

河川環境を含む都市大気境界層の観測

FIELD OBSERVATION OF ATMOSPHERIC BOUNDARY LAYER WITH RIVER ENVIRONMENT IN URBAN AREA

志村光一¹・池永均²・日野幹雄³・山田 正⁴

Shimura Koichi, Ikenaga Hitoshi, Hino Mikio, Yamada Tadashi

¹ 学生員 工修 中央大学大学院 理工学研究科土木工学専攻 (〒112 東京都文京区春日 1-13-27)

² 正会員 工修 中央大学理工学部土木工学科 技術員 (同上)

³ 正会員 工博 中央大学総合政策学部 教授 (〒192-03 八王子市東中野 742-1)

⁴ 正会員 工博 中央大学理工学部土木工学科 教授 (〒112 東京都文京区春日 1-13-27)

The urban climate characterized by heat island and the cooling effects of green district was investigated through field observation in Kanto area. Especially considering influence of river environment and sea breeze in boundary layer, meteorological quantities(wind profile, specific humidity, temperature) was measured with doppler sodar and three tethered balloons. The temperature inside surface layer(altitude 10m-50m) was found to be different in the maximum 5°C between flood plain and urban area. Two types of discontinuous lines formed between sea breeze and mountain wind from the mountainous area were found. Along these lines, frontal thunderstorm were induced.

Key Words: land- and sea-breeze, mountain wind, doppler sodar, vertical wind shear

1. はじめに

都市における気象、住環境の研究は都市の開発・発展と共に進んできた。以前には汚染大気の循環・輸送という点から海陸風の研究が進められ、都市の境界層内での現象としてヒートアイランド現象が取り上げられた¹⁾。しかし、近年では都市機能の評価にあたり、河川や都心の公園には気候緩和効果を期待しつつ、様々な視点から河川や都市気候についてのアプローチがなされるようになった。さらに都市の機能充実がより正確な気象・水文量の把握を求めている。降水量の定量評価や都市域の大気境界層内での放射収支、メソスケール以下での水循環過程の解明がそれである。このような観点から、本研究では河川環境を含めた都市気候の形成過程について明らかにすべく、観測を行ったものである。

観測は2回にわたり行い、1996年7月18日から1週間、荒川の下流域の岩淵水門にて、さらに1997年7月18日から10日間にわたり岩淵水門、中流域は秋ヶ瀬取水堰、また河川の影響が少ないと考えられる首都圏郊外の法政大学小金井校舎で行った(図-1)。上記の観測地点で気圧および地上5cmと1.5mで気温、相対湿度をアネロイド式気圧計、サーミスタ式温度計、高分子抵抗変化型湿度計において計測した。今年の観測では各観測地点で係留気球を用い、上空の大気の気温・相対湿度をクリモマスター(カノマックス)にて測定した。さらに岩淵のMain Point(図-2)では上空約700mまでの風速分布をドップラーソーダ(機カイジョー)を用いて測定した。関東平野の降雨現象の観測には中央大学理工学部校舎(東京都文京区)に設置されているドップラーレーダを用いた。気象条件は図-3の通りである。

2. 観測状況と気象条件

3. 地上風の観測と海陸風

海風は、地上と海上の温度差が原因となり生じるものである。日によっては関東地方の全域を覆うものである。河川において海風の風速分布は高度 100m 付近で最大風速を示すことが明らかになっている²⁾。図-4,5 は荒川河口より 35 キロの秋ヶ瀬付近と 21 キロの岩淵水門で海陸風を捉えたものである。これを見ると、正午から 22:00 くらいまでの海風の吹く時間帯、0:00 から 8:00 くらいまでに陸風の吹く時間帯が存在する。その間の時間帯を海陸風の遷移期間とすると河口から遠い秋ヶ瀬では陸風の吹き始める時が明瞭であり、一方陸風から海風への昼間の遷移期間は長い。また、過去の観測から岩淵では逆であり、海風の吹き始めの時間は正確に捉えることができる。ただし各時間帯の変動や風速の大きさは前日とそれ以前の天候の状態に左右される。しか

