〔論 文〕

南極昭和基地で観測された風と気圧の

短周期で大きい振幅の変動

岩井邦中*・阿部豊雄**

要旨

1992年5月22日と6月11日に昭和基地で顕著な風向・風速と気圧の短周期変動が記録された。周期は4分から10 分であった。気圧と風速は逆位相であり、気圧の最大両振幅は1.5hPa以上、風速の最大変動幅は約20 ms⁻¹に及 んだ。気温や露点温度は阿部(1979)の報告とは異なり、ほとんど変動が無かった。この変動を浅水波近似の内部 波による流体の軌道運動と一般流の相互作用によるとして解析した。その結果、内部波の伝播方向は一般流(北東 の風)に相対的に西南西から東北東ないしは南西から北東に4~5 ms⁻¹で伝播していた。波長は4~6 km、対地伝 播速度は8.2~12.8 ms⁻¹で伝播方向は上の逆であった。すなわち、内部波の波源は昭和基地からみて、大陸側にあ り、一般流とは相対的に逆方向に伝播しているが、全体として、強い一般流に流されて風下側に伝播していること になる。

1. はじめに

風向,風速の急変動は航空機の離着陸時には特に事 故につながる危険性があるため,それらを知ることは 大変重要である.草野・庄山(1969)は羽田空港で周 期が約10分の風,気圧,雲底高度等の変動を観測した. さらに,横浜等,南関東の多くの観測点のデータを解 析して,内部重力波の波長や伝播速度を求め,高層観 測を基にして,内部重力波の一つの構造モデルを提唱 した.一方,村松(1971)は稚内で周期約1時間の風, 気圧等の変動を観測し,その原因として,利尻島の風 下に発生したカルマン渦列の通過によると推論した.

昭和基地における風の周期的な急変動は阿部(1979) によって報告されている。彼は変動の原因として、内 部重力波あるいは基地の風上にある岩島によるカルマ ン渦の可能性を指摘するにとどめているが、後者につ いては岩島のさらに風上に当たる、とっつき岬におい ても、同じ時刻に風の周期的変動が記録されているこ とから、否定的見解を述べている。

地上風や気圧の周期的変動を観測し、これを重力波 と見なしたのは Gossard and Munk (1954) が初めて

* 信州大学教育学部.	** 高層気象台.		
	—1995年12月18日 受領 —		
	—1996年 9 月30日受理—		
© 1997 日本気象学会			

1997年1月

ではないかと荒川 (1973) は述べている. その後,地 上気圧や風速の変動を記録して,内部重力波の研究は 数多くなされている (例えば Einaudi and Finnigan, 1981; Monserrat and Thorpe, 1992; Rees and Mobbs, 1988). さらに,比較的最近,内部波をソリト ンとして考察している論文も多く現れている (Christie *et al.*, 1978; 辻村, 1993).

本論文の目的は1992年5月22日と6月11日に昭和基 地で観測された大きい振幅をもった気圧と風向・風速 の周期的変動を紹介することである。

2. 観測地点と観測データ

第1図に昭和基地周辺の地形図を示す.昭和基地は 南極大陸から約4km隔てた東オングル島にある.主 風向は北東の風である.主風向の風上側には海抜約40 mの岩島がある.昭和基地では現在,各気象要素はア ナログ記録の他,毎分のデータがディジタル値として 収録されている.従って,1分毎の読み取りはアナロ グ記録だけであった阿部(1979)の時とは違い,時間 的な読み取り誤差を含まない数値データによる調査解 析が可能である.

3. 観測事例

3.1 5月22日の例

1992年5月22日10:00 LST 頃より約1時間半にわ たり顕著な風向・風速,気圧の周期変動が観測された. この時の前後の気温,気圧,風速を第2図に示す.5 月21日は午前中風が弱く,降雪があったが,午後から 晴れた.気圧はほとんど変化がなかった.現象のあっ た5月22日の午前中に気圧は数 hPa 降下し,風速が 10 ms⁻¹を越えるようになった.午後には気圧は少し 上昇したものの,夜半から気圧は急降下し,23日は風 速 30 ms⁻¹を越える激しいブリザードとなった.これ



第1図 昭和基地周辺の地形図(原図は阿部, 1979).

