法政大学学術機関リポジトリ

HOSEI UNIVERSITY REPOSITORY

PDF issue: 2025-07-03

伊豆・大室山火口内における冷気湖の形成過 程

中山, 秀晃 / NAKAYAMA, Hideaki

(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) 48 (開始ページ / Start Page) 47 (終了ページ / End Page) 60 (発行年 / Year) 2016-03-18 (URL) https://doi.org/10.15002/00012911

伊豆・大室山火口内における冷気湖の形成過程

中山 秀晃

地形的に閉塞された盆地(凹地)の地形においては,静穏な夜間に地表面からの放射冷却に加えて,斜 面下降風の関与が想定され,盆地底に冷気湖が形成されやすい.この冷気湖の形成過程を明らかにするた めに,小規模,かつモデル的な地形をなす伊豆大室山火口内において,鉛直観測を含む詳細な小気候観測 を行なった.その結果,①小規模な凹地にも非常に強い接地逆転層が発達すること.②その逆転層は斜面 からの冷気の下降による循環を伴いながら鉛直方向に急激に発達すること.③平野部の放射冷却と比較し て,冷気湖生成により相乗的に強化された冷却構造の形成が明らかとなった.

キーワード: 冷気湖, 斜面下降風, 小規模火口, 接地逆転層 Keywords: cold air lake, down-slope wind, small volcanic crater, surface inversion layer

I はじめに

よく晴れた静穏な夜間には、地形的に閉塞され た盆地状の地形において、盆地底に明確な接地逆 転層、すなわち冷気湖が形成される.気圧配置か らみると、移動性高気圧(長江気団)が日本上空 を覆う春(4月~5月)と秋(10月~11月)に冷 気湖の形成されることが多い.

冷気湖の形成は長波放射によって地表面から冷 却された空気塊がその密度を増した結果,斜面に 沿って下降し,盆地底に堆積することによって形 成されると考えられてきた(吉野:1960).

一方,農業気象の分野では,冷気湖は冷気流の 発現を伴うことなく形成される場合のあることが 指摘され(三浦:1970),冷気流は植物にとって むしろ温風であるとし,冷気湖の形成と冷気流は 直接的な関係は無いとの説明がなされた.すなわ ち冷気湖は地面からの放射冷却のみによって形成 されるとの意見である(昭和54年度全国大会シ ンポジウム「霜害と夜間の気流」要旨:1979).

これら二つの説は凍霜害に対して,全く異なる 立場をとるものであり,斜面に垣根をつくり,冷 気流を作物に当てない方法は防霜対策として有効 かどうかが問題ともなった. このように冷気湖に関する研究は、冷気流や凍 霜害との関係において詳細に調べられ、議論され てきた.一方,近年の観測技術の進歩に助けられ、 冷気湖の形成過程そのものに主眼をおいた研究が 幾つか報告されている.

工藤ほか(1982)は、菅平盆地の観測から斜面 上空で冷気の流出がある時には、盆地底上空に形 成されている逆転層の厚さが増すこと. また斜面 上空の気温が上昇することを明らかにした.次に 森ほか(1983)は、宮城県鳴子町における熱収支 の観測から、盆地の冷却は、地表面の放射冷却の みでは説明できないことを指摘し、斜面下降風が 移流・堆積する熱循環機構が重要とした.また. 近藤ほか(1983)は、安定気層の生成は盆地底の 地表面放射冷却と斜面滑降冷気流の堆積によると し、その一方で安定気層の破壊は、上空の風が絡 む乱流の機械的作用によること、そしてこれら二 つの作用が釣り合う状態で安定気層の深さ(厚 さ)が決まることを明らかにした. さらに鳥谷 (1985-a)は、夜間、盆地内の大気層は3層から なるとし、下層から(I)風のほとんどない安定層、 (I)斜面風が流入する安定層。(II)一般風が卓越する 中立な層の三つを区分した. それと同時に. 夜間 に上空の風が一時的に強くなる「ブレイク」現象 が起こることも明らかにした.



第1図 観測対象地域(国土交通省国土地理院・地理院地図をもとに作成)



第2図 北東方向上空からみた大室山の立体画像(Google earth による)

このように、冷気湖形成に関する興味深い事実 が徐々に報告されつつあるが、モデル的な観測事 例は少なく、特に小規模な凹地での観測事例はあ まりみられない.加えて、冷気湖の形成と斜面下 降風との関係もまだ明かでない部分が多い.

