

ソーダによる境界層内の Low Level Jet の観測

竹久 正人・光田 寧

LOW LEVEL JET AS OBSERVED BY DOPPLER SODAR

By Masato TAKEHISA and Yasushi MITSUTA

Synopsis

A phased array 5 beam doppler sodar (AR-400) had been developed by Severe Storm Division of Disaster Prevention Research Institute. We participated with this instrument in ISIE (International Sodar Intercomparison Experiments) held at BAO (Boulder Atmospheric Observatory) in September 1988. Measurement of wind speed and wind direction by the sodar are compared with similar measurements by in situ sensors on a 300 m instrumented tower. The results indicate the sodar measured wind speeds and wind direction are enough accurate.

Low Level Jet (LLJ) was observed in early morning of 18 September during ISIE. The height of maximum wind speed (h_u) is almost the same as the height of temperature profile inflection point. During LLJ event, the fluctuations of wind speed became larger than before onset of LLJ, and the wind fluctuations of the period of longer than 500 sec are larger at lower level, and the height of maximum fluctuations of W is at a little below h_u and this height is almost the same as the height of maximum sodar signal intensity. And the momentum flux diverges before sunrise and converges after sunrise at the height of maximum wind speed, h_u .

1. はじめに

1969年に、SODAR (SOund Detection And Ranging) による最初の観測が McAllister らのグループによって発表されて¹⁾ 以来大気境界層内の観測にソーダーが使用されるようになってきた。ソーダーはレーダーの電波を音波にかえたもので、地表から発射した音波が上空の気温や風の乱れによって散乱されて地表に戻ってくるのを受信するものである。

1970年代の前半まではファクシミリによって上空の乱流の強度が推定できるだけであったが1970年代後半以降様々な方法でドップラー解析が試みられるようになり、現在ではFFTによってドップラー解析をおこなない風速の三成分の高度分布を測定することが可能となった。防災研究所暴風雨災害部門においても1975年にドップラーソーダーを完成し²⁾、その後風速の三成分が測定できるように改良を加え³⁾ 大気境界層内の観測に用いた⁴⁾。最近になって合成開口式のものを開発し^{5,6,7)} 本研究もこの型のソーダーを用いて行った。BAO (Boulder Atmospheric Observatory) における比較観測において得られたソーダーの性能試験観測の結果とこの際に観測された Low Level Jet (LLJ) の構造を述べる。

2. ソーダーの比較および性能の試験

2.1 ISIE

1988年8月27日から9月24日まで米国コロラド州ボルダーにある BAO (Boulder Atmospheric Observatory) で ISIE (International Sodar Intercomparison Experiments) というソーダーの国際比較観測が行われ、著者らも先に述べたドップラーソーダー (AR-400) を持参して参加した⁸⁾。このドップラーソーダーについては別の文献⁷⁾ に詳しく説明してある。この比較観測に参加したソーダーは全部で4台であり、我々のもの他 Aero Vironment (AV) 社とフランスの Remtech 社のトリプルモノスタティック方式のソーダー及び、Xonix 社の3ビーム合成開口方式の Xondar であった。

なお、国際比較観測 ISIE の内容と、本研究で使用したソーダーの測定値と超音波風速計の測定値の比較は先の論文⁸⁾ に詳しく述べた通りである。

2.2 ソーダーと超音波風速計の測定値の比較

先に ISIE におけるソーダーと気象観測塔に設置された超音波風速計の測定値の比較を行った際には超音波風速計のデータは3日分しか得られていなかった。その後、ISIE の責任者の John Gaynor 氏から全期間についての結果をいただいたのでその一部を **Table 1** と **Table 2** に示す。**Table 1** は 75 m と 300 m の20分間の平均風速に関する比較であり、**Table 2** は20分間の平均風向に関する比較である。ここで AR-400 は著者らが持参した合成開口方式5ビームのドップラーソーダー⁷⁾ で開発中のソーダーとして参加したが、他の3台即ち Remtech, AV, Xondar は市販型のソーダーとして参加した。表の中の b は Bias で平均的

Table 1. Sodar wind speed compared with sonic wind speed.

Height	Vendor	b (m/s)	c (m/s)	s (m/s)
75 m	Remtech	-0.26	0.82	0.77
	AV	-0.42	1.46	1.40
	Xondar	-0.08	0.69	0.68
	AR-400	-1.02	1.39	0.94
300 m	Remtech	-0.20	0.84	0.82
	AV	-0.04	1.43	1.42
	Xondar	-0.20	0.84	0.82
	AR-400	-0.50	0.89	0.74

Table 2. Sodar wind direction compared with sonic wind direction.

Height	Vendor	b (deg)	c (deg)	s (deg)
75 m	Remtech	-2.25	23.1	23.0
	AV	-2.36	25.4	25.3
	Xondar	-6.46	23.2	22.2
	AR-400	-0.78	20.1	20.2
300 m	Remtech	-2.56	20.4	20.2
	AV	-0.03	22.5	22.5
	Xondar	-5.22	26.1	25.6
	AR-400	-0.66	11.5	11.5

なずれを示し、 c は Comparability で観測値の RMS 誤差であり、 s は Standard Deviation で Bias を除去した観測値の標準偏差を示し、それぞれ次のように定義される。

$$b = \left\{ \sum_{i=1}^N (Y_i - S_i) \right\} / N$$

$$c = \left[\left\{ \sum_{i=1}^N (Y_i - S_i)^2 \right\} / N \right]^{1/2} \dots\dots\dots(1)$$

$$s = (c^2 - b^2)^{1/2}$$

ここで N は比較したサンプル数、 Y_i はソーダーの i 番目の測定値、 S_i は超音波風速計の i 番目の測定値である。なお、風速は絶対値である。6年前の1982年9月に同じく BAO で同種の比較観測⁹⁾が行われたが、その時の結果と比べると c (Comparability) が平均風速で約 0.5 m/s、平均風向で約 5 deg 小さい値となっているが各パラメータは風速の関数であるので一概に性能が向上したと言えるかどうかは問題である。

Table 1 と **Table 2** で用いられたデータはソーダーで受信されたデータの全てではなく SN 比等にいくつかの基準を設け、それらをパスしたものだけを信頼できるデータであると判断し観測値として用いている。さらに平均値の場合、平均時間内の観測値のうちある割合以上が信頼性のある観測値でない場合には平均値の計算をしないというルーチンになっているが、測定高度が高くなると信頼性が低くなり利用できる観測値が少なくなりエラーが大きくなる原因となる。ところが、AR-400 では平均風速の b (Bias) が 75 m の方が 300 m よりも大きくなっている。これは送信直後即ち低高度のデータには、ホーンの残響や防音壁からの反射によって送信周波数にスペクトルのピークが現れやすいことによると思われる。このような傾向は他の3台にはなく、改良の余地があることを示している。その後、風速を見積るソフトウェアの一部を改良し、1989年2月に和歌山県の潮岬で中国大気環境科学院のトリプルモノスタティックドップラーソーダー、HK-11 との比較観測を行ったが、この時は HK-11 と比較して風速を過小評価しているということにはなかった⁹⁾。

全てのソーダーの **Table 1** の b の値は負であり平均風速を過小評価している。これはソーダーはビーム幅とビーム長と測定高度にもよるがある広がりのある空間の平均風速を測定しているのに対して、超音波風速計はプローブスパンが 20 cm 程度と短くそこでの平均値を測定していることによると思われる。平均風向の b については4台とも高度による差はあまりなく、ソーダーを設置した向きの誤差によるところが大きそうである。Xondar は真北と磁北を間違えたと推定できる (真北と磁北の差は 6.5 deg)。

以上のことをまとめると、**Table 1** 及び **Table 2** で示した超音波風速計とソーダーの測定値の不一致の原因として次のようなことが考えられる。

1. 超音波風速計の測定時のエラー。
2. 測定点が異なること (AR-400 と気象観測塔の距離は 650 m)。
3. 測定している空間の体積が異なること。
4. ソーダーのランダムエラー。
5. ソーダーの測定時の反射、残響などによる傾向を持ったエラー。