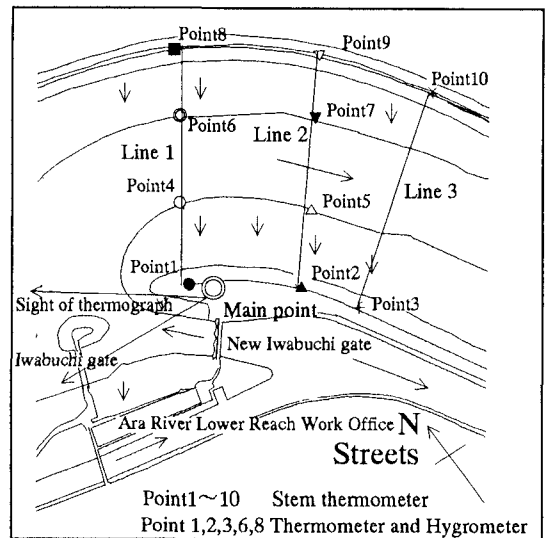


図-2 観測地点 (岩淵水門付近)

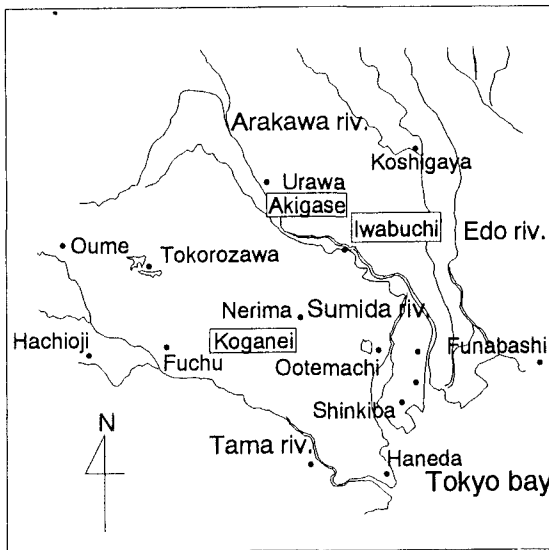


図-1 観測地点

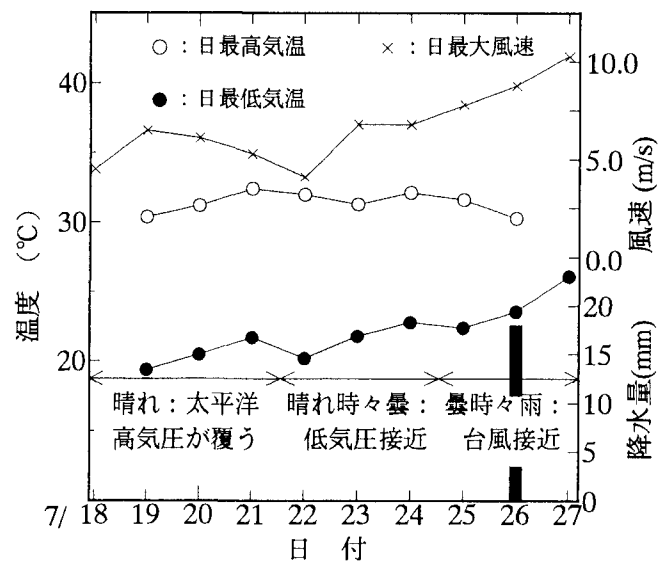


図-3 観測期間中の気象条件

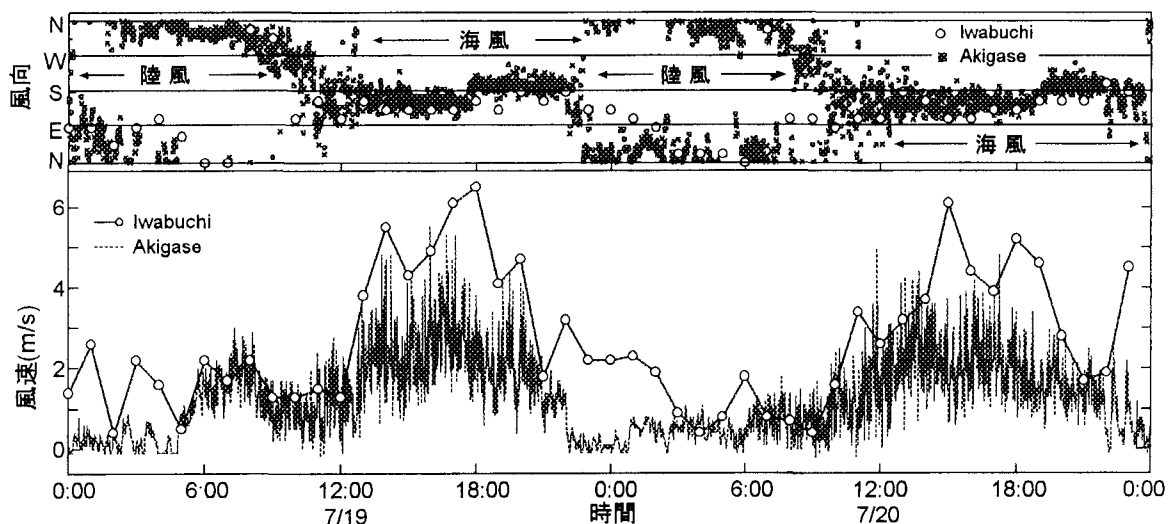


図-4 荒川流域での風向・風速 (1997/7/19-20)

