

積雲の雲底下における大気の性状について

光田 寧・内田 諭

ATMOSPHERIC MOTIONS IN THE CUMULUS SUB-CLOUD LAYERS

By *Yasushi* MITSUTA and *Satoshi* UCHIDA

Synopsis

Observational studies on convective motions in the planetary boundary layer under cumulus clouds are made by the use of acoustic sounder (Sodar) developed by the authors. In the case of small developing cumulus cloud, updraft area topped with cumulus proceeds the cloud in the boundary layer. However, mature cumulus cloud has updraft area, delaying with descending height, which centers the horizontal circulation. In the strato-cumulus case, cloud has no correlation with convective action in the boundary layer.

1. は じ め に

晴天日の日中に発達する好日積雲中の上昇流は地表付近からの熱および水蒸気の供給によって維持されていると考えられる。しかし、地表から雲底までの一連の対流現象の性状や、上昇流と積雲との関係などに関しては、まだはっきりわかっていない。

海洋上での観測によれば上空の対流性の雲に対応した流れの場が海面上 10m ぐらいの高さでの風の分布の観測値からも検出され、1つの対流域が海面近くから積雲の中までほとんど水平のスケールを変えずにつながっているらしいという報告がいくつか示されている¹⁾²⁾。

しかし、一方陸上における観測では上空の雲と直接対応する流れをはっきりと観測できるのは雲底直下に限られており³⁾、地表近くでは乱れに隠されてしまうためか雲の対流と直接連なる流れの分布をはっきり見ることが出来ない。そして、多くの場合接地層内で観測される自由対流現象は積雲のスケールよりずっと小規模なものでありランダムなものである。数少ない高い塔や航空機による観測によれば地上 100m ぐらいから上では、よりスケールが大きく組織化された形の対流が存在しある程度まで雲との関係がありそうであるが、接地気層内と地上 100m より上での現象の間にはほとんど関係がないと言われている。すなわち大気境界層の中で、最下層の接地層内での小規模な自由対流は地上 100m ぐらいで再編成され境界層の上部の積雲スケールの対流となって行くという機構が考えられる。境界層上部での対流についても水平スケールが高さと共に大きくなる例⁴⁾ やほとんど変化しない例⁵⁾ が報告されており、雲との関係もはっきりと確認されていない。

そこで地表から雲までの一連の対流現象、特に上昇気流の様相を明らかにするための研究を行うことを計画し、その手始めとして大気境界層内の流れの場と積雲との関係を調べるための観測を行った。今回の観測では境界層上部での流れの場を調べるための測器として著者らが開発しつつある音波探査装置（以後 Sodar と呼ぶ）を用いた。Sodar を用いることによって地上から遠隔的に、しかも時間的空間的に連続性を持って上空の様子を観測することが出来、他の観測手段よりも優れた点が多い。Sodar によっても上空の風と同時に温度の変動成分の大きさを知ることにも出来、対流現象の測定には適している。接地層内の熱輸送との関連については今回は観測場所の都合もあって観測を行わず、もっぱら境界層上部の流れと積雲との関係を調べることに重点を置いた。

2. 観測の概要

観測は1981年8月下旬から9月にかけての晴天日の午後に京都大学防災研究所の建物の屋上において行った。測定要素は Sodar による風速3成分および受信強度の鉛直分布、雲底の放射温度、雲の形状、および地上での資料として温度、露点温度、風速、風向及び気圧である。観測の概要は Fig. 1 に示す通りである。

