

TECHNICAL REPORTS OF THE METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE NO. 30

**STUDIES OF ENERGY EXCHANGE PROCESSES
BETWEEN THE OCEAN-GROUND SURFACE
AND ATMOSPHERE**

気象研究所技術報告

第30号

大気と海洋・地表との
エネルギー交換過程に関する研究

気 象 研 究 所

METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE, JAPAN

APRIL 1992

Meteorological Research Institute

Established in 1946

Director-General : Mr. Shunji Konaga

Forecast Research Department	Director : Mr. Ryuji Hasegawa
Climate Research Department	Director : Mr. Harushige Koga
Typhoon Research Department	Director : Mr. Shin Ohtsuka
Physical Meteorology Research Department	Director : Mr. Takenori Noumi
Applied Meteorology Research Department	Director : Dr. Tatsuo Hanafusa
Meteorological Satellite and Observation System Research Department	Director : Mr. Toyoaki Tanaka
Seismology and Volcanology Research Department	Director : Dr. Masaaki Seino
Oceanographical Research Department	Director : Dr. Takeshi Sagi
Geochemical Research Department	Director : Dr. Koji Shigehara

1-1 Nagamine, Tsukuba, Ibaraki, 305 Japan

Technical Reports of the Meteorological Research Institute

Editor-in-chief : Koji Shigehara

Editors :	Isao Takano	Shinji Nakagawa	Masahiro Hara
	Toru Sasaki	Takahisa Kobayashi	Hiroshi Nirasawa
	Toshikazu Odaka	Katsunobu Nishiyama	Yoshimi Suzuki
Managing Editors :	Yoshitsugu Nagasawa, Yoshiro Ohta		

The *Technical Reports of the Meteorological Research Institute* has been issued at irregular intervals by the Meteorological Research Institute since 1978 as a medium for the publication of survey articles, technical reports, data reports and review articles on meteorology, oceanography, seismology and related geosciences, contributed by the members of the Meteorological Research Institute.

The Editing Committee reserves the right of decision on acceptability of manuscripts and is responsible for the final editing.

© 1992 by the Meteorological Research Institute.

The copyright of articles in this journal belongs to the Meteorological Research Institute (MRI). Permission is granted to use figures, tables and short quotes from articles in this journal, provided that the source is acknowledged. Republication, reproduction, translation, and other uses of any extent of articles in this journal, that are not for personal use in research, study, or teaching, require permission from the MRI.

序

本技術報告は、昭和60年～平成元年度科学技術振興調整費による重点基礎研究「大気と海洋・地表とのエネルギー交換過程に関する研究」によって行われた成果をまとめたものである。

大気大循環および海洋大循環の数値モデルの開発を進め、その結合モデルを完成させるためには、基本的課題として大気と海洋・地表とのエネルギー交換過程を解明しなければならない。本研究は、このエネルギー交換過程のパラメタリゼーションの基礎の確立を、観測、室内実験、数値実験の3本柱の研究手法によって、重点基礎研究の名称の示すとおり基礎的観点から取り組んだものである。このため、研究の分野は広く4研究部にわたって行われた。

ここに記しておきたい本研究の特色の1つは、研究の過程を通して多くの海外の研究者と交流を行い、情報交換を行う機会に多く恵まれたことである。4名の研究者が本研究による成果を国際学会において発表し、また、2名の外国人研究者の招聘を行って研究を推進することができた。すなわち、昭和63年度には、韓国海洋研究所の李興宰博士と6ヶ月間の共同研究を行い、北西太平洋の海洋混合層の経年変動・季節変動の水平構造を明らかにした(Lie, H.-J. and M. Endoh, 1991)。また、平成元年度には、成層流体実験の権威である英国ケンブリッジ大学応用数学理論物理学教室のポール・リンデン博士を招聘して、大気・海洋混合層および成層流体の鉛直混合過程の実験に関する有益な意見交換を行い、以後の研究活動の大きな原動力とした。

本研究は、広い研究分野にわたる基礎的研究のため、各研究の成果内容は必ずしも相互の関連を留意して記述されていないが、得られた成果が科学技術振興調整費の「太平洋における大気・海洋変動と気候変動に関する国際共同研究(JAPACS)」や「砂漠化機構の解明に関する国際共同研究(JC-JOSDES)」などの研究において、大気と海洋・地表とのエネルギー交換過程の解明に十二分に活用され、また、それぞれの研究をますます発展させることを期待する。

最後に、研究推進の上で企画室、総務部の多くの方々、とりわけ企画室野村保夫調査官に御助力頂いたことを記しておく。

平成4年1月

物理気象研究部 加藤 真規子

目 次

序

概要	1
Abstract	3

第1章 地表面と大気のエネギー輸送の基礎的研究 (三上正男) 5

1 飽和草地面上のダルトン数とスタントン数	5
1.1 はじめに	5
1.2 理論的基礎	7
1.3 観測	8
1.3.1 八郎潟	8
1.3.2 観測システム	8
1.4 結果	11
1.4.1 平均プロファイル	11
1.4.2 風速に対する粗度高	11
1.4.3 温度と湿度プロファイルに対する粗度高	13
1.5 議論	15
2 緩やかな傾斜を持った複雑地形上の粗度パラメーターについて	17
2.1 はじめに	17
2.2 観測方法	18
2.2.1 観測地点	18
2.2.2 観測	18
2.3 これまでの研究のレビュー	19
2.4 解析と結果について	21
2.4.1 風速のプロファイルデータ	21
2.4.2 粗度高とゼロ面変位	24
2.4.3 武蔵丘陵森林公園の地形因子	26
2.5 議論	26
3 武蔵丘陵森林内の風速分布について	29
3.1 はじめに	29
3.2 方法	29

3.3	観測	30
3.4	結果と考察	31
4	森林上の気象特性について	33
4.1	はじめに	33
4.2	観測	33
4.3	解析方法	33
4.4	結果と考察	34
5	ペンマン法による森林からの蒸発散量評価	37
5.1	はじめに	37
5.2	方法	38
5.3	解析に用いた事例	40
5.4	結果と考察	41
6	まとめ	42
	Appendix 1: 1985年度観測	46
	Appendix 2: 1986年度観測	50
	Appendix 3: 1987年度観測	60
第2章	大気と海洋とのエネルギー交換過程の基本的観測 (遠藤昌宏)	63
1	観測の目的	63
2	四国沖ブイロボットによる表層水温の連続観測	64
2.1	観測の概要	64
2.2	観測結果の概要	66
2.2.1	水温の変化	66
2.2.2	熱輸送量の変化	67
3	海上気象データによる水温のシミュレーション	68
4	まとめ	71
	Appendix: 熱輸送量の計算方式	73
第3章	大気および海洋混合層におけるエネルギー輸送の室内実験 (新野 宏)	75
1	はじめに	75
2	実験方法	76
2.1	実験装置	76
2.2	実験手順	76

2.2.1	安定成層の形成	76
2.2.2	対流混合層の実験	78
2.2.3	力学的混合層の実験	78
3	実験結果と考察	79
3.1	対流混合層	79
3.2	力学的混合層	81
4	まとめ	84
第4章	大気大循環モデル (山崎孝治)	85
1	はじめに	85
2	陸面に関するモデルの改良と数値実験	86
3	海面水温偏差に対する応答	90
4	まとめと今後の課題	93
付録	成果報告	95

概 要

近年、異常気象が多発し気候変動の機構の解明および予測が世界的に緊急かつ必要な課題となっている。また、わが国において、社会・経済活動の高度化、複雑化に伴い気象の長期予報の改善が強く求められている。このような要求に応えるため、力学的な手法による気候変動の予測および長期予報の実現を目指した大気大循環および海洋大循環の数値モデルの開発を進め、さらに、大気、海洋を含み地表効果を考慮した結合モデルを完成させることが課題となっている。このためには、大気と海洋・地表とのエネルギー交換過程を解明し、これをパラメタライズして結合モデルに取り入れることが必要である。

本研究は、エネルギー交換過程について基本的観測・実験を行い、これまでに得られている知見と合わせて解析をして、パラメタリゼーションの基礎を確立し、気候変動の機構の解明および長期予報の改善に資することを目的として行った。

本技術報告は4章から成っている。

第1章「地表面と大気のエネルギー輸送の基礎的研究」では、秋田県八郎潟の大麦畑および国営武蔵丘陵森林公園において野外観測を実施し、地表面と大気間のエネルギー輸送を観測的に明らかにした。

八郎潟の観測では、飽和草地面上におけるグルトン数とスタントン数を求め、渦相関法によるフラックスの直接測定の結果と比較することにより、飽和草地面上ではグルトン数とスタントン数を用いたバルクパラメタリゼーションが有効であることがわかった。

森林公園の観測では、繫留気球観測による風速プロファイル観測のデータから、粗度高とゼロ面変位を決定し、平均標高からの偏差の標準偏差を地形因子として用いたパラメタ化を試みた。また、キャノピー層内の風速プロファイルからキャノピーフローインデックスを求め、さらに、記念塔上での気温・湿度・風向風速の連続観測から、ペンマン法による森林上の蒸発散量の簡単な評価を試みた。

第2章「大気と海洋とのエネルギー交換過程の基本的観測」では、比較的安定した海上気象観測の実績がある気象庁の海上気象ブイ（東経135度、北緯29度）を利用して、その係留索に水温計13台・水深計2台を設置し、大気と海洋の間で交換されるエネルギーの量の絶対値を求めた。このエネルギー交換量は大気と海洋それぞれの循環の季節変動と経年変動を決める上で最も大事な量である。

観測は、測器の検定観測およびブイによる予備観測の後、1988年4月から1990年9月まで、2年5ヶ月にわたって行い、水深500mまでの11点で水温の90分毎のデータと、熱フラックスを算定するのに必要な海上気象データの時系列を同時に得た。得られたデータセットから計算される

大気海洋間のエネルギー輸送量と水温の時間変動の解析，鉛直1次元モデルによる水温変動の予備解析の結果を報告する。

第3章「大気および海洋混合層におけるエネルギー輸送の室内実験」では，海洋と大気の相互作用過程の基礎的研究を行うために，大気および海洋に生ずる対流混合層と力学的混合層を内外壁が同心円筒からなる水槽実験によって作り出し，その性質とエネルギー輸送を調べた。

基本場となる安定な密度成層は，水槽の上下の境界を加熱冷却して作り出した。対流混合層は，上端の境界を冷却することにより，また力学的混合層は上端の境界を急に回転することにより作った。測定した物理量は，水槽の平均半径における温度分布（鉛直方向28点）と周方向の水平流速の鉛直分布（鉛直方向36点）である。ここでは，多くの実験結果の中から，対流混合層の実験4例，力学的混合層1例を選んで，その実験結果と解析結果について報告する。

第4章「大気大循環モデル」では，大気と海洋・地表とのエネルギー交換のパラメタリゼーションの基礎を確立するために，気象研究所大気大循環モデル（MRI・GCM）を用いた数値実験やモデルの改良を行った。

大気・海洋間のエネルギー交換に関しては，海面水温偏差が大気循環に及ぼす影響について1983年初夏のエルニーニョ時のケーススタディを行った結果，観測と良い一致を示し，物理過程に大きな問題はないことがわかった。大気・地表間に関しては，地表面アルベド（雪面アルベドも含む）や土壌水分に関する実験を行い，夏の陸地上の気候はアルベドや土壌水分に敏感であることがわかった。アルベドの与え方は観測値に基づくように改良し，土壌の多層モデルのテストを行った。

Abstract

This technical report describes the direct outcome from the project entitled "Studies of energy exchange processes between the ocean-ground surface and atmosphere", which was sponsored by the Science and Technology Agency from 1985 to 1989. The energy exchange processes are not only important for driving the atmospheric and oceanic circulations but also play a crucial role in controlling the interactions between atmospheric and oceanic motions.

The main purpose of the present study is to clarify the energy exchange processes and to establish the basis for parameterization of these processes. The results of the study will contribute to elucidate the mechanism of the climatic change and to improve long-range weather forecast.

The present report consists of four chapters.

In Chapter 1, observational studies were made over a barley field in Hachiro-gata and over a complex terrain in the Musashi Hill Forest Park to investigate the air-land surface energy interaction.

The values of the Dalton and the Stanton numbers over the saturated barley field in Hachiro-gata were determined. A comparison with the direct flux measurements showed that the bulk parameterization by use of the Dalton and the Stanton numbers is suitable for estimating the evaporative flux over the saturated surface with vegetation.

The roughness height and the zero-plane displacement over the complex terrain in the Musashi Hill Forest Park were determined from the wind profiles obtained from captive balloon observations and the roughness parameters were parameterized with the standard deviation of the ground undulations.

The value of canopy flow index was determined from the wind profiles within the canopy. In addition, a simple estimation of evaporative flux by the Penman method was done from the continuous observations of temperature, humidity and wind velocities at the memorial tower in the Forest Park.

In Chapter 2, thirteen thermometers and two depthmeters on the mooring rope of the marine meteorological buoy which has been maintained by the Japan Meteorological Agency at (135E, 29N) were set in order to obtain long-term in-situ measurement of the flux variables (heat and momentum fluxes between ocean and atmosphere) which control seasonal and

interannual variations of oceanic and atmospheric circulations. The measurement data obtained were scarce due to the difficulty of maintaining a stable observation platform on the sea for more than a year.

The time series of water temperature thus obtained (every 90 minutes for 11 levels in the upper 500m layer) together with meteorological data for the two years and five months from April 1988 to September 1990 were analyzed. Temporal variations of energy and momentum fluxes and water temperature were also analyzed. Preliminary results of simulation of the water temperature variations driven by the observed flux data were shown.

In Chapter 3, convectively- and mechanically-driven mixed layers similar to those observed in the atmospheres and oceans were produced in a water tank, and their characteristics and energy transport were studied. A stable density stratification in the basic state was produced by heating (cooling) the top lid (bottom) of the water tank the sidewalls of which were coaxial cylinders. The convective mixed layer was produced by suddenly cooling the top lid, while the mechanical mixed layer by suddenly rotating the lid. Temperature and circumferential velocity were measured at 28 and 36 levels, respectively, at the mean radius of the water tank to obtain the time evolutions of their vertical profiles. The results of four experiments on the convective mixed layer and one experiment on the mechanical mixed layer are described.

In Chapter 4, numerical experiments and model revisions were made on the energy exchange processes between the atmosphere and the surface using the Meteorological Research Institute Atmospheric General Circulation Model (MRI • GCM). A case study of the 1983 early summer El Niño was performed to investigate the atmospheric response to the sea surface temperature anomalies. The accordance with the observation was satisfactory and the submodel of energy exchange between atmosphere and ocean seemed to offer no serious problems.

Sensitivity experiments on the surface albedo, including the albedo of snow, and the soil moisture were performed. The results showed the large sensitivity of the summer climate over the land surface to the albedo and soil moisture specifications. The specified albedo in the model was modified based on the existing observations. A multi-soil-layer model was also tested.

第1章 地表面と大気のエネルギー輸送の基礎的研究

応用気象研究部 三上正男*

1 飽和草地面上のダルトン数とスタントン数

1.1 はじめに

近年、耕地の砂漠化の進行が世界的に重要な問題となりつつある。この問題に対する影響評価を行なうためには、植生を持った自然の地表面からの蒸発を正確に求めることが必要である。また、局地的ないし地球規模の気候変化を予測するために、地表面と大気間のエネルギー交換過程のパラメタ化を改良することにより、数値モデルの精度をさらに向上させることが求められている。

バルク法を用いたパラメタ化は、接地境界層内のある高さにおける気温、湿度、風速と、地表面における温度と湿度から運動量、顕熱、潜熱輸送量を評価出来るため、数値モデルに組み込むのに適している。このバルク法の計算精度を向上させるためには、様々な条件下における運動量、顕熱ならびに水蒸気のバルク輸送係数 C_M 、 C_H と C_E を正しくパラメタ化することが必要である。

粗度高 z_0 (z_0 は空気力学的粗度高または単に粗度と呼ばれる量で、ここでは粗度高と呼ぶことにする) が小さい平坦な地表面の場合、しばしば C_M 、 C_H と C_E は等しいと仮定される。しかし、山地や森林地帯あるいは都市域などの複雑な形状を持った地表面の場合、運動量輸送に対しては大きな粗度因子によって引き起こされる圧力効果 (form drag) のために、 C_M は C_H や C_E よりも大きな値を持つと考えられる。本研究の目的は、観測によって運動量のバルク係数 C_M と顕熱・潜熱輸送のバルク係数、 C_H ならびに C_E 、との違いを明らかにすることである。

顕熱と潜熱のバルク係数 C_H と C_E はスタントン数とダルトン数、 St と Da 、とに関係付けられる。これらの無次元輸送速度は、しばしば低層スタントン数、 $B_H (= St^{-1} = -T_*/(T_s - T_{0M}))$ 、と低層ダルトン数、 $B_E (= Da^{-1} = -a_*/(a_s - a_{0M}))$ 、の形で用いられる。ここで、 T_* と a_* は摩擦温度と摩擦絶対湿度で、添字 s と $0M$ は各々高さが地表面における値と風速に対する粗度高

*共同研究者：安田延壽（現東北大学）、戸矢時義（現気象庁総務部）、白崎航一（現和歌山地方気象台）、藤谷徳之助（応用気象研究部）

における値を示す。しかしながら、低層スタントン数 B_H と低層ダルトン数 B_E の値は、とりわけ植生を持った複雑地形上においては明らかではない。したがって、顕熱輸送と潜熱輸送に対するバルク係数、 C_H と C_E 、も依然あいまいさを残している。これは、 B_H と B_E が地表面の粗度因子の形状のみならず植生面の生物学的特徴にも依存するからである。

これまでにも $B_H = St^{-1} k_n \ln(z_{0M}/z_{0H})$ 、ただし z_{0M} は風速に対する粗度高また z_{0H} は温度に対する粗度高を示す、で定義される低層スタントン数の性質に関する理論的研究がいくつかなされてきた (Owen and Thomson, 1963)。Brutseart (1975 a, b) はスタントン数と、摩擦係数、粗度レイノルズ数、プラントル数の間の関係について理論的研究を行なった。また、単純化したキャノピーモデルをつかって、Kondo and Kawanaka (1986) は顕熱のバルク輸送係数が、運動量のそれよりも小さく、 C_H と B_H^{-1} が無次元キャノピー密度と深い関係があることを明らかにした。一方、現実の様々な植生面や地表面状態における観測的研究は余り行なわれてはいない。Garratt (1978) は粗度高が 40 cm の草原で運動量と顕熱輸送に対する粗度高を求め、低層スタントン数が 6.25 ± 1.25 であることを見いだした。Hicks *et al.* (1986) は草地上で、低層スタントン数として 6.88 を得た。Yasuda *et al.* (1986) は牧草とかん木に覆われた V 字型谷で、気温と風速の 3 次元分布の観測より低層スタントン数の値として 20 を得ている。Kondo and Yamazawa (1986) は雪面上の観測から Brutseart の理論式の係数を求めた。

一方植生面上での湿度の正確な観測が困難であるため、これまでダルトン数についての観測的研究はほとんど行なわれていない。このため、スタントン数に比べダルトン数については、余り詳しいことは分かっていない。Kondo (1975) は、海面上で潜熱のバルク輸送係数を求め、低層ダルトン数が以下の式で表わされることを明らかにした。

$$Da^{-1} = 0.47(u_* hp/\nu)^{0.45} \quad (1)$$

Chamberlain (1968) は、風洞実験の結果をもとに、粗度レイノルズ数が 20 から 1000 の領域でダルトン数が 5 から 20 の間の値を取るという結果を得ている。また Brutseart and Kustas (1985) は、ヨーロッパの山地での湿度の鉛直プロファイルデータを解析して、中立時に低層ダルトン数が 6.4 (地表面が湿っている場合) から 8.4 (地表面が乾いている場合) の間の値を取ることを見いだした。

植被面の表面が十分湿っている時、表面における絶対湿度 a_s は表面温度に対する飽和絶対温度 $a(T_s)$ に等しく、 $a = a(T_s)$ 、植被面の表面は飽和植被面と見做すことができる。この場合、低層ダルトン数は植被面の表面温度から簡単に求めることが出来る。本研究の目的は、こうした十分湿った植被面を持つ飽和植被面上におけるダルトン数とスタントン数を決定することである。このため、我々は平坦な麦畑上で野外観測を行なった。全部で 14 個の 30 分平均の鉛直プロファイルが得られ、これよりスタントン数とダルトン数が求められた。

1.2 理論的基礎

地表面からの運動量，顕熱，潜熱のフラックスを評価する方法として，バルク法がよく用いられる。バルク法は，接地境界層内の基準高度一点と地表面の風速，気温，絶対湿度から各フラックスを求める方法で，以下の式で表される。

$$\tau/\rho = C_M u^2 \quad (2)$$

$$H/c_p \rho = C_H u (T_s - T) \quad (3)$$

$$E = C_E u (a_s - a) \quad (4)$$

ここで， C_M ， C_H ， C_E は各々運動量，顕熱，潜熱に対するバルク係数で，以下の式で表される。

$$C_M = u_*^2 / u^2 = (\Phi_M / k_M)^{-2} \quad (5)$$

$$C_E = C_M^{-1/2} (k_M C_M^{-1/2} / k_E + Da^{-1}) \quad (6)$$

$$C_H = C_M^{-1/2} (k_M C_M^{-1/2} / k_H + St^{-1}) \quad (7)$$

ここで， k_M ， k_H ， k_E はそれぞれ運動量，顕熱，潜熱に対するカルマン定数を示す。また Da^{-1} と St^{-1} は，低層ダルトン数と低層スタントン数で，中立成層下では以下の式で表わされる。

$$Da^{-1} = -(a_s - a_{0M}) / a_* = k_E^{-1} \ln(z_{0M} / z_{0E}) \quad (8-1)$$

$$St^{-1} = -(T_s - T_{0M}) / T_* = k_H^{-1} \ln(z_{0M} / z_{0H}) \quad (8-2)$$

(8)式中の添字 $0E$ と $0H$ は，各々絶対湿度の粗度高と温度の粗度高における値を示す。図1-1は， $k_E = k_M = 0.4$ と仮定した場合の運動量と潜熱輸送のバルク係数の比を示したもので，横軸に粗度高，縦軸にはバルク係数の比， C_E / C_M ，を取ってある。この図によれば，低層ダルトン数が小さな値の場合は，潜熱輸送のバルク係数は運動量のそれにほぼ等しいとしても差しつかえないが，低層ダルトン数が大きくなるに従って，その比は1よりも小さくなる。従って，バルク法を現実の地表面状態に対し適用し，潜熱・顕熱フラックスの評価を行なう場合，運動量のバルク係数と同時に，ダルトン数ならびにスタントン数も適当な値に決める必要がある。

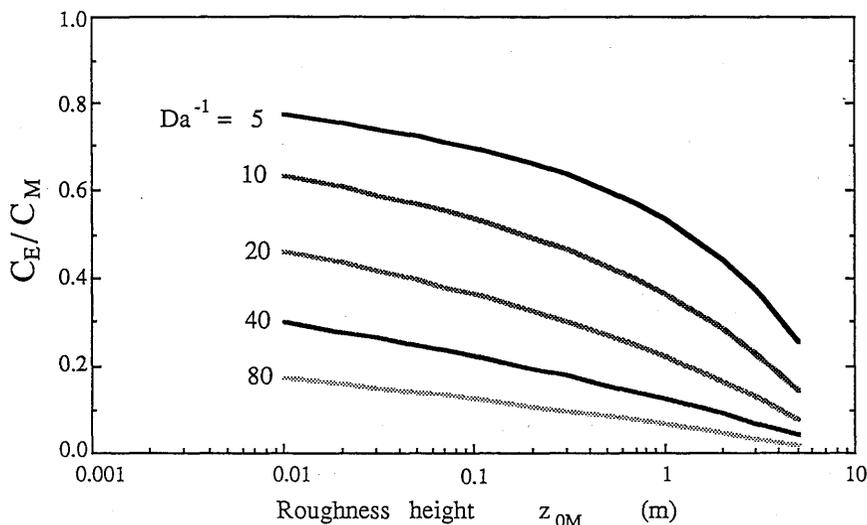


図1-1 潜熱輸送と運動量輸送のバルク係数の比, C_E/C_M (基準高度 $z=10m$ の場合), と低層ダルトン数ならびに風速に対する粗度高 Z_{0M} との関係。

1.3 観測

1.3.1 八郎瀨

八郎瀨は、干拓以前は日本で2番目に大きい219.2平方キロの面積を持つ湖であった。干拓は1957年に開拓され、1964年に終了して現在の姿になった。湖の面積の3/4は、高低差が最大3mの平坦な干拓地となり、その内約90%は水田と麦畑である。今回の観測地点は、干拓地内西部に位置する秋田県立農業短期大学の実験圃場である。観測地点の見取り図を図1-2に示す。実験圃場の植生は、主に秋植え大麦畑からなり、周囲には草地や小麦畑がある。植生(キャノピー)の高さは、およそ11cmで、観測地点西方にある果樹園と野菜畑の高さは各々2.5mと1.5mであった。

観測は、1985年の12月4日から5日にかけて行われた。この時期の秋植え大麦は成長期にあり、また12月2日に降雪が記録されたが、冠雪とはならず観測期間中の4日から5日にかけては地表は十分に湿った状態にあった。この期間の主風向が西北西であることを考慮に入れて、観測機器類はフェッチが十分に確保されるように、大麦畑の東北端に設置した。なお、この期間の日平均風向風速は、西風3.6m/sで、日平均気温は2.9°Cであった。

1.3.2 観測システム

観測は、平均量の鉛直プロファイル、乱流変動量、地表面の土壌水分量並びに正味放射量の各項目について行なった。観測システムのブロック図を図1-3に示す。

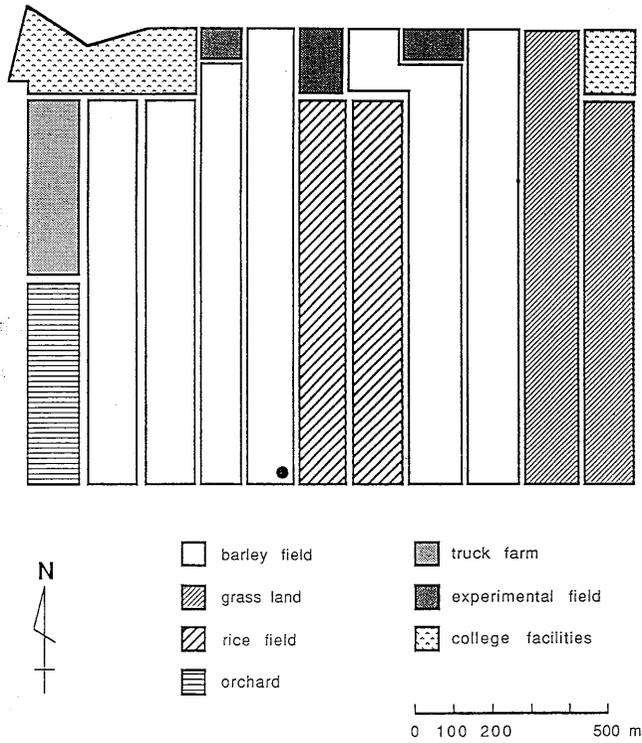


図1-2 観測地点(秋田県立農業短期大学実験圃場)見取り図。図中黒点は、観測塔の設置場所を示す。

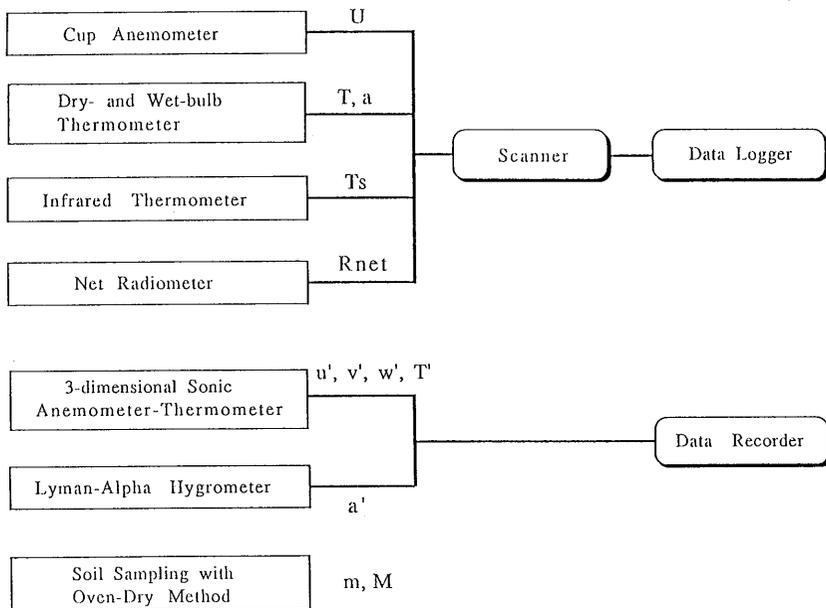


図1-3 観測システムの構成とデータの流れ図。

接地境界層の平均量の鉛直プロファイル観測のために、2 m の可搬型の観測塔を製作した。この観測塔には、地表面より 19, 30, 50, 92, 196 cm の高さに 3 杯式微風速計(牧野応用測器 AF750)が、また 22, 45, 84, 186 cm の高さに白金抵抗測温体を用いた通風乾湿計がそれぞれ取付けられている。放射温度計(松下通信 ER-2007)を用いて地表面温度の測定もあわせて行なった。また、観測塔の通風乾湿計の検定のために、アスマン式通風乾湿計による比較観測も行なった。

渦相関法による運動量、潜熱、顕熱の乱流フラックス輸送量の直接測定のために、3次元超音波風速温度計(海上電気 DAT-310)とライマンアルファ湿度計(ERC Model BLR)による測定を実施した。測定は、これら2つの測器を、地上から1.5 mの高さの三脚に固定して行なった(図1-4)。

地表面付近の土壌水分量の測定は、乾熱法による直接測定によった。測定は、12月5日の10時40分、13時30分、14時10分の3回実施し、それぞれ観測塔の周囲3ヶ所で深さ2 cmにおける土壌を採取した。

正味放射放射量の測定には、フンク式正味放射計(英弘精機 CN-11)を使用した。正味放射計は観測塔から約2 m離れた地上約1 mの所に設置した。

各測定器からの信号は、10秒毎にサンプリングされ、その50回平均値を10分毎に求め、平均値をテープに記録した。その結果、観測を実施した12月5日の7時30分から14時30分にかけて30分平均データで14個のランが得られた。一方乱流変動量については、超音波風速温度計とライマンアルファ湿度計のアナログ出力信号を磁気テープに記録し、解析にはアナログ信号を10 Hzでデジタル化したものを用いた。

