するために、対象期間の地上天気図を示した。第3図は2005年10月27日18時(UTC)、および2005年10月28日0時(UTC)の地上天気図である。日本海に前線を伴う低気圧が存在するものの、対象地域は、おおむね移動性の高圧部に覆われている。また、測候所のある高田の風向に着目すると、それぞれ南南東および南東である。

#### 1. 気温と風の時間・距離断面

第4図は対象期間における気温と風の時間・距

離断面図である。第4図(左)は、横軸に地点A, No.2, H, No.4, G, No.6を、同(右)では、ほぼ直線的に地点A, No.2, H, F, No.3を配置した。

第4図から以下の特徴が認められる。

- ① 28日0時30分過ぎから、3時00分あたりまで、明瞭な夜間の昇温現象が認められる。
- ② 地点Aでは、連続的に東風が吹走している。
- ③ 地点No.2では、無風時には冷却が進行し、風の吹走時に気温変化(上昇や下降)という傾向がある。
- ④ 地点No.4では、気温下降時には東風が卓越している。
- ⑤ 昇温現象の発現時を除き、相対的な低温域は、地点No.2とH(盆地北西部とその出口周辺)で

ある。

- ⑥ 昇温現象が始まる0時30分頃から次の事象が起きている。
- a) 地点No.2で2m/s以上の南東風が卓越し、地点Aでは東風の風速が増す。
  - b) a)と時を同じくして、地点No.4ではそれまで卓越していた東風が南風へと変化し、風速が2m/sを越す場合もある。
  - c) この昇温現象の終息は、地点Aおよび地点No.6から始まる。
  - d) 昇温現象の終息前後から、地点Aでは気温の低下に呼応して西風が卓越する。
  - e) 地点No.2でも、西風の吹走へと推移するにつれて気温が低下する。
  - f) このアインプレスの最低気温(3.8℃)を記録する時刻になると、地点No.2では東成分の風に変化する。
- ⑦ 地点Fは全体的に風速が弱く、1m/s以下であり、昇温現象時には、南風が吹走しているものの、その風速は0.1m/s以下と無風に近い。
- ⑧ 昇温現象の継続時間は地点Fで最長である。
- ⑨ 昇温現象終息後の地点Hを中心とした冷却は、測線No.2, H, Fのライン(盆地西側、古海川の支流に沿って)で形成されている。

昇温現象は、0時30分過ぎから始まっている。地点Aで最も短く1時間半、逆に最も長い地点Fで3時00分過ぎまでの2時間半、昇温現象がそれぞれ継続している。開始時刻はほぼ全地点同時であるが、終了時刻には地点間で差が見られる。

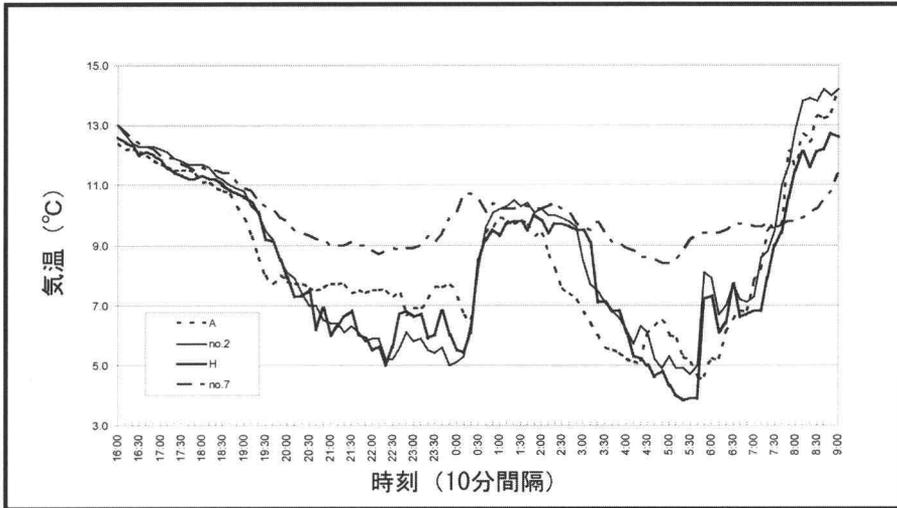
まず風向・風速分布に関して、③④や⑥f)から、地点No.4における東風が観測されている場合、地点No.4の西方に位置する地点No.2や地点Hでは冷却が進んでいることが明らかになった。第1図、および第2図の通り、古海盆地の周辺は東部から西部に向かいゆるやかに傾斜している。地点No.4における東風は、東の斑尾山の斜面からの下降風ないし、地点No.6や地点No.8などの盆地内縁辺であり比較的冷涼な大気を涵養すると考えられる緩斜面から流れ出した冷気か、もしくはその複合的效果ではないかと考えられる。これらの冷涼な大