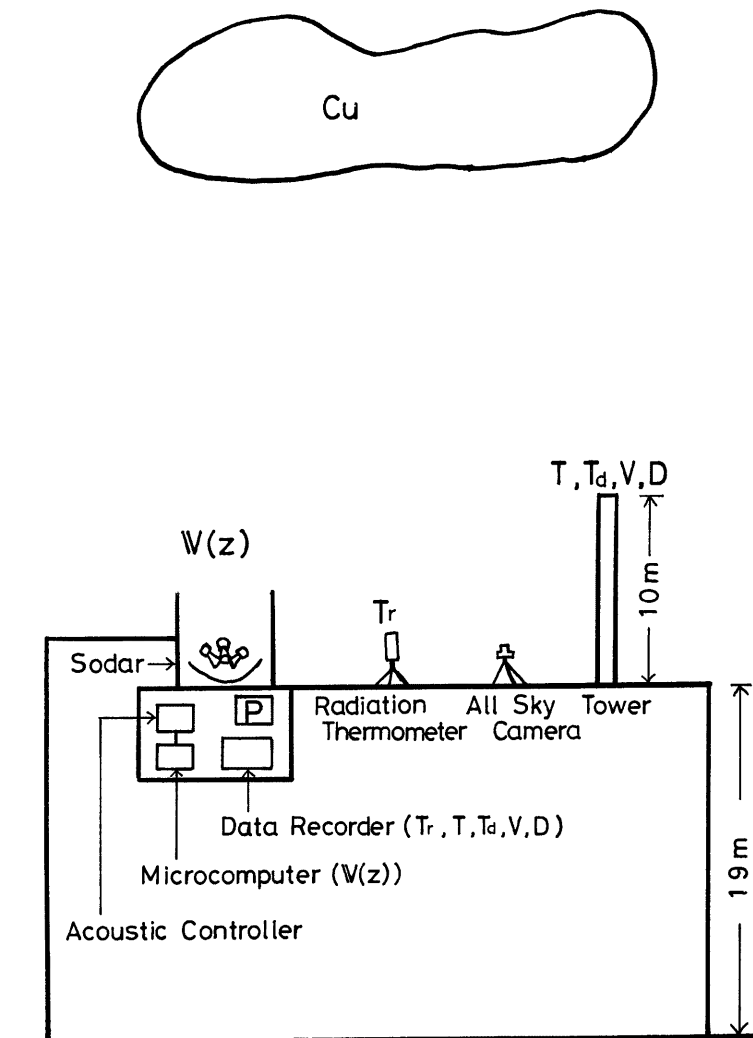


Fig. 1. Schematic figure of observational system.

Table 1. Specifications of the Doppler sodar.

Carrier Frequency	1600 Hz
Transmitter Power (electric)	10,50,100,300 Watts
Pulse Width	50,100,250 msec
Pulse Repetition Period	10 sec
Antenna (paraboloidal dish)	
Diameter	180 cm
Focal Length	58 cm
Beam Direction (zenith angle)	16°
Observation Range (height)	100 m to 420 m
Height Resolution	40 m
CMT Save Data: echo intensity & 3 components of wind velocity at every 2.5 minutes	

観測に用いた Sodar は著者らが開発を進めてきた装置であり、その詳細は先に報告した通りである^{6),7)}。装置の諸定数は **Table 1** にまとめているが、今回の観測を通して送信周波数 1600Hz、送信出力 100w、パルス幅 250msec を用いた。風速および反射強度の測定値は観測時に実時間的にマイクロコンピュータによって計算処理を行い、2分30秒毎の平均値をカセットテープに収録した。

放射温度計 (Barnes; PRT-5) は filter band 8~14 μ の赤外線を用いており温度の測定範囲は-20~75°C、精度は 0.5°C である。測定はセンサーの部分を鉛直上方に向けて固定して行い、電圧出力をデータレコーダに記録した。

雲の形状は魚眼レンズを着装したカメラによる写真撮影とスケッチによって記録した。地上での超音波風速計 (Kaijo Denki; SA-200) による風速及び風向、水晶温度計 (Ogasawara; TR-100) による温度、電気式露点温度計 (EG & G; model 660) による露点温度の記録はデータレコーダ (TEAC; DR-55) に毎分 1 回の割合でデジタル化してカセットテープに収録した。また気圧は別の自記紙に記録した。