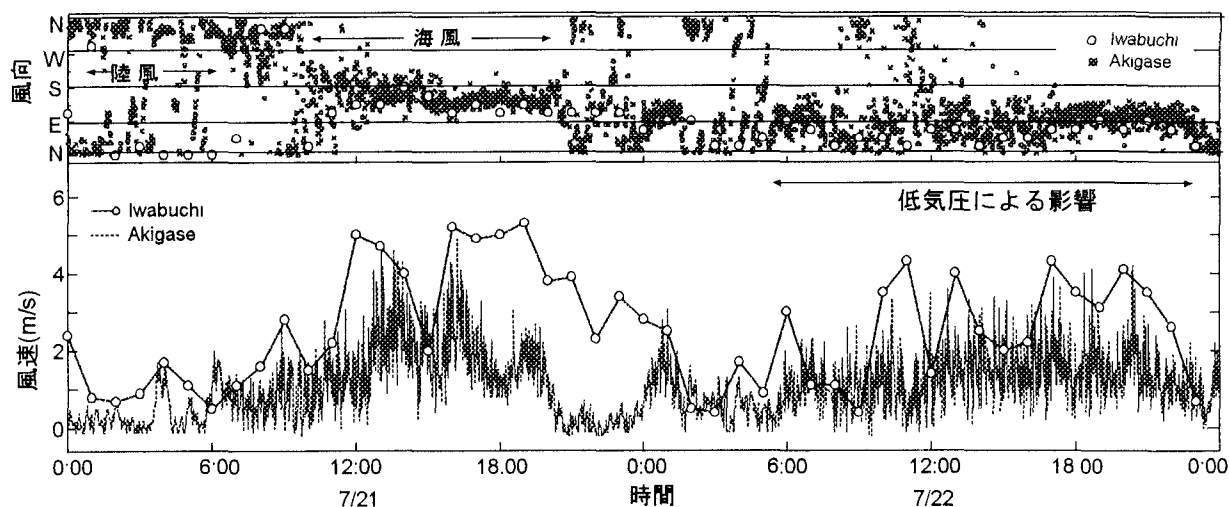


図-5 荒川流域での風向・風速 (1997/7/21-22)

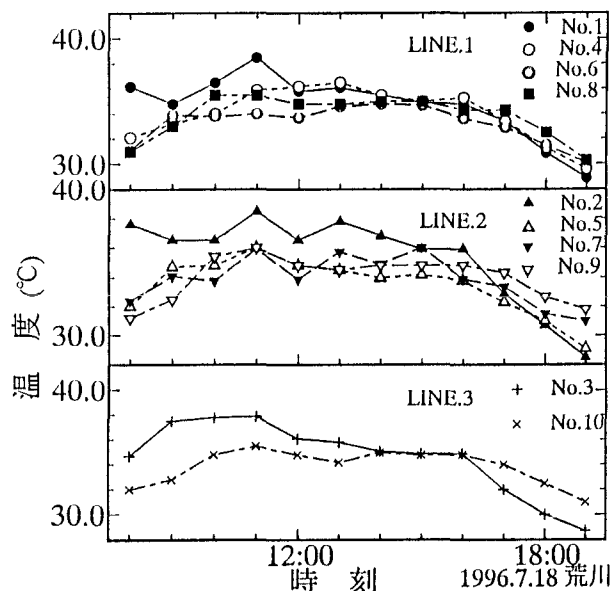


図-6 荒川横断方向の気温変化

し、大局的に見て、気圧傾度が生じた場合は図-5の22日に示されるとおり、風の場合が気圧に支配されてしまう。この場合、地上では日中の風速が海風よりも小さくなることもある。

