

地形と地表面性質が夜間の斜面風・山風・盆地大気の冷却に及ぼす効果 (2)*

近藤 純正**・佐藤 威**

要旨

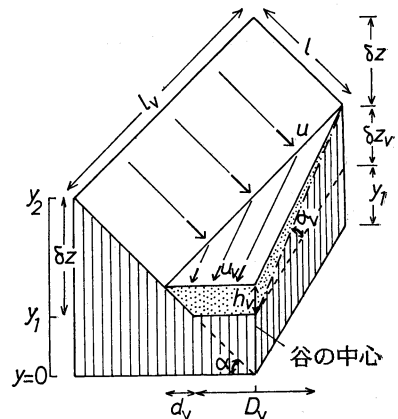
盆地や谷地形全域の大気冷却量・地表面冷却量・斜面滑降冷気流などに及ぼす、地形・地表面の空気力学定数・地中の熱物理想数などの効果をパーセルモデルによって検討した。

(1) 谷内の冷気流層の厚さと流速は空気力学定数と谷の地形パラメータ (谷の長さや深さなど) で表現される。これと各地で得られた観測とを比較したところ良い一致をみた。(2) 盆地や谷地形の夜間冷却と地形との関係を調べるために、大気が顕熱を失う斜面の面積と全空間容積から成る「地形関数」を導入した。(3) 山間部や盆地内の全大気の冷却は斜面の面積に比例し、空間容積に逆比例するので、山並みが多く平坦部が少ない地域ほど、大気冷却は大きくなる。したがって、盆地は3次元的で、2次元的な谷地形より斜面面積の空間容積に対する比が大きいため冷却が激しい。

1. はしがき

わが国のように山間部が多く平野の少ないところでは、夜間の下層大気の冷却には周辺斜面で生じた冷気の移流が主要な役割を果している。地上数m以下の大気層の冷却はその場所の地表面冷却に支配されると考えられるが、その上空の数100mまでの全大気の冷却は主として移流効果によるものである。前報 (近藤, 1984) では、地表面状態が斜面流と斜面冷却に及ぼす効果を調べた。

この報告では、前報と同じパーセルモデルを用いて、地形と地表面状態が盆地や谷状地形全域の平均的な斜面流・斜面冷却・全大気冷却の空間分布に及ぼす効果を調べる。前報と同じく、一般風がない場合を想定し、温位とは対象地形における最低標高を基準にした値とする。なお、式の重複導出を省くために、式番号は前報に連続して付けることにする。



第1図 単純化した谷のモデルの説明図 (ただし片側のみの)。

2. 谷地形を表す地形パラメータ

前報では谷地形を流れる冷気流を単斜面の冷気流と同じパーセルモデルで計算し、実測の1例と比較したところほぼ良い一致をみせた。そこで、この第2報では複雑な現実地形をパラメータで一般化し、冷気流速とその厚さを計算し、各地で得られた実測値と比較したい。

第1図に示すように、谷地形を y_1 , δz , δz_v , l , l_v の5つの地形パラメータで、また冷気流層をその厚さ h_v

* Effect of the topographical and ground surface conditions on the nocturnal drainage wind and cooling in mountainous regions (Part 2).

** Junsei Kondo and Takeshi Sato, 東北大学理学部地球物理学教室。

—1984年8月10日受領—

—1984年10月22日受理—

だけで表すことにする。 y_1 は深い谷で小さく、浅い谷で大きい。長い谷は l_V が大きく、傾斜が大きい谷は δZ_V が大きい。谷の両側にある斜面は δZ と l で表わされる。図中の他のパラメータは互いに次の関係をもつ。

$$d_V = h_V / \tan \alpha, \quad D_V = 2y_1 / \tan \alpha \doteq 2y_1 / \sin \alpha, \quad \delta Z = l \sin \alpha, \quad \delta Z_V = l_V \sin \alpha_V.$$

側斜面上の冷気層の厚さと流速をそれぞれ h と u 、その地表面の熱バルク係数と運動量バルク係数をそれぞれ C_H と C_M 、さらに、谷を流れる冷気流速を u_V 、その地表面の運動量バルク係数を C_{MV} とすれば、第1報の式(4)、(5)から

斜面流速：

$$u^2 = \frac{1}{1+F_5} \frac{C_H}{C_M} \frac{g}{T_0} \theta_S \delta Z \quad (4)$$

$$\text{斜面冷気厚：} h = C_H l \quad (5)$$

谷の流速：

$$u_V^2 = \left(\frac{D_V + d_V}{D_V + 2d_V} \right) \cdot \left(\frac{h_V}{1+F_5} \right) \frac{g \theta_S \sin \alpha_V}{T_0 C_{MV}} \quad (31)$$

$$\text{連続の式：} 2hl_V u = (D_V + d_V) h_V u_V \quad (32)$$

式(31)は式(4)を導出したのと同じ方法で求まる関係で、谷の中の冷気に働く重力と摩擦力のバランスから得る。なお、ここでは谷底の地表面と大気の熱の交換は考えていない。

上の式から

$$\frac{u_V}{u} = \left(\frac{\delta Z_V}{y_1 + h_V} \frac{C_M \tan \alpha}{C_{MV} \sin \alpha} \right)^{1/3} \quad (33)$$

$$\doteq \left(\frac{\delta Z_V}{y_1 + h_V} \right)^{1/3} \quad (34)$$

$$h_V \left(\frac{2y_1 + 1}{\frac{h_V}{y_1 + 1}} \right)^{3/5} \doteq C_H^{3/5} \left\{ 8 \frac{\delta Z}{\delta Z_V} \left(\frac{\delta Z}{l_V} \right)^2 \right\}^{1/5} l_V \quad (35a)$$

