



Title	くん煙による夜間冷却量の減少
Author(s)	播磨屋, 敏生; HARIMAYA, Toshio; 真木, 雅之 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 46, 1-11
Issue Date	1985-10-30
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.46.1
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14137
Type	departmental bulletin paper
File Information	46_p1-11.pdf



くん煙による夜間冷却量の減少

播磨屋敏生・真木 雅之・菊地 勝弘・谷口 恭

北海道大学理学部地球物理学教室

平松 親・東根 聡*

北海道大学大学院環境科学研究科環境構造学専攻

(昭和60年7月1日受理)

The Reduction of Nocturnal Cooling Value by Smudging

By Toshio HARIMAYA, Masayuki MAKI, Katsuhiro KIKUCHI and Takashi TANIGUCHI
Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University

Chikashi HIRAMATSU and Satoshi AZUMANE*

Division of Environmental Structure, Graduate School of Environmental Science,
Hokkaido University
(Received July 1, 1985)

The reduction of nocturnal cooling value by smudging, namely, the effect of smudging was measured during the observation period of nocturnal cooling in a land basin. Based on the estimation by three kinds of measurements, the effect of smudging produced a difference in temperature of about 2.5°C. Consequently, frost formation was prevented at the bottom of the Akaigawa Basin. Based on the consideration of increasing further benefits of smudging, it was shown that the reduction rate increased if the duration of smudge layer is longer and the effect increased if the onset time of smudging is earlier. In addition, it was shown that the smudge layer containing natural fog droplets was superior to that of smudge alone on the effect and topography of the land basin likewise raised the effect by non-dispersion of the smudge layer.

* 現在所属：新日本気象海洋株式会社，東京。
* Present affiliation : Metocean Co., Ltd., Tokyo.

I. ま え が き

静穏な快晴である夜間に、盆地が平野や丘陵地に比らべて異常に冷却する原因の一つとして、次のような過程が考えられる。まわりの山地斜面で形成された冷気が、盆地中央部上空に移流、堆積する。この冷気による上空大気の冷却は、下向き大気放射量を減少させる。そのため、地表面が失う正味放射量が増加する。その結果として、盆地底での冷却量が大きくなると考えられる。この冷気移流、堆積が盆地冷却におよぼす効果を定量的に明らかにすることを目的として、北海道赤井川盆地で1982年秋と1983年秋に観測を行なった（播磨屋他，1985；真木他，1985 a と1985 b）。

1982年の観測期間は、10月下旬～11月上旬であったが、1983年の観測期間は9月下旬～10月上旬と稲の収穫前であった。それで夜間冷却量が大きくなり、降霜が予想されるような日には、23時頃より農家の人達によるくん煙作業が行われた。ちょうど夜間冷却の観測中であつたので、夜間冷却のくん煙による減少量が測定された。他方、くん煙法は、古くから防霜の手段として使われてきた方法である。また小沢（1961）によって、この方法による効果の限界と改善の方向が指摘されたが、この方法の効果およびその効果のメカニズムについては、かならずしも明確ではない点がある。それで実例を示すとともくくん煙効果について考察することは、意義があると考えられるのでここに報告する。

II. 観測地と観測方法

観測が行なわれた北海道後志管内赤井川村の地形と観測機器の配置を Fig. 1 に示す。赤井川は、水平スケールが約5 kmで、まわりを比高約250 mから300 mの山でかこまれた盆地状の地形をなして、南部の狭い谷で他と通じている。観測項目の内容については、播磨屋他(1985)に詳しく述べられているので、ここではこの解析に使用した項目についてのみ述べる。盆地内の温度場の3次元構造を得るために、山地斜面と盆地底での自記温湿度計と最高最低温度計による観測と、2定点における係留気球による気温の垂直分布観測を行なった。自記温湿度計は、黒丸印のA、B、W、C、Dの各点に、最高最低温度計は黒丸印と白丸印の総計15カ所に設置された。係留気球による気温の垂直分布は、高度差が50 mあるC点とD点で測定された。測定高度は、海拔高度の高い方のC点では150 mまで、他方のD点では500 mまでであった。熱収支観測は、盆地中央部にある比較的平坦なD点で行なわれ、放射量については、上向き、下向き、正味放射量が、高さ1.5 mに設置された3台の放射収支計で測定された。またくん煙の様子は、移動観測によって適宜写真撮影された。

