

報 文

台形模型下流の気流に関する風洞実験

林 陽 生

I ま え が き

地形と気流に関する研究, 例えば, フェーンやそれにともない出現する雲については, すでに19世紀の後半からおこなわれている (Yoshino, 1975)。1940年代に入ると, グライダー飛行者による山岳波の知識が蓄積され (Alaka, 1960), いわゆる Topometeorology が発達した。日本においても, おろしの現地観測等が各地でおこなわれ, 地形条件と気象条件がそろえばどこにでも発生することが認められた。この結果, 例えば岡山県北部に発生する広戸風について, 総合調査報告がまとめられた (大阪管区気象台, 1956)。その後, 相馬 (1969), 荒川 (1975) は, おろしを中心とした山越え気流を論じ, 大西・古川 (1975) は, 山越え気流の力学をまとめた。

大気運動に関する研究手段を大別すると, 現地観測, 数値実験, 模型実験の3つが考えられる。模型実験による手段は, 決して単独で存在するものでなく, 他の2つの手段と常に共存している。すなわち, 実験的手法は現地観測を実証し, その未知の部分を推定するという役割を持つ。佐藤・恩田 (1974) によると, 模型実験の最大の特徴は, 大気中の複雑な現象をそっくりそのまま風洞内に作することは不可能なので, 自然の断片を再現し, その結果得られた知識を組み合わせる, すなわち, 特殊なく種類もの風洞を用いて, 自然を分割して研究するところにあるといえる。以上

のような状況から, 最近大気の安定度を制御する風洞が各方面で作成されつつある。

このような立場から, 密度安定成層を形成する成層風洞を用いて, 2次元的な斜面の風下を吹き降ろす流れ (おろし), に関する模型実験をおこなった。以下に, その概要を記して, 今後の研究の基礎とする。

II 実験装置と流れの可視化

(1) 実験装置

実験に用いた風洞は ゲッチングンタイプで, 50cm(W)×55cm(H)×140cm(L)の測定部を持ち, 上方と側方から観察が可能である (図1)。ファン付きモーターを2列6段に並べ, それぞれに与える電圧を調整して, 任意の速度プロファイルを得ることが可能である。測定部上面の開口部をアクリル樹脂板でふさぐことにより, 風洞内にほとんど密閉な状態を作ることができる。従って, 空気と混合したフロン 22 ガスを注入して, 安定成層を形成させることができる。実験に用いたフロンはジフロロモノクロロメタン(CHClF_2), 分子量 86.5, 沸点 -40.8°C , 常温1気圧での空気に対する比重は約3.1である。

模型は単純化した2次元モデルを用いた。模型の高さは8.0cmで, 風下斜面の傾斜角を約 32.0° として, 肩とふもとの部分にはまる味を持たせた。上流側には風切板を設け, 気流がスムーズに模型の上に乗るよう配慮した。斜面を有する台形

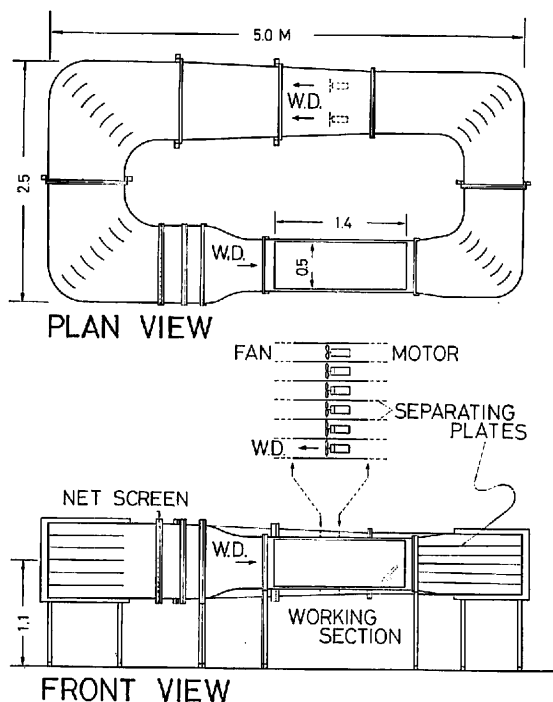


図 1 風洞の概観

部分の表面材質はアルミニウム板、底板は表面に 1 mm 以下の細かな凹凸の付いたアクリル樹脂板を用いた。

流速測定には熱線流速計 (KANOMAX-24-3111) を用いた。センサーには、直径 5μ の白金抵抗線を用い、測定誤差は常温で $\pm 2\%$ である。流速計を、測定部上面のトラバース装置に取り付けた。密度安定度は比重計で測定した。

(2) 気流の可視化

気流の可視化にはいろいろな方法がある (坂上・種子田, 1975) が、今回は主として次の 2 つの方法を用いた。(i) 流動パラフィンを加熱して発生させた白色の蒸気を、測定部の上流から流入する。この方法による特徴は次のようである。白煙は非常に軽いので追従性は良いが拡散され易いため、乱れが大きな気流中では不適當である。白煙流入部の高さを調節して、観察すべき流れの層を自由に選択できる。また白煙流入部を複数設ければ、同時に多層の気流を観察することができる。(ii) 直径 1 ~ 2 mm のシャボン玉を測定部上流に流入する。この方法によると、シャボン玉の自重のため真の流れに対する追従性がいくぶん悪くなるが、乱れの大きな気流中でも追跡が容易である。またストロボフラッシュを用いて観察すれば、シャボン玉の軌跡から流速を求めることができる。