3. 観 測 結 果

観測期間中観測点の天頂付近を積雲が通過したのは、9月5日、9月7日そして9月17日の3例あった。そのうちでも孤立した積雲で且つその中心が天頂付近を通過したのは9月17日の1例のみであった。

3.1 9月5日の場合 (Case 1)

当日観測された雲は **Fig. 2** にそのスケッチを示すような層積雲であった。この図に示された時間帯に雲の移動方向 (NNE から SSW) にほぼ直交方向に伸びた雲が次々と通過していた。個々の雲塊の水平スケールは目測から約 1000×2000m であり、移動速度は約 1m/s 余りであった。観測時間 (13^h40^m~15^h30^m) を通じての地上での各要素と Sodar で得た高度の水平風速、風向、鉛直風速及び信号強度の平均値は

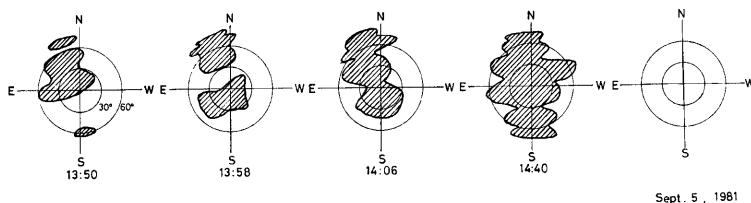


Fig. 2. Sketches of clouds on 5 September 1981. The center of circle is the zenith.

Table 2 に示す通りである。これより雲の移動速度の目測値は境界層内の風速値より小さくなっている。

放射温度, Sodar の受信強度及び鉛直風速の時間変化を **Fig. 3** に示す。放射温度の記録は天頂に雲が無い時には低い方に振り切れており、図では -20°C より少し低い値で示してある。天頂に雲が存在する時には雲底の温度を示すことになるが、それを地上要素から計算した凝結高度での気温と比較した結果 (**Table 3** 参照), この日の場合には両者の差は 0.2°C ではば一致していた。受信強度の強い領域は上昇域とはば対応している。しかし受信強度域の分布は高度と共にかなり変化しており、下方で極大になる時刻と上方で極大になる時刻とが一致していない所が多い。また上空の雲と受信強度や鉛直風速との間にはあまり相関はみられない。これは上空の雲が波動状を成しており波動状になる要因が境界層内の対流活動とは関係なく存在しているためであると考えられる。

3.2 9月7日の場合 (Case II)

この日天頂付近を通過したのは比較的大きな積雲の一部であり、通過の様子を **Fig. 4** のスケッチ図に示す。この時間の各要素は **Table 2** に、凝結高度と雲底の温度の比較は **Table 3** に示すとおりである。

Fig. 5 に示した放射温度, 受信強度, 鉛直風速の記録を見ると $14^{\text{h}}17^{\text{m}}$ 頃を中心に強い受信強度を持つ上昇域が存在している。しかしその時上空には雲は存在しておらず、天頂には10分程度先行して雲が存在しているが対応ははっきりしない。上昇気流域は時間にして15分間程度であるので、水平スケールは高度100

m での平均風速 2.6m/sec から 2000m 程度と推定され、この上昇域は天頂を通過した雲の部分よりもむしろ上空に広がる積雲全体に対応するものではないかと思われる。ちなみに雲の目測から推定すると大きな積雲の雲底の直径はほぼ 2700m であり、天頂を通過したのはその南端にあたる部分である。

風速の変動成分 (u', v') と (u', w') の時間変化を示したのが **Fig. 6** である。水平風の変動成分は $14^{\text{h}}17^{\text{m}}$ を中心にして時計回りに回転しており上空の通過した大きな積雲の下で上昇流を伴う回転する風系が存在したことをうかがわせる。鉛直面内変動について見るとやはり $14^{\text{h}}17^{\text{m}}$ 頃を中心として収束している様子が見られる。このように地上 $100\sim 200\text{m}$ では $14^{\text{h}}17^{\text{m}}$ 頃を軸として現象が生じているが、その時上空の大きな積雲の中心は天頂の少し北側を東に通過してしまっており10分近く時間的ずれがある。雲とこの境界層の現象を関係づけるならば、この場合は現象の軸はこの場合上空の方が先行する形に傾いている。