III. 観 測 結 果

1. くん煙と気温の垂直分布

日没直後の急速な冷却、それにひき続くゆるやかな冷却の結果、通常は日の出直前に最低気温

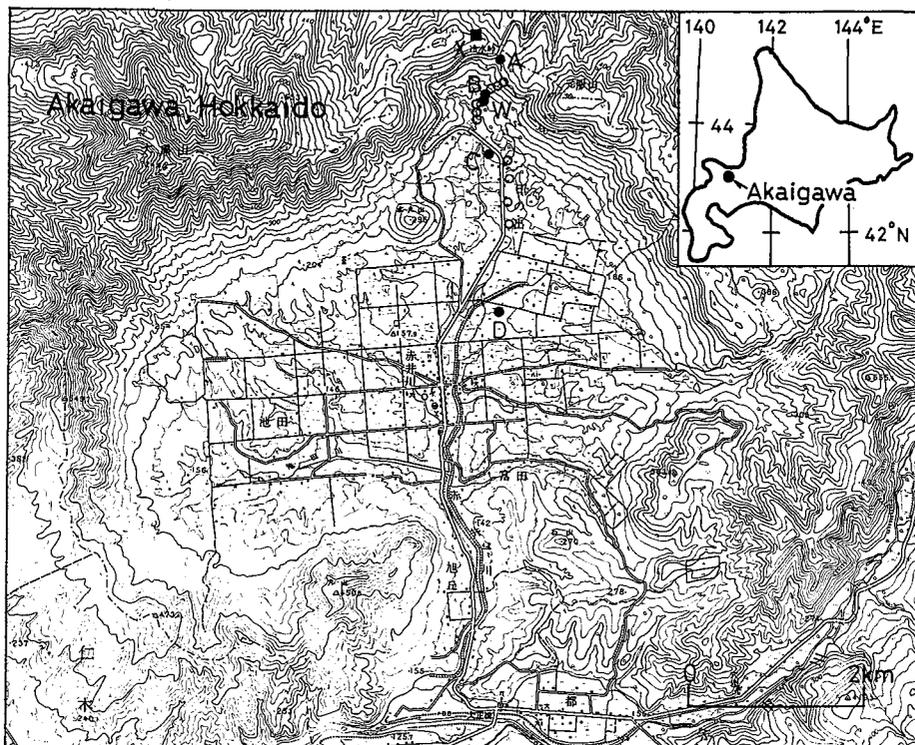


Fig. 1. Arrangement of the observation points in the Akaigawa Basin. (国土地理院地形図 1/50,000 「仁木」)

を示すことになる。しかし、その時の気象状況によって地表面における冷却量が違う。冷却量が大きい時は、地表面に近い程よく冷却されるので、強い接地逆転層をもつ気温の垂直分布となる。それで各日の夜間冷却量の大小の一つの目安として、山地斜面および盆地底に沿った最低気温の高度分布を Fig. 2 に示す。それには各々の日の夜間の代表的な天気と平均風速が、最低気温の高度分布の上に表示されている。右側の図に描かれている 7 例のように、天気が悪く比較的風の強い日には、上層ほど低温な温度分布か、下層に弱い逆転をもつ温度分布であった。しかし、左側の図の例のように天気が良く比較的風の弱い日には、かなりの強い逆転層が形成されており、その値は約 5°C であった。