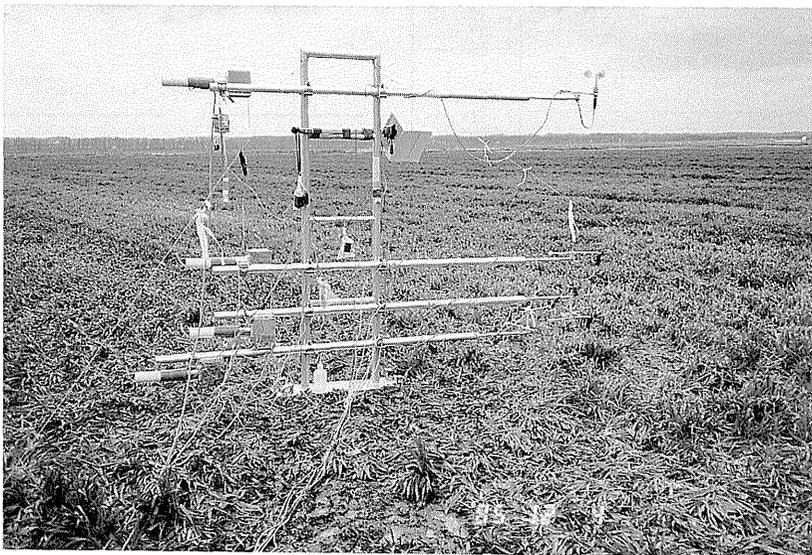


図1-4 観測システムの全体写真。フェッチの反対側より望む。

1.4 結果

1.4.1 平均プロファイル

風速・気温・湿度の鉛直プロファイルから粗度高を求めるためには、プロファイルは十分な鉛直傾度を持っていることが望ましい。このため、ダルトン数については、高さ 10 m と 0.1 m の間の絶対湿度の傾度が 0.4 g/cm^3 以上の 6 ランについて、スタントン数については同じく気温の傾度が 0.35°C 以上の 4 ランについて解析を行なった。風速の粗度高については、14 すべてのランのプロファイルを解析に用いた。

図 1-5 に風速、気温と絶対湿度の鉛直プロファイルを示す。絶対湿度は、高さ 45 cm のデータに系統的な誤差が認められたため、解析から除外した。風速の鉛直プロファイルから、この時の接地気層の成層状態が中立に近い対数分布にそったものであることがわかる。このことをさらに詳しく調べるために、高さ 1 m におけるリチャードソン数を計算した。得られた結果を、横軸にランの数、縦軸にリチャードソン数をとってプロットしたのが図 1-6 である。これによれば、観測時間を通じて接地気層の成層は中立と見做してよいことがわかる。

1.4.2 風速に対する粗度高

キャノピー層を持った植被面上での風速分布を考える場合、通常は風速のラフネスパラメータとして粗度高のほかに、ゼロ面変位 d_0 を考慮に入れる。中立成層下では風速の高度分布に関する方程式は、以下のように表現される。

$$u(z) = \frac{u_*}{k_M} \ln\left(\frac{z-d_0}{z_{0M}}\right) \quad (9)$$

今回、ゼロ面変位について評価するために、地表面に近い方から 3 高度の風速データを用いて、(9)式を変形した次の式より d_0 を求めた。

$$(u_1 - u_2) \ln\left(\frac{z_3 - d_0}{z_1 - d_0}\right) = (u_3 - u_1) \ln\left(\frac{z_2 - d_0}{z_1 - d_0}\right) \quad (10)$$

ここで、添字 1~3 は、地表面からの測定番号を示す。これから得られた d_0 はすべてのランで 0 であったので、ここではゼロ面変位は 0 とし、(9)式からカルマン定数 $k=0.4$ として最小自乗法により摩擦速度と風速に対する粗度高 z_{0M} を求めた (表 1-1)。得られた風速に対する粗度高は、14 ランの平均で $4.2 \pm 0.2 \text{ cm}$ であった。また、求められた u_* を使って、運動量に対するバルク係数 C_M は、基準高度を 10 m とした場合、 5.36×10^{-3} という結果を得た。

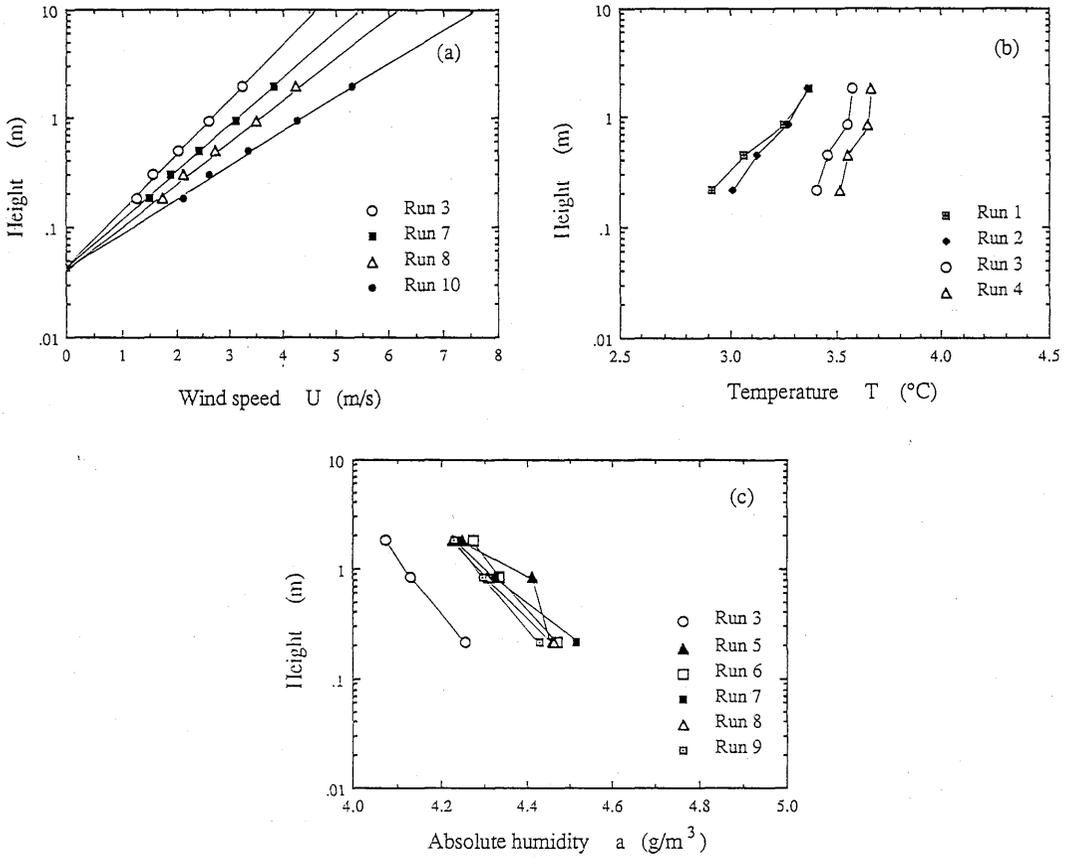


図1-5 秋田県八郎瀧大麦畑上における(a)風速、(b)気温ならびに(c)絶対湿度のプロファイル。風速プロファイル図上の実線は、最小自乗法により得られたプロファイルを示す。

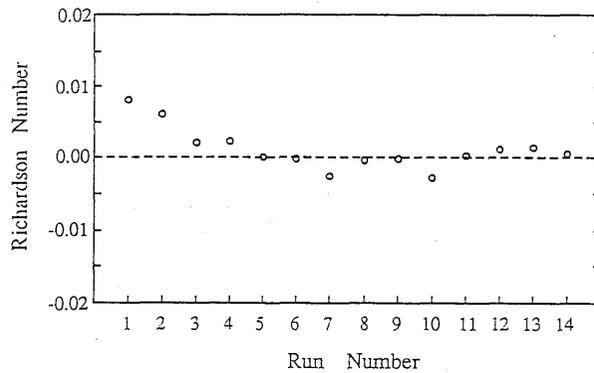


図1-6 観測時間中の高度10mにおけるリチャードソン数の変化

表1-1 八郎瀧大麦畑上における風速プロファイルに対する粗度高と摩擦速度 (1985年12月5日)。ただし、ゼロ面変位は0cmとした。

RUN	Local Time	u_* (m/s)	z_{0M} (m)
1	0730-0800	0.41	0.043
2	0800-0830	0.42	0.044
3	0830-0900	0.34	0.044
4	0900-0930	0.37	0.043
5	0930-1000	0.37	0.045
6	1000-1030	0.36	0.043
7	1030-1100	0.40	0.042
8	1100-1130	0.44	0.040
9	1130-1200	0.54	0.042
10	1200-1230	0.55	0.042
11	1230-1300	0.52	0.040
12	1300-1330	0.49	0.038
13	1330-1400	0.54	0.043
14	1400-1430	0.46	0.044

平均 0.042±0.002

1.4.3 温度と湿度プロファイルに対する粗度高

風速と異なり気温と絶対湿度の鉛直プロファイルは地表面の値からの差によって定義されるため、地表の温度と湿度の定義によって、温度と絶対湿度プロファイルに対する粗度高は大きく異なることが考えられる。本研究では、大麦畑の表面温度は、大麦のキャノピー層の葉面からの放射温度に等しいと仮定することにした。一方、地表面湿度については、地表面付近の土壌水分量や地表面の植生と密接に関係していると考えられるので、一般に定義は困難である。ここでは以下のように考えることにした。

北日本の初冬期は、地表面は湿っており、飽和していると思われてよい場合が多い。気候値によれば、八郎瀧の初冬期の月平均降水量は約170mmである。今回観測地点で乾熱法により得られた含水比 M は観測時間を通じて0.74から1.10の範囲内であった(Appendix表A.1-5)。日本のロームの代表値として固相比を0.25、比重を2.65と仮定すると、体積含水率 w は0.49から0.73となる。Yasuda and Toya (1981) ならびに Toya and Yasuda (1988) によれば、地表面付近の体積含水率が0.36以上ならば、地表面は飽和していると考えてよい。以上の理由により、今回観測を行なった大麦畑の土壌は飽和していると思われた。そこで、今回我々は地表面放射温度に対する飽和絶対湿度を地表面絶対湿度と定義することにした。

解析によって得られた温度に対する粗度高 z_{0H} と湿度に対する粗度高 z_{0E} の結果を表1-2を示す。全体に、 z_{0H} と z_{0E} は風速に対する粗度高 z_{0M} と比較して小さい値をとる。表1-2には

表1-2 八郎潟で求められた粗度パラメーター。ただし、運動量に対する粗度高は4.2cmとした。表中の St^{-1} と Da^{-1} は、プロファイル観測より得られた低層スタントン数と低層ダルトン数を示す。また、 Da^{-1*} は(11)式より求められた低層ダルトン数を示す。

RUN	Local Time	z_{off} (m)	z_{on} (m)	St^{-1}	Da^{-1}	Da^{-1*}	C_H	C_E
1	0730-0800	3.39E-04		12.1			2.85E-03	
2	0800-0830	7.67E-04		10.0			3.09E-03	
3	0830-0900	3.56E-04	3.58E-09	12.0	40.7		2.86E-03	1.35E-03
4	0900-0930	1.42E-04		14.2			2.62E-03	
5	0930-1000		3.45E-07		29.3			1.70E-03
6	1000-1030		6.02E-09		39.4			1.38E-03
7	1030-1100		8.84E-08		32.7	38.4		1.58E-03
8	1100-1130		6.00E-09		39.4	50.2		1.38E-03
9	1130-1200		2.18E-10		47.7	55.1		1.19E-03

顕熱と潜熱に対するカルマン定数を共に0.4として、(8)式より求めたスタントン数とダルトン数の計算値も合わせて載せてある。この結果より得られる顕熱と潜熱のバルク係数 C_H と C_E は、平均値で 2.85×10^{-3} と 1.43×10^{-3} となった。また、運動量に対するバルク係数との比、 C_H/C_M と C_E/C_M はそれぞれ0.53と0.23であった。

ダルトン数については、以下に示す方法による評価も試みた。地表面絶対湿度 $a_s = a_*(Ts)$ と仮定した場合、低層ダルトン数 Da^{-1} は次の式で表すことができる。

$$Da^{-1} = \frac{(a_s - a_{0M})u_*}{a'w'} = \frac{(a_*(Ts) - a_{0M})u_*}{a'w'} \quad (11)$$

ここで、 a' 、 w' は各々絶対湿度と鉛直方向の風速の乱流変動成分を示す。したがって、平均量のプロファイル観測より得られた摩擦速度並びに絶対湿度分布と、直接測定によって得られる湿度と鉛直速度の乱流変動量の共分散($\overline{a'w'}$)の比を求めることにより低層ダルトン数を求めることができる。しかしながら、この場合考慮しなければならないのは、風速と湿度の測器感部が空間的に離れているため、乱流変動法で求めたフラックス量は実際の量よりも過小評価されるという点である。

Chahumeau *et al.* (1989) は、二酸化炭素と水蒸気について、センサーが空間的に離れていることによる乱流フラックスの過小評価について調べた。彼らは、トウモロコシ畑において地上4mに設置した超音波風測温度計により運動量のフラックスを求めたところ、水平成分と鉛直成分の

風速センサー間の距離が 40 cm で測定した場合、実際よりもフラックスを 7% 過小評価したことを確かめた。地上 2 m でセンサー間の距離が 30 cm の場合の過小評価は 12% であった。Koprov and Sokolov (1973) は風速の鉛直成分と気温のセンサー間の距離とキャノピーからの測定高度を考慮して、中立に近い条件における経験的な関係式を導いた。今回の観測の場合、超音波風速温度計とライマンアルファ湿度計のセンサー間の距離は 40 cm で、センサーの地上からの高さは 1.5 m であった。Koprov and Sokolov の風速の鉛直成分と気温のセンサー間の関係が、風速の鉛直成分と絶対湿度との間にも成立すると仮定すると、今回求められた乱流フラックス量は約 20% ほど過小評価していると考えられる。

以上のことを考慮にいて、ラン 7, 8, 9 について(11)式より低層ダルトン数が求められた(表 1-2)。得られた値は、プロファイル観測から求められた結果とほぼ同じ大きさを示した。

フラックスの直接測定は、ラン 7 から 13 にかけての時間帯に行なわれたが、この期間中顕熱フラックスは 0 に近い値を示し、また温度の鉛直傾度も $T_{10m} - T_{0.1m} < 0.35K$ と非常に小さかったために、気温の乱流変動量から低層スタントン数を求めることは出来なかった。従って、低層スタントン数については、ラン 1 から 4 にかけての気温のプロファイル観測より求めた結果だけを表 1-2 中に示す。

1.5 議論

Brutsaert (1975) は、低層ダルトン数(スタントン数)と粗度レイノルズ数 z_{0+} との間に以下のような半理論式が成り立つことを示した。

$$Da^{-1} = 7.3z_{0+}^{1/4} Sc^{1/2} - 5 \quad (12)$$

$$St^{-1} = 7.3z_{0+}^{1/4} Pr^{1/2} - 5 \quad (13)$$

ここで、 Sc はシュミット数、 Pr はプラントル数で、 z_{0+} は粗度レイノルズ数 (roughness Reynolds number) と呼ばれる無次元量で $z_{0+} = u_* z_0 / \nu$ (ν は空気の動粘性係数) で定義される量である。(12)式と(13)式は、粗度レイノルズ数が 1000 以下の観測データから求められた式で、Brutsaert は植生をもった粗度の比較的大きい地表面では低層ダルトン数、スタントン数共に粗度レイノルズ数の変化に敏感ではないことを指摘している。

図 1-7 は、今回の観測により得られた低層ダルトン数(スタントン数)と粗度レイノルズ数の関係である。図中縦軸は低層ダルトン数(スタントン数)、横軸は粗度レイノルズ数を示し、実線はBrutseartの半理論式(12)をプロットしたものである。また図中に、Chamberlain (1968) の室内実験における結果も書き加えてある。今回の観測結果によれば、粗度レイノルズ数の大きい植被面上では低層ダルトン数と低層スタントン数は一致しておらず低層ダルトン数の方が大き

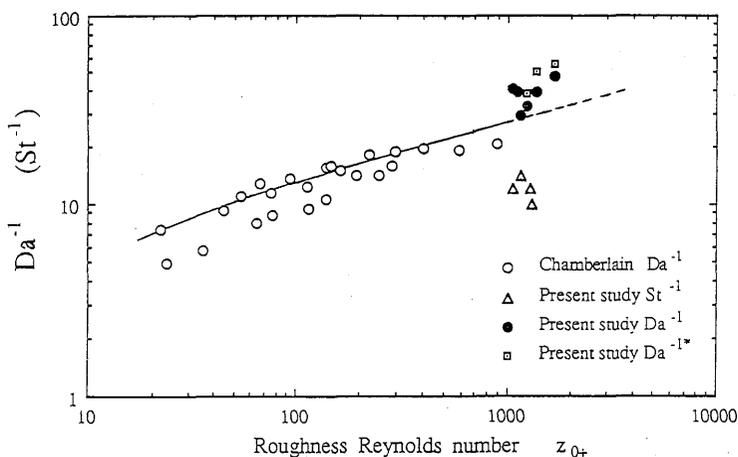


図1-7 粗度レイノルズ数と低層ダルトン数，低層スタントン数との関係。図中の実線と点線は，Brutsaert (1975) の半理論式 (本文中の(12)式) を示す。また，図中には Chamberlain (1968) による実験室における結果もあわせて示す。

い結果を与える。

また本研究で得られた低層スタントン数 (4 ランの単純平均で 12.1) は，これまで得られている数少ない過去の観測例 (6 から 20, ただし麦畑上での観測例は無い) と大きく異なっていないが，(13)式から予想される値よりも小さな値を示している。今回求められた低層スタントン数は，いずれも成層が中立に近く，温度の鉛直傾度が非常に小さい ($\leq 0.25^\circ\text{C}/\text{m}$) 場合の事例であったため，精度は十分でなかったことも考えられる。従って，今回の結果だけでははっきりしたことはわからない。

一方，低層ダルトン数については，プロフィールと乱流変動量いずれの方法によって求めた結果も，Chamberlain の実験室における結果とは矛盾していない。しかし半理論式と比較すると，(12)式から予想される値よりもやや大きめの結果を示している (図1-7)。これは，植被面の表面 (葉面) が飽和していると仮定していることによるものと考えられる。我々は，キャノピー層表面の絶対温度 a_s が $a_s = a_*(T_s)$ と見做せると仮定したが，地表面が飽和していてもキャノピーの表面が必ずしも飽和しているとは限らない。従って，キャノピー層の表面における絶対湿度量は， $a_*(T_s)$ よりも少し小さな値を取っていたことも考えられる。このことは，実際のダルトン数が，今回我々が評価した有効ダルトン数 (apparent Dalton number) よりも少し小さい値を取ることを意味する。

今回のように，植被面上での潜熱のバルク係数を考える場合，Barton (1979) によって定義された地表面湿潤度 (surface moisture availability, σ ; $\sigma = a_s/a(T_s)$) と同様の概念を用いたパラ

メタ化が必要と考えられるが、植被面において地表面湿潤度に相当する量を決定するのは困難である。従って、本研究で用いた有効ダルトン数は、植被面上から蒸発散の簡単なパラメタ化のためにはより実用的であると考えられる。

2 緩やかな傾斜を持った複雑地形上の粗度パラメーターについて

2.1 はじめに

運動量輸送に対する粗度高 z_0 とゼロ面変位 d_0 は、地表面の運動量のフラックスや、顕熱・潜熱フラックスをバルク法を用いて求める場合のもっとも重要なパラメーターであり、フラックスを正確に評価するためには、粗度高 z_0 とゼロ面変位 d_0 を正しく決定する必要がある。

粗高度とゼロ面変位は、接地境界層における風速の鉛直プロファイルから決定する事が出来る。しかし、数値モデルにおいては、これらの粗度パラメーターは外部パラメーターとして与える必要があるため、粗度パラメーターは、風速のプロファイル観測によらずに地表面の特徴を表現する量で簡単にパラメタ化できなければならない。

粗度高とゼロ面変位のパラメタ化については、これまで実験室と野外の双方で、様々な地表面状態について試みられてきた。また、粗度パラメーターと現実の地表面を特徴付ける因子との関係についても、これまで滑らかな地表面や平坦な都市域を対象として数多くの研究が行われてきている。さらに複雑地形上についても、粗度パラメーターを決定することを目的として、観測塔や気球を用いた野外観測が行われてきた。

しかし、観測塔を用いた風速の鉛直プロファイルの観測は、粗度要素 (roughness element) の高さが高い場合には難しくなる。また接地境界層の厚さは、粗度要素の高さのみならず摩擦速度によって左右されると考えられるため (Kinoshita and Niino, 1990)、摩擦速度が大きくない場合には、複雑地形上の接地境界層の厚さは薄くなる。このため、こうした場合、風速の鉛直分布から粗度パラメーターを決定するのは困難である。また、逆に摩擦速度が大きい場合には地上風速が大きくなるため繫留気球を用いたプロファイル観測は困難になる。以上のような理由から、複雑地形上での野外観測はこれまで満足のゆく形では行なわれてこなかった。しかも、複雑地形上における観測では、粗度高とゼロ面変位に関する何らかの仮定を設けずに、それぞれが独立に求められたことはなく、複雑地形上での粗度パラメーターと地形因子との関係は未だ明かではない。

そこで、我々は埼玉県内の武蔵丘陵森林公園において野外観測を実施し、森林丘陵地帯上の粗度パラメーターと地形因子との関係を調べた。

2.2 観測方法

2.2.1 観測地点

武蔵丘陵は、関東平野の北部に位置し、東西 15 km、南北 30 km にわたって広がるなだらかな丘陵地帯である。観測地点の西方には平均標高が 200 m 程度の低山地帯があり、東は関東平野に続いている。観測点付近は、傾斜が 1.4/1000 の緩やかな斜面になっていて、起伏の鞍部と鞍部の距離はおおよそ 1 km のオーダーである。武蔵丘陵森林公園は、この丘陵地帯の中央部に位置し、約 300 ha (東西 1 km、南北 3 km) の面積を占めている。

観測地点として森林公園の中央部にある芝生で覆われた広場を選び、観測地点を中心として東西 10 km 南北 10 km の領域を地形因子の解析領域(領域 0)として設定した。観測は、1986 年 10 月 21 日から 25 日にかけて実施した。解析領域のおよそ 60%は落葉樹林と針葉樹林、20%は稲作地、10%は草地で残りは人工の建造物(道路や建物)から成っている。森林の平均樹高は約 12 m で、領域 0 の最高と最低標高は各々 91 m と 11 m、平均標高は 44.1 m である。

2.2.2 観測

次の 4 種類の観測を武蔵丘陵森林公園で実施した。①境界層下部の風速、気温と湿度のプロファイル観測、②キャノピー層表面の放射温度、③地表面付近の土壤水分量ならびに④キャノピー層内の気温と湿度のプロファイル観測。

境界層下部の風速、気温と湿度のプロファイル観測のために、繫留気球観測とパイバル観測を芝生で覆われた標高 60 m の地点で実施した(図 1-8)。観測地点は、広さ約 4 ha の運動広場で、周囲を高さ約 20 m の丘によって囲まれている。繫留気球観測は、10 月 21 日の 13 時 30 分から 16 時 00 分にかけて 5 回、10 月 24 日の 10 時 25 分から 16 時 00 分にかけて 6 回実施した。風速、風向、気温湿度のプロファイル測定のために、地上から 1 m、10 m、15 m、20 m、30 m、50 m、100 m、200 m の 8 高度で、それぞれ 2 分間ずつ繫留気球を静止して、4 秒毎に得られるデータを約 30 回収録し、各高度毎に平均を求めた。そして、上昇時・下降時の各高度での値の単純平均値を求めて平均鉛直プロファイルとした。その結果、10 月 21 日に 5 ラン、24 日に 11 ランの鉛直プロファイルデータを得た。

10 月 23 日は、地上風速が 8 m/s を越えたために繫留気球観測が出来なかったため、パイバル観測を 15 時 30 分から 16 時 20 分にかけて 10 分毎に実施した。パイバル観測時の風速と風向は、地上の 2 点より経緯儀で計った高度角と方位角から計算で求めた。その結果、風速の鉛直プロファイルが 6 ラン得られた。パイバル観測による個々の風速の値は、境界層内の乱渦によって大きく影響を受けるため、これらのデータから粗高度とゼロ面変位を正確に求めるのは難しい。このため、パイバル観測のデータは、繫留気球の解析から得られた粗度高とゼロ面変位のパラメタ化を検証する事に用いることにした。

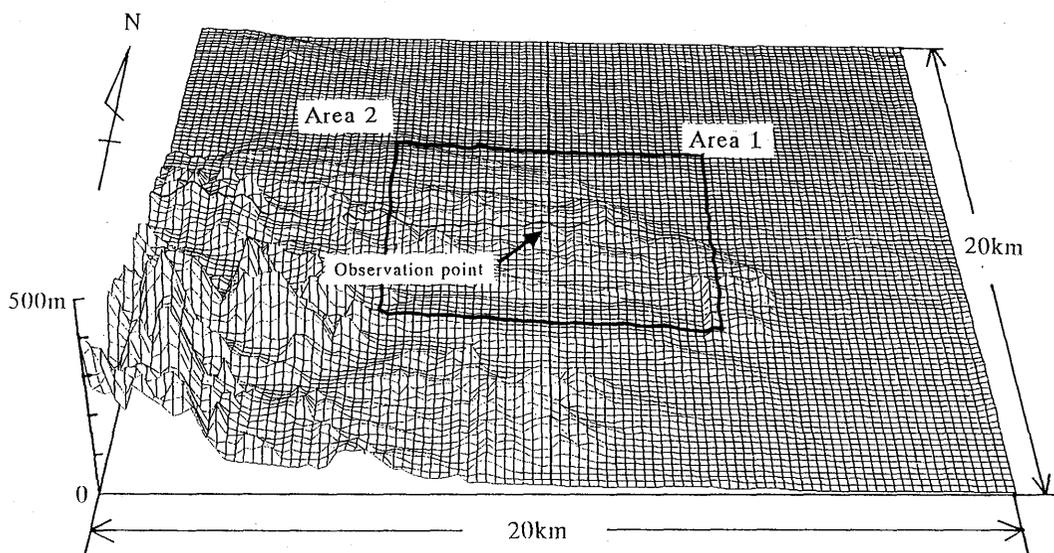


図1-8 建設省国土地理院の標高データによる武蔵丘陵森林公園周辺(20km×20km)の地形図。観測点は、図の中心に位置し、地形因子解析の領域0は、観測点より東西に各5km、南北に各5kmの領域(図中、黒枠で示した領域)を示す。

2.3 これまでの研究のレビュー

一般に、地表面付近の高さ z における風速 $u(z)$ は次のように表現される。

$$u(z) = \frac{u_*}{k_M} \int_{\zeta_0}^{\zeta} \frac{\phi_M}{\zeta} d\zeta \quad (14)$$

ここで、 u_* は $u_* = (\tau/\rho)^{1/2}$ によって定義される摩擦速度、 k_M は運動量に対するカルマン定数(=0.4)、 ζ は、接地境界層の無次元高さ、 ζ_0 は粗度高に対する無次元関数、そして ϕ_M は接地境界層の無次元風速シア関数を表わし、各々以下の式で定義される。

$$\zeta = \frac{z - d_0}{L}, \quad \zeta_0 = \frac{z_{0M}}{L} \quad (15)$$

$$\phi_M \equiv \frac{kz}{u_*} \frac{du(z)}{dz} \quad (16)$$

ここで、 L はモーニン-オブコフ長である。

中立成層下では、(14)式はより簡単になり、いわゆる風速の対数分布則を与える。

$$u(z) = \frac{u_*}{k_M} \ln \left(\frac{z - d_0}{z_{0M}} \right) \quad (17)$$

ここで、 z_{0M} は運動量輸送に対する粗度高、 d_0 はゼロ面変位である。粗度高 z_{0M} は地表面の凸凹の程度を表す量で、草地上で 5 mm から 10 cm、平坦な森林で 50 cm から 1 m 程度とされている。一方、ゼロ面変位は、風速の鉛直分布の基準高度を補正するための量で、粗度高の大きさのみならず粗度要素の形や密度にも依存する量である (Oke, 1987)。さらに、この値は地表面の起伏によっても影響される。

(17)式は、中立成層時には地表面から大気境界層の約 10%の高さまで成立すると考えられている。しかし、粗度が大きい場合には、風速が対数分布を示す対数分布層の上限は大気境界層の厚さの 10%よりも高くなる。Thomson (1978) は、粗度高が 35 m の所で、風速の対数分布が 700 m の高さまで見られ、周辺の山の高さの約 4 倍に達したことを報告している。しかしながら、彼の研究においては、ゼロ面変位の影響は無視されている。Kustas and Brutseart (1982) は、実験室で作られた境界層の場合、(17)式と観測された風速のプロファイルとの差は対数分布層の外側においても大きくないことを見いだした。Parlange and Brutseart (1989) は、複雑地形上で得られた風速の鉛直プロファイルデータを解析し、 $z-d_0=67(\pm 18)z_{0M} \sim 128(\pm 32)z_{0M}$ の間で対数分布層が存在することを示した。したがって、大きな粗度高を持った複雑地形上においては、気象観測塔を用いた観測は困難であるが、繫留気球ないしパイバル観測によって、粗度高とゼロ面変位を求める事が出来ると考えられる。

