



大気境界層の気象

(I) 風はどのように吹くか

近 藤 純 正*

1. 大気境界層とは

陸面や海面（これらは総称して地表面という）から概略 1~2 km までの大気層は「大気境界層」と呼ばれ、地表面の摩擦や熱的な影響が強く、その上空の「自由大気」とは区別される。第 1 図は地表面付近のスケールを拡大して表したものである。地表面から概略 30~100 m までの「接地境界層」（略して「接地層」）内では、風速や気温の鉛直勾配が特に大きい。現実の地表面は、草地、森林、都市ビル群落（都市キャノピー）などから成り立つ。草や樹木など植生群落内や都市ビル群落内の気層は「キャノピー層」と呼ばれ、ここでは地物の直接的な影響により、風速は局所ごとに大きく違い複雑になっている。したがって、地上の代表風速は、「キャノピー層」より高い高度で観測されなければならない。

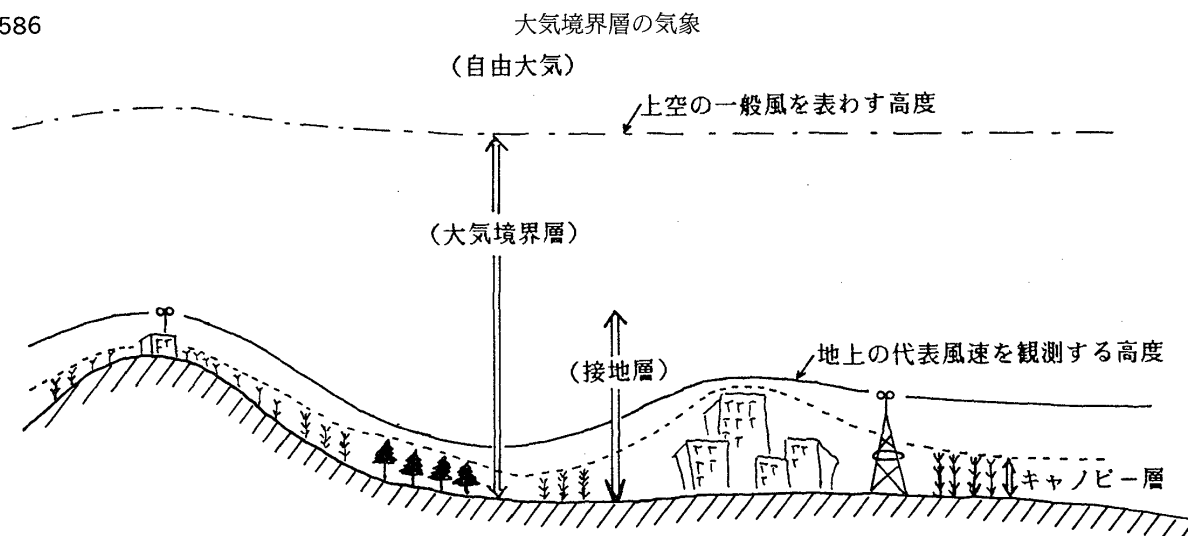
第 2 図は日中の平坦地の地表面近くで観測された風の平均流方向の成分 u と鉛直成分 w （+が上昇流、-が下降流）、および気温 T の記録例である。このような記録は、0.1 秒の速い変動にも追従できるような観測装置によって得られる。気温なら、細い白金線をむき出したままの温度計や細い熱電対、あるいは微細なサーミスタ温度計（電気抵抗の温度変化を利用した温度計）、風速なら熱線風速計や超音波風速計（ただし発信・受信センサー間の距離が約 0.2 m 以下）で観測できる。第 2 図横軸の 32 秒や 38 秒付近を見ると、0.3 秒間に気温が 2°C も変化している。このように気温は激しく変動している。地表面付近では、温かい空気塊と冷たい空気塊が混在し、上下・左右・前後に乱れながら流れている。温かい空気塊が上昇すると、元の場所を埋めるかの如く、他の空気塊が入ってくる。風速が約 4 ms^{-1} だとすると、空気塊は 0.3 秒間で 1.2 m の距離を

流れるので、ある瞬間には、わずか 1.2 m 離れた 2 点間で 2°C も違うことになる。温・冷空気塊はこのように乱れながら、混じり合い、やがて消滅する。他方では、新しい温・冷空気塊がたえずやってくる。つまり、高温の地表面付近から上ってくる空気塊は温かいものが多く、低温の上層から降りてくる空気塊は冷たいものが多い。この過程で、空気塊同士は熱や水蒸気量を交換し合っている。この特徴は、自由大気中ではほとんど見られない。ただし、積乱雲などの中では激しい乱流が生じていることは言うまでもない。

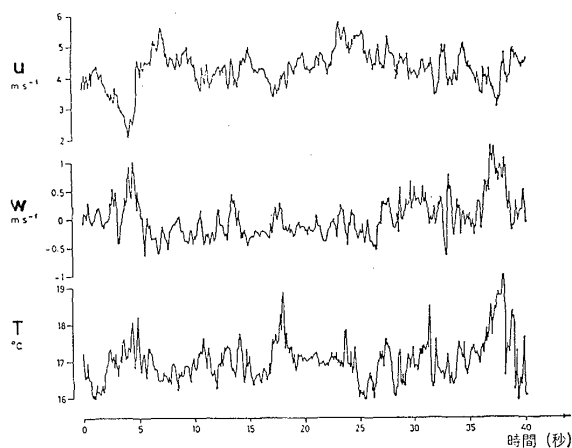
第 2 図の変動を注意深くみると次のことに気づく。

(1) これらの変動はランダムではなく、細かな速い変動のほかに、10~20 秒ぐらいの周期をもつ変動も含まれる。(2) w と T の間には正の相関関係がある。つまり、 T が大きくなったとき w は正（上向きの風）、 T が小さくなったとき w は負（下向きの風）の傾向がある。すなわち、温かい空気は上昇し、冷たい空気は下降している。それゆえ、温・冷空気塊が上下に交換することによって地表面から上空へ熱「顕熱」が運ばれていることになる。図示していないが、夜間はこの図とは逆に w と T の間には負の相関関係がある。つまり上昇流のとき T は低くなり下降流のとき T は高くなる確率が高い。これは下向きに顕熱が運ばれていることを意味する。(3) 同様に u と w の間には負の相関関係が見られる。上昇流のとき風速 u は小さく、下降流のとき風速 u は大きい傾向がある。これは、上層の速い風が下降し、下層の遅い風が上昇している。物理的に言えば、風がもっている運動量（= 空気密度 × 風速）が上から下へ運ばれていることになる。運動量の地表面への輸送は、地表面を平均風の方へ引きずろうとする力になる。逆にみると、地表面は風に対して摩擦の役目をはたしている。したがって、もし風を維持する機構が働いていない場合には、風は自身の運動量を地表面へ失い、しだいに弱まってくることになる。

* Junsei Kondo, 東北大学名誉教授。



第1図 大気境界層の模式図.



