

南極の海氷上での安定状態下における接地気層の観測*

真 木 太 一**

要 旨

昭和基地において、気象研究観測の主要課題として微細気象観測を行なったのは、第11次隊が初めてである。

昭和基地の東方約2kmのオングル海峡のほぼ中央で、最低気温発生時期である1970年8月20日より9月19日まで、風速、気温の垂直分布観測を行なった。

Liljequist (1957) の、安定から超安定状態下に適用される風速分布式を利用して、安定度と U_L/U_0 (6m高度の風速に対して、高度に比例すると考えられる風速項との比) との関係、運動量の拡散係数、混合距離、 Ri (Richardson's number) のそれぞれと安定度の高度 (Z) との関係、6m高度の風速と Ri と高度との関係および Ri と Z/L (L : Monin-Obukhov length) との関係について明らかにした。

1. はし が き

著者は、第11次南極地域観測隊の気象研究越冬隊員として、昭和基地 (69°00'S, 39°35'E) で1970年2月より1971年2月まで気象観測を行なった。ここでは、1970年8月20日より9月19日まで、安定気層状態で行なった海氷上の接地気象観測について報告する。

昭和基地において、気象研究観測の主要課題として、微細気象観測を行なったのは、第11次隊が初めてである。昭和基地から東方へ2km離れたオングル海峡のほぼ中央における海氷上に、測風用の6mポールを設定し、1ヶ月間観測用カブースに宿泊して、風速、気温および雪中温の垂直分布の観測を行なった。この期間は、雪面での最低気温 -41°C 、観測用カブース内でも -30°C 以下になる程の低温期であって、しかも比較的晴天が続いたため、良好なデータが得られた。

南極昭和基地の冬期間における気層状態は、約9割が安定状態 (真木, 1972c) であり、しかも、かなり強い安定状態が観測された。さらに、海氷上での安定度は一層強く、気温傾度が1m当り 2.0°C という超安定状態 (真木, 1972a) が観測された。このような南極昭和基地の海氷上における風速分布のような場合、安定状態から超安定状態までに適用される風速分布式は、対数法

則のみでは表わせない。

Liljequist(1957) は、Maudheim (71°03'S, 10°56'W) 基地において、風速、気温の垂直分布を観測して、安定状態から超安定状態までの範囲に適用できる風速分布式として、(対数+直線)関係式を提出し、実測値と比較して、よい結果を得ている。そこで著者も、この方法に従って取りまとめを行なったので、その結果を報告する。

さらに、Richardson's number (Ri) および Monin-Obukhov length (L) (Monin and Obukhov, 1954) の関係について多くの観測例がある。たとえば、次のような文献がある、Panofsky (1963), Lumley and Panofsky (1964), Mcvechil (1964), Ito (1969), Webb (1970), Okamoto and Webb (1970) および Taylor (1971)。この Ri と L についても若干考察を行なったので、その結果も報告する。

なお、この海氷上の観測において、観測全般に当っては、第11次隊の松田隊長に、そして種々の便宜を与えられた定常気象観測隊員、機械担当の岡本隊員と通信担当の福島隊員に、さらに、海氷上の夜間の観測に当っては、保安上、同宿してもらった白壁隊員に、心から謝意を表します。

2. 観 測 方 法

昭和基地の東方約2kmのオングル海峡のほぼ中央で、その周囲約1kmには、全く障害物のない平坦な海氷上で、風速、気温および雪中温の観測を行なった。観測期間は、前述の通りである。次に観測方法について述べる

* The Observation of the Atmospheric Surface Layer in Stable Stratification on the Sea Ice in Antarctica.