らの変化から、低気圧の接近の前に前線が昭和基地の 近くを通過したものと考えられる。

第3図に09:30 LST から12:10 LST の間の瞬間 風速,瞬間風向,現地気圧の時系列図を示す.風向は 0が北の風であり,5は北から時計周りで50度の方向 (ほぼ北東)からの風向を表す.10時頃から11時半頃ま で,気圧の変動を伴い,周期約10分で風向・風速が変 動している.最大の気圧変動幅(両振幅)は1.6 hPa で あり,風速は6 ms⁻¹から23 ms⁻¹の間で変動してい る.変動成分を強調するために,気圧と風速の値から, 各々11分で移動平均した値を差し引いた偏差で表した ものを第4図に示す.

変動の特徴は

- 1)風速と気圧は逆位相であり、気圧の変動幅と風速の変動幅はほぼ比例している。相関図は示していないが、10:00から11:30 LST までの1分毎の気圧と風速の変動部分の相関係数は-0.81であった。
- 2) 風速が大きいときは風向は北東に近く,風速が小 さいときは北から,わずかに西風成分をもつ。
- 3)風速変動の大きい10:10~10:50 LST 間におい て、風速が減少から増加に変わる極小部分にわず かに増加・減少する小さな極大があり、気圧の極 大部分にはこの現象に対応した小さな極小が見ら れる。
- 4)ここには示さないが、気温や露点温度には周期的 変動はほとんど見られなかった。

3.2 6月11日の例

6月11日の13:00 LST 頃から19:00 LST 過ぎま で断続的に気圧の周期的変動をともなった風向・風速



第2図 1992年5月21~23日の気温,気圧,風速の時系列図.風,気圧の周期的変動 があった時間は図の下部の太実線で示す。





の変動が見られた. この前後の気温,気圧,風速を第 5 図に示す. 10日は風速 20 ms⁻¹ を越えるブリザード になっており,11日の午後もブリザードであったが11 日正午から12時間に気圧は約 10 hPa 上昇し,12日 03:00 LST には風速は 10 ms⁻¹ 以下になった. この ことから,11日の午後から低気圧は昭和基地の近くか ら遠ざかったか,あるいは弱まったものと考えられる.

第6図a, b, cに各々13:00~15:30, 15:30~18: 00, 18:00~20:05 LST の風向・風速と気圧を示す. 但し気圧は13:00から20:00 LST にかけて,全体と して約6hPa上昇しているので,トレンドを除くため に,先に述べたように,瞬間気圧から11分の移動平均 値を差し引いた偏差で示している.13:00~14:00 LSTにかけて,周期約4分の変動が見られる.14:30 から15:20 LST にかけては気圧の変動は余り見られ ないが15:20から17:15 LST にかけて13時頃からの 変動周期に比べて少し周期の長い7~8分の変動が見 られる.これは全体として見ると波束のように見える. さらに18:40から19:15 LST にかけて6~7分の周 期で変動が見られる.

この中で気圧と風速の変動が最も大きかった16時頃 の気圧と風速の変動を第7図に示す.第4図で示した, ものと同様に風速と気圧の変動は逆位相になってお り,風速の変動幅と気圧の変動幅はほぼ比例している. また,風速が大きいときは風向は東よりであり,風速 が小さいときは北よりになっている.6月11日の場合 も,気温,露点温度に周期的変動はほとんど見られな かった.

9





第5図 1992年6月10~12日の気温,気圧,風速の時系列図.風と気圧の周期的変動 があった時間は図の下部の横太実線で示す。

4. 考察

4.1 カルマン渦列か内部重力波か?

先ず気圧の変動を伴った風の変動が昭和基地の風上 (北東)に位置する岩島によるカルマン渦列の通過によ るものかどうかを検討する.昭和基地が2列のカルマ ン渦列の間にあるときと,渦列の左右の外側にあると きについて風速・風向の周期を考える.村松(1971) によると観測点がカルマン渦列の2つの軸の間にある ときには風向変化の周期は風速変化の周期の半分にな るはずであるが,実際の観測はそのようになっていな い.また,観測点が渦列の外側にあるとすると,風速 の極大時と極小時の風向はほぼ一致するはずであり, 風向の時間変化は風速が極大と極小のときの風向から 時計回りあるいは反時計回りになるはずである.しか し,第2図に示したように風速が極大と極小のときの 風向は一致していないし,風向変化もそのようになっ ていない.

