

内部波が山地斜面の大気に及ぼす影響

THE EFFECTS OF THE INTERNAL WAVES ON A MOUNTAIN SLOPE

中山恵介¹・斎藤大作²

Keisuke NAKAYAMA・Daisaku SAITOH

¹正会員 工博 北海道大学大学院助手 工学研究科 (〒060 札幌市北区北13条西8丁目)

²正会員 工修 北海道開発局開発土木研究所 (〒062 札幌市豊平区平岸1条3丁目)

In Japan, there are a lot of mountains that have great slopes and they have an effect on a wind field, rainfall and snowfall. The effect is very complicated because the atmosphere is stratified. As one of the effects of the stratification, internal waves are given, and these motions cause the shear layer in front of the great and long slope in case that humidity is very low. On the contrary, if humidity is very high and cloud microphysical processes are taken into account, air releases latent heat and stratification was changed into neutral state. In this study, our purpose is to know the effect of the sin-curved mountain in front of the great and long slope, and as a result, the mountain has an effect to decline the area of snowfall.

Key Words : ARPS, internal wave, Brunt-Vaisala frequency, stratified flow, snowfall

1. はじめに

日本には急峻な山が多く、その風の場合への影響、降雨、降雪への影響が非常に大きい。その影響は、互いに山の影響が干渉し合うため、複雑なものであることが想像され、代表的なものとして、成層場に生じる内部波が挙げられる。

孤立峰の内部波が降雨、降雪域に及ぼす影響については、乾燥大気の状態において孤立峰が生み出す内部波の解析解と数値計算との比較¹⁾、および孤立峰の波長と内部波の波長の一致により降雨、降雪域が拡大することを示した数値計算²⁾に示される通り、多くの研究が存在する。しかし、実際の地形は、島でさえ単独で他の地形に影響を及ぼすことなく存在しているものは少ない。

さらに、地表面付近で風の回り込みが後方へと起こらない、勾配の大きい、もしくは裾野から山頂までの高さが大きい山地斜面においては、成層場ゆえの下層での逆向きの風が生じることが考えられ、大気下層での収束、発散、せん断に大きな影響を与えていることが考えられる。以上、孤立峰は内部波を生むもの、山地斜面は成層場に大きなせん断層を生じるものと、本論文では位置づける。

日本のような島国では、風上側から孤立峰と山地斜面が並ぶ地形がしばしば見られる。つまり、風上側で生じた内部波が、山地にぶつかるような地形である。

これまで、成層場での内部波が斜面に及ぼす影響について、成層場での内部波が斜面において反射波を生じる限界、または限界を超えた場合について実験を行ったもの³⁾、成層場で斜面の影響により水深が浅くなった場合の、内部波の碎波の様子を実験により再現したもの⁴⁾、内部波が斜面で碎波することにより生じる混合を実験により調べたもの⁵⁾が存在する。これらはそれぞれ、湖沼、海洋を模擬した実験による研究であるが、成層場という点で、大気中の流れに多くの有益な情報を与えるものであるが、大気は降雨、降雪等の微物理過程も含むため、より複雑な現象を生み出している可能性がある。

そこで本論文では、勾配の大きな山地斜面前方に、内部波を生じさせる、山地斜面山頂標高より低い高さをもつ山地を配置することにより、内部波が山地斜面に及ぼす影響、およびそれによる降雨、降雪の変化を調べることを目的とする。