** T. Maki 農業技術研究所
—1971年12月8日受理—

と、測風用の 6m ポールに、牧野応用測器製作の電磁式風速計 5 台を、6, 3, 1.5, 0.8 および 0.4m の各高度に取り付け、観測用カブス内でデジタル計数計による 10 分間の風程を逐次読み取った。一方、気温および雪中温の垂直分布の観測は、交流電源使用不能のため、気温については、棒状水銀温度計および雪中温については、曲管地中温度計を用いた。観測高度は、気温については、4, 2, 1, 0.5 および 0m、雪中温については、5, 10, 20, 30 および 50cm の値を毎正時に読み取った。

次に、Liljequist (1957) の風速分布式について簡単に説明しておく、Liljequist は、安定状態から超安定状態までの風速分布式を図 1 に示すような様式で表わした。すなわち、式で表わせば、

$$U_{10} = U_A + U_L,$$

ただし、 U_{10} : 10m 高度の風速 (基準風速), U_A : 中立状態における対数法則に相当する風速項, U_L : 雪面上の高度 Z に比例すると考えられる風速項, 次に、安定状態下での典型的な風速プロファイルの例を図 1 に示しておく。ここで、 $U_L/U_{10} = k$ とおき、対数法則を考慮して高度 Z での風速分布式を求め、さらに、摩擦応力 (τ) と対数法則より摩擦速度 (U_*) を求める。

ここで、運動量の分子伝達を無視 (たとえば, Sutton, 1953) すると、

$$\tau = \rho l^2 \left| \frac{\partial U}{\partial Z} \right| \left| \frac{\partial U}{\partial Z} \right| = \rho K_M \frac{\partial U}{\partial Z},$$

ただし、 ρ : 空気の密度, l : 混合距離, K_M : 運動量の拡散係数。

以上の結果より、安定状態での拡散係数は、

$$K_M = \frac{U_*^2}{\frac{\partial U}{\partial Z}} = \frac{(1-k)Z_{10}U_{10}\kappa^2}{\left(1n\frac{Z_{10}}{Z_0}\right)\left(\frac{Z_{10}}{Z+Z_0} + \frac{k}{1-k}1n\frac{Z_{10}}{Z_0}\right)}$$

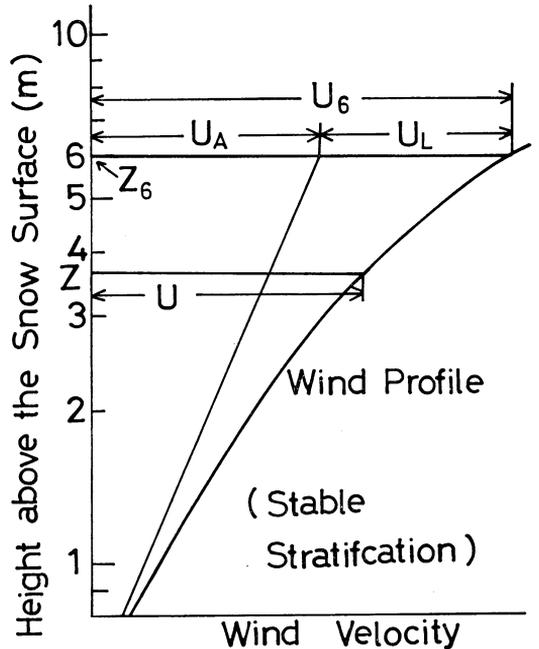
ただし、 κ : カルマン定数, Z_{10} : 10m 高度, Z_0 : 粗度長, および安定状態での混合距離 (l_s) は、

$$l_s = \frac{k(Z+Z_0)}{1 + \frac{k}{1-k} \frac{Z+Z_0}{Z_{10}} 1n \frac{Z_{10}}{Z_0}}$$

さらに、

$$\text{Richardson's number (Ri)} = \frac{g}{\theta} \frac{\frac{\partial \theta}{\partial Z}}{\left(\frac{\partial U}{\partial Z}\right)^2},$$

ただし、 g : 重力の加速度, θ : 高度 Z 付近の平均気温



第 1 図 安定状態下における典型的な風速の垂直分布の例

(絶対温度) であるから、

$$Ri = \frac{S \left(\frac{Z_{10}}{U_{10}} 1n \frac{Z_{10}}{Z_0} \right)^2}{(1-k)^2 \left(\frac{Z_{10}}{Z+Z_0} + \frac{k}{1-k} 1n \frac{Z_{10}}{Z_0} \right)^2},$$

ただし、安定度 (S) は、

$$S = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial Z}$$

とする。

安定状態での K_M , l_s および Ri は図 5・6・7 のようになり、これらについて項目別に述べていくことにする。なお、この解析に使用される基準風速は、6m 高度の風速である。