Ⅱ 本研究の目的

先行研究の内容を踏まえつつ,本研究の目的は 以下の2点とした.すなわち,

- モデル的な小凹地の地形地域を選定し、その小 凹地底部における地表面の放射冷却と斜面下降 風との関係を、時間的な推移から詳細に調べ、 冷気湖の形成過程を明らかにする。
- ②冷気湖内およびその上空の大気がどのような動き (循環)をしているのかを、鉛直方向の気温、風 の分布、そして熱収支の観点から明らかにする.



Ⅲ 観測地域と観測方法

① 観測地域の概要と観測条件

本研究の観測は,静岡県伊東市南部に位置する大 室山の火口跡凹地(本稿では以後,これを「火口底」 と表記する)で行なった(第1図).大室山は火口 底面の直径約1,000 m,比高280 mの截頭円錐形を したスコリア丘で,全山が草地を呈している.

伊豆・大室山火口内における冷気湖の形成過程



第4図火口内の観測地点の配置 (●印:多測点風向風速計および多測点温度計の測点 ○印:自記温度計の測点 ■印:自記地中温度計の測点)



第5図 鉛直観測の地点配置と地形断面図

火口稜線の平均標高は553.5 mで,火口の直径 は約300 m,その深さは、稜線の平均標高から火 口底面までで48.6 m あり、典型的なスリバチ状 の地形をしている(第2図).火口壁の高低は第 3 図に示したように三角点(579.6 m)のある南 西側が他より約40 m 高く、北西側が比較的低く 開けており、北西方向から一般風が入り込みやす いと考えられる、実際に、この観測期間を通じて 頂上付近では、夜間に北寄りの一般風の強い日が 多く、冷気湖発生の条件が整う日は少なかった、 気圧配置からみると、観測条件の整うのは、春と 秋の移動性高気圧が列島上に東進してくる時期が 好ましいと考えられる.

② 観測地点と観測方法

第4図に観測地点を示した. 黒丸を記した St.1,3,5,7,9,12,14の各地点にはポールを立て, 地上2mと1.8mにそれぞれ多測点風向と風速計 (いずれも牧野応用測器製)を設置し,さらに地 上1.5mには多測点温度計(江藤電機製)を取り 付け,5分毎に風向・風速・気温を連続観測した. 次に白丸を記したSt.2,4,6,8,11,13,15の各地点 では,自記温度計(太田計器製)を設置すると共 に,St.10には自記温度計と自記地中温度計を設 置し,相対湿度および地中温度(地下10cm)も 併せて観測した.ただし,本稿では相対湿度の値 は使用しなかった.

第4図に示した A-B間には登山用の細引きロー プを張り、火口底の T1 上空 24 m から多測点温 度計のセンサー(熱電対)を5 m 間隔で懸垂し、 火口底上空の気温分布を5分毎に測定した(第5 図).さらに、P1~P5の移動観測地点では、サー ミスター温度計と微風速計、そして風向を識別す るためのビニール製の吹き流しを上下動させ、地 上5 m 以上では2 m 間隔、5 m 未満は1 m 間隔 で気温・風向・風速をそれぞれ観測した.

N 観測結果と考察

本研究の小気候観測は 1986 年の春と秋に行 なっているが、その期間中で最も観測条件の良 かった 1986 年 10 月 31 日~11 月 1 日の結果につ いて報告する.

① 気圧配置と気温および風向・風速の変化

第6図に10月31日18:00 (JST,以下同様) の地上天気図を示した.この31日から11月1日 にかけては,移動性高気圧が日本列島を広く覆 い,各地とも秋晴れの穏やかな天気となった.そ れでも大室山火口では1日の00:00までは快晴で あったものの,その後は少し雲が出始めた.



第6図 1986年10月31日18:00(JST,以下の図でも 同様)の地上天気図(朝日新聞による)

第7図上段に,頂上付近(St2)と火口底(St10) および斜面下部(St.8)の気温変化を示した.こ の観測事例では31日19:15から翌1日01:30に かけて,非常に明確な冷気湖が形成され,頂上付 近(St.2)と火口底(St.10)の気温差は最大で 7.3℃に達した.このように火口の直径が300m 程度の小凹地にも,非常に強い逆転層が発達する ことが明らかとなった.

斜面下部(St.8)と火口底(St.10)の気温変化 を第7図の上図にて比較すると、まず火口底から 冷却が始まり、10~15分遅れで斜面下部の冷却 が始まるため、冷気湖が火口底から厚さを増して 斜面下部まで拡大しているのがわかる.また、斜 面下部(St.8)をみると、火口底(St.10)の変化 とは違って、凹凸した気温の経時変化となること が注目される.特に21:15には大規模な昇温がみ られ、斜面下降風や一般風の流入との関連を検討 する必要がある.