上記のように、地表面の冷却量が大きくなると予想される日には、前夜 23 時頃より農家の人達によってくん煙作業が行なわれた。その様子を Fig. 3 に示す。この時刻にはすでに逆転層が形成されていて、煙があまり上空まで上昇できず、横にたなびく状態であった。その後霧が発生し、煙粒子だけでなく霧粒も含んだ状態になった。この混合物を今後煙霧とよぶことにする。盆地斜面に沿った移動観測の結果によると、煙霧層の上面は、盆地底からの比高にして約 50m であった (Fig. 1 の C 点の高度に相当する)。その状態がかなり長い間続き、日の出頃によりやく弱くなった。その頃、C 点から盆地中央部を見た状景が Fig. 4 である。まだ盆地底のかかなりの部分が煙霧

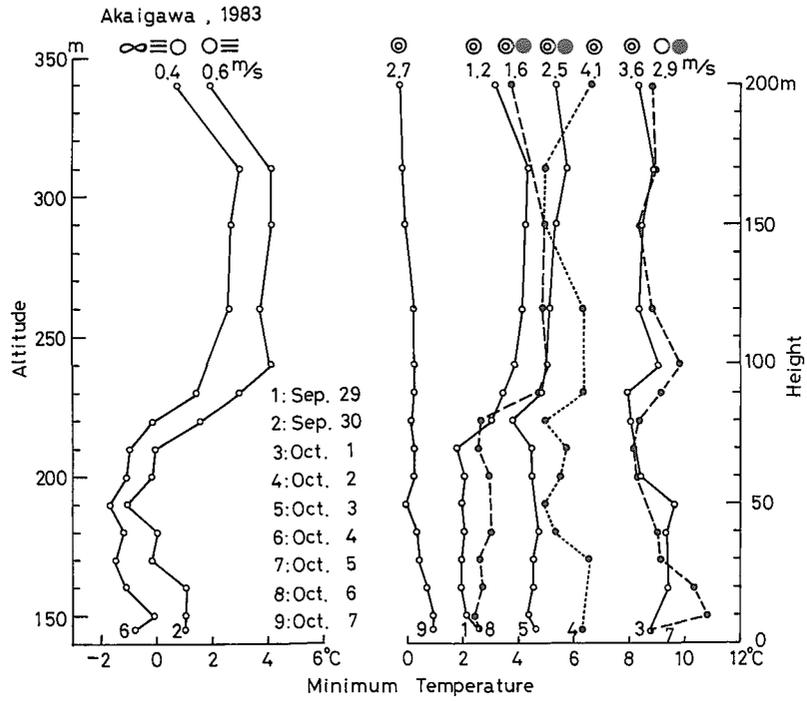


Fig. 2. Minimum air temperature distributions along the slope of the land basin during the observation period of 1983. Weather conditions and mean wind velocities are shown at upper part.



Fig. 3. Photograph of smudging in the Akaigawa Basin.



Fig. 4. View of the Akaigawa Basin covered in smudge layer at early morning.