式(35a)によれば、地形パラメータ y_1 、 δZ 、 δZ_V 、 l_V から冷気層の厚さ h_V が求まる。 h_V を式(34)に代入すれば u_V も求まる。なお、 u は式(4)から既知である。

式(35a)は代表的な地形の場合に次のようになる。深い「V字形の谷」では $y_1 = 0$ と考えてよいので、

$$h_V = \left\{ 8 \frac{\delta Z}{\delta Z_V} \left(\frac{\delta Z}{l_V} \right)^2 \right\}^{1/5} C_H^{3/5} l_V \quad (35b)$$

冷気層の厚さが地形に比べて薄い「U字形の谷」では $h_V \ll y_1$ と考えてよいので、

$$h_V = \left\{ \frac{\delta Z}{\delta Z_V} \left(\frac{\delta Z}{y_1} \right)^2 \right\}^{1/3} C_H l_V \quad (35c)$$

ところで、谷を流れる冷気流量は

$$(D_V + d_V) h_V u_V = A C_H u \quad (36)$$

と表せる。ここで、 $A = 2ll_V$ は流域内の斜面全面積であり、近似的に流域面積に等しい。また、谷内の大気が失う全顕熱量は $A c_p \rho C_H u \theta_S$ となり質量収支、熱収支的に A が重要な量となっている。

さらに、式(32)を変形すると

$$2hl_V u = 2C_H l l_V \left(\frac{1}{1+F_5} \frac{C_H}{C_M} \frac{g}{T_0} \theta_S l \sin \alpha \right)^{1/2} \\ = C_H l_V 2l u_V' \left(\frac{\delta Z}{\delta Z_V} \right)^{1/2} \quad (37)$$

$$\text{ここで } u_V' = \left(\frac{1}{1+F_5} \frac{C_H}{C_M} \frac{g}{T_0} \theta_S l_V \sin \alpha_V \right)^{1/2}$$

は、斜面長 l_V 、斜面の傾き α_V の単純斜面上の冷気流速と考えることができる。したがって $C_H l_V 2l u_V'$ は幅が $2l$ のそのような斜面(谷の凹部分を埋めた平らな斜面に相当)を流れる冷気の流量であり、谷の場合はその $(\delta Z / \delta Z_V)^{1/2}$ 倍となる。 $\delta Z = \delta Z_V$ のとき両者は等しく、 δZ が δZ_V より大きい深い谷ほど流量は大きくなる。

式(37)の見方をかえると、谷の冷気流量は斜面長 l_V 、斜面の傾き α_V 、幅 $2l(\delta Z / \delta Z_V)^{1/2}$ の単純斜面上の流量と等しいことがわかる。これを等価単斜面と呼び、後で複雑な現実谷地形をパラメータ化する際にこの考え方をを用いる。

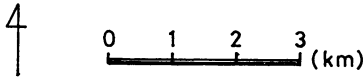
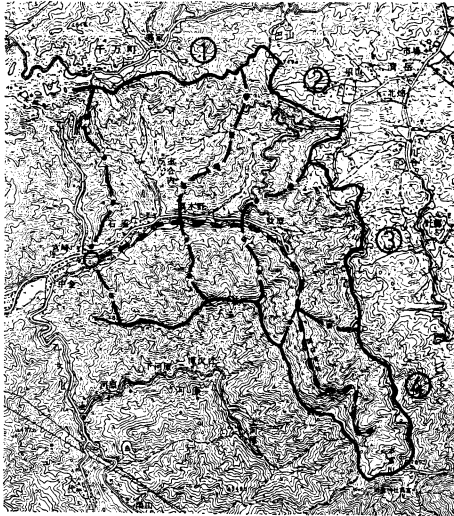
式(33)～(35c)から明らかなように、谷を流れる冷気の流速と厚さは流域斜面の熱バルク係数 C_H によって変化する。斜面の粗度が大きいほど冷気厚さ h_V は大きくなり、流速比 u_V/u は逆に小さくなる。

3. 現実地形の地形パラメータを求める方法

本節では、複雑な現実の谷地形を第1図に示される単純な谷モデルにおきかえて、その地形パラメータを求め、式(33)～(35a)より冷気流速と厚さを計算し実測値と比較する。

例として大和田ほか(1984)が観測を行った愛知県男川流域の地形図を第2図に示す。太い実線はこの谷の分水嶺、破線は谷底、○印は風速と気温の鉛直分布の観測地点である。一点鎖線は後述する。第2図から谷は直線ではなく、両側は単純斜面ではなく小さな支流が存在し、しかも谷底に関し非対称で、両側の斜面は長方形でなく上流にいくにつれ l と δZ が小さくなる、などの特徴がわかる。

一般の複雑な谷地形から地形パラメータを求める方法として2つの方法を試みた。第1の方法(簡便法)は、谷地形の細部にはこだわらずに地形図から簡単に求める



第2図 現実の谷地形の例(愛知県男川流域). 太い実線は分水嶺, 破線は谷底, ○印は風速と気温分布の観測地点. 一点鎖線は“詳細法”による解析の時に谷を4つの地区に分割するための境界である.