3.3 9月17日の場合 (Case III)

この日は1日中晴天で風の弱い状態が続き、午後になって積雲が次々と発生するようになった。そして15時頃と16時頃の2回に渡って小さな積雲が天頂を通過したが、その様子は **Fig. 7** に示すとおりである。これらの雲はいずれもほぼ ESE から WNW に移動していた。この時間の各要素は **Table 2** に示す通りである。この間 $15^{\text{h}}06^{\text{m}}$ と $15^{\text{h}}58^{\text{m}}$ の全天写真を **Photo 1, 2** に示す。

Fig. 8 は放射温度, 受信強度及び地上の各要素の変化を示している。 $15^{\text{h}}02^{\text{m}}$ から $15^{\text{h}}08^{\text{m}}$ に通過した

Table 2. Averaged value of each element.

Case	I	II	III
Date	Sept. 5	Sept. 7	Sept. 17
Time (from) (to)	13:40 15:30	13:50 14:50	14:20 16:10
Surface			
$V(\text{m/s})$	2.1	2.7	2.0
$D(\text{deg})$	325	160	85
$T(^{\circ}\text{C})$	25.4	26.7	24.6
$Td(^{\circ}\text{C})$	16.7	16.1	13.7
$P(\text{mb})$	999	1007	1011
100 m			
$V(\text{m/s})$	4.4	2.6	3.2*
$D(\text{deg})$	324	175	55*
$w(\text{m/s})$	0.27	0.15	-0.05*
$SN(\text{dB})$	18.9	18.4	14.0
140 m			
$V(\text{m/s})$	4.4	2.3	3.4*
$D(\text{deg})$	336	195	62*
$w(\text{m/s})$	0.16	0.17	-0.13*
$SN(\text{dB})$	13.8	12.4	9.2
180 m			
$V(\text{m/s})$	4.6	3.0	3.6*
$D(\text{deg})$	341	199	61*
$w(\text{m/s})$	0.22	0.24	0.25*
$SN(\text{dB})$	9.3	8.5	6.4

* $14:20\sim 15:05$

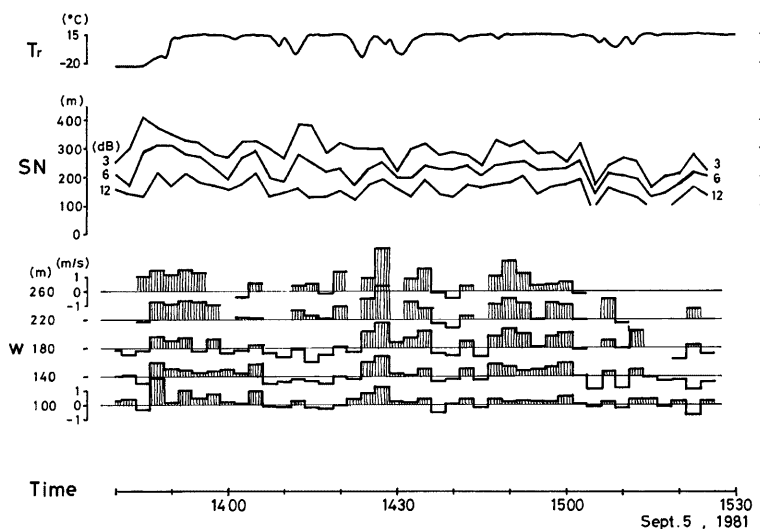


Fig. 3. The variations of radiation temperature (upper), signal intensity of sodar (middle) and vertical velocity (lower) on 5 September 1981.

Table 3. Lifting condensation level, temperature at that level and radiation temperature of cloud base.