第2図 地上から2mの高さで測った風速の水平成分 u と鉛直成分 w および気温 T の記録例 (Ibbetson, 1978).

地表面は、太陽からの放射量（日射量）と大気中の水蒸気・二酸化炭素など温室効果気体や雲からの目に見えない赤外放射量（大気放射量）の時間変化によって、昇温・冷却する。また、地表面では水が蒸発し、水蒸気となって上空へ運ばれていく。この「水蒸気輸送」のことを「潜熱輸送」ともいう。地表面の昇温・冷却に伴って顕熱や潜熱の輸送量が変化し、大気中の温度や水蒸気量も変化する。大気境界層の中では、風速・気温・水蒸気量や風の運動量・顕熱・潜熱の輸送量の日変化が大きい。

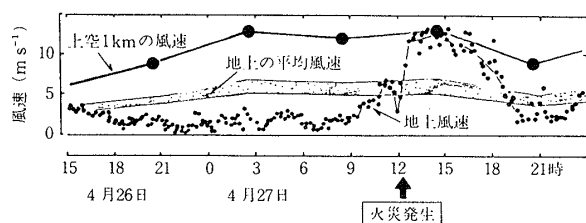
大気境界層は地表面の直接的な影響を受けるので、地表面の種類（森林、都市、砂漠、海面など）によってその構造は違ってくる。風が或る地表面（例えば平坦な裸地）から他の地表面（例えば畑地）に向かって吹くとき、裸地上では裸地面上の境界層ができていく。

が、新しい境界層は畑地の始まりから形成され始め、その厚さはしだいに増していく。風の流れる水平距離に対してその概略1/100～1/10程度の高度までが畑地上でつくられた新しい境界層となる。

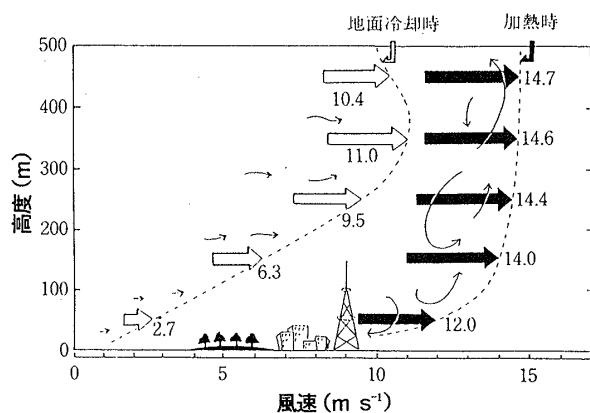
第2章では風速の時間変化の典型的な実例として、1983年4月27日に東北地方の各地でほとんど一斉に山林火災を発生させた異常乾燥強風を取り上げ、風の吹きかたの全体像を理解する。第3章では地表面の凹凸「粗度」によって風（平均風速の鉛直分布や乱流の強さ）がどのように違うのかを、第4章では大気の安定度によって風がどのように違ってくるのかを説明する。第5章では風速の日変化、第6章はまとめ、第7章は質問に対する回答という構成とした。

2. 異常乾燥強風の例

1983年4月27日、この日は西からの深い気圧の谷が接近し気圧の傾きが大きくなる状態、つまり天気図からは強風が予想される状態であったが、地上は前夜から朝方にかけて微風であった。この微風は、数日前からの異常乾燥と晴天による夜間の強い放射冷却で、朝方地面付近に溜まった冷氣層が上空の強風を遮蔽したことによるものであった。すなわち、冷氣層「接地逆転層」の中では大気は安定で乱流が生じにくく、上空の強風を入り込ませなかったのである。しかし昼ごろになって、太陽熱で地面が熱せられ、冷氣層が消えると、突風状の強風が吹き始めた。このときの大気は不安定な状態で、平均風速に比べて最大瞬間風速が特別に強く、火災域では飛び火が盛んに起こり、火災を大規模化させた。これは東北地方の各地で、ほとんど一斉に発生した現象である。乾燥が続くと放射冷却が激



第3図 1983年4月27日の大規模山林火災発生の前日から当日にかけての仙台における風速の時間変化。小黑丸印は地上（風速計高度52 m）、大黒丸印は上空1 kmの風速。なお、平常時（大気安定度が中立的に近いとき）の地上52 mにおける平均風速（通常）は点の横帯で示した。



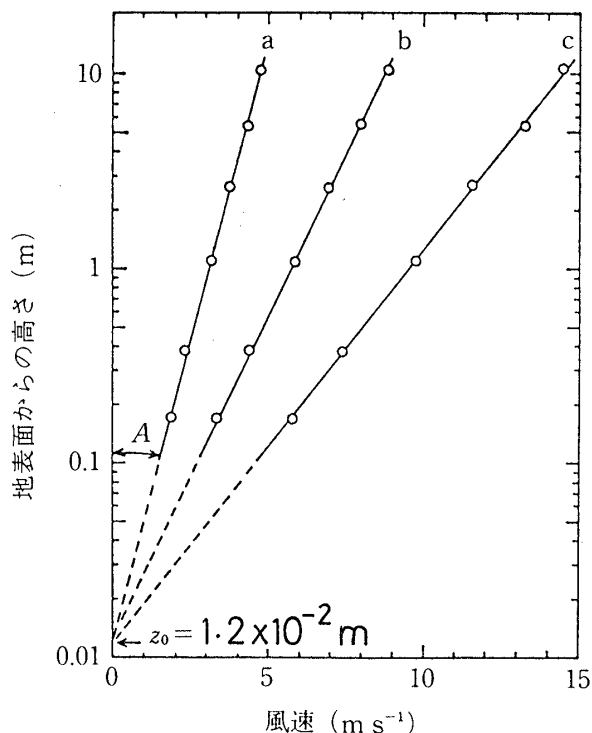
第4図 地面冷却時と加熱時の風速の鉛直分布例。

しくなることは、次回の解説（II）で示される。

第3図の小丸印は火災前日から当日にかけての仙台管区气象台（風速計の高さは地上52 m）における10分間ごとの平均風速である。大きい丸印は上空1 kmの風速である。もし、夜間に強い冷氣層がなければ、地上風速は点々模様の横帯で示す値になる。この程度の風が当日朝から吹いていたならば、人々は風に注意し、火災の発生はなかったのかも知れない。しかし、夜間にできた冷氣層「強い接地逆転層」のために、朝方の地上は微風であった。それが正午過ぎ突風的な強風となり、地上は上空1 kmの風速と同じ程度になった。