次に,第7図下段にSt.1の風向・風速を示した.この日の頂上付近の風向は,SE方向から NNE方向に変化した.そして00:00過ぎからの 冷気湖の破壊は,風向の変化(ENE方向から NNE方向)と風速の増大によく対応している.

② 気温および風向・風速の水平分布について 第8図にSt.1,3,5,7,9,12,14の各地点で測定 した気温および風向・風速のアイソプレスを示した.

これをみると,19:05から火口底ではかなり強 い冷却が生じ、(St.9では19:05から20:50の間 に6℃の低下)1時間ほどで逆転層が南斜面の St.7付近と北斜面のSt.12付近まで拡大するのが わかる.その後,逆転層の上限は一時安定するが、 21:20を境として再び発達し、22:00には南斜面 のSt.5,北斜面のSt.14付近まで拡大する.一方、 火口底St.9の冷却は21:25から22:25の間に1.5℃ の低下で19:05からの6℃の気温低下と比べると、 その冷却の鈍化がわかる.

しかし, その後も逆転層の上限は徐々に拡大して, 11月1日の00:00にピークを迎える. ところが, 00:15から一般風(St.1の風を一般風とみ





| 気温および風向・風速のアイソプレス (1986 年 10 月 31 日 19:00 ~ 11 月 1 日 04:00)

なす)の風向が ENE から NNE へと変化し, さらに 01:00 頃には風速も増してきたため, 逆転層 は急速に破壊され, 01:35 には完全に消滅している. その後, 03:00 頃に弱い逆転層が形成される が, これは一時的に一般風の風速が弱まったのに 照応している.

また、逆転層の発達拡大と斜面上の観測点との 対応で注目されるのは、19:45 頃と 21:05 頃に南 斜面下部に位置する St.7 で弱い昇温域がみられ ることである.そのときの風向は S~SE で斜面 方向と調和的であり、風速は 1~2 m/s と弱いた め、逆転層形成に関与した火口内独自の循環系を 捉えていると考えられる.なお、図は省略するが、 10月 28 日の観測時のアイソプレスも作成した. この日は薄曇りの天候であったが、短時間ではあ るものの弱い逆転層が 22:15 頃をピークに形成さ れ、この時にも斜面下部の St.5 と ST.7 に弱い昇 温域を観測している.

各地点の風向・風速について、その特徴をまと めると、St.1 は大室山の最高地点付近であり、一 般風の影響を受けていると考えられ、風向は ESE (17:00~)からE (19:05~)そして NNE (0:20) へと推移していった.風速は逆転層が形成されて いた1:00頃までは、2~3 m/s 程度であったが、 その後5~7 m/sと強まった.また、St.3 は期間 を通じてほぼ St.1 と調和的な風向を示しており、 一般風の影響が強いと思われる.しかし、逆転層 が最も発達した 22:00~01:00 頃にかけては,風 速が弱まり,0.5~1.5 m/s 程度となることから, 逆転層の発達の影響も受けている可能性がある.

次に St.5 は、逆転層が発生し安定していた 19:05~21:10 までは St.3 の風向とほぼ同じであ るが、その後の逆転層の発達により風速が弱ま り、風向にばらつきがみられるようになる. この 傾向は逆転層が解消する 1:30 頃まで継続する.

斜面下部に位置する St.7 は、逆転層が形成さ れる前の 18:00 頃から斜面方向(SSW)の風向 が卓越し、逆転層の拡大とともに風速が弱まる. 21:15 からの拡大では逆転層の中に入っており、 風速も 0.5~1.5 m/s 程度と弱い、火口底の St.9 も、 逆転層が形成される 19:05 以降は風速が弱く、風 向にばらつきがみられる。一方、北斜面の St.12 は、19:15 以降の観測期間を通じて風速が弱く、 風向も定まらない、風速のみの観測地点である St.14 においても、逆転層形成時の風速は弱く、 北斜面は総じて 1 m/s 以下の状態が 1 日の 3:30 頃まで続いている。

このように、逆転層の発達拡大とそれに呼応す る斜面下部での弱い昇温、および風速の弱まりと 風向変化は、この時間帯に斜面上の空気塊が火口 底方向に下降し、それに伴って火口内循環が生じ ていることを間接的に示している.このことをよ り詳細に検討するため、以下に火口内気温の鉛直 分布を示す.