さらに、村松によると、カルマン渦の安定周期 r は 次の式で表される。

$$\boldsymbol{\tau} = \boldsymbol{d} \boldsymbol{S}^{-1} \boldsymbol{u}^{-1} \tag{1}$$

ここで d は島の代表的大きさ、S はストローハル数, u は平均風速である.ストローハル数はカルマン渦の 場合、レイノルズ数が4×10²から2×10⁵の範囲で、ほぼ 一定の0.2であることが知られている.(1)式に d=500 m, S=0.2, u=15 ms⁻¹ を代入すると r は 3 分弱にな り、4~10分の周期とは合わない.いずれにしても上記 の気圧の変動を伴った風速・風向の変化はカルマン渦 列の通過によるものではないと言っていいであろう. 従って,これまでの観測や解説(例えば Gossard and Munk, 1954;荒川,1973;田中,1975)からこれらの 変動は内部重力波によると考えて良いであろう.但し, これから論ずる内部重力波は逆転層に沿って伝わる界 面波としての内部重力波である.Holton(1992)によ ると,海洋中の温度躍層での密度不連続層に沿って, 水平方向に伝わる内部重力波を鉛直方向にも伝わる内 部重力波と区別して単に内部波と呼んでいる.

4.2 内部波としての変動

a) 5月22日の例

第8図に周期変動が最も顕著であった10:22 LST から10:32 LST までの風をベクトル的に表したもの を示す.

Gossard and Munk (1954), Gossard *et al.*(1970) によると、内部波が波頭列に直角方向に伝播している 平面波とすると図中のA、Bで示す方向が一般流に相 対的な、内部波の伝播方向となる。図では一般流の向 きが時間的に少し変動していることになるが、A、B はほぼ平行になっている。伝播の向きは気圧が最大の ときの内部波による空気粒子の軌道運動の向きと一致 することから、大きな矢印で示すように西南西から東 北東になる。一般流に相対的な波の位相速度 \vec{c}_1 は Gossard and Munk (1954) による、インピーダンス の関係より次の式で与えられる。この式の導出につい ては荒川 (1973) を参照のこと。なお、この式は援乱 の振幅が小さいという近似で導出されているが、Gossard and Richter (1970) によると、有限振幅の場合





にも、ほぼ成り立つことが示されている.

$$\overrightarrow{c}_1 = p v^{-1} \overrightarrow{v}_1 \tag{2}$$

ここで $p \ge v$ はそれぞれ気圧と風速の擾乱の振幅で

あり、 ρ は平均密度、 \vec{v}_1 は波数ベクトル方向の単位ベ クトルである. 擾乱の風ベクトルは $\vec{v} = v\vec{v}_1$ となる. pに観測値、 ρ に計算値および第5図から v にそれぞ れ、次の値、p=60 Pa, v=10.8 ms⁻¹, $\rho=1.33$ kgm⁻³ を

1997年1月

11

南極昭和基地で観測された風と気圧の短周期で大きい振幅の変動

12



第7図 第4図と同様、但し6月11日16:00 LST 前後の風速と気圧の偏差、



第8図 5月22日の10:22~10:32 LST の1分 毎の風のベクトル図.ベクトルの先端は 風下方向である。先端に示す数字は時刻 から10時をとった分を示す。10: 27~10:32 LST までは煩雑さをさける ため、点と数字しか書いていない。破線 で示す矢印は一般流に相対的な内部波の 伝播方向である。

代入すると、 $|\vec{c}_1|$ は 4.2 ms⁻¹ となる.対地位相速度 \vec{c} は $\vec{c} = \vec{c}_1 + (\vec{v}_1 \cdot \vec{U})$ \vec{v}_1 で表される. ここで \vec{U} は 一般流の風速ベクトルである. 第5 図より $\vec{v}_1 \cdot \vec{U}$ を 12. 4 ms⁻¹ とすると $(\vec{v}_1 \cdot \vec{U})$ \vec{v}_1 と \vec{c}_1 は向きが逆であ るので、 \vec{c} は 8.2 ms⁻¹ すなわち 29.5 kmh⁻¹ で東北東 から西南西の方向に伝播していることになる. 波長 L は L= $|\vec{c}|$ T で表される. ここで T は固定点即ち 観測点における周期である. T に 6×10²s を入れると 波長は 4.9 km になる.