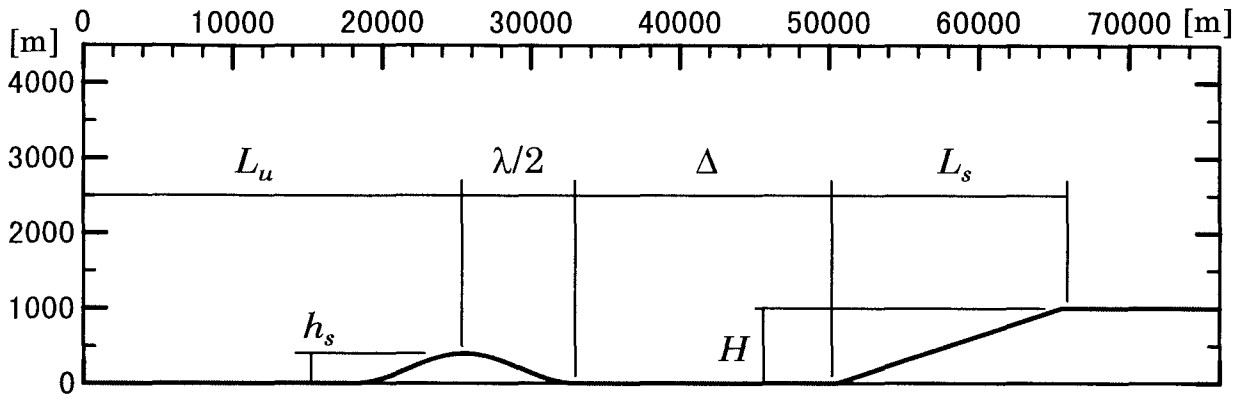


図-1 計算に用いた地形のスケール記号と概略図

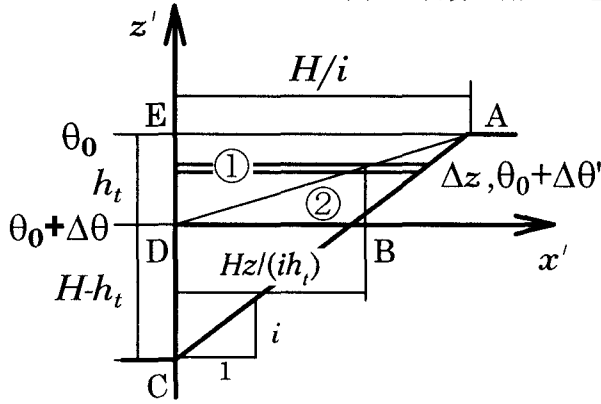


図-2 セン断層から山頂までの高さ h_t の推定

2. 計算に用いた地形と山地斜面のみの影響

大気の数値計算には、メソ気象モデルARPS(Advanced Regional Prediction System)を用いた。流れ場には、運動方程式に圧縮性非静水圧、乱流モデルにDeardorffによる1方程式LESモデルを適用した。

図-1に、計算に用いた地形の概略図を示す。計算は、図に示されるような2次元的地形の下で、3次元、横75,000m、奥行き7,500m、高さ4,500m、メッシュ間隔、500m、500m、下層50m、上層250mで行った。まずは、山地斜面による流れ場への影響を見るために、 $h_s=0\text{m}$ 、 $L_u=25,000\text{m}$ 、 $\Delta+\lambda/2=25,000\text{m}$ 、 $H=1,000\text{m}$ 、 $L_s=15,000\text{m}$ 、図の左端から右端にかけて一様風速10m/secを与え、ブラントーバイサラの振動数 $N=0.01/\text{sec}$ を与えた計算を行った。計算領域の下端から上端までの高さは、冬期間を仮定した計算とし4,500mを、最下層の温位は273Kを与え、微物理過程を考慮しない計算とした。

成層場において、勾配の大きな、または高い斜面が存在する場合には、運動エネルギーの釣り合いから山地斜面を越えて風が吹く部分と、それ以下の逆風となりうる部分が発生する。その境界には非常に大きなせん断が生じることが考えられるため、その高さを理論的に導く必要がある。図-2に、斜面における釣り合い

から、せん断層の位置を導くための記号を含む概略図を示す。ここで、 h_t はせん断層から山地山頂までの高さを示し、ブラントーバイサラの振動数が一定値で与えられていることから、せん断層から山地山頂までは線型に浮力が変化するものとする。 h_t の高さで与えられる、山頂から見ると負の浮力と示される領域①の持ち上げに必要な運動量 M_1 は、式(1)で与えられる。

$$M_1 = \int_0^{h_t} \rho_0 \frac{\Delta\theta'}{\theta_0} g(h_t - z') \frac{Hz'}{ih_t} dz' \\ = \rho_0 g H h_t^2 \frac{\Delta\theta}{12\theta_0 i} \quad (1)$$