気が盆地西部に滞留することで盆地西部、特に盆地北西部の出口周辺の低温域(⑤)を形成、かつ強化しているものと考えられる。②のとおり、地点Aでの東成分の風は古海川の流路に沿って流下しており、盆地西部に入り込む風は、北西部の狭小な盆地出口付近に滞留していると思われる。よって、この状態が静穏時の古海盆地における大気の冷却過程、換言すると斜面下降風も関与した冷気湖形成過程であると思われる。

次に、昇温現象が発現する時間の風向・風速に着目する。昇温現象の発現時には、⑥a)や、⑥b)より、2m/sを越す南東風、もしくは南風が卓越している。これは佐藤ほか(1997)が観測した事例において、昇温現象に伴い南寄りの2m/s以上の強風が観測されている事とも合致している。また、特に興味深いのは、それまで地点No.2では無風状態であったのに、昇温現象に伴って強風を観測している点である。これらの事実から、昇温現象はそれまでの盆地内の循環とは異質な大気の影響を受けているものと考えられる。

次に、昇温現象の終息時の地点間差に着目する。⑥d)や⑥e)のとおり、昇温現象の終息時に地点Aや地点No.2において西風が観測されている。⑥c)のとおり、地点Aから気温の低下が始まっている。この西風と地点AやNo.2の気温低下が連動していることから、両地点での放射冷却の進行に加え、低温な大気が盆地内に流れ込んだものと考えられる。この西風の原因は、データの制約から今後の検討課題とする。この西風は盆地内で再び冷却が進むと観測されず、地点A、No.2やNo.4の風向は、昇温前と同一の状態である東成分の風を観測する。

気温分布に関して、昇温現象の発現時刻の同時性、および終了時刻に地点間差が存在することに着目する。昇温現象は、全地点においてほぼ一斉に発現している。この理由として、盆地内の風向・風速分布から、古海盆地内の大気状態とは違う大気が、何らかの原因により盆地内に流れ込んだのだと考えられる。また、地形条件の違う各地点で一斉に発現している点から、古海盆地内で形成されていた冷気湖を解消させようとするスケールの大きな



第5図 地点A, No. 2, H, No. 7における気温の時間変化  
(2005年10月27日16時～28日9時)

以下のことが識別できた。

- ⑩ 観測地点の中で最も標高の高い地点No.7は、日没から日の出の時間帯までの間の気温の変化量が小さい。
- ⑪ この地点No.7の気温曲線に調和するように他の地点の昇温現象のピークが合致している。

影響であるとも考えられる。次に、発現時とは違い、昇温現象の終息時刻には地点間差があり、その継続時間の短い地点は、地点A、地点No.6である(⑥c)。地点Aは、上述の通り、西風が入り込んだため、他の地点より早く気温の下降が始まったものと考えられる。これに対し、地点No.6は古海盆地東側の緩斜面上に位置しており、周囲の尾根部分(標高差40m程度)に囲まれて、昇温現象の発現時に見られた強風の影響を受けにくかった結果と考えられる。昇温現象の発現時に限らず、地点No.6では他の時刻においても気温の時系列的変化が小さいことも読み取れる。逆に、継続時間の最も長いのは地点Fである(⑧)。この点についても、佐藤ほか(1997)の観測結果と一致している<sup>2)</sup>。地点Fは⑦の通り、昇温現象の前後ともに風速の弱い地点である。地点Fは盆地の南部に位置し、北側以外は周囲を急斜面で囲まれているため、南～東南の風の影響を受けにくい地点だと考えられる。したがって昇温現象の発現後、温暖な大気が最後まで残存したのと考えられる。この地点Fは、早朝の気温上昇に伴い1m/s程度の風速を観測する。