粗度パラメーターと地表面の地形因子との間の関係はこれまでも数多く研究されてきた。Lettau (1969) は、氷面上と風洞内と実験データ等から次のような関係を導き出した。

$$z_{0M}/h=0.5s/S \quad (18)$$

ここで、 h は effective obstacle height で、粗度要素の平均の高さで定義される実効粗度要素高を表し、 s は silhouette area と呼ばれ、平均粗度要素の風向に直交する面への投影面積を表す。また、 S は specific area ないし lot area と呼ばれる量で、対象とする領域の面積である。粗度高と粗度要素の高さについては上記以外にも、数多くの観測的研究がなされている (Chamberlain, 1968; Thom, 1971; Kondo, 1971; Hicks *et al.*, 1975; Thompson *et al.*, 1975)。これらの研究では、 h は粗度要素の高さで定義されている。一方、アメダス観測点の風速データを解析することにより、Kondo and Yamazawa (1985) は、都市域の一樣でない地表面状態での粗度高を求めた。彼らは、粗度高は、粗度要素の平均の大きさに比例するという結論を得ているが、ゼロ面変位については考慮されていない。これら一連の研究においては、 z_{0M}/h は定数となり、およそ 0.125 から 0.3 の間の値としているが、実際には z_{0M}/h は地表面の地形因子の複雑な関数として与えられるはずである (Brutsaert, 1982)。Kondo and Akashi (1976) は、2次元モデルを用いて、 z_{0M}/h が無次元化したキャノピー抵抗係数 (canopy drag factor) $Cd=0.3$ 付近で最大値を取り、 z_{0M}/h がキャノピー層の物理的な特徴に強く依存することを明らかにした。

これらの研究は、すべて地表面を平坦な面として取り扱っている。しかし現実の地表面は、起伏を持った地形上に、森や人工建築物などの粗度要素が配置されているのが普通である。Kustas and Brutseart (1986) は、数百メートルの鞍部からなる低山地帯で観測を行ない、 z_{0M}/h が $\lambda = s/S$ で定義される placement density と呼ばれる量 λ と $c_s = 2.05(h/s)^{0.4}$ で定義される shape factor of the obstacles c_s によって関係付けられることを明らかにした。しかし、彼らの解析では、斜面の効果は考慮されておらず、しかも $d_0 = 2.18\lambda^{-0.71}$ という仮定を用いている。

一方、ゼロ面変位と地表面の地形因子との関係についてはこれまで数多くの研究がなされている。ゼロ面変位と実効粗度要素高の比、 d_0/h は、野外観測 (Stanhill, 1969; Hicks *et al.*, 1975; Jaeger, 1985) や風洞実験 (Raupach, 1980) さらには数値実験 (Kondo and Akashi, 1976) によって調べられてきた。これらの研究では、 d_0/h はおよそ $2/3$ という結果が得られている。しかし、地形の起伏が大きい複雑地形上においては、地形の起伏や大きさが複雑に入り組んでいるため、 h の定義は明確に定めにくい。さらにこのような場合、地表面付近の風速の鉛直プロファイルは周辺の大きな粗度要素によって乱されているため、観測からゼロ面変位を決定するのも困難を伴う。このため、複雑地形上におけるゼロ面変位と地形因子とのあいだの関係については、未だに不明な点が多い。

このように、複雑地形上での粗度パラメーターと地形因子との関係は野外観測データの不足により未だ不明確な点を残しているのが現状である。

2.4 解析と結果について

2.4.1 風速のプロファイルデータ

風速の鉛直プロファイルを考える場合、 z 軸の原点は通常地表面で定義される。滑らかな平坦面、裸地面や平坦な植生面などの単純地形の場合、 z 軸の原点に地表面を定義するのは自然である。なぜなら、このような場合「表面」の物理的イメージは明確だからである。

しかし、複雑地形においては、表面の複雑な形状のため z 軸の原点を定義することは難しい。さらに、大きな起伏や地形の傾斜のため、粗度要素の高さ h も明確に求めることは難しい。そこで、我々は z 軸の原点を解析の対象領域の平均標高によって定義することにした。複雑地形上では、平均標高の方が、Kustas and Brutseart (1986) が用いた領域内の最低標高を用いた定義よりも物理的イメージが明快である。また、最低標高は標高データの格子点の間隔や位置に依存するのに対し、平均標高はそれらに大きく依存することはないと考えられる。

地形因子解析には、国土地理院の 250 m メッシュの標高データを用いた。領域 0 の平均標高は海拔 44.1 m で、 z 軸の原点はこの高さとした。プロファイル観測を実施した地点の標高は海拔 60 m であり、このため生データのの高さに 15.9 m を加えたものを高度とした。

図 1-9 に、1986 年 10 月 21 日と 24 日に実施した繫留気球観測による風速風向、仮温位と絶対

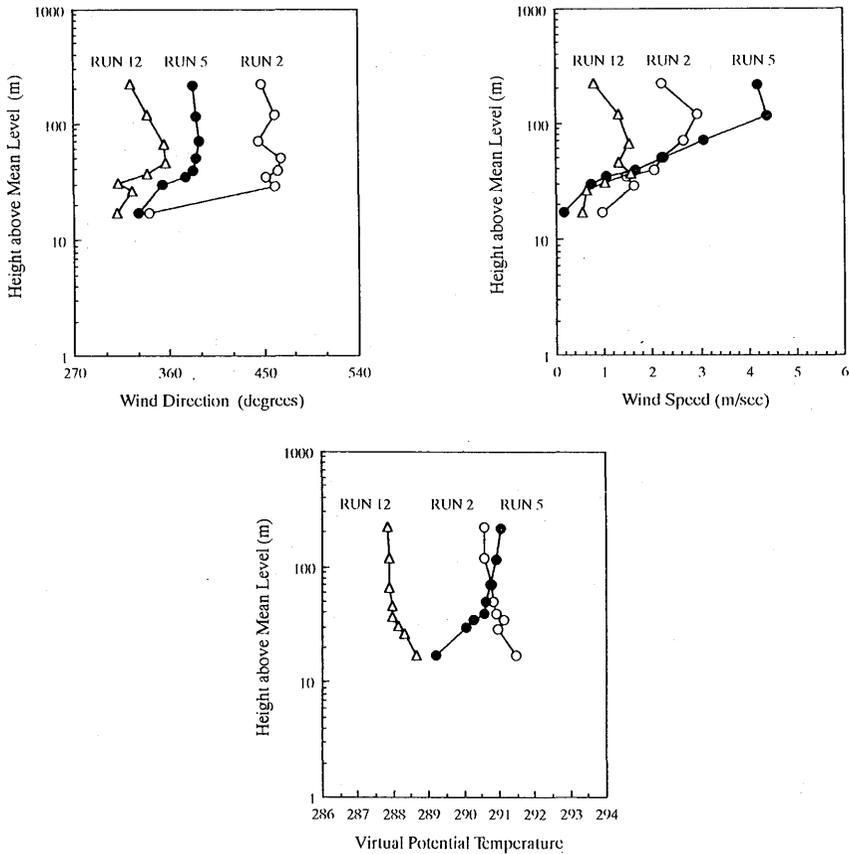


図1-9 繫留気球観測による風速，風向，仮温位と絶対湿度の鉛直プロファイル例 (RUN2, 5, 12)。

湿度の鉛直プロファイルの例を示す。平均標高よりの高さが30m未満の風速，風向ならびに仮温位は高さ30m以上のデータと大きく異なっている。観測を実施した場所は，周囲を高さ約20mの丘に囲まれていた。従って，高さ30m未満の風速プロファイルデータは，周辺の地形の起伏と植生に強く影響を受けたものであると考え，高さ30m未満の高さのデータを粗度パラメーター解析から除くことにした。

図1-10にパイバル観測により得られた風速と風向の鉛直プロファイルを示す。レベル1(高度約30m)の風のデータは地上1mと60mの2つの高さで測定した経位儀の方位角と高度角から計算したものである。地上約30mに相当するレベル1の風のデータは，風向がこれより高いレベルの風のデータと明らかに異なっている。そこで，繫留気球のデータと同様に，レベル1のデータは解析から除くことにした。

風速プロファイルから求められる粗度パラメーターは，接地層の成層状態が中立でない場合，

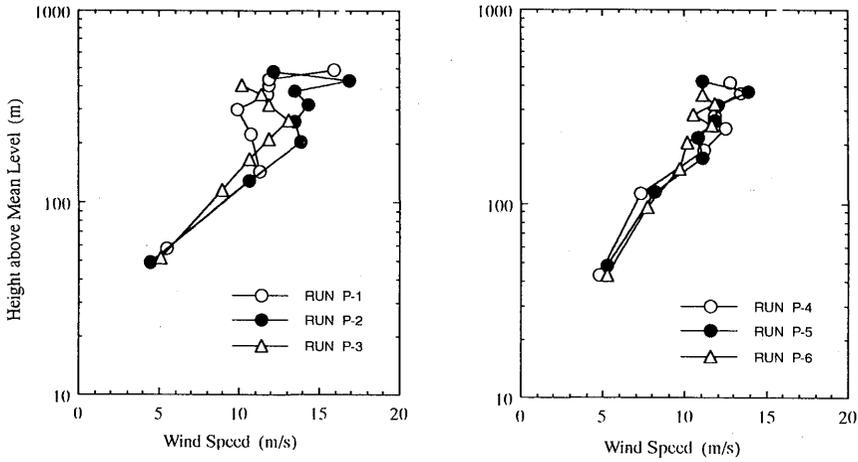


図1-10(a) パイバル観測による風速の鉛直プロファイル図。

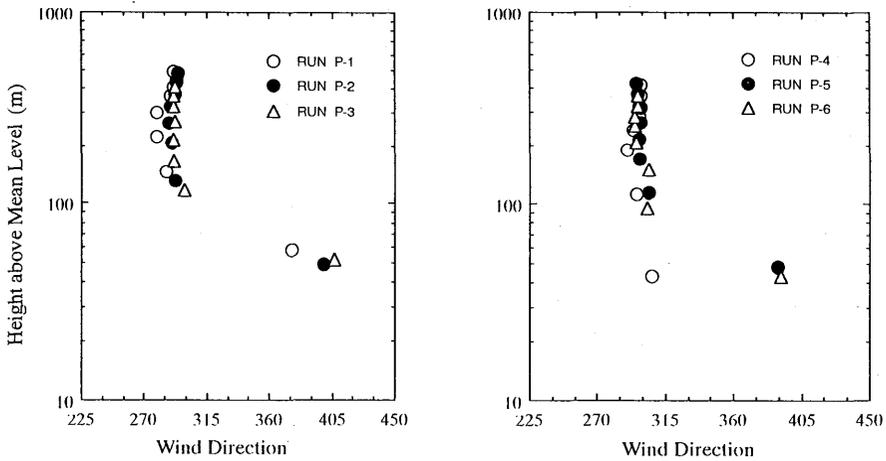


図1-10(b) パイバル観測による風向の鉛直プロファイル図。

正確に決定することは難しくなる。また、風速が小さい場合や風速の鉛直プロファイルが大きく乱れている場合にも、求められる粗度パラメーターの精度は悪くなる。このため、我々は(1)境界層下層の成層状態が中立であり、(2)高さ30 m以上の風速プロファイルに大きな変曲点が無い、という条件を満たすデータについて解析を行なうことにした。

繫留気球観測時の成層安定度は、仮温位 θ_v の鉛直プロファイルから判定した。具体的には、レベル4(地上から約40 m)とレベル7(地上から約120 m)の仮温位差 $\theta_{v7} - \theta_{v4}$ が $\pm 0.4K$ 未満を中立とした。その結果、全16ランのうち上記条件(1)、(2)を満たすランとしてラン4, 13, 14が

表1-3 繫留気球観測時のレベル4, レベル7の温位と温位表。

RUN	$\theta_v^{\text{Level 4}} (40\text{m})$ (°C)	$\theta_v^{\text{Level 7}} (120\text{m})$ (°C)	delta θ_v (°C)
1	290.49	290.23	-0.26
2	290.90	290.56	-0.34
3	291.12	291.08	-0.04
4	291.07	291.03	-0.04
5	290.58	290.92	0.34
6	286.53	286.12	-0.41
7	286.98	286.58	-0.40
8	287.28	287.10	-0.18
9	287.71	287.53	-0.18
10	287.87	287.82	-0.05
11	287.94	287.86	-0.08
12	287.95	287.87	-0.08
13	288.12	288.05	-0.07
14	288.32	288.28	-0.04
15	288.29	288.35	0.06
16	288.14	288.41	0.27

選ばれた (表1-3)。

パイバル観測時には気温のプロファイルは得られないので、パイバル観測時の安定度は、観測地点より北方8 kmに位置する熊谷地方気象台の地上気象データを用いて、パスキルの安定度により判別することにした。パイバル観測が行なわれた10月23日の日中15時のパスキル安定度はCで、弱不安定を示した。

2.4.2 粗度高とゼロ面変位

過去の複雑地形上における野外観測では、多くの場合、ゼロ面変位 d_0 を粗度高 z_{0M} の関数と仮定して粗度高が求められている (Kustas and Brutsaert, 1986; Parlange and Brutsaert, 1989)。しかしながら、複雑地形上での粗度パラメーターと地形因子との関係は、粗度高、ゼロ面変位並びに摩擦速度がそれぞれ独立に決定されなければ、理解することはできない。そこで、我々は以下に述べる方法で、これら3つのパラメーターを独立に求めることにした。

粗度高、ゼロ面変位と摩擦速度は最小自乗法により求めた。(14)式を変形することにより、中立成層下で各ラン各高度について次の式が成り立つ。

$$\ln(z_{ij} - d_0) = \frac{k}{u_{*i}} u_{ij} + \ln z_{0M} \tag{19}$$

ここで、添字 i はランの番号を、添字 j は高度の番号を示す。境界層下層の渦の影響や生データの測定誤差などのため、(19)式の左辺から右辺を引いた余り、 $\ln(z_{ij}-d_0)-ku_{ij}/u_{*i}-\ln z_{0M}$ は各ラン各高度毎にゼロにはならない。この時、平均自乗誤差 P は次のように定義される。

$$P = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m \left\{ w_i \ln(z_{ij}-d_0) - w_i \frac{k}{u_{*i}} u_{ij} - w_i \ln z_{0M} \right\}^2 \quad (20)$$

z_{ij} と u_{ij} は観測によって得られる量で、 z_{0M} 、 d_0 と u_{*i} が未知数である。 w_i は u_{*i} が小さい時に計算精度を上げるための weight function で、 $z_0=1\text{m}$ 、 $d_0=20\text{m}$ の時の各ランの摩擦速度を与えた。これより、(20)式が最小値をもつ必要条件は以下の様になる。

$$\frac{\partial P}{\partial a} = 0, \quad \frac{\partial P}{\partial b_i} = 0 \quad \text{and} \quad \frac{\partial P}{\partial d_0} = 0 \quad (21)$$

ここで、 $a = \ln z_{0M}$ で $b_i = k/u_{*i}$ である。ゼロ面変位にある値を与えた場合、(21)式は線形連立方程式になり、代数的に解くことが出来、与えられたゼロ面変位に対する自乗誤差 P が得られる。この手続きをゼロ面変位が現実的な値を取る範囲（この場合 0 から 50 m）で繰り返し行なうことにより、自乗誤差が最小値を取る時のパラメーター z_{0M} 、 d_0 と各ランの u_{*i} の組み合わせが一義的に得られる。

この方法はラン 4、13、14 の組み合わせに対し様々なレベルについて行なわれた。実際の計算においては、ラン 13、14 の風速はラン 4 の風速と比較して非常に弱かったので、計算結果の精度を上げるためにラン 4 とラン 13、14 に 2:1 の重みをかけて計算した。得られた結果を表 1-4 に示す。これによれば、風速プロファイルデータとしてレベル 4、5、6、7 を用いた場合は、大きすぎる粗度高を与える結果となるので、ここではレベル 4、5、6 を用いて得られた z_0 、 d_0 と摩擦速度（ラン 4、13、14）の組み合わせを採用することにした。その結果、粗度高として 2.16 m が、またゼロ面変位として 28.0 m が得られた。

表 1-4 最小自乗法による森林公園における粗度高とゼロ面変位。

RUN	Level	Z_{0M} (m)	d_0 (m)	u_{*i} (RUN4) (m/s)	u_{*i} (RUN13) (m/s)	u_{*i} (RUN14) (m/s)
4,13,14	4,5,6,7,8	1.48	31.7	0.319	0.122	0.105
4,13,14	4,5,6,7	13.1	8.70	0.611	0.277	0.217
4,13,14	4,5,6	2.16	28.0	0.336	0.164	0.103

2.4.3 武蔵丘陵森林公園の地形因子

2.3章で述べたように、粗度高とゼロ面変位は、粗度要素の高さ h によってパラメタ化されてきた。しかし、複雑地形上においては、 h の評価は一般に困難で、パラメタ化のためには地形の特徴を表す別のパラメーターを用いることが望ましいと考えられる。また、実際の数値モデルで粗度高やゼロ面変位のパラメタ化に用いるパラメーターは、特別な観測や解析によって得られる量よりも簡単な地形の統計量であることの方が望ましい。そこで、本研究では、地形因子解析のデータとして建設省国土地理院の250mメッシュの地形データを用いることにした。

解析領域として、10km×10kmの面積を持つ3つの領域を以下のように設定した。すなわち、領域の中心に観測点が位置する領域0、繫留気球の主風向のフェッチに合わせて観測点の北東象限（風上側）に領域を取った領域1とパイバル観測のフェッチに合わせて観測点の北西象限（風上側）に領域を取った領域2である。地表面の地形因子として、平均標高 h_{av} 、領域の高低差 h_d 、平均標高からの偏差の標準偏差 σ 、ならびに平均標高からの偏差の平均偏差 σ_m 、の4つのパラメーターを求めた。これらのパラメーターは各々以下の式で定義した。

$$h_{av} = \sum_l \sum_m h_{lm} / N^2 \quad (22)$$

$$h_d = \text{Max}(h_{lm}) - \text{Min}(h_{lm}) \quad (23)$$

$$\sigma = \sqrt{\sum_l \sum_m (h_{lm} - h_{av})^2 / N^2} \quad (24)$$

$$\sigma_m = \sum_l \sum_m |h_{lm} - h_{av}| / N \quad (25)$$

ここで、添字 l と m は東西、南北方向の格子番号(1~40)で、 N はグリッド数(=40)、 h_{lm} は格子(l, m)の標高を示す。観測地点となった武蔵丘陵森林公園は、1.4/1000程度の非常に緩やかな斜面上にある。そこで、上記の4つのパラメーターを、地表面が水平として取り扱った場合(ケースH)と地表面を斜面として取り扱った場合(ケースS)の2つの場合についてそれぞれ求めることにした。得られた結果を表1-5に示す。

2.5 議論

ここでは、粗度パラメーターと地形因子の関係を調べるために、繫留気球観測の解析結果に基づいて地形因子と粗度パラメーターとの間の関係式を求め、パイバルのデータを用いてそれらの関係式を検証することにした。地形因子としては、標準偏差 σ と平均偏差 σ_m の2つのパラメーターを用いることにした。

粗度高、ゼロ面変位、標準偏差と平均偏差はいずれも同じ次元なので、最も簡単な関係式とし

表1-5 武蔵丘陵森林公園の地形因子。Case Hは領域を水平面として取り扱った場合、Case Sは領域を斜面として取り扱った場合を示す。

Case H (horizontal)

Geometrical Parameter	Area 0	Area 1	Area 2
h_{av} (m)	44.09	22.37	56.86
h_d (m)	80	63	123
σ (m)	15.89	7.70	16.59
σ_m (m)	13.34	4.82	13.24

Case S (slope)

Geometrical Parameter	Area 0	Area 1	Area 2
σ (m)	9.55	5.65	6.82
σ_m (m)	7.81	3.17	4.88

て、粗度高については z_{0M}/σ あるいは z_0/σ_m 、ゼロ面変位については d_0/σ_m を求めた。その結果、繫留気球観測時の粗度高と地形因子については、表1-4と表1-5より次の関係が得られた。

$$z_{0M}/\sigma_1 = 0.281 \quad (26)$$

$$z_{0M}/\sigma_1^s = 0.382 \quad (27)$$

$$z_{0M}/\sigma_{m1} = 0.448 \quad (28)$$

$$z_{0M}/\sigma_{m1}^s = 0.681 \quad (29)$$

ここで、添字 s は領域を斜面として取り扱った場合を示し、添字 1 は領域の番号を示す。また、ゼロ面変位と地形因子については、上と同様にして次の関係が得られた。

$$d_0/\sigma_1 = 3.64 \quad (30)$$

$$d_0/\sigma_1^s = 4.96 \quad (31)$$

$$d_0/\sigma_{m1} = 5.81 \quad (32)$$

$$d_0/\sigma_{m1}^s=8.83 \tag{33}$$

もし、上記の関係が成立するならば、ゼロ面変位と粗度高はフェッチの地形及び地表面の性質に関係するパラメーターであるから、パイバル観測時と繫留気球観測時における粗度高とゼロ面変位との間には次の様な関係が成立するはずである。

$$z_{0M}(\text{Piball})=\frac{\sigma_2}{\sigma_1}z_0(\text{KYTOON}) \tag{34}$$

$$z_{0M}(\text{Piball})=\frac{\sigma_2}{\sigma_1}z_0(\text{KYTOON}) \tag{35}$$

そこで、(26)-(29)式と(30)-(33)式の妥当性を検証するために、パイバル観測時の粗度高とゼロ面変位 z_{0M}^{EST} と d_0^{EST} を(34)、(35)式を用いて評価し、これらをパイバル観測データから求めた粗度高とゼロ面変位 z_{0M}^{Pibal} と d_0^{Pibal} と比較した。パイバルデータから求めた粗度高とゼロ面変位の計算は、繫留気球観測データの時と同様に最小自乗法によった。また、全6ランのうちラン1は、高度200m以上の風速が非常に弱かったので解析から除外した。計算は、レベル2, 3, 4を用いた場合からレベル2, 3, 4, 5, 6を用いた場合まで3通り試みたが、レベル2, 3, 4, 5, 6を用いた場合、ゼロ面変位の大きさが明らかに大きくなり過ぎる結果を与えたので、考察からは除外した。

表1-6は、こうして得られたパイバル観測時の粗度高とゼロ面変位である。表には、パイバルデータのレベル2, 3, 5を用いた場合とレベル2, 3, 4, 5を用いた場合の結果と同時に、地形因子としてケースHの標準偏差 σ_m 、ケースSの標準偏差 σ と平均偏差 σ_m を用いた場合の結果をそれぞれ示してある。この結果によれば、レベル2, 3, 4のデータを用いて、地形因子としてケースHで標準偏差を用いた場合が最も良い一致を示しており、 $z_{0M}^{\text{Pibal}}/z_{0M}^{\text{EST}}=0.92$ と $d_0^{\text{Pibal}}/d_0^{\text{EST}}=0.90$ という結果を得た。

表1-6 パイバル観測時の粗度高とゼロ面変位。表中添字のESTは地形因子を用いたパラメタ化によって推定された値を示し、Piballはパイバルデータから最小自乗法により得られた計算結果を示す。また、表中括弧内のL2-6, L2-5, L2, 3, 4はそれぞれ粗度高計算に用いられた風速データのレベルを示す。

	$Z_{0M}^{\text{Est.}}$	$d_{0M}^{\text{Est.}}$	$Z_{0M}^{\text{Pibal}}(\text{L2-6})$	$Z_{0M}^{\text{Pibal}}(\text{L2-5})$	$Z_{0M}^{\text{Pibal}}(\text{L2,3,4})$
Case H $\sigma(\text{m})$	4.65	60.3	2.66(1.75)	3.31(1.40)	4.07(1.14)
$\sigma_m(\text{m})$	5.93	76.9	7.48(0.79)	9.08(0.65)	11.2(0.53)
Case S $\sigma(\text{m})$	2.61	3.38	0.93(2.81)	1.17(2.23)	1.41(1.85)
$\sigma_m(\text{m})$	3.32	43.1	5.50(0.60)	6.73(0.49)	8.31(0.40)

このことから、複雑地形上においては、地形因子に標準偏差を用いたパラメタリゼーション、(26)式と(30)式、が有効であると思われる。また、今回のような緩やかな斜面の場合、地形因子に斜面の効果を考慮する必要はないことが示唆された。一般に、風速が強くなればフォームドラッグの効果も大きくなる。従って、丘陵地帯上の高い丘や深い谷は、粗度パラメーターをより大きくする効果を持つと考えられる。地形の起伏の平均偏差と比較すると、標準偏差はより地形の起伏を良く反映するので、平坦な地表面におけるような平均粗度要素高、mean roughness obstacle height、が求めにくい複雑地形においては、平均標高からの標準偏差が地形因子として適していると考えられる。

3 武蔵丘陵森林内の風速分布について

3.1 はじめに

植生を持った地表面からのエネルギー交換過程のパラメタ化についてはすでに数多くの研究がなされており、芝生・畑地などのキャノピーハイトが低い場合については、例えばバルク法を用いた比較的簡単なパラメタ化が提唱されている (Toya *et al.*, 1990)。しかし、森林などのようにキャノピーハイトが高い場合については、キャノピー層を独立した層として表現し、キャノピー層上部と大気とのエネルギー交換ならびに、地面とキャノピー層間のエネルギー交換もパラメタ化する必要がある。そのためには、森林キャノピー層の群落構造を表現する基本的パラメーターを、観測によって決定することが必要である。キャノピー層の群落構造を表現するパラメーターには、葉面積密度、葉面積指数、キャノピーフローインデックスなどがあるが、葉面積密度や葉面積指数は一般にはキャノピー内の葉面の直接サンプリングを行なう必要があり、様々な植生が混在した雑木林では実測が困難である。一方、キャノピーフローインデックスはキャノピー内の風速の鉛直分布から求めることが出来る。そこで、武蔵丘陵森林公園内の雑木林においてキャノピー層内の風速分布の測定を行ない、キャノピーフローインデックス a_w を求めた。

3.2 方法

ここでは、取り扱いを簡単にするために、キャノピーを一層として取り扱う事にする。水平一様かつ定常条件の下ではキャノピー層内の運動方程式は、 A_f を葉面積密度、 c を葉面抵抗係数、 Km を拡散係数、 l を混合距離とした場合、次のように表される。

$$\frac{d}{dz} \left(Km \frac{du}{dz} \right) = A_f c u^2 \quad (36)$$

拡散係数と混合距離は、ここでは以下のように表されるものとした。

$$Km = l^2 \frac{du}{dz} \quad (37)$$

$$l = k \frac{(du/dz)}{(d^2u/dz^2)} \quad (38)$$

キャノピー層内の風速分布は、指数関数的分布を示すことが観測によって知られているので(竹内・近藤, 1981), 次の様な指数関数として仮定する。

$$u(z) = u_h \exp\left(\frac{a_w}{h}(z-h)\right) \quad (39)$$

(39)式の a_w/h はキャノピー層内の風速プロファイル観測によって求めることの出来る量で、 h はキャノピーハイト、 u_h はキャノピー層トップにおける基準風速、 a_w はキャノピーフローインデックスと呼ばれる量である。さらに(36)~(38)式からキャノピーフローインデックスは次の様に表現することが出来る。

$$a_w = \frac{A_f ch}{2k^2} \quad (40)$$

(40)式より、 a_w と A_f は比例するので、キャノピー層内の風速プロファイルから葉面積密度の鉛直分布もおおよそ推定することが出来る。すでに、葉面積密度、葉面積指数、キャノピーフローインデックスと、風向・風速プロファイル、キャノピー層内放射特性、各種フラックス量との関係については、観測・理論の双方から研究が進められており(Kondo and Akashi, 1976; Brustsaert, 1979; Monteith, 1976), 葉面積密度や葉面積指数をパラメーターとして、大気・キャノピー層・地表面間のエネルギー交換過程をパラメタ化することが可能になっている。

3.3 観測

観測は、森林公園内の放送用パンザマスト(高さ19m)を利用して行なった。パンザマストは公園内の雑木林(樹高12m)の中にあり、上部は周辺のキャノピー頂部より約7mほど突出している。そこで、基準風速 u_h はパンザマストの頂上部に3杯式微風速計(牧野応用測器 AF750)を固定して求めることとした。一方、キャノピー層内の風速の鉛直分布 $u(z)$ は微風速計を上下させて、一部キャノピー層外も含む10高度(1, 3, 5, 7, 9, 10, 11, 12, 14, 17m)で測定を行なうことにより求めた。一般にキャノピー内の風速は非常に弱いので、風速プロファイルの測定精度を確保するために、各高度で約2分間ほど風速計を静止させ、レファレンスの風速計とのパルスカウント比 $(u(z)/u_h)$ を求める方法をとった。測定は、風速計を上下させながら9回行ない、各々の高度について平均パルスカウント比を計算し、無次元風速 $u(z)/u_h$ の平均鉛直プロファイルとした。観測は、1987年10月28日9時43分より15時35分にかけて行なった。

3.4 結果と考察

図1-11は、キャノピー層頂部での風速で無次元化された風速の鉛直プロファイル図である。キャノピー層頂部の高さは、森林公園での平均的な樹高と、今回の風速プロファイルから判断し12mとした。キャノピー層内の風速の鉛直プロファイルは、キャノピー頂部からの高さに対し指数関数的に減少するため、縦軸はキャノピーハイトで無次元化した高さに対してリニアに、横軸は無次元風速に対し対数的にとった。図には Chionco(1978)による観測例も加えてある。Chioncoによれば、栽培作物のヒマワリ、麦、トウモロコシ、米やトウヒなどの場合は、全層にわたって

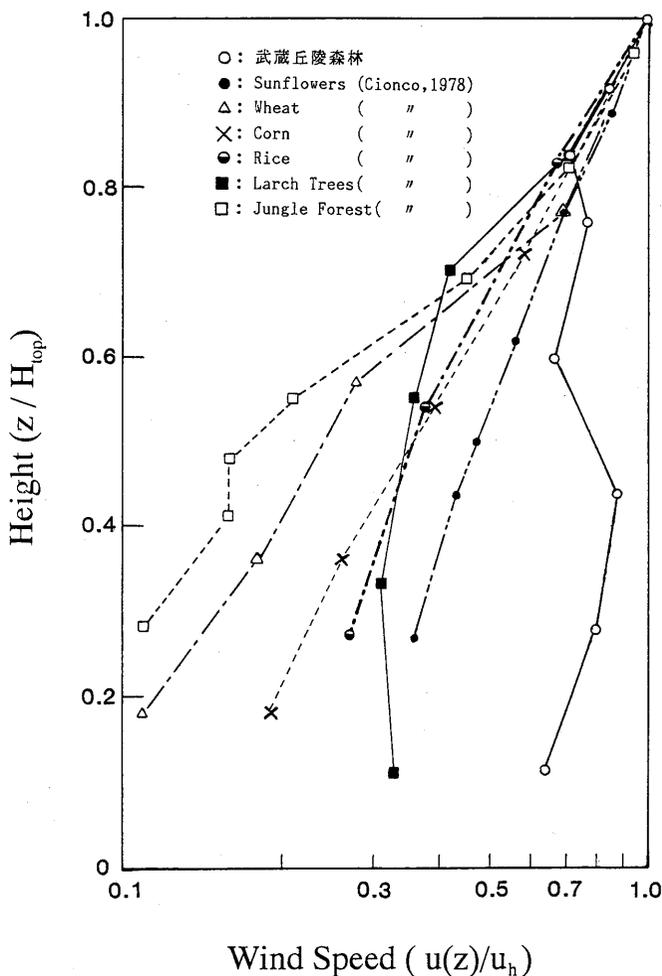


図1-11 キャノピー層トップでの風速で無次元化された武蔵丘陵森林公園の雑木林内の風速の鉛直プロファイル (図中白丸実線)。縦軸は、キャノピートップの高さ ($H_{top}=12m$) で無次元化した高さ、横軸は無次元風速を示す。図には、Chionco (1978) による観測例も合わせて表示してある。