以上のように、2 つの方法にはそれぞれ長所短所があるが、今回の実験では、(i) を実験初期におよその流れを識別する場合、(ii) は流れを写真撮影して解析する場合に用いた。

III 実験方法

図 2 に示したように、風洞内に模型を設置し、A ~ J の 10 点を定め、各点における平板上 20.5 cm までの速度プロファイル測定した。密度成層を形成させた場合には、同時に A 点の台形模型上 1.0 cm の定点 (P) で比重を測定した。風洞内の

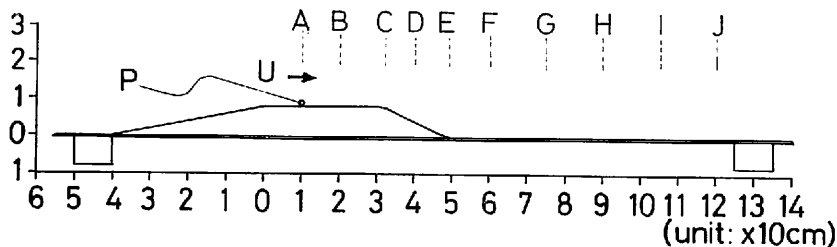


図 2 模型の概略と測定点の位置

A の模型上 8.0 cm における流速を一般流速 U とし、密度成層を形成させた場合は、同じく 1.0 cm の P 点を定点としてこの点の比重を測定する。

表 1 実験条件

小数字は指数を示す。

$$R = \frac{U l}{\nu}, \quad F = \frac{U^2}{g l}$$

成層状態	中 立 (S=1,000)					安 定 (S=1,050)				
U cm/s	6.0	11.5	22.0	34.5	45.0	12.5	16.0	21.5	31.5	42.5
R 数	0.3 ³	0.3 ³	1.2 ³	1.8 ³	2.4 ³	0.8 ⁴	1.0 ⁴	1.4 ⁴	2.0 ⁴	2.7 ⁴
F 数	0.1 ⁻¹	0.2 ⁻¹	0.6 ⁻¹	1.5 ⁻¹	2.6 ⁻¹	0.2 ⁻¹	0.3 ⁻¹	0.5 ⁻¹	1.0 ⁻¹	1.8 ⁻¹

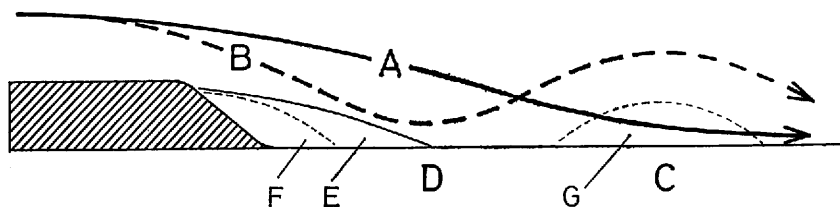


図 3 流れ模様の概念図

気流 A は C で再付着し、E に死水領域を形成する。気流 B は D で再付着し、F に死水領域、G に回転流域を形成する。

一般流速 (U) は、A 点の模型上 8.0 cm, すなわち模型の 2 倍の高さにおける流速とし、全ての測定は流れが定常状態に達した後におこなった。

流速測定は下層ほど密に、上層ほど粗におこない、できるだけスムーズなプロファイルが得られるよう配慮した。シャボン玉を用いた写真撮影にはストロボフラッシュを使い、フラッシュ間隔を 0.2 sec として、シャボン玉の移動の様子が解析できるようにした。

写真撮影に際し、照明ライトの熱によって風洞内が局部的に加熱されることを防ぐため、ライトの前面を断熱ガラスフィルターで保護した。なお、撮影レンズには、PC-ニコールを用いた。

次に実験技術上の問題点につき少しふれておく。熱線流速計で測定した値はスカラー量であるので、D・E・F 点のように模型の陰になる部分の流速プロファイルを知ろうとする場合には、流れの方向を測定する必要がある。測定部の上流から流されたトレーサーが模型の陰に入り込むのは偶然に支配され、その確率は少ない。そこで、本実験では、流れを乱さぬよう工夫した棒に線香を取

り付け、陰になる領域に挿入して、線香の白煙をトレーサーに用いて流れの方向を測定した。しかし、これ等の領域内は概して流速が小さく、詳細な流れ方向を知るためには、さらに測定技術的改良の余地がある。

実験は表 1 に示した 10 ケースについておこなった。U は一般流速、S は定点における比重である。実験結果を互いに比較する目安として、代表的な長さ (l) に模型の高さ、密度比 ($d\rho$) に定点の比重を用い、Reynolds 数と Froude 数を計算した。