一様風速 U が与えられたときに、斜面勾配を利用して鉛直方向に与えられる領域①における運動量 M_2 は、式(2)で与えられる。その際、地点Eには主流風速 U を、地点A、Dには風速ゼロを与えた。

$$M_2 = \int_0^{h_t} \int_0^{Hz'/ih_t} \rho_0 \left(U \frac{z'}{h_t} \frac{Hz'/ih_t - x'}{Hz'/ih_t} \right)^2 idx' dz' \\ = \rho_0 U^2 \frac{H h_t}{12} \quad (2)$$

せん断層が生じる位置は、 $M_1=M_2$ で与えられ、 $M_1 < M_2$ の範囲において、山地斜面を上昇する領域が与えられることになる。温位差をブラントーバイサラの振動数で与え、以下の計算を行うと、山地斜面における上昇流発生限界領域を示す式(3)を得ることが出来る。

$$M_1 \leq M_2 \\ h_t \leq \sqrt{i} \frac{U}{N} \quad (3)$$

$$\therefore \Delta\theta = \frac{\theta_0}{g} N^2 h_t \quad (4)$$

山地斜面のみ与えた場合における、せん断層発生高さ h_t は、 $i=1/15$ 、 $U=10\text{m/sec}$ 、 $N=0.01/\text{sec}$ であること