(2) 式は、気圧変動と擾乱の風速変動の振幅が比例

することを示しており、3.1節で示した変動の特徴の 1)はこの式で説明できる。2)については内部波に 伴う空気粒子の軌道運動と一般流による相互作用とし て説明できる。3)についてはよく分からないが恐ら く、約10分の基本振動の周期に小さい振幅の第1高調 波が重なっているものと思われる。4)については4.3 で述べる。

第9図に気圧変動があった時間帯から数時間後の 14:30 LST の上層の気温,風向・風速,温位,ポテ ンシャル密度を示す。976.1 hPa(高さ 160 m)と 940. 9hPa (高さ440m)の間に逆転層がある。この厚さは 280 m である。風は逆転層の下部で風速 16 ms⁻¹ と少 し大きい値になっているがそれ以外の高さでは約 10 ms⁻¹で一定になっている。ポテンシャル密度で表現す ると密度が成層していることが直感的に理解できる (木村, 1983)し、逆転層の所で密度勾配が大きくなっ ているのが分かる。これまでの多くの観測で内部重力 波の伝播には大気の下層に安定成層が必要であるとい うことと合っている。もっとも、高層観測が実施され た時間帯には気圧と風の周期変動は終わっていたこと から、大気下層に安定層が存在していても、内部重力 波が観測されるとは限らない。内部波が存在するため には、大気が安定成層をしている他に波を励起させる 機構がなくてはいけないことは当然である。

b) 6月11日の例

第10図に変動が最も顕著であった16:01~16:09 LST の風をベクトル表示したものを示す. 第6図と同 様に計算すると, 一般流に相対的な水平面内の伝播速 度は4.9 ms⁻¹で南西から北東の方向に向いている. 一 般流とほぼ反対方向から伝播していることになるが,



第9図 5月22日14:30 LST の高層の状態図.右よりそれぞれ,温位,気温,風向,風速, ポテンシャル密度.斜めの細線は 270 K の乾燥断熱線である.



第10図 第8図と同様。但し、6月11日16: 01~16:09 LST の風ベクトル。

地面に対しては北東から南西に伝播している. 第11図 に6月11日の高層の状態図を示す. 現象が丁度弱まっ ている14:30 LST のものであるが, 915 hPa (580 m) と 882 hPa (875 m) に逆転層がある. この層は風速が 30 ms⁻¹ を越えている. 825 hPa より上層では風は 10 ms⁻¹ でほぼ一定である. 従って下層では風の鉛直シ アーが非常に大きい.

第1表に6月11日の他の時間帯と5月22日の内部波の周期,伝播速度等を示す。一般流に相対的な伝播速度はいずれも4ms⁻¹の大きさである。

4.3 内部波のモデル

空気塊が鉛直方向の振動成分をもつ内部重力波とす

ると、一般に、気温や露点温度も検出できるくらい変 動するはずであるが、前節で述べた様に、気温と露点 温度にほとんど変動が見られなかった.このことは上 下に振動する空気塊が地上にほとんど影響を及ぼして いないことを意味していると考えられる.ここでは、 第12図に示す様に逆転層の所で、密度の不連続がある 界面に波動が起きている概念図を考える.逆転層の下 面の高さは5月22日の場合160mであり、6月11日の 場合は580mであった.界面より上の層(逆転層)の 厚さは簡単のために無限大と仮定する.前節で述べた 波長4.9 km、6.1 km に比べると、下層の深さは十分小 さいので、浅水波(長波)近似が出来る.Holton (1992) によると、浅水波近似の界面波の位相速度は次の式で 与えられる.

$$c = \sqrt{\frac{g(\rho - \rho')h}{\rho}} \tag{3}$$

ここで $\rho \geq h$ は下層の密度と深さ, ρ' は上層の密度 である. g は重力の加速度である.ここで下層と上層 の密度として,第9図,10図に示したポテンシャル密 度をそれぞれ 1.32 gm⁻³,1.30 gm⁻³,1.28 gm⁻³ とすると,位相速度はそれぞれ,4.9 ms⁻¹,9.4 ms⁻¹ となる.5月22日の場合は4.2 ms⁻¹ でかなりよ く合うが,6月11日の場合4.9 ms⁻¹ であったので約2 倍も違っていて(3)式のような単純な式では簡単に説 明できない.浅水波近似の場合,流体の軌道運動は深 さに依らずほぼ水平運動をすることが知られており, 特に底では水平になることが知られている.内部波に