4. 河川環境と地上の気温・湿度

図-6は荒川横断方向の気温の時系列である。河川の冷却効果についてはいくつかの観測例があるが³⁾、今回の観測では兩岸の天端での気温差は最大で約3℃であり、それ以上の気温差は生じなかった。図-7は岩淵水門付近の高水敷とススキ原の気温と相対湿度の時系列をとったものである。高水敷は芝で覆われているが、日中の温度は地上5cmで40℃に達し、日没以降、地表面の温度は気温よりも低くなる。さらに背の高いススキで覆われているところでは、地上5cmでは日射の影響を受けず、高温にはな

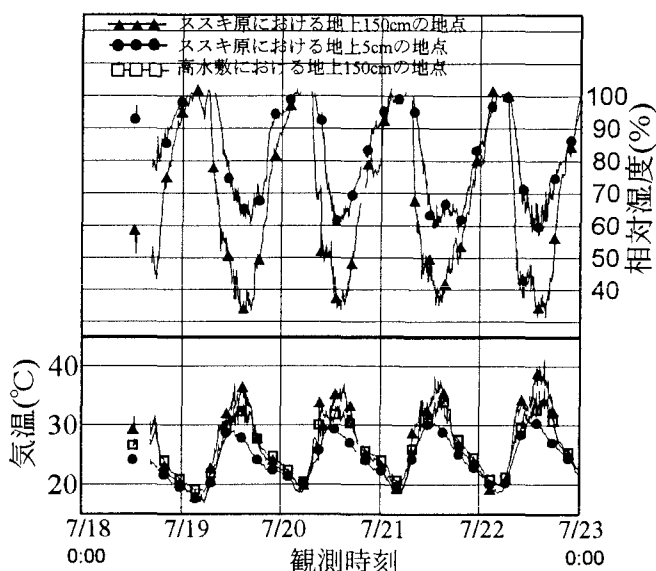


図-7 岩淵での高水敷の温度及び相対湿度

らない。ピークも正午で日射の影響のある地上1.5mとは異なり2時間ほど早い。相対湿度も地表面では最低でも約60%である。ススキ原の地上1.5mの気温は植生からの放射の影響と風速が弱められていることから、日中38℃以上に達する。

5. 大気境界層内の観測

図-8,9,10は係留気球により計測した上空の大気の状態である。この日は気圧の傾度により弱い一般風が吹いている。地表面より高度50mまでの温度は分布形状が大きく異なり、地表面を除いて、上空10m-50m付近で温度差が最も顕著に現れ、小金井と岩淵水門では約5℃差がある。高度50m以上では気温差が3℃生じている。比湿については、小金井と岩淵水門ではほぼ一致しており、秋ヶ瀬では他の2地点より小さな値を示している。相対湿度について