傾きがほぼ一定で、葉面積密度、キャノピーフローインデックス共に高さに依存せず一定の値を示している。一方、果樹園 (citrus orchard) や森林 (jungle forest, larch trees) の場合は、キャノピー層上部の葉面積密度が密な部分と、下部の疎な部分の2層に分けられる。森林公園の雑木林における観測結果を見ると、Chioncoの森林や果樹園の場合と同様に、上部の密な層と下部の疎な層に2つに分けられることがわかる。上部の密な層は、高さ約10mから12mの樹冠部に相当する。また、今回の観測では、Chioncoの観測例と比較してキャノピー層下層での無次元風速が大きい。これは、森林公園の雑木林の葉面積密度が、樹冠部よりも下の部分で非常に疎で、運動エネルギーの大部分が上部の樹冠部と地表面から1m以下の下層で吸収されている事を示唆していると思われる。

キャノピーフローインデックスの評価は、キャノピーを1層とした場合と、2層に分けた場合の2通り試みた。1層モデルの場合 $a_w=0.70$ という結果を得た。これは、密な植生についての過去の研究例 ($a_w=3$: Brutsaert, 1975; $a_w=2\sim 4$: Chionco, 1972) とは大きく異なる。一方、キャノピー層を高さ10mから12mの樹冠部と高さ10m以下の樹幹部の2層に分けた場合、上部の樹冠部の a_w は2.16となり、過去の研究例とも一致する(図1-12)。また下層の a_w は上部のそれよりもずっと小さくなる。

地表面過程を数値モデルに取り込むために、地表面とは独立にキャノピー層をパラメタ化する場合、一層として取り扱う立場から多層モデルまで様々な方法が考えられる。今回の風速分布の

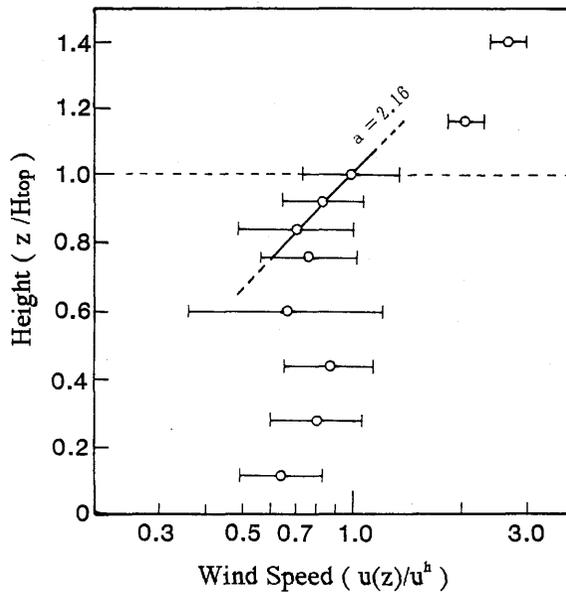


図1-12 武蔵丘陵森林内の風速分布。表記は、図1-11に同じ。図中横線は標準偏差の範囲、点線はキャノピートップの高さを示す。

解析結果によれば、武蔵丘陵の雑木林においては、キャノピーは樹冠部と樹幹部の2層として取り扱い、下草を含めた地表面とキャノピー層より上部の境界層下部とのエネルギー交換を考えるのが合理的であることが示唆された。

4 森林上の気象特性について

4.1 はじめに

森林上の気象特性については、果樹園、針葉樹林帯ならびに熱帯雨林帯においては数多くの観測がなされているが、我が国の森林の主要な部分を占める落葉樹林帯におけるそれは、特に一年を通じた観測例は少なく、不明な点も多い。そこで、森林上の気象特性の把握と蒸発散量の評価を目的として、1988年11月29日より武蔵丘陵森林公園内で、気温・湿度・風向風速の連続観測を行なった。

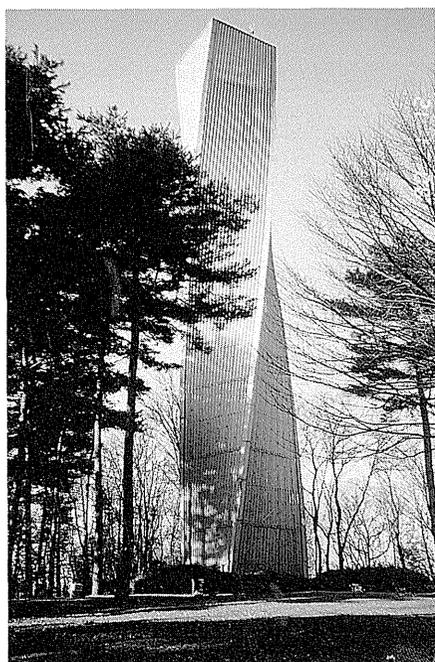
4.2 観測

気温・湿度・風向風速の連続測定は、森林公園内の記念塔上で実施した(図1-13)。測定地点の標高は60mで、記念塔の高さは33mである。測器は、記念塔屋上部に設置した高さ2mのポールに固定した。測定地点周辺の平均標高は44.1mで、周辺のキャノピー層の高さは約12mなので、測器は平均標高より51mの高さ(周辺のキャノピー層頂部より23m)に位置することになる。気温と露点温度の測定には、白金抵抗温度計と塩化リチウム露点計(中浅 Model E-701)を使用し、風向風速の測定には、2次元の超音波風速計(海上電気 SA-200)を用いた。観測値は、10分毎に記念塔内に設置されたデータロガーに収録され、これから30分平均値を求めた。連続観測は、1988年11月28日から開始され、今回の解析にはそのうち1988年12月1日から1989年11月30日までの一年間のデータを使用した。

4.3 解析方法

まず、季節毎の気象特性を調べるために、生データから温位、絶対湿度、風向風速の一時間平均値を計算し、これらのデータから月別に時間毎の平均値を求めた。

また、森林域と都市域との気象特性の差を調べるために、観測地点より北方約8kmに位置する熊谷地方気象台の地上気象観測値との比較を試みた。熊谷地方気象台は、人口約14万人の熊谷市のほぼ中央に位置しており、都市域の気象を代表する観測点として好都合である。熊谷地方気象台の気温・湿度観測は地上1.5mの高さで、森林公園の観測と同じく白金抵抗温度計と塩化リチウム露点計を用いて行なわれている。また、風速計と風向計は地上より16.9mの高さに設置されている。比較のための事例としては、日射量が大きい5月から8月のデータの中から、①前日に



(a)



(b)

図1-13 森林公園内記念塔における気象観測。写真(a)記念塔の全景。写真(b)屋上部の2mポールに固定した超音波風速計と通風式乾湿計。

10 mm 以上の降雨ないし前日と前々日の降雨の合計が 20 mm 以上を記録し、②当日の日中の天気が快晴又は快晴に近い晴れを記録した 2 例、5 月 27 日と 6 月 29 日、を選び、温位・絶対湿度・風向風速の各要素の毎時データを比較した。

4.4 結果と考察

図1-14 は、月別の平均絶対湿度と相対湿度を示した図である。図には、熊谷地方気象台の相対湿度の月別平年値も合わせて示してある。これによれば、冬季にあたる 12 月から 2 月にかけて相対湿度が低く、他の月は相対湿度が高い。これは、熊谷市内の月別平年相対湿度と同様の傾向を示している。一方、温度の場合は、森林公園の温度は温位で表わしているため、熊谷地方気象台の気温の平年値とは直接比較できないが、月別の平均温位図（図1-15(a)）によれば森林公園の平均温位は、熊谷における平均気温の平年値と定性的にほぼ一致した季節変化を示している事が分かる。しかし、図1-15(b)に示した森林公園と熊谷市の月別の最高、最低温差（森林公園の温位－熊谷市の気温）によれば、最高気温・最低気温のいずれの場合についても夏季は森林の方が低く冬季は森林の方が高い傾向を示している。

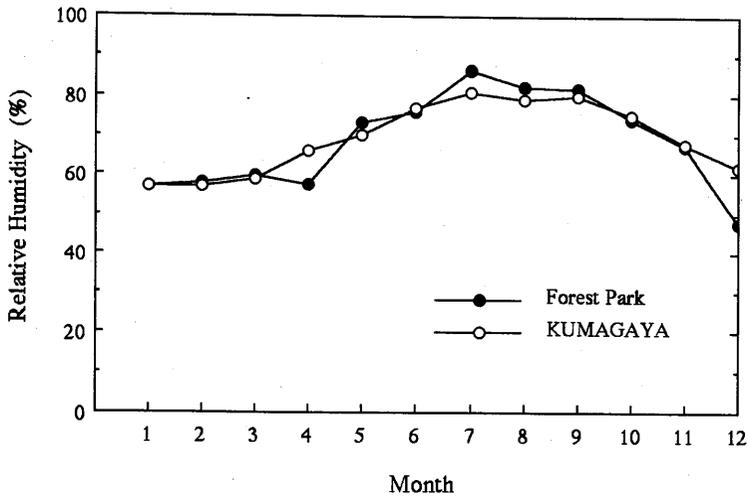


図1-14 武蔵丘陵森林公園における月別の平均相対湿度（1988年12月～1989年11月）ならびに熊谷地方気象台の月別平均相対湿度の平年値。

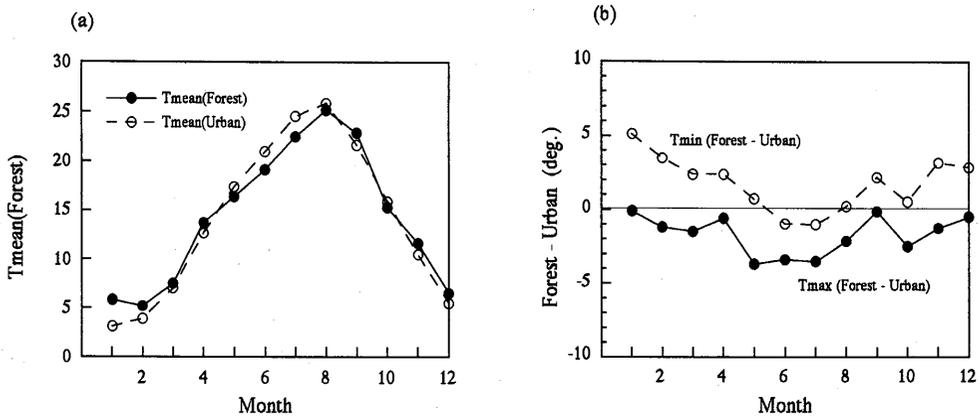


図1-15 森林公園と熊谷市内の気温の比較図。(a)は武蔵丘陵森林公園における月別の平均温度図と熊谷地方気象台の月別平均気温の平年値、(b)は森林公園と熊谷市の最高気温と最低気温の温度差（森林公園の温度－熊谷市内の気温）を示す。

森林公園における月別の最高最低気温、最高最低絶対湿度の起時を図1-16に示す。最高気温の起時は、季節によらず15時から16時で、最低気温の起時は、日の出から1～2時間後の6時から7時である。一方、最低絶対湿度の起時は植生の有無によって異なり、4月から10月は、最低気温と同じく日の出から1～2時間後の6時から7時であるが、11月から3月にかけての落葉期は、最低気温の起時と一致していない。また、最高絶対湿度の起時は、夏季（6～8月）は最高気

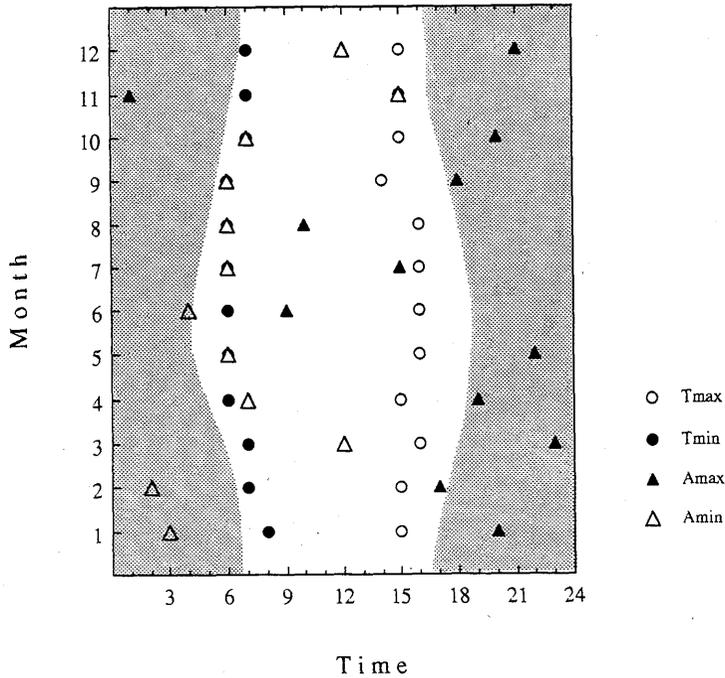


図1-16 武蔵丘陵森林公園における月別最高最低気温，最高最低絶対湿度の起時。図中ハッチの部分は日没中の時間帯を示す。

温の起時と一致していない。また，最高絶対湿度の起時は，夏季（6～8月）は最高気温の起時よりも早く出現し，それ以外の季節ではいずれも日没後に現われる。

図1-17は，6月29日における熊谷市と森林公園の温位と絶対湿度の日変化図である。全体的に温位，絶対湿度共に日変化の傾向はよく一致している。また，温位の日較差は日中の温位が森林域で低く夜間高くなるため，森林の方が小さくなっている。森林域と都市域での温位の日変化と絶対湿度の日変化の差をより詳しく見るために，5月27日と6月29日について時間毎のプロットしたのが図1-18と1-19である。森林と都市の温位差（図1-18）を見ると，日中森林域の方が1°C近く低く，夜間は最大1.5°C近く高くなっていることがわかる。一方，森林域と都市域との絶対湿度差（図1-19）は，一日を通じて常に正で，森林域の絶対湿度が都市域よりも高くなっている。これらの結果は，森林域の方が森林からの蒸散作用のために都市域よりもボーエン比が小さく，そのため日中の有効エネルギーが森林では都市よりもより多く潜熱に振り分けられるためだと思われる。

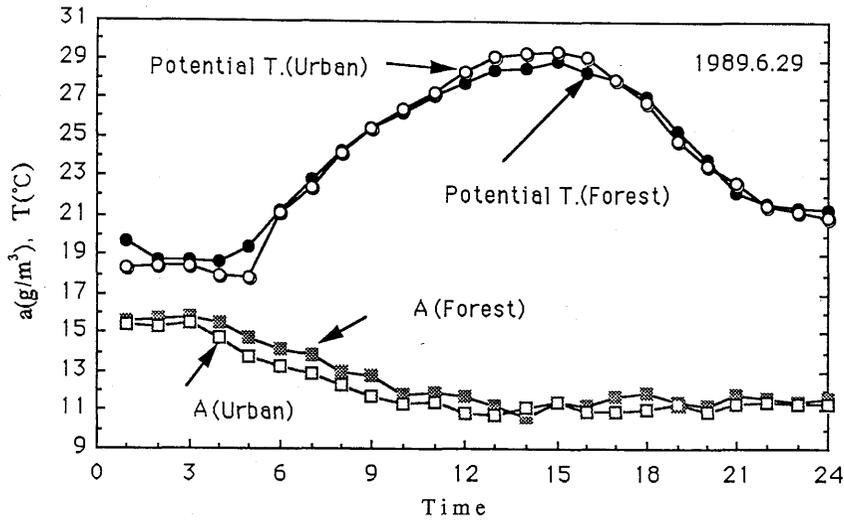


図1-17 森林公園 (Forest) と熊谷地方気象台 (Urban) における温位 (Potential T.) と絶対湿度 (ABH) の日変化図 (1989年6月29日)。

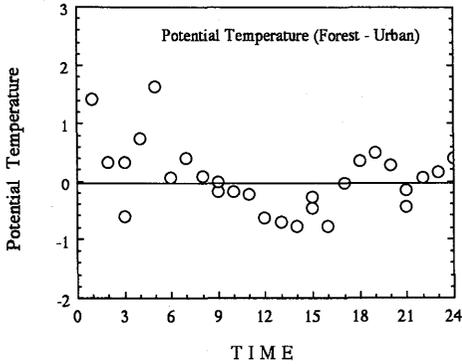


図1-18 1989年5月27日と6月29日の都市域 (熊谷地方気象台) と森林域 (武蔵丘陵森林公園) の温位差。

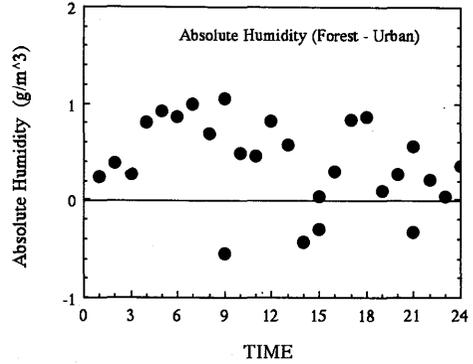


図1-19 1989年5月27日と6月29日の都市域 (熊谷地方気象台) と森林域 (武蔵丘陵森林公園) の絶対湿度差。

5 ペンマン法による森林からの蒸発散量評価

5.1 はじめに

森林のような広域の地表面からの蒸発散量の評価は、時間スケールの長い場合については、流域解析などの水収支法が用いられてきたが、より時間スケールの短い日々あるいは時間毎の変化については、いまだその評価法は確立していない。またこうした場所では、ライシメーターや渦

相関法などを用いた直接測定による観測も困難である。プロファイル観測などの特別な観測を必要とせず、地表面付近の一高度のみにおける気象データから蒸発量を評価する簡単な方法として、ペンマン法が知られているが、この方法は、湖面などからの蒸発量評価に用いられることが多く、森林域においては適用される例が少ない。

安田ら(1988)は、ペンマン法は地中熱流量 $G=0$ としているが、注意して用いるならば、飽和芝生面上に適用し、顕熱・潜熱の定性的な変化傾向を知るのに有効であるとしている。また、裸地や芝生では地中熱流量 G が顕熱とほぼ同じオーダーになり得るが、森林では G は小さいと考えられる。さらに、森林の顕熱と潜熱の比、ボーエン比は対象となる武蔵丘陵森林公園におけるプロファイル観測の解析結果より、夏季には海面などと同じ $0.1\sim 0.3$ という結果を得ている(三上・安田, 1988)。我々のグループでは、1988年11月より武蔵丘陵森林公園内の記念塔(高さ33m)上において、気温・湿度・風向風速の連続観測を行なっている。そこで、記念塔上の気温・湿度・風速データを用いて、蒸発散量の一次近似としてペンマン法を森林に適用してみた。

5.2 方法

ペンマン法は、水面からの蒸発量を計算するために用いられることが多く、一日以上の長い時間にわたる蒸発量の平均値を計算する場合には、比較的良い結果が得られるとされている。この方法の長所は、一高度の風速、気温、湿度データのみを用いて蒸発量を求めることが出来る点にある。

今簡単のために地中熱流量 G を 0 と仮定すると、地表面におけるエネルギー収支は以下の様に書く事が出来る。

$$Q_{\text{net}} = R_{\text{net}} = IE + H \quad (41)$$

この時、地表面付近にある高さ(例えば10m)における風速、気温、水蒸気圧をそれぞれ U , θ_a , e_a とすると、蒸発量は以下の式で求められる(Penman, 1948)。

$$\lambda E = Q_{\text{net}} \Delta / (\Delta + \gamma) + \lambda E_a \gamma / (\Delta + \gamma) \quad (42)$$

ここで、 λE_a は

$$\lambda E_a = 0.622 \lambda \rho C_e (e_a^* - e_a) / p \quad (43)$$

で、定義される量で、 e_a^* は $\theta = \theta_a$ における飽和水蒸気圧である。 Δ は、飽和水蒸気圧の接線勾配で以下の式で表される。

$$\Delta = 373.15 e_a^* (13.3185 - 3.952 T_r - 1.9335 T_r^2 - 0.5196 T_r^3) / \theta_a^2 \quad (44)$$

ただし、 T_r は $1 - (373.15/\theta_a)$ で表される量である。

また γ は

$$\gamma = C_p P / 0.622 \lambda \tag{45}$$

で、表される。

したがって、地表面における放射収支量と地表面付近の気温、湿度が得られれば、(41)式と(42)式より顕熱と潜熱フラックスを求めることが出来る。ペンマン方程式(42)の右辺第1項は放射収支項、第2項は空気力学項を表す。気温が高いほど、右辺第1項の Q_{net} の係数 $\Delta / (\Delta + \gamma)$ が λE_a の係数 $\gamma / (\Delta + \gamma)$ よりも大きくなるので、日中気温が高くなる時の蒸発量 λE は、放射収支量の寄与によるものが大部分となる。

次に、芝生面上でのペンマン法の有効性について確かめるために、気象研究所内の露場データを用いて、ライシメーターによる蒸発散量の直接測定値と、バルク法、ペンマン法による蒸発散量を比較した。解析を行なったのは、ライシメータータンクを水で満たして飽和させた1982年11月12日の日中9時30分から16時30分にかけての時間で、30分平均値を解析データとして用いた。計算に用いる正味放射量は、隣接する高層気象台の観測値を用い、粗度高は5mmとした。得られた結果を図1-20に示す。これによれば、ペンマン法による蒸発散量は、バルク法による蒸発散量と共にライシメーターの測定値と良い一致を示すことがわかった。ちなみに、ペンマン

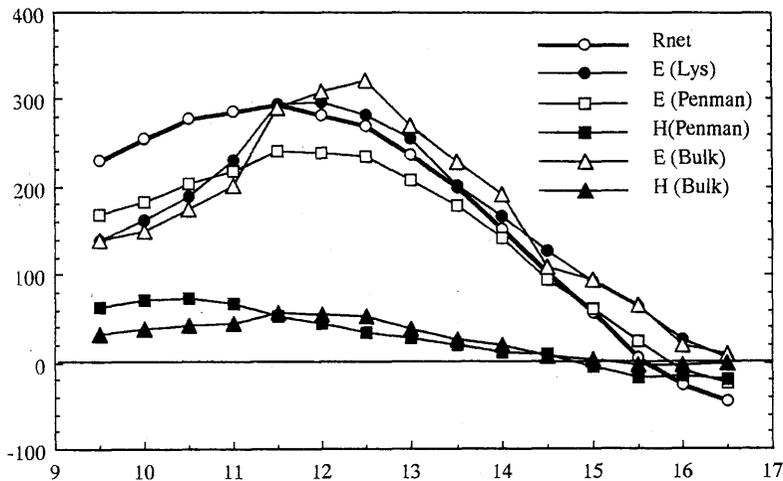


図1-20 1982年11月12日の気象研究所実験露場における正味放射量(Rnet)、顕熱フラックス(H)ならびに潜熱フラックス(E)の時間変化。図中括弧内のLysはライシメーターによる実測値、Penmanはペンマン法による計算値、Bulkはバルク法による計算値を示す。

法の残差項としての $H+G$ は夕方になると負の値を示し、夕方放射冷却により地表面から先に温度が下降することによる効果を良く再現している。

ペンマン法を森林公園の観測データを用いて適用する場合注意しなければならないのは、森林公園での観測は公園内の記念塔（キャノピー層トップからの高さ 21 m）で行なっているため、大気安定度を考慮しないと潜熱フラックスが正しく評価されないことである。そこで、今回は安定度も考慮して計算を実行した。具体的方法は、以下の通りである。

- ① まず、モーニン-オブコフ長を無限大に仮定（中立成層を仮定）し、
- ② 潜熱輸送に関する普遍関数 Φ_E を求める。普遍関数 Φ_E は次の形で表されるとした。

$$\Phi_M = \int_{z_{0M}}^z \frac{\Phi_M}{\zeta} d\zeta \quad (46)$$

$$\Phi_E = \int_{z_{0E}}^z \frac{\Phi_E}{\zeta} d\zeta \quad (47)$$

ここで、風速と絶対湿度プロファイルに対する粗高度 z_{0M} と z_{0E} は森林公園上の風速・湿度プロファイル解析結果（安田・三上, 1987; 三上・安田, 1987）から各々 3.9 m と 10^{-4} m ($Da^{-1} = 26.5$) を与えた。

- ③ 次に、バルク係数を以下の式で計算し、(43) 式より λE_a を求める。

$$C_M = \frac{k^2}{\Phi_M^2} \quad (48)$$

$$C_E = \frac{k^2}{\Phi_M \Phi_E} \quad (49)$$

- ④ つづいて Q_{net} は、正味放射量の観測値が得られないので、太陽高度角、アルベド (0.15 と仮定した) と山本・プラントの式から計算で求め、(42) 式より潜熱フラックス量 E を決定する。

- ⑤ Q_{net} と E より、顕熱フラックス H を(41) 式から求め、モーニン-オブコフ長 L を再計算する。

上記の手順②から⑤を、 H が一定の値に収束するまで繰り返し、この時得られた潜熱、顕熱フラックスを解とした。

5.3 解析に用いた事例

ペンマン法は、地表面が十分湿っていないと、正しい潜熱フラックス量を与えない。そこで、

森林公園内の記念塔で連続測定を開始した1988年11月1日から1989年7月31日までの期間中、観測点より北方8kmの地点にある熊谷方気象台で、①前日に10mm以上の降雨ないし前日と前々日の降雨の合計が20mm以上を記録し、②当日の日中の天気が快晴又は快晴に近い晴れを記録した7事例を選び出した。7つの事例は、森林の落葉期に相当する1月から3月の事例が多かったので、解析はこのうち、葉が枯れておらず日射量も多い6月29日の例についてのみ行なう事とした。また、地表面が比較的乾燥していた例と比較するために、前日と前々日に降水量が記録されず、同期間中当日最も良く晴れた6月1日の事例を選び、同じくペンマン法による顕熱・潜熱フラックス量の評価を行ない、29日の結果と比較した。

5.4 結果と考察

図1-21は、上記の方法によって求められた6月29日の正味放射量、顕熱、潜熱フラックスの日変化図である。これによれば、日中潜熱フラックスが正味放射量を上回り、一日積算で9.26mm/dayの蒸発量を示した。一方、顕熱フラックスは日中負で、20~30w/m²の熱が下向きに輸送されていて、森林がヒートシンクとなる結果を与える。6月29日は、前々日と前日に合計41.5mmの降水量を記録しており、森林の表面は十分湿っていたと考えられる。また、日中の風速は6時から14時にかけて約8m/sと比較的強かった。従って、当日は摩擦速度 u_* が大きくなり、森林の表面も十分湿っていたため、潜熱輸送量が大きくなり、森林表面からの潜熱放出のため表面温度が常に周囲の大気より押さえられた結果、日中森林がヒートシンクとなったものと考えら

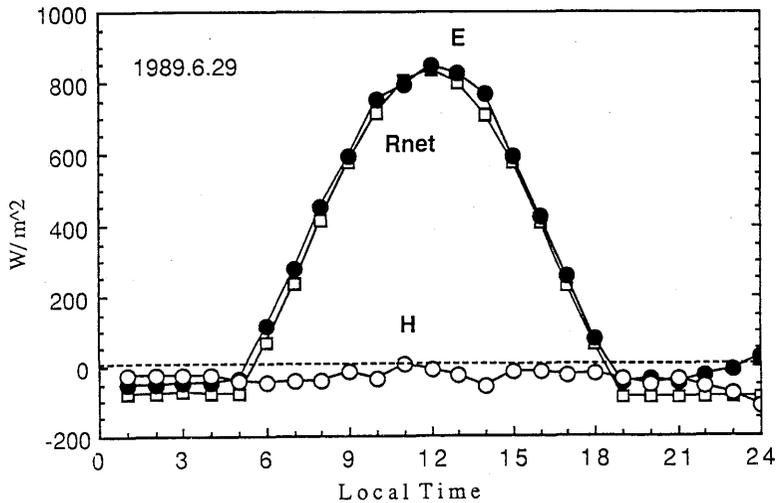


図1-21 ペンマン法による顕熱フラックス(H)、潜熱フラックス(E)の日変化図(6月29日)。図中には正味放射量(Rnet)も合わせて示した。

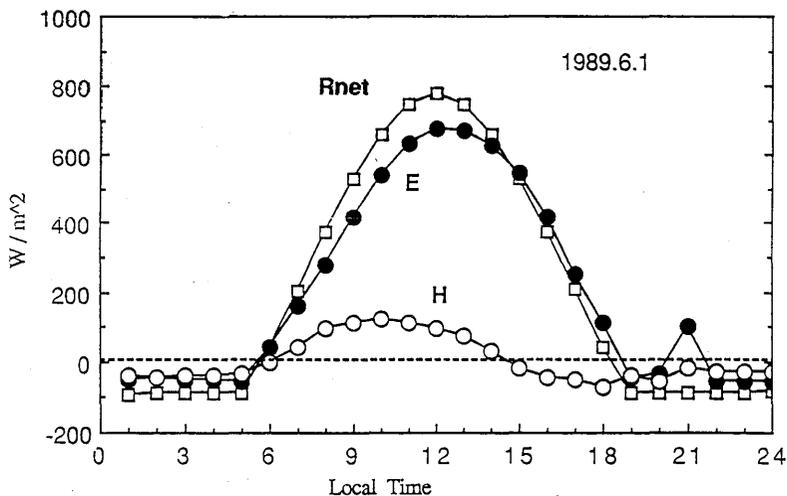


図1-22 ペンマン法による顕熱フラックス，潜熱フラックスの日変化図（6月1日）。

れる。

一方，森林の表面が比較的乾燥していたと思われる6月1日の結果を図1-22に示す。この日は日中南東の風で風速も小さかった。計算によって求められた顕熱は午前中正となり，この時のボーエン比も0.3前後を示した。6月29日の例と比較すると，潜熱は小さい結果を与える。これは，キャノピー層が乾燥しているため，森林内からの蒸発が29日の例よりも少なく，日中の有効エネルギーが顕熱フラックスと植物の蒸散による潜熱フラックスとに分けられたためであると考えられる。しかしながら，この例においても日中6時から18時の積算値で見ると，ボーエン比， B_o ，は1日の例で約0.1となり，森林公園におけるプロファイル観測による実測例 ($B_o = 0.1 \sim 0.3$, 三上・安田, 1988) と比較すると，ペンマン法では潜熱がやや大きめに計算されることが分かる。