第9図 T1 地点 (火口底) 上空の気温変化 (1986年10月31日14:00~11月1日02:20)

③ 気温の鉛直分布について

第9図は,火口底(T1)上空における各層(0m, 4m,9m,14m,19m,24m)の気温変化を5分 毎に連続観測した結果を示したものである.な お、0mは火口底の地表面温度を示している.

これをみると、第1段階の冷却は地表面付近の 極薄い層(地上4m以下)から始まり、15:00-17:00までに冷却量(15:00と17:00の地表面温 度の差)は5.3℃に達している.その後、17:00 から18:50にかけては、この状態で安定している が、18:50から第2の冷却が始まり、ほぼ同時に 逆転層は飛躍的に上方に発達する.18:50から 20:00までの冷却量は4.4℃で、逆転層の高さを 8℃の等温線とすると、17~18m上空にまで発達 していることがわかる.これ以降は地表面の冷却 はほとんど進まず、1日の00:00まで安定した状 態(0℃から-1℃)を示す.

一方,逆転層の厚さは時間とともに変化をみ せ,特に20:50からは,いったん地上16~17m と薄くなってから,再び上方の高さ22~23mに まで発達している.この地上16~17mの高さと 第7図のアイソプレスにおける逆転層上端(St. 7付近)のT1からの高さを比較すると,St.7が 11~12mとなることから,火口底中央の逆転層 は周囲斜面の等温層に比べて5~6mドーム状に 盛り上がっていることが推察される.この逆転層 上端のドーム状の盛り上がりは,火口周囲から斜 面下降風が安定層(鳥谷1985-a)に流入し,相互 に会合・収束して上方に吹き上がることによって 生起していると考えられる.

1日の00:00 を過ぎると,逆転層の急速な破壊 と火口底の昇温が進み,02:00頃には逆転層が消 減する.また,図は省略するが,02:10頃からは, 再び地表面の冷却と弱い逆転層の発達を示すが, それも03:50には消滅する.

以上をまとめると,31日15:00から1日04:00 までの火口底での冷却と逆転層の発達と消滅は次 の5段階に分けられる.

1: 夕刻近く(15:00以降)になり火口底が日陰 になると同時に地表面の冷却が始まり、火口 底の最下層(4m以下)に強い接地逆転が形 成される.

- 2:この強い逆転層は19:00頃まで薄い層を 保っていたが、19:00過ぎには、強い地表面 冷却が進むと同時に逆転層が飛躍的に上方に 発達する。
- 3:逆転層の飛躍的な発達後,地表面付近の冷却 はほとんど進まなくなり,逆転層の上端(8℃ と仮定)は,20:00頃から2~3mほどの上 下動をうち,21:00には地上16~17mと薄 くなってから,再度上空に発達した.
- 4:地上から24m付近まで発達していた逆転層
 は、1日0:00過ぎから徐々に高度を下げた
 後、1:30には急速に高度を下げて消滅した.
- 5:その後、3:00頃にも小規模ながら、火口底の地表面冷却(冷却量5℃)および逆転層の発達(上空19m)がみられたものの、4:00前には解消した(図は省略).

④ 移動観測による気温および風向・風速の鉛 直分布

第10 図と第11 図にそれぞれ,31 日の19:35 から21:20(第10 図)と1日の00:33 から02:40 (第11 図)における斜面上空の気温および風向・ 風速の鉛直分布を示した.観測は斜面上方のP1 からP5まで移動しながら行い,図中の各測点に 観測開始時刻を記してある.また,方位は斜面下 降風との対応関係を考慮して,右方向を北(観測 方向はSSW-NNE)として記した.T1の地点は 多測点温度計により,火口底上空の気温を5分間 隔で連続観測しているので,この観測データと移 動観測によるP1~P5の上空で観測した気温と風 向・風速の観測データを併せて,火口南斜面上空 の気温および風向・風速の鉛直分布を示した.

☆観測1(1986年10月31日19:35~21:20)

第7~9図には、移動観測の時間帯がわかるように破線を記してある.これらを比較参照しながら、移動観測時間帯の冷却特性をみると、第10 図観測開始時間にあたる19:35には、すでに火口 底で冷却が進んでおり、逆転層もすでに15~ 16mに達していたことがわかる(第9図).移動 観測終盤の21:00を境として、St.8では強い昇温



が起こり(第7図), St.7にも昇温域が現れる(第 8図).火口底上空の逆転層の上端(8℃の等温線) は一度低下してから急速に上空に発達している (第9図).これらを踏まえて第10図を眺めてみ ると、火口底には明確な逆転層が形成され、その 中はほとんど無風状態となっている.斜面上空で は風速にして1~2m/sで斜面方向(S方向:右 向き)の風が、P2とP3の地点上空1m~5mの 層に発達し、その空気塊が流れ込むようにP5地 点上空の10m~20mの層にも発達している.