3. 結果および結果の考察

(1) U_6 と Z_0 および U_6 と U_* との関係

6m 高度の風速 (U_6) と粗度長 (Z_0) との関係を図 2 に示した。この関係で風速が 13m/sec 程度までは、粗度長は風速に対して変化せず、一定値 0.01cm を示す。そして、それ以上の風速になると風速の増加に対して、粗度長が増加する結果 (真木, 1971) が得られた。この関係を式で表わせば、

$$\log Z_0 = 0.001U_6 - 3.30,$$

ただし、 Z_0 の単位は cm、 U_6 の単位は cm/sec である。なおこの観測結果は、昭和基地内で、管制棟の北側約 150m の氷海上における観測より求められ、安定度が中立に近い時期である 3 月、4 月の値で、しかも、Richardson's number が、 $-0.01 < Ri < 0.05$ の範囲内に入る場合の観測結果を利用した。

また、摩擦速度 (U_*) は、同じく粗度長の観測資料を利用して求められたもので、中立状態に近い場合の風速の垂直分布は、対数法則で表わされる。この対数風速分布式から U_* が求められた。この U_* と U_6 との関係は、図 2 に示されている通りである。

この関係を式に表わせば、

$$0 < U_6 \leq 13 \text{m/sec} \text{ では、 } U_* = 0.0365 U_6$$

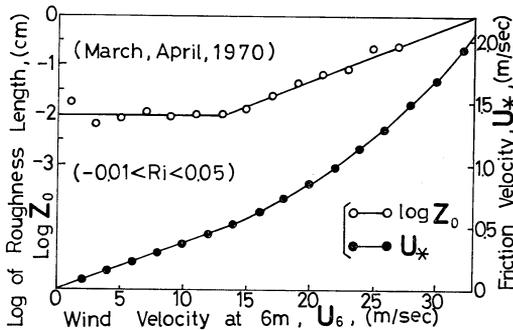
という直線関係となり、

$$13 \text{m/sec} \leq U_6 \text{ では、}$$

$$U_* = U_6 / (34.95 - 5.75 \times 10^{-3} U_6)$$

という直角双曲線の一部を示すことになる。なお、 U_* と U_6 の風速の単位は、この式の上では cm/sec で表わされている。

また、 U_* に対する Z_0 の変化は、 U_* が 47.5 cm/sec から増加し始め、この Z_0 の風速に対する増加は、植被が存在する場合 (真木, 1969) にも見出されるもので、雪面の場合には、10m 高度の風速が 8m/sec になると低い地吹雪が発生し始め、強風になると一層、飛雪密度が高くなるが、この雪粒子が雪面から持上げられる場合に、雪面での摩擦が増加して、結局、見掛上粗度長が増加するものと思われる。