IV 実験結果および 2・3 の考察

本実験は、中立および 5% の安定の成層条件をあたえた場合、そこに発生する流れ模様が一般流速の変化にともない、どのように変わるかを知らうとするものである。

実験結果をまとめて得られた、流れ模様の概念図を 3 図に示す。大別して (A), (B) 2 種類のパターンがあり、流れの再付着点は、流速が増すにつれて下流へ移動する傾向がある。(A) の気流は中立条件下で発生し、斜面後方に死水領域が形成される。

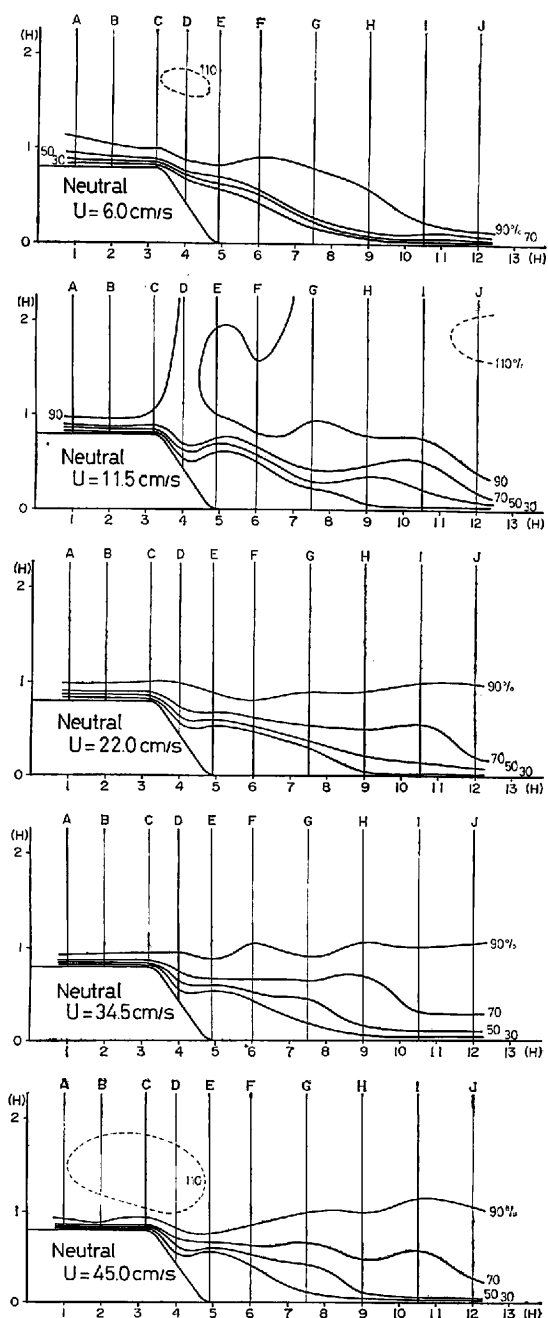


図 5 a 中立状態の流速分布

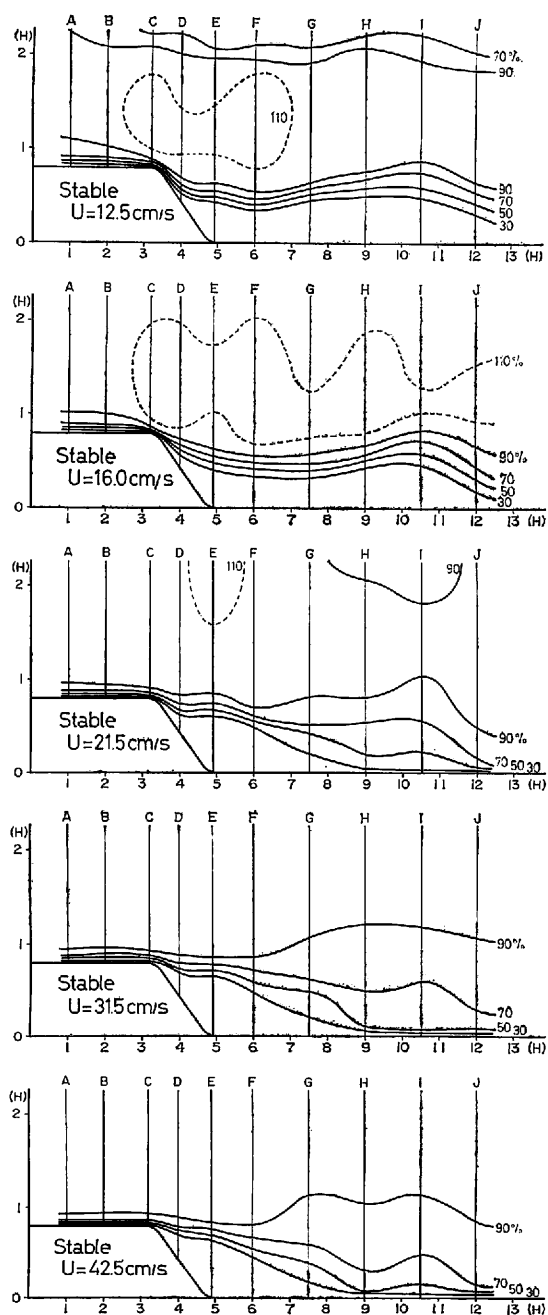


図 5 b 安定状態の流速分布