これらのうち 1～3 はソーダーの誤りでないのでソーダーの測定精度は、**Table 1** 及び **Table 2** よりも良いことが期待できる。

2.3 ソーダーの測定値のエラータームの見積り

Strauch ら¹⁰⁾は、電波を用いたウインドプロファイラーの測定誤差を風場の水平方向の不均一によるものと測定の際のランダムエラーに分離する方法を考え出している。この方法を用いるためには5ビーム (東西南北と天頂) での測定が必要なので従来の3ビームのソーダーではこの種の解析はできなかったが、今回の観測に用いたソーダーは5ビームなのでこの方法を用いてエラータームの分離を行うことができた。

東西南北及び天頂を向いた5つのビームで測定された視線速度は(2)式で表わされる (Fig. 1)。

$$\begin{aligned}
 V_{rn} &= +V \cos \theta + W \sin \theta + \delta V_{rn} \\
 V_{re} &= +U \cos \theta + W \sin \theta + \delta V_{re} \\
 V_{rs} &= -V \cos \theta + W \sin \theta + \delta V_{rs} \dots\dots\dots(2) \\
 V_{rw} &= -U \cos \theta + W \sin \theta + \delta V_{rw} \\
 V_{rz} &= +W + \delta V_{rz}
 \end{aligned}$$

ここで、 θ は仰角、 V_{rn} , V_{re} , V_{rs} , V_{rw} , V_{rz} はそれぞれ北、東、南、西及び天頂向きのビームで測定された視線速度、 U は西風成分、 V は南風成分、 W は鉛直風速、 δV_{rn} , δV_{re} , δV_{rs} , δV_{rw} , δV_{rz} はソーダ-の視線風速測定時のエラーである。普通のソーダ-観測において用いられるように鉛直風速を0と仮定すると、水平風速 V_n , U_e , V_s , U_w は

$$\begin{aligned}
 V_n &= +V_{rn} \sec \theta = V + \delta V_n \\
 U_e &= +V_{re} \sec \theta = U + \delta U_e \\
 V_s &= -V_{rs} \sec \theta = V + \delta V_s \\
 U_w &= V_{rw} \sec \theta = U + \delta U_w
 \end{aligned} \dots\dots\dots(3)$$

となる。従って、エラータームは、

$$\begin{aligned}
 \delta V_n &= +W \tan \theta + \delta V_{rn} \sec \theta \\
 \delta U_e &= +W \tan \theta + \delta V_{re} \sec \theta \\
 \delta V_s &= -W \tan \theta - \delta V_{rs} \sec \theta \\
 \delta U_w &= -W \tan \theta - \delta V_{rw} \sec \theta
 \end{aligned} \dots\dots\dots(4)$$

と表わすことができる。 V_n と V_s , U_e と U_w は水平風速が水平方向に均一で、鉛直風速が0、さらにソーダ-の測定誤差がないと仮定すれば等しくなるが、実際にはそうはならない。そこで、東向きと西向きの2つのビームで測定した風速の西風成分 (U_e 及び、 U_w) の差 DU 、同様に南風成分の差 DV 、及び両者の和及び差 DC , DS を次のように定義する。

$$\begin{aligned}
 DU &= U_e - U_w = \delta U_e - \delta U_w \\
 &= 2W \tan \theta + (\delta V_{re} + \delta V_{rw}) \sec \theta \\
 DV &= V_n - V_s = \delta V_n - \delta V_s \\
 &= 2W \tan \theta + (\delta V_{rn} + \delta V_{rs}) \sec \theta \dots\dots\dots(5) \\
 DC &= (DV + DU) / 2^{1/2} = 2^{3/2} W \tan \theta + (\delta V_{rn} + \delta V_{re} + \delta V_{rs} + \delta V_{rw}) \sec \theta / 2^{1/2} \\
 DS &= (DV - DU) / 2^{1/2} \\
 &= (\delta V_{rn} - \delta V_{re} + \delta V_{rs} - \delta V_{rw}) \sec \theta / 2^{1/2}
 \end{aligned}$$

この式において、 δV_{rn} , δV_{re} , δV_{rs} , δV_{rw} は平均すると0になり、それらの分散値はすべて等しいと仮定すると DU , DV , DC , DS の分散は、

$$\begin{aligned}
 \text{VAR}(DU) &= \text{VAR}(DV) \\
 &= 4 \text{VAR}(W) \tan^2 \theta + 2 \text{VAR}(\delta V_r) \sec^2 \theta \\
 \text{VAR}(DC) &= 8 \text{VAR}(W) \tan^2 \theta + 2 \text{VAR}(\delta V_r) \sec^2 \theta \\
 \text{VAR}(DS) &= 2 \text{VAR}(\delta V_r) \sec^2 \theta \dots\dots\dots(6)
 \end{aligned}$$

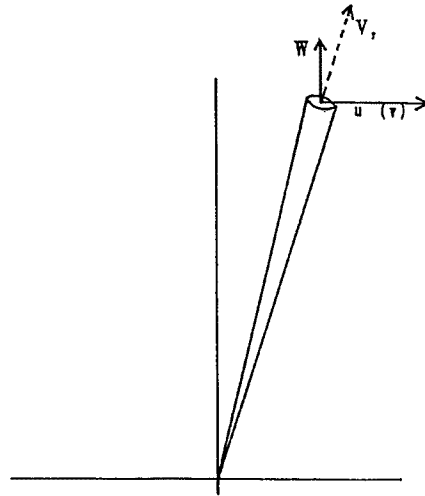


Fig. 1. Geometry of the acoustic beam and vertical velocity (W), horizontal velocity (u, v) and line-of-sight velocity (VA).

Table 3. The mean difference and standard deviation (S.D.) of DU, DV, DC and DS without vertical correction.

Height	DU		DV		DC		DS	
	Mean (m/s)	S.D. (m/s)	Mean (m/s)	S.D. (m/s)	Mean (m/s)	S.D. (m/s)	Mean (m/s)	S.D. (m/s)
75 m	-0.31	0.93	-0.24	0.83	-0.39	1.18	0.05	0.41
300 m	-0.52	1.79	-0.69	1.88	-0.85	2.51	-0.12	0.66

Table 4. The error terms estimated using the values of Table 3. $(\text{VAR}(\delta V_r))^{1/2} \sec \theta$ is the contribution of the random error to the horizontal velocity estimation. $(\text{VAR}(W))^{1/2} \tan \theta$ is the contribution of the error caused by assuming $W=0$ to the horizontal velocity estimation. $\text{VAR}(\delta V_x)$ is the total error of the horizontal velocity estimation.

Height	$(\text{VAR}(\delta V_r))^{1/2} \sec \theta$	$(\text{VAR}(W))^{1/2} \tan \theta$	$\text{VAR}(\delta V_x)$ ($x=n, e, s, w$)
75 m	0.29 m/s	0.39 m/s	0.49 m/s
300 m	0.47 m/s	0.86 m/s	0.98 m/s

となり、さらに(3)と(4)より

$$\begin{aligned} \text{VAR}(\delta V_n) &= \text{VAR}(\delta U_e) = \text{VAR}(\delta V_s) = \text{VAR}(\delta U_w) \\ &= \text{VAR}(W) \tan^2 \theta + \text{VAR}(\delta V_r) \sec^2 \theta \dots\dots\dots(7) \end{aligned}$$

となる。 $\text{VAR}(DU), \text{VAR}(DV), \text{VAR}(DC), \text{VAR}(DS)$ は観測値から計算することができるので、ソーダの測定のさいのランダムエラーと鉛直風速を0と仮定したことに起因するエラーを分離することができる。**Table 3** に DU, DV, DC, DS の平均と標準偏差を、**Table 4** に水平風速を見積るときに生じるエラー及び、それに対するランダムエラーの寄与と鉛直風速を0と仮定したことによるエラーの寄与を示した。

(5)からわかるとおり DU, DV, DC が0から外れる原因は鉛直風速が0でないことと、測定のランダムエラーの両方であるが、 DS が0から外れる原因は測定のランダムエラーだけである。**Table 3** を見ると、各高度ともに平均の絶対値、標準偏差ともに DS は、 DU, DV, DC と比べかなり小さくなっており鉛直風速を0と仮定することが現実的でないことを示している。(6)によると DU と DV の標準偏差は等しくなるが、これはかなり良く成り立っており $\delta V_{re}, \delta V_{ns}, \delta V_{rs}, \delta V_{rw}$ がホワイトノイズに近いことを示している。**Table 4** で $\text{VAR}(\delta V_x)$ が水平風速に求めるさい生じるエラーで、 $(\text{VAR}(\delta V_r))^{1/2} \sec \theta$ と $(\text{VAR}(W))^{1/2} \tan \theta$ はそれぞれランダムエラーと鉛直風を0と仮定したことによるエラーの水平風速を求めるさいのエラーへの寄与である。ランダムエラーの大きさは高度 75 m の方が 300 m より小さい。これは低い高度の方が SN 比の大きなデータの占める割合が高いからであると思われる。実際、75 m と 300 m のデータのなかから平均時間内のデータ取得率が50%~80%のデータだけを使って計算を行ったところ、この値は高度 75 m で 0.26 m/s、高度 300 m で 0.22 m/s となり両高度での差は約15%にしかならなかった。また、鉛直風速を0と仮定したことによるエラーも 300 m の方が大きく、上空ほど鉛直風速を0と仮定することが現実的でなくなることを示している。

ここまでの議論では鉛直風速を0と仮定していたが、AR-400 では鉛直風速も測定できるので鉛直風速が0でなくビーム間隔程度の距離ならば水平方向に一樣であると仮定し、鉛直風速として天頂方向のビームの視線速度を使うと(6)と(7)は

Table 5. The mean difference and standard deviation (S.D.) of DU, DV, DC and DS with vertical correction.