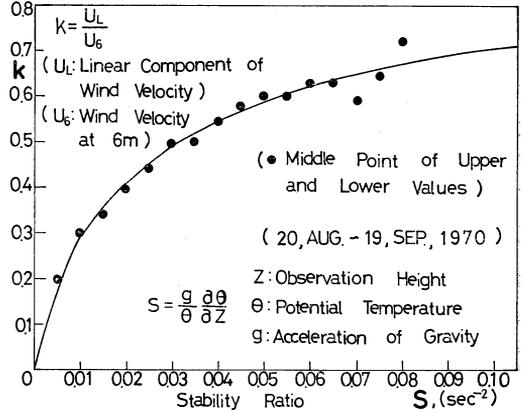


第 2 図 6m 高度の風速 (U_6) に対する摩擦速度 (U_*) と粗度長 (Z_0) との関係

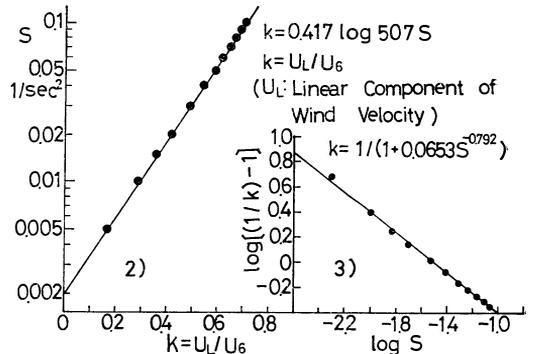
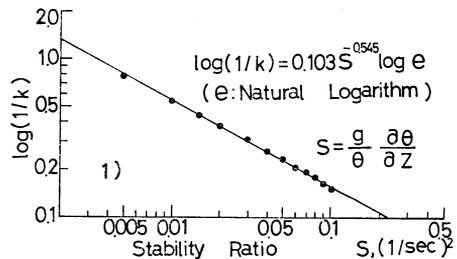
(2) k と S との関係

k と S との関係を図 3 に示しておく。

ここで表わされる k は、6m 高度の風速 (U_6) に対して、高度に比例すると考えられる風速項 (U_L) の比で表わされており、安定度 (S) は前述のように表わされる。この図 3 にプロットされた値は、安定度を 0.01sec^{-2} 毎



第 3 図 安定度 (S) に対する k の関係、 k は 6m 高度の風速 (U_6) に対して高度に比例すると考えられる風速項 (U_L) との比



第 4 図 安定度 (S) と k との関係を式化して表わした場合の 3 つの関係図およびその関係式、 k は 6m 高度の風速 (U_6) に対して高度に比例すると考えられる風速項 (U_L) との比

に区切った場合、その区間における最高、最低値の中間の値で示されている。

この図に示されているように、安定度が、 0.02sec^{-2} までは、急激に k の値が増加し、それ以上の安定度では、 k の値は緩やかに増加する。そして、図3に示された k と S との関係を式で表わせば、図4のようになる。図4に示されたように、3つの式は、どれも k と S の関係をかなりよく表わしているものである。1)式と3)式は、全般的にかなりよく合致しており、2)式では、 S の値が 0.005sec^{-2} 以下の場合で、合致しない以外は、実測値と比べて、むしろ、1)式と3)式よりもよくあっている。なお、3つの計算値を平均すると最もよく実測値と

合致することが判った。この3式の値を表に示しておく、この表から判ることは、安定度の値が小さい($S < 0.001\text{sec}^{-2}$)場合に若干、はずれる以外は、全体的に眺めると、極めてよく合致していることが言える。なお、これらの関係を式に表わせば、図4にも示したように、ほぼ次のような式で表わされる。

- 1) $\log(1/k) = 0.103 S^{-0.545} \log e$
- 2) $k = 0.417 \log 507 S$
- 3) $k = 1/(1 + 0.0653 S^{-0.792})$

これらの観測結果を、Liljequist (1957) の実測値と比較すると、式の間で多少数値が異なる程度であって、傾向はよく一致している。

表 1. S に対して、3式の k の平均値と k の実測値との比較関係

安定度 $S(\text{sec}^{-2}) \times 10^{-2}$	0	0.1	0.25	0.5	0.75	1.0	1.5	2.0	3.0	4.0	5.0	6.0	7.0	8.0	9.0	10.0
k の平均値 $\times 10^{-2}$	0	3.6	9.2	17.1	23.7	28.7	36.1	41.6	49.3	54.7	58.8	62.0	64.7	67.0	69.0	70.7
k の実測値 $\times 10^{-2}$	0	5	10	17	24	29	36	42	49	55	59	62	65	67	69	71

(3) K_M と Z と S との関係

安定度 (S) の変化に対する高度 (Z) と拡散係数 (K_M) との関係を図5に示した。

この図より、安定度の増加に対する拡散係数は急激に減少する。また S の値が一桁変化することに対する K_M の変化は、その変化の桁数においてはほぼ一致している。この図に示されたように、それぞれの S の値に対して、高度が高くなると、高度 Z に平行なそれぞれの漸近線を有しており、横軸の K_M と縦軸に平行な漸近線