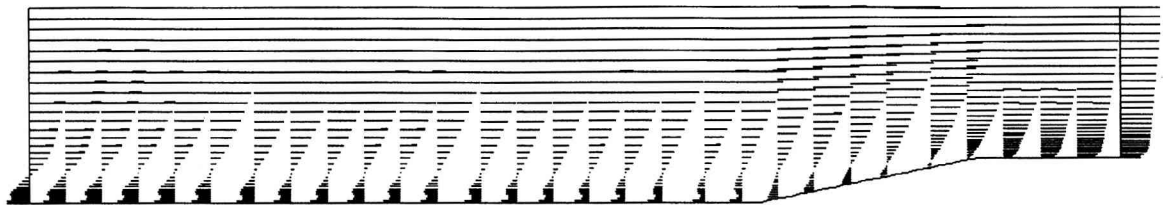


図-3 計算開始10800sec後における中央鉛直断面における風ベクトル

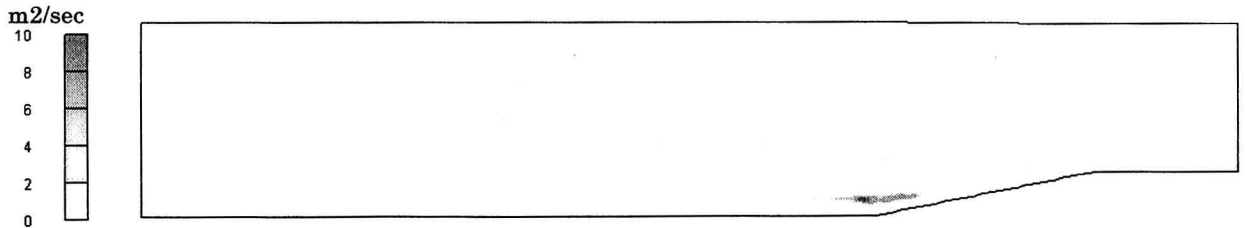


図-4 計算開始14400sec後における中央鉛直断面における渦粘性係数

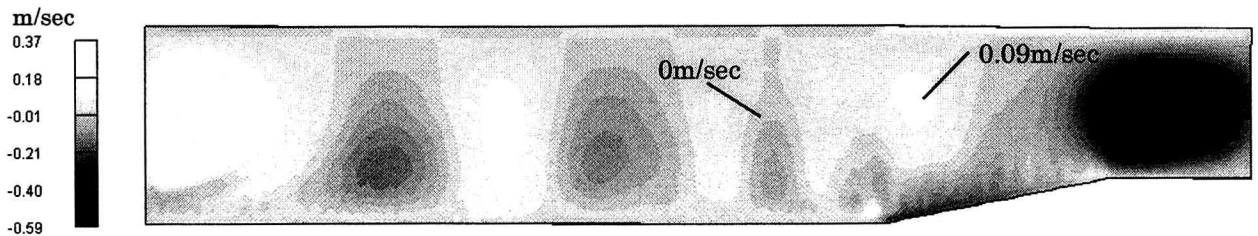


図-5 計算開始14400sec後における中央鉛直断面における鉛直風速分布

から、 $h_t=258\text{m}$ で与えられる。

図-3に、計算開始14400sec後の主流方向中央における鉛直断面の風ベクトル図を示す。主流により山地斜面を越えることの出来なかった気塊が、山地斜面を下り逆風となっている様子が再現されている。計算で得られた、風速がゼロを示すせん断層から山地斜面までの高さはおよ300mであり、理論解である $h_t=258\text{m}$ と非常に近い値を示していた。

解析を行う時間について、図-3からも分かる通り、地表面付近の逆風がこの時点ですでに上流端にまで及んでおり、その後大きな変化をしなかったことから、14400sec後における値を解析対象時間とした。図-4に、14400sec後における渦粘性係数の分布図、図-5に、鉛直風速分布図を示す。定常に近い状態において、LESモデルにおける渦粘性係数は、乱れエネルギーと正の比例の関係にあることから、渦粘性係数が大きな値を示している領域を、大きな乱れが生じている領域と考える。以上のことから、図-4より乱れが大きく働いている部分は、山地斜面付近のせん断層であることが分かる。

鉛直風速分布について、大きな場では、計算領域高さである上昇流が、山地斜面の前方全域に渡って発生していることが分かる。山地斜面上では、大きな渦粘性係数の分布に見られたせん断と関係する下降流が見られ、上方には地形効果で与えられる上昇流が発生していた。斜面後方における大きな下降流は、断面が急縮する事により地表面付近の風速が大きくなり、それ

を補償するために生じたものと思われる。

次に、せん断層以下における、下降流の大きさを計算する。図-2の領域②における浮力による流れが、斜面に流線が平行であると仮定し、ベルヌイの定理を用いて導くと、C-Dにおいて式(5)で風速分布 u_s が与えられる。

$$u_s(z') = \left(-2g \frac{\Delta\theta}{(1+i^2)\theta_0} \frac{h_t}{H-h_t} z' \right)^{1/2} \quad (5)$$

式(4)により、 $\Delta\theta=0.719\text{K}$ であり、 $u_s(z'=-H+h_t)$ は3.63m/secとなる。数値計算では u_s はおおよそ4.0m/secでありよい一致を示していた。

3. 前方におかれた山地の影響(Dry)

山地斜面前方に山地が存在する場合、その山地の波長がどのように全体の流れ場に影響を与えるか調べる。山地斜面のみの計算において、せん断層が生じる位置が、理論的に $h_t=258\text{m}$ 、数値計算において $h_t=300\text{m}$ と得られたことから、前方山地の高さ h_s は、せん断層のおおよそ半分よりやや高い、 $h_s=400\text{m}$ を与えることとした。

これまでの研究で、成層場が存在する斜面に内部波がぶつかる場合には、その成層による斜面の勾配を考慮した波数と、内部波による波数の関係から内部構造が区分されることが示されている³⁾。式(6)に限界状態が1で示される判別式を示す。式(8)は限界波数を示

し、式(7)は前方山地による波数を示す。 $\gamma > 1$ において、限界を越えた状態となり、エネルギーの散逸等が大きくなる。

$$\gamma = \omega / \omega_c \tag{6}$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \omega = 2\pi \frac{U}{\lambda} \end{array} \right. \tag{7}$$

$$\omega_c = N \sin \beta \tag{8}$$

ここで、 β ：山地斜面の傾斜角である。本研究では、山地斜面の傾斜角を一定値である $\tan^{-1}(H/L_s)=0.0666\pi$ としており、限界状態における前方山地の波数を計算すると、 $\lambda=94,500\text{m}$ となる。つまり、これ以上の波長が与えられない限り、山地斜面にぶつかる内部波は限界を超えた状態であることを示し、このように波長の大きな山地が単独で存在しているとは考えにくく、実際では限界を越えた状態が多く存在していることを示している。さらに、内部波に影響を及ぼす山地波長は、式(9)で示される値以上であることが必要であることから、山地波長は $6,280\text{m} \leq \lambda \leq 94,500\text{m}$ の範囲内で設定することとした。表-1に、計算を行った条件と λ の値を示す。なお、常に上流端から前方山地までの距離 L_u 、前方山地と後方山地斜面下端との距離 $\lambda/2+\Delta$ を一定値とした。