	Time	Surface Data		Lifting Condensation Level		Radiation Temperature (°C)
		$T(^{\circ}\text{C})$	$T_d(^{\circ}\text{C})$	Height(m)	Temperature($^{\circ}\text{C}$)	
Case I	14:56	25.4	16.8	1075	14.9	15.1
Case II	14:06	26.9	16.0	1360	13.6	15.8
Case III	15:04	25.1	13.6	1440	11.1	12.5

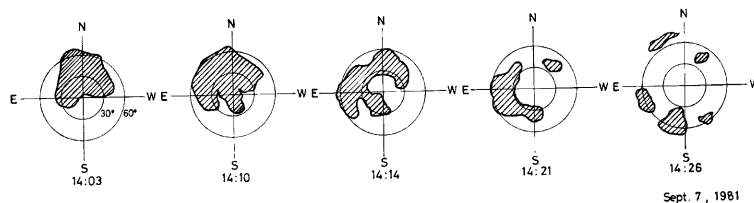


Fig. 4. Same figure as Fig. 2, except on 7 September 1981.

雲は、通過中目測によれば次第に発達しつつあった。これらの雲の水平スケールは風速より推定して前者が $1200 \times 1400\text{m}$ 、後者が $600 \times 1300\text{m}$ ぐらいであり、いずれも WNW の方向に約 3m/sec で移動していた。受信強度は散乱地点の温度変動の構造定数 C_T^2 が大きい程強くなり、対流活動も活発であると考えられる。図を見ると15時頃の方が14時に比べて明らかに受信強度が強くなっている。この期間で受信強度と鉛直風速との相関係数を求めると約0.6であり、受信強度の大きいところが上昇域と対応している。地上での温度変動

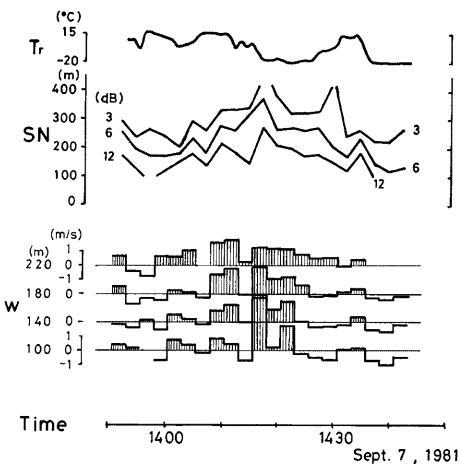


Fig. 5. Same figure as Fig. 3, except on 7 September 1981.

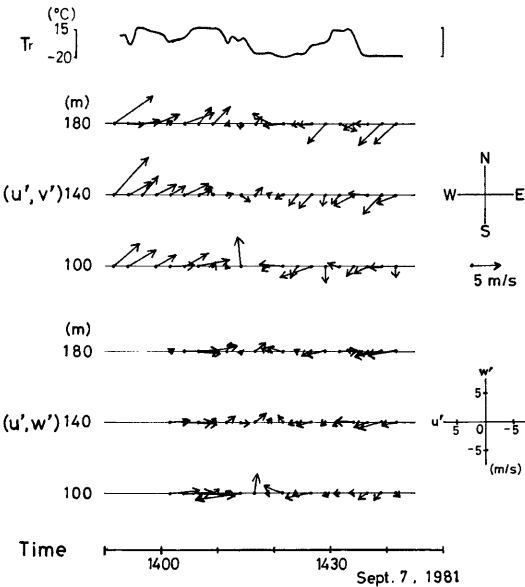


Fig. 6. Time and height changes of eddy velocity components; u' , v' , w' are longitudinal, lateral and vertical eddy velocity component, respectively.

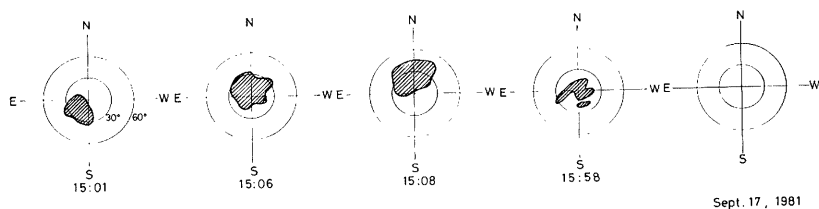


Fig. 7. Same figure as Fig. 2, except on 17 September 1981.