よる K_M の違いは、あまり見出されないが、その逆に、安定状態が弱く、中立に近い場合には、高度差により、相当の差異が見出される。

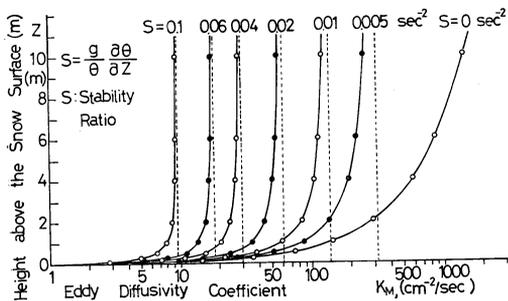
(4) l_s と Z と S との関係

安定度 (S) の変化による高度 (Z) と安定状態での混合距離 (l_s) との関係を図6の下部に示した。

この混合距離は、安定度の増加により、急激に減少し、その逆に、安定度が減少すると混合距離は急激に増加する。そして、それぞれの安定度に対して、高度が高くなるとそれぞれ決った混合距離の値に近づいていくこと、すなわち、高度 Z に平行なそれぞれの漸近線を有しており、安定度が中立 ($S = 0$) の場合における混合距離の変化は、高度 Z に比例する直線関係を示している。この混合距離の値は、超安定状態または、雪面に近い程0に接近する関係、すなわち、 l_s, Z, S 共に0において取れんしていることが判る。

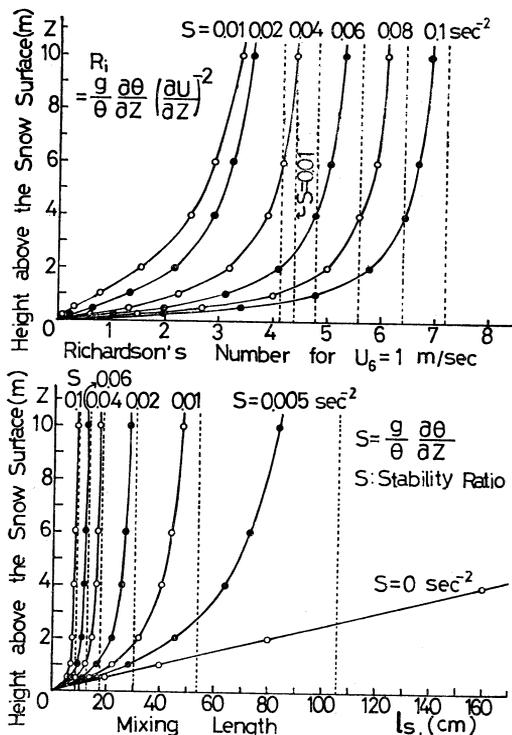
(5) $U_6 = 1.0\text{m/sec}$ の場合の Ri と Z と S との関係 $U_6 = 1.0\text{m/sec}$ の場合の安定度 (S) の変化に対する高度 (Z) と Richardson's number (Ri) の変化との関係を図6の上部に示した。

安定度の増加により Ri も増加するが、 S の増加に対する Ri の増加率は小さい。この場合、図5および図6の下部と同様に、それぞれの安定度に対して高度が高くなると、それぞれの決った Ri の数値に近づいていくこと、すなわち、高度 Z に平行な漸近線を有している。