第4図は夜間から午前中にかけての地面冷却時における風速の鉛直分布（白矢印）と、日中のそれ（黒矢印）を示す模式図である。日中の地面加熱時は乱流が激しく、風の水平成分・鉛直成分はともに激しく変動した。乱流が激しいことは、かき混ぜがよいことで、風速や風向、温位なども鉛直方向に均一化される。

仙台の例では、上空風速に対する地上風速（風速計地上高度52 m）の比が0.7以上あるような強風は年間



第5図 稲の刈り取り後の田圃において観測された風速の鉛直分布例。

10回程度発生し、3～10月に多い。その条件は、(1) 積算日射量が多い、(2) 降水がほとんどなく、地面が乾燥しているとき、(3) 上空に冷氣の移流があるとき。これらの条件がそろったとき、大気境界層は非常に不安定化し、上下の混合が激しく地上付近は強風になる。この例でみたように、大気境界層内の風（平均風速、乱流の強さ）は大気の安定度によって大きく支配される。この不安定化の条件は、他の地方にも適用できる。しかし、発生頻度から見ると、北海道～東北南部では冬から春にかけて、低気圧の通過後、気圧の傾きが大きくなり暴風となる頻度が高いのに対し、関東～西日本での暴風は夏の台風によって起きる頻度が高い。

3. 地表面の粗度と風速

風はまた、風速計の設置高度と、地表面の細かな凹凸「幾何学的粗度」によって大きく変わる。すなわち、風速の高度分布の変化割合は地表面に近いところで急激であり、高さと共にしだいに小さくなっているわけだが、この変化割合の度合いは地表面の「幾何学的粗度」によって変わる。風速の変化割合が急激なところを詳しく見るために、高さを対数目盛りのグラフで見ると分かりやすい。第5図は稲の収穫後の田圃で観測された風速の鉛直分布の3例(a, b, c)で、丸印は観

測値である。観測値を直線で結んで、地面のほうに延長すると、1.2 cm の高度で風速 U はゼロになる。この高度のことを「空気力学的粗度」、略して「粗度」という。「粗度 z_0 」の意味は、実際の風速が高度 z_0 でゼロになるのではなく、接地境界層内で成立する風速分布(実線)を下方に点線で示すように延長して $U=0$ の座標軸を切る高さのことである。以下で述べるように、 z_0 が大きい地表面の上ほど乱流が強く、熱や水蒸気量の輸送が盛んに行われる。この図のような風速分布が観測されるのは、大気安定度が中立に近い場合である。中立に近いとは、上下の気温差に比較して風速が強い場合である。中立に近い条件の目安は、 U (ms^{-1}) と T ($^{\circ}\text{C}$) を高度 z (m) の風速と気温、 T_s ($^{\circ}\text{C}$) を地表面温度として、 $(T-T_s) z \ln(z/z_0)/U^2$ の絶対値が概略 0.3 以下のときである。大気安定度については第 4 章で説明する。図に示されたような風速分布は次式の「対数則」で表される。

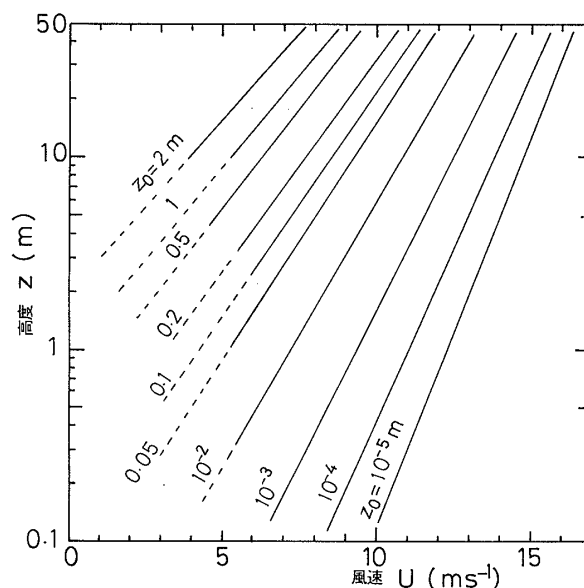
$$U = A \ln(z/z_0) = 2.3026 A \log_{10}(z/z_0),$$

$$A = u^*/\kappa \quad (1)$$

ただし A はグラフに示す傾き、 $\kappa=0.4$ (カルマン定数) である。 u^* は風速の次元をもち「摩擦速度」と呼ばれ、求め方と利用法はあとで示されるように、乱流の強さの目安やその他を表す重要なパラメータである。

「空気力学的粗度 z_0 」は地表面の「幾何学的粗度高 h 」(風を遮る地物の平均的な高さ)とその分布密度に関係し、概略 $z_0/h=1/50 \sim 1/5$ である。この比は、地物の分布がまばらの場合と非常に密な場合で小さく、適当な配列密度のとき大きくなる。適当な配列密度とは、風がキャノピー層の中へ入りやすく、その物体表面と頻繁に接触できるような場合である。植生地における顕熱交換や CO_2 交換の場合も同様で、植生の配列が適当なとき交換がもっとも盛んになる。

第 6 図はいろいろな粗度の場合の風速の鉛直分布である。ただし、上空約 1 km の風速が 20 ms^{-1} のときである。粗度 z_0 の目安は、大都市で $1 \sim 3 \text{ m}$ 、森林で $0.3 \sim 1 \text{ m}$ 、畑や草地で $0.1 \sim 0.3 \text{ m}$ 、湖や海面で $10^{-5} \sim 10^{-3} \text{ m}$ (風速に依存する) である。粗度が大きい地表面ほど、風速の高さに対する増加割合が大きいことがわかる。図から読み取ると、例えば、 $z_0=1 \text{ m}$ の大都市と、 $z_0=10^{-4} \text{ m}$ の海面上の高度 20 m と 10 m の風速の差(と比)を比較すると、前者では $6.8-5.2=1.6 \text{ ms}^{-1}$ ($6.8/5.2=1.31$)、後者では $14.7-13.9=0.8 \text{ ms}^{-1}$