次に、各地点における気温の時間変化に着目する。第5図に地点A, No.2, H, および地点No.7(標高約750m)の気温変化グラフを示す。この図より、

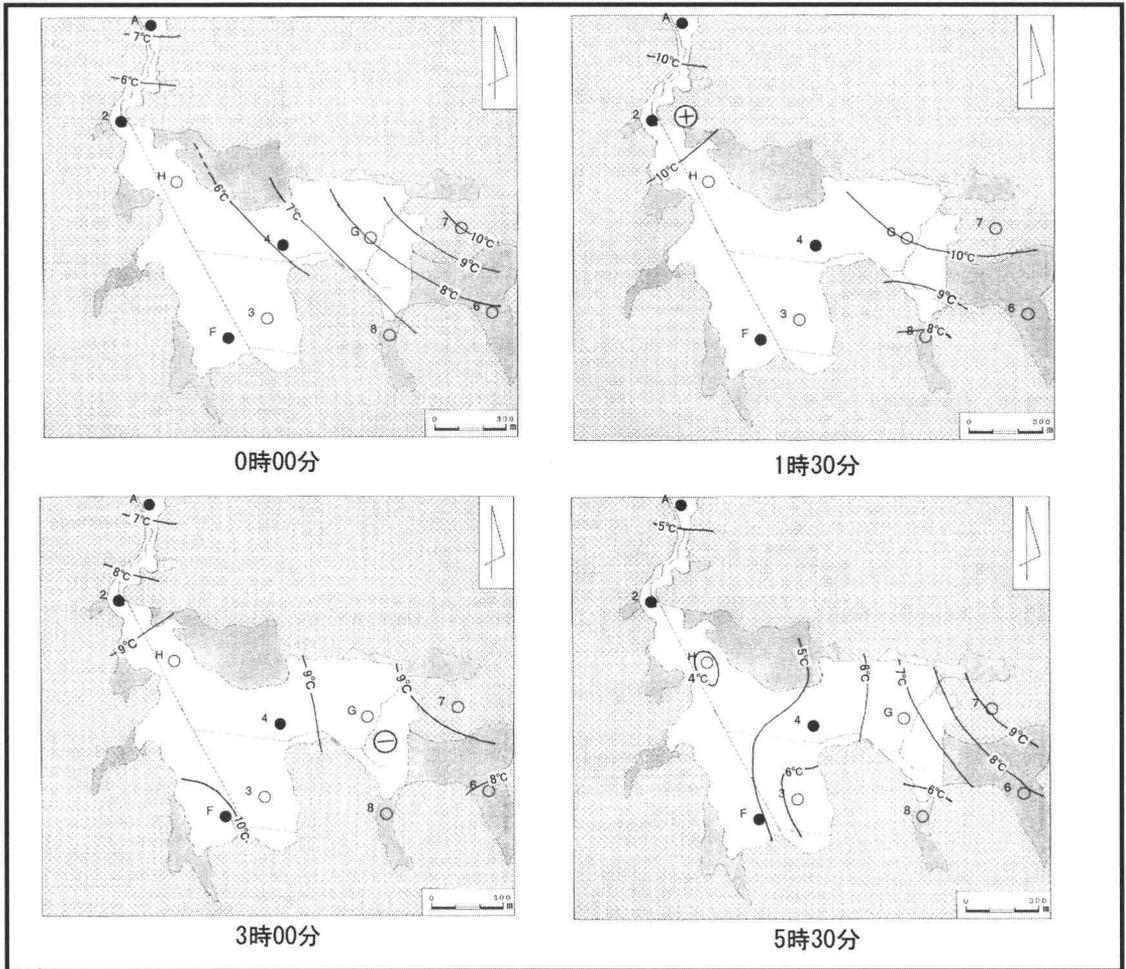
盆地底の標高は約650mであり、地点No.7との差は約100mである。第5図から最大気温差は5℃近くに達していることがわかる。したがって、昇温現象の発現前には冷気湖が明瞭に形成されていたと考えられる。⑩から、地点No.7は冷気湖形成過程における気温低下の影響を受けにくい地点であることがわかる。また⑪から、古海盆地における昇温現象は、接地逆転層の上部の大気が盆地の冷気湖内に入り込むことによって発現していることが考えられる。