Height	DU'		DV'		DC'		DS	
	Mean (m/s)	S.D. (m/s)	Mean (m/s)	S.D. (m/s)	Mean (m/s)	S.D. (m/s)	Mean (m/s)	S.D. (m/s)
75 m	-0.05	0.61	0.02	0.54	-0.02	0.70	0.05	0.41
300 m	0.09	1.07	-0.08	0.99	-0.01	1.30	-0.12	0.66

Table 6. The error terms estimated using the values of Table 5. $(\text{VAR}(\delta V_r))^{1/2} \sec \theta$ is the contribution of the random error to the horizontal velocity estimation. $(\text{VAR}(\delta V_x))^{1/2} \tan \theta$ is the contribution of the error caused by assuming horizontal homogeneity of W to the horizontal velocity estimation. $\text{VAR}(\delta V_x)^{1/2}$ is the total error of the horizontal velocity estimation.

Height	$(\text{VAR}(\delta V_r))^{1/2} \sec \theta$	$(\text{VAR}(\delta V_x))^{1/2} \tan \theta$	$\text{VAR}(\delta V_x)^{1/2} (x=n,e,s,w)$
75 m	0.29 m/s	0.20 m/s	0.35 m/s
300 m	0.47 m/s	0.38 m/s	0.60 m/s

$$\begin{aligned} \text{VAR}(DU') &= \text{VAR}(DV') \\ &= 4 \text{VAR}(\delta V_{rz}) \tan^2 \theta + 2 \text{VAR}(\delta V_r) \sec^2 \theta \\ \text{VAR}(DC') &= 8 \text{VAR}(\delta V_{rz}) \tan^2 \theta + 2 \text{VAR}(\delta V_r) \sec^2 \theta \\ \text{VAR}(DS) &= 2 \text{VAR}(\delta V_r) \sec^2 \theta \dots\dots\dots(8) \\ \text{VAR}(\delta V_n) &= \text{VAR}(\delta U_e) = \text{VAR}(\delta V_x) = \text{VAR}(\delta U_w) \\ &= \text{VAR}(\delta V_{rz}) \tan^2 \theta + \text{VAR}(\delta V_r) \sec^2 \theta \dots\dots\dots(9) \end{aligned}$$

となる。Table 5 に DU', DV', DC', DS の平均と標準偏差を、Table 6 に水平風速を見積るときに生じるエラー及び、それに対するランダムエラーの寄与と鉛直風速が水平方向に一樣であると仮定したことによるエラーの寄与を示した。

この数値を用いて各種のエラータームを計算すると Table 6 のようになる。ここで $(\text{VAR}(\delta V_x))^{1/2} \tan \theta$ は天頂向きのビームで測定した鉛直風速が、東、西、南、北向きのビームで視線風速を測定している空間での鉛直風速と等しいと仮定したことによるエラーで、鉛直風速の水平方向の不均一からくるエラーと天頂向きのビームの視線速度を測定する際のランダムエラーとを含んでいる。この値は、高度 75 m で 0.20 m/s、高度 300 m で 0.38 m/s となっている。一方、視線速度を見積る際のランダムエラーは、高度 75 m で 0.29 m/s、高度 300 m で 0.47 m/s であり、Table 4 と同じ値になっている。ランダムエラーの大きさは、鉛直風速を 0 と仮定するか、あるいは鉛直風速の水平一様性を仮定するのかに依らないので当然のことである。また、鉛直風速を 0 と仮定するよりも鉛直風速は 0 でなく水平方向に一樣であると仮定する方が高度 75 m で 0.14 m/s、高度 300 m で 0.38 m/s だけエラーが小さくなっている。

このように 5 ビーム方を用いるとソーダーの固有の誤差が求められ、また比較的小さくすることが可能である。従ってその測定結果は平均値として用いるだけでなく変動値を用いて解析を進めることが可能であると判断された。そこで次に述べるような解析を行ってみた。

3. ソーダーによる Low Level Jet(LLJ) の構造の観測

3.1 平均的日変化

1988年 9月 1日から24日までの期間で高気圧におおわれ晴天であった日は 9月 7, 8, 15, 16, 17, 19, 20日

の7日間であった。7日間の気温や風速の日変化は比較的似ていたが、18日の明け方にはその他の日には観測されなかった顕著な境界層内の強風すなわち Low Level Jet (LLJ) が観測された。この18日の5時から8時にかけて観測された LLJ を中心に17日から18日にかけて現われた夜間逆転層について調べてみた。

Fig. 2~Fig. 4 に9月7, 8, 15, 16, 17, 19, 20日の7日間の平均の気温、風速の西風成分、南風成分の日変化を実線で、17日から18日の日変化を破線で示した。観測高度は、a)は 10 m, b)は 150 m, c)は気温については 250 m で風速については 300 m である。7日間のうち2日間は 300 m の水晶温度計が欠測であったため気温だけ 250 m の値を用いた。総観規模の気圧場や季節変化の影響を除くためにすべてのデータはその日の正午の高度 10 m の値からの偏差を使った。気温については7日間の平均の日変化と17日から18日にかけての日変化とが各高度ともほとんど同じになっている。共通の特徴として上空ほど日較差が小さいこと、各高度とも夜間の方が変動が激しいことや、最高気温となる時刻が 10 m では15時頃であるが上空ではそれより少し遅れることなどがある。西風成分は、特に 150 m と 300 m で夜間19時頃に強くなるがこれは Harn¹¹⁾ や Hootman¹²⁾ や Blumen¹³⁾ が指摘しているとおりにロッキー山脈の斜面下降風によるものと考えられる。南風成分は7日間の平均では、日没(観測期間を通じて18時前後)頃から次第に強くなり、日の出