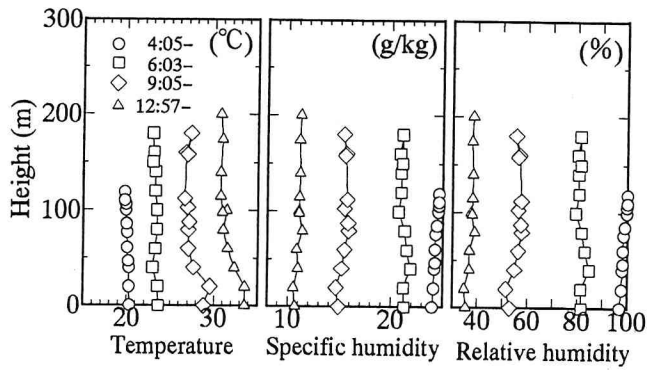


図-8 小金井の市街地上空の大気の変化

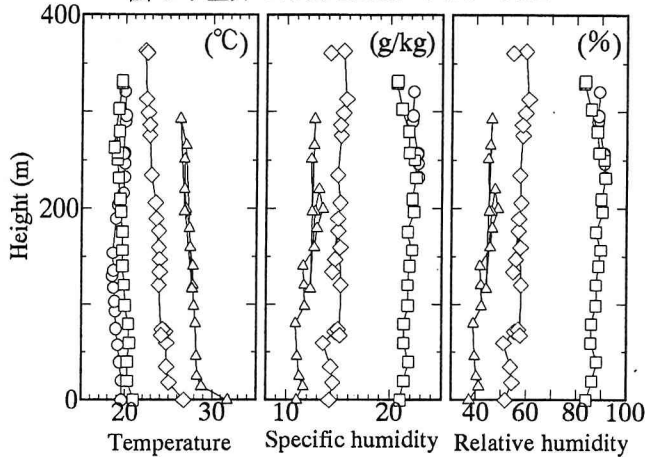


図-9 岩淵水門上空の大気の変化

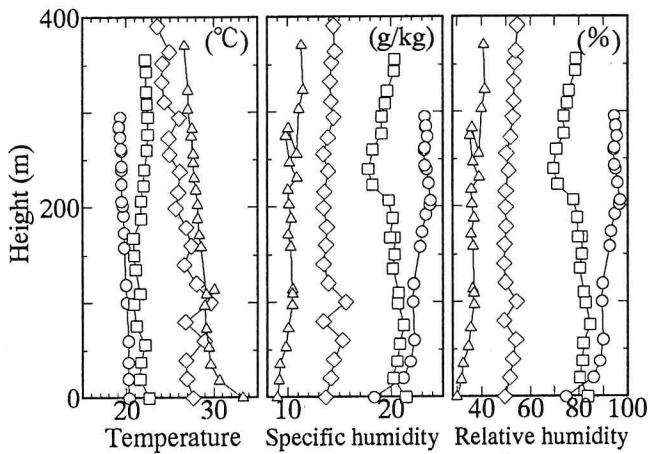


図-10 秋ヶ瀬堰上空の大気の変化

は比湿同様で、観測地点間で差は見られないが、日変化が大きく、海風によって流入した大気がそのまま保たれていることがわかる。明け方は岩淵の湿度計は 200m 以下で欠測となっているが、小金井、秋ヶ瀬と同様で 90% 以上の高湿度域が上空まで続く。図-11, 12 から明らかなように地表面数十 m 以下の接地層で気温の変化が大きい、水蒸気は上層まで運ばれている。図-13, 15, 16 はドップラーソーダが捉えた上空 700m までの風の様子であり、海風の進入と海風の後退を表し、次の通りである。地上で陸風が観測されているが、上空 150m までは北東の風

が吹き、高度 150m 以上では北西の風が吹いている(図-13)。これは次章における海陸風の風系に大きく関係するが、北西からの発達した陸風より下層に北関東からの陸風が進入している様子を示している(図-13, 14)。7:30 ごろから接地層で海風が進入し始め、海風の鉛直構造にもエクマン層ではあるが、陸風と同じく鉛直方向に風向のズレが生じる(図-15)。夕方、上方から海風が後退しており(図-16)、それより上空では微弱ではあるが反流が吹いている。図-17 では気圧傾度の影響を受けており、図-16 ような鉛直構造が存在しなければ、地表に温度差が生じたとしても、海陸風は生じない。

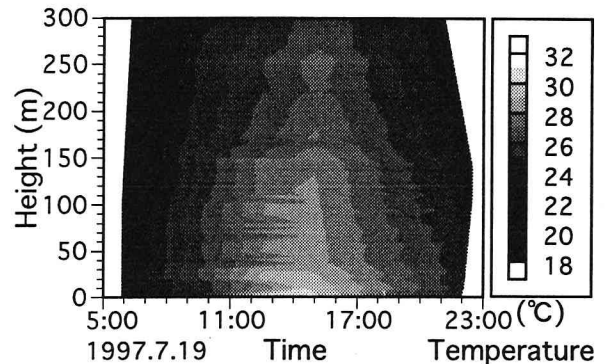


図-11 岩淵水門上空の気温の変化

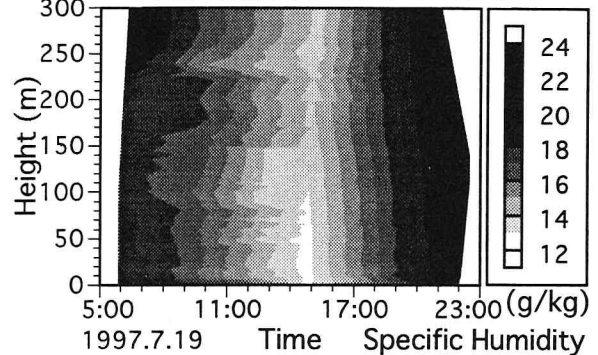


図-12 岩淵水門上空の比湿の変化

6. 関東地方の海陸風と雷雨の発生機構

海陸風の規模、風系は地域性(平野どちらに海を持つかあるいは平野の大きさ等)が強いものであり、その地域の気候に大きく影響を与える。図-18-20 の流れは夏の高気圧に覆われたときの南関東の風系の変化である。まず海風は東京湾と相模湾から吹き、夕方は奥多摩の山地から海風とは相対的に冷たい山風が平野に吹き込み(図-18)、東よりの風に変った海風との不連続面を形成する(図-19)。深夜は北関東からの陸風が首都圏を覆う(図-20)。