次に T1 上空の等温線(8.5℃)に着目すると, 斜面下部 P5 地点に比べて火口底上空 T1 の逆転 層上面は凸状にふくらんでいるのがわかる.斜面 上部方向から火口底に空気塊が移動した後に逆転 層上端が上下動しながら厚さを増していく過程を 捉えていると考えられる.

☆観測2(1986年11月1日00:33~02:40)

第7~9 図を比較参照して、2 回目の移動観測 となる時間帯の冷却特性をみると、発達していた 逆転層が、盆地内循環よりもスケールの大きい一 般風の影響を受け、風向・風速の変化にともなっ て急速に破壊されている。時間帯としては、 01:00 以降に急速な破壊が始まり、02:00 頃には 逆転層がほぼ消滅している。また、02:30 頃には 短時間の冷却が再びみられたが、すぐに消滅して いる (第8図).

第11 図をみると、すでに火口底の強い逆転層 はなくなり、P5とT1上空15~25m付近に弱い 逆転層がみられるに留まる.これは、一般風の盆 地内流入により火口底の強い逆転層が破壊され、 その冷えた空気塊が上空に持ち上げられた事によ ると考えられる.斜面P3~P5地点の上空1~ 5m付近に風速2~3m/sの第10図の斜面風より もやや強い風が卓越する.風向もP2とP3の上 空1~2m(最下層)は斜面方向(南の方位)を 示すが、それよりも上空は西風成分が強い、火口 内への一般風の流入は、乱流による機械的作用と して働き、火口内の局地的循環を破壊しているも のと考えられる.

5 地中・地表面・地上 1.5 m の温度変化について

第12 図は、31 日 14:00 から 1 日 06:00 (地表 面は 4:00) までの St.10 における地中温度(地下 10 cm),地上 1.5 m における気温,ならびに T1 における地表面の温度の三つの対応を図化したも のである.

これをみると、日中は地表面温度が非常に高 く、次に地中温度、そして地上1.5 m の順となっ ている.日射の影響で地表面温度は23℃まで上 昇している.地中温度の最高値は15:30頃にみら



(1986年10月31日14:00~11月1日06:00)

れ,地表面および地上 1.5 m の最高気温よりも時 刻的に 90 分ほど遅れていることがわかる.これ は地表面の加熱が,地下 10 cm に伝わるのに要 した時間と考えられる.

その後,火口底が日陰となる15:00頃から地表 面の放射冷却が始まり,地表面温度は急速に低下 する.これ以降,ほぼ夜間を通じて地表面温度が 最低の値を示している.ただし,1日00:20から 01:50にかけては地上1.5mの気温よりも地表面 温度が高くなり,この関係が崩れるが,これは一 般風が火口内に流入することによって生ずる乱流 に伴う地表面への顕熱供給によるものと考えられ る.

次に、一般風の流入を考えない静穏夜間におけ る平野部の放射冷却と、今回のモデル的な盆地の 事例との比較を試みたい.近藤(1987,2000,2010) によると、静穏夜間における地表面の冷却は、正 味放射量(*Rn*=地表面が放つ長波放射量-大気 から地表面へ入る大気放射量)によってのみ決ま り、この熱の放出を補うために地中から地表面に 向って伝導熱(*G*)が伝わるため、正味放射量と 地中伝導熱が釣り合う熱収支式:

Rn = G(1)

という熱収支式の基で地表面冷却が生じる. さら に夕方から夜間にかけての熱収支バランスと地面 の熱容量や熱伝導率を用いて以下のように放射最 大冷却量 DTmax を導き出している.

$$DT_{\max} \equiv T_0 - T_{sc}$$

$$\approx \frac{T_0}{4} \left(1 - \frac{L_0}{\sigma T_0^4} \right) \quad \dots \dots \dots \dots \dots (2)$$

 L_0 は夕方の下向きの大気放射量. T_0 (単位は K) は夕方 t=0の地表面温度 T_{sc} は最低極限温度 σ はステファン・ボルツマン定数 ($\sigma=5.670 \times 10^{-8}$ W m⁻² K⁻⁴)