6 まとめ

大気と地表とのエネルギー交換過程を観測的に明らかにするために，秋田八郎瀧の大麦畑と，国営武蔵丘陵森林公園において，野外観測を実施した。

八郎瀧においては，飽和草地上におけるダルトン数とスタントン数が求められ，低層スタントン数 St^{-1} は12.1，また低層ダルトン数 Da^{-1} は38.2という結果を得た。さらに，渦相関法によるフラックスの直接測定の結果と比較することにより，ダルトン数とスタントン数を用いたバルクパラメタリゼーションが飽和草地上で有効であることがわかった。

武蔵丘陵森林公園における繫留気球観測の風速プロファイルデータから、丘陵森林地帯上における粗度高とゼロ面変位が求められ、その結果粗度高として2.16 mが、ゼロ面変位として28.0 mが得られた。また、得られた粗度パラメーターと地形因子との関係が調べられ、複雑地形上においては平均標高からの偏差の標準偏差を地形因子として用いたパラメータ化が有効であることがわかった。

また、森林キャノピー層の群落構造を表現するパラメーターであるキャノピーフローインデックスが、キャノピー層内の風速プロファイル観測により求められた。その結果、武蔵丘陵の雑木林では、群落構造が葉面積密度の密な樹冠部と疎な樹幹部の2層に分けられることがわかった。

森林上の気象特性の把握と蒸発散量の評価を目的として、森林公園内の記念塔上で気温・湿度・風向風速の連続観測を実施し、森林上の気象特性について都市域のデータと比較して解析を行った。また、記念塔上での連続気象観測データを用いて、ペンマン法による森林上の蒸発散量の簡単な評価も試みた。

謝辞 秋田県八郎潟の観測にあたっては、秋田県立農業短期大学に同大学属農場を観測場所として提供していただいた。また、同大学守屋高雄助教授には大麦畑の土壌水分についてご教示いただいた。さらに、森林公園の観測にあたっては、建設省関東地方建設局国営武蔵丘陵森林公園管理所ならびに(財)公園緑地管理財団武蔵管理センターに、公園の使用について許可していただき、観測の便宜を計っていただいた。観測にあたっては、気象研究所応用気象研究部の田中豊顕*¹、成瀬 弘、岡田菊夫、栗田 進、高橋俊二の各氏ならびに防災科学技術センター(当時)の内藤玄一*²氏に協力していただいた。ここに深く感謝の意を表します。

参 考 文 献

- 三上正男・安田延壽, 1987: 森林丘陵地帯上のダルトン数について, 日本気象学会 1987年秋季大会講演予稿集。
- 三上正男・安田延壽, 1988: 森林草地, 半乾燥地からの蒸発散量, 天気, 35, 662-667。
- 竹内清秀・近藤純正, 1981: 大気科学講座 1 地表に近い大気, 東京大学出版会, 226p。
- 戸矢時義, 1985: 陸地蒸発量の評価——接地気象観測システムと蒸発のパラメタリゼーション, 気象研究所昭和60年度研究発表会誌, 91-105。
- 安田延壽・三上正男, 1987: 森林丘陵地帯の風速分布と粗度, 日本気象学会 1987年秋季大会講演予稿集。
- 安田延壽・鈴木紀行・三上正男・戸矢時義, 1988: Penman法による地中熱フラックスの評価, 日本気象学会 1988年秋季大会予稿集。

*¹現所属: 気象研究所気象衛星・観測システム研究部。*²現所属: 防衛大学校。

- Barton, I. J., 1979 : A Parameterization of the evaporation from nonsaturated surfaces. *J. Appl. Met.*, **18**, 43-47.
- Brutsaert, W., 1975a : A theory for local evaporation (or heat transfer) from rough and smooth surfaces at ground level. *Water Resource Res.*, **11**, 543-550.
- Brutsaert, W., 1975b : The roughness length for water vapor, sensible heat and other scalars. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 2028-2031.
- Brutsaert, W., 1979 : Heat and mass transfer to and from surface with dense vegetation or similar permeable roughness. *Bound. Layer Met.*, **16**, 365-388.
- Brutsaert, W., 1982 : Evaporation into the atmosphere, D. Reidel, Dordrecht, Holland, 299 pp.
- Brutsaert, W. and W. P. Kustas, 1985 : Evaporation and humidity profiles for neutral conditions over rugged hilly terrain. *J. Climate Appl. Met.*, **24**, 915-923.
- Chahumeau, F., R. L. Desjardins, E. Brach and R. Verdon, 1989 : A micrometeorological facility for eddy flux measurements of CO₂ and H₂O. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **6**, 193-200.
- Chamberlain, A. C., 1968 : Transport of gases to and from surfaces with bluff and wave-like roughness elements. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **94**, 318-332.
- Chionco, R. M., 1978 : Analysis of canopy index value for various canopy densities. *Bound. Layer Met.*, **15**, 81-93.
- Dyer, A. J. and B. B. Hicks, 1970 : Flux-gradient relationships in the constant flux layer. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **96**, 715-721.
- Garratt, J. R., 1978 : Transfer characteristics for a heterogeneous surface of large aerodynamic roughness. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **104**, 491-502.
- Hicks, B. B., P. Hyson and C. J. Moore, 1975 : A study of eddy fluxes over a forest. *J. Appl. Meteorol.*, **14**, 58-66.
- Hicks, B. B., M. L. Wesely, R. L. Coulter, R. L. Hart, J. L. Durham, R. Speer and D. H. Stedman, 1986 : An experimental study of sulfur and NO_x fluxes over grassland. *Bound. Layer Met.*, **34**, 103-121.
- Jaeger, L., B. A. Hutchison and B. B. Hicks, 1985 : The forest-atmosphere interaction. D. Reidel Publ. Co., 71-90, 684 pp.
- Kinoshita, N. and H. Niino, 1990 : On the depth of the surface layer in the turbulent Ekman layer. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **68**, 747-751.
- Kondo, J., 1971 : Relationship between the roughness coefficient and other aerodynamic parameters. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **49**, 121-124.
- Kondo, J., 1975 : Air-sea bulk transfer coefficient in diabatic conditions. *Bound. Layer Met.*, **9**, 91-112.
- Kondo, J. and S. Akashi, 1976 : Numerical studies on the two-dimensional flow in horizontally homogeneous canopy layers. *Bound. Layer Met.*, **10**, 255-272.
- Kondo, J. and H. Yamazawa, 1986 : Bulk transfer coefficient over a snow surface. *Bound. Layer Met.*, **34**, 123-135.

- Kondo, J. and A. Kawanaka, 1986 : Numerical study on the bulk heat transfer coefficient for a variety of vegetation types and densities. *Bound. Layer Met.*, **37**, 285-296.
- Koprov, B. M. and D. Yu. Sokolov, 1973 : Spatial correlation functions of velocity and temperature components in the surface layer of the atmosphere. *Izv. Atmos. Oceanic Phys.*, **9**, 178-182.
- Kustas, W. P. and W. Brutsaert, 1986 : Wind profile constants in a neutral atmospheric boundary layer over complex terrain. *Bound. Layer Met.*, **34**, 35-54.
- Lettau, H., 1969 : Note on aerodynamic roughness-parameter estimation on the basis of roughness-element description. *J. Appl. Meteorol.*, **8**, 828-832.
- Monteith, J. L., 1975 : Vegetation and the atmosphere. Academic Press, London, 278 pp.
- Oak, T. R., 1987 : Boundary layer climates. —2nd ed., Methuen, London, 416 pp.
- Owen, P. R. and W. R. Thomson, 1963 : Heat transfer across rough surfaces. *J. Fluid Mech.*, **15**, 321-334.
- Parlange, M. B. and W. Brutsaert, 1989 : Regional roughness of the landes forest and surface shear stress under neutral conditions. *Bound. Layer Met.*, **48**, 69-81.
- Penman, H. L., 1948 : Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. R. Soc. A.*, **193**, 120-145.
- Raupach, M. R., A. S. Thom and I. Edwards, 1980 : A wind-tunnel study of turbulent flow close to regularly arrayed rough surfaces. *Bound. Layer Met.*, **18**, 373-397.
- Stanhill, G., 1969 : A simple instrument for the field measurement of turbulent diffusion flux. *J. Appl. Meteorol.*, **8**, 509-513.
- Stull, R. B., 1988 : An introduction to boundary layer meteorology. K. Academic Publishers, 666 pp.
- Thom, A. S., 1971 : Momentum absorption by vegetation. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **97**, 414-428.
- Thompson, O. E. and R. T. Pinker, 1975 : Wind and temperature profile characteristics in a tropical evergreen forest in Thailand. *Tellus*, **27**, 562-573.
- Thompson, R. S., 1978 : Note on the aerodynamic length for complex terrain. *J. Appl. Meteorol.*, **17**, 1402-1403.
- Toya, T. and N. Yasuda, 1988 : Parameterization of evaporation from a non-saturated bare surface for application in numerical prediction models. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **66**, 729-739
- Toya, T., M. Mikami and N. Yasuda, 1990 : A determination of the Dalton and Stanton number over a saturated barley field. *Bound. Layer Met.*, **52**, 377-395.
- Yasuda, N. and T. Toya, 1981 : Evaporation from non-saturated surface and surface moisture availability. *Pap. Met. Geophys.*, **32**, 89-98.
- Yasuda, N., J. Kondo, T. Sato, 1986 : Drainage flow observed in a V-shaped valley. *J. Meteorol. Soc. Japan*. **64**, 283-301.

Appendix 1 : 1985 年度観測

飽和草地上における各種フラックスの測定とバルク係数の決定を目的として、以下に示す4つのカテゴリーの観測が行なわれた。観測地点は、八郎潟干拓地の西部に位置する秋田県立農業短期大学実験圃場の大麦畑である。観測時間は、1985年12月5日7時30分より14時30分である。観測地点の概要については、本文を参照のこと。

(1) 平均プロファイル観測

高さ2mの観測塔を用いて、気温・湿度・風速の鉛直プロファイル観測を実施した(本文図1-4参照)。

気温は、白金抵抗測温体を感部とする通風式乾球温度計を用いて、地表面から21.5, 44.5, 83.5, 185.0 cmの4高度で測定を行なった。

湿度(絶対湿度)は、白金抵抗測温体を感部とする通風式湿球温度計を用いて、乾球・湿球温度より求められた。通風式湿球温度計の測定高度は、乾球温度計と同じ高さである。

風速は、三杯式微風速計(牧野応用測器 AF 750)を地表面から18.5, 30.0, 49.5, 92.0, 195.5 cmの5高度に設置し、測定が行なわれた。

測定されたデータは、10秒毎にスキャナからデータロガーに転送され、十分間平均値の生データとして記録した。解析には、生データから計算した30分平均値を用いた。観測期間を通じ全部で14個の30分平均値のデータが得られた。表A.1-1は、乾球・湿球温度の30分平均プロファイルデータである。データの単位は°Cで、 $T_{dry\ 1} \sim T_{dry\ 4}$ はそれぞれ高さ185 cmから21.5 cmの乾球温度を示し、 $T_{wet\ 1} \sim T_{wet\ 4}$ は高さ185 cmから21.5 cmの湿球温度を示す。また、表中のSur. Tは、放射温度計による地表面放射温度を示す。表A.1-2は、風速の30分平均プロファイルデータで、データの単位はm/s、 $U_1 \sim U_5$ はそれぞれ高さ195.5 cmから18.5 cmの5高度における風速を示す。

(2) 地上気象要素の観測

地上気象要素として、地表面放射温度と正味放射量の測定を実施した。また、気温・湿度のプロファイル観測のチェックを目的として、補助的に電動式通風乾湿計(吉野計器 SY-1型)による乾球・湿球温度の測定も実施した。

地表面放射温度の測定は、赤外放射温度計(松下通信 ER-2007)を高さ2m観測塔の上部に下向きに固定して行なった。

正味放射量の測定は、フンク式正味放射計(英弘精機 CN-11)を高さ1mの三脚に固定し、観測塔より2m離れた地点で行なった。

表A.1-1 八郎瀧大麦畑上における乾球・湿球温度の30分平均プロファイルデータ。
データの単位は°C, Timeの0730は7時30分を示す。

Hachirogata Barly Field
Dry and Wet Bulb Temperatures Profile Data
Date : 1985/12/5

RUN	Time	Tdry 1	Tdry 2	Tdry 3	Tdry 4	Sur. T	Twet 1	Twet 2	Twet 3	Twet 4
1	0730-0800	3.37	3.25	3.06	2.91	1.49	0.96	0.93	1.12	0.86
2	0800-0830	3.36	3.27	3.12	3.01	2.06	1.06	1.06	1.27	1.03
3	0830-0900	3.58	3.55	3.46	3.40	2.60	1.29	1.34	1.60	1.39
4	0900-0930	3.66	3.65	3.56	3.51	2.71	1.40	1.45	1.70	1.50
5	0930-1000	3.80	3.85	3.80	3.81	3.13	1.62	1.83	2.01	1.86
6	1000-1030	3.81	3.85	3.82	3.82	3.32	1.66	1.75	2.03	1.88
7	1030-1100	4.39	4.49	4.50	4.55	4.07	1.96	2.11	2.46	2.35
8	1100-1130	4.23	4.27	4.24	4.26	4.07	1.85	1.96	2.27	2.13
9	1130-1200	4.26	4.31	4.27	4.28	4.05	1.87	1.97	2.26	2.10
10	1200-1230	4.08	4.15	4.14	4.18	4.14	1.94	2.04	2.33	2.19
11	1230-1300	3.80	3.83	3.79	3.81	3.76	1.66	1.74	2.00	1.83
12	1300-1330	3.63	3.65	3.60	3.60	3.49	1.56	1.62	1.87	1.70
13	1330-1400	3.48	3.51	3.45	3.45	2.92	1.30	1.37	1.62	1.43
14	1400-1430	3.49	3.53	3.47	3.52	2.30	1.28	1.37	1.61	1.46

表A.1-2 八郎瀧大麦畑上における風速の30分平均プロファイルデータ。データの単位はm/s。

Hachirogata Barly Field
Wind Speed Profile Data
Date : 1985/12/5

RUN	Time	U1	U2	U3	U4	U5
1	0730-0800	3.94	3.16	2.46	1.92	1.56
2	0800-0830	3.98	3.24	2.52	1.96	1.58
3	0830-0900	3.22	2.62	2.04	1.58	1.26
4	0900-0930	3.54	2.86	2.22	1.74	1.40
5	0930-1000	3.50	2.82	2.20	1.70	1.36
6	1000-1030	3.44	2.78	2.16	1.70	1.40
7	1030-1100	3.82	3.12	2.44	1.90	1.52
8	1100-1130	4.24	3.50	2.74	2.14	1.74
9	1130-1200	5.20	4.20	3.28	2.62	2.08
10	1200-1230	5.30	4.28	3.36	2.60	2.14
11	1230-1300	5.08	4.12	3.22	2.54	2.06
12	1300-1330	4.84	3.94	3.10	2.42	2.02
13	1330-1400	5.20	4.18	3.24	2.54	2.06
14	1400-1430	4.38	3.52	2.74	2.14	1.74

表A.1-3 八郎瀧大麦畑上における30分平均の正味放射量データ。単位はW/m²。

Hachirogata Barly Field

Net Radiation Data

Date : 1985/12/5

RUN	Time	Rnet
2	0800-0830	35.1
3	0830-0900	51.5
4	0900-0930	68.6
5	0930-1000	76.6
6	1000-1030	112.6
7	1030-1100	124.1
8	1100-1130	112.2
9	1130-1200	122.9
10	1200-1230	122.4
11	1230-1300	95.1
12	1300-1330	79.0
13	1330-1400	82.9

地表面放射温度と正味放射量の出力信号は、プロフィールデータと同様にデータロガーに収録し、30分平均値を求めた。

表A.1-3は、正味放射計による30分平均正味放射量で、データの単位はW/m²である。なお、正味放射量データだけは正味放射計の校正を行なわなかったため、出力信号から物理量への変換にはメーカー検定値 ($7.0 \times 10^{-3} \text{mV/kWm}^{-2}$) をそのまま用いている。

(3)乱流変動量の観測

渦相関法による運動量、潜熱、顕熱の乱流フラックス輸送量の直接測定のため、風向・風速、気温、湿度の乱流変動量の観測を実施した。

風向・風速、気温の測定は、3次元超音波風速温度計（海上電気 DAT-310）を高さ1.5mの三脚に固定して行なった。また、湿度の測定には、ライマンアルファ湿度計（ERC Model BLR）を同じく三脚に固定して行なった。両センサー間の距離はおおよそ40cmである。

乱流データのアナログ出力値は磁気テープに記録され、解析にはアナログ信号を10Hzでデジタル化したものを用いた。観測データの収録は、10時30分より12時00分と12時30分より14時00分にかけて行なわれ、プロフィール観測の結果と比較するため30分平均のフラックス量を計算した。

表A.1-4は、渦相関法によって求められた顕熱・潜熱フラックス量ならびに平均風速と風向である。単位は、顕熱と潜熱がW/m²、風速がm/sそして風向がdegreesである。表のRUN No.

表A.1-4 渦相関法により求められた八郎瀧大麦畑上における潜熱、顕熱フラックス、
ならびに超音波風速温度計による30分平均風速と風向。表中、フラックスの
単位はW/m²、風速はm/s、風向は°を示す。

Hachirogata Barly Field
Flux Calculation by Eddy Correlation Method
Date : 1985/12/5

RUN No.	Time	顕熱	潜熱	平均風速	平均風向	ボーエン比
7	10:30-11:00	5.5	34.6	3.4	278	0.16
8	11:00-11:30	2.0	30.4	4.0	280	0.07
9	11:30-12:00	3.1	35.1	4.7	283	0.09
11	12:30-13:00	1.4	36.0	4.9	303	0.04
12	13:00-13:30	0.1	32.3	4.5	301	0.00
13	13:30-14:00	3.6	40.9	4.8	303	0.09

表A.1-5 八郎瀧大麦畑で得られた地表面付近の土壌水分量。重量の単位はgを示す。

Hachirogata Barly Field
Soil Water Measurement by Oven-Dry Method
Date : 1985/12/5

CUP No.	DATE	TIME	深さ	重量	乾燥重量	CUP重量	液相重量	含水率(%)	含水比(%)
1	12/5	10:40	-2cm	37.40	24.17	10.69	13.23	49.5	98.2
2	12/5	10:40	-2cm	43.23	28.83	10.86	14.40	44.5	80.1
3	12/5	10:40	-2cm	32.24	22.25	11.09	9.99	47.2	89.5
4	12/5	13:30	-2cm	39.12	25.15	11.12	13.97	49.9	99.6
5	12/5	13:30	-2cm	26.84	19.13	11.03	7.71	48.8	95.2
6	12/5	13:30	-2cm	22.10	17.42	11.11	4.68	42.6	74.2
A1+B1+B2	12/5	10:40	-2cm	241.17	172.02	99.48	69.15	48.8	95.3
A2+B3+B4	12/5	13:30	-2cm	239.50	174.17	99.35	65.33	46.6	87.3
A3+B5+B6	12/5	14:10	-2cm	236.97	164.76	99.26	72.21	52.4	110.2

は、プロフィールデータに対応している。

(4) 土壌水分の測定

地表面のウェットネスを調べるため、土壌カップを用いた土壌水分量の直接測定を行なった。測定は、12月45日の10時40分、13時30分ならびに14時10分の3回実施し、それぞれ観測塔の周辺3ヶ所で深さ2cmにおける土壌を土壌カップで採取した。土壌水分量は、オープンを用いた乾熱法で求めた。表A.1-5は、上記方法により得られた結果である。表中の各重量の単位はgで、重量は固相+液相+カップの重さを、乾燥重量は固相+カップの重さを示す。

Appendix 2 : 1986 年度観測

複雑地形上の粗度パラメーターと地形因子との関係を調べるため、1986年10月21日から24日にかけて埼玉県内の国営武蔵丘陵森林公園において野外観測を実施した。武蔵丘陵は、関東平野の北部に位置する丘陵地帯で、観測地点となった森林公園は、この丘陵地帯の中央に位置し、約300haの面積を占めている。観測地点周辺の平均標高は44.1mで、地形の起伏の標準偏差は約16mである。観測は、以下に示す4つのカテゴリーについて行なわれた。

(1) 境界層下部のプロファイル観測

境界層下部のプロファイル観測のために、繫留気球観測とパイバル観測を実施した。観測地点は、森林公園内の広さ約4haの運動広場で標高は60mである。繫留気球観測は、10月21日の13時30分から16時00分にかけて5回、10月24日の10時25分から16時00分にかけて6回実施した。測定項目は、気温・湿度・風向風速・気圧で、精度の良い鉛直プロファイルデータを得るために、地上から1m、10m、15m、20m、30m、50m、100m、200mの8高度で2分間ずつ気球を静止させ、4秒毎に得られる生データを約30回収録し、その平均値を求めた。さらに、上昇時と下降時の各高度での平均値の単純平均を求めて鉛直プロファイルデータとした。表A.2-1は、こうして得られた風向、風速、気圧、気温、湿度のプロファイルデータである。表中のHeightは観測地点からの高さ、Height above M.L.は周辺の平均標高からの高さを示す。

繫留気球観測は、地上の風速が8m/s以上の気象条件では実施できない。1986年10月23日は、地上風速が強く繫留気球観測が行なえなかったため、パイバル観測を実施した。観測時間は、15時30分から16時20分にかけてで、10分毎に経緯儀を用いて風向、風速を求めた。表A.2-2に得られた結果を示す。表中のW.Speedは風速を示し、単位はm/sである。またDirectionは風向を示し、単位はdegreesである。

(2) キャンピ層表面の放射温度測定

森林公園のパンザマスト上で、赤外放射温度計（松下通信 ER-2007）によるキャンピ層表面の放射温度測定を実施した。測定は、10月22日9時46分より27日の12時49分にかけて行なわれ、打点式記録計に記録された。また、10月21日と23日には、ヘリコプターを利用して森林公園の上空約30mからスキャンした地表面放射温度の測定も試みた。用いた測器と記録計は、パンザマストの場合と同様である。

(3) キャンピ層内部の気温と湿度のプロファイル観測

繫留気球観測を実施した運動広場より約400mほど南西に位置する松林内において、キャン

表A.2-1 (56頁まで続く) 繫留気球観測により得られた森林公園における風向・風速、気圧、気温、絶対湿度の鉛直プロファイルデータ。表中のHeightは、測定地点からの高度、Height above M.L.は、測定地点を中心とする10km四方の領域の平均標高からの高度を示す。

Musaahi Hill Forest Park Observation

KYTOON DATA

Date: 1986/10/21, 10/24

No. of RUN	Month. day	Time
1	10.21	13:28

Level	Height (m)	Height above M.L. (m)	W. Direction (deg)	W.Speed (m/sec)	Pressure (mb)	Temperature (deg)	a (g/m ³)
1	1.0	16.9	327	1.2	1014.4	16.7	6.37
2	13.1	29.0	150	1.6	1013.0	16.4	6.02
3	18.4	34.3	139	1.3	1012.4	16.4	6.00
4	23.8	39.7	140	1.7	1011.8	16.3	5.94
5	34.5	50.4	138	2.3	1010.6	16.1	5.82
6	54.5	70.4	137	1.8	1008.2	15.9	5.86
7	105.0	120.9	154	2.4	1002.1	15.3	5.58
8	204.0	219.9	154	1.4	990.3	14.3	5.37

No. of RUN	Month. day	Time
2	10.21	14:10

Level	Height (m)	Height above M.L. (m)	W. Direction (deg)	W.Speed (m/sec)	Pressure (mb)	Temperature (deg)	a (g/m ³)
1	1.0	16.9	331	1.0	1013.9	17.4	6.55
2	13.1	29.0	104	1.6	1012.6	16.8	6.08
3	18.5	34.4	92	1.5	1012.1	16.9	6.22
4	23.8	39.7	103	2.1	1011.4	16.7	6.04
5	34.0	49.9	106	2.2	1010.2	16.5	6.03
6	54.5	70.4	84	2.7	1007.8	16.3	5.97
7	104.5	120.4	101	3.0	1001.8	15.6	5.78
8	202.5	218.4	88	2.2	990.1	14.7	5.55

No. of RUN	Month. day	Time
3	10.21	14:54

Level	Height (m)	Height above M.L. (m)	W. Direction (deg)	W.Speed (m/sec)	Pressure (mb)	Temperature (deg)	a (g/m ³)
1	1.0	16.9	331	0.8	1013.8	16.7	7.12
2	13.3	29.2	46	1.3	1012.5	16.9	6.59
3	18.4	34.3	41	1.4	1012.0	16.9	6.59
4	23.8	39.7	56	1.8	1011.3	16.8	6.50
5	34.1	50.0	43	1.9	1010.1	16.8	6.42
6	54.5	70.4	46	2.8	1007.7	16.5	6.28
7	103.0	118.9	51	3.1	1001.5	16.0	6.03
8	201.0	216.9	65	3.1	989.9	15.1	5.78

No. of RUN	Month. day	Time
4	10.21	15:20

Level	Height (m)	Height above M.L. (m)	W. Direction (deg)	W.Speed (m/sec)	Pressure (mb)	Temperature (deg)	a (g/m ³)
1	1.0	16.9	327	0.3	1013.5	15.9	7.98
2	13.4	29.3	8	0.9	1012.2	16.6	7.29
3	18.5	34.4	28	0.9	1011.6	16.5	7.22
4	23.7	39.6	28	1.4	1011.0	16.7	7.17
5	33.9	49.8	40	2.0	1009.8	16.5	7.02
6	54.5	70.4	39	2.5	1007.5	16.3	6.85
7	101.5	117.4	32	3.5	1001.4	15.9	6.59
8	200.5	216.4	40	3.7	989.7	15.0	6.17

No. of RUN	Month. day	Time
5	10.21	15:44

Level	Height (m)	Height above M.L. (m)	W. Direction (deg)	W.Speed (m/sec)	Pressure (mb)	Temperature (deg)	a (g/m ³)
1	1.0	16.9	330	0.2	1013.3	14.9	8.28
2	13.4	29.3	354	0.7	1011.9	15.7	7.59
3	18.4	34.3	15	1.1	1011.3	15.9	7.58
4	23.8	39.7	23	1.7	1010.6	16.1	7.49
5	34.0	49.9	26	2.3	1009.4	16.1	7.36
6	54.5	70.4	28	3.1	1007.1	16.0	7.21
7	100.5	116.4	25	4.4	1001.2	15.8	6.84
8	200.0	215.9	22	4.2	989.4	15.0	6.56

No. of RUN	Month. day	Time
6	10.24	10:25

Level	Height (m)	Height above M.L. (m)	W. Direction (deg)	W.Speed (m/sec)	Pressure (mb)	Temperature (deg)	a (g/m ³)
1	1.0	16.9	320	0.6	1020.0	13.1	5.80
2	11.6	27.5	12	1.8	1018.8	12.6	5.51
3	16.6	32.5	346	1.8	1018.3	12.2	5.36
4	22.9	38.8	5	1.4	1017.6	12.4	5.51
5	32.3	48.2	332	2.1	1016.4	11.9	5.28
6	53.2	69.1	339	1.7	1014.0	11.6	5.14
7	100.5	116.4	346	2.1	1007.9	11.3	5.16
8	201.0	216.9	342	2.6	995.7	10.2	4.85

No. of RUN	Month. day	Time
7	10.24	10:54

Level	Height (m)	Height above M.L. (m)	W. Direction (deg)	W.Speed (m/sec)	Pressure (mb)	Temperature (deg)	a (g/m ³)
1	1.0	16.9	323	0.7	1019.7	13.4	5.94
2	10.0	25.9	23	1.6	1018.7	13.4	5.68
3	15.1	31.0	12	1.3	1018.2	13.0	5.57
4	22.0	37.9	39	1.4	1017.4	12.9	5.54
5	31.1	47.0	355	1.4	1016.3	12.6	5.39
6	51.6	67.5	343	1.8	1013.9	12.2	5.29
7	101.5	117.4	350	2.0	1007.6	11.7	5.23
8	202.5	218.4	350	2.2	995.3	10.7	5.02

No. of RUN	Month. day	Time
8	10.24	11:25

Level	Height (m)	Height above M.L. (m)	W. Direction (deg)	W.Speed (m/sec)	Pressure (mb)	Temperature (deg)	a (g/m ³)
1	1.0	16.9	324	0.8	1019.2	13.9	5.03
2	10.0	25.9	78	1.4	1018.3	13.6	5.68
3	15.4	31.3	96	1.4	1017.7	13.5	5.71
4	21.8	37.7	108	1.5	1017.0	13.2	5.55
5	31.0	46.9	80	1.2	1015.9	13.2	5.60
6	51.4	67.3	324	1.3	1013.5	12.9	5.50
7	104.0	119.9	336	1.9	1007.1	12.2	5.28
8	204.0	219.9	2	1.7	994.9	11.3	5.19

No. of RUN	Month. day	Time
9	10.24	12:00

Level	Height (m)	Height above M.L. (m)	W. Direction (deg)	W.Speed (m/sec)	Pressure (mb)	Temperature (deg)	a (g/m ³)
1	1.0	16.9	324	0.9	1018.6	14.2	6.11
2	10.0	25.9	167	1.3	1017.6	13.8	5.76
3	15.3	31.2	158	1.2	1017.0	13.7	5.75
4	21.4	37.3	195	1.1	1016.3	13.6	5.67
5	30.5	46.4	236	0.5	1015.2	13.5	5.73
6	50.9	66.8	278	0.8	1012.7	13.//	5.63
7	105.0	120.9	338	1.8	1006.3	12.6	5.42
8	202.0	217.9	10	1.4	994.2	11.6	5.29

No. of RUN	Month. day	Time
10	10.24	12:37

Level	Height (m)	Height above M.L. (m)	W. Direction (deg)	W.Speed (m/sec)	Pressure (mb)	Temperature (deg)	a (g/m ³)
1	1.0	16.9	320	0.5	1018.2	14.3	6.53
2	10.1	26.0	299	0.6	1017.2	13.8	6.03
3	15.2	31.1	313	0.9	1016.5	13.7	5.87
4	21.3	37.2	321	0.7	1015.7	13.7	5.87
5	30.0	45.9	275	0.2	1014.6	13.6	5.78
6	50.5	66.4	313	0.8	1012.0	13.4	5.73
7	105.0	120.9	358	1.2	1005.6	12.9	5.56
8	200.0	215.9	23	1.1	993.5	11.9	5.39