② 谷をいくつかの小さな地区に分割する. 側斜面に小さな支流がある場合は, それを考慮して分割する. 第2図では4つの地区に分割し, その境界を一点鎖線で示した.

③ 各地区毎に簡便法の③~⑥と同じ手順で $\delta Z_i, l_i, A_i, l_{V,i} = A_i/l_i$ を求める. ここで添字 i は地区の通し番号で, 谷が非対称である場合を想定し両側の斜面について別々につける.

④ 地形パラメータを次式で求める.

$$l = \frac{\sum_{i=1}^{2N} l_i l_{V,i}}{\sum_{i=1}^{2N} l_{V,i}} \quad (38)$$

$$\delta Z = \frac{\sum_{i=1}^{2N} \delta Z_i l_{V,i}}{\sum_{i=1}^{2N} l_{V,i}} \quad (39)$$

$$l_V = \frac{\sum_{i=1}^{2N} \delta Z_i^{1/2} l_i l_{V,i}}{(2l \delta Z^{1/2})} \quad (40)$$

ただし, N は地区の数.

⑤ y_i を簡便法と同様に求める. 詳細法の補足説明と大きな支流の取り扱いについては付録を参照のこと.

4. 谷地形内冷気流の理論値と実測値の比較

第1表に比較を行った谷の概略と, 観測された冷気流の諸数値および簡便法と詳細法により求めた地形パラメータを示す.

観測値は冷気層と地表面の温度差 θ_s , 冷気層の厚さ h_V , 冷気流の軸の風速 u_{max} およびその高度 $h_{u,max}$ である. 番号28は3h, 4h, 5hの観測値の平均である.

比較した5つの谷の流域面積はかなり異なっていて, それぞれの地形的特徴は次の通りである. 番号20は標高500~600mの山の頂上付近の蛇行した谷であるが単純な地形, 番号25は第2図に示す通り, 番号26は直線の谷, 番号27, 28は曲がった谷で大きな支流が多く対称性の乏しい複雑な地形である.

地表面状態は, 番号25~28は樹木や草でおおわれているが, 番号20は高さ1~2mの杉の幼木が雪をかぶって表面が凸凹し, 高さ数mの小木がところどころに露出している.

風向・風速の鉛直分布が観測され, 明らかに山風の層が認められる場合は, その厚さを h_V とした(番号27, 28). 不明確な場合は第1報で示された気温分布から求める方法によった(番号20, 25, 26). θ_s は高さ h_V と地上高度1m付近の温位の差の1/2とし, 谷の側斜面でも同じ値をとると仮定した. なお, 田中と枝川(1984)によれば番号27の佐久では厚さ1,200m程度の接地逆転層が形成されているが, 今回は風向・風速に注目し h_V

方法である. 第2の方法(詳細法)は, 現実地形と谷モデルの冷気流量が等しくなるようにするものである. これは谷内の大気が失う全顕熱量が等しくなるようにすることでもある. また“詳細法”では, 大きな支流がある場合, それも谷地形として取り扱っている. 流域面積は重要な量であるので, いずれの方法でもこれを考慮することとした. 以下に, 各方法の概略を示す(第2図を参照).

[A] 簡便法

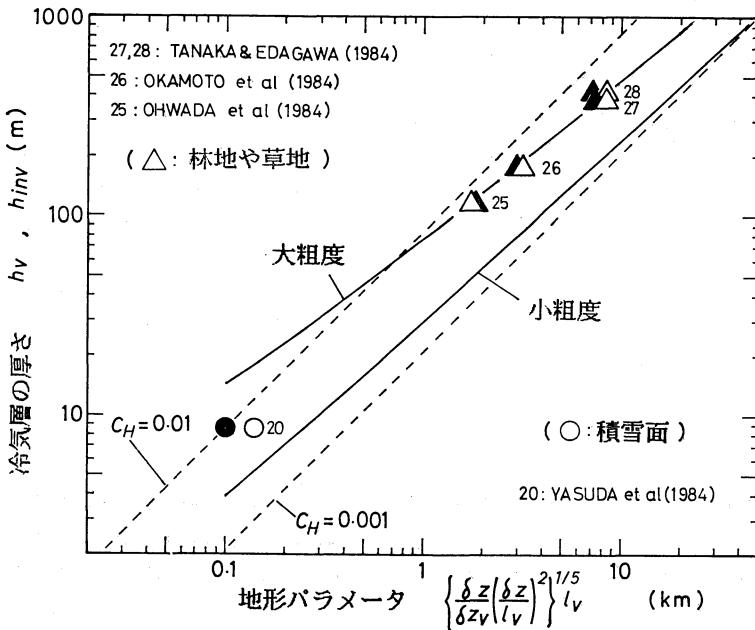
- ① 考える谷に対する分水嶺と谷底を決める.
- ② 最高点標高と観測点標高の差の4/5倍を δZ_V とする. 多くの谷では, 最上流付近は斜面に近い地形であるため, 谷落差をこのように定義した.
- ③ 分水嶺の平均標高と谷底の平均標高の差を δZ とする.
- ④ 谷底から分水嶺までの平均水平距離 l を求める.
- ⑤ 全流域面積 A を求める.
- ⑥ $l_V = A/(2l)$ とする.
- ⑦ y_i を観測点付近の地形から求める.