この式に今回の火口底の観測値 (L_0 : 275 Wm⁻² と T_0 : 294K)を代入してみると、DTmax は 26℃ となる.これに火口底の土壌の熱的パラメータと して、乾燥砂地・粘土の熱容量 1.3 (Jm⁻³ K⁻¹)× 10⁶と熱伝導率 0.3 (Wm⁻¹K⁻¹) を乗じたものを 放射冷却の厳密解の近似式(3)~(5)に代入し計 算すると,14時からの経過時間を3時間と設定 して,14.5℃の冷却量を予測値として得た.

$$T_0 - T_s = DT_{\max} \cdot P(x) \quad \dots \quad (3)$$

$$x = \left[\left(4 \sigma T_0^3 \right)^2 / c \rho \lambda \right] t \quad \dots \qquad (4)$$

 $c\rho$ は熱容量 $(Jm^{-3} K^{-1}) \times 10^{6}$ λ は熱伝導率 $(Wm^{-1} K^{-1})$

$$P(x) \doteq \left[0.001 + 1.168 x^{\frac{1}{2}} + x \right] / \\ \left[1.062 + 1.725 x^{\frac{1}{2}} + x \right], \quad (0 < x \le 64) \\ \dots \dots \quad (5)$$

P(x)は時間変化の関数で, xが $0 < x \le 64$ の範 囲内で成立する近似式である.

これと第12図を比較したい.第一段階の冷却 にあたる14時過ぎから17時にかけての冷却は, 火口底地表面に陽が当たらなくなる14:15~14: 45の地表面温度の平均値20.8℃と17:15~17:45 の平均値4.8℃との差が16.0℃となり,先に求め た予測値(厳密解14.5℃)を観測値が1.5℃ほど 上まわるものの,ほぼ近い値を示している.よっ て,第一の冷却は,平野部の下層における放射冷 却とおおむね同じメカニズムで冷却が進んだもの と考えられる.

一方,第二の冷却に当たる19時前から20時以降にかけての冷却量をみると,20:25~20:55の 平均値で-1.0℃まで冷却し,14時からの冷却量 は21.8℃となる。厳密解の方は,経過時間を6時 間として求めると16.8℃の冷却量となり観測値と 5℃の差が出た。この差は,第2の冷却が火口底 の放射冷却に加えて,斜面下降風の流入によって 相乗的に発達が促進された冷気湖の形成を示唆し たものであること,すなわち下向きの大気放射量 が小さくなり,火口底の放射冷却量を23%ほど 大きくしていることを示している。このように直 径 300 m,比高50 m弱の小規模な火口(盆地) においても,静穏夜間には冷気湖が形成され,平



野部よりも強い接地逆転が生起していると判明した.

⑥ 冷気湖形成に関する考察

19:00前後から始まる火口底の急速な冷却メ カニズムを考察するために,第13図を作成して 気温と風の対応を調べた.上段はSt.1,5,7,9 の時系列変化で,短時間かつ詳細な気温変化を捉 えるために多測点温度計によるデータを移動平均 せずにそのまま用いている.下段は,St.1,5,7, 9の風速とSt.1,5,7の風向をそれぞれ同様に示 している.まず,St.9の気温は,それまでSt.5, 7と対応する変化を示していたが,19:00を境に して急速に冷却を始める.その冷却の仕方は,上 下動の変化がほとんどなく滑らかに低下してお り,低下の途中で大きな昇温などは無かった.

その時の風速をみると、それまでは St.5、7 と 対応する変化をしていたが、18:55 から風速が弱 まり, St.9 独自の風速を示すようになる. 風向は 斜面下部の St.7 で斜面上部方向を示す南風が卓 越する.一方, 18:40 には St.1, 5, 7 で風速の増 大がみられるが, 頂上付近の St.1 との対応がみ られることから, 盆地内独自の現象というより も,一般風の変化に伴う風速変化と捉えるのが妥 当であろう.第8 図にみられる St.7 の弱い昇温 域は 19:45 頃を中心に生じており, St.9 の冷却の 後に St.7 の気温は, St.1, St.5 より多少高く推移 している(第13 図).

21:20を境とした逆転層の発達と斜面および斜面上空の大気の動きとの関係をみるために,第 14 図を作成してその対応を調べた.なお,この 図は第13 図と同じ形式で作成してあり,21:30~ 01:00 までの分布を示している.