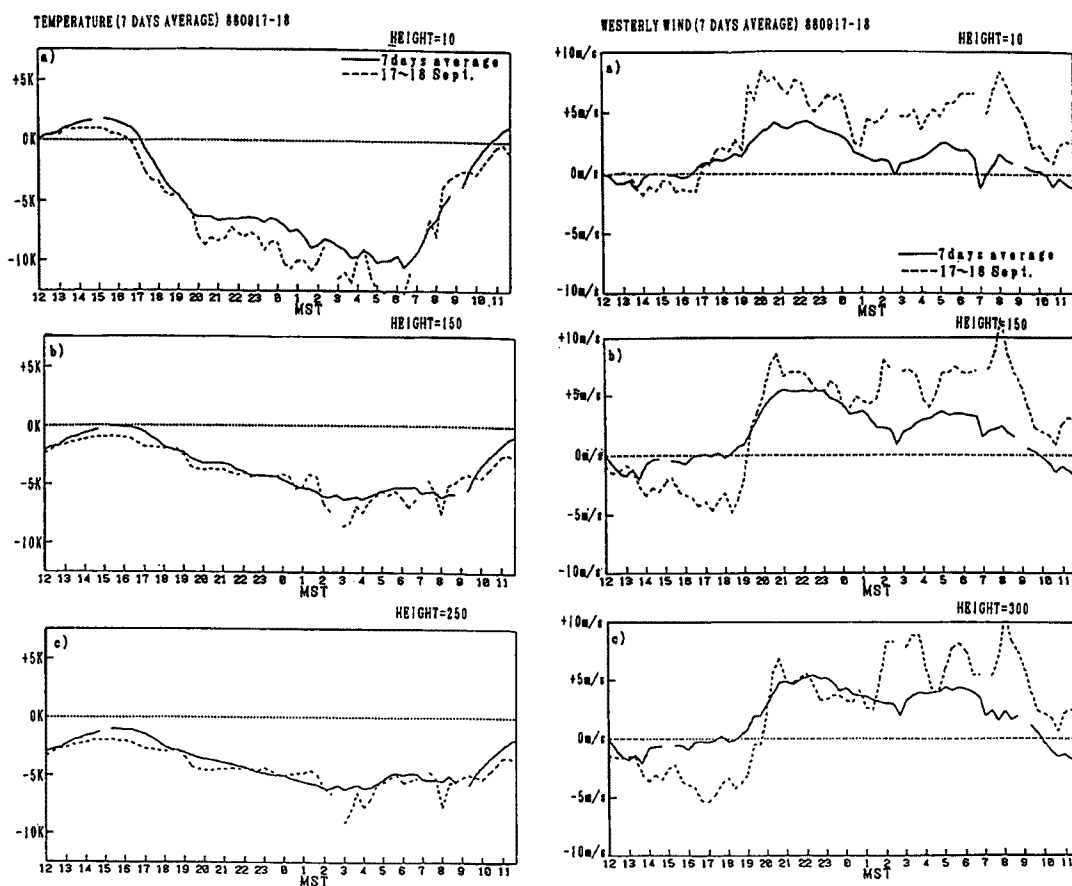


Fig. 2. Time changes of temperature for 7 days averaged (solid lines) and for 17 to 18 September (dashed lines) at 10 m a), 150 m b), and 250 m c). Temperatures are shown relative to the mean value at 10 m at 1200 MST.

Fig. 3. As in Fig. 2 but for westerly wind speed. Height of measurement in c) is 300 m. Wind speeds are shown relative to 10 m at 1200 MST.

(観測期間を通じて5時45分前後)後1時間くらいで最も強くなる。これは観測地のBAOの西にはロッキー山脈が横たわり、東にはグレートプレーンが広がっているため接地境界層内では、夜間は東の方が気温が高くなり温度風の向きが南になるためと考えられる。特に、18日の5時から時には高度150mと300mで平均値と比べて6ms~7m/s南風が強くなっており、この間に高度100m~200mで最大風速を示すLLJが観測された。

3.2 9月 日の明け方の Low Level Jet (LLJ)

Fig. 5 に18日4時から8時40分までの20分平均の風向風速のプロファイルを示した。4時40分までは高度300mまで全層で風速は約5m/s、風向は南南西であったが、5時になると高度100mに軸(最大風速をとる高度)を持つ Low Level Jet が出現した。LLJ出現までの風速の変化を細く見ると、高度200mより上空ではLLJの出現する1時間ほど前の4時から次第に風速が増加していたが、ジェット軸の高度である100m~150mでは4時40分から20分間で急に風速が強くなった。また、22mと10mではLLJ出現中も風速はほとんど増加しなかった。LLJの出現中は、6時まではジェット軸の高度は100mで風速は約10m/sという状態が続いたが、6時(日の出5時45分)以降軸の高度は100m~200mの間を動き一定なくなり軸での風速も12m/sくらいまで強くなった。シアはジェット軸より下で0.05/s~0.06/s、軸より上では-0.03/sくらいであった。そして7時40分以後ジェット軸ははっきりしなくなるとともに上向きに移動し、8時20分には300mまでの高度にはジェットは見えなくなった。風向は、ジェットの出現前からジェットがはっきりしなくなり始める7時40分まで全層で南南西ではほぼ一定であった。

この時間帯に塔で観測された20分平均の気温のプロファイルを Fig. 6 に示した。ジェットの出現した5時以降ジェット軸よりも低い高度で気温の逆転が強まっており、気温のプロファイルの変曲点の高度とジェット軸の高度はだいたい一致している。さらに、ソーダーのエコー強度(横向きの棒グラフ)は、ジェット軸や気温の変曲点よりやや下で最大になっている。日の出とともに下層から逆転層が解消され始めたが、7時40分くらいには混合層は約20mまで上昇して、上空の逆転層中でも気温の逆転は急速に小さくなってきており、この時間はジェットがはっきりしなくなり始めた時間と一致している。これらは逆転層が解消されて対流が活発になり初めて境界層内の大気が混合されたためと考えられる。また、ジェットの出現後ジェット軸より上では昇温し、軸より下では降温しておりジェットが蓋のような役目をしてジェット軸より上にはcoolingが広がらなかったことを示している。

このような明け方に出現する境界層内のLLJの発生機構としては慣性振動が報告されている^{14,15,16)}。観測地のBAOは北緯40°に位置しているので慣性振動の周期は18時間30分である。従って、もし日没と同時

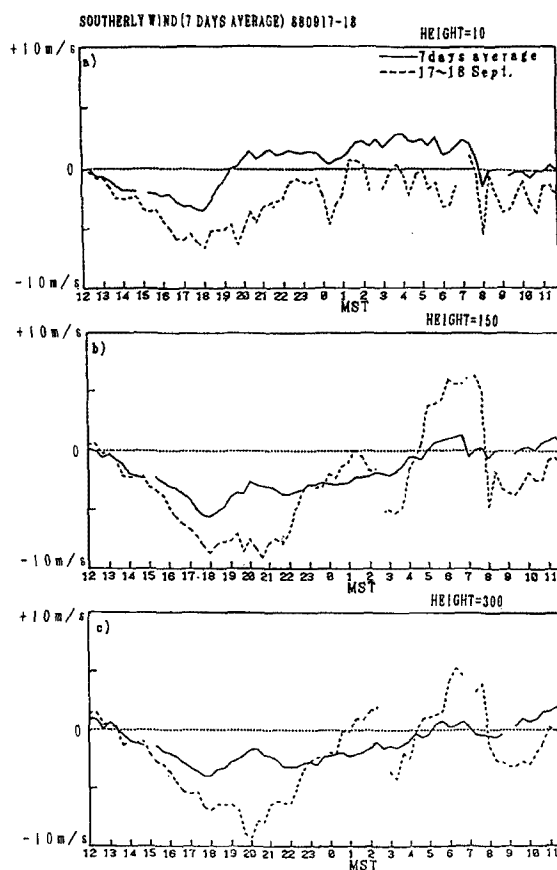


Fig. 4. As in Fig. 3. but for southerly wind speed.