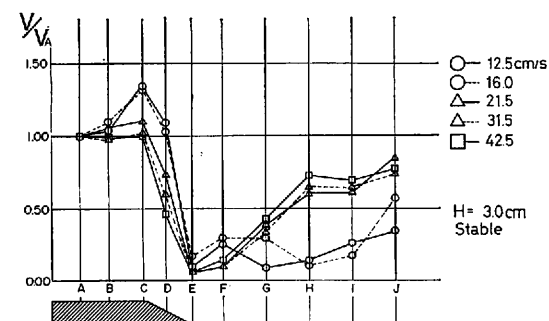
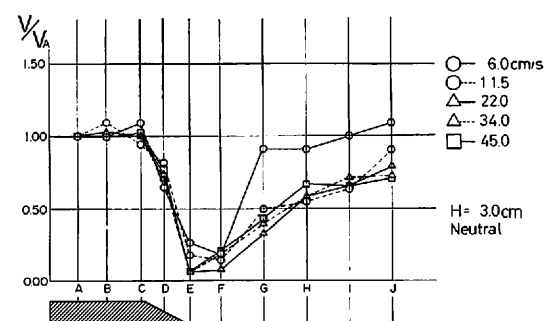
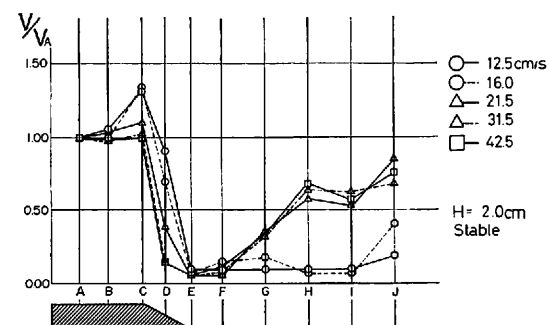
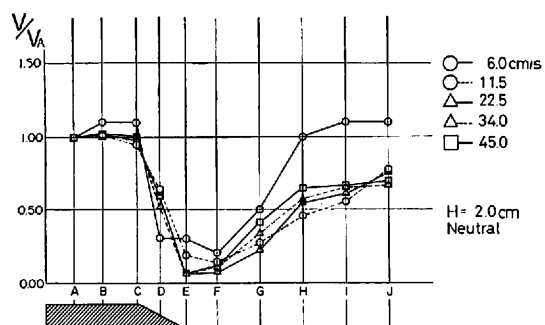
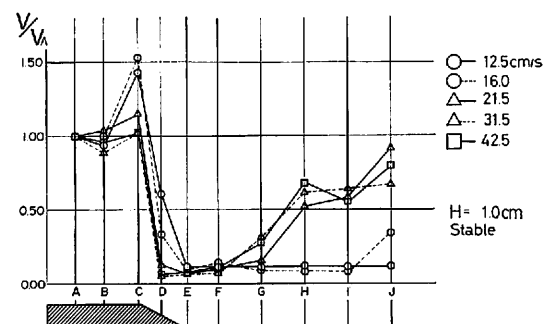
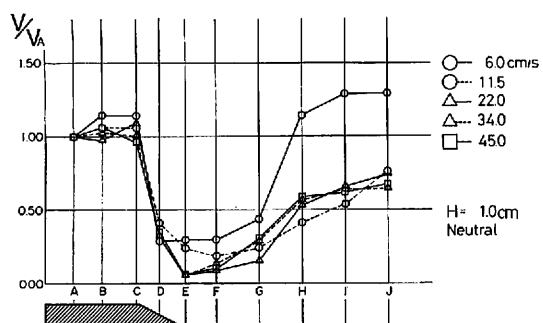
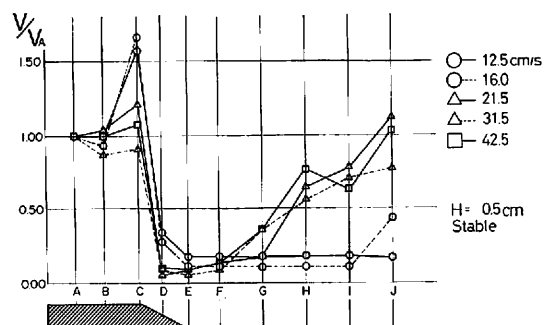
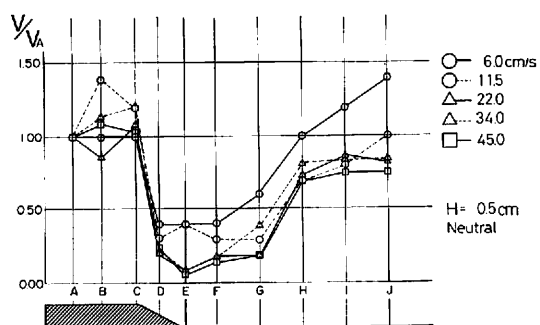