1997年1月

14

南極昭和基地で観測された風と気圧の短周期で大きい振幅の変動



第11図 第9図と同様。但し、6月11日14:30 LST の高層の状態図

日時	相対的位相速度	伝播の向き(度)	対地伝播速度	波長
5/22 1022-1032	4.2 m/s	240-60	30 km/h	4.9 km
6/11 1325-1334	4.3 m/s	244-64	46 km/h	3.9 km
1601-1610	4.9 m/s	217-47	46 km/h	6.1 km
1855-1901	4.3 m/s	228-48	37 km/h	3.7 km

第1表 5月22日と6月11日の内部波の周期,伝播方向,伝播速度等



第12図 浅水波近似の内部波のモデル図.破線の 矢印は内部波の伝播方向であり、実線の 矢印は流体粒子の軌道運動の向きであ る.HとLは高圧部と低圧部.Holton (1992)に加筆修正.

より境界面は上下に大きく振動しても、大気の底では 流体粒子はほとんど水平に運動するため、温度に変動 がなかったと考えられる.しかし、内部波の振幅が不 明であることや風の影響を取り入れていないことで、 実際の風速変動や、気圧の変動を定量的に説明できな い.Crook (1988)は、2層モデルの数値実験で下層に 内部重力波がトラップされるための条件として、波の 伝播方向とは反対の一般流が必要であること、および 逆転層が存在する事により、そこでの反射により地上 での波の振幅を増大させることを示した。今回の二つ の観測では両方とも一般風と相対的に反対方向に波が 伝播していたこととおよび逆転層が存在していたこと と関係があると考えられる。

4.4 波源について

内部重力波の波源については、1)風の鉛直シアー による不安定性によるもの、2)山岳等の地形性のも の、3)対流から発生するもの、4)ジェット気流か ら発生するもの、5)前線から発生するもの等が挙げ られている。

第13図に 5月22日と 6月11日の高さ方向のリチャー ドソン数 N_{RI} を示す. N_{RI} は次の式で表される量である.

$$N_{\rm RI} = \frac{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2} \tag{4}$$

ここで θ は温位であり、gは重力の加速度、uは風速 である。

6月11日の場合,930 hPa 以下の層でリチャードソン数が0.25より小さく,シアー不安定を起こす可能性が十分にある.810~880 hPa の層でもリチャードソン



第13図 5月22日と6月11日の上層のリチャードソン数、実線は5月22日、破線は6 月11日、縦線の長さはその層の厚さを示す。

数が小さい.5月22日の場合も下層にリチャードソン 数が小さい層があるが,臨界値である0.25よりは大き い.

6月11日の例では下層に鉛直シアーが大きくリ チャードソン数の小さい層があることから、シアー不 安定により、内部波が発達すると考えられる。一方5 月22日の例でも下層でリチャードソン数の小さい所が あり波源のところでは0.25より小さい可能性が考えら れる。

そのほか波源の候補として、カタバ風が大陸斜面上 の安定層でハイドローリクジャンプを起こし(例えば Adachi, 1980),逆転層に内部波を送り出しているモデ ルも考えられる。しかし、カタバ風がハイドローリク ジャンプを起こして大雪煙をあげているときに必ずし も昭和基地で気圧や風の変動が観測されているとは限 らない(阿部, 1979).

更に3.1で述べたように,前線の通過と関係があるか も知れない. Gedzelman and Rilling (1978) は大気下 層に安定層が存在するとき,前線面が上空を通過する と,大きな振幅の内部重力波が観測されたことを報告 している. 5月22日の例は低気圧から伸びる前線から 内部重力波が発生している可能性も考えられる.しか し, 波源については不明な点が多く, 今後の更なる観 測を待ちたい.