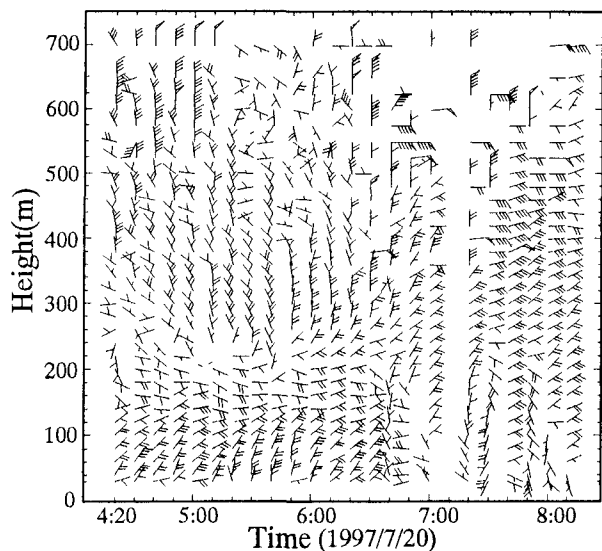


図-13 岩淵上空の風向・風速の鉛直分布①

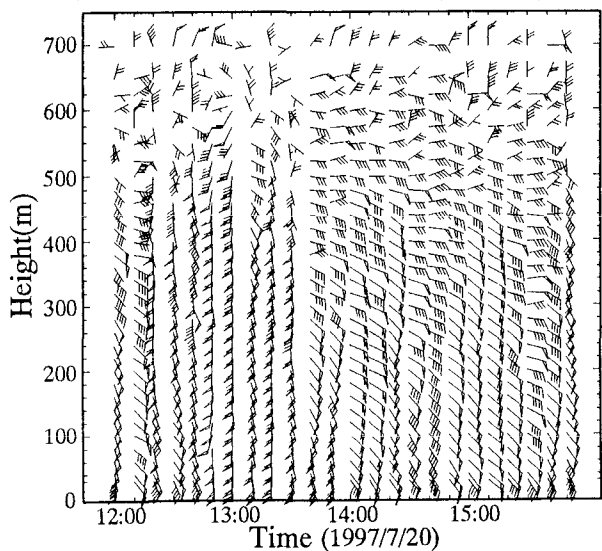


図-15 岩淵上空の風向・風速の鉛直分布②

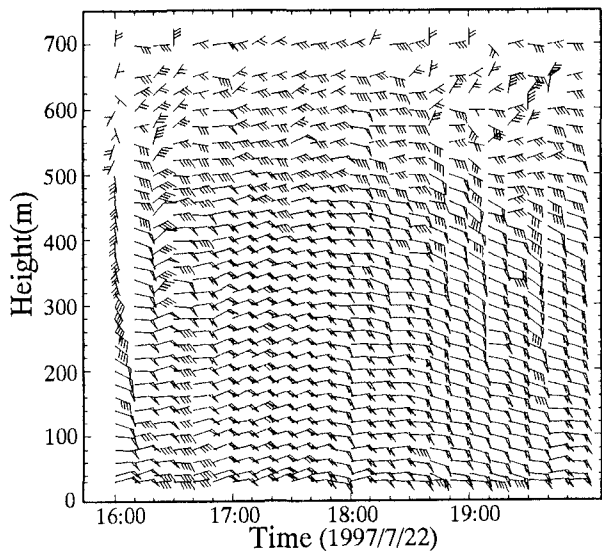
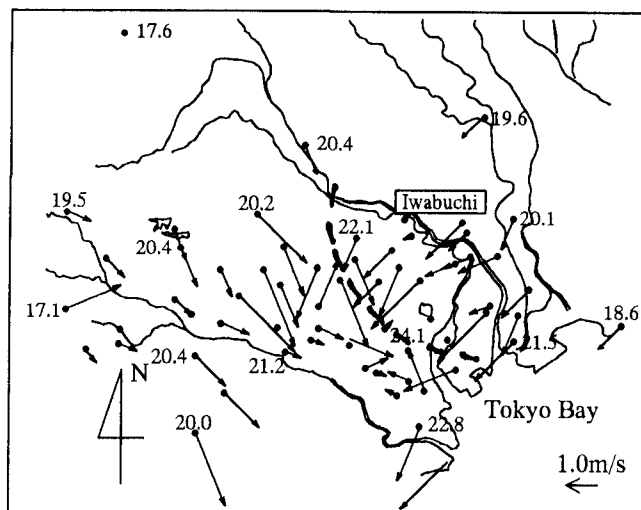