[B] 詳細法

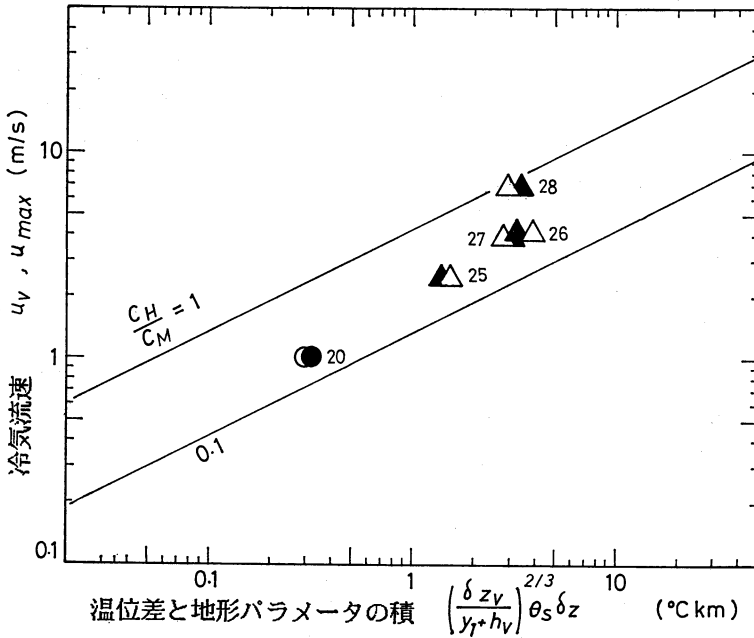
- ① 分水嶺, 谷底, δZ_V を簡便法と同様に決める.

第1表 谷地形の概略, 観測された谷内の冷気流の諸数値, 地形パラメータおよび冷気到達時間. 番号20は安田ほか(1984), 25は大和田ほか(1984), 26は岡本ほか(1984), 27と28は田中と枝川(1984)の資料にもとづく. 地表面状態は, 番号20が積雪面であるほかは樹木や草でおおわれている.

番号		20	25	26	27	28
場所		宮城川渡大窪	愛知男川流域	栃木永野川流域	佐久盆地千曲川流域(佐久)	佐久盆地千曲川流域(白田)
谷の概略	流域面積 (km ²)	0.074	16.9	77.3	891.6	811.6
	長さ (km)	0.9	6.3	23.6	56.6	54.5
観測値	θ_s (°C)	3.5	1.7	5.7	2.0	2.0
	h_V (m)	8.5	120	180	400	417
	$h_{u,max}$ (m)			75	200	117
	u_{max} (m/s)	1	2.5	4.2	4	7.0
地形パラメータ	δZ_V (m)	68	520	700	1,540	1,510
	y_1 (m)	2.5	0	20	117	47
	簡便法 δZ (m)	27	312	244	790	784
		l_V (km)	0.33	7.2	21.8	39.1
	詳細法 δZ (m)	26	342	296	667	670
		l_V (km)	0.60	6.2	20.1	58.5
冷気の到達時間	T (hr)	0.1	0.4	0.9	3.0	



第3図 谷内の冷気層の厚さと地形パラメータの関係. 破線と実線は式(35a)による理論値で $y_1/h_V=0.15$ の場合, プロットは観測値. 黒ぬり記号は簡便法, 白ぬき記号は詳細法によるものである. プロット番号と詳細は本文と第1表を参照.



第4図 谷内の冷気流速と冷気層の温位差と地形パラメータの積の関係。直線は式(34)による u_v の理論値、プロットは観測値で冷気流層の軸の風速(最大風速) u_{max} 。記号および詳細は第3図と同じ。

=400mとした。また、臼田では気温分布の観測がなされていないため、佐久の観測値を代用した。

これらの観測値と理論値の比較を第3図、第4図に示す。いずれも黒ぬりの記号は簡便法によるもの、白ぬきの記号は詳細法によるもので隣り合う2つのプロットが同一地点である。

第3図は谷を流れる冷気層の厚さを示したもので、破線は $C_H=0.01$ と 0.001 の場合の式(35a)による理論値で、比較した地形の平均である $y_1/h_v=0.15$ の場合である。なお、 $y_1/h_v=0$ 、または 0.3 の場合の理論値は、これより約12%大きく、または小さくなる。 C_H は同じ地表面粗度でも冷気層の厚さに依存して変わる(第1報参照)ので、ここで検討してみる。地表面粗度を仮定した場合、斜面長と C_H の関係は第1報第1図の実線から読みとることができる。一方、ここで解析した5つの地形では l と $(\delta Z/\delta Z_V(\delta Z/l_V)^2)^{1/3}l_V$ はほぼ比例関係にあるので、谷の場合でも側斜面上の冷気層の厚さによる C_H の変化を考慮した h_v の理論値を求めることができる。それを第3図に実線($y_1/h_v=0.15$ の場合)で示す。ここで「大粗度」と「小粗度」の定義は第1報と同じである。観測値と理論値(実線)はかなり良く一致し

ている。

第4図は谷を流れる冷気流の軸の風速(最大風速) u_{max} の比較である。図中の直線は $C_H/C_M=1, 0.1$ の場合の u_v の理論値で式(34)による。 h_v に比べ、ばらついてはいるが、理論値に近い。なお、横座標の中の h_v は観測値である。また、本来ならば δZ は「可能落差」(第1報参照)を用いるべきであるが、第3、4図には現実地形から求めた δZ を用いてある。