No. of RUN	Month. day	Time
11	10.24	13:03

Level	Height (m)	Height above M.L. (m)	W. Direction (deg)	W.Speed (m/sec)	Pressure (mb)	Temperature (deg)	a (g/m ³)
1	1.0	16.9	310	0.4	1018.0	14.4	6.54
2	10.1	26.0	316	0.6	1017.0	13.9	6.05
3	15.1	31.0	311	1.3	1016.3	13.8	5.83
4	21.3	37.2	316	1.3	1015.5	13.8	5.80
5	30.2	46.1	338	0.5	1014.2	13.7	5.66
6	50.5	66.4	351	0.9	1011.7	13.5	5.58
7	105.0	120.9	0	1.1	1005.4	12.9	5.45
8	205.0	220.9	359	1.0	993.4	11.9	5.26

No. of RUN	Month. day	Time
12	10.24	13:28

Level	Height (m)	Height above M.L. (m)	W. Direction (deg)	W.Speed (m/sec)	Pressure (mb)	Temperature (deg)	a (g/m ³)
1	1.0	16.9	311	0.6	1017.6	14.6	6.13
2	10.0	25.9	325	0.7	1016.5	14.2	6.03
3	15.1	31.0	312	1.0	1015.9	14.0	5.74
4	21.3	37.2	340	1.6	1015.1	13.8	5.52
5	30.2	46.1	356	1.3	1013.9	13.7	5.52
6	50.3	66.2	355	1.5	1011.4	13.5	5.34
7	104.5	120.4	340	1.3	1005.3	13.0	5.31
8	205.0	220.9	324	0.8	993.3	12.0	5.13

No. of RUN	Month. day	Time
13	10.24	13:57

Level	Height (m)	Height above M.L. (m)	W. Direction (deg)	W.Speed (m/sec)	Pressure (mb)	Temperature (deg)	a (g/m ³)
1	1.0	16.9	318	0.8	1017.2	14.5	6.07
2	10.0	25.9	64	0.6	1016.2	14.2	6.00
3	15.2	31.1	40	0.3	1015.6	14.1	5.86
4	21.3	37.2	21	0.7	1014.9	14.0	5.75
5	30.3	46.2	7	0.9	1013.9	13.8	5.82
6	50.3	66.2	7	1.1	1011.4	13.6	5.74
7	102.0	117.9	352	1.2	1005.3	13.1	5.67
8	200.0	215.9	342	1.0	993.3	12.1	5.48

No. of RUN	Month. day	Time
14	10.24	14:23

Level	Height (m)	Height above M.L. (m)	W. Direction (deg)	W.Speed (m/sec)	Pressure (mb)	Temperature (deg)	a (g/m ³)
1	1.0	16.9	320	0.6	1017.5	14.3	7.14
2	10.0	25.9	78	0.5	1016.5	14.1	6.42
3	15.2	31.1	99	0.1	1015.7	14.2	6.43
4	21.3	37.2	20	0.3	1015.0	14.1	6.30
5	30.5	46.4	7	0.5	1014.0	13.9	6.34
6	50.3	66.2	5	0.8	1011.5	13.8	6.25
7	100.0	115.9	3	1.2	1005.2	13.3	6.04
8	200.0	215.9	354	1.2	993.3	12.3	5.84

No. of RUN	Month. day	Time
15	10.24	14:53

Level	Height (m)	Height above M.L. (m)	W. Direction (deg)	W.Speed (m/sec)	Pressure (mb)	Temperature (deg)	a (g/m ³)
1	1.0	16.9	314	0.1	1017.5	14.1	8.50
2	10.1	26.0	333	0.1	1016.5	13.8	7.68
3	15.1	31.0	341	0.1	1015.8	13.9	7.46
4	21.3	37.2	3	0.7	1014.9	14.0	6.76
5	30.7	46.6	356	0.8	1013.7	13.9	6.76
6	50.4	66.3	352	1.1	1011.3	13.8	6.59
7	102.0	117.9	350	1.3	5.0	13.3	6.40
8	205.0	220.9	348	1.4	993.0	12.3	6.17

No. of RUN	Month. day	Time
16	10.24	15:23

Level	Height (m)	Height above M.L. (m)	W. Direction (deg)	W.Speed (m/sec)	Pressure (mb)	Temperature (deg)	a (g/m ³)
1	1.0	16.9	324	0.1	1017.3	13.0	8.46
2	9.9	25.8	292	0.2	1016.1	12.8	8.07
3	15.1	31.0	336	0.3	1015.5	13.1	7.91
4	21.3	37.2	344	0.9	1014.6	13.8	7.08
5	30.6	46.5	336	1.0	1013.3	13.9	6.98
6	50.7	66.6	337	1.4	1010.9	13.8	6.81
7	104.5	120.4	334	1.4	1004.7	13.3	6.76
8	205.0	220.9	344	1.5	992.6	12.4	6.50

ピー内の温度、湿度プロファイル観測を実施した。温度と湿度は、電動式通風乾湿計（吉野計器 SY-1 型）の水銀温度計を小型の白金抵抗測温体に交換したものをを用いて測定し、連続データを打点式記録計に記録した。測定は、松林内にアルミ製の二段式はしごを固定し、地上より 3.5 m, 6.9 m, 12.65 m の高さに通風乾湿計を固定して行なった。測定を行なった松林の平均樹高は、約 13 m である。表 A. 2-3 に上記の方法により得られた結果を示す。表中のデータの単位は°Cである。

(4) 土壌水分の測定

森林公園内の地表面のウェットネスを調べるため、土壌カップを用いた土壌水分量の測定を行なった。測定地点は、放射温度を測定した雑木林 (B1 点)、キャノピー内プロファイル測定を行なった松林 (B3 点) ならびに繫留気球観測を実施した運動広場に隣接する雑木林 (A 点) の 3ヶ所である。土壌カップによるサンプルの採土は、10 月 23 日の 11 時と 15 時に行ない、各地点毎に 3ヶ所で深さ 2 cm における土壌を採取し、オープンを用いた乾熱法により土壌水分を求めた。表 A. 2-4 は、上記方法により得られた結果である。表中の各重量の単位は g で、重量は固相+液相+カップの重さを、乾燥重量は固相+カップの重さを示す。

表A.2-2 パイバル観測により得られた森林公園における風速と風向の鉛直プロファイルデータ。データの単位は、風速がm/s, 風向が°を示す。表中、P-1~P-6とあるのはラン番号, 15:31とあるのは15時31分を示す。

Pilot Balloon Observation
Forest Park 1986.10.23

P-1 15:31

Level	Height(m)	Height above M.L.	W. Speed	Direction
1	42	57.9	5.5	16
2	129	144.9	11.3	286
3	208	223.9	10.8	279
4	284	299.9	9.9	279
5	349	364.9	11.8	289
6	389	404.9	11.9	291
7	423	438.9	11.9	294
8	476	491.9	15.9	291

P-2 15:40

Level	Height(m)	Height above M.L.	W. Speed	Direction
1	33	48.9	4.4	39
2	114	129.9	10.7	292
3	190	205.9	13.9	290
4	246	261.9	13.5	288
5	303	318.9	14.3	289
6	358	373.9	13.5	292
7	411	426.9	16.9	294
8	464	479.9	12.2	295

P-3 15:50

Level	Height(m)	Height above M.L.	W. Speed	Direction
1	36	51.9	5.1	47
2	101	116.9	9	299
3	151	166.9	10.7	291
4	197	212.9	11.9	291
5	251	266.9	13.1	292
6	302	317.9	11.9	291
7	347	362.9	11.4	291
8	390	405.9	10.2	292

P-4 16:00

Level	Height(m)	Height above M.L.	W. Speed	Direction
1	27	42.9	4.8	306
2	96	111.9	7.3	296
3	172	187.9	11.2	290
4	226	241.9	12.5	294
5	266	281.9	11.8	298
6	304	319.9	12	298
7	349	364.9	13.4	299
8	399	414.9	12.8	299

P-5 16:10

Level	Height(m)	Height above M.L.	W. Speed	Direction
1	32	47.9	5.3	29
2	98	113.9	8.2	304
3	155	170.9	11.1	298
4	201	216.9	10.8	298
5	248	263.9	11.8	299
6	299	314.9	12	299
7	355	370.9	13.9	297
8	406	421.9	11.1	296

P-6 16:20

Level	Height(m)	Height above M.L.	W. Speed	Direction
1	27	42.9	5.3	31
2	79	94.9	7.7	303
3	134	149.9	9.37	304
4	191	206.9	10.1	296
5	236	251.9	11.6	295
6	270	285.9	10.5	295
7	305	320.9	11.8	297
8	347	362.9	11.1	297

表A.2-3 (次頁まで続く) 森林公園内のキャノピー層内の乾球・湿球温度プロファイルデータ。表中の1ch, 3ch, 5chは、各々地上12.65m, 6.9m, 3.5mにおける乾球温度, 2ch, 4ch, 6chは、各々地上12.65m, 6.9m, 3.5mにおける湿球温度を示す(単位は°C)。

Musashi Hill Forest Park
 Canopy Temperature, Humidity Profile Data
 Date: 1986/10/21-24

測定項目及び高度

CH	項目	高度
1	Tdry	12.65m
2	Twet	12.65m
3	Tdry	6.9m
4	Twet	6.9m
5	Tdry	3.5m
6	Twet	3.5m

年月日	時分	1ch	2ch	3ch	4ch	5ch	6ch
1986/10/21	13:30	16.85	12.05	16.65	10.55	16.60	10.50
1986/10/21	14:00	17.10	12.25	16.87	10.75	16.83	10.68
1986/10/21	14:30	16.98	12.32	16.83	10.92	16.83	10.93
1986/10/21	15:00	16.73	12.23	16.53	10.95	16.53	10.95
1986/10/21	15:30	15.98	11.93	15.90	10.73	15.90	10.73
1986/10/21	16:00	15.10	11.35	15.02	10.30	14.93	10.33
1986/10/21	16:30	14.30	10.87	14.00	9.88	13.70	9.92
1986/10/21	17:00	13.77	10.43	13.20	9.52	12.68	9.48
1986/10/21	17:30	12.90	10.07	12.63	9.25	12.20	9.15
1986/10/21	18:00	12.38	9.90	12.31	9.18	11.90	9.03
1986/10/21	18:30	11.33	9.73	11.47	9.25	11.47	9.15
1986/10/21	19:00	11.07	9.42	11.03	9.10	11.00	8.97
1986/10/21	19:30	10.58	9.10	10.47	8.77	10.38	8.68
1986/10/21	20:00	10.23	8.93	10.10	8.57	9.97	8.50
1986/10/21	20:30	10.17	8.75	10.07	8.40	10.07	8.29
1986/10/21	21:00	10.10	8.73	9.97	8.41	9.87	8.40
1986/10/21	21:30	10.20	8.80	10.17	8.45	9.97	8.40
1986/10/21	22:00	10.08	8.80	9.73	8.47	9.50	8.37
1986/10/21	22:30	9.78	8.70	9.48	8.43	9.37	8.43
1986/10/21	23:00	9.63	8.55	9.39	8.43	9.39	8.43
1986/10/21	23:30	9.30	8.47	9.18	8.35	9.17	8.35
1986/10/22	0:00	9.17	8.30	8.99	8.18	8.95	8.13
1986/10/22	0:30	9.20	8.50	8.92	8.20	8.83	8.07
1986/10/22	1:00	9.27	8.47	9.05	8.25	9.03	8.13
1986/10/22	1:30	8.78	8.25	8.77	8.10	8.77	8.00
1986/10/22	2:00	9.07	8.13	9.03	8.01	9.03	7.91
1986/10/22	2:30	9.03	8.09	8.90	8.00	8.87	7.87
1986/10/22	3:00	9.22	8.18	9.07	8.08	9.07	7.97
1986/10/22	3:30	9.87	8.63	9.67	8.40	9.55	8.20
1986/10/22	4:00	9.99	8.70	9.88	8.43	9.87	8.33

1986/10/22	4:30	10.47	8.97	10.30	8.68	10.27	8.68
1986/10/22	5:00	10.67	9.03	10.43	8.70	10.27	8.73
1986/10/22	5:30	10.57	9.15	10.50	8.83	10.50	8.87
1986/10/22	6:00	10.63	9.17	10.63	9.00	10.63	9.00
1986/10/22	6:30	10.70	9.30	10.70	9.08	10.70	9.08
1986/10/22	7:00	10.75	9.60	10.60	9.50	10.60	9.50
1986/10/22	7:30	11.01	9.95	11.01	9.87	11.01	9.87
1986/10/22	8:00	11.10	10.10	11.10	10.00	11.10	9.90
1986/10/22	8:30	11.67	10.53	11.67	10.20	11.67	10.20
1986/10/22	9:00	11.43	11.00	11.43	10.95	11.43	10.95
1986/10/22	9:30	12.20	11.73	12.20	11.73	12.20	11.73
1986/10/22	10:00	14.23	13.27	14.23	13.27	14.23	13.27
1986/10/22	10:30	15.53	14.00	15.33	13.77	15.13	13.77
1986/10/22	11:00	17.40	14.20	16.87	14.37	16.30	14.27
1986/10/22	11:30	20.00	16.05	19.62	15.27	19.13	15.27
1986/10/22	12:00	21.10	16.27	28.50	15.20	20.37	15.17
1986/10/22	12:30	20.77	15.67	20.30	14.60	20.28	14.57
1986/10/22	13:00	19.62	14.53	19.53	13.38	19.53	13.38
1986/10/22	13:30	18.28	13.30	18.18	12.13	18.18	12.20
1986/10/22	14:00	18.57	13.28	18.31	12.07	18.25	12.08
1986/10/22	14:30	18.60	13.11	18.37	11.87	18.35	11.97
1986/10/22	15:00	18.20	13.01	17.95	11.72	17.95	11.87
1986/10/22	15:30	17.60	12.67	17.38	11.40	17.38	11.52
1986/10/22	16:00	16.58	12.13	16.45	11.10	16.45	11.12
1986/10/22	16:30	15.37	11.32	15.33	10.30	15.33	10.30
1986/10/22	17:00	14.53	10.92	14.53	10.03	14.53	10.03
1986/10/22	17:30	13.65	10.25	13.65	9.52	13.78	9.52
1986/10/22	18:00	12.88	9.80	12.88	9.00	12.88	9.00
1986/10/22	18:30	12.35	9.33	12.35	8.67	12.35	8.67
1986/10/22	19:00	12.10	8.87	12.10	8.17	12.10	8.17
1986/10/22	19:30	11.65	8.63	11.65	7.83	11.65	7.83
1986/10/22	20:00	11.17	8.18	11.17	7.65	11.17	7.65
1986/10/22	20:30	11.11	8.00	11.11	7.18	11.11	7.18
1986/10/22	21:00	10.97	7.80	10.97	7.03	10.97	7.03
1986/10/22	21:30	10.53	7.50	10.53	6.88	10.53	6.88
1986/10/22	22:00	10.13	7.20	10.13	6.67	10.13	6.67
1986/10/22	22:30	9.90	7.08	9.90	6.47	9.90	6.47
1986/10/22	23:00	9.60	6.93	9.60	6.27	9.60	6.27
1986/10/22	23:30	9.31	6.75	9.31	6.15	9.31	6.15
1986/10/23	0:00	8.95	6.47	8.87	5.93	8.80	5.93
1986/10/23	0:30	8.37	6.17	8.15	5.67	8.08	5.65
1986/10/23	1:00	7.67	5.83	7.48	5.37	8.33	5.23
1986/10/23	1:30	7.38	5.75	6.98	5.18	6.73	5.05
1986/10/23	2:00	7.13	5.57	6.72	5.02	6.28	4.87
1986/10/23	2:30	6.90	5.23	6.25	4.87	5.98	4.72
1986/10/23	3:00	7.08	5.25	6.55	4.78	6.10	4.58
1986/10/23	3:30	6.27	4.87	5.62	4.30	5.31	4.15
1986/10/23	4:00	6.36	4.80	5.40	4.05	4.83	3.85

表A.2-4 森林公園内雑木林 (A点, B1点), 松林 (B3点) における地表面付近 (深さ 2cm) の土壌水分量。表中の重量の単位はg。

Musashi Hill Forest Park
Soil Water Data
Date: 1986/10/23

Point	Time	重量	乾燥重量	CUP重量	含水率m(%)	含水比M(%)
A	10:50	35.64	27.46	10.42	32.4	48.0
A	10:50	29.54	22.96	10.94	35.4	54.7
A	10:50	38.14	27.52	11.08	39.2	64.6
B1	11:00	45.34	31.52	10.90	40.1	67.0
B1	11:00	39.08	28.04	11.11	39.5	65.2
B1	11:00	34.40	25.63	10.65	36.9	58.5
B3	11:10	26.50	21.22	11.03	34.1	51.8
B3	11:10	27.80	20.55	10.82	42.7	74.5
B3	11:10	29.89	23.42	10.63	33.6	50.6
A	14:50	31.27	24.99	10.87	30.8	44.5
A	14:50	23.85	17.92	10.76	45.3	82.8
A	14:50	30.45	23.22	10.93	37.0	58.8
B1	15:10	33.00	23.75	10.26	40.7	68.6
B1	15:10	27.63	20.07	10.49	44.1	78.9
B1	15:10	28.17	21.47	11.17	39.4	65.0
B3	14:40	27.61	21.39	10.94	37.3	59.5
B3	14:40	25.09	19.95	10.87	36.1	56.6
B3	14:40	25.65	21.30	10.94	29.6	42.0

Appendix 3 : 1987 年度観測

森林キャノピー層の群落構造を調べるために、キャノピー層内における風速と気温のプロファイル観測を実施した。観測地点は、国営武蔵丘陵森林公園の雑木林で、周辺のキャノピーの平均的な樹高は約 12 m である。観測は、雑木林内にある放送用のパンザマスト (高さ 19 m) を利用して行なった。観測は、1987 年 10 月 28 日に実施した。この時期はまだ紅葉は始まってはおらず、落葉はまだ見られない。

本観測の目的は、キャノピー層の構造を明らかにすることである。従って、キャノピー層内の風速の測定は、風速の絶対値ではなくキャノピー層トップにおける基準風速 U_{ref} との比 $U(z)/U_{ref}$ を正確に求めることが必要とされる。そこで、キャノピー層トップより約 7 m ほど高いパンザマストの頂上部に三杯式微風速計 (牧野応用測器 AF 750) を固定し、そこでの風速を基準風速とした。そして、キャノピー層内の風速プロファイルは三杯式微風速計を上下させて、一部キャノピー層外も含む 10 高度 (1, 3, 5, 7, 9, 10, 11, 12, 14, 17 m) で約 2 分間ずつ風速計を静

止させ、基準風速計とのパルス信号のカウンtr比(U(z)/Uref)を求める方法を採用した。測定は、風速計を上下させながら9回行ない、各々の高度毎に平均パルスカウンtr比を求め、無次元風速の平均鉛直プロファイルとした。測定は、9時43分に開始し、15時35分に終了した。表A.3-1は、上記の方法によって得られた各レベルにおけるキャノピー内風速計のカウンtr数(U count)、基準風速計のカウンtr数(Uref.count)ならびに無次元風速(U/Uref)の生データである。表には各レベル毎の平均無次元風速(Umean)も合わせて示した。

キャノピー内の気温プロファイルの測定は、風速のプロファイルと同様に電動式通風乾湿計(吉野計器SY-1型)の水銀温度計を小型の白金抵抗測温体に交換したものを上下させ、一部キャノピー層外も含む10高度(1, 3, 5, 7, 9, 10, 11, 12, 14, 17m)で約2分間ずつ温度計を静止させた時の平均気温を生データとした。気温のプロファイル測定の場合は、11時58分より15時35分にかけて3回温度計を上下させ、上昇時、下降時のプロファイルをそれぞれRUN 1からRUN 6とした。表A.3-2は上記の方法により得られた気温の鉛直プロファイルデータである。表中のデータの単位は、℃である。

表A.3-1 (次頁まで続く)森林公園内雑木林における三杯式微風速計の高度別カウンtr数と基準風速計(高度18.5mに固定)のカウンtr数。表にあわせて各高度毎の平均無次元風速を示す。各高度の地上からの高度は、別表に示した(単位m)。

Musashi Hill Forest Park
Canopy Wind Profile Raw Data
Date: 1987/10/28
From: 09:43
To: 15:35

Level	Height
1	1.43
2	3.43
3	5.43
4	7.43
5	9.43
6	10.43
7	11.43
8	12.43
9	14.43
10	17.43
Reference	19.5

Level:1 Umean= 0.238

U count	54	50	26	39	59	51	89	34
Uref. count	217	159	140	150	292	200	286	246
U/Uref	0.249	0.314	0.186	0.260	0.202	0.255	0.311	0.138

Level:2 Umean= 0.297

Ucount	52	33	67	51	76	78	91	73	62	28
Uref count	196	198	185	167	161	263	284	251	198	153
U/Uref	0.265	0.167	0.362	0.305	0.472	0.297	0.320	0.291	0.313	0.183

Level:3 Umean= 0.324

Ucount	79	32	55	106	73	49	69	34
Uref count	243	151	101	313	239	156	181	149
U/Uref	0.325	0.212	0.545	0.339	0.305	0.314	0.381	0.228

Level:4 Umean= 0.248

Ucount	16	16	16	16	44	79	91	80	59	37	1354
Uref count	279	285	172	144	154	312	365	316	227	211	4831
U/Uref	0.057	0.056	0.093	0.111	0.286	0.253	0.249	0.253	0.260	0.175	0.280

Level:5										Umean= 0.287
Ucount	73	52	49	32	76	61	78	89	61	29
Uref.count	188	204	229	81	193	216	325	238	225	195
U/Uref	0.388	0.255	0.214	0.395	0.394	0.282	0.240	0.374	0.271	0.149
Level:6										Umean= 0.263
Ucount	61	66	70	55	39	92	44	87	63	24
Uref count	296	229	162	145	121	332	273	318	217	196
U/Uref	0.206	0.288	0.432	0.379	0.322	0.277	0.161	0.274	0.290	0.122
Level:7										Umean= 0.313
Ucount	78	69	52	69	70	83	61	65	59	47
Uref count	213	157	105	187	230	263	215	270	262	187
U/Uref	0.366	0.439	0.495	0.369	0.304	0.316	0.284	0.241	0.225	0.251
Level:8										Umean= 0.372
Ucount	87	81	55	106	58	82	119	96	79	72
Uref count	216	183	75	168	167	267	383	300	281	207
U/Uref	0.403	0.443	0.733	0.631	0.347	0.307	0.311	0.320	0.281	0.348
Level:9										Umean= 0.765
Ucount	170	224	94	100	257	200	151	201	200	184
Uref count	254	261	142	126	339	296	220	235	230	224
U/Uref	0.669	0.858	0.662	0.794	0.758	0.676	0.686	0.855	0.870	0.821
Level:10										Umean= 0.997
Ucount	205	197	326	346	221					
Uref count	254	183	327	317	218					
U/Uref	0.807	1.077	0.997	1.091	1.014					

表A.3-2 森林公園内雑木林におけるキャノピー層内気温プロファイルデータ。データの単位は°C。

Musashi Hill Forest Park
 Canopy Temperature Profile Data
 Date : 1987/10/28 From : 11:58 To : 15:37

Time	11:58-12:28	12:33-12:59	13:49-14:15	14:18-14:41	14:44-15:09	15:12-15:35	
LEVEL	RUN 1	RUN 2	RUN 3	RUN 4	RUN 5	RUN 6	平均値
1	18.90	20.00	20.72	20.98		20.20	20.16
2	19.57	20.45	21.18	21.53	21.48	20.63	20.81
3	19.65	20.52	21.22	21.63	21.62	20.98	20.94
4	19.82	20.58	21.12	21.62	21.75	21.40	21.05
5	19.82	19.93	21.07	21.58	21.52	21.10	20.84
6	20.10	20.18	21.17	21.52	21.68	21.22	20.98
7	20.50	20.38	21.33	21.53	21.60	21.42	21.13
8	20.75	20.40	21.25	21.50	21.55	21.47	21.15
9	20.33	19.97	21.42	21.47	21.60	21.67	21.08
10	19.67		21.28		21.55		20.83

第2章 大気と海洋とのエネルギー交換過程の基本的観測

海洋研究部 遠藤昌宏*

1 観測の目的

大気と海洋の間で交換されるエネルギーの量は、大気と海洋それぞれの循環の季節変動と経年変動を決める上で最も大事な量である。そのエネルギー交換量の絶対値の空間特性、時間特性は、測定のための長期に安定なプラットフォームが海上で得られないため、検証のなされていない気候値しか存在しない。最近の人工衛星による熱交換量の間接的な推定でも、その値の検証が難しい状況にある。そこで、これまで比較的安定して海上気象観測にあたっている気象庁の海洋気象ブイを活用し、さらにその係留索に水温計・水深計を設置した。

気象庁の海洋気象ブイは、もともと気象条件のきびしい海域で船舶による海上気象データがとぼしくなりがちな日本近海の4点を選んで、1年から2年間にわたって海底からロープで係留し、気象データの貴重な供給源を確保するために維持されている。とくに、四国沖の通称T点(東経135度、北緯29度)は、これまで定点観測船と呼ばれる気象観測船が1960年代にしばしば観測し、気象・海況が比較的良好に把握されている。気象観測データは、3時間毎に静止気象衛星経由で気象庁に伝送されている。水温の鉛直分布が観測できれば、気象データと海面水温から計算される海面での熱輸送量のほかに、海洋混合層の水温構造の時系列データが最低3時間毎に得られる。熱輸送量は、海洋混合層の温度構造の時間変化を直接支配する量であるから、それぞれのデータは海洋混合層モデルによって定量的に検証できる。

そこで、測器の検定、ブイによる予備実験、観測船によるブイ周辺の水温構造の把握、これまでのデータの編集・解析、海洋混合層のモデルのパラメーター化の研究などを行いながら、1988年4月に本観測を開始した。なお、本研究計画に基づく研究内容の概要が、平成元年度気象研究所研究報告書(1990)に要約されている。以下では、四国沖での本観測の概要と予備解析の結果を紹介する。

*共同研究者：吉岡典哉(海洋研究部)、木村吉宏(現気象庁予報部)、本井達夫(現気候研究部)、北村佳照(海洋研究部)

2 四国沖パイロポットによる表層水温の連続観測

2.1 観測の概要

気象庁の海洋気象ブイの中で、台風の観測で活躍している定点Tango(東経135度,北緯29度)は四国沖約400kmにあって、黒潮本流からも200km以上離れているため一般流は弱く、黒潮反流域にあるため弱い南西流の海域である。この海域は、とくに冬季の北西季節風により海面冷却を強く受け、海洋混合層がよく発達し、季節変動が顕著にみられる(図2-1)。また、定点Tを中心とした半径100km以内はWCRP(世界気候研究計画)国内計画の研究計画OMLET(海洋混合層の実験観測)の集中観測区域であり、1988年から1991年まで4年間、係留ブイを始め、様々の集中観測が実施された(詳細はOMLET News letter, 1988, #1-1991, #22参照)。

定点Tangoの海洋気象ブイは、水深4820mの海底に鉄の錨で固定し、さらにそこからのびた堅牢な索につなぐれ海面を浮遊している。海上部分には、海上気象を測るためのセンサーが海面からの高さが6.5mから7.5mの位置に取り付けられている(図2-2)。観測される気象要素は、

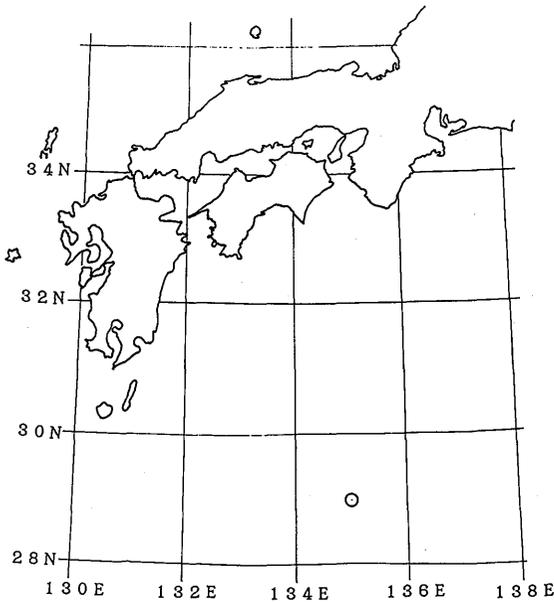


図2-1 海洋気象ブイが設置された定点T
(東経135度,北緯29度)。

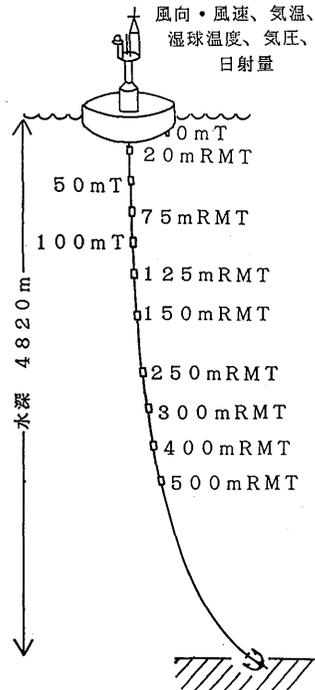


図2-2 海洋気象ブイの海底設置状況と
水温計(RMT, T)の設定深度。
気象測器の海面高度は約7m。

正時3時間毎に、風向・風速・気温、湿球温度・気圧・(全天)日射量である。日射量は3時間の積分値も記録されている。このデータは、直ちに気象衛星ひまわり経由で気象庁に伝送され、後日、気象庁発行の「海洋気象ブイロボット観測資料」として公開されている。本研究では、中でも重要な気象要素である日射量について、地上・船上で測器の比較観測を行い、データの信頼精度を確認した(遠藤ほか, 1988)。