図-17 岩淵上空の風向・風速の鉛直分布④

ただし、3章からも言えるように、このようないくつかの風系の生ずる時刻、強度については一意的に



(東京都環境保全局のデータより)

図-14 南関東の風系 1997/7/20/5:00

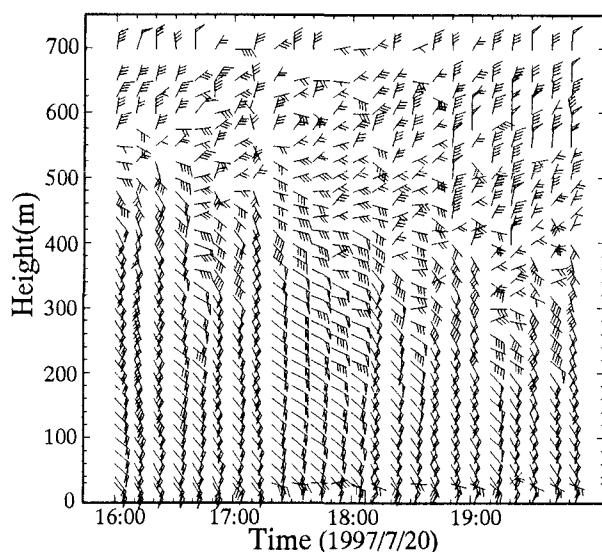


図-16 岩淵上空の風向・風速の鉛直分布③

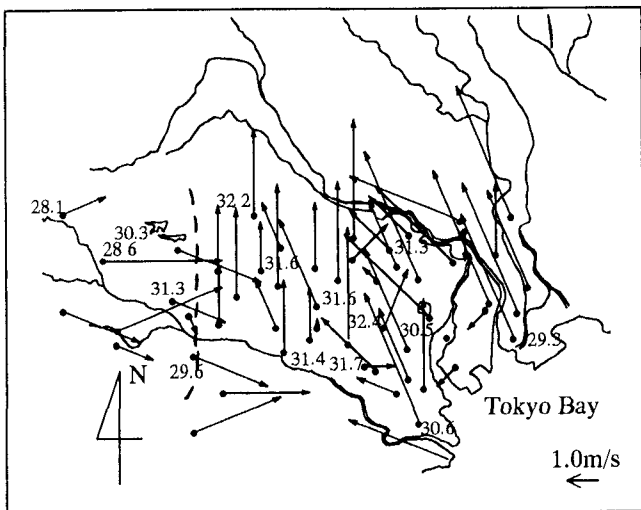


図-18 南関東の風系① 1996/7/19/17:00

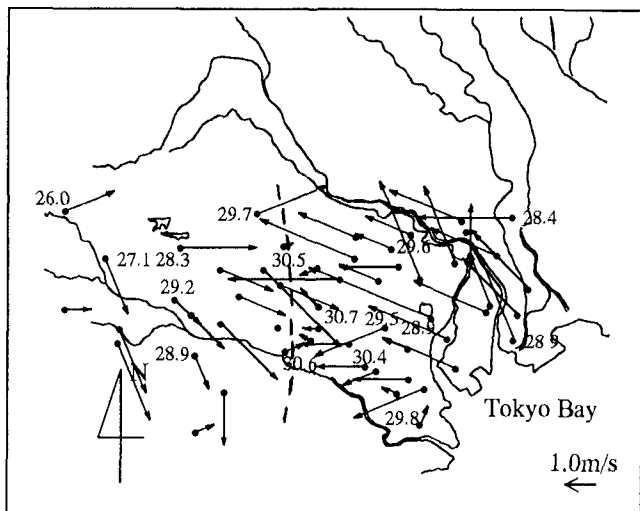


図-19 南関東の風系② 1996/7/19/19:00

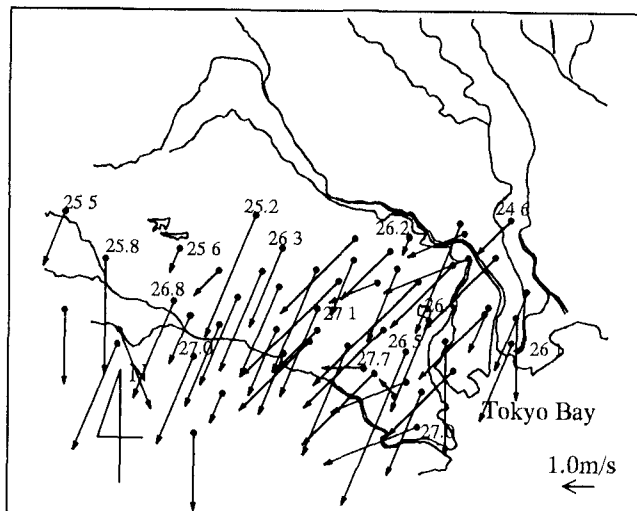


図-20 南関東の風系③ 1996/7/19/23:00

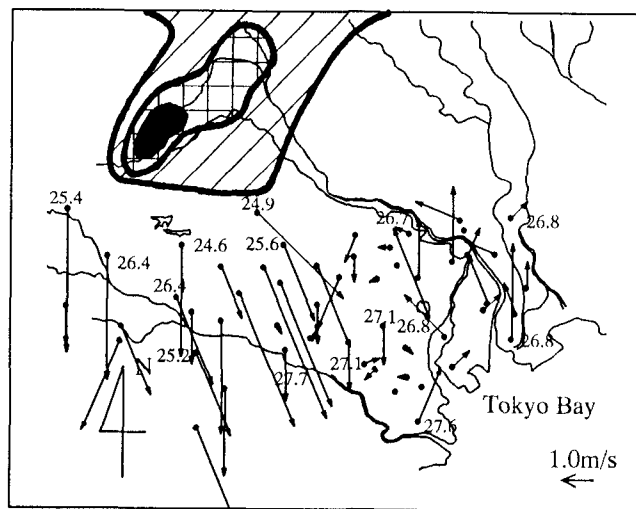


図-21 南関東の風系と雨域 1996/7/15/20:00

決定できない。上層に寒気が流入した時、このような関東地方の風系が、関東平野で雷雲が発生する誘因となりうる。また奥多摩から下りてくる谷風は夕方に、また夜は北関東あるいは秩父山系からの陸風が海風との不連続面を形成する場合、雷雲を引き起こす。図-21 はドップラーレーダが捉えた雨域を示し、埼玉県北西部で発生した雷雲がフロント面を形成して発達したものである。20:00 の風系でも海風は東京湾より吹き込んでおり、雨域に近い武蔵野一帯はガストフロントの強い北よりの風を受けている。この雨域のレーダ動画と風系の時系列から判断して、この風向の海風がなければ、南関東の雷雲は存在できないと考えられる。