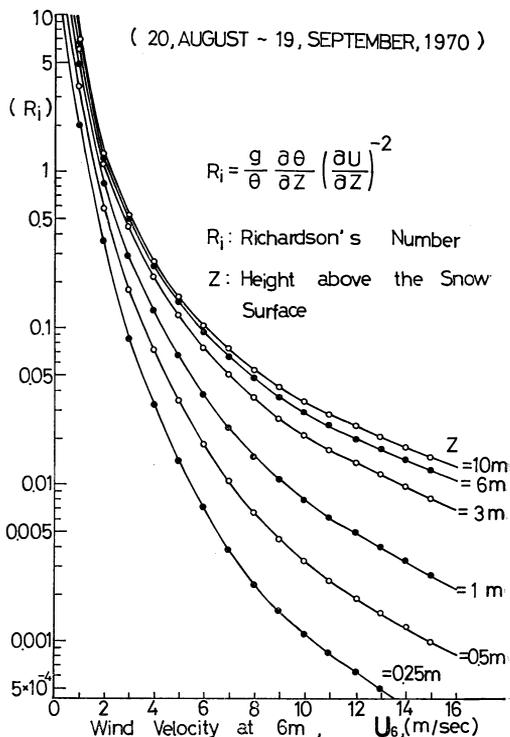


第5図 安定状態下での拡散係数 (K_M) に対する高度 (Z) と安定度 (S) との関係

によって表わされる直角双曲線に類似した変化パターンを示している。超安定状態で、高度が数m以上の場合、 K_M は漸近線に近づいていくため、相対的には高度差に



第6図 上図: 安定状態下において、6m 高度の風速が 1m/sec の場合の Richardson's number (R_i) に対する、高度 (Z) と安定度 (S) との関係
下図: 安定状態下において、混合距離 (l_s) に対する、高度 (Z) と安定度 (S) との関係



第7図 安定状態下において、6m 高度の風速 (U_6) に対する Richardson's number (R_i) と高度 (Z) との関係

S が小さい場合の漸近線に関して、 R_i の大きい方に偏る傾向がみられる。たとえば、 $S = 0.01 \text{ sec}^{-2}$ と 0.02 sec^{-2} では、高度の高い上空において、 S に対する R_i の大小が逆転する関係になるが、このことは事実かどうかは疑わしい。すなわち、中立に近い場合においては、この式は、あまり上空まで適用すべきでないと思われる。この図においても、接地下層部を除いた場合、直角双曲線に近い変化パターンを示している。この場合も前項と同様、 R_i , Z , S 共に 0 において取れんしていることが判る。

(6) U_6 と R_i と Z との関係

高度 (Z) の変化に対する 6m 高度の風速 (U_6) と Richardson's number (R_i) との関係を図7に示した。

この図では高度が高くなれば、 R_i の値は相対的に大きくなり、風速が増加すれば、相対的に R_i の値は減少する。また、風速が増加すれば、対数グラフ上での R_i

の較差は、相対的に大きくなるのが判る。この場合、10m 高度の風速が 8m/sec 以上、すなわち、6m 高度の風速の場合では 7.5m/sec 以上になると地吹雪が発生し始め、強風速になればなる程、地吹雪が強くなって、安定度は小さく、さらに R_i も小さくなる。ただし、この地吹雪発生時の風速は平均風速ではなく、瞬間値で示されている (真木, 1971)。

以上(3), (4), (5)および(6)の結果に関して、Liljequist (1957)の結果と比較すると、数値的には多少異なるが、変化傾向はよく一致していることが判った。

(7) R_i と L との関係

3m高度の Richardson's number (R_i) に対する高度 (Z) と Monin-Obukhov length (L) との比 (Z/L) の関係を図8に示した。

この図に示された R_i と Z/L との関係は、海氷上における観測結果であって、気温傾度が、 2.0°C/m の超安定状態の値から、風速が 10m/sec 前後、すなわち、地吹雪発生が観測される程度の中立に近い状態の値まで

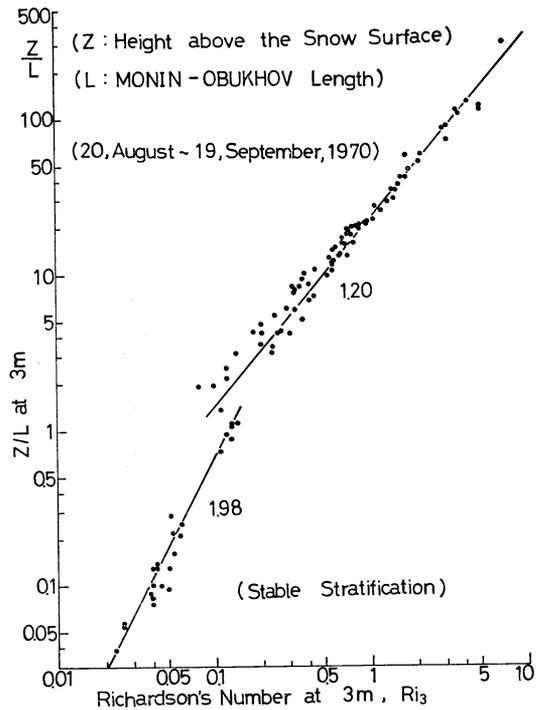
含まれている。Ri が 0.1 以上の場合においては、1.20 乗に比例し、Ri が 0.1 以下においては、1.98 乗(約 2.0 乗)に比例することが判った。そして、安定状態が強い場合、 U_3 (3m 高度の風速)と U_3-U_2 (3m 高度と 2m 高度の風速差)との関係について、弱風速域においては、 U_3-U_2 が相対的に大きくなる。その大きい風速差が L と Ri にも影響を与えた結果、 L と Ri との関係で、その傾きが、1.20 と小さい値となっている。

