

## 5. 局地地形における冷却機構について

近藤 純正\*

### 1. はじめに

この話題は本シンポジウムの主題の「東北地方の冷夏」と直接的に結びつかないかも知れない。しかし「東北地方のヤマセはマイクロスケールではどうなのか?」と言うような問題に回答を出すためには、地形や複雑な地表面状態によって、気温や風がどのようになるかを知っていなければならない。

局地気象はヤマセの問題ばかりでなく、多方面からその研究が必要とされている。そこで筆者は、局地地形における現象の一つである夜間冷却の問題に焦点をしばって話を行う。その順序は、まず、地形が大気現象に及ぼす影響として、大スケールから小スケールの地形における代表的現象をレビューして、なぜ局地地形における加熱・冷却の機構を研究しなければならないかを理解する(第2章)。ついで、実際の夜間冷却が顕著な例として岩手県藪川の最低気温が総観気象や地表面状態によってどう変化するかを示し、夜間冷却の起こり方の原理を説明する(第3章)。さらに、筆者ら東北大学、宮城教育大学、北海道大学、京都大学防災研究所の研究組織がいろいろな地形で行った夜間冷却の研究の一部を紹介する(第4章)。最後に、今後どのような点を明らかにすべきかを述べ、基礎研究の推進を呼びかける(第5章)。

### 2. 局地地形の冷却・加熱機構をなぜ研究しなければならないか?

#### 2.1. チベット高原と気候

チベット高原は南北約千 km 余り、東西約 3 千 km と大きく、複雑地形から成り、平均高度は 4 千 m 余りで大気の流れに対して突出しているため、その地表は対流圏中層に直接的な影響を与え、大気大循環に変化を及ぼす事は周知のとおりである。その例として、Hahn・Shukla (1976) はユーラシア大陸、ただし 52°N 以南の冬の積雪面積と半年後のインドの平均降水量が強い逆相関関係にあることを示した。また、チベット高原の冬の積雪日数が多い年は半年後の北大西洋の海面水温が低くなると

いう報告もある (Reiter, 1982)。これらは、チベットの積雪がアルベートや大気への水蒸気供給を変えることによって、大気大循環に、そして半年後の気候に影響を及ぼしている例である。

#### 2.2. 東北地方のヤマセの侵入と地形

春から初夏にかけての海水温度は陸上気温より低いいため、東寄りの風が吹く時は東北地方太平洋側には冷涼気流が侵入する。曇天であれば冷涼気流は内陸部まで入るが、晴天であれば地面からの加熱を受けるため、低温部はごく沿岸部にかぎられる。気温は地形と地表面状態に応じた分布をつくる。

#### 2.3. 山間窪地の植林の寒害

樹木が春先の活動を始めたころ、幼木の積雪面上に出た部分が異常低温によって枯れることがある。寒害を受けるのは地形と関係する。これは水平距離が数百 m のマイクロスケールの現象であるが、前記の大スケールの山岳地であっても、それはマイクロスケールの集まりである。今後の研究では、地形と地物によって境界層の加熱・冷却がどう変化するかを明らかにして行く必要がある。

### 3. 岩手県藪川はどうして冷える?

本州で1位の低温記録は $-35^{\circ}$ の藪川(盛岡から北東、約 20 km)である。藪川の朝の最低気温は放射冷却の特徴を非常によく示している。晴天夜について、盛岡の最低気温との差をみると次の事がいえる。盛岡と藪川の海拔差は 500 m であるから、地形が似ていれば温度差は $3^{\circ}\text{C}$ のはずであるが、暖候期の藪川は $6^{\circ}\text{C}$ も低温である。これは地形の効果による。一方、寒候期に藪川の積雪深が 50 cm を超えると、温度差は $9\sim 15^{\circ}\text{C}$ 程になる。これは積雪の熱物理想数が非常に小さいためである。ところが、積雪深が 50 cm 以上あっても前日の日中の最高気温が $3^{\circ}\text{C}$ 以上、つまり雪が溶けて水状態となり熱物理想数が大きくなったと思われる日は温度差はわずか $3\sim 5^{\circ}\text{C}$ になる。また、暖候期であっても、春の乾燥日が続く時は夜間冷却は大きくなり、温度差は $10^{\circ}\text{C}$ 近くになる。

\* Junsei Kondo, 東北大学理学部.