して不連続線を成し、奥多摩の山風と秩父山系からの陸風の2つの風が雷雲を引き起こす。

7. まとめ

- 1) 河川と河川の影響のない都市郊外では高度 50m までの異なった温度の分布形状を示す。高度 20m-50m では気温差は 5℃以上生じるが、比湿、相対湿度については地域間の差は見られず、これは海風による大気の流れによるものである。
- 2) 海陸風は地上と海上での気温差と反流を含んだ鉛直構造が形成されて始めて生じる。さらに海陸風の鉛直方向の風向の変化からその違いが見られ、その構造は関東平野に同時期に生じる海陸風の規模に起因する。
- 3) 関東に生成される雷雨は海風の流入と陸風の交代期に形成され、雷雲発生の初期段階では海風に対

謝辞： 今回の観測は建設省荒川下流工事事務所、荒川上流工事事務所の方々のご協力によるものであり、感謝の意を表す次第である。

参考文献 1) 気象庁：南関東大気環境調査報告書、気象庁、1975-76

2) 志村光一・山田正：都市河川における熱環境及び風の場の観測、土木学会年次学術講演会概要集Ⅱ、pp746-748, 1997.9

3) 武若 聡・池田駿介・平山孝浩・萱場裕一・財津知亨：都市内河川による大気冷却効果、土木学会論文集、No479/Ⅱ-25, pp11-20, 1993.11

(1997.9.30受付)