図 6 a 中立状態の速度比分布

図 6 b 安定状態の速度比分布

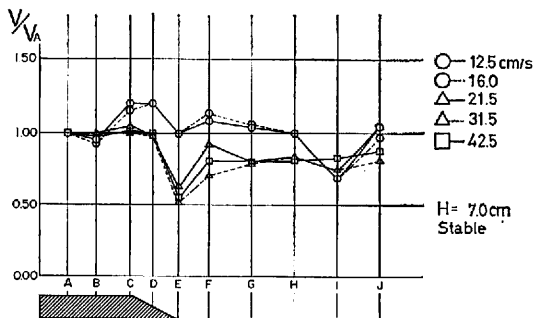
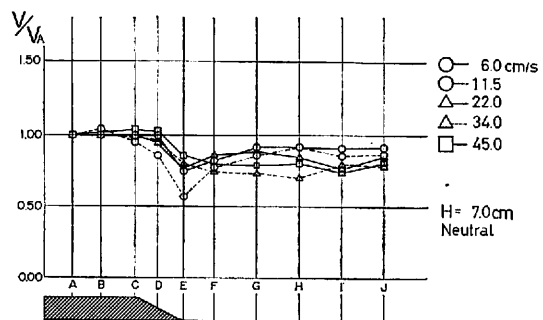
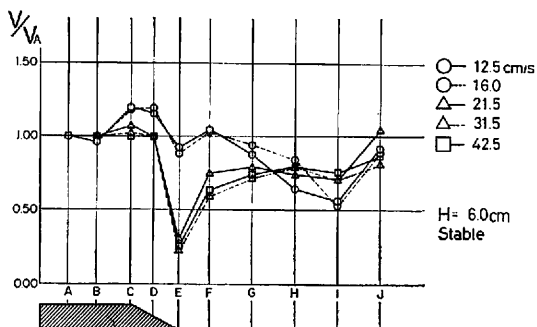
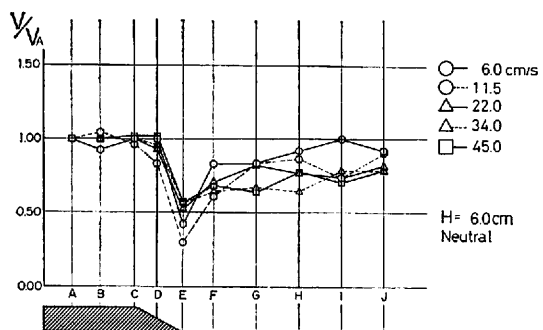
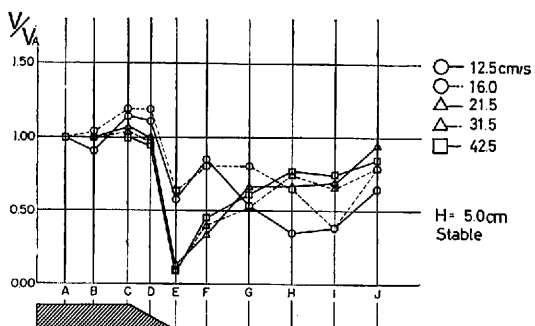
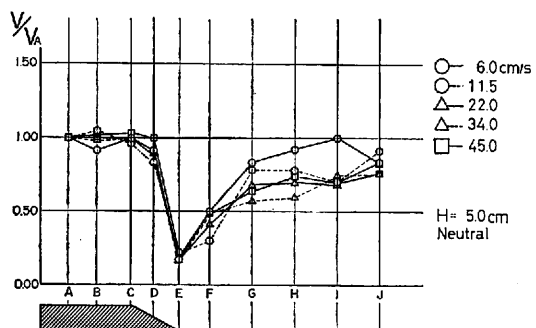
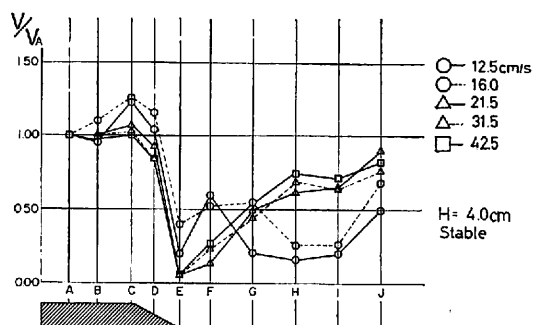
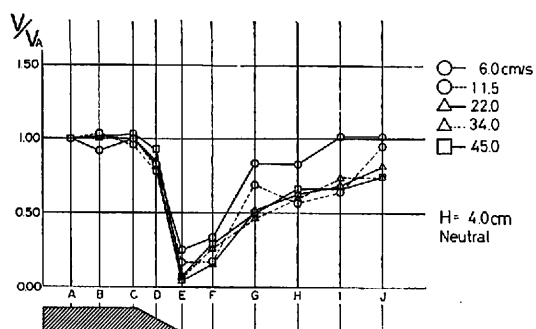