4.5 これまでの観測との比較

地上における内部重力波の観測は微気圧計によるも のが多い (Einaudi and Finnigan, 1981; Gedzelman and Rilling, 1978). それらの結果では内部重力波によ る短周期の気圧振動の両振幅はせいぜい数十 Pa であ り、1 hPa を越えることはない。Monserrat and Thorpe (1992) は 2~3 hPa の大きい振幅の気圧変動を観 測しているが、10分程度の短い周期の変動では1hPa 以下であった、風速の観測はないので、その変動につ いてはわからない。一方, Rees and Mobbs (1988) は 南極ウェッデル海の棚氷上にあるイギリスのハレー基 地で3点に風速計を設置して,内部重力波を検出した. 風速の変動幅は数 ms⁻¹ であったが気圧の変動は不明 である。この内部重力波の位相速度は 4~5 ms⁻¹ で本 観測で示した一般流に相対的な位相速度と偶然かもし れないがほぼ一致している。草野・庄山(1969)は気 圧の両振幅の最大が 1.5 hPa, 風速の変動が最大 9 ms⁻¹の内部重力波を観測しており、本観測と比べる と、気圧変動では同程度であるが、風速変動は半分位 である. Gossard and Munk (1954) によると気圧の

1997年1月

最大変動幅は0.86 hPa で風速は 6.4 ms⁻¹ であった.他 のいくつかの観測例で気圧の変動幅は 0.14~0.4 hPa であり,風速の変動幅は 1~3 ms⁻¹ であった.

特徴的な雲を伴っているため非常に激しい擾乱とみ られ、最近では内部重力波ソリトンではないかと言わ れるオーストラリア北部のカーペンタリア湾に生じる モーニング・グローリ(辻村、1993)の気圧変動幅は 1 hPa を越えることもあるが、風速の変動幅は数 ms⁻¹ であった (Smith *et al.*, 1982). もっとも、モーニン グ・グローリが通過したときの風速は 25 mph (約 12 ms⁻¹) に達している例もある (Neal *et al.*, 1977).

以上述べた様に,内部重力波による風速変動は約10 ms⁻¹ が最大であったが,昭和基地では 20 ms⁻¹ 近く に及んでいる。阿部 (1979)の報告では風速の最大両 振幅は 33.5 ms⁻¹ を記録している。この様に,昭和基 地での内部重力波による風速の擾乱は世界でも類をみ ない程激しい。基地の周辺は氷山群があるが,比較的 平らな海氷面であるので,地表面摩擦が小さいことが 風速の大きな変動を維持する原因の一つであろう。

5. まとめ

1992年5月22日と6月11日に昭和基地で気圧と風の 短周期変動が観測された.はじめにこの変動が基地の 風上にある岩島によるカルマン渦列の通過によるもの かどうか議論した.その結果はカルマン渦の通過によ るものではなく、内部波によるものと結論した.

それらの結果をまとめると次の通りである.

- 内部波の伝播は一般流に相対的に西南西あるいは 南西から東北東あるいは北東方向に伝播してい る.その位相速度は約4~5 ms⁻¹である.しかし, 地面に対しては上と逆方向の大陸方向から 8 ms⁻¹~13 ms⁻¹(約30~46 kmh⁻¹)で伝播した.波 長は4~6 km であった.
- 2) 5月22日の現象と6月11日の現象の波源は風の鉛 直シアーによる不安定波によるものであろう。し かし、大陸斜面による地形の影響やカタバ風によ る励起、前線からの発生も考えられ、波源につい ては不明な点が多い。
- 3) 5月22日と6月11日の現象とも下層に 280 m か ら 300 m の厚さの逆転層が存在していた.
- 4)阿部(1979)の報告も含め、このような周期変動 は平均風速が15 ms⁻¹程度になるシノプティック スケールの擾乱がある時に起きている。

これまで述べた考察は内部波による擾乱が一般流の

風向や風速の変動を引き起こすという Gossard and Munk(1954)の理論を基にしている。一般流に対し て,摂動項が小さいという線形近似を仮定しているが, 実際の変動は一般流が15ms⁻¹に対して、擾乱の大き さは約10ms⁻¹であって、線形近似ができるものかど うか問題が残る、さらに、内部波の通過による気圧の 変動により、水平気圧傾度が変わり、一般流に影響が 及ぶ非線形相互作用も考えなくてはいけないだろう. 内部波として位相速度や波長についてもっと厳密に議 論するためには、観測点を少なくとも、3点とる必要 がある。内部波の伝播,発達には下層に安定層が存在 することが重要であると言われている.昭和基地での 観測(例えば Maki, 1974)では一般的に下層は安定で ある、しかし、いつも上記の擾乱が観測されるわけで はない. これまでに報告された昭和基地での風と気圧 の周期的な変動は18次の阿部(1979)によるものと33 次での本報告だけである。注意を払えばもっと観測さ れているものと思われる。今後の南極観測のプロジェ クトの1つとすることを希望する.