第13 図および第14 図をみると,まず注目され るのが21:20~21:30 を境として St.7 の冷却が始 まることである.この時の St.7 の風速をみると,



それまでは St.5 の風速変化と対応をみせていた ものが、やはり 21:20 を境として St.9 の変化と 好対応を示すようになる. これは 21:20 から逆転 層が上方に発達し、St.7 が逆転層内に含まれるよ うになったためと考えられる.

次に斜面下降風の流出と冷却との対応に注目し て、20:30からの変化を、順を追ってみていくと、 気温については、St.7が20:40に一度、急速な低 下をみせ、その後もとに戻り、21:30より本格的 な冷却が始まる.また、火口底のSt.9が21:05 に一度昇温していることがわかる.さらに、この 時の風速変化をみると、St.7の気温が低下した 20:40から21:05を境として、St.5、7の風速値 が増してきており、その最大値を示す21:05と火 口底の昇温時刻が符合している.

以上から,斜面下降風の流出は,20:40から 21:05にかけて発生し,St.7付近から火口内の冷 気湖上方の等温層(安定層)に流れ込んだ可能性 が高い.

第10回における P5 上空 10~20 m の層に卓越 する斜面方向の風が,それと整合している.そし て,この移流に呼応するように逆転層の発達が始 動している.この現象が火口内の独立した現象か どうかの検討は,頂上付近の St.1 の気温および 風の推移との対応をみれば明らかで,双方の対応 がほとんど識別できないことから,火口内独自の 温度変化ならびに気塊の循環であると考えられ る.

ν まとめ

地形的に閉塞した盆地(=凹地)に発現する冷 気湖の形成過程を明らかにするため、モデル的な 凹地として伊豆・大室山の火口を位置付け、火口 底と斜面の気温、および風向・風速の気象観測を 実施して、小気候学的な視座から考察を試みた. その結果,以下の事項が明らかとなった.

- ①火口底の冷却は、日没近くに地表面が日射を受けなくなると同時に始動し、地表面に接した薄い気層に強い逆転(=接地逆転)が発現する.
- ②それに続き、斜面、ならびに斜面上空に生じる 局地的な循環と対応しながら火口底地表面の冷 却が進行し、同時に逆転層が飛躍的に上方に発 達して冷気湖が形成される。
- ③その後,冷気湖の上端は,斜面下降風の降下・ 流入に伴って,その上端を上下動させながら, さらに上方に伸長する.
- ④また、斜面下降風の流入時には、斜面および斜面上空に弱い昇温域がみられるとともに、冷気湖上端がかなり凹凸した状態となり、火口底中央上方には、周囲より盛り上がった凸状(ドーム状)の冷気湖上端が形成される.これは周囲の斜面から火口内の冷気湖上方の等温層に流入した気塊相互の会合・収束に因る気層の隆起と推測される.
- ⑤一般場の風向変化と風速の増大に伴って、火口 内に外から大気が流入すると、それまで発達を していた冷気湖が乱流による機械的作用により 全層的に破壊されることがある。
- ⑥平坦地の放射冷却量モデルと大室山火口内での 冷却メカニズムの比較を行なった結果、夕方か ら3時間程度の地表面付近の極薄い層での冷却 は、平地の放射冷却モデルと良い対応をみせ た.しかしその一方、それ以後の冷却は、平坦 地よりも20~30%の割合で放射冷却量が大き くなった.これは、斜面上部からの冷気の下降 とその火口底への流入・蓄積に伴って、冷気湖 の形成が進展し、一層、火口底が冷却されるた めと考えられる。

今後の課題として,観測データの充実が望まれ る.大室山は海域に近い地理的条件のため,一般 風が火口内に入り込む頻度が高く,静穏晴夜とい う観測条件の整う日が極めて少ない.今日では簡 便で高性能な観測器具も整ってきているので,こ れらを活用した定時観測を行い,年間を通して, より多くのデータを蓄積することが重要である. 大室山でのモデル的な観測結果は,各種の複雑地 形における気温の冷却構造モデルと比較検討する ことが可能であり、今後の冷気湖形成や熱収支に よる冷却構造の解明に重要で基礎的な知見を提供 するものと考える.

謝 辞

本稿は、1987 年度日本地理学会秋季学術大会におい て発表した内容に加筆・修正をしたものである.本稿 をまとめるにあたり、法政大学文学部地理学教室の佐 藤典人教授には長きにわたって、ご指導・ご鞭撻を頂 きました.この場を借りて厚くお礼を申し上げます.