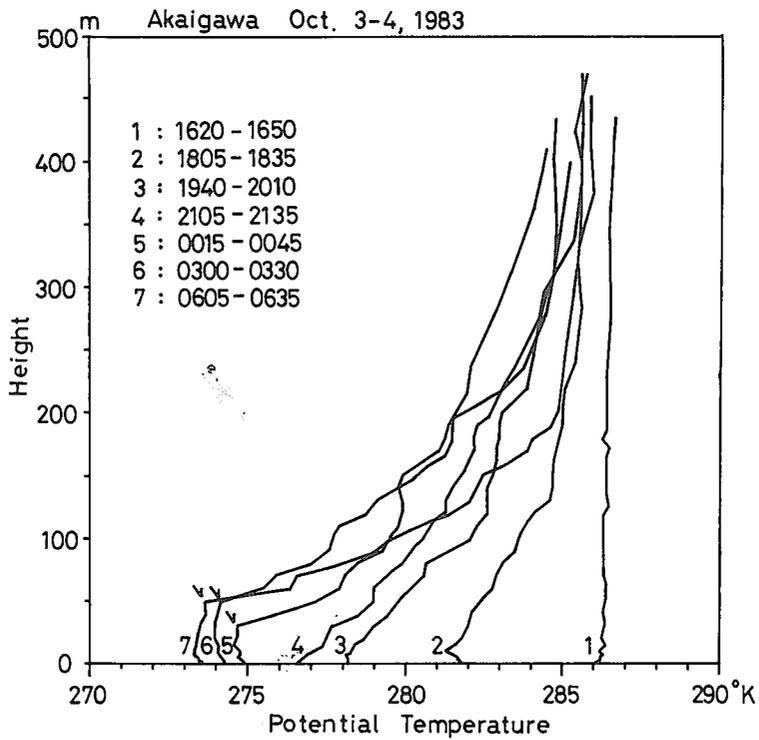


Fig. 5. Time variation in vertical profiles of temperature of free air on Oct. 3-4, 1983.

におおわれていた。

次に、くん煙によって夜間冷却過程がどのように変わったかをみってみる。Fig. 5に、D点における係留気球観測による気温垂直分布の時間変化を温位で示す。日没の約30分前には、高度500 mまではほぼ等温位状態であった。その後時間の経過とともに冷却が進み、下層ほど低温位となり、下層での温位の垂直分布が傾いたほぼ直線であった。この傾向は、21時05分の観測値まで続いた。しかし、くん煙作業がはじまった後の0時15分の観測値では、最下層にはほぼ等温位の層が現れていた。その後の3時00分には、その高さが約50 mまで上昇し、6時05分の観測までほぼ等しい高度を維持した。この高度は、地上での移動観測による煙霧層の高度と一致する。このほぼ等温位である層は、その発現時刻および高度から煙霧層と考えられる。また煙霧層発生までは地表面が最低温度を示していたが、発生後は地表面が煙霧層におおわれたことによって煙霧層上面が上空への主な熱放射面となり、その面が低温となり、そしてその下にはほぼ等温位な層が形成されたと解釈できる。

2. くん煙効果の算定

くん煙による夜間冷却の減少量、すなわちくん煙効果量を、次の3種類の方法で算定した。

最初に、山地斜面および盆地底に沿った最低気温の高度分布を使い、煙霧層のあった場合となかった場合との比較から算定した。風が弱く、夜間快晴であった夜間冷却量の大きい日の最低気温の高度分布をFig. 6に示す。点線で示された最低気温の高度分布は1982年の観測値で、その時は稲の収穫後であったので、くん煙作業が行なわれなかった。その場合は、比高約150 m以下に逆転層が形成されていて、盆地底付近が最も低温であるような最低気温の高度分布をしていた。他方、実線で表わされた最低気温の高度分布は、煙霧層が盆地底から約50 m高度まで形成された時のもので、温度逆転層の下部に下方ほど高温な温暖層が存在していた。この層は、Fig. 5の結果から、煙霧層によって冷却をまぬがれた結果形成されたものと考えられる。それで煙霧層が形成されていなければ点線のような温度分布の形であったと仮定して、両者の差を求めた。すなわち、煙霧層の上面である比高50 mでの実線の気温を点線の気温に一致させるように平行移動し、点線と実線の盆地底での気温差