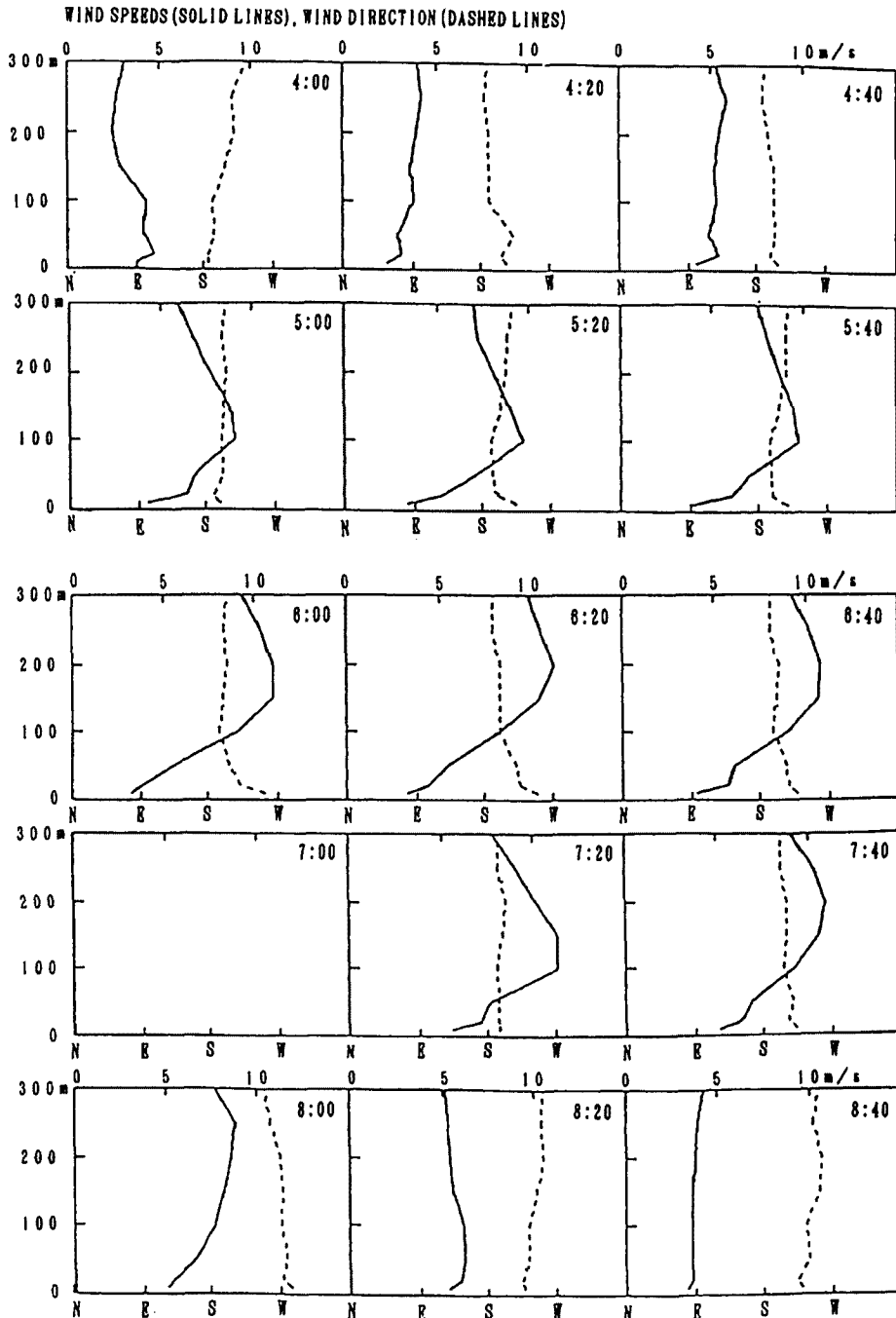


Fig. 5. The profiles of 20-minute averaged wind speed (solid lines) and wind direction (dashed lines) from 0400 MST to 0840 MST on September 18.

に慣性振動が始まったとすると最大風速となる時間は翌日の3時15分になるはずであり、これはジェットが観測された時刻の5時と比較的近い。さらに、これまでに観測された例では逆転層高度とジェットの軸の高度はだいたい一致しているが、今回も同じことが観測されている。しかし、風の hodograph (Fig. 7) は慣性振動の時に見られるはずの右回りの回転をしておらず、わずかに3時から8時にかけて右回りに風向が変わっている程度である。従って、慣性振動は純粋な形でなく斜面下降風などによってかなり変形されている

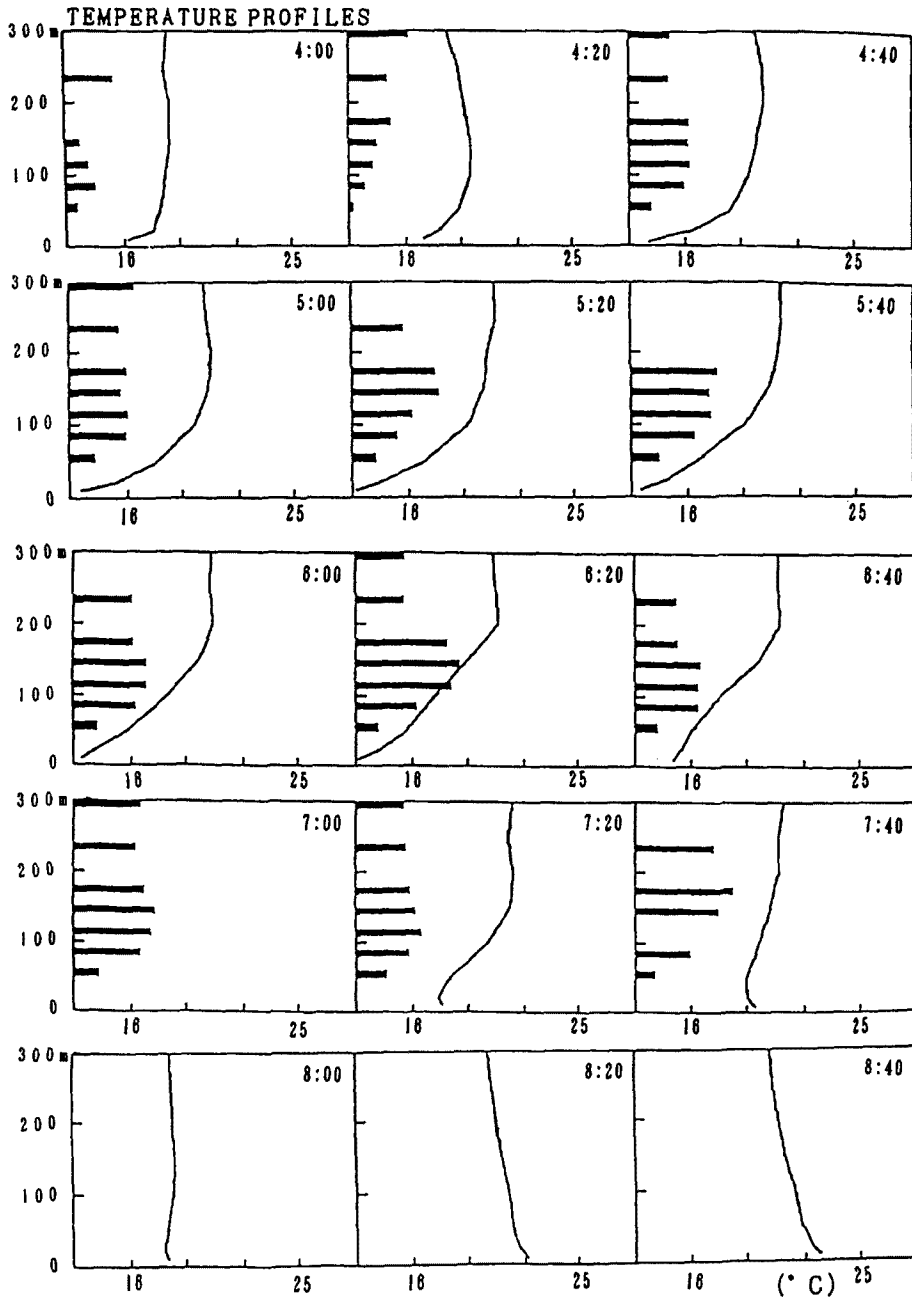


Fig. 6. 20-minute averaged temperature profiles and sodar echo intensities (horizontal black bars) from 0400 MST to 0840 MST on September 18.

ようである。また、風向がある方向になると地形によって強制されて風速が大きくなるということも LLJの原因として考えられる。しかし、9月1日から23日までの高度約100 mでの20分平均の風向と風速の相関から見て、18日の明け方にジェットが観測されたときの風向の範囲(190 deg~205 deg)で、ジェットの発生時以外では他の風向と比べて風速が大きいということはなく、地形によって特定の風向の風が強化されるとは考え難い。

次に、ジェットが観測されたときの境界層内の乱流構造について出現前の状態と比較してみる。**Fig. 8~**

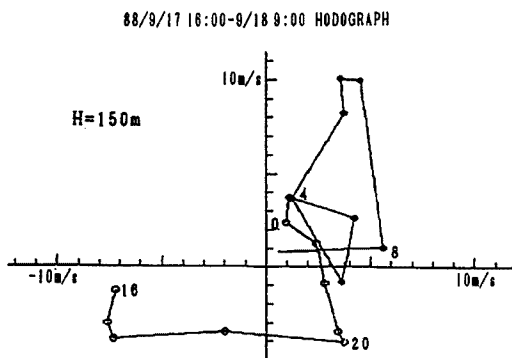


Fig. 7. Hodograph of Wind velocity from 1600 NST 17 September to 0900 MST September 18 at 150 m. Numbers labelling the points refer to MST.