第3、4図からわかるように簡便法で地形パラメータを求めても谷内の冷気流の性質は十分推定し得るといって良い。

さて、これまでは地形パラメータを求める際、谷の最上流部まで考慮していた。しかし、谷が非常に長い場合や、冷気流が吹き始めてから短時間しかたっていない場合には吹送距離(冷気の到達距離)が短いので、考える谷の長さ l は、それより小さいと考えるべきである。そこで、到達距離の代わりに到達時間を考えてみる。詳細法により各地区での冷気流速 $u_{v,i}$ が求まるので冷気塊がその地区を通過する時間は

$$t_i = \frac{l_{v,i}}{u_{v,i}} \tag{41}$$

ただし、 $l_{v,i}$ は谷の両側の平均値とする。山頂から観測地点までの冷気塊の到達時間は

$$T = \sum_{i=1}^N t_i \quad (42)$$

となる。簡単のためV字谷 ($y_1=0$) を考え、 $C_H=0.005$, $C_H/C_M=0.5$ を仮定し、 θ_s は各地点の観測値を用いて求めた到達時間を第1表に示した。観測データは夕方から数時間以上たってから得られたものばかりで、上記の到達時間より大きい。それゆえ考える範囲を谷の上端までとして良いことがわかる。

5. 盆地の夜間冷却に関する地形関数の導入

盆地では周辺の斜面や谷から冷気が流入するので夜間冷却は大きくなる。この章以後では盆地内の全空間の夜間冷却を考察する。盆地周辺の「山頂に近い」斜面では冷気の滑降に伴い、ほぼ一定の温位 θ_0 の空気がたえず補給されるので、斜面地表の冷却は抑制される(第1報)。一方、盆地底では斜面流はなく、地表面はほとんど放射冷却の式に従う。その結果、盆地内では高度が低い所ほど低温になる。このように盆地内に安定層(冷気湖)が形成されると、斜面を滑降する冷気塊はその温位が外側のほぼ静止した大気の温位より低温の区間だけ下ったのち、流向を水平方向に変え堆積をおこす。この過程で、熱拡散によって冷気の「可能落差」 δZ だけ下ったレベルの上下の大気温度を下げる(第5図)。

ある時刻における盆地底からの比高 Z の斜面温位を θ_s 、斜面上の冷気温位を θ_1 、その外側の大気温位を θ とし、 $\theta_s \equiv \theta_1 - \theta_s$, $\theta \equiv \theta - \theta_1$, $\gamma \equiv \partial\theta/\partial Z$, 冷気の滑降可能な斜面上の路程を l とすれば、可能落差は第1報より

$$\delta Z = l \sin \alpha = \frac{\theta - \theta_1}{\gamma} = \frac{\theta}{\gamma} \quad (7)$$

式(4)において、区間 l での u の平均値を $\langle u \rangle$ とおき、さらに

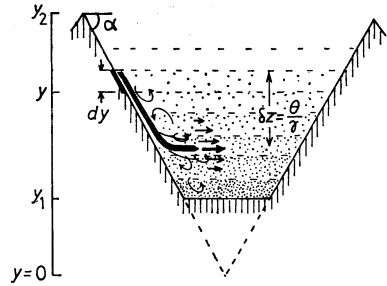
$$\theta = \theta_s = \frac{1}{2}(\theta - \theta_s) \quad (43)$$

と仮定すれば

$$\langle u \rangle = \frac{2}{3}\theta_s \left(\frac{1}{\gamma} \frac{1}{1+F_s} \frac{C_H}{C_M} \frac{g}{T_0} \right)^{1/2} \quad (44)$$

以後、 $\langle u \rangle$ を比高 Z における冷気の代表流速と定義する。

山頂近くで考えるなら、実際の冷気層の厚さと斜面流速は山頂からの距離と共に大きくなる。一方、熱交換バルク係数 C_H は冷気層の厚さが増せば小さくなる(第1報)。したがって流速と C_H の積、すなわち交換係数



第5図 盆地内の斜面冷気の滑降可能な鉛直落差 δZ および盆地大気冷却のモデルの説明図。詳細は本文を参照。

$\langle u \rangle C_H$ は距離依存性が小さく、山頂近くから比高とともにゆっくり変化する量と考えてよい。

斜面への顕熱供給量

$$H = c_p \rho C_H \langle u \rangle \theta_s \quad (45)$$

は斜面の放射冷却を抑制するかわりに、盆地大気を冷却する。

つぎに、問題を簡単化するために、第1報第3章と同様に $\langle u \rangle$ のみ1晩中一定と仮定する。夕方 $t=0$ から1晩の長さ t_1 (10時間とする) までの顕熱の時間平均値を \bar{H} とし、盆地全大気の冷却を次のようにモデル化する(第5図参照)。

『高度差 dy に含まれる斜面面積 dA で大気が失った顕熱 $\bar{H}dA$ は、高度 y 以下の盆地 y_1 までの大気層(その容積 V) の気温を一様に δT だけ下降させる』

このモデルは、 dy 層から滑降を始めた冷気塊は夕方は y_1 付近まで達するが、冷却が進むにつれ可能落差が小さくなり滑降しにくくなるので1晩の間には y から y_1 までの大気を一様に冷却すると考えられることに依っている。