なお、昇温現象の発現時刻は、佐藤ほか(1997)の観測では、23時過ぎから2時間程度の発現であったが、本観測では、0時30分過ぎから2時間半程度であった。

## 2. 気温の平面分布

次に、昇温現象が見られた時刻に関連する気温の水平分布を見た。第6図は、昇温現象直前の28日0時00分、昇温現象ピークの28日1時30分、昇温現象終息時の28日3時00分、最も冷却が進行した28日5時30分それぞれにおける気温の平面分布図である。

昇温現象直前の28日0時00分の気温分布は、東西方向に変化している。盆地東側の斜面が高温に、



第6図 2005年10月28日(0時00分, 1時30分, 3時00分, 5時30分)における古海盆地内の気温平面分布(単位℃)

盆地西側の低地(地点No.2, H, F, 3)が低温になっている。観測地点のうち最も標高の高い地点であるNo.7が高温である。

次に、昇温現象ピークの28日1時30分の気温分布では、傾斜の急な斜面に囲まれた谷底緩斜面に位置し、風の影響を受けにくいと考えられる地点No.8が最も低温になっている。盆地平坦部では気温差が解消されてフラットな気温分布になっている。また、標高の高い地点No.7と盆地北西部出口のNo.2の気温が近似している。

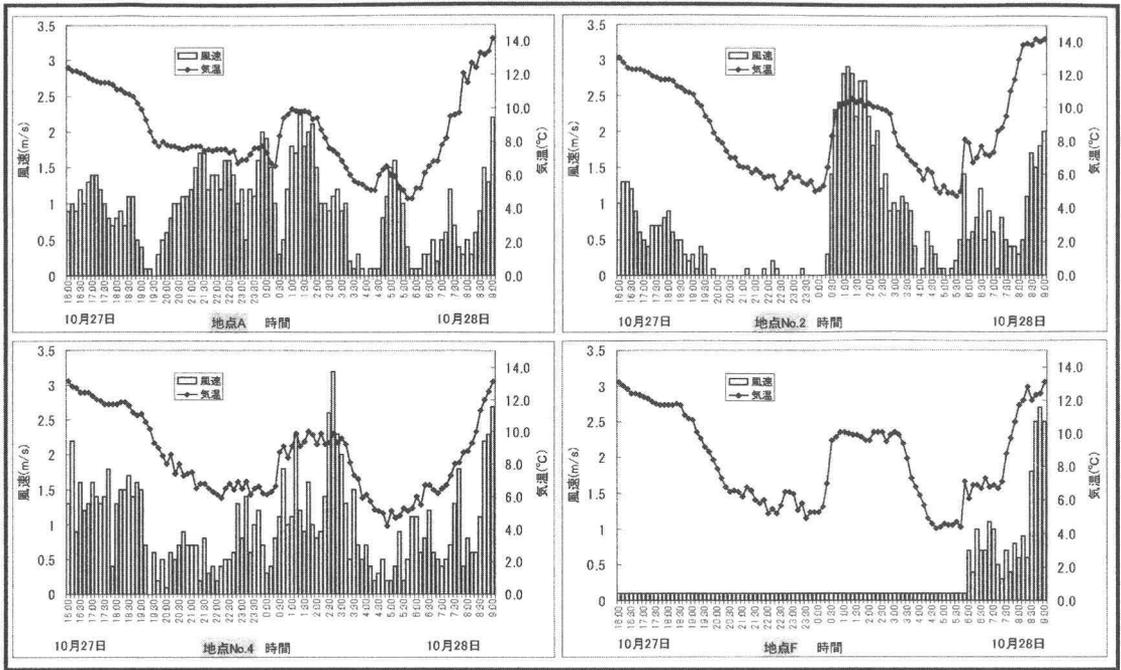
昇温現象終息時の28日3時00分の気温分布では、第4図で示したとおり、西風が入り込んでいる地

点Aや、盆地の東側の緩斜面上に位置する地点6の気温低下が明瞭である。また、逆に相対的な高温域が地点Fに残存しているのがわかる。

最後に、最も冷却が進んだ28日早朝5時30分の気温分布は、0時00分の分布と同様に東西方向に変化している。地点No.7が最も高い反面、地点Hの冷却が著しい。⑨の通り、盆地西側に低温域が形成されているのを確認できる。