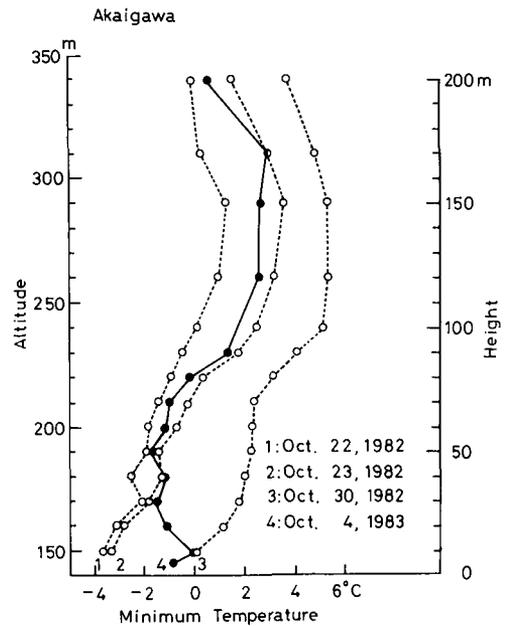


Fig. 6. Minimum air temperature distributions along the slope of the land basin. Solid line and dotted lines show temperature distributions under the conditions with and without smudge layer, respectively.

な温度分布の形であったと仮定して、両者の差を求めた。すなわち、煙霧層の上面である比高50 mでの実線の気温を点線の気温に一致させるように平行移動し、点線と実線の盆地底での気温差

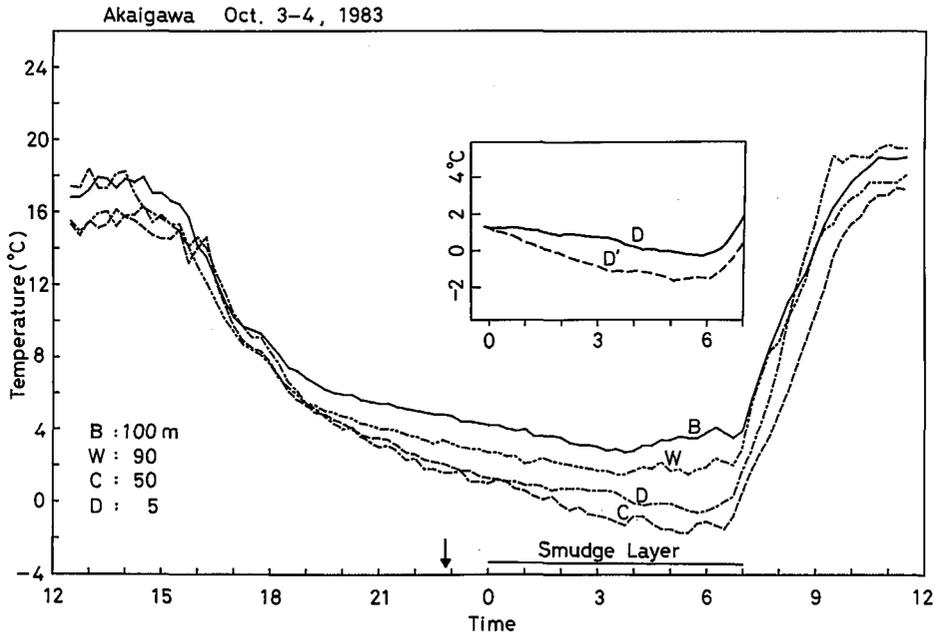


Fig. 7. Time variations of air temperature at each observation point along the slope of the land basin. Arrow shows the onset time of smudging.