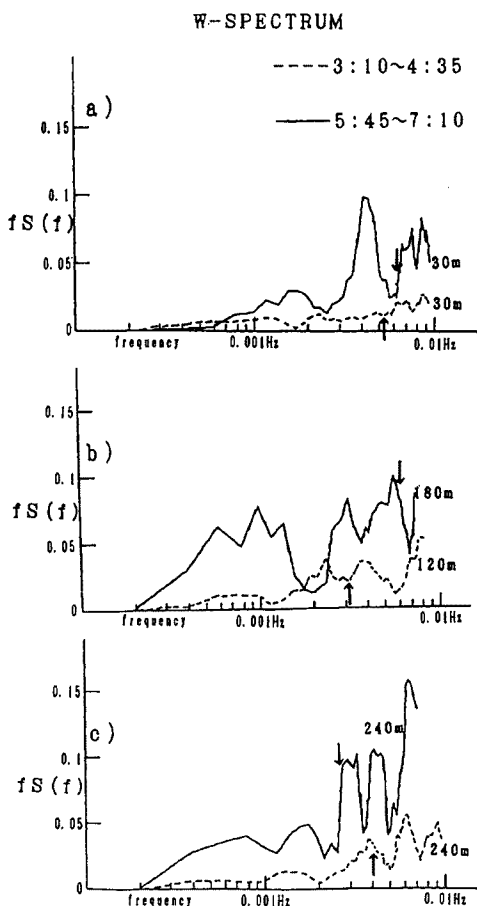


Fig. 8. The spectra of vertical wind speeds from 0310 MST to 0435 MST (dashed line) and from 0545 MST to 0710 MST (solid line) on September 18. Arrows point to the Brunt-Vaisara frequency.

Fig. 10 はジェットの出現前（3時10分から4時35分；破線）とジェットの出現中（5時45分から7時10分；実線）のソーダーで観測された鉛直風速 (W)、主風向方向の風速 (U)、主風向方向に直角な方向の風速 (V) のスペクトルである。測定高度は、a) 逆転層中の 30 m, b) が気温のプロファイルの変曲点付近でジェットの出現前は 120 m, 出現中は 180 m, c) は逆転層より上空の 240 m である。 W, U, V に共通の特徴としてジェットの出現中は、出現前に比べて全体としてスペクトル密度が大きくなり、また高度によるスペクトルの形の違いも大きいことであるが、この傾向は W と U で特に顕著である。 W はジェットの出現前はどの高度も 0.002 Hz より低い周波数ではスペクトル密度が非常に小さかったが、ジェット出現中は気温の変曲点(ジェットの軸の高度でもある)よりやや低い 150 m 付近を中心として大きなスペクトル密度となった。0.002 Hz より高い周波数については高度約 300 m

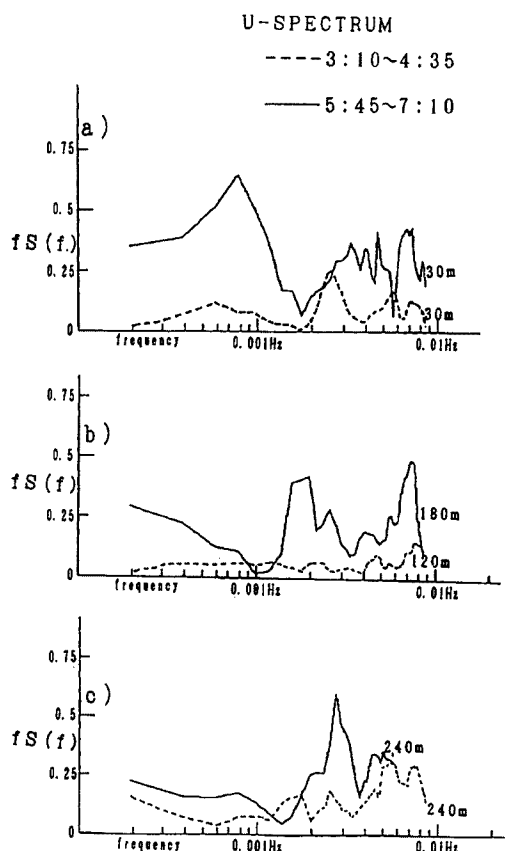


Fig. 9. As in Fig. 8. but for wind speeds along the average wind direction (U).

まで全層でジェット出現中の方が出現前よりもスペクトル密度が大きく、ジェット出現中だけ見ると、下層でやや小さいが高度による差は大きくない。U についてもジェットの出現前は 0.002 Hz より低い周波数の

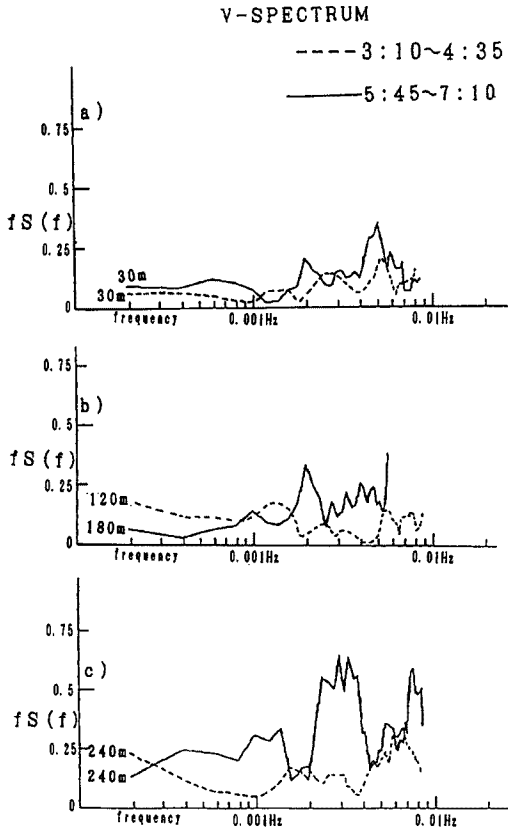


Fig. 10. As in Fig. 8 but for wind speed perpendicular to average wind direction (V).

スペクトル密度はどの高度も非常に小さかったが、ジェットの出現中は下層ほどの領域のスペクトル密度が大きくなった。0.002 Hz より高い周波数では W と同じくジェット出現中は出現前よりもスペクトル密度がどの高度でも大きくなっているが、ジェット出現中だけ見るとどの高度でもあまり変わらない。V では W や U ではみられたような 0.002 Hz より低い周波数での大きなスペクトル密度はジェット出現中にもなかった。図からも明らかのようにジェットの出現中には W と U では 0.002 Hz (周期 500 sec) 付近にスペクトルのギャップがあるので、この周波数を境として変動の性質が異なっている可能性がある。

Fig. 11 はソーダーのエコー強度の時系列である。ジェットの出現する少し前からエコー強度が大きくなっている。風速の変化にやや先立ってソーダーのエコー強度が大きくなることは斜面下降風前線通過時と同じである。そして、ジェットの出現中はジェットの軸よりやや低い高度 (150 m) でエコー強度は最大となっている。また時間的には 6 時頃、6 時 30 分頃と 7 時 10 分頃に最大となっている。これらのエコー強度が最大となる時間や高度は、鉛直風速の変動が大きい時間や高度とだいたい一致している。ソーダーのエコーは大気中の気温の乱れ (C_r^2) からの散乱であるが、今回は強い安定層内での観測であったので気温の変動

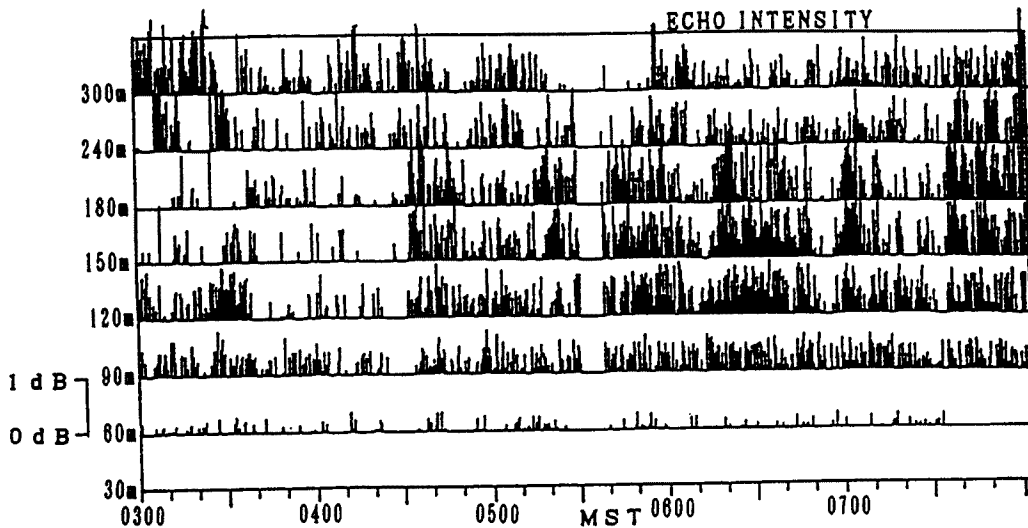


Fig. 11. Time series of sodar echo intensities from 0300 MST to 0800 MST on September 18.