第 6 図 緯度 38° 、中立安定度、地衡風速 20 ms^{-1} のときの接地層における平均風速 U の鉛直分布。図中に示すパラメータは地表面の粗度 z_0 (m)。地表面からの高さは「ゼロ面変位」を考慮した $(z-d)$ を z として表してある。なお、緯度が $20 \sim 60^{\circ}$ の範囲では結果はほとんど変わらない(近藤, 1994, p. 120)。

($14.7/13.9=1.06$) となる。

背丈の高い草地、森林や都市ビル群落のように幾何学的粗度が大きい場合には、風に対する地表面の基準面が不明瞭となる。そのような場合には「ゼロ面変位 d 」を導入して対数則はつぎのように表す。

$$U = A \ln[(z-d)/z_0]$$

$$= 2.3026 A \log_{10}[(z-d)/z_0], \quad A = u^*/\kappa \quad (2)$$

地物がまばらに分布するような場合は $d=0$ であるが、多くの畑作地では $d=0.7h$ 程度である。地物が非常に密に並んだ場合は $d=h$ に漸近する。つまり並んだ地物の上端面が風に対する実質的な地表面となる。第 6 図に示す鉛直分布は $(z-d)$ を高度 z とし、その対数目盛りを縦軸に選んで描いてある。

傾き $A=u^*/\kappa$ (第 5 図参照) の式中の摩擦速度 u^* は乱流の強さのスケールを表す。第 6 図を参照すると、 z_0 が大きいほど A も大きくなるので乱流も強い。乱流の大きさは、各瞬間の風速と平均風速の差で表される。大気安定度が中立のとき、接地層内の乱流の大きさの標準偏差 (風向方向成分 σ_u 、それに直角な水平成分 σ_v 、鉛直成分 σ_w) は次式で表され、高度によらない。

$$\begin{aligned}\sigma_u/u^* &\doteq 2.7 \\ \sigma_v/u^* &\doteq 2.0 \\ \sigma_w/u^* &\doteq 1.2\end{aligned}\quad (3)$$

ただし、乱流の大きさの標準偏差は風を測る観測時間が長くなるほど大きくなるが、上式は観測時間が10～30分間の場合である。

[演習問題] 大気安定度が中立のとき、草丈 $h=0.8$ m の水田上の5高度で風速分布を観測した。高度1 m で 2.05 ms^{-1} 、1.8 m で 3.10 ms^{-1} 、3 m で 3.85 ms^{-1} 、6 m で 4.80 ms^{-1} 、12 m で 5.65 ms^{-1} であった。このデータから粗度 z_0 (有効数字は1桁でよい) を求め、摩擦速度 u^* を算出せよ、ただしゼロ面変位 $d=0.45$ m とせよ。さらに、このときの高度10 m における最大瞬間風速を推定せよ。なお、最大瞬間風速 U_{\max} と平均風速 U の差を $U_{\max}-U=\gamma\sigma_u$ とおけば、平均的に $\gamma=3$ と仮定できる。ここに γ は U_{\max} と U の差を表す比例係数である(後述のQ4参照)。(解答: 粗度 $z_0=0.1$ m, 摩擦速度 $u^*=0.48 \text{ ms}^{-1}$, 最大瞬間風速 $U_{\max}=9.4 \text{ ms}^{-1}$.)

[ヒント1: 片対数方眼紙使用の場合] 各高度 z から d を引き算した実質的な高度 $z-d$ と風速 U との関係性を片対数方眼紙にプロットし、最適直線で結ぶ。

[ヒント2: 普通方眼紙使用の場合] 観測データの表を関数電卓などを利用して次のようにつくる。

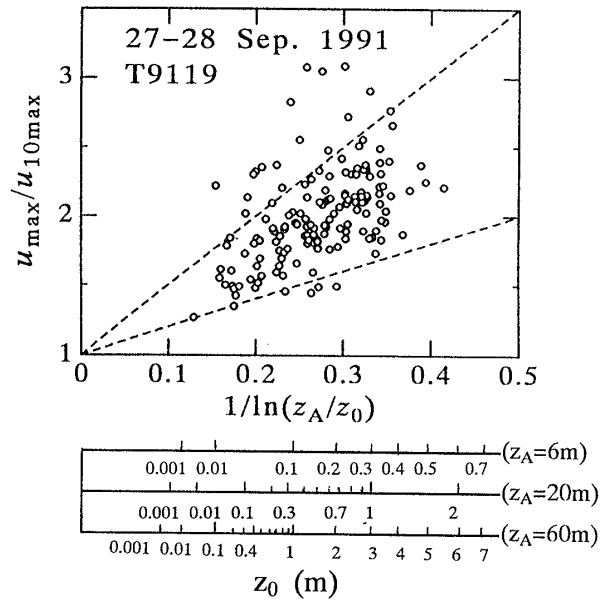
$z-d$ (高さ)	$x [= \log_{10}(z-d)]$	U (風速)
0.55 m	-0.297	2.05 ms^{-1}
1.35 m	0.130	3.10 ms^{-1}
2.55 m	0.407	3.85 ms^{-1}
5.55 m	0.744	4.80 ms^{-1}
11.55 m	1.062	5.65 ms^{-1}

これを次の1次式にあてはめよう。

$$U = ax + b \quad (4)$$

式(2)を参照すると、 $x = \log_{10}(z-d)$ 、 $a [= 2.3026 u^*/\kappa]$ は直線の傾き、 $b [= -2.3026(u^*/\kappa) \log_{10}(z_0)]$ は直線の切片である。上記の数値を横軸 x と縦軸 U の方眼紙にプロットし、最適値の直線を引く。その傾きから $a=2.76$ が、また、 U がゼロになるところを探すと $x=-1$ の付近であることがわかる。つまり粗度 $z_0 (=10^x)=0.1$ m で風速はゼロとなる。そうして $u^*=0.4a/2.3026$ から摩擦速度 u^* が求められる。