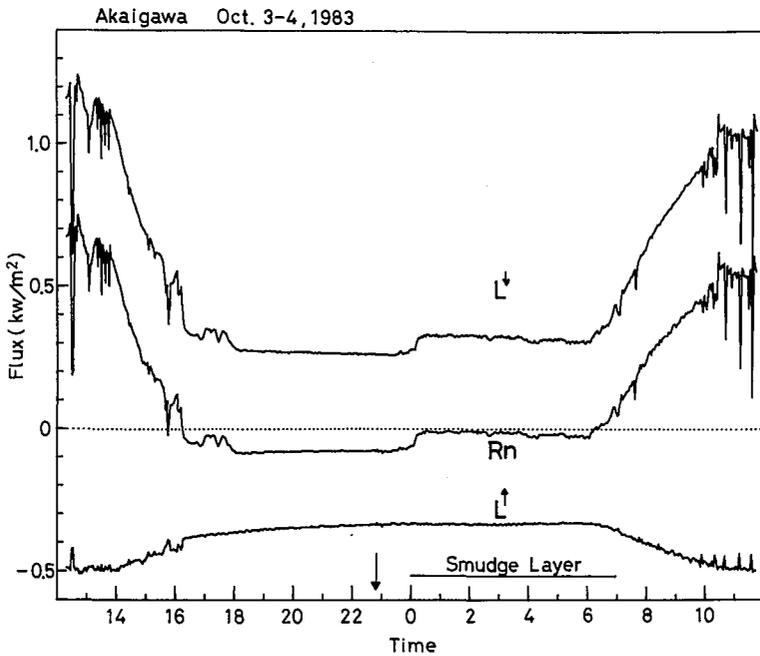


Fig. 8. Time variations of upward radiation flux, downward radiation flux and net radiation flux at the bottom of the land basin. Arrow shows the onset time of smudging.

を求めた。その値は約 2.5°C となり、これが夜間冷却のくん煙による減少量と考えられる。

次に、盆地底から比高 5, 50, 90, 100 m 高度の地点における気温の時間変化からくん煙効果量を算定した。各高度における気温の時間変化を Fig. 7 に示す。日没後、高度が低い観測点ほど低温であった。しかし、23 時頃からくん煙作業がはじまり、有効な煙霧層(厚さ約 50 m) が形成された 0 時以後は、煙霧層の下部にある D 点の気温低下はにぶり、結果的には高度がより高く、煙霧層の上に出ていた C 点での気温より高温になった。D 点でのくん煙効果量を算定するためには、もし D 点が煙霧層におおわれなかった時、気温の時間変化がどうなるかを知らなければならない。しかし、それは不可能であるので、それを煙霧層でおおわれなくて、しかも最も高度の近い地点である C 点の気温の時間変化と等しい変化をしたと仮定することにする。その場合、両者の差が、くん煙効果量となる。実際には冷気の流動などによる微小な気温変化があるので、それを除くために D 点と C 点の気温の 1 時間移動平均をとった。そして有効な煙霧層が形成された 0 時からは、C 点の温度変化と平行になると仮定した D 点での変化曲線に D' と名付けた。その D' と D との差が、くん煙による夜間冷却の減少量となる。今回の例では、約 1.8°C となった。ここでは D 点が煙霧層でおおわれない場合として、そこより 45 m 高い地点の気温の時間変化を採用した。しかし、実際には冷気がより低い土地へ流下する(播磨屋他, 1985) ので、そのために C 点よりもっと冷えるはずである。その量を考慮すると、もっと大きいくん煙効果があったと考えられる。

3 番目として、地表面の放射冷却をきめる正味放射量の煙霧層による減少量を測定し、その観測結果からくん煙効果量を算定した。Fig. 8 に上向き、下向き、正味放射量の時間変化を示す。上向き放射量は、日没後に少しずつ減少する傾向がみられた。他方、下向き放射量も、日没後にほんの少しずつ減少する傾向がみられたが、煙霧層におおわれた頃に突然に増加した。それらを反映して、正味放射量は、日没後は地面から出ていく向きであるが、煙霧層が形成された後は、その量が突然減少するのが Fig. 8 で明らかにみられる。その減少量を使ったくん煙効果量の算定法を次に述べる。

夜間冷却量を表わす Brunt (1932) の式に従うと、日没時の地表面温度が $T_0^{\circ}\text{C}$ である場合の t 時間後の地表面温度 $T^{\circ}\text{C}$ は次のように表わされる。

$$T = T_0 - \frac{2R_N}{c\rho\sqrt{k\pi}} \sqrt{t}. \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここで、 R_N は正味放射量、 $c\rho$ は土壤の熱容量、 k は土壤の温度伝導率である。(1)式より、日没後 t_1 時間から t_2 時間までの地表面温度低下量は(2)式ようになる。

$$\Delta T = \frac{2R_N}{c\rho\sqrt{k\pi}} (\sqrt{t_2} - \sqrt{t_1}). \quad \dots\dots\dots (2)$$