次に Ri と L との関係について述べると、この関係図では、Ri が 0.1 以上においては、-1.22 乗に比例し、Ri が 0.1 以下においては、-2.00 乗に比例することが判った。この Ri と L との関係図を Ri と Z/L との関係図と比較する場合、その傾きの符号が正から負に変わった値にほぼ等しいことが判った。

なお、Ito (1969) は、安定状態の場合における Ri と Z/L との関係に対して、1.2~1.3 乗に比例する関係を求めている。一方、Webb (1970) は、安定状態において、1.6m 高度の Ri と L との関係より -1.4 乗に比例する結果を求めている。この Webb (1970) の関係を式で示すと、 $Ri=(Z/L)/(1+\alpha Z/L)$ ただし、 $\alpha=5.2$ = 定数、という関係式を求めている。また、Taylor (1971) も同様の関係式が求まるとしている。さらに、Okamoto and Webb (1970) も 2m 高度での Ri に対して、同様に $Ri=(Z/L)/(1+\alpha Z/L)$ 、 $\alpha=5$ を求めている。また、Mcveihil (1964) は、南極点で 4m 高度の Ri と Z/L' との関係を求め、Ri が、0.01~0.1 の範囲においては、約 1.40 乗に比例する関係を求めている。そして、Ri と Z/L' との関係式として、 $Ri=(Z/L')/(1+\alpha Z/L')$ を求めている。ここで、 $\alpha=7$ であり、 $L'=L(K_H/K_M)$ である。ただし、 K_H : 熱拡散係数、 K_M : 運動量の拡散係数を指している。

これらの結果は、昭和基地の東方の海氷上における観測結果と比べて、弱風速の場合の傾きの値である 1.2 乗に近いが、1.2 と 2.0 乗の間に入る結果が多く、安定状態の内でもあまり強い安定状態ではないことを示している。昭和基地の海氷上の場合、Ri が 0.01~0.1 の範囲のデータでは、約 2 乗に比例するという大きい値が出ているが、Ri の全データについての関係を求める場合、全体を 1 曲線で表わすべきだが、簡単のため、1 直線で代表させれば、大体 1.4 乗に比例することが言える。

一方、Panofsky (1963) と Lumley and Panofsky (1964) は、Ri と Z/L' との関係を求めているが、 $Z/L'=Ri/(1+7Ri)$ という Ri と Z/L' とが、上述の文献と比べ



第 8 図 安定状態下における、3m 高度の Richardson's number (Ri_3) に対する、 Z/L との関係、 Z/L は高度 (Z) と Monin-Obukhov length (L) との比

て逆転した関係になっており、Ri が 0.01~0.1 の範囲内においては、約 0.9 乗に近い関係が得られる。

以上、多くの研究者によって、それぞれ観測高度の異なる場合における Ri と L 、または、Ri と Z/L との関係を求めている。それらを直接比較して厳密なことを言うことはできないが、その変化傾向については、十分比較可能である。

一方、著者の場合は、Ri と L が他の文献と比べて 1~2 桁も大きい、いわゆる超安定状態でのデータまで含まれているため、極めて興味深いことであるが、比較を行なうには注意する必要がある。

最後に、Monin-Obukhov 式について述べておく。Monin-Obukhov (1954) は、風速分布式として(対数+直線)法則関係(Liljequist の式とは異なる)、すなわち、

$$U = \frac{U_*}{\kappa} \left(1n \frac{Z}{Z_0} + \alpha Z/L \right)$$

ただし、 α は経験定数である、を提出した。この式は、安定度の効果あまり大きくない場合に適用されるものであって、南極のような超安定状態での風速分布式には、当然適用することはできない。