$$\frac{\omega}{N} \leq 1 \tag{9}$$

表-1 計算条件				
	L_u	λ	Δ	γ
case1	25,000m	7,000m	21,500m	13.5
case2	25,000m	10,000m	15,000m	9.45
case3	25,000m	15,000m	17,500m	6.30
case4	25,000m	20,000m	15,000m	4.72
case5	25,000m	30,000m	10,000m	3.15
case6	25,000m	40,000m	5,000m	2.36

図-6に、図-4と同様な凡例で示された、case1からcase6における、前方山地中央から後方斜面下流端までと、鉛直方向には地表面付近のみ取り出した渦粘性係数の分布図を示す。なお、前方に山をおいた場合の計算は、定常に達するまで山無より時間がかかったため、18,000sec後における結果を解析対象時間とする。case1において、内部波の波長と山地の波長がほぼ一致するため、風速ゼロを示すせん断層における渦粘性係数が、全体的に大きな値で分布しているのが分かる。以降case3まで、内部波の卓越波長より山地の波長が長くなることで共振を起こすことが出来ず、小さな値の渦粘性係数が分布している。しかし、case4以降、再び渦粘性係数の大きな領域が全体に広がっている。

図-7に、図-5と同様な凡例で示された、図-6と同様

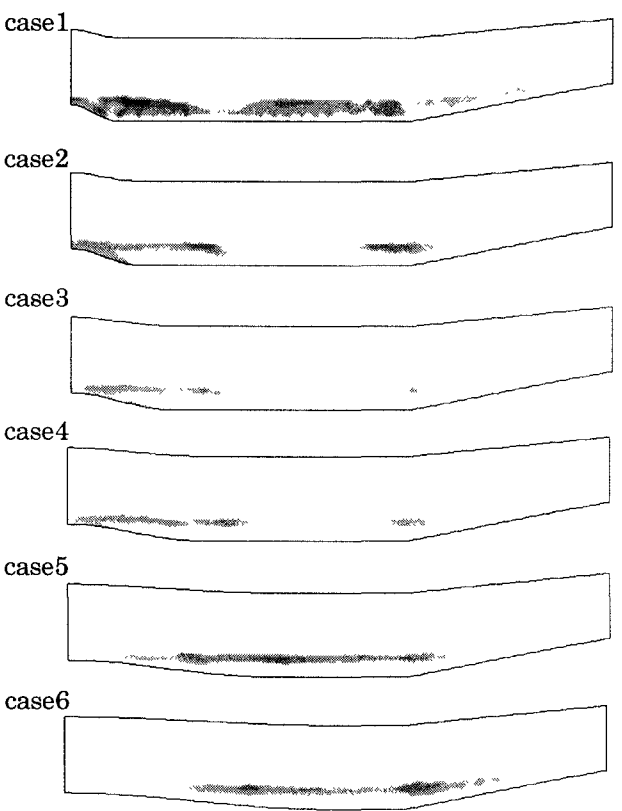


図-6 case1からcase6における中央鉛直断面での渦粘性係数分布

なケースにおける鉛直風速の分布図を示す。後方山地斜面と水平面との間付近における上昇流が、case1からcase4まで減少しているのが分かる。渦粘性係数における考察と同じく、山地波長と内部波との共振の抑制によるものと思われる。ところが、前方山地波長がより大きくなるにつれて、case6まで再び上昇風速が大きくなっている。

これら山地波長の増加に伴う上昇下降域の増大は、図-6中の山地のスティープネス(式(10))と関係付けられる。case1からcase6にかけて、山のスティープネスが減少することにより、発生する波のスティープネスも小さくなっている。そのため、case1よりのものは、後方斜面に達するまでに、そのスティープネスの大きさゆえ、内部波と共振しなければエネルギーの減衰が大きく、大きなせん断層を形成出来ず、スティープネスの小さなcase6の方が、大きなせん断層を生じたものと思われる。

$$\Gamma \approx \frac{h_s}{\lambda} \tag{10}$$

ここで、 Γ ：山地のスティープネスを示す。さらに、前方山地波長が後方斜面長より大きくなることにより、斜面上で内部波が碎波を起こすことなく、エネルギーの散逸が生じなかったことも、山地波長が大きな場合において斜面上で大きな上昇下降流域を形成した