式で表せば

$$\delta T = \frac{\bar{H}dA}{c_p \rho V} \quad (46)$$

符号のわずらわしさを除くため δT は下降量を正としてある。 δT は dy の寄与による単位時間当りの気温下降量の1晩の平均値である。高度 y における気温変化率の1晩の平均値 ($\partial T/\partial t$) は、 y から頂上 y_2 までの寄与を含むので、1晩の大気冷却量は

$$\begin{aligned} \Delta T &= - \frac{\partial T}{\partial t} t_1 = t_1 \int_y^{y_2} \delta T \\ &= t_1 \int_y^{y_2} \frac{\bar{H}}{c_p \rho} \left(\frac{1}{V} \frac{dA}{dy} \right) dy' \end{aligned} \quad (47)$$

() 内は地形で表せる y の既知関数で「地形関数」と名づける。

$$A = \int_{y_1}^y dA, \quad V = \int_{y_1}^y dV$$

で、地形図から算出できる。

〔例〕 高度 y での半径が r の円形盆地では

$$dA = 2\pi r dy / \sin \alpha = 2\pi y dy / (\sin \alpha \tan \alpha)$$

$$V = \int_{y_1}^y \pi r^2 dy = \frac{\pi y^3}{3 \tan^2 \alpha} (1 - \xi^3)$$

$$r = y / \tan \alpha, \quad \xi = y_1 / y$$

いろいろな地形の場合をまとめると、

斜面積: A (次元 m^2) については

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{盆地: } \frac{\pi y^2}{\tan \alpha \sin \alpha} (1 - \xi^2) \end{array} \right. \quad (48)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{谷: } \frac{2y\zeta}{\sin \alpha} \quad (\zeta \text{ は奥行き単位幅}) \end{array} \right. \quad (49)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{山合い: } \frac{4}{\tan \alpha \sin \alpha} \{2y_2(y - y_1) - (y^2 - y_1^2)\} \end{array} \right. \quad (50)$$

地形関数: $\frac{1}{V} \frac{dA}{dy}$ (次元 m^{-2}) については

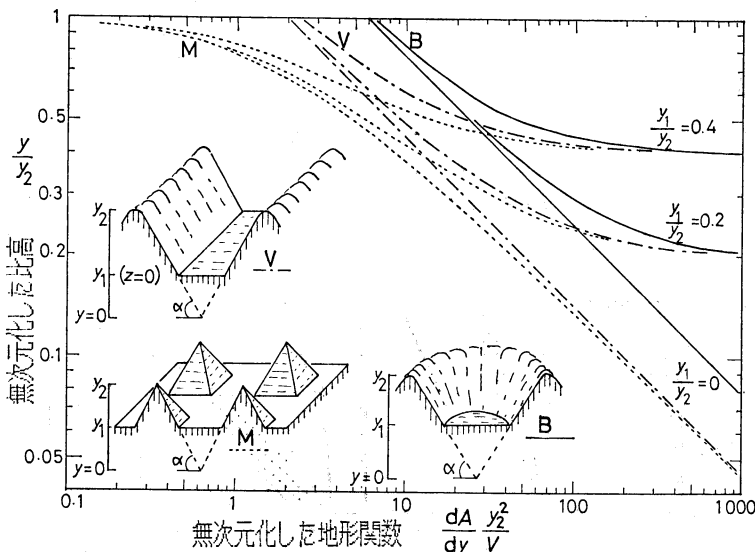
$$\left\{ \begin{array}{l} \text{盆地: } \frac{6 \sec \alpha}{y^2} \frac{1}{(1 - \xi^2)^3} \end{array} \right. \quad (51)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{谷: } \frac{2 \sec \alpha}{y^2} \frac{1}{(1 - \xi^2)^2} \end{array} \right. \quad (52)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{山合い: } \frac{2 \sec \alpha}{y^2} \frac{1 - (y/y_2)}{\{(1 - \xi^2) - (y/3y_2)(1 - \xi^3)\}} \end{array} \right. \quad (53)$$

これらの地形関数を y_2^2 で規格化し、第6図に示した。 y_2 は山頂の比高で、その基準 $y=0$ は地形模型と共に第6図挿入図に示されている。底が平ら (y_1/y_2 が大) な盆地や谷や山あいにおける地形関数は、底 ($y=y_1$) の近くで急に大きくなるのに対し、深い ($y_1/y_2 \rightarrow 0$) 場合は y^{-2} に比例する。山あいでは $y \rightarrow y_1$ で谷の地形関数に漸近する。

地形図から標高 y 以下の斜面積と空間容積を計算し、地形関数を求めて第6図にプロットすれば、実際の地形が地図上で曲がった形に見えたとしても、地形関数では盆地か、谷か、山合いの地形に近いかが分かる。そうすれば、その大気冷却はどの地形の冷却の性質に似ているかの見当がつく。なお、地形図で y_1 から y までの斜面積 A を求める際、 $\alpha \leq 25^\circ$ なら傾きは考慮せず平面上の面積で近似してもよい(第1報)。



第6図 山頂比高の2乗 y_2^2 で無次元化した地形関数(横軸)と y_2 で無次元化した比高(縦軸)の関係。実線は円形盆地(図形のB)、1点鎖線は谷地形(図形のV)、点線は山地形(図形のM)。谷底の比高と山頂比高の比が $y_1/y_2=0.4, 0.2, 0$ の3通りを示す。地形見取図に y_2 と y_1 の定義を示す。