その時間帯に煙霧層が形成され、正味放射量が R'_N に変化すると(3)式ようになる。

$$\Delta T' = \frac{2R'_N}{c\rho\sqrt{k\pi}} (\sqrt{t_2} - \sqrt{t_1}). \quad \dots\dots\dots (3)$$

ここで、煙霧層が存在するときの夜間の地表面温度の低下は、煙霧層がある時間だけそれに対応

する正味放射量をもつ夜間冷却の方式に従い、燥霧層がなくなると、同時にもとの正味放射量をもつ夜間冷却の方式にもどるとすると、煙霧層による夜間冷却の減少量は次式のようになる。

$$\Delta T - \Delta T' = \frac{2(R_N - R'_N)}{c\rho\sqrt{k\pi}} (\sqrt{t_2} - \sqrt{t_1}). \quad \dots\dots\dots (4)$$

この式は、上記の仮定により、日の出前に煙霧層が消滅しても使える。

ここで、日没時刻が16時45分であるので有効な煙霧層の形成時刻0時と日射の影響が出る時刻6時の観測値から t_1 は7.25時、 t_2 は13.25時となる。 $c\rho$ は実測値より $2.12 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{C}^{-1}$ であり、 k は土壌の状態によって異なるが、湿った粘土の値を採用して $0.5 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{S}^{-1}$ とした。また、 R_N は、16時45分～0時までの煙霧層の形成以前の観測値の平均である $75.1 \text{ w} \cdot \text{m}^{-2}$ 、 R'_N は、0時～6時までの煙霧層の形成後の観測値の平均である $18.1 \text{ w} \cdot \text{m}^{-2}$ を用いた。その結果、夜間冷却の減少量 ($\Delta T - \Delta T'$) は約 2.4°C となった。この値が、くん煙効果量である。

以上の三つの方法で算定した値を総合すると、約 2.5°C 程度くん煙効果があったと考えるのが妥当であろう。この結果、煙霧層でおおわれた盆地底では霜がおりず、盆地底からの比高が50 mあるC点付近では降霜が認められた。すなわち、この日のくん煙は、水田の多くある盆地底では、防霜の役目をはたしたことになる。

IV. 考 察

くん煙効果量は、約 2.5°C 程度であり、C点（比高50 m）では霜がおりたが、盆地底では霜がおりなかったので、今回のくん煙はかろうじて成功したことになる。それで、もっと効果あらしめるためにはどうすれば良いかを次に考察する。

ここでは、くん煙効果量におよぼす煙霧層の継続時間と煙霧層の形成の開始時刻の影響をとりあげる。前章で述べた式に基づき、また各々の値は、気象条件がほぼ等しい状態を考慮して同じものを用いた計算結果を、Table 1に示す。左側の表は、煙霧層の継続時間が長くなるに従って、くん煙効果量がどう変るかを示している。実際の観測例は、有効な煙霧層が形成されたのが0時で、日射の影響が出る時刻は6時であるので、終了時刻を6時に固定して煙霧層形成の開始時刻をはやめることによって継続時間を長くしていった。継続時間が長くなればなるほど効果は大きく、

Table 1. Duration and onset time of smudge layer affecting the effect of smudging.