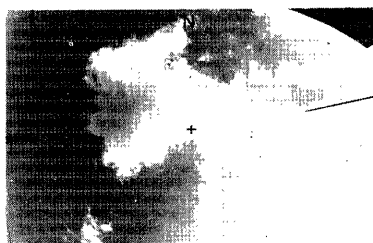


Photo. 1. Photograph of cloud at 15:06 on 17 September 1981. The zenith is marked by +.

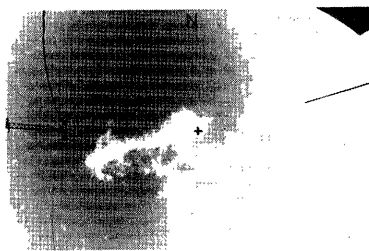


Photo. 2. Photograph of cloud at 15:58 on 17 September 1981.

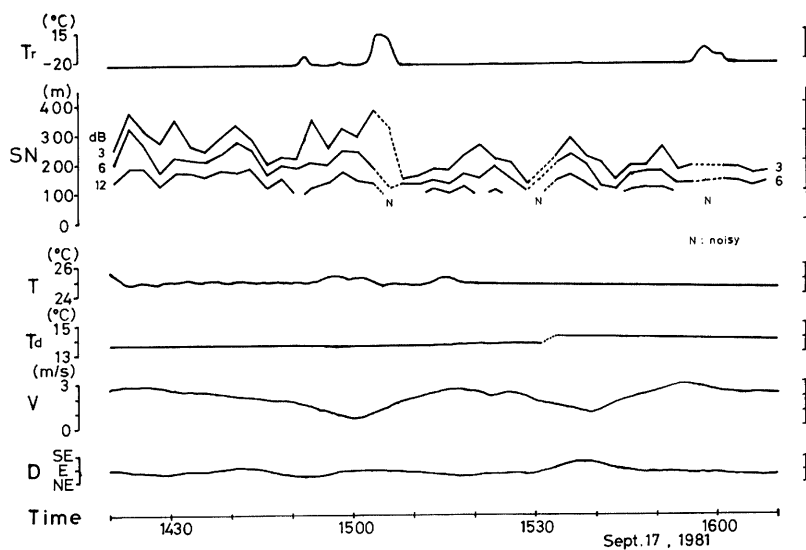


Fig. 8. The variations of radiation temperature (Tr), signal intensity (SN), temperature (T), dew point temperature (Td), wind speed (V) and wind direction (D).

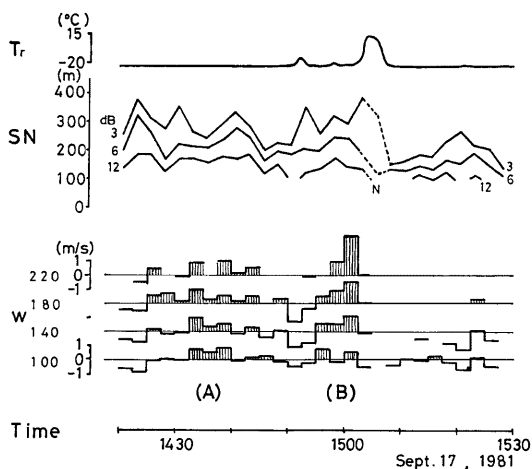


Fig. 9. Same figure as Fig. 3, except on 17 September 1981.