図 6 a 中立状態の速度比分布

図 6 b 安定状態の速度比分布

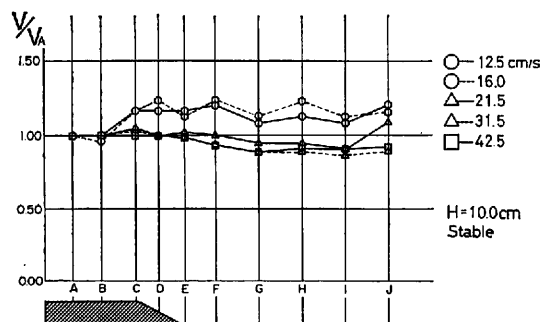
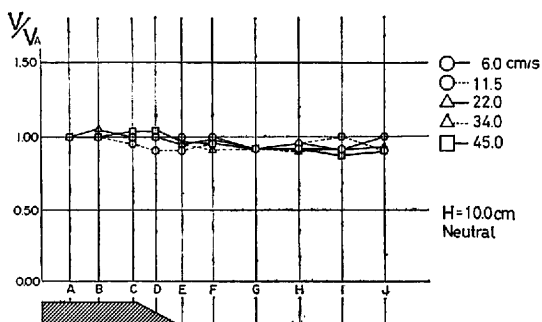
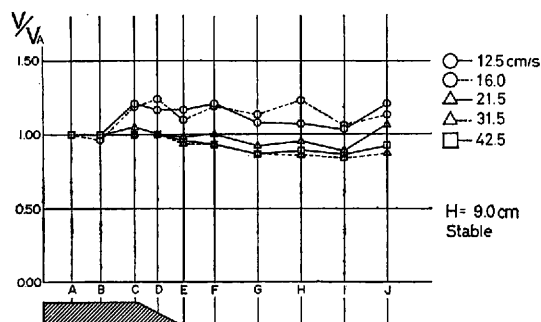
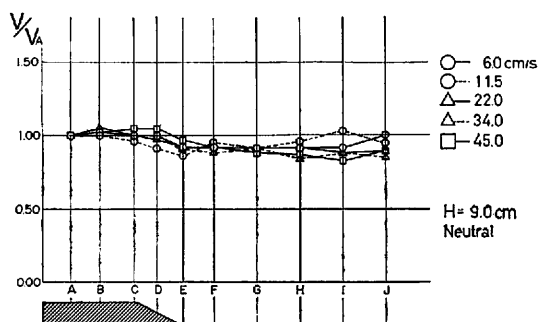
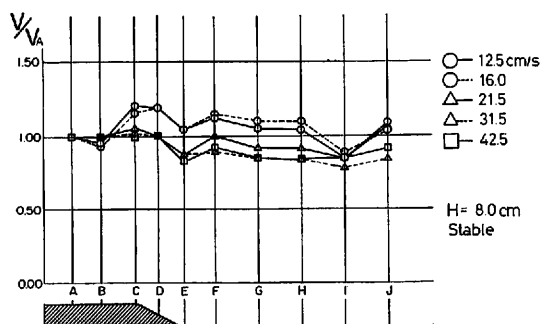
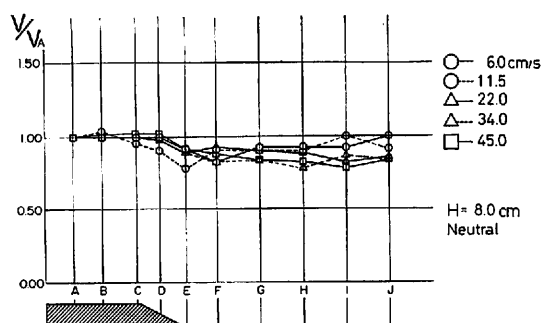


図 6 a 中立状態の速度比分布

図 6 b 安定状態の速度比分布

再付着点は比較的下流の㉔部となる。㉔の気流は安定条件下で、 $U=12.5, 16.0\text{cm/s}$ の場合に出現し、死水領域は小さくなるが、㉔部の下層に新たに回転流域を形成し、気流全体は定常波の形態を示す。再付着点は㉔部となる。流速が増すと、定常波は消え、㉔の気流となる。死水領域と回転流域内の気流は弱い、模型表面で一般流と逆向の流れが出現する。

(1) 速度プロファイル

流れ方向に沿う縦：横=1：1の断面図に、速度プロファイルを記入した(図4)。

一般に、流速が大きいほど、斜面の影響は下流におよぶ。安定かつ $U=12.5, 16.0\text{cm/s}$ の条件下で定常波が発生している。特に後者の場合、顕著に発生する。これは流速分布図によると、さらに明瞭に示される。

(2) 流速分布

速度プロファイルから、断面における流速分布を求め、各ケースごとの一般流速(U)に対する比率(%)を用いて図5を作成した。等値線の間隔は20%ごととし、一般流以上の流速が出現する領域は破線で囲った。なお、10%以下の領域は、