謝辞

データは気象庁観測部南極観測事務室より提供して 頂いた.室長の金戸進氏および,第33次日本南極地域 観測隊の気象隊員に感謝いたします.さらに2名のレ フェリーには多くの丁寧なコメントを頂き,論文の改 良に寄与されました.深く感謝いたします.

参考文献

阿部豊雄,1979:南極昭和基地で観測された風の周期的 急変動,天気,26,688-692.

Adachi, T., 1980 : Spectra of vertical wind component and temperature fluctuations of Katabatic winds observed at Syowa Station in case of great snow smokes on the antarctic coastal slope, J. Meteor. Soc. Japan, 58, 436-442.

荒川正一, 1973:対流圏の重力波. 天気, 20, 571-583.

- Christie, D. R., K. J. Muirhead and A. L. Hales, 1978 : On solitary waves in the atmosphere, J. Atmos. Sci., 35, 805-825.
- Crook, N. A., 1988 : Trapping of low-level internal gravity waves, J. Atmos. Sci., 45, 1533-1541.
- Einaudi, F. and J. J. Finnigan, 1981 : The interaction between an internal gravity waves and the planetary boundary layer. Part I : The linear analysis, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 107, 793-806.

- Gedzelman, S. D. and R. A. Rilling, 1978: Shortperiod atmospheric gravity waves: A case study of their dynamic and synoptic features, Mon. Wea. Rev., **106**, 196-210.
- Gossard, E. and W. Munk, 1954 : On gravity waves in the atmosphere, J. Meteor., 11, 259-269.
- Gossard, E. and J. H. Richter, 1970: The shape of internal waves of finite amplitude from high-resolution radar sounding of the lower atmosphere, J. Atmos. Sci., 27, 971-973.
- Gossard, E., J. H. Richter and D. Atlas, 1970 : Internal waves in the atmosphere from high-resolution radar measurement, J. Geophys. Res., **75**, 3523-3536.
- Holton, J. R., 1992 : An Introduction to Dynamic Meteorology (3rd ed.), Academic Press, 507 pp.
- 木村龍治,1983:地球流体力学入門-大気と海洋の流れ のしくみ,東京堂出版,89.
- 草野和夫, 庄山卓爾, 1969: 風と気圧の短周期変動, 研 究時報, 21, 85-98.
- Maki. T., 1974 : Turbulence characteristics and micrometeorological structure of atmospheric surface

layer in stable stratification in Antarctica, Mem. Natl. Inst. Polar Res. B2.

- Monserrat, S. and J. Thorpe, 1992: Gravity-wave observations using an array of microbarographs in the Barearic Islands, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 118, 259-282.
- 村松照男,1971:稚内地方における地上風の周期変化に ついて,天気,18,307-313.
- Neal, A. B., I. J. Butterworth and K. M. Murphy, 1977 : The morning glory, Weather, **32**, 176-183.
- Rees, J. M. and S. D. Mobbs, 1988 : Studies of internal gravity waves at Halley Base, Antarctica using wind observations, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 114, 939-966.
- Smith, R. K., N. Crook and G. Roff, 1982 : The morning glory : an extraordinary atmospheric undular bore, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 108, 937-956.
- 田中 浩, 1975:内部重力波の理論,気象研究ノート, 第126号,1-45.
- 辻村 豊, 1993:気象とソリトン・モドン-気象現象中の孤立波(上),気象研究ノート,第178号,1~99.

Short-Period and Large Amplitude Oscillations of Wind and Pressure Observed at Syowa Station, Antarctica

Kunimoto Iwai* and Toyoo Abe **

- * (Corresponding author) Faculty of Education, Shinshu University, Nagano 380, Japan
- ** Aerological Observatory.

(Received 18 December 1995; Accepted 30 September 1996)

17