風速鉛直分布の傾き ($A=u^*/\kappa$ 、または $a=2.3026 u^*/\kappa$) は風速が高さに対して増加する割合を表す。傾



第7図 全国気象官署における突風率 (= 最大瞬間風速/最大風速) と地表面粗度 z_0 との関係、ただし z_A は風速計地上高度、破線は突風率の理論値のおおまかな範囲を表す。なお、風速計地上高度 z_A が6 m, 20 m, 60 m の場合について、 z_0 の目盛りは横軸に付けてある(桑形・近藤, 1992, に加筆)。

きは、風速が強いときほど、粗度が大きい地表面上ほど大きくなる。傾きが大きくなれば摩擦速度が大きくなり、乱流も激しくなる。

このように摩擦速度 u^* は重要なパラメータであり、上記のように風速の鉛直分布から求めることができる。しかし、一般には風速の鉛直分布は観測されていない。そこで、あらかじめ各地で粗度 z_0 を求めておき、中立条件下での u^* を算出する方法がある。それは、風速の観測値 U_A (ある高度 z_A : 6.5 m とか60 m) のデータがあれば、次式から u^* を計算する。以下では「 d : ゼロ面変位」は除外して記述する。

$$u^* = 0.4 U_A / [2.3026 \times \log_{10}(z_A/z_0)] \quad (5)$$

または、

$$u^* = 0.4 U_A / \ln(z_A/z_0) \quad (6)$$

ある時間帯の最大瞬間風速 U_{\max} と平均風速 U の比 (U_{\max}/U) は突風率と呼ぶことがある。台風による災害時などには、気象庁から各気象官署における10分間最大風速 $U_{10\max}$ 、最大瞬間風速 U_{\max} 、ほかのデータが報告される。ほとんどの場合、 $U_{10\max}$ と U_{\max} はほぼ同時刻に出現しているので、 $U_{\max}/U_{10\max}$ は突風率とみな

すことができる。第7図は1991年の19号台風の時に各地で観測された突風率（縦軸）と、各気象官署の風速計高度 z_A と粗度 z_0 の比の対数の逆数（横軸）との関係である。分かりやすくするために、横軸には z_0 の目盛りもつけてある。粗度が小さな水田地帯などでは突風率は1.5程度であるが、大きな都市などでは突風率は2以上になる。図に描かれた2本の破線は、演習問題で示した比例係数がそれぞれ、 $\gamma = 2$ と $\gamma = 4$ を仮定した場合の理論的な関係である。同一地点において、最大瞬間風速は台風ごとに異なるけれども、それを平均風速で割り算した値（突風率）で表せば、風速によらずほぼ一定値が得られる。

近年、各観測所における風速計地上高度や周辺の地表粗度が変化しており、突風率も時代とともに変わることになる。

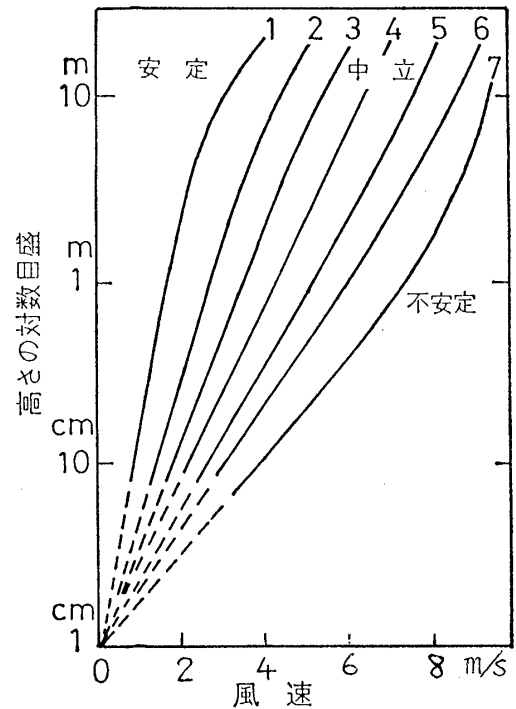
4. 安定度による平均風速と乱流の強さの違い

第2章の実例でみたように、上空の風速がほぼ同じであっても大気境界層内の平均風速と乱流の強さは大きく変わる。地表面付近を詳しくみるために、高度を対数目盛りで表すと風速鉛直分布は第8図のようになる。ただし第8図は粗度 $z_0 = 1$ cmの場合である。地面冷却時つまり大気安定度が非常に「安定」なときはグラフ(1)に、加熱時つまり非常に「不安定」なときはグラフ(7)のようになる。前章で述べた大気安定度が中立に近いときはグラフ(4)の分布になる。グラフ(7)は鉛直方向に混合されて一様風速に近づいたような分布形、グラフ(1)はその逆のような分布形であることが分かる。しかし、いずれの場合も、地表面ごく近くに限れば、鉛直分布は高さの対数目盛りでほぼ直線になる（第8図では概略高度1 m以下の範囲）。

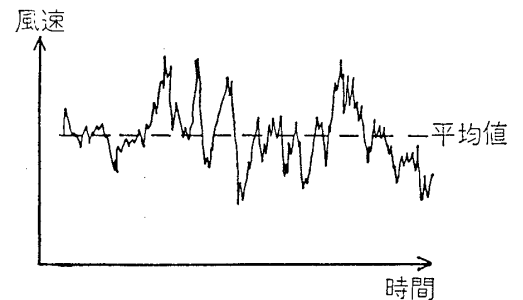
前掲の第4図では安定時と不安定時について風速鉛直分布を高さの目盛りで表したが、第8図は同じ関係を高さの対数目盛りで表したものである。

第9図は風速変動の模式図であり、大気安定度が不安定な場合(a)と、安定な場合(b)の比較である。不安定な場合には、水平成分、鉛直成分ともに変動が激しく、顕熱、潜熱、汚染物質などの輸送が盛んになる。そのため、安定なときに比べて、温位や比湿、汚染物質の濃度などが鉛直方向にほぼ等しくなる。

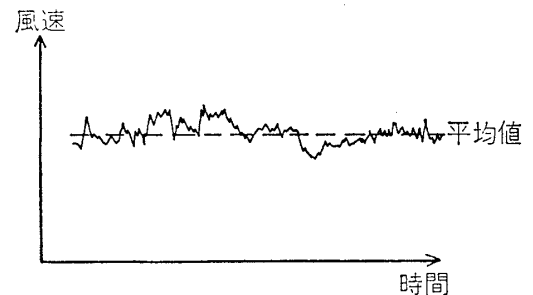
大気中で水蒸気の凝結・蒸発が起きない場合、気温の高度減率 Γ と乾燥減率 Γ_d を比べて、その大小から「不安定」「中立」「安定」が定義される。これは空気塊を断熱的に鉛直方向に微小変位させたときの力の作用す