ブイの係留索には、定常観測用の白金抵抗体方式の水温計が深さ、0 m, 50 m, 100 m に設置されている(図2-2ではTで示す)。この海域では、夏季に、低気圧などによる機械的攪拌によって30 m から 50 m の混合層が、冬季には、海面冷却によって、200 m から 300 m の混合層が発達することがわかっている。そこで、我々は、水深500 m までに13台の自記記録式の水温計(RMT, 離合社製)と2台(水深50 m と 250 m)の水深計(RMD, 離合社製)を取り付けた。水温データと水深データの収集間隔は90分である。図2-2のRMTは、13台のうち長期間のデータがとれた8台の水温計の位置を示す。

ブイは1988年4月27日から1990年9月10日まで係留され、その間、比較的長期に得られた

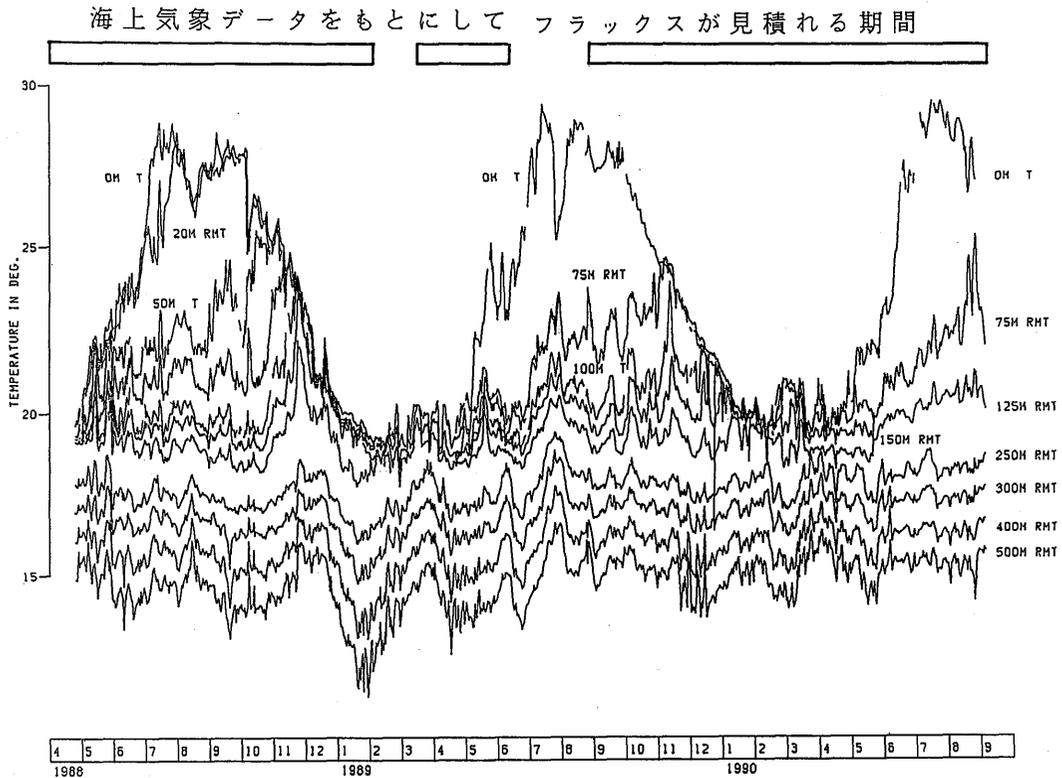


図2-3 各水深における水温の時間変化。図の最上部の四角で囲んだ期間以外では海上気象データが得られなかった。

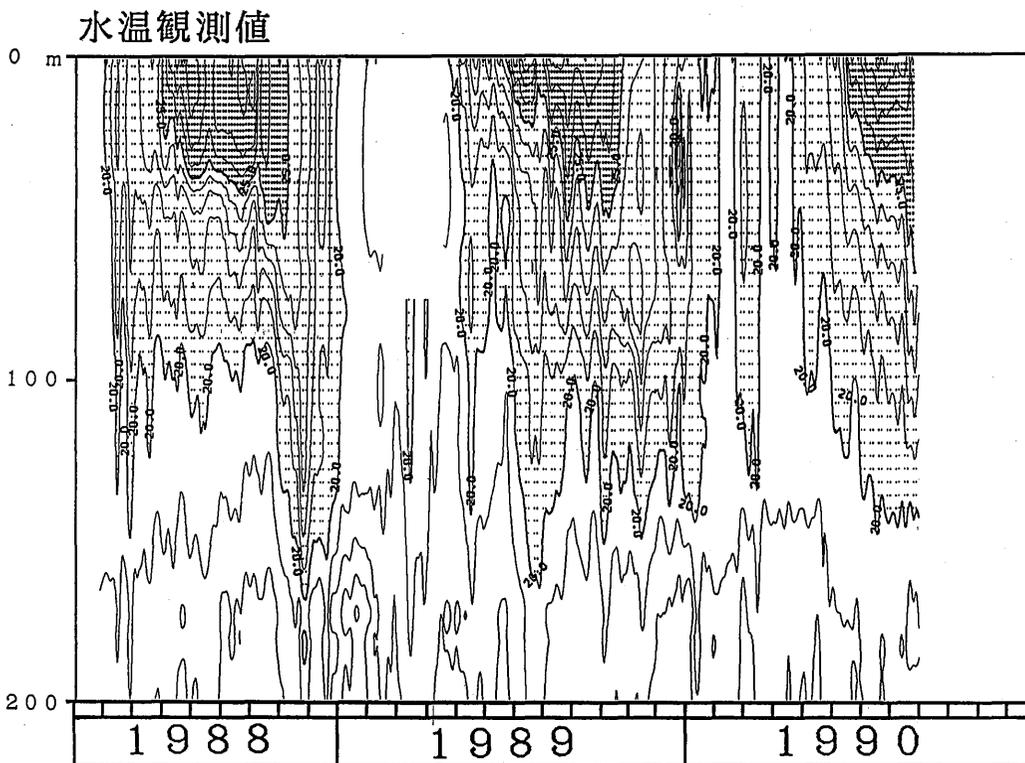


図2-4 水温の鉛直分布の時間変化。1988-89年の冬季に混合層が170m 近く発達しているのがわかる。20°C以上、25°C以上の水温には影が施してある。

データのみを選んで解析した。水深計のデータは、系統的なドリフトが大きく、解析には使用しなかった。

2.2 観測結果の概要

2.2.1 水温の変化

図2-3は、各水深の水温計毎の水温の変化を示している。観測終了後、水温計の検定を行ったが、水温計の測定精度 ($\pm 0.05^{\circ}\text{C}$) 以上の水温値のドリフトはなかった。図の最上部の四角で示した期間以外では、海上気象データに欠測があり、海面での風、鉛直熱輸送量が算定できなかった。

図2-4は、図2-3のデータをもとに、水深200mまでの水温分布を時系列で示している。冬季の混合層の発達が、年によって大きく異なっている様子がよくわかる。

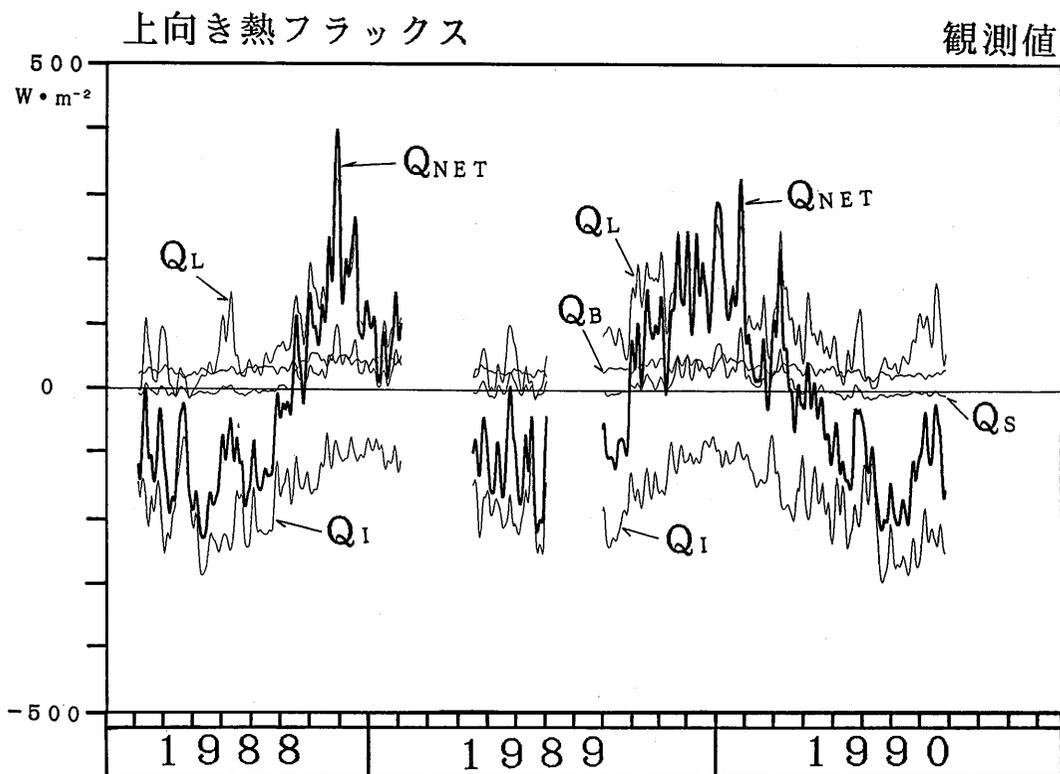


図2-5 観測された海上気象と海面水温から計算される鉛直上向き熱輸送量の時間変化。 Q_{NET} は総熱輸送量、 Q_B は長波放射、 Q_I は短波放射、 Q_L は潜熱輸送量、 Q_S は顕熱輸送量を示す。

2.2.2 熱輸送量の変化

図2-5は3時間毎の海上気象データおよび海面水温から計算される鉛直上向き熱輸送量の時間変化を示す。 Q_{NET} は総熱輸送量、 Q_B は長波放射、 Q_I は短波放射、 Q_L は潜熱輸送量、 Q_S は顕熱輸送量を示す。熱輸送量の計算方式はAppendixを参照していただきたい。総熱輸送量(Q_{NET})の時間変化を見ると、冬季に海洋から大気へ、夏季に大気から海洋へ熱が輸送されているのがはっきりわかる。

図2-6はさきに計算した上向き総熱輸送量(Q_{NET})の時間変化と海洋上層200mの熱容量($C_p T$ の積分値)の時間変化(滑らかな線)を示す。上層200mの熱容量の変化は、最上層の熱の輸送量 Q_{NET} とそれ以外の成分、すなわち、水深200m面を通しての下層からの熱の取り込みと側面からの熱の水平移流によるはずであるから、2本の曲線の差は、後者の寄与を表わす。したがって、1988-89年の冬季には、水深200mでの下層からの熱の取り込みと熱の水平移流のいずれか、あるいは両方が非常に大きかったことを示している。

観測値

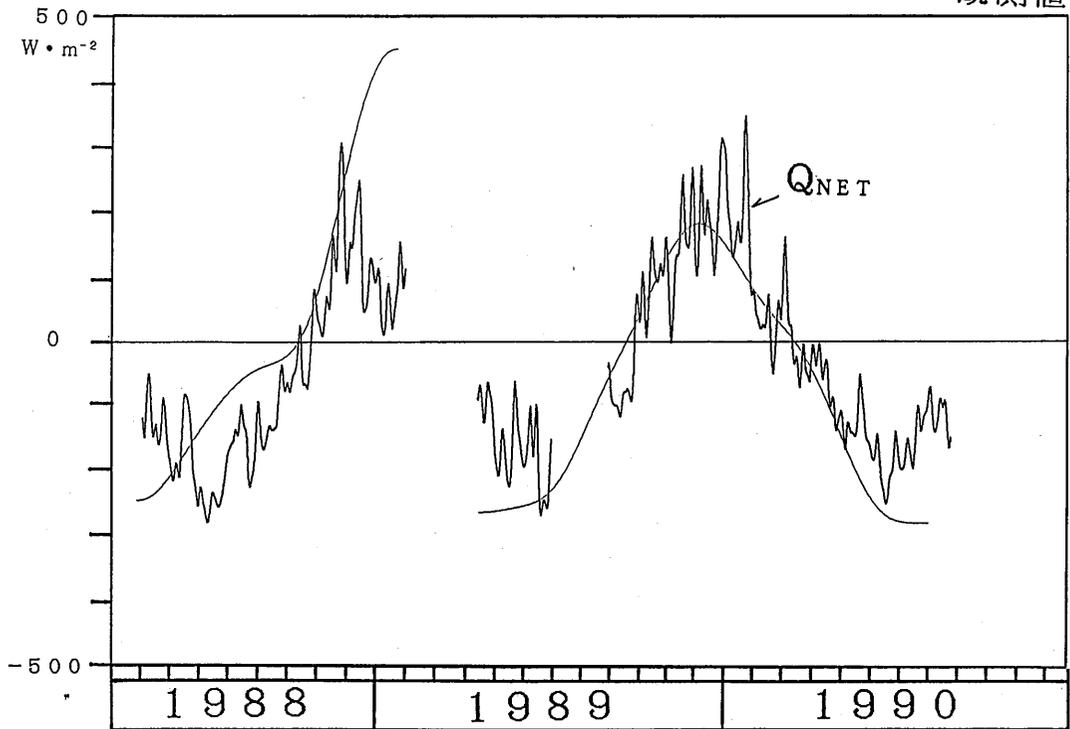


図2-6 上向き総熱輸送量 Q_{NET} と海洋上層200mの熱容量の時間変化。両者の差は、1988-89年の冬季に大きい。

3 海上気象データによる水温のシミュレーション

この海域の海洋表層混合層の水温変化は、大気と海洋の相互作用（風による海水の攪拌、海面冷却による海水の鉛直混合）によるところが大きいことが経験的に知られている。今回得られた海上気象データと海面水温から、風（運動量）と熱の輸送量がすべて計算できるので、適当な初期値が与えられれば、この海域での大気海洋相互作用による海洋混合層の水温の変動が鉛直1次元モデルにより計算できる。海面水温は、観測値でなく計算値を使う。図2-7はその計算方式を示したものである。モデルでは、水深600mまで2m毎の格子間隔で、水温と流速の式を時間積分して、その鉛直分布の時間変化を計算する。鉛直渦粘性係数と拡散係数は、海面での風のストレスと熱輸送量から Mellor and Yamada (1982) の乱流モデル (level 2) により計算される。

図2-8は、このようにして、計算された水温の鉛直構造の時間変化を示している。図中の大きな矢印は、海上気象データの欠測(図2-3)のため、途中2期間フラックスが計算できないので、

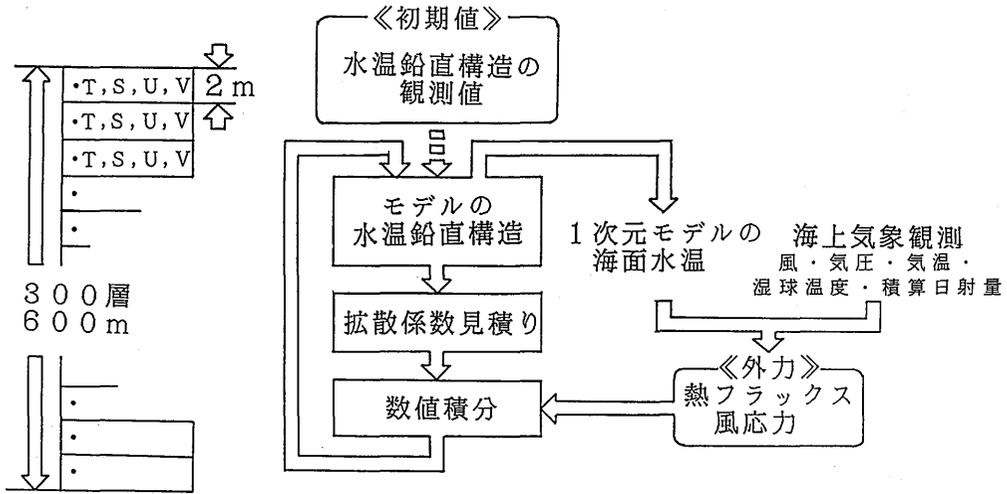


図2-7 鉛直1次元モデルによる水温分布の計算スキーム。

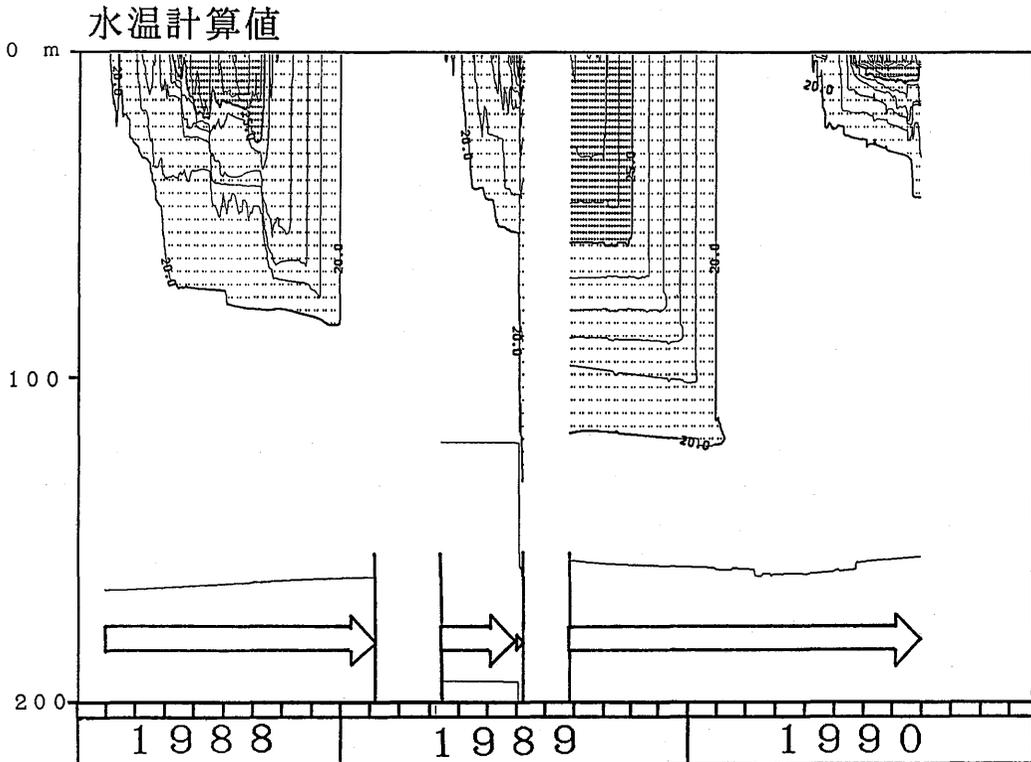


図2-8 観測された海上気象によってモデル計算された水温の時間変化。

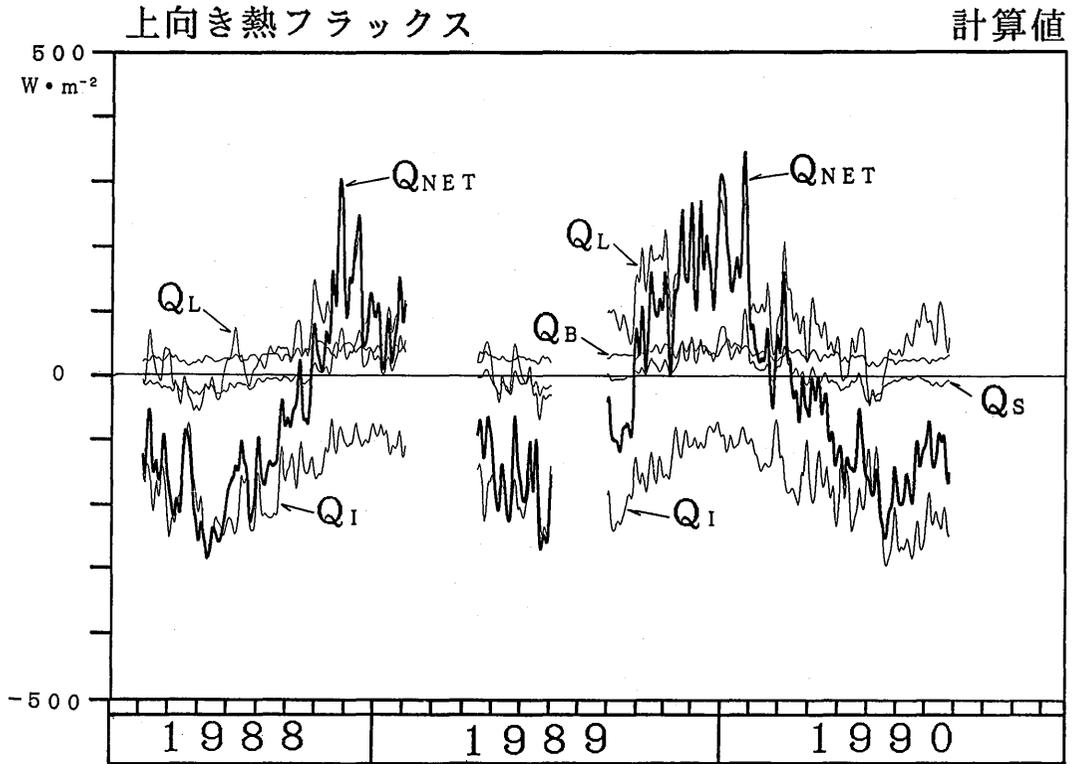


図2-9 モデルにより計算された上向き熱輸送量の時間変化。

フラックスが得られる最初の時点の水温の観測値から積分計算を再出発したことを示している。図2-4の実測された水温変化に比べて、1989-90年は比較的好くあっているが、1988-89年の冬季の200 m 近い混合が再現できていない。このことは、図2-6に示したように、鉛直1次元の仮定に誤りがあることを示している。

図2-9は、モデルで計算された熱輸送量の各成分の時間変化を示している。観測フラックスの計算(図2-5)では観測された海面水温が用いられるが、ここでは、モデルで予測された水温が用いられていることに注意しよう。図2-10は、海面水温の観測値とモデルの予測値、および、気温と露点温度の観測値の時間変化を示す。空気が乾燥し潜熱の輸送が大きいときでも、海面水温の観測値とモデルの予測値とはよく一致していることがわかる。このことと、混合層の厚さがときに予測できないことがある(図2-8)ことを考え合わせると、さらに鉛直1次元の仮定に問題があることを強く示唆している。

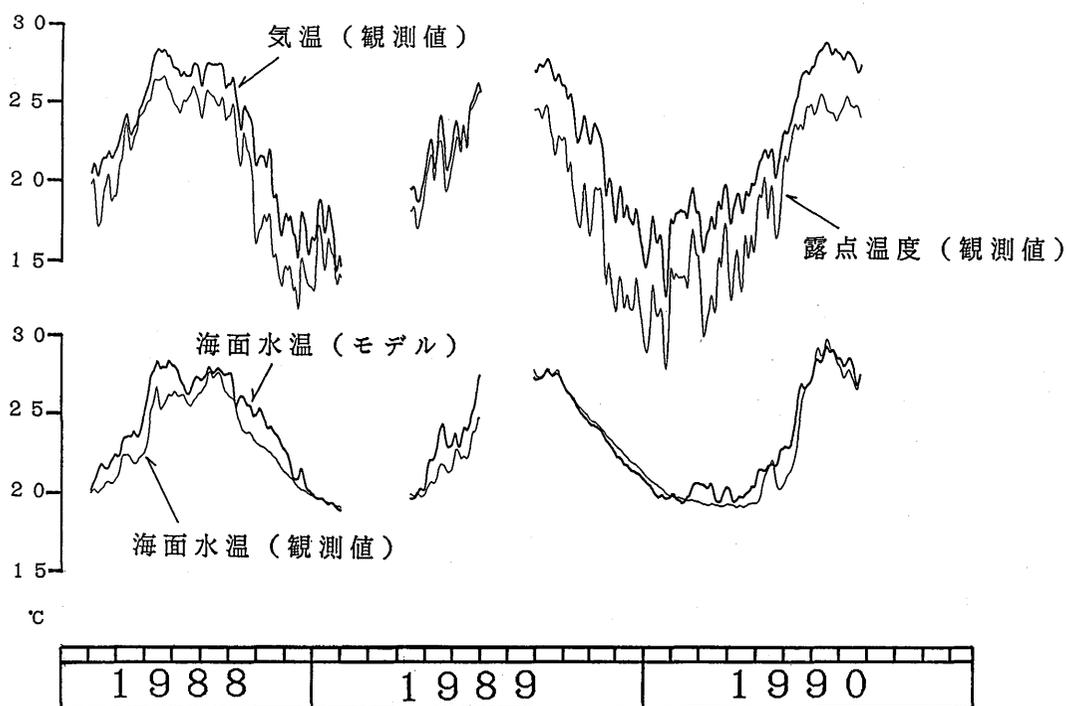


図2-10 (上)気温と露点温度の時間変化, (下)海面水温の観測値と計算値の時間変化。

4 まとめ

大気海洋間のエネルギーの交換量の季節変化を見積るために、海底に係留された海洋気象ブイに水温計、水深計を1988年4月27日から1990年9月10日まで設置し、得られた水温データと海上気象データをあわせて解析した。同時に、観測された海上気象データを用いて水温構造を計算(シミュレーション)した結果、観測された水温構造と一致しない場合があり、仮定された鉛直1次元性に問題があることが示唆された。

謝辞 海洋気象ブイによる観測を実施するにあたっては、気象庁海洋気象部、神戸・長崎海洋気象台をはじめとして、数多くの関係者の多大の協力を頂きました。また、本研究は、世界気候研究計画の海洋混合層実験計画(OMLET)の一実験としてOMLET関係者からも支援を頂きました。

参 考 文 献

- 遠藤昌宏・木村吉宏・吉岡典哉, 1988: 気象庁パイロボット搭載の日射センサーによる全天日射量の推定精度について. 研究時報, **39**, 213-217.
- 気象庁海洋気象部: 気象庁海洋気象パイロボット観測資料. 各年発行.
- 気象研究所, 1990: 平成元年度研究報告書, 9-29.
- 東北大学理学部海洋物理研究室: OMLET Newsletter, 1988, # 1-1991, # 22.
- Gill, A. E., 1982: Atmosphere-Ocean Dynamics. p 34, Academic Press.
- Mellor, G. L. and T. Yamada, 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, 851-875.
- Seckel G. R. and F. H. Beaudry, 1973: The radiation from sun and sky over North Pacific Ocean (abstract). *Trans. Amer. Geophys. Union*, **54**, 1114.
- Tabata, S., 1964: Insolation in relation to cloud amount and sun's altitude. *Studies on Oceanography*, 202-210, University of Washington Press.