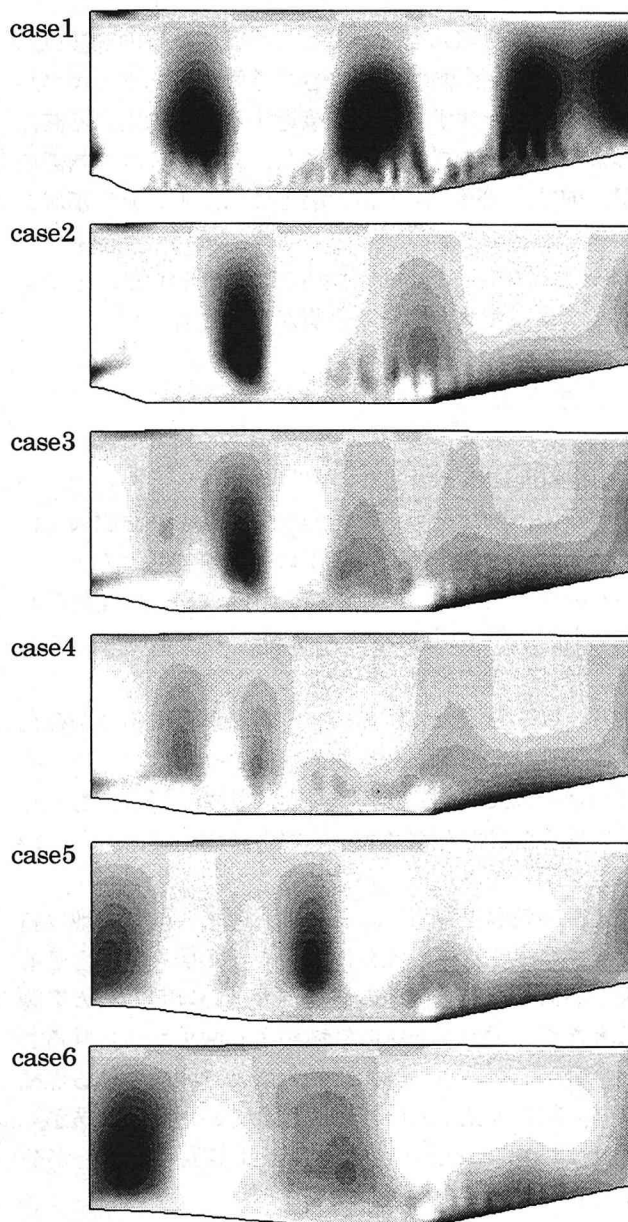


図-7 case1からcase6における中央鉛直断面での鉛直風速分布

ものと思われる。

4. 微物理過程を考慮した前方におかれた山地の影響

微物理過程を考慮し、前節と同様の計算を行った場合について検討する。計算は、前方に山を置かない場合、case1, case4, case6について行い、相対湿度を90%とし、雪の生成が起こりやすい状態にした。なお、プラント-バイサラの振動数は、湿潤大気の温位を乾燥大気の温位に変換したもので与え、その値は $N=0.01/\text{sec}$ とした。図-8に、斜面のみにおける18,000sec後の中央断面における風ベクトル図、鉛直風速コンタ図、雪の混合比のコンタ図を示す。風ベクト