第8図 接地層の風速鉛直分布模式図、ただし地表面粗度 $z_0 = 1$ cmの場合。順番は、非常に安定なとき(1)から非常に不安定なとき(7)まで、(4)は中立のとき(近藤, 1982, p121)。

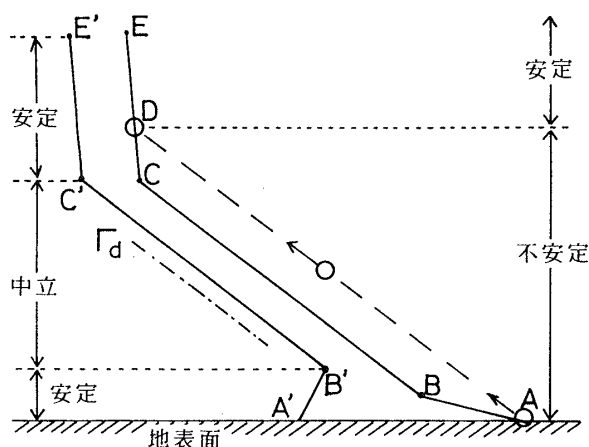


(a)



(b)

第9図 風速変動の例。乱れの強さが大きいとき(a: 不安定なとき、または粗度が大きい地表面上)と、小さいとき(b: 安定なとき、または粗度が小さい地表面上)。



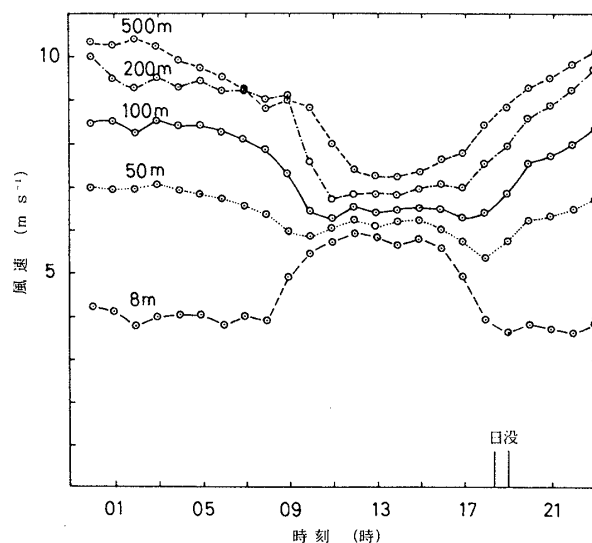
第10図 全層の仮温度鉛直分布の関係から大気の安定度を判断する模式図、高度（縦軸）と仮温度（横軸）の関係（近藤，1994，p. 36）。

る方向から定義された「静力学安定度」のことである。第10図は気温（横軸）と高度（縦軸）との関係を表している。現実の大気境界層の中では、図の折れ線ABCEで描かれるように、地表面温度が著しく高い場合、点Aからの空気塊はまわりの空気との混合がなければ点Dまで達しうる。つまり、BC間は $\Gamma = \Gamma_d$ （静力学的に中立）であっても空気塊はA～C間で盛んに上下運動をしており、大気は不安定である。一方、折れ線A'B'C'E'の例ではA'～B'間には強い逆転層があり安定である。この場合のB'～C'間の安定度は中立である。

以上のように、大気境界層の安定度は地表面付近の状態も考慮して判定しなければならない。（注：安定度は正確には、気温のかわりに、水蒸気の密度が乾燥空気に比べて小さいことを考慮した「仮温度」の鉛直分布から判断する。）

〔参考1〕大気境界層で量的に安定度を表すものとして、定義はいくつかある。接地層で用いられる、無次元数の「flux Richardson 数、 Rf 」と「Richardson 数、 Ri 」、長さの単位をもつ「Monin-Obukhov の安定度スケール、 L 」がある。地表面からの高さを z としたとき、安定のとき、 $z > 0.2L$ （およそ $Ri > 0.2$ ）の範囲で乱流は間欠的に途絶えるようになり、 $z > L$ では乱流活動は非常に弱くなる。安定度スケール L は、このように乱流状態の目安を与える。これらの詳細は専門書を参照されたい（近藤，1994，p. 114～p. 116）。

〔参考2〕大気境界層全層の安定度は、境界層の高さ h_{PBL} と安定度スケール L の比（ $\mu = h_{PBL}/L$ ）で表され



第11図 オーストラリアのワンガラ実験で観測された40日間平均の風速の日変化、図中の数値は地表面からの高さ（Mart, 1981）。

る。 μ は、境界層の高さが接地層の安定度スケール L の何倍であるかを表す。たとえば、 $\mu = -100$ の場合（例として、 $h_{PBL} = 2000$ m, $L = -20$ m）、大気境界層の厚さの上部99%の範囲（高度20 m～2000 m）は浮力の効果が支配的で、自由対流に近い状態にある。

なお、大気境界層の高さは低層ラジオゾンデ、係留気球、航空機、ライダーなどによる観測によって確定することができる。観測しない場合には、中緯度では次式によってその目安の見積もりができる。

$$h_{PBL} = \kappa u^* / |f| \quad (7)$$

ただし、 $f (=2\omega \sin \phi)$ 、 $\omega = 7.29 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ：地球自転の角速度、 ϕ ：緯度）はコリオリ因子である。ここでも出てきたように、摩擦速度 u^* は重要なパラメータである。

5. 風速の日変化

陸面上の大気境界層は通常、日中は不安定、夜間は安定となる。したがって、第8図から理解できるように、上空の風速（地衡風速）が昼夜で変化しなくても、接地層の風速は日中強く、夜間に弱くなる。また、高度が増すにしたがって、風速の日変化は少なくなる。さらに高い高度では「慣性振動」によって、風は日中弱く、夜間に強くなることがある。