と受信強度との対応を見ると、15時頃には地上温度も極大になり上空の受信強度も強くなっているが他の時刻では必ずしも対応しているとは言えず、上空には地上付近とは余り関係なく対流パターンが存在している時もある。

放射温度、受信強度及び鉛直風速の時間変化を **Fig. 9** に示す。この時間帯において上空を通過した15時過ぎの雲を示す。この時間帯において上空を通過した15時過ぎの雲（凝結温度は **Table 3** 参照）以外には近くを通過した雲は存在しなかった。図中 14^h35^m 頃と15時頃の2個所に比較的特著な上昇域が見られ（図中のA, B）、最初の上昇域は水平スケールが高度と共に増大し鉛直風速の大きさは高度にはほとんど変化していない。これに反して、後の上昇域は高度と共に上昇速度が増大して行き、数分の差で積雲に連なっているように見える。上昇流の軸は 100m と 220m の間でも少し風上に傾いているが、積雲までの連なりを考えると高度 100m と高さ 1400m と推定される雲底との間で6分間程度の差となり軸の傾きは鉛直から約 30° 程度で低高度の方が先行していることになる。

風の鉛直成分と風向方向成分の平均値からの偏差ベクトルの時間変化を **Fig. 10** に示す。この図からAの上昇域では高度 180m より上で発散しているように見えるのに反し、Bの上昇域ではそのような傾向は見られない。また後者は前者より下層での収束も大きく見える。このような差が上空での積雲の発達と関係しているのかもしれない。

4. 観測結果の検討

今回の観測では雲底高度が 1000m 以上あったにもかかわらず、Sodar による信頼出来る観測結果は 200m 程度までしか得られなかったので上部境界層の雲底部分との関係ははっきりしていない面が多い。この点については今後さらに探知高度の増大を考えなくてはならない。しかし、得られた範囲においては測定結果は **Table 2** にも見られるように合理的なものであり、問題は無いと思われる。

放射温度計によって雲底温度を測定し、地表での測定値から計算した凝結高度での気温と比較した結果は **Table 3** に示すとおりである。凝結高度が雲底高度に必ずしも一致しないという結果が多く報告されており一般には前者が少し低く出ると言われている⁸⁾ が、ここで凝結高度での温度と雲底の気温を比較すると全般に後者が少し高くなっており逆の関係になっている。また雲底の温度は周囲の気温より少し低いという観

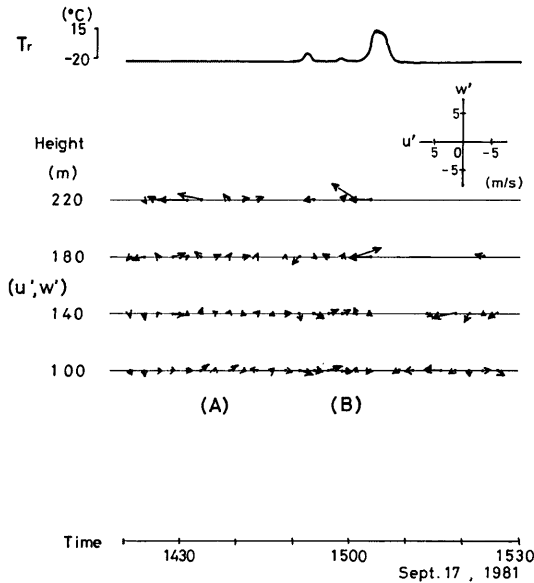


Fig. 10. Time and height changes of longitudinal eddy component, u' and vertical component, w' .

測結果も報告されている⁹⁾が、ここでは自由大気中の気温の観測値が無いためにこの点は正確に論じることが出来ない。

Case III において境界層と積雲との関係がはっきりと見られた。積雲に少し先行して高度 100m 付近から上昇域が存在し、高さと共に上昇域が少し狭くなるとともに上昇速度が増して行き、100m から積雲の雲底約 1400m まで約 6 分のずれで連続しているように見られる。上昇速度は高度 220m で約 3m/sec であるから雲底までの上昇時間とこの時間のずれはほぼ一致する。また上昇域の拡がりも上空の積雲とほぼ一致している。この場合は地上 100m 付近から積雲まで 30° ぐらいの軸の傾きで上昇気流が連なっていると考えられる。