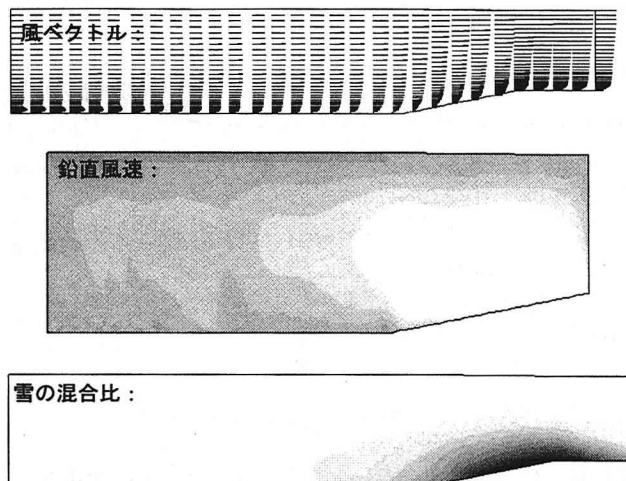


図-8 微物理過程を考慮した18,000sec後の中央鉛直断面での風ベクトル、鉛直風速コンタ、雪の混合比

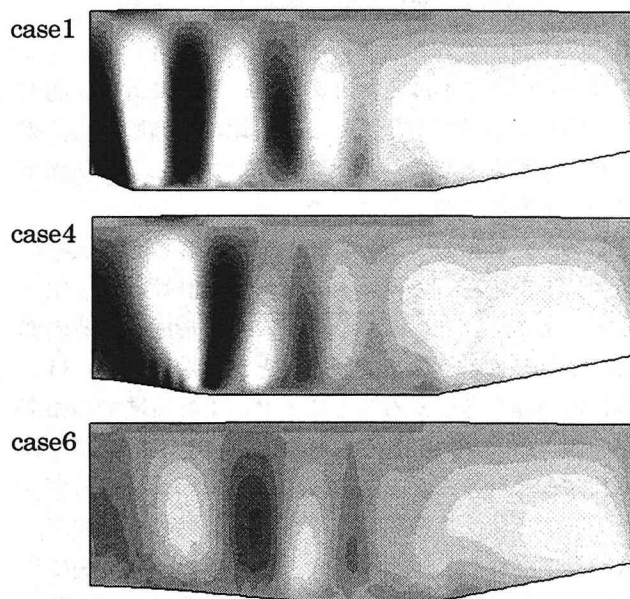


図-9 case1, case4, case6における中央鉛直断面での鉛直風速分布

ルについて、乾燥大気の計算と大きく異なり、ポテンシャルに近く、斜面上に端を発するせん断層を生じていない。これは、本研究における地形を与えた場合にポテンシャル流が示す流速分布、具体的には斜面での上昇流、斜面上流端での水平風速の地表面付近での減少であるが、それと定量的に図-8の風速分布が一致した事による。大気中の相変化を考慮した場合、例えば水蒸気が雲水へと相変化する際に潜熱の開放が行われる。そのため、本節での計算において、斜面上を持ち上げられた水蒸気が潜熱を開放し、正の浮力を斜面上に与えることで、プラント-バイサラの振動数を減少させ、成層の度合いを弱くし、せん断層の発生を抑えるシステムが働いたものと思われる。さらに、せん断

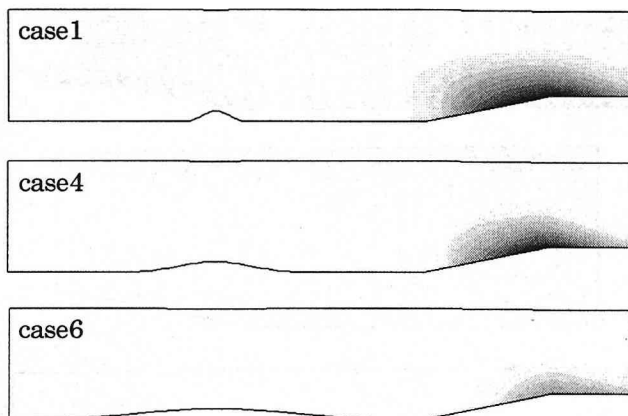


図-10 case1, case4, case6における中央鉛直断面での雪の混合比分布図

層以下で解放されるべき潜熱の量を知ることにより、雲水の発生量を知ることが出来る。

鉛直流速については、せん断層が作られないため、単純に斜面上で大きな値を示し、雪の混合比の大きな領域を斜面上に形成した。計算は、定常に近い状態まで行われた結果であり、雪の混合比の分布図から、雪の発生は斜面下端から上流側に向けて、およそ斜面長の長さ分影響を及ぼしていた。