Onset time	Duration	$\Delta T - \Delta T'$	Onset time	Duration	$\Delta T - \Delta T'$
24 h	6 h	2.4°C	24 h	6 h	2.4°C
23	7	2.9	23	6	2.6
22	8	3.5	22	6	2.7
21	9	4.1	21	6	2.9
20	10	4.7	20	6	3.2
19	11	5.5	19	6	3.5
18	12	6.5	18	6	4.1
17	13	8.1	17	6	5.2

4時間長くなると約2倍、日没直後から朝まで煙霧層が継続すると、0時から形成された場合に比べて3倍以上の効果があることがわかる。しかし、現実問題としては、農家の人達が苦勞することになる。

次に、等しい時間くん煙作業をするのでも、どの時間帯に実行すれば効果が大きいかを右側の表に示す。日没後できるだけ早く、くん煙作業をすればよく、日没直後の時間帯の場合は、0時からするのにくらべて2倍以上の効果があることがわかる。これは、日没直後ほど夜間冷却量が大きいことに原因する。

今回の観測例では、煙霧層の形成時において、正味放射量 R_N が非常に小さかった。これは小沢(1961)の煙層の結果からみて、くん煙のみによるのではなく、くん煙と同時に発生した霧層の効果が大きかったと考えるべきであろう。また盆地地形が、煙霧層をある場所にとどめておくことと、上空の風を遮断し、風を弱めて拡散しづらくしていることも効果において重要な因子であったろう。以上のようないろいろな条件が重なった結果、かなり大きいくん煙効果量になったと考えられる。

V. ま と め

盆地における夜間冷却の観測中に、降霜が予想される日には、農家の人達によってくん煙作業が行なわれた。そのくん煙効果量を最低気温の高度分布を使って算定すると約2.5°Cであった。また煙霧層におおわれた地点とおおわれない地点の気温の時間変化から求めると約1.8°Cとなった。この場合、冷気がより低い土地へ流下することを考慮すると効果量はもっと大きくなる。測定された正味放射量の煙霧層による減少量から計算すると約2.4°Cであった。これらの値を総合して、約2.5°C程度くん煙効果があったと判断された。

測定値と夜間冷却の温度低下の式に基づいて、くん煙効果について考察した結果次のようなことが示された。煙霧層の継続時間が長くなればなるほどその効果は大きく、かつ次の結果とも関係してくるが、その増加率も大きくなった。また、等しい時間くん煙するのであれば、日没直後の時間帯の方がより効果があった。

くん煙効果としては、煙だけの層よりも、霧粒が含まれると効果が大きいし、盆地地形が煙霧層を貯留することも実際問題としては重要である。

謝辞 観測を行なうにあたり、当教室気象学講座の学生諸氏には協力をいただきました。ここに記して深く感謝致します。

本研究は、文部省科学研究費自然災害特別研究「作物被害の要因としての接地層内の異常冷却の発生機構と量的予知に関する研究」(研究代表者、東北大学近藤純正教授)(研究課題番号57020006)の一環として行なわれたものである。

文 献

- BRUNT, D., 1932. Notes on radiation in the atmosphere. I. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 58, 389-420.
- 播磨屋敏生・真木雅之・菊地勝弘・谷口恭・大平貴裕・吉弘雅士, 1985. 北海道赤井川盆地における夜間冷却の観測. 北海道大学地球物理学研究報告, 45, 29-41.
- 真木雅之・播磨屋敏生・菊地勝弘, 1985 a. 盆地における夜間冷却機構(1)——熱収支解析——. 文部省科学研究費自然災害特別研究研究成果報告書「作物被害の要因としての接地層内の異常冷却の発生機構と量的予知に関する研究」(研究代表者, 近藤純正), 192-215.
- 真木雅之・播磨屋敏生・菊地勝弘, 1985 b. 盆地における夜間冷却機構(2)——冷気流の効果——. 文部省科学研究費自然災害特別研究研究成果報告書「作物被害の要因としての接地層内の異常冷却の発生機構と量的予知に関する研究」(研究代表者, 近藤純正), 216-232.
- 小沢行雄, 1961. 人工煙霧による凍霜害予防に関する研究. 農業技術研究所報告, A第8号, 157-242.