一方、この雲に対応した上昇域に 20 分程先行して観測された境界層内の上昇域の場合には上昇速度が高さと共に大きくなるということではなく、高さ 180m 以上で発散しているような傾向が見られ、上空には積雲は全く見られなかった。これから見て、積雲が上空に生じる時とそうでない時とでは境界層内の対流の性質には大きな差が存在しているようである。このようなことは今までの観測でもある程度見られたことではあるが今回のような観測によって詳しい研究を行うことが可能であるとの見通しが得られた。

また今一つ興味があるのは Case II の場合である。この場合積雲のスケールは Case III の場合よりも大きく、ほぼ mature stage に達した積雲が天頂をわずかにずれた所を通過した場合であると考えられる。この場合境界層内の上昇域はこの大きな積雲の中心より少し遅れて発生しており、軸の傾きは Case III の場合と逆になっていて雲の後に引きずられる形になっており、軸の傾きは 45° ぐらいと推定される。しかも、この場合には境界層上部での水平風に時計廻転のあるのが見られ、その中心部で上昇流が大きくなっている。この場合は西から東に移動しているので風系は cyclonic に回転しており、数 km 程度の水平スケールを持つ積雲の下に、このような風系が生じることは興味のあることである。また明らかに収束する上昇域

が雲から後ろに引きずられる形で傾いて存在することも興味がある。上昇域の軸の傾きの向きと雲の発達あるいは衰弱とは何らかの関係も考えられるが今回の2例だけでは断言は出来ない。

また Case I の場合については波状雲とも見られる雲であり、境界層内の現象と関連がほとんど見られないのは、その成因が上空の不連続面にあると考えれば説明出来る。

5. 結 語

今回、積雲の雲底下における大気境界層内の対流現象、特に風の分布の観測を行ったが、その結果上空の積雲と直接つながっていると思われる対流現象が地上 100~200m の層において存在することを確認することが出来た。また地上 100~200m の層で上昇流であっても 200m 付近で発散してしまって積雲の発達を伴わない場合のあることもわかった。また層積雲の境界層内の気流とあまり相関がなく、雲の形成は上空の波動によって支配されるように見られた。積雲の下にある上昇気流の軸は地面近くが雲に先行している場合と遅れている場合があり、これが積雲の発達状態と関連しているのではないかと思われた。

今後、更に観測例を増して境界層内の対流と上空の積雲の発達についての関連性について研究を進めて行きたい。

本研究は文部省科学研究費自然災害特別研究(00502017)の一部として行われたものである。

参 考 文 献

- 1) Burt, W. V. and E. M. Agee: Buoy and Satellite Observations of Mesoscale Cellular Convection during AMTEX 75, *Boundary-Layer Meteor.*, Vol. 12, 1977, pp. 3-24.
- 2) Emmitt, G. D.: Tropical Cumulus Interaction with and Modification of the Sub-cloud Region, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 35, 1978, pp. 1485-1502.
- 3) Coulman, C. E.: Diurnal Evolution of Properties of the Sub-cloud Layer over Land, *Boundary-Layer Meteor.*, Vol. 19, 1980, pp. 31-50.
- 4) Lenschow, D. H.: Airplane Measurements of Planetary Boundary Layer Structure, *J. Appl. Meteor.*, Vol. 9, 1970, pp. 874-884.
- 5) Warner, J. and J. W. Telford: Convection below Cloud Base, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 24, 1967, pp. 374-382.
- 6) 光田 寧・伊藤芳樹・内田 諭: 風の遠隔測定のための音波探査器, 京都大学防災研究所年報, 第23号 B, 1980, pp. 325-334.
- 7) 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 B, 1981, pp. 381-389.
- 8) Warner, J.: Observations Relating to Theoretical Models of a Thermal, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 20, 1963, pp. 546-550.
- 9) Bunker, A. F.: Cloud and Environment Vertical Velocities, Temperatures, Humidities, and Water Content Associated with a Sear Zone in Trade-winds, Tech. Rept. 44, Woods Hole Oceanographic Institution, 1959.