6. 盆地内の大気と地表面の冷却

1晩の長さ t_1 の大気冷却量 ΔT は式(47)を解けば得られるが、その中の \bar{H} は ΔT の関数でもあるので、他の式も必要となる。それゆえ、すでに導出した式をここにまとめると共に、具体的解法を述べよう。

$t=0$ の初期条件として $\theta_0 = \theta_s = \theta$ とし、その高度分布を与える。その他の条件 $C_H, C_H/C_M, F_3 = 4\sigma T_0^3, \Delta T_{S, \max}, c_g \rho g \lambda g, (1/V)(dA/dy)$ も与える。高さを Δy 間隔で n 層 (n は 20 程度) に分割し、山頂レベル y_2 から逐次下層へむかって大気冷却量を計算していく。

[A] まず、 y_2 から $y_2 - \Delta y$ までの厚さ Δy について夕方からの時間 t_1 (10時間とする) の間の大気冷却量 ΔT とそのレベルの斜面地表の冷却量 ΔT_S を同時に求めるわけであるが、1晩中一定の $\langle u \rangle$ 値を決定するために、 t_1 後の大気の温位勾配 γ を予想して仮定する。 γ が不適当ならば後で修正し、収束するまで計算することになる。

[B] 斜面流と地表面冷却に関する式は、

$$a = \frac{\Delta T_S - \Delta T}{\Delta T_S} \tag{54}$$

$$\langle u \rangle = \frac{2}{3} \frac{a}{2} \Delta T_S \left(\frac{1}{1 + F_3} \frac{C_H}{C_M} \frac{g}{T_0} \right)^{1/2} \gamma^{-1/2} \tag{55}$$

$$F_6 = F_3 + \frac{a}{2} c_p \rho C_H \langle u \rangle \tag{18}$$

$$x = \frac{F_6^2 t_1}{c_g \rho g \lambda g} \tag{20}$$

$$\Delta T_S = \frac{F_3}{F_6} G(x) \Delta T_{S, \max} \tag{19}$$

式(54)は(16と43)から、式(55)は(16と43と44)から得る。上の5つの式から a ($0 \leq a \leq 1$) の関数として時刻 t_1 における $\Delta T_S, \Delta T, \langle u \rangle, x$ を解きグラフに表す。具体的方法は、 a にある値(たとえば $a=1$)

を、また $\Delta T_S = 2, 4, 6^\circ\text{C}$ を与えて $\langle u \rangle$ を知る。そして式(19)から ΔT_S を得る。これと与えた ΔT_S が一致するものが ΔT_S の解である。次に a を変えて(たとえば $a=0.8$)、同様に解く。この方法は第1報第3章の解法と同じである、ただし第1報では $a=1$ の場合であった。

[C] 斜面へ入る顕熱の式は、

$$H(t_1) = \frac{a}{2} c_p \rho C_H \langle u \rangle \Delta T_S \tag{56}$$

$$\bar{H} = I(x) H(t_1) \tag{22}$$

から1晩の平均値 \bar{H} も a の関数としてグラフに表す。 $I(x)$ は式(23)を参照。 Δy 層の大気冷却量は

$$\text{第1層: } \Delta T = t_1 \int_y^{y_2} \frac{\bar{H}}{c_p \rho} \left(\frac{1}{V} \frac{dA}{dy} \right) dy \tag{47}$$

$$= \frac{t_1 \Delta y}{c_p \rho} \left(\frac{\bar{H}}{V} \frac{dA}{dy} \right)_{y_2 - \frac{1}{2} \Delta y} \tag{57}$$

ΔT も a の関数として求まる。これと先に得た ΔT_S を式(54)に代入し、 a の値が一致するものが正しい a の値である。以上から Δy 層の ΔT を得る。

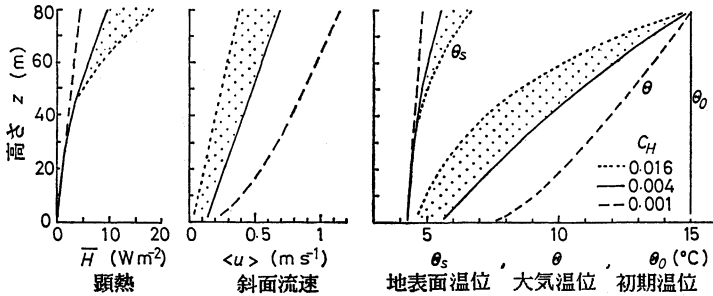
[D] チェック計算式

$$\theta = \theta_0 - \Delta T \tag{58}$$

$$\gamma = \left(\frac{d\theta}{dy} \right) \tag{59}$$

から γ を算出し、これが最初 [A] で仮定した γ と一致しなければ、 γ の仮定値を変えて収束するまで [A] から [D] を繰り返す。普通は2回の繰り返しで収束する。このとき、第1層の $\Delta T, \Delta T_S, \langle u \rangle, \bar{H}$ が決定される。

[A₂] 今度は山頂から第2層目の Δy 層の大気冷却を上記と同様に解く。逐次、下層へ計算をすすめていく。ただし式(57)は n 番目の層では



第7図 円型小盆地 ($y_2=130\text{m}, y_1=50\text{m}, \alpha=30^\circ$) における朝の大気温位 θ と地表面温位 θ_s 、1晩平均顕熱量 \bar{H} と斜面流速 $\langle u \rangle$ の高度分布。実線は $C_H=0.004$ 、破線は $C_H=0.001$ 、点線は $C_H=0.016$ の場合。 z は y_1 からの高度。

$$\Delta T = \frac{t_1 \Delta y}{c_p \rho} \sum_{m=1}^n \left(H \frac{1}{V} \frac{dA}{dy} \right) y_2 - \left(m - \frac{1}{2} \right) \Delta y \quad (60)$$