第11図は各高度の風速の日変化例である。地上付近の高度8 mでは、われわれが経験するような日変化をしているが、高度50 mでは日変化は少なく、高度100 m

～500 m では地上付近とは逆の日変化をしている。

ここで、慣性振動の説明をしておこう。気圧分布が一定の状態を仮定すると、風の大きさと向きは、気圧傾度力とコリオリ力と摩擦力の3つの力のバランスによって決まっている。しかし、気圧分布が変わらないとしても、大気境界層の中では気温の鉛直分布の日変化（不安定・安定）により、摩擦力が大きくなったり小さくなる。そのため、数時間以上にわたる定常状態は実現され難い。すなわち、3つの力のバランスはくずれ、仮に日中、3つの力のバランスによって風がある方向に吹いていたとする。夕方、風速の乱れが小さくなり摩擦力が突然なくなったとすると、気圧傾度力とコリオリ力の合力の方向へ引っ張られて風速は大きくなる。風速が大きくなるとコリオリ力（北半球では風に直角右向き）も大きくなり、風向は少し右向きに転向する。これが慣性振動の生じる原理である。その周期は地球自転の角速度 ω を含む次式で表される。

$$\tau = \pi / \omega \sin \phi \quad (8)$$

緯度 $\phi = 30^\circ$ とすれば $\sin \phi = 0.5$ より、慣性振動の周期は 0.862×10^5 秒（ほとんど24時間）となる。コリオリ力はたえず風向に直角右向きに作用することから、風ベクトルの先端は円を描くように変化する（近藤, 1987, p. 149）。このように、理想的には、風が1日を通して規則的に向きを変える振動現象が現れ、これを慣性振動と呼ぶ。

わが国のように地形が複雑で、海陸風や山谷風が卓越するような地域では、それらの効果に隠れて境界層の中層付近で顕著な慣性振動は見いだし難いが、筑波山（標高869 m）や伊吹山（標高1316 m）のような孤立峰では、統計をとってみると風速は日中弱く、夜間に強くなる傾向が見られる。それは、孤立峰では、ほぼ同じ高度の大気の流れの中にあり、同一高度の大気現象（風速、気温）が現れやすいからである。しかし、孤立峰であっても、富士山頂（標高3776 m）は標高が高すぎて、広範囲に広がる下層の大気境界層の上に位置し、上述のような顕著な風速日変化はみられない。

海陸風や斜面風の影響のある地域では、慣性振動とはべつの理由で風の日変化が顕著に現れる。ここでは、風と地形との関係は紙数の関係で割愛する。

風は地表面の粗度、大気安定度、地形のほか、温度風（気温の水平方向の勾配）の影響も受ける。日本の冬期のように、南北の温度勾配が大きく、例えば $3^\circ\text{C}/100\text{ km}$ のとき、地衡風速は高度1 kmにつき約10

ms^{-1} の割合で増加しており、大気境界層の風もかなりの影響を受けることになる。一言でいえば、境界層の下部層の風速は上空の風ベクトルの方向に引きずられ、上部層の風は下層の風ベクトルの方向に引きずられる。

通常、地上風が等圧線を横切る角度は、粗度の小さい海上で $10 \sim 20^\circ$ 、粗度の大きな森林上などでは $30 \sim 40^\circ$ であるが、温度風が大きくなるときは、この角度から $\pm 15^\circ$ 前後ずれることがある（近藤, 1982, p. 119）。

この解説では、大気境界層の中で風はどのように吹くかについて、ごく基本的なことがらを述べた。積乱雲中の激しい降雨に伴う「ダウンバースト」や「竜巻」に伴う強風については他の解説や参考書にゆずる。

6. まとめ

大気境界層は地表面から概略1～2 km までの大気層である。① この中では気温や風速などの変化が激しく、乱流によって熱や風のもつ運動量が運ばれている（第1章）。② 平均風速と乱流の強さは地表面の粗度、大気の安定度、地形、温度風（気温の水平方向の勾配）の影響を受ける（第6図、第8図、第9図）。③ 最大瞬間風速は地表面の粗度と風速計設置高度から推定することができる（演習問題と第7図）。④ 摩擦速度は大気境界層の重要なパラメータであり、地表面の粗度と1高度 z_A の風速 U_A の観測値から求められる（式(5)または式(6)）。⑤ 大気境界層の上部、中部、下部では風速の日変化が異なる（第11図）。その原因の一つとして慣性振動による日変化がある。

7. Q & A

Q1：幾何学的粗度 h の決め方は？

A1：幾何学的粗度とは地表面の凹凸の大きさであり、長さの単位で表す。水田の場合はイネの平均の背丈、森林では樹冠の見える樹木についての平均の高さである（林床に生えている背丈の低い草木は除く）。積雪面の幾何学的粗度は、例えば、写真撮影して測る方法がある。その際、積雪面に垂直な薄い黒色の平板を立てて積雪の表面の凹凸を測り、その凹凸の標準偏差を h とする。小石などからなる河原では、河原の上の2点間に真っすぐ糸を張り、糸までの高さを測り、凹凸の標準偏差を h とする。この方法では、下の地表面が起伏している場合、 h は測定する距離によって変化するので、測定距離を明記しておかなければならない。普通、 h の100～1000倍程度の距離を測定すればよい。

さらに、村落や都市について、その地域の代表的な風速を知る目的の場合には、各風向について対象地点を基準として風上測線を中心とする中心角 45° 、半径が風速計の設置高度(6 m とか、25 m)の約100倍の距離(600 m とか、2.5 km)の範囲について幾何学的粗度を求める。幾何学的粗度と空気力学的粗度の関係は文献を参照されたい(近藤・山澤, 1983; Kondo and Yamazawa, 1986; 近藤, 1994, p. 123~p. 124)。

Q2: 気象官署やアメダス地点の粗度の数値はどこに示されているか?

A2: 全国各地の観測所周辺の状況図は各管区気象台に保管されており、また、国土数値情報から調べることができる。土地利用状況と粗度の関係(近藤・山澤, 1983; Kondo and Yamazawa, 1984; 近藤, 1994, p. 123-p. 124)を利用して求まる風向別の粗度については、北海道から東北地方北部までのアメダス241地点は近藤ほか(1991)に、東北地方南部から中部地方までのアメダス281地点は桑形・近藤(1990)に、沖縄を含む西日本のアメダス316地点は桑形・近藤(1991)に、さらに全国気象官署155地点の粗度と、統一高度50 mの風速(地域代表風速)を算出する際に必要な係数は近藤ほか(1991)に示されている。ただし、将来、観測所の周辺状況が大きく変わるようなことがあれば、粗度の計算はやり直さなければならない。

Q3: 関西空港で予想される台風時の最大瞬間風速(突風率×平均風速)はどのように見積もればよいか?