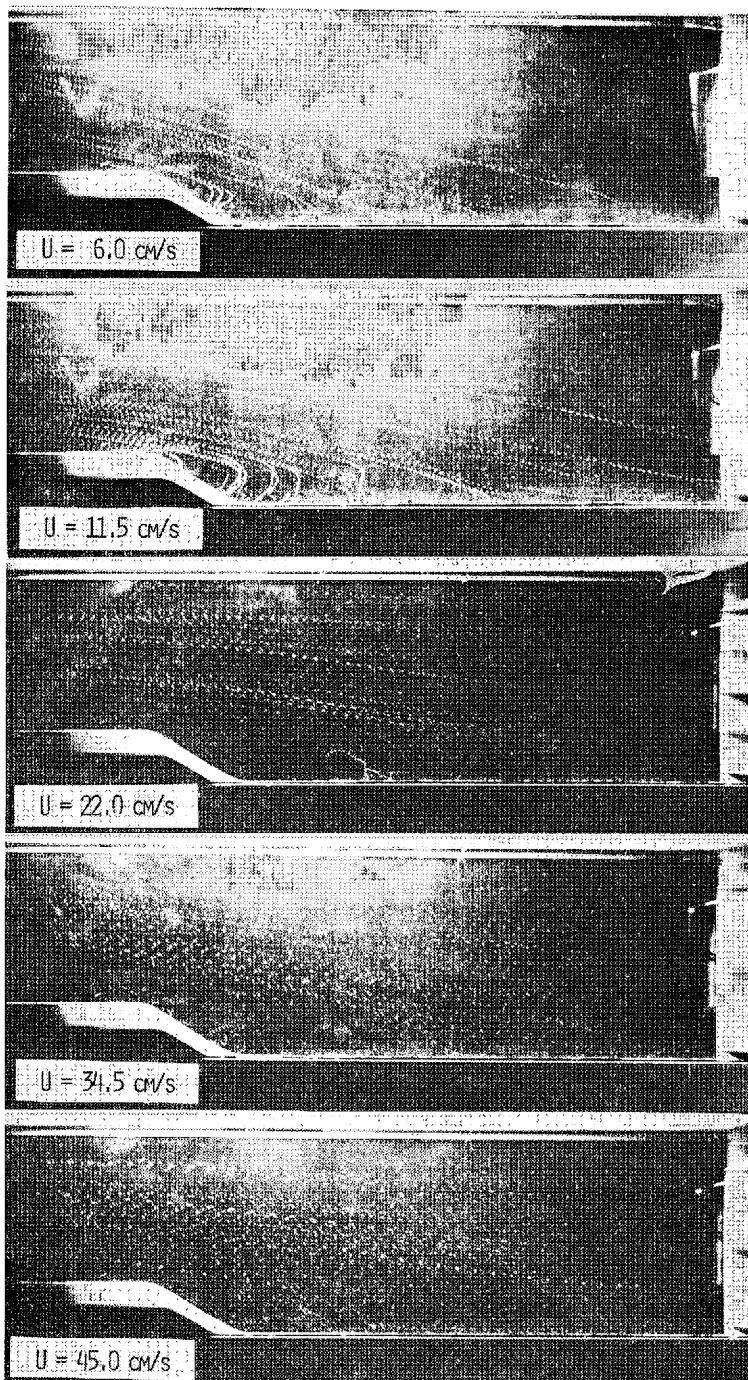


図 7 a 中立状態の流れ模様 (シャボン玉法)