4. むすび

昭和基地の東方約2kmのオングル海峡のほぼ中央で、しかもその周囲約1kmには全く障害物のない平坦な海氷上で、風速、気温の垂直分布の観測を行なった。

得られた結果を要約すると次のようになる。

(1) U_6 (6m高度の風速) と Z_0 (粗度長) との関係で、6m高度の風速が13m/sec以下では、風速の増加に対して、 U_* は直線的に増加し、それ以上の風速では、 U_* は直角双曲線の一部を示すという結果が得られた。

(2) k (U_6 に対して、高度に比例すると考えられる風速項との比) と S (安定度) との関係について、3つの関係式が求められた。この3つの関係式の平均値が、 $S < 0.001 \text{sec}^{-2}$ を除けば、最もよく実測値と一致することが判った。

(3) K_M (運動量の拡散係数) と Z (高度) と S との関係については、図5に示すような結果が得られた。

(4) l_s (混合距離) と Z と S との関係については、図6の下部に示すような結果が得られた。

(5) U_6 が1m/secの場合の Ri (Richardson's number) と Z と S との関係については、図6の上部に示すような結果が得られた。

(6) U_6 と Ri と Z との関係については、図7に示すような結果が得られた。

(7) Ri と Z/L (L : Monin-Obukhov length) との関係については、超安定状態から中立に近い状態までの関係について、 Ri が0.1以下の場合には、1.2乗に比例することが、 Ri が0.1以上の安定状態が強い場合には、2.0乗に比例することが、および、全体として1.4乗に比例することが判った。また、超安定状態では、Monin-Obukhov 式は適用できないことが判った。

文 献

- 1) Ito, S., 1969: A mechanism of turbulent transfer in the atmospheric surface layer, *J. Met. Soc. Japan*, **47**, 419-430.
- 2) Liljequist, G. H., 1957: Energy exchange of an antarctic snow-field, Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition, 1949-52, *Scientific Results*, II, 1C & 1D, 184-298.
- 3) Lumley, J. L. and Panofsky, H. A., 1964: The structure of atmospheric turbulence, John Wiley & Sons, New York · London · Sydney, 99-118.
- 4) 真木太一, 1969: トウモロコシ植被上における風速分布式中の地面修正量と粗度長について, *農業気象*, **25**, 13-18.
- 5) 真木太一, 1971: 昭和基地における地吹雪発生中の視程と風速の関係, *南極資料*, **42**, 35-42.
- 6) 真木太一, 1972 a: 南極の海氷上における接地気層の観測, *農業気象*, **27**, 137-143.
- 7) 真木太一, 1972 c: 昭和基地における風向, 風速, 気温および気温鉛直傾度の相互関係, *天気*, **19**, 359-367.
- 8) Mcveihil, G. E., 1964: Wind and temperature profiles near the ground in stable stratification, *Quart. J. R. Met. Soc.*, **90**, 136-146.
- 9) Monin, A. S. and Obukhov, A. M., 1954: The basic laws of turbulence mixing in the surface layer of the atmosphere, *Trud. Geophz. Inst. Akad. Nauk. SSSR*, **24** (151), 163-187.
- 10) Okamoto, M. and Webb, E. K., 1970: The temperature fluctuations in stable stratification, *Quart. J. R. Met. Soc.*, **96**, 591-600.
- 11) Panofsky, H. A., 1963: Determination of stress from wind and temperature measurements, *Quart. J. R. Met. Soc.*, **89**, 85-94.
- 12) Sutton, O. G., 1953: *Micrometeorology, The atmosphere in motion*, (2) Turbulent flow, McGraw Hill, New York Toronto London, 56-104.
- 13) Taylor, P. A., 1971: A note on the log-linear velocity profile in stable conditions, *Quart. J. R. Met. Soc.*, **97**, 326-367.
- 14) Webb, E. K., 1970: Profile relationships: the log-linear range, and extension to strong stability, *Quart. J. R. Met. Soc.*, **96**, 67-90.