### 3. 気温と風の対応

第7図は、それぞれ地点A, No.2, No.4, Fにお



第7図 2005年10月27日16時～28日9時までの気温および風速の時間変化

ける気温と風速の時系列的变化である。この結果より、以下のことが指摘できる。

- ⑫ 地点Aでは、連続的に風速が感知されているが、気温の変化がそれまでの変化とは不連続になる時刻で風速が弱くなっている。
- ⑬ 地点No.2では、昇温現象が起こる直前まではほぼ無風状態であり、昇温現象の発生時には急激に2m/sを超える風速を観測した。しかし、昇温現象の終息に伴って、風速も弱化している。
- ⑭ 地点No.4では、ほぼ一定の風速を観測しているが、気温の低下時には相対的に風速が小さい。
- ⑮ 地点Fでは、昇温現象発現の有無を問わず夕方までほぼ無風<sup>3)</sup>状態を終始している。

第4図の解析から、地点Aは盆地から流出した古海川沿いの谷に位置するため、盆地内から大気の流れが示唆されたが、⑫の結果はそれを支持するものと考えられる。

地点No.2は、盆地北西部の盆地出口付近に位置している。過去の研究からも地点No.2は盆地内において低温域を形成しやすい地点であることがわかっている(松井 1998など)。そして⑬より、冷気湖形成時に強風を観測しないということから、大気が滞留して、冷却が進行しやすいことの現われと考える。昇温現象の終息過程における風速の減衰と気温低下は顕著である。次に、地点No.4は盆地の中央に位置して気温低下時には東風を、昇温時には南風を各々観測する地点である(④、⑥a)。ここは地点A同様に、昇温現象に連動して風向が変化する地点である。注目されるのは、⑭で示した2時30分前後の強風である。地点Fは、他の地点同様に気温変化しているものの、夜間の風速は0.1m/sとほぼ無風に近い。そして、明け方に気温の上昇を伴って風速が増大している。

最後に、昇温現象を生起させた暖かい大気の発生要因を考えたい。吉野・加藤(1999)は、野尻湖の熱的な影響が考えられるとした。佐藤は

か(1997)も野尻湖の熱的影響に加えて、湖面上で熱を供給された南からの気塊や、さらに大きなスケールでの循環を発生要因として示唆している。

古海盆地と野尻湖を隔てる山稜は最も低い地点で標高約730m(盆地低との比高約100m)となっており、野尻湖の上で形成された相対的に暖かく、湿った大気がこの山稜を越えて盆地内に進入してくるという可能性は否定できない。しかし、⑦や⑮から地点Fにおいてそのような兆候は認められない。また、野尻湖の西岸域は標高550m前後と比較的低所であり、野尻湖上で形成された大気が南から古海盆地側へ山稜を越えてくることは考えづらい。

次に、斑尾山を中心とした斜面における下降風の吹走が想定される。佐藤ほか(1997)は下降風は盆地内の大気に対して等温層に入り込むことを明らかにしている。第5図の解析より地点No.7の気温は、この下降風の一部を捉えているものではないかと考えられる。したがって、冷気湖の形成段階では、古海盆地の盆地底部にある各地点までは下降風の影響が及ばないと考えられる。佐藤ほか(1997)が地点A<sup>4)</sup>で、接地逆転層の上限高度と、気温の上昇を伴って吹走するSE寄りの風の吹走高度(地上50m程度)の対応が良いことを見出している。SE寄りの風、つまり、これは本研究の②、④、⑥a)、⑥b)などに対応する2m/sを超える風であると考えられる。しかし何らかの影響により、斜面下降風が、この逆転層を解消し、盆地内の大気を攪拌するように吹走するという可能性も考えられる。

ではこのSE寄りの風の発生原因は斜面下降風であろうか。第3図でも指摘した通り、一般風の影響とも考えられる。吉野・加藤(1999)は中部地方が移動性高気圧に覆われると、夜間、南寄りの風に変化、もしくは静穏となることを見出した。この高田平野と長野盆地の間の海陸風循環の影響も考えられる。ただし、古海盆地のスケールに対して、メソスケールの現象が与える影響については更なる検討が必要であろう。