となる。

結局、式 (54), (55), (18), (20), (19), (59), (60) から各層の大気冷却量, 地表面冷却量, 斜面流速および顕熱が求まる。

第7図は深さ80m, 直径450mの円形小盆地における $t_1=10$ 時間の大気温位 θ と地表面温位 θ_s , 1晩平均顕熱量 \bar{H} , 斜面流速 $\langle u \rangle$ の高度分布である。設定条件は $T_0=288.2 \text{ K}$ (15°C), $F_3=5.43 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$, $\Delta T_{S, \max}=17^\circ \text{C}$, $C_H/C_M=0.5$, $c_p \rho g \lambda g=6.8 \times 10^5 \text{ J}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-2} \text{ m}^{-4}$ 。実線は $C_H=0.004$ であり, 吾妻小富士の条件である (近藤ほか, 1983)。計算結果は観測された温位分布によく似ている。

破線は C_H を $1/4$ にした場合で積雪があるときに相当する。ただし $\Delta T_{S, \max}$ などは上記と同じ値を用いている。点線は C_H が4倍のときで, 地表面に粗度物体が適当な間隔で並び熱交換が盛んになった場合である。 C_H の影響は大きいことが分かる。 $\langle u \rangle$ が山頂近くで大きいのは θ と θ_s の差が大きいことによる。

なお, この計算は下向き大気放射量 $L \downarrow$ に及ぼす冷気堆積効果, および大気放射による大気自身の冷却は考慮していない。

図には示していないが, 深い谷 (福島県檜枝岐に相当) に対する計算結果から, この谷の大気全層の平均冷却量は盆地 (第7図) に比べ小さいことがわかる。それは谷では斜面が二方にあるのに対し盆地は四方, いや六方向にあると言ってもよく, つまり谷の地形関数は盆地の $1/3$ だからである (式51と52を比較せよ)。

7. あとがき

この報告では地形や地表面状態が谷を流れる冷気流の厚さと速度に及ぼす効果をパーセルモデルで調べた。また, パーセルモデルを全盆地大気の冷却量予知に応用する方法を示した。実際の盆地に対する計算と観測との比較については続報で述べる予定である。

付録 1. 地形パラメータを求める“詳細法”の④の説明

l , δZ を l_i , δZ_i の $l_{V,i}$ で重みをつけた平均値として定義する。谷内の冷気流量が谷モデルと現実の谷で一

致するためには,

$$2C_H l u l_V = \sum_{i=1}^{2N} h_i u_i l_{V,i} \quad (61)$$

でなければならない。ここで

$$h_i = C_H l_i \quad (62)$$

$$u_i = \left(\frac{1}{1+F_3} \frac{C_H}{C_M} \frac{g}{T_0} \theta_s \delta Z_i \right)^{1/2} \quad (63)$$

であり,

$$u = \left(\frac{1}{1+F_3} \frac{C_H}{C_M} \frac{g}{T_0} \theta_s \delta Z \right)^{1/2} \quad (64)$$

とするとけつきよく

$$l_V = \sum_{i=1}^{2N} \delta Z_i^{1/2} l_i l_{V,i} / (2l \delta Z^{1/2}) \quad (40)$$

が得られる。

付録 2. 大きな支流がある場合の地形パラメータ

まず, 支流の冷気流量と等しい流量の等価単斜面のパラメータを求める。すなわち, 支流をさらにいくつかの地区に分割し, “詳細法”の①~④を実行し支流の l , δZ , l_V , δZ_V を求め

$$l_V \rightarrow l_i, \delta Z_V \rightarrow \delta Z_i, 2l(\delta Z / \delta Z_V)^{1/2} \rightarrow l_{V,i}$$

とする。 l_i , δZ_i , $l_{V,i}$ は支流全体を本流の1つの地区とみなした時の値で, これを本流に関する“詳細法”の手順④に用いる。

文献

近藤純正, 1984: 地形と地表面状態が夜間の斜面風・山風・盆地大気の冷却に及ぼす効果 (1), 天気, 31, 625-632.
 近藤純正, 森 洋介, 1982: アメダス (地域気象観測所) データを用いた夜間冷却量の解析と最低気温予報式 (2), 天気, 29, 143-150.
 森 洋介, 近藤純正, 1984: 冷気の堆積・流出を考慮した山地の夜間放射冷却, 天気, 31, 45-52.
 大和田道雄, 鬼頭 稔, 宮嶋 勲, 1984: 山間部における冷気の流出特性とその垂直的变化, 矢作川流域の気候 (大和田道雄編), 荘人社, 100-112.
 岡本眞一, 大石大和, 長沢伸也, 塩沢清茂, 1984: 複雑地形上におけるエアトレーサー拡散実験と山谷風の観測, 天気, 31, 293-303.
 田中正昭, 枝川尚資, 1984: 佐久盆地の局地風, 日本気象学会1984年春季大会講演予稿集, 105.
 安田延壽, 近藤純正, 成田義浩, 田中寿男, 森 洋介, 1984: 谷形地形の夜間冷却-冷却過程と風速分布の特徴, 日本気象学会1984年春季大会講演予稿集, 126.