と鉛直風速の変動の相関が高いことは十分に考えられる。

ソーダーで水平風速を測定する場合はビームを天頂方向から傾けて測定するので鉛直風速を測定した空間とは別の空間で水平風速の測定をしていることになる。従って、運動量フラックスを求める場合にはビームの間隔（高度 300 m で約 120 m）程度の距離では風の様子は同様であると仮定していることになる。そこで実際に風の様子が同様であるかどうかを調べるために次のようなことを行った。北向き、天頂向き、南向きのそれぞれのビームで測定した視線風速を $U(n)$, $U(z)$, $U(s)$ とすると、

$$\begin{aligned} U(n) &= v_n \sin \beta + w_n \cos \beta \\ U(z) &= w_z \dots\dots\dots(11) \\ U(s) &= -v_s \sin \beta + w_s \cos \beta \end{aligned}$$

となる。ここで、 v は風速の南風成分、 w は鉛直風速、 θ は天頂角である。もし、風の様子が同様で $v_n = v_s$, $w_n = w_z = w_s$ であるとすると、

$$U(z) = w_z = (U(n) + U(s)) / 2 \cos \beta \dots\dots\dots(12)$$

となる。従って、天頂向きのビームの視線速度から求めた鉛直風速と、北と南に傾けたビームの視線速度から求めた鉛直風速が等しければ、風の様子はビーム範囲で同様と仮定してよく、これを用いて運動量フラックス

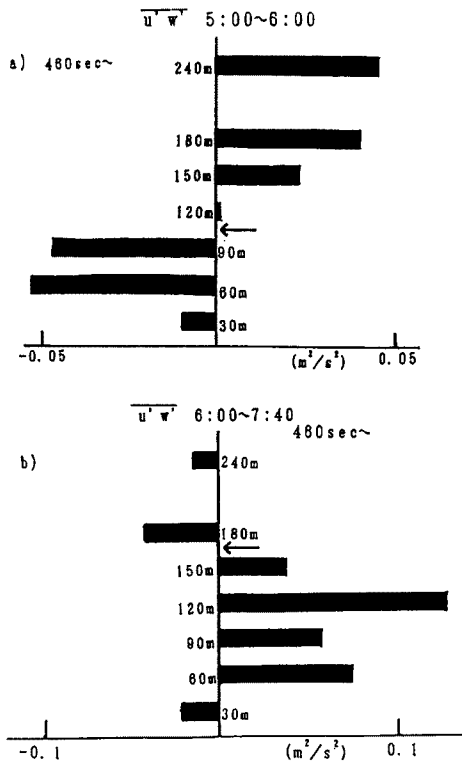


Fig. 12. a) 60-minute averaged momentum flux ($u'w'$) for 460 sec < T from 0500 MST to 0600 MST on September 18. b) 100-minute averaged momentum flux ($u'w'$) for 460 sec < T from 0600 MST to 0740 MST on 18 September. Arrows point to the height of maximum wind velocity.

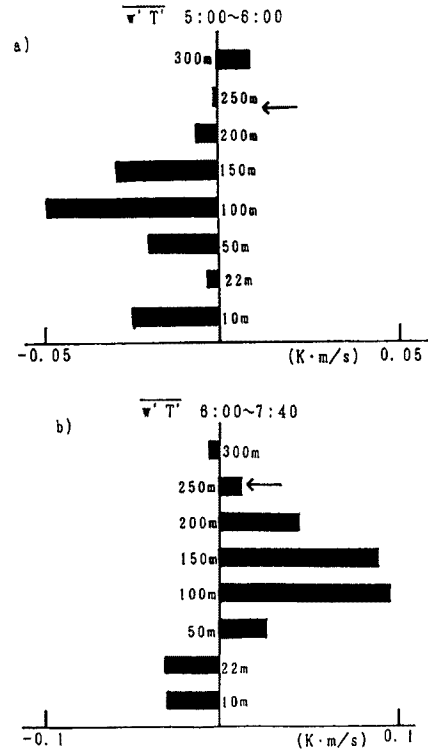


Fig. 13. a) 60-minute averaged heat flux ($w'T'$) from 0500 MST to 0600 MST on September 18. b) 100-minute averaged heat flux ($w'T'$) from 0600 MST to 0740 MST on September 18. Arrows point to the inversion top.

スを計算することも可能となる。実際に、周期が 460 sec より長い成分では高度 240 m まで2つの方法で計算された鉛直風速は相関係数が0.85程度であり、両者の一致はよい。従って、風場を一様と仮定することは妥当であることがわかる。周期が 140 sec から 460 sec の成分でも高度 180 m まで相関係数0.7程度であり、この位の周期でも風場の一様性はよい。

ジェットの軸の高度が 100 m で安定していた5時から6時の1時間の平均では運動量フラックスはジェットを軸を中心として発散していた (Fig. 12 a) が、日の出後のジェットを軸の高度が 150 m ~ 200 m の間を変動した6時から7時40分までの平均では逆にジェットを軸に向かって収束していた (Fig. 12 b)。しかし、ここで観測された運動量フラックスの収束や発散と、ここで観測されるジェットを軸の加速或いは減速と必ずしも対応していない。Fig. 12 の運動量フラックスはソーダーのデータから 460 sec よりも周期の長い成分だけを取り出して計算したものであるが、気象観測塔に設置してある超音波風速計のデータから計算された運動量フラックスも値はこれより約 1.5 倍程大きい傾向はまったく同じであった。また、熱フラックスについても5時から6時の平均では逆転層中では下向きで co-gradient であった (Fig. 13 a) が6時から7時40分の運動量フラックスがジェットを軸に向かって収束していた時間帯では、50 m 以上の高度では逆転層中でも熱フラックスは上向きで counter-gradient になっていた (Fig. 13 b)。そして7時40分以降逆転層とジェットが解消され始めると運動量フラックスはジェットを軸で、熱フラックスは逆転層上端でそれぞれ大きく発散した。

Mahrt ら¹⁷⁾ が Haswell で観測した Low Level Jet のデータを解析した結果ではジェットを軸で運動量フラックスは主に下向きに発散しているが、今回の観測では日の出後は逆にジェットを軸に向かって収束していた。また Uw は、ジェットの出現前には大きな変動はなく今回観測されたジェットは、観測地に発生メカニズムがあったのではなく他から移流してきたものと考えられることを示唆している。Fig. 14 と Fig. 15 は高度 45 m と 165 m での主風向方向の運動量フラックスの収束発散の時間積分値である。どちらの高度も周期が 460 sec よりも長い変動の方が大きく運動量フラックスの収束発散に働いていることがわかる。

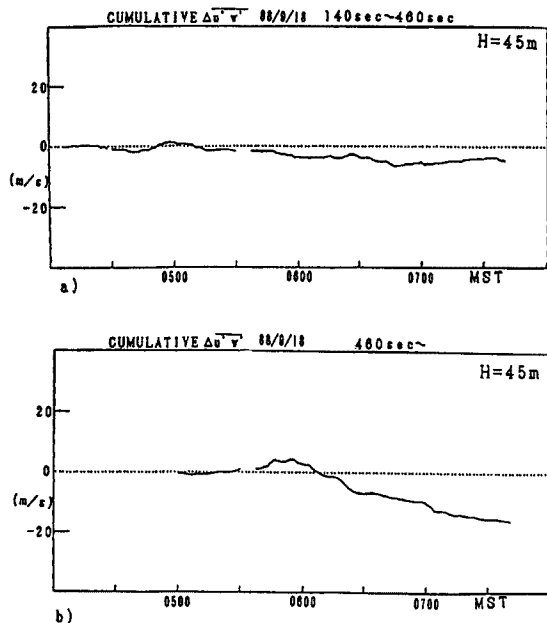


Fig. 14. Cumulative convergence of momentum flux at 45 m. a); 140 sec < T < 460 sec in a), b); 460 sec < T.