とすれば、現時点で可能性が高いと思われるのは、やはり第5図で示した⑩、⑪の通り、接地逆

転層上部もしくは安定層に流れている大気、おそらく斜面下降風が何らかの影響で盆地内の大気を攪拌することによって、昇温現象が出現したのではないかと考えるのが妥当であろうか。ただ、単一事象をその原因と断定することはできない。本解析は典型的な単一事例を調査したに過ぎないかもしれない。今後、事例解析を積み重ねるとともに、現象相互の関係の把握や、更なる検討が必要である。

#### IV おわりに

本研究では、長野県上水内郡信濃町古海地区にある古海盆地を対象に、夜間の昇温現象に着目してその現象把握と若干の考察を試みた。その結果、以下の知見が得られた。

- 1) 気温の時間・距離断面図から、夜間の昇温現象が明瞭に認められた。
- 2) 昇温現象に関連して、風向・風速分布で2m/sを超す、南もしくは南東の風が観測された。
- 3) 気温の時系列的変化から、昇温現象の気温値は観測地点のうち最も標高の高い地点No.7に合わせるように上昇した。
- 4) 気温と風速の関係から、気温急変の時間帯での風速の変化が顕著になる地点が把握された。

これらの結果から昇温現象の原因を考察すれば、先行研究も踏まえ、斜面下降風が何らかの影響により接地逆転層を攪拌する可能性が高いものと結論するに至った。

しかし、更なる解明のために、事例を積み重ねての解析が必要である。今後の観測では、次の点に留意しなければならない。

- i) 野尻湖の水体としての熱的な意味合いから、一般風および移流する気塊へのその影響と動態。
- ii) 斑尾山からの斜面降下風ないし山風の把握とその時系列的な変化の推移
- iii) 高田平野と長野盆地(善光寺平)における海陸

## 風の存在とその吹走の影響

### iv) 古海盆地内での放射収支の掌握

の諸点である。

### 謝 辞

本稿の執筆者の中に観測や作業において実質的な中心を担った班長を含めたが、本研究の基盤となる観測や作図作業は2005年度の気候学巡検(2005年10月26～28日実施)の参加者全員で行ない、多大な協力を頂いた。また本研究で用いたデータの一部には、巡検の観測データを含んでいる。ここに参加者一同に感謝の意を表したい。

### 注 記

- 1) 荒井奈津, 池上桃子, 市原健太, 立石裕利, 野口紗恵子の5名(すべて3年)は、巡検における観測地点ごとの班長である。その他、この巡検への参加者は、姉崎賢, 安藤博之, 奥野恵, 小野紗矢香, 掛川裕史, 菊地清恵, 君波夏樹, 久保田貴久, 熊田冴希, 黒見雄紀, 斉藤拓也, 鈴木玲子, 高瀬伸悟, 千原礼子, 西美由記, 松本理美, 持田紗耶香, 柳沢友江, 山口朋希, 山野くみ子(以上, 2年), 野村奈央, 福井麻衣(以上, 3年), 清水直也, 千葉洋祐(以上, 4年)の計29名である。なお、括弧内は巡検参加時の学年である。
- 2) 本研究の地点名と佐藤ほか(1997)の地点名および場所は、必ずしも一致していないが、昇温現象が最

も長く継続した地域は同一である。

- 3) 第7図における地点Fの風速の値(0.1m/s)に疑問を持ったが、第7図で示した時刻前後の風速をチェックしたところ、0.1m/s以外の数値も正常に記録していた。また、26日1時50分～4時20分の間でも、同様に、0.1m/sを連続して観測している。したがって、観測エラーと考えにくく、むしろ本測器の精度から無風に近い状態と見なされる。
- 4) 本研究の地点Aと同地点である。

### 参考文献

- 佐藤典人・木村成彦・亀井尊(1997)：盆状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, 13-32.
- 鳥谷均(1985)：長野県菅平盆地における冷気湖形成と冷気流。地理学評論, 58, 67-79.
- 中村圭三(1976)：夜間の緩斜面上の冷気流と気温分布について。地理学評論, 49, 380-387.
- 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).
- 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, 35-44.
- 吉野正敏・浅井富雄・河村武・設楽寛・新田尚・前島郁雄(1986)：『気候学・気象学辞典』。二宮書店, 629p.