また、編集に際して貴重なコメントを頂いた加藤美 雄氏、現地での観測に便宜をはかって頂いた伊豆シャ ボテン公園の下田 健氏(当時),ならびに池観光株式 会社の皆様、火口内の測量を全面的に手伝って頂いた 山口伸弥兼任助手(当時),そして徹夜の観測を一緒に 行なった気候ゼミナール(当時)の皆様に心から御礼 を申し上げます.

参考文献

- 飯島慈裕・篠田雅人(1998):八ヶ岳連峰稲子岳の凹地 内における暖候期の冷気湖形成.地理,71-A8,559 ~572.
- 今岡円七(1964-a):斜面下降風の構造に関する観測と その考察. 農業気象, 20-1, 17~23.
- 今岡円七(1964-b):斜面下降風と一般風との関係について.農業気象, 20-1, 41~45.
- 今岡円七(1965):晴夜における小丘状地形上の冷気層 と降霜分布.農業気象, 20-3, 113~119.
- 菊池 立・石川 勲 (1992):磐梯山の山麓斜面と平地 における夏季夜間の気温変動の差異.季刊地理学, 44, 161~169.
- 工藤泰子・田中 博・鳥谷 均・黄 水鎮 (1982): 菅 平における冷気湖の形成過程. 地理評, 55-12, 849 ~856.
- 熊沢秀晃(1986):伊豆・大室山火口内における冷気湖の形成過程について.法政大学文学部卒業論文(未 公表).
- 熊沢秀晃・佐藤典人 (1987):モデル地形における冷気 湖の形成過程.日本地理学会予稿集, 32, 84~85.
- 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冷却現象について.法政 地理,16,65~67.
- 熊沢秀晃(1992):モデル的な斜面における夜間の冷却 特性についての比較研究.法政大学大学院修士論文 (未公表).
- 近藤純正 (1982):複雑地形における夜間冷却―研究指 針―. 天気, 29-9, 935~949.

- 近藤純正・森 洋介・安田延寿・佐藤 威・荻野谷成 徳・三浦 章・山沢弘実・川中敦子・庄司邦彦 (1983):盆地内に形成される夜間の安定気層(冷気 湖). 天気, 31-12, 727~737.
- 近藤純正(1987):「身近な気象の科学―熱エネルギー の流れ―」、東京大学出版会, 189 p.
- 近藤純正(2000):「地表面に近い大気の科学―理解と 応用―」.東京大学出版会,324 p.
- 近藤純正 (2010): 近藤純正ホームページ M50. 放射 冷却の練習問題, http://www.asahi-net. or.jp/~rk7jkndu/kisho/kisho50.html.
- 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.
- 杉沢雅寿(1983):夜間の山麓斜面上における冷気の流 出と逆転層の構造について.法政大学大学院修士論 文(未公表).
- 関口 武 (1966):斜面の気候—Thermalbelt. 地理, 11-3, 77~84.
- 全国大会シンポジウム (1979):「霜害と夜間の気流」 要旨.農業気象, 35-2, 103~111.
- 立石由己 (1961): 菅平における冷気の流出. 天気, 8-11, 366~371.
- 鳥谷 均(1985-a):長野県菅平盆地における冷気湖の

形成と冷気流. 地理評, 58-2, 67~79.

- 鳥谷 均(1985-b):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, 311~ 319.
- 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. 地理評, 49-6, 380~387.
- 中村圭三 (1978): 菅平の大松山の斜面上における冷気 流の発現域と流出域. 地理評, 51-11, 793~803.
- 中村圭三 (1979): 大松山の斜面上における放射冷却と 接地逆転. 地理評, 53-12, 758~768.
- 野上道男・杉浦芳夫(1986):「パソコンによる数理地 理学演習」、古今書院,275 p.
- 三浦 恭 (1970): 冷気湖形成の一例. 東北地理, 23-1, 37~39.
- 森 洋介・近藤純正・庄司邦彦・佐藤 誠・安田延 壽・荻野谷成徳・三浦 章・山沢弘実・川中敦子・ 高平 進・阿部愛美(1983):山地の夜間冷却と熱収 支. 天気, 30-5, 259~267.
- 吉野正敏・西沢利栄 (1960): 冷気の流出と霜道の形 成. 農業気象, 15-4, 133~138.
- 吉野正敏 (1960): 冷気流と冷気湖に関する最近の研 究. 農業気象, 15-4, 161~165.
- 吉野正敏(1986):「新版・小気候」. 地人書館, 298 p.