放射冷却で地表面温度が下降しうる限度を最大可能冷却量と定義した。これは夕刻の下向き大気放射量の関数で、上空の湿度と気温による。夜間冷却量は平常の平均的狀態では最大可能冷却量の半分程度であるが、地表層の熱物定数が非常に小さい時は最大可能冷却量に近くなる。

風が吹く時（上空1 kmの風速が $5 \text{ m s}^{-1}$ 以上）、顕熱が大気から地表面に入るため夜間冷却は弱くなる。顕熱供給量は摩擦速度に比例するが、摩擦速度は地表面粗度と上空の風速の関数である。このことから夜間冷却の理論曲線は次の近似式で表現できる、

$$\Delta T / \Delta T_{max} = b \tanh(a/U)$$

ただし、 $\Delta T$ は夜間冷却量、 $\Delta T_{max}$ は最大可能冷却量、 $b$ は無風時の冷却量つまり放射冷却量であり、地表層の熱物定数で決まる係数、 $a$ は地表面粗度で決まる係数、 $U$ は上空の風速である。以上は平坦地における関係で、气象台や多くのアメダス観測所に適用できる。

#### 4. 盆地や山地における冷却機構は？

実際の陸地は小盆地、谷、斜面、山頂の地形から成る部分が多い。

##### 4.1. 盆地の冷却機構

盆地の底がよく冷えるのは斜面で冷えた空気が盆地の底へ下りてくるためではない。夕刻ころは山の上も、盆地の底も冷却は同時に始まり、等温線は地表面に平行に沿って出来、冷気も斜面に沿って滑降する。しかし、やがて盆地底は安定大気となり、放射冷却が進み、等温線は水平に近づく。そうして斜面流は盆地底へもぐる事が出来なくなって、上へ上へと堆積する。この堆積冷気が地表面への大気放射を減少させ、盆地底はますます放射冷却を強くする。微風時の盆地上空は山頂の高度まで安定な冷気湖が形成される。風が強くなると、安定層はしだいに薄くなり、臨界風速を超えると消失する。安定層の深さは地面の冷却速度と上空の乱流がなす仕事とのバランス関係できる。この式には、地形の大きさや斜面傾斜角などもパラメータとして入る。

盆地の底の夜間冷却量は微風時は平坦地における関数形に似て、絶対値は大きい。しかし、臨界風速以上では山頂、斜面、盆地底で差のない冷却量となる。

熱収支を調べてみると、盆地底地表面の冷却はほとんど放射冷却であり、顕熱供給は非常に小さい。一方、大気（地表から盆地周辺の山頂レベルまで）の冷却の50～80%は周辺斜面でできた冷気の移流熱によるものであ

る。

##### 4.2. 山頂の冷却機構

山頂では斜面冷気の流下に伴う補償流が上空から降りてくるので、気温は夕方 $1\sim 2^\circ\text{C}$ 下がるだけで後はほとんど一定である。この事は色々な地形で、熱収支的にも確かめられた。しかし、地表面温度は放射冷却に顕熱輸送を考慮した山頂の冷却の式で説明できる。これは平地の放射冷却と似ているが絶対値は小さい。

##### 4.3. 山頂の突出度、盆地の窪み度による冷却の違い

山頂であっても、その地形の突出の度合い（または平坦度）によって、夜間冷却の風速（ただし自由大気中の風速）依存性は変化し、冷却機構は山頂における傾向から盆地における傾向までの幅を持つ。冷気が溜まる地形ほど盆地の冷却に近くなり、地上気温と地表面温度の差がなくなるのに対し、冷気が流出する山頂地形に近いほど気温と地表面温度差は大きくなる。

##### 4.4. 他の地形への応用

以上によって代表的な地形の地表面冷却を調べ、理論式でよく説明することが出来た。それらの試験地では地中の熱物定数、地表面粗度、顕熱バルク係数なども観測したので定量的解析ができた。

例えば盆地へ冷気が流入して冷却する場合、斜面の粗度が大きいと滑降流は大きくなれないが、逆に顕熱バルク係数が大きい斜面なら空気はよく冷却されて冷気は流れ易くなる。顕熱バルク係数と運動量バルク係数の比が重要なパラメータになる。

#### 5. 基礎研究を大いにやろう！

上述の例からも分かるように、現実の雑多な地物から成る地形、そしてそれらが集合した広域の複雑地形であっても、加熱・冷却を具体的に量的に評価するためには、どんな地物がどう配列すれば、バルク係数はいくらになるかが分からなければならぬ。そこで、今後次のような基礎研究が考えられる。

(a) まだよく分かっていない各種地表面の輸送係数、(b) 雑多・複雑地形の平均としての輸送係数、(c) 植被地の蒸発散のパラメータ化、などの研究を推進する必要がある。その目的のための、手はじめの研究によれば、現実の粗度エレメントが散在する地表の抵抗は意外に大きい。また顕熱バルク係数と運動量バルク係数の比 $C_H/C_M$ は粗度エレメントの種類や配列密度によって変化する。