A3: ① アメダス以外の地点についても、土地利用状況と粗度の関係を利用して粗度を求めることができる。しかし、関西空港の場合、海からの風が吹く場合には、海面の粗度(暴風時を想定すれば、 $z_0=0.001$ m)を式(5)または式(6)に応用し u^* を求め、演習問題にならって突風率を推定する。

② 関西空港では実際に風速が観測されているから、そのデータを利用するのが最善である。すなわち、普段の強風時(風速 10 ms^{-1} 以上)の風速観測データを利用して、突風率(縦軸)と風向(横軸)との関係を事前に調べておく。この場合、海水温度と気温の差、つまり大気の安定度が季節によって変わるので、風向別の突風率は季節ごとに求めておくのがよい。強風時の突風率は風速にほとんど依存しないと予想されるので、この事前調査が役立つ。

Q4: 係数は、いつも $\gamma=3$ と考えてよいか? 平均風速 U のデータがあるとき、最大瞬間風速 U_{\max} を推定する際の式: $U_{\max}-U=\gamma\sigma_u=2.7\gamma u^*$ ($\gamma=3$)の γ である。

A4: 強風のときの各瞬間の風速の値が近似的に正規分布をもつものとする、平均風速より標準偏差の2倍以上の強風、すなわち 2σ 以上の値をもつ確率は0.02275、 3σ 以上は0.00135、 4σ 以上は0.00003である。この確率から、通常、平均的に $\gamma=3$ 程度を見込んでおけばよいが、もし安全性を考える場合には、 $\gamma=4\sim5$ を見込むがよいであろう。実際には、遠方の地形の影響も含まれ、風速は複雑な様相を示すので、遠方の地形にも注意しよう。

推定方法のもう一つは、大気が不安定なとき、地上での最大瞬間風速は地衡風速または傾度風速(つまり上空の風速)の0.8~1.2倍程度になり得ることも記憶にとどめておこう(近藤・桑形, 1984)。

Q5: 統一高度の風速を推定する方法は? 気象台やアメダス地点では風速計の設置高度が不統一である。風の解析を行う場合に統一高度の値を知りたい。

A5: 地表面の粗度 z_0 は、各地点ごとに既知とし、風速計高度を z_A (6.5 m~60 m)、その高度における風速の観測値を U_A とする。式(1)より統一高度 z_B (たとえば50 m)の風速 U_B は次式で推定できる。

$$U_B = U_A \times [\ln(z_B/z_0)] / [\ln(z_A/z_0)] \quad (9)$$

これは風速が比較的強く、大気の安定度が中立に近いときに近似はよいが、そうでない場合には安定度の影響を考慮する必要がある。

参考文献

- Ibbetson, A., 1978: Topics in dynamical meteorology. 6. Some aspects of the description of atmospheric turbulence. *Weather*, **33**, 369-382.
- 近藤純正, 1982: 大気境界層の科学. 東京堂, 219pp.
- 近藤純正, 1987: 身近な気象の科学. 東京大学出版会, 189pp.
- 近藤純正(編著), 1994: 水環境の気象学—地表面の水収支・熱収支—. 朝倉書店, 348pp.
- 近藤純正, 桑形恒男, 1984: 東北地方多地点一斉大規模山林火災を誘発した1983年4月27日の異常乾燥強風(2). *天気*, **31**, 37-45.
- 近藤純正, 桑形恒男, 中園 信, 1991: 地域代表風速の推定法. *自然災害科学*, **10**, 171-185.

近藤純正, 山澤弘実, 1983: 局地風速と現実複雑地表面の粗度. 天気, **30**, 553-561.

Kondo, J. and H. Yamazawa, 1986: Aerodynamic roughness over an inhomogeneous ground surface. Boundary-Layer Meteor., **35**, 331-348.

桑形恒男, 近藤純正, 1990: 東北南部から中部地方までのアメダス地点における地表面粗度の推定. 天気, **37**, 197-201.

桑形恒男, 近藤純正, 1991: 西日本アメダス地点における地表面粗度の推定. 天気, **38**, 491-494.

桑形恒男, 近藤純正, 1992: 風速計高度や粗度の違いを考慮した1991年台風19号の強風解析. 自然災害科学, **11**, 87-96.

Mart, L., 1981: The early evening boundary layer transition. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., **101**, 147-161.



1999年度 気象研究所研究発表会 「確かな未来を築くために一測定・探査と予測」のご案内

気象研究所では、日頃の研究成果を広く一般に公表する研究発表会を開催しています。今年度は、下記の11の研究テーマについて発表を予定しています。多くの皆様のご来所をお待ちしております。

日時：1999年11月5日（金）9：30～16：45

場所：気象研究所講堂（茨城県つくば市長峰1-1）

交通案内：

（バス）JR ひたち野うしく駅←→つくばセンター

気象研究所前下車

参加費：無料（申し込み不要）

プログラム：

＜午前の部＞

1. 東北日本の火山噴火と周辺地震活動との関連性について

（地震火山研究部）中禮正明

2. 都市の地表面の熱的特徴とパラメタリゼーション
（環境・応用気象研究部）栗田 進ほか

3. 寒候期のシアーラインを伴う現象

一局地前線から南岸低気圧まで一

（予報研究部ほか）高野 功, 清野直子ほか

4. 温暖化の解析技術の開発に関する研究

一自然変動と地球温暖化一

（気候研究部）野田 彰ほか

＜午後の部＞

5. 衛星高度計データから得られた全球海面水位の変動

（海洋研究部）倉賀野 連

6. 対流圏上部における微量気体濃度の変動

（地球化学研究部）松枝秀和ほか

7. 西太平洋域のエロゾル及び大気微量成分の変動：航空機による観測

（環境・応用気象研究部）牧野行雄ほか

8. 衛星による対流圏微量気体遠隔測定法に関する研究

（物理気象研究部）青木忠生ほか

9. 衛星による偏光観測データからのエロゾルの光学的特性の推定手法の開発

（気象衛星・観測システム研究部）増田一彦ほか

10. 米国ネヴァダ州 Railroad valley における天空光の偏光度と地表面反光の観測

（気象衛星・観測システム研究部）高島 勉ほか

11. 放射輝度に及ぼす不均質地表面の影響を考慮した衛星計測

（気象衛星・観測システム研究部）高島 勉ほか

問い合わせ先：気象研究所企画室

〒305-0052 茨城県つくば市長峰1-1

電話：0298-53-8539

ホームページ：<http://www.mri-jma.go.jp>