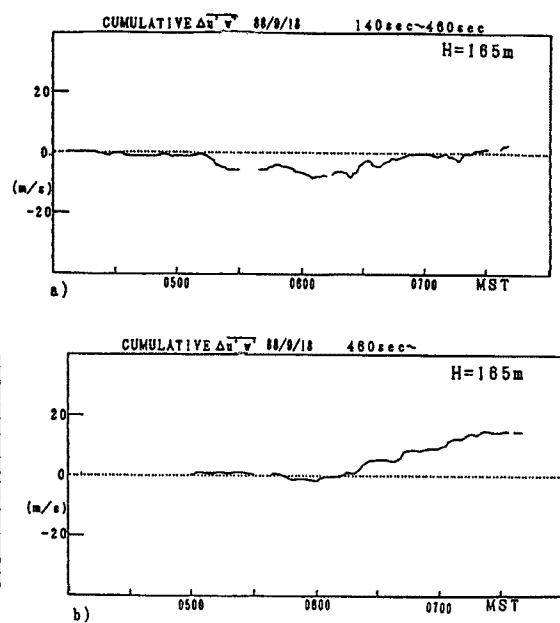


Fig. 15. As in Fig. 14. but at 165 m.

主風向方向に直角な方向の運動量フラックスについては、ジェット出現中もあまり大きくなかった。

4. 結 論

防災研究所暴風雨災害部門が海上電気株式会社と共同で開発していた合成開口方式の5ビームドップラーソーダー (AR-400) は1988年5月に完成し、同年9月に米国コロラド州にある BAO で行われた国際ソーダー比較観測 (ISIE) に参加した。AR-400 と高さ 300 m の気象観測塔に設置された超音波風速計で測定された20分平均の風向や風速はよく合致し、AR-400 を始めとするソーダーが信頼できる測器であることがわかった。さらに、AR-400 は従来のソーダーと異なりビーム数が5つなのでソーダー単体で測定誤差の見積りができる。それによると AR-400 の測定精度は高度 75 m で 0.35 m/s、高度 300 m で 0.60 m/s となった。

また、このとき境界層内に LLJ が観測され、そのときの境界層内の構造を主にソーダーのデータを使って調べた。観測期間4週間のうち晴天で夜間に設置逆転層がよく発達した日は7日間であったが、はっきりした LLJ が観測されたのは9月18日の1日だけであった。ジェットは5時から8時にかけて観測され、ジェットの軸と逆転層高度はほぼ一致していた。日の出後に接地逆転層が解消され始めると LLJ もはっきりしなくなった。LLJ の出現した時間帯やジェットの軸と逆転層高度の関係は慣性振動による LLJ の特徴と一致するが、風向の変化は単純な慣性振動をしていないことから、他の要素の影響も受けていると思われる。しかし地形によって強制されて生じたジェットでないことは確認された。LLJ の出現中は鉛直風速、水平風速ともに出現前よりも変動が大きくなった。0.002 Hz よりも低い周波数の変動は LLJ の出現前は非常に小さかったが、LLJ の出現中は鉛直風速ではジェットの軸よりやや低い高度を中心として、主風向方向の風速では下層ほど大きくなっていった。ソーダーのエコー強度は、ジェットの軸よりやや低い高度で最大になっており、この付近で気温の変動が大きかったことを示唆している。さらに、LLJ の出現中は出現前よりも 0.002 Hz よりも低い周波数の変動によって輸送される運動量の割合が大きく、日の出前はジェットの軸で発散し、日の出後はジェットの軸で収束していた。このような低い周波数の変動は、LLJ が観測されなかった日には非常に小さく、LLJ に関連して生じたと考えられる。

今回観測された LLJ の成因については、一点観測で観測高度が 300 m までに限定されていたこともあってははっきりしなかった。成因として慣性振動が斜面下降風等の他の要素によって変形させられたものや、局地的な不連続線の通過が考えられるが、現象のスケールがわからないのではっきりしない。慣性振動が斜面下降風によって変形させられたものならば、ロッキー山脈から離れたグレートプレーンの中央付近ならばより純粋な形で慣性振動が観測できるはずである。局地的な不連続線の通過によって生じた LLJ ならば観測地付近でしか観測されないはずであり、数 km 離れた3地点以上で同時に観測すれば不連続線の進行方向や速度、不連続面の傾きなどがわかるはずである。より詳しく LLJ について調べるためには、観測事例を増やすとともにより高い高度までの観測を複数の地点で行うことが必要である。

これまでの、大気境界層の観測を行うさいにソーダーは塔や繫留気球に設置してある測器のデータを補うものとして使われることが多く、ファクシミリ記録が利用される程度のことが多かった。しかし、本研究では新たに開発した合成開口方式の5ビームドップラーソーダーのデータからスペクトルや運動量フラックスの算出をおこない、LLJ が存在する場合の境界層内の構造についてある程度詳しく知ることが出来た。今後はコストが安いというソーダーの利点を活かして複数の地点で同時に観測していくことができれば大気境界層についての理解が一層深まることが期待できる。

参 考 文 献

- 1) Linday, G., McAllister, J., Pollard, R. Mahoney, A.R. and Shaw P.J.R.: Acoustic Sounding—A New Approach to the Study of Atmospheric Structure, *Proc. IEEE*, **57**, 1969, pp. 579–587.
- 2) 光田 寧・伊藤芳樹：音波探査装置による大気境界層の観測。京都大学防災研究所年報, 第22号, 1977 pp. 157-172.
- 3) 光田 寧・塚本 修・内田 諭：大気境界層の遠隔測定法の開発。京都大学防災研究所年報, 第24号, 1981, pp. 381-389.
- 4) 光田 寧・内田 諭：積雲の雲低下における大気の性状について。京都大学防災研究所年報, 第25号, 1982, pp. 297-306.
- 5) 村林 成・光田 寧：合成開口方式による音波探査装置の可能性。京都大学防災研究所年報, 第28号, 1985, pp. 437-447.
- 6) 村林 成・光田 寧：開口合成ドップラーソダーの実用化。京都大学防災研究所年報, 第26号, 1986, pp. 251-259.
- 7) Ito, Y., Y. Kobori, M. Horiguchi, M. Takehisa and Y. Mitsuta: Development of Wind Profiling Sodar, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **6**, 1989, pp. 779–784.
- 8) 光田 寧・堀口光章・竹久正人：開口合成ドップラーソダーの米国ボルダー市における国際比較観測について。京都大学防災研究所年報, 第32号, 1989, pp. 367-377.
- 9) Finkelstein, P.L., J.C. Kaimal, J.E. Gaynor, M.E. Graves and T.J. Lockhart : Comparison of Wind Monitoring Systems. Part 2: Doppler Sodars, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **3**, 1986, pp. 594–604.
- 10) Strauch, R.G., B.L. Weber, A.S. Frisch, C.G. Little, D.A. Merritt, K.P. Moran and D.C. Welsh: The Precision and Relative Accuracy of Profiler Wind Measurements, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **4**, 1987, pp. 563–571.
- 11) Hahn, C.J.: A Study of the Diurnal Behavior of Boundary-Layer Winds at the Boulder Atmospheric Observatory, *Boundary-Layer Meteorol.*, **21**, 1981, pp. 231–245.
- 12) Hootman, B.W. and W. Blumen: Analysis of Nighttime Winds in Boulder, Colorado during 1980, *Mon. Wea. Rev.*, **111**.
- 13) Blumen, W. An Observational Study of Instability and Turbulence in Nighttime Drainage Winds, *Boundary-Layer Meteorol.*, **28**, 1984, pp. 245–269.
- 14) Blackdar, A.K.: Boundary Layer Wind Maxima and their Significance for Growth of Nocturnal Inversions, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **88**, 1957, pp. 283–290.
- 15) Thorpe, A.J. and T.H. Guymer,: The Nocturnal Jet, *Quart. J.R. Met. Soc.*, **103**, 1977, pp. 633–653.
- 16) Beyrich, F. and B. Klose,: Some Aspects of Modelling Low-Level Jets, *Boundary-Layer Meteorol.*, **43**, 1988, pp. 1–14, and 1983, pp. 1052–1061.
- 17) Mahrt, L., R.C. Heald, D.H. Lenshow, B.B. Stankov and I. Troen: An Observational Study of the Structure of the Nocturnal Boundary Layer, *Boundary-Layer Meteorol.*, **17**, 1979, pp. 247–264.