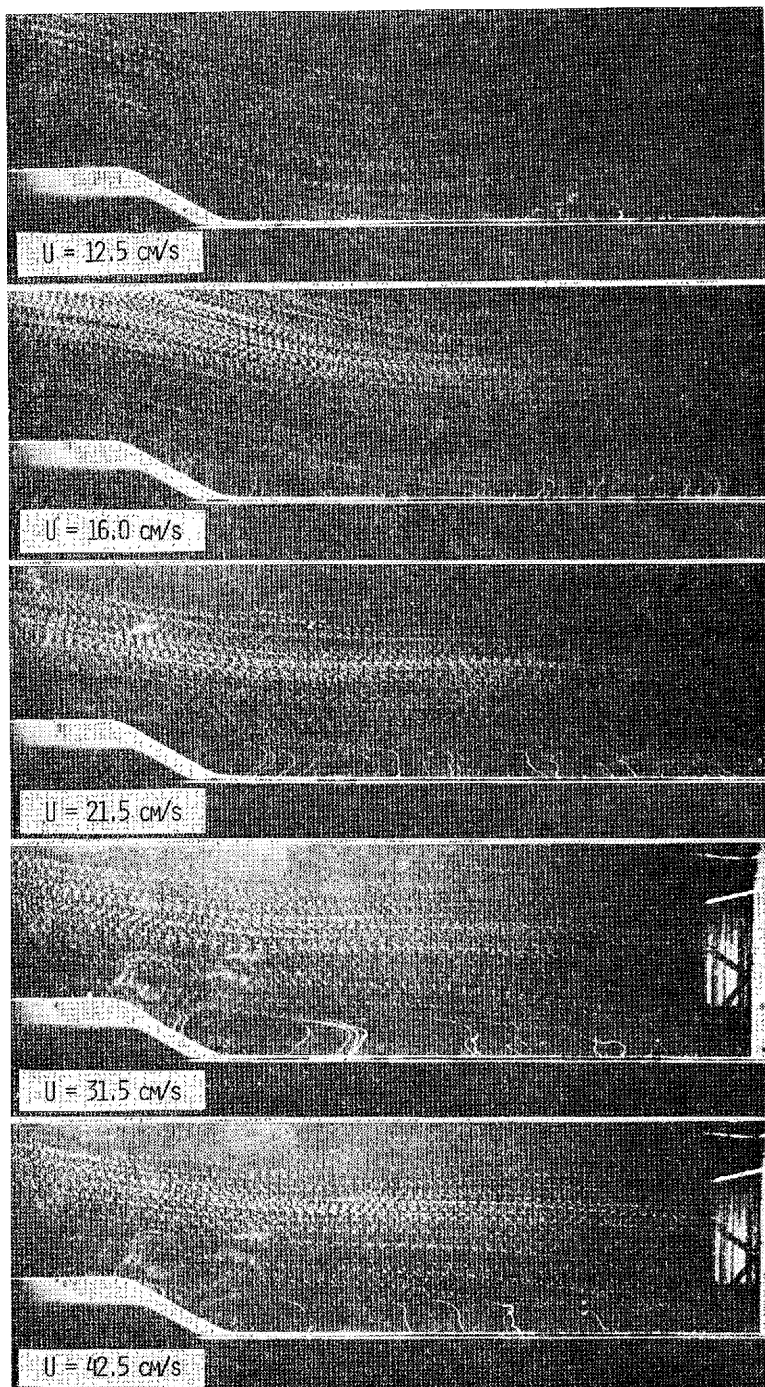


図 7 b 安定状態の流れ模様 (シャボン玉法)

多くの場合模型表面上0.5cm以下となり、測定不可能なので省略した。

中立の場合、一般流の流速が小さいと等値線間隔は狭く、下流ほどさがっているが、一般流が増すにつれ広く、下流ほどあがる。この傾向は、一般流が増すにつれ、斜面の影響が下流に広がることを示している。

定常波が発生する条件下では、斜面の肩の部分から下流にかけて、一般流以上の流速が出現する。等値線は明瞭な波状を呈す。 $U=12.5, 16.0$ cm/s を比較すると、波形状が移動している。すなわち、流速が増すと波形状が下流側へ延び、波長が長くなる。 $U=21.5$ cm/s 以上になると、定常波は消滅する。

(3) 速度比

模型表面上0.5～10.0cmの11層の高さごとに、それぞれA点の流速(V_A)に対する下流側の流速(V)の割合を速度比(V/V_A)とし、この流れ方向に沿った分布を図6に示した。一高度につき、中立と安定の場合を分け、一般流の異なる5ケースを一つの図にまとめた。

全体的に、模型表面近くのD・E・F・G点で $V/V_A=0.5$ 以下となり、斜面の影響が顕著に現われる。 $H=8.0$ cm以上になると、その影響は非常に小さくなる。一般に、E点で最小となり、これより下流に向い一般流の流速を回復する。定常波が形成される場合は、C・D点で大きく、H・I・J点で小さくなる。この傾向は模型の表面に近いほど顕著となる。

(4) 流れ模様の写真

次に、シャボン玉をトレーサーに用いて、流れ模様の写真撮影をおこなった結果を示す(図7)。シャボン玉には自重があるので、流速の弱い死水領域や回転流域に入ると、垂直的に落下する。場合によっては、これ等の領域内の底板近くで生じた逆流のため、上流方向へ流される。写真には、特に一般流速が弱い場合の死水領域と、定常波を生じた場合の回転流域が明瞭に示されている。

再付着点は、シャボン玉の軌跡が水平に近い角度で、底板の表面に接する点といえることができる。

シャボン玉を用いた流れ模様の写真から、流速を求め、測定値と対比することは興味あるが、それ等は今後の課題とし、ここでは流れ模様の概略を示すにとどめた。

V ま と め

実験結果から、模型を吹き越す気流パターンに2種類あり、ひとつは単なる吹きおろしで、他は定常波を示すことがわかった。この定常波を発生させる実験条件は、安定かつ $U=12.5, 16.0$ cm/sである。すなわち、実際の地形にあてはめれば、定常波が発生するためには、山頂高度付近で安定成層が形成され、適度な風速が維持されることが必要条件であることが推測される。

本実験をおこなうにあたって、心よく風洞実験装置を貸して下さり、多くの助言をいただいた、気象研究所物理気象研究部、相馬清二博士に文末ながら感謝の意を表します。

文 献

- 荒川・大西・古川他(1975): 海陸風と山越え気流。
気象研究ノート 125, 180P.
大阪管区气象台(1956): 広戸風—総合調査報告。
大阪管区气象台, 58P.
坂上・種子田(1975): 流れの可視化法。気象研究ノート 124, 64P.
佐藤・恩田(1974): 富士山周辺の流れと風洞実験。
気象研究ノート 118, 55—64.
Alaka, M.A.(1960): The airflow over mountains.
W.M.O. Tech. Note 34, 135 p.
Soma, S.(1969): Dissolution of separation in the turbulent boundary layer and its applications to natural winds. Pap. Met. Geoph. 20 (2), 111-174.
Yoshino, M.M.(1975): Climate in a small area.
Univ. of Tokyo Press, 31-32.