図-9に、case1, case4, case6における鉛直風速分布図を示す。図-7の乾燥大気における計算結果と比べると、全体的に上昇流、下降流により形成される内部波の波数が大きくなっていることが分かる。これは、微物理過程を考慮することにより、上昇流域での相変化に伴う正の浮力が供給され、上昇流、下降流がそれぞれ大きくなることで内部波の振幅を増大させ、ブラント・パイサラの振動数で示される波数の内部波が、卓越して現れたと思われる。これに伴い、斜面長に比して大きな波長の山地が与えられた場合には、斜面上で内部波が砕波を起こさなかったものが、波数の増大による波長の減少により砕波を起こしやすい状態が形成された。例えば、case4だと $L_s/\lambda < 1$ であり、乾燥大気状態では、図-7の斜面上の下降流の分布が振動していないことに示されるように、砕波が生じていないが、図-8では下降流域は小さく、その分布は非常に狭い幅の中で振動しており、砕波に近い状態が斜面上で生じたものと思われる。

図-10に、図-8と同じコンタで示される雪の混合比の18,000sec後の分布図を示す。前方山地の波長が大きくなるに従い、雪の混合比の大きな部分が下流側へと移動しているのが分かる。さらに、最大値も徐々に小さくなっている。乾燥大気の場合には、前方山地の波長と内部波の波長が一致する場合、もしくは山地の波長の大きな場合において、斜面上で大きな鉛直風速を示しており、両方で雪の発生の強化が予想された。

しかし、微物理過程を考慮した場合には、内部波は斜面での雪の発生領域を減少させる働きがあり、エネルギーの減衰をせずに斜面に接近することの出来る波、つまりステープネスの小さな、波長の大きな内部波が、前方山地高さが一定の場合には、雪の発生領域を減少させることが分かった。なお、紙面の都合上発表のみとするが、相対湿度を70%程度とすることにより、ブロッキングによる雪雲が発生した。

5. まとめ

山地斜面上に様々な波数の内部波を与えることで、一定の浮力振動数をもった乾燥大気、および湿潤大気における数値計算を行い、以下の結果が得られた。

- (1) 乾燥大気において、風速、斜面勾配と斜面長が与えられた場合に生じるせん断層の高さを理論的に導き、数値計算の結果と一致することを示した。
- (2) 一般に乾燥大気において、斜面前方に山地が存在する場合、 $\gamma > 1.0$ であることが分かった。さらに、前方山地の波長が内部波の波長と一致する場合、もしくは山地の波長が非常に大きい場合において、大きな揺らぎを示すことが分かった。
- (3) 微物理過程を用いた計算において、前方山地は斜面上に発生する雪の混合比の大きな領域を減少させる働きがあり、前方山地の波長が大きいほど、その影響は大きく、雪の混合比の領域がより減少させられることが分かった。さらに、相変化により開放される熱により、乾燥大気において形成されていたせん断層が発生せず、ポテンシャルに近い流れが生じることが分かった。

参考文献

- (1) 斎藤和雄, G.Doms, U.Schaettler, J.Steppeler: ドイツ気象局地モデルと気象研究所非静力学メソスケールモデルの比較, 1998年春季大会講演予稿集, p.251, 1998.
- (2) 中山恵介, 畑端良一: 風の場合が降雨域に及ぼす影響, 1998年度水文水資源学会予稿集, pp., 1998.
- (3) I.P.D.DE SILVA, J.IMBERGER & G.N.IVEY: Localized mixing due to a breaking internal wave, J.Fluid Mech., vol.350, pp.1-27, 1997.
- (4) TIMOTHY W.KAO, FUH-SHING PAN & DOMINIQUE RENOARD: Internal solitons on the pycnocline: generation, propagation, and shoaling and breaking over a slope, J.Fluid Mech., vol.159, pp.19-53, 1985.
- (5) G.N.IVEY & R.I.NOKES: Vertical mixing due to the breaking of critical internal waves on sloping boundaries, J.Fluid Mech., vol.204, pp.479-500, 1989.

(1998. 9.30受付)