Appendix : 熱輸送量の計算方式

観測で与えられる海上気象量は、風向・風速 (u), 気圧 (p), 気温 (T_a), 湿球温度 (T_{wb}), 日射量 (Q_{obs}) である。さらに、熱輸送量の計算に必要な海面水温 (T_s) は観測値を用いる。シミュレーションに使われる1次元モデルでは、海面水温 (T_s) はモデル自身が予報する値を用いる。これらの基本量から、必要な気温 (T_a), 海面水温 (T_s), 比湿 q_a (p, T_{wb}, T_a), 飽和比湿 q_s (T_s), 飽和水蒸気圧 e_a (p, T_a) をあらかじめ計算する。

上向き熱輸送量 Q_{NET} は、 $Q_{NET} = Q_B + Q_I + Q_L + Q_S$ と表わす。ここで、 Q_{NET} は総熱輸送量、 Q_B は長波放射、 Q_I は短波放射、 Q_L は潜熱輸送量、 Q_S は顕熱輸送量を示す。

Q_{NET} の各成分は、以下の式で計算する。

$$Q_B = 0.985\sigma T_s^4 (0.39 - 0.05e_a^{0.5}) \cdot (1 - 0.6nc^2) \quad \text{by Gill (1982)}$$

$$\begin{aligned} Q_I &= (1 - \alpha_s) \cdot Q_{obs} \\ &= (1 - \alpha_s) \cdot Q_{10} \cdot (1 - 0.716nc + 0.00252\alpha) \end{aligned} \quad \text{by Tabata (1964)}$$

$$Q_L = C_{LV}\rho_a C_E u (q_s - q_a)$$

$$Q_S = \rho_a C_p C_H u (T_s - T_a)$$

ここで、 $\sigma (= 5.67 \times 10^{-8} \text{ watt} / \text{ m}^2 \text{ K}^4)$ はボルツマン定数。 nc は cloud cover で未知数である。 α_s は海面の日射の反射率で定数 0.1 を与えた。 Q_{10} は、雲のないときの太陽の日射量で、緯度と季節時間の関数で Smithonian formula により計算される (Seckel and Beaudry, 1973)。また、南中太陽高度 α も緯度と季節時間の関数である。 Q_{obs} と Q_{10} から cloud cover nc が計算される。 C_{LV} は水の気化熱で 2.5×10^6 (J/kg/K) である。 ρ_a は大気の密度。 $C_E = C_H = 1.3 \times 10^{-3}$ はそれぞれダルトン数、スタントン数と呼ばれる定数である。 C_p は大気の比熱で 1.005×10^3 (J/kg/K) である。

第3章 大気および海洋混合層におけるエネルギー輸送の 室内実験

物理気象研究部 新野 宏*

1 はじめに

大気・海洋は統計的にみれば安定な密度成層をした流体である。安定な密度成層をした流体中で鉛直運動が生ずると、運動と反対方向の浮力が働くため、運動は妨げられる。従って、なんらかの強制力の存在がなければ上下方向の混合やこれに伴うエネルギーや運動量の輸送は抑えられる傾向にある。

しかしながら、大気と地表・海表面の境界付近では、それぞれの力学的・熱的な特性の違いにより、温度や風速・流速その他の物理量が急激な変化を強いられる。この為、統計的には安定な密度成層場にもかかわらず、場が力学的・熱的に不安定となり、乱流が発生する。乱流は、物質の混合やエネルギー・運動量の鉛直輸送を促進する。乱流による大気と地表面・海洋間のエネルギー交換は大気・海洋の様々なスケールの運動の駆動源となっている。

乱流による大気と地表面・海洋間のエネルギー交換の形態として代表的なものは2つあり、それぞれ対流混合、力学的混合と呼ばれる。大気中では冬期中国大陸から吹き出した寒気が相対的に暖かい日本海で下端から加熱を受ける際などに、熱的に不安定となり対流運動が発生し、混合とエネルギー輸送が生ずる。海面から対流の及ぶ高さまでを対流混合層と呼ぶ。海洋中でも夜間や冬期、海洋が表面付近で上から冷やされる際に対流混合層が生じ、下向きに成長する。一方、夜間などに地表面・海面から冷却を受ける大気では、風が吹くとき、地表面・海面付近の速度勾配が急となり、乱流が発生して上下の混合が生ずる。海洋の表面で風が吹く際にも、海洋中で同様の混合が生ずる。このような混合が及んでいる層を力学的混合層と呼ぶ。

本研究の目的は、大気及び海洋に生ずる対流混合層及び力学的混合層を室内実験によって作り出し、その性質及びエネルギー・運動量輸送の素過程を調べることにある。

*共同研究者：加藤真規子(物理気象研究部)、花房龍男(現応用気象研究部)、萩野谷成徳・木下宣幸(物理気象研究部)

2 実験方法

2.1 実験装置

実験装置の概観を図3-1に、鉛直断面を図3-2に示す。実験に用いたのは、深さ24.0 cm、内径29.1 cm、外径48.6 cmの亚克力製同心円筒水槽である。水槽内に安定な密度成層を作り出す為に、水槽の底面付近にステンレス製のダクトを、また水槽の上蓋としてアルミ製の水槽を配置した。この為、作業流体の実水深は16.1 cmとなっている。ダクトとアルミ製水槽にはそれぞれ異なった温度の恒温水を循環できるようになっている。上蓋を兼ねたアルミ製の水槽は亚克力製の同心円筒水槽に支え車を介して載っており、力学的混合層を作り出す際にはモータを用いて円周方向に毎分0.48~1.47回転の速さ（水槽の中心で毎秒1.92 cm~5.98 cmの速度に対応）で回転できるようになっている。同心円筒水槽の側壁は断熱の為、内側・外側共に厚さ5 cmの発泡スチロールで覆った。実験室の気温は空調設備により23°Cに設定したが、冷房・暖房の同時運転が不可能なため、1度以内の気温変動は避け得ない。

本実験で測定したのは、水槽の平均半径にあたる半径38.8 cmの位置における温度と流速の鉛直分布の時間変化である。温度の計測は、深さ方向に28本配置された熱電対によった。このうち24本は、上蓋の底面を水深0 cmとすると、水深0.2 cmの位置から0.5 cm毎に水深11.7 cmの位置まで、また残りの4本は水深12.7 cmから1.0 cm毎に水深15.7 cmまでに配置した。温度は、摂氏0.1度の単位まで測定可能である。熱電対の測定データは、データ・ロガーを通して、パーソナル・コンピュータに取り込み、フロッピー・ディスク上に記録した。28点のデータの取り込み・記録には7秒を要する。

一方、流速の測定は、半径方向と鉛直方向にトラバース機能を持ったレーザ流速計(DANTEC社製)によった。同流速計のトラバース速度は最大で1 mm/sであり、流速の測定には1点につき0.59秒要する（以下に示す流速データは各点における0.59秒間の平均流速である）。この為、本実験では現象の時間スケールとトラバース速度の関係を考慮して、鉛直方向のみのトラバースを行った。1回のトラバースでは、水槽の平均半径において水深72 mmから測定を始め、2 mm毎に水深2 mmまでの36点で流速を得た。この方法では1つの流速の鉛直分布を得るには2分46秒かかり、流速分布の変化の大きい混合層発達初期のものは同一時刻の測定と見なすことはできないことに注意を要する。測定と測定の間トラバース装置を元の位置に復帰させることに要する時間は10秒である。

2.2 実験手順

2.2.1 安定成層の形成

基本場の安定成層は底面近くのダクトに温度 T_1 の恒温水を、上蓋の水槽に温度 T_2 (T_1 より高

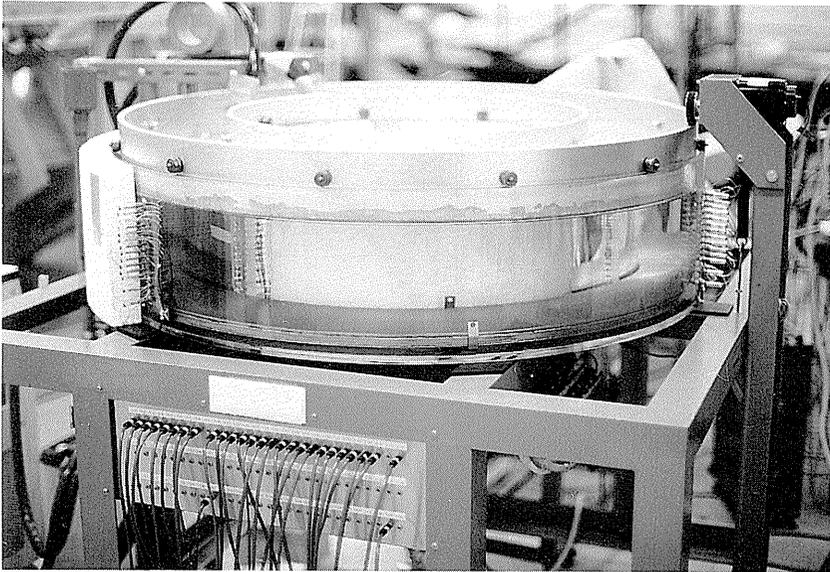


図3-1 実験装置の概観。

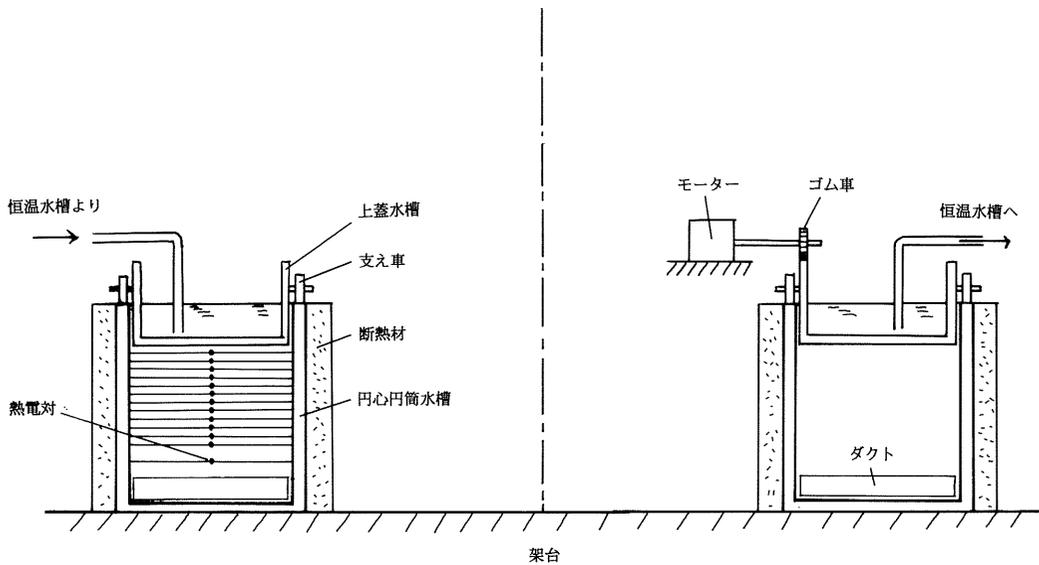


図3-2 実験装置の鉛直断面（一点鎖線は同心円筒の中心軸を示す）。

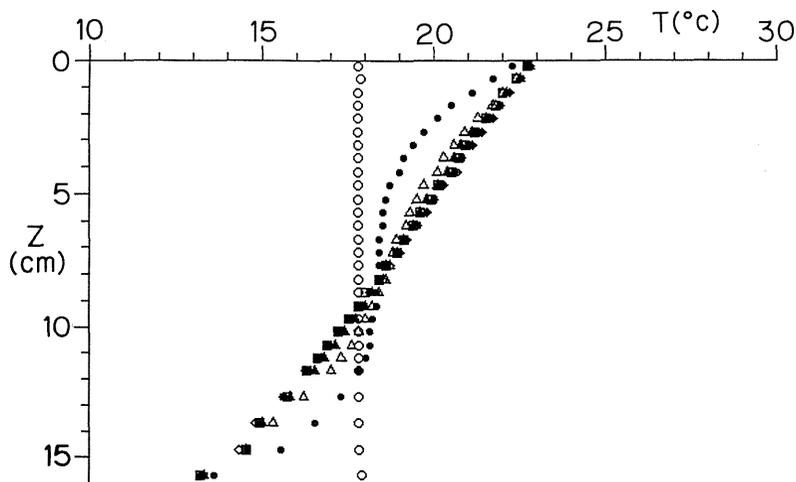


図3-3 等温な状態から一様な温度勾配を持った安定な密度成層が形成される様子。図中の記号は上蓋の加熱・ダクトの冷却を始めたときから1時間毎に○●△▲□の順。

温)の恒温水を循環することにより作り出した。図3-3は実験開始前のほぼ等温な温度分布が、底面から冷やされ上蓋から暖められてほぼ一様な温度勾配を持つ安定な密度成層状態へと落ち着く様子を示したものである。最終的な密度成層状態への移行は、分子熱伝導による。拡散時間 $\tau = d^2/\kappa$ は水の熱拡散係数 $\kappa = 1.5 \times 10^{-3} \text{cm}^2/\text{s}$ 、水深の半分 $d = 8.05 \text{cm}$ を用いると約12時間となる。図3-3を見ると約4時間でほぼ一様な温度勾配が実現されていることがわかる。本実験では念の為6時間が経過してから混合層を作る実験を開始した。

2.2.2 対流混合層の実験

対流混合層の実験では、安定な密度成層が形成されてから、ある時刻($t=0$)に上蓋へ恒温水を供給する恒温水循環装置の設定温度を ΔT だけ低くした。恒温水循環装置の冷却能力は130ワット(W)とそれほど大きくないので、上蓋の温度は瞬間的に設定温度に到達するわけではない。従って、この実験における上蓋での境界条件は熱流束 $Q (=130 \text{W})$ が一定という条件に近く、境界面上で温度を固定した Deardorff *et al.* (1969) の実験と異なっている。対流混合層の実験においては、温度分布は30秒毎、2時間にわたって測定した。

2.2.3 力学的混合層の実験

力学的混合層の実験では、安定な密度成層が形成されてから、ある時刻($t=0$)に上蓋の回転を

始めた。このとき上蓋付近に生ずる流速の強い鉛直勾配の為に乱流が発生し安定な密度勾配が混合され、混合層が下方に発達していく。力学的混合層の実験においては、温度分布は20秒毎、1時間にわたって測定した。

3 実験結果と考察

3.1 対流混合層

対流混合層の実験のうち4例を選んで紹介する。各実験に用いた外部変数の値は表3-1に示した。図3-4に実験2で得られた温度分布の時間変化を12分毎に示す。ここで、底面のダクトの温度 $T_1=14.3^{\circ}\text{C}$ 、上蓋の温度 $T_2=25.4^{\circ}\text{C}$ 、 $\Delta T=9.4^{\circ}\text{C}$ である。初期のほぼ線形な温度分布が少しずつ上層から冷却され、深さ方向に温度がほぼ一様な混合層が時間と共に深くなっているのが見られる。

それぞれの時間において、混合層の大半を占める一様な温度の領域の温度を T_M と書くことにしよう。混合層の厚さ D を、基本場の温度分布 ($t=0$ の一様な温度勾配の分布) において T_M が実現する深さで定義して、4例の実験についてその時間変化を示したのが図3-5である。いずれの場合の時間変化もよく似た傾向を示すが、混合層の厚さは基本場の温度勾配が大きいほど小さいことがわかる。

熱流束 Q が一定の場合の混合層の厚さ D の時間変化は、熱量の保存から

表3-1 対流混合層の実験に用いたパラメーターの値。

実験番号	T_1 ($^{\circ}\text{C}$)	T_2 ($^{\circ}\text{C}$)	ΔT (K)	水深12cm以上の平均的 温度勾配 Γ (K/cm)
1	14.8	22.7	6.7	0.44
2	14.3	25.4	9.4	0.69
3	14.7	22.9	6.9	0.51
4	14.5	24.3	8.3	0.61

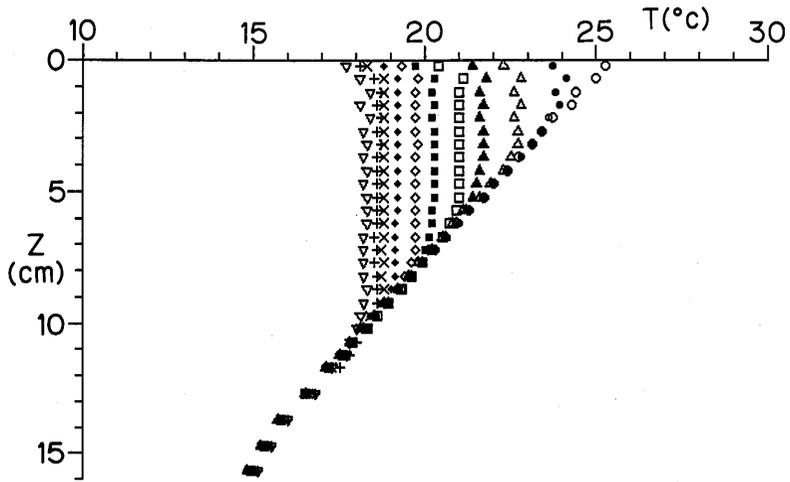


図3-4 対流混合層の発達に伴う温度分布の時間変化。図中の記号は上蓋の冷却を始めてから12分毎に○●△▲□■◇◆×+▽の順。

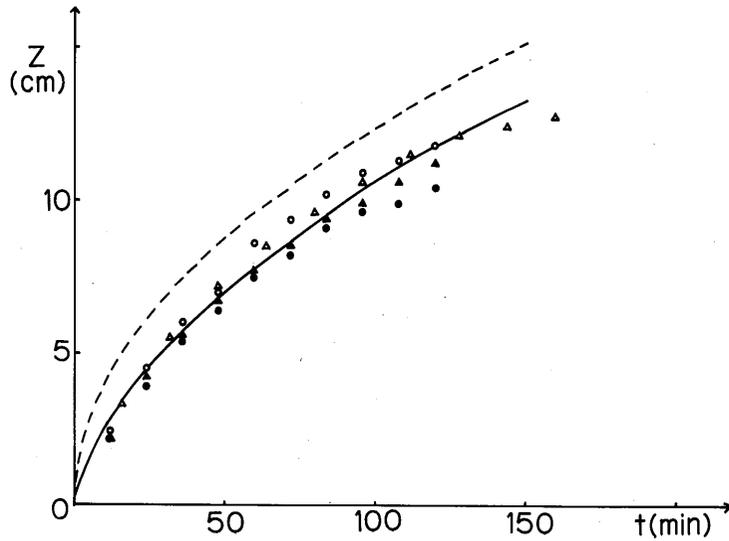


図3-5 混合層の厚さの時間変化。○●△▲はそれぞれ実験1, 2, 3, 4に対応。破線は(1)式, 実線は(2)式を示す。

$$D = (2Qt / C_p \rho S \Gamma)^{1/2} \quad (1)$$

で与えられる。ここで、 C_p は水の比熱、 ρ は水の密度、 S は水槽の断面積、 Γ は水深12cm以上の基本場の温度勾配である。図3-5に $Q=130$ W, $C_p=1$ cal/K/g, $\rho=1$ g/cm³, $S=4760$ cm², $\Gamma=0.50$ K/cm として(1)式を破線で示した。実験で得られた混合層の厚さは(1)式で得られるよりも小さくなっている。本実験においては、恒温水循環装置によって、作業流体のみではなく、上蓋水槽や上蓋水槽内の水も冷却されるので、これらの熱容量も考慮してやる必要がある。作業流体以外の物体の熱容量を作業流体の等価な水深 h で表現することになると、混合層の厚さの時間変化は

$$D = -h + [h^2 + (2Qt / C_p \rho S \Gamma)]^{1/2} \quad (2)$$

で与えられる。図3-5に実線で示したのは $h=2$ cm として(2)式から計算される混合層の厚さである。実験データとほぼ良い一致が見られる。また、基本場の温度勾配が大きいほど混合層の成長が遅い特徴も(2)式から説明される。

3.2 力学的混合層

図3-6は安定な密度成層が形成された後に、上蓋を急に回転したときに生ずる力学的混合層の発達の様子を、温度の鉛直分布の時間的変化で見たものである。この実験では、 $T_1=14.0^\circ\text{C}$, $T_2=23.0^\circ\text{C}$ で、上蓋の流速 V は水槽の平均半径で 4.8 cm/sec である。図3-6より時間と共に

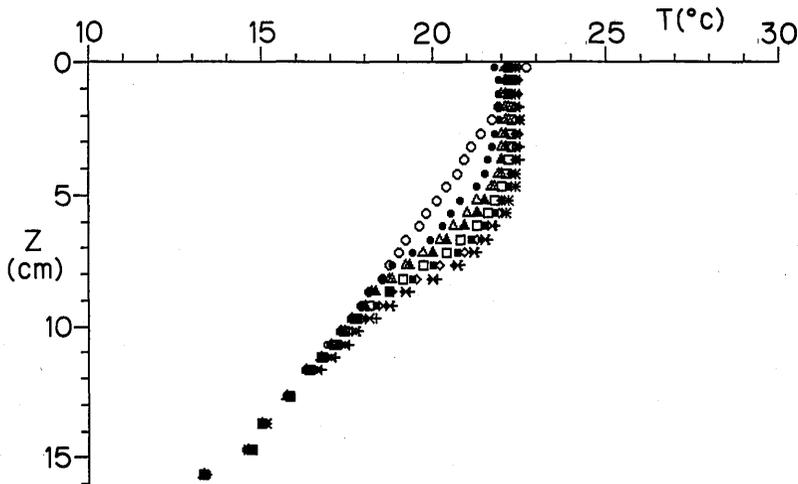


図3-6 力学的混合層の発達に伴う温度分布の時間変化。図中の記号は上蓋の回転を始めてから6分40秒毎に○●△▲□◆◇×の順。

温度の一樣な混合層が厚さを増して行くのが見られる。初期には力学的な混合のため、上蓋付近の暖い水と下層の冷い水が混ざり、上蓋付近では降温、下層では昇温が見られる。上蓋の回転が始まる前の線形の温度分布と比較してみると、混合層が形成された時の流体層の持つ熱量は初期よりも増加している。これは恒温水の循環によって上蓋の温度を T_2 に維持しようとする加熱が常に与えられている為である。過去に行われたいくつかの実験においては塩水で成層を作ったものが多いが (Kato and Phillips, 1969; Linden, 1975), その場合には上端で密度流束がなく、本実験で熱量に対応する量が系全体で保存する。本実験においても、混合層の発達初期には力学的な混合による熱の鉛直輸送が上端からの熱輸送を上まわる為、上端で断熱条件が与えられたときに生成する力学的混合層に似た振舞が見られる。しかしながら、上端からの熱流束のため時間と共に混合層内の温度は少しずつ上昇し、最終的には混合層全体の温度が T_2 に達してほぼ定常になるという振舞は、従来の実験と異なる点である。

最終状態では上層で温度一樣な混合層、その下に温度勾配が基本場より急な強安定層、その下に基本場から変形を受けない層が存在する。 $t=0$ から最終状態に到るまでに作業流体中に運ばれた熱量を図3-6のデータから見積ると約 130 kcal となり、単位時間当りのエネルギー輸送に換算すると約 130 W となる。これは 3.1 節の対流混合層の実験において、対流混合層が運ぶエネルギーと同じオーダーとなっており、力学的混合層においても密度成層を強めるような加熱冷却が

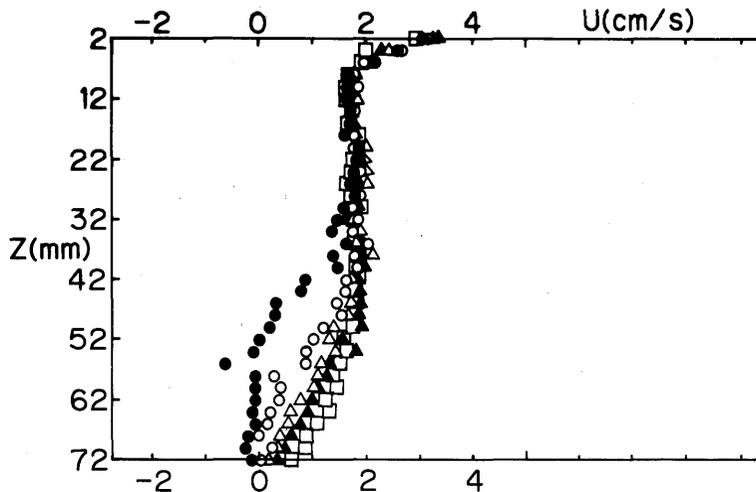


図3-7 力学的混合層の発達に伴う速度分布の時間変化。図中の記号は○●△□の順に上蓋の回転を始めてから1分18秒—4分4秒, 4分14秒—7分0秒, 13分2秒—16分48秒, 24分46秒—27分32秒, 57分17秒—60分3秒の間に測定したもの。

境界で与えられるならば、境界から流体内へ運動量に加えてかなりのエネルギーが輸送されることを示している。ちなみに、上蓋に恒温水を供給する恒温水循環装置の加熱能力は1300 Wである。

図3-7にレーザ流速計で測定した流速の鉛直分布の時間変化を示す。図中の5つの流速分布は上蓋の回転を始めてからそれぞれ1分18秒-4分4秒, 4分14秒-7分0秒, 13分2秒-16分48秒, 24分46秒-27分32秒, 57分17秒-60分3秒の間に測定したもので、測定時間は深い所ほど早い。図3-7を見ると、いずれの時間にも上蓋から約8 mmの範囲に強い流速の鉛直勾配の領域があることがわかる。上蓋の回転速度 V は4.8 cm/secであるから、流速の鉛直勾配は上蓋の近傍で最も大きく、この強い流速の勾配が乱流を作り出し、混合層の発達に貢献していると考えられる。

密度成層流においては、乱流の発生に関して2つの安定化要因がある。密度成層と粘性の効果である。最初に密度成層の効果を考えてみよう。基本場の温度勾配 $\Delta T/d = 9 \text{ K}/16.1 \text{ cm} = 5.6 \times 10^{-1} \text{ K/cm}$, 水の体膨張係数 $\alpha = 2 \times 10^{-4}$, 重力加速度 $g = 9.8 \times 10^2 \text{ cm/s}^2$, シアの強さ $dU/dz = 3 \text{ (cm/s)}/6 \text{ (mm)}$ を用いて、リチャードソン数 $Ri = (g\alpha\Delta T) / (dU/dz)^2$ を評価すると、 $Ri \sim 5 \times 10^{-3}$ となる。成層流が不安定であるためには $Ri < 0.25$ であるので、上蓋付近の流れは密度成層の効果も考慮しても十分不安定であると考えられる。次に、粘性の効果を考えよう。上蓋の付近には、エクマン境界層に似た構造の境界層が生ずると考えられる(ただし、この場合はコリオリ力の代わりに遠心力が重要である)。上蓋の回転に伴う渦度 ξ を見積ると、 $\xi = 4.8 \text{ (cm/s)}/38.9 \text{ (cm)} = 1.2 \times 10^{-1} \text{ s}^{-1}$ であるので、境界層の厚さ δ は水の分子動粘性を $\nu = 1 \times 10^{-2} \text{ cm}^2/\text{s}$ として、 $\delta \sim (\nu/\xi)^{1/2} = 2.8 \text{ mm}$ と見積れる。これから境界層の流れに対するレイノルズ数 $Re = U\delta/\nu$ は、84 となり Lilly (1966) が理論的に求めたエクマン層の不安定の為の臨界レイノルズ数 56 よりも大きい。

上蓋付近の鉛直勾配の大きな領域の下には、流速がほとんど深さによらない層が見られる。上蓋から約3 cmの範囲の流速分布は、上蓋の回転を始めてから3分以内にほぼ定常になっていることがわかる。流速が一定の層の下には再び流速の勾配が大きな遷移層が存在し、この層の下には混合の及んでいないゼロ流速の層が存在する。最終の定常状態の温度分布と比較すると、流速が一樣な層の厚さは温度が一樣な層の厚さにほぼ等しい。また流速勾配のの大きな層は温度の勾配の大きな安定層にほぼ対応している。この最終的な定常状態においては、上蓋の回転で注入された力学的エネルギーが安定成層に逆らって仕事をすることによるエネルギー損失および粘性による散逸につりあっていると考えられる。

4 ま と め

大気および海洋で見られる対流混合層および力学的混合層を室内実験で作り出し、これらの混合層の構造と混合層によるエネルギー輸送を調べた。対流混合層の発達は、境界で与えられる熱エネルギー流束によって規定されており、熱収支を考慮した簡単なモデルで比較的良く記述できる。境界から負の浮力流束のある力学的混合層は、混合層の発達初期には断熱条件のものによく似た振舞を示すが、時間と共に流体内に熱エネルギーが蓄積され、このことによる位置エネルギーの増加率と粘性による散逸率が上蓋の回転による運動エネルギーの生成率とほぼ釣り合う準定常状態に達する。

現実の大気・海洋中の混合層は、移流などの効果の存在のため、室内実験で調べた1次元的な混合層の性質は変形を受ける場合が多い(遠藤(1992)による第2章参照)。これらの効果については、今後観測例に照らして検討していくことが必要であろう。

本稿で紹介した5例の実験は、様々な外部パラメーター値に対して行った50例近くに及ぶ実験の一部に過ぎない。1つ1つの実験における多量の時系列データはフロッピー・ディスク上に収納されており、要望に応じて提供可能である。

参 考 文 献

- 遠藤昌宏, 1992: 大気と海洋とのエネルギー交換過程の基本的観測. 気象研究所技術報告第30号, 63-73.
- Deardorff, J. W., G. E. Willis and D. K. Lilly, 1969: Laboratory investigation of non-steady penetrative convection. *J. Fluid Mech.*, **35**, 7-31.
- Kato, H. and O. M. Phillips, 1969: On the penetration of a turbulent layer into a stratified fluid. *J. Fluid Mech.*, **37**, 643-655.
- Lilly, D. K., 1966: On the instability of Ekman boundary flow. *J. Atmos. Sci.*, **23**, 481-494.
- Linden, P. F., 1975: The deepening of a mixed layer in a stratified fluid. *J. Fluid Mech.*, **71**, 385-405.

第4章 大気大循環モデル

気候研究部 山崎孝治

1 はじめに

太陽からの日射は、あまり大気に吸収されることなく地表面（海面も含む）に到達し吸収され、地表面を暖める。大気は主に地表面から熱をもらって暖まる。従って、大気と海洋・地表とのエネルギー交換によって大気の状態・運動は規定されているといっても過言ではない。当然、大気大循環モデル（Atmospheric General Circulation Model; AGCM）によってシミュレートされる気候状態は地表面条件に大きく左右されることになる。では、海洋、陸地、海氷など種々の地表面は AGCM でどのように取扱われているのだろうか。

AGCM では海洋の熱収支・運動等は予報しないので、海面温度は観測された気候値を与えている。地表面の約 2/3 を占めている海洋の表面温度を与えているので AGCM で再現された気候はあまり現実とかけはなれたものにはなりようがない。しかし、海面と大気間の熱や水蒸気の交換過程を記述するサブモデル、即ち大気境界層モデルや積雲対流モデルなどが、良くなければ、現実に近いシミュレーションはできない。現在の気象研究所 AGCM (MRI・GCM) では境界層モデルはバルク方式を用いて、地表面からの顕熱・潜熱のフラックスを求めている。このモデルの特徴は、境界層の高さや境界層上端での温度や水蒸気量のギャップを予報していることである。境界層内では温位や水蒸気量は鉛直によく混合されて一様になっていると仮定されている。積雲対流モデルは Arakawa-Schubert のモデルを使用し、対流雲は、境界層（混合層）の空気が上昇してつくられると考えている。また、境界層の中に雲（層雲）ができる場合も考慮している。境界層・積雲対流モデルの模式図を図 4-1 に示す。詳細は気象研究所技術報告第 13 号（1984）を参照してもらいたい。当重点基礎研究期間中に積雲対流モデルは、周辺空気からの流入率（エントレインメント率）に下限を設定するという変更を行ったが、境界層モデルに関しては、大きな変更は行っていない。

海氷域については、その広がりや季節変化を観測に基づいて与えている。ただし、表面温度は、厚さ 3 m の海氷として予報している。

陸地上では、一定の深さの一層の土壤層を考え、地面温度を予報する。土壤層の深さは、正弦的な加熱の日変化で強制したときに、解析解の地表面温度の日変化の振幅と一層モデルの日変化

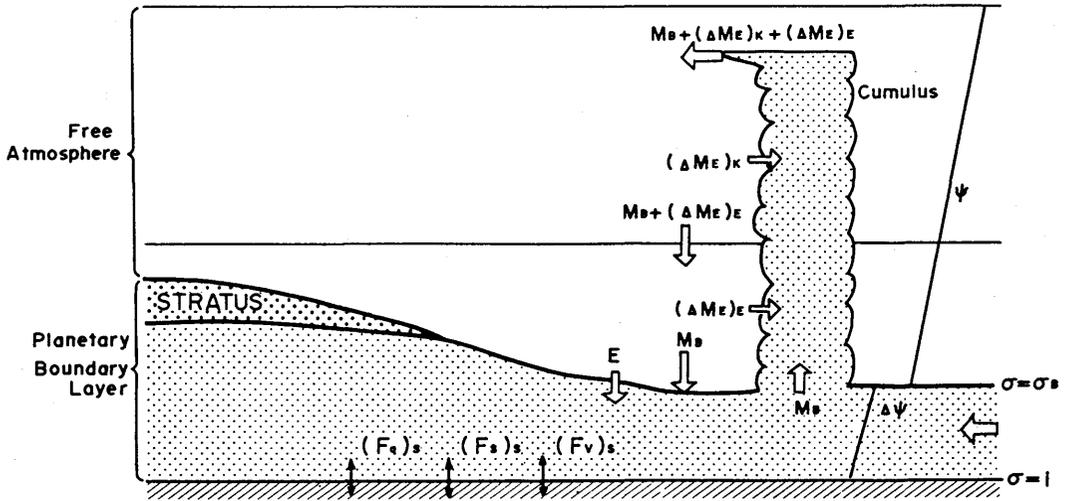


図4-1 MRI・GCMで用いられる境界層及び積雲対流モデルの模式図。

の振幅が等しくなるようにとる。土壌中の水分についてはやはり一層のいわゆるバケツモデルで予報する。土壌が含むうる可能最大含水量は 15 g/cm^2 と仮定している。降水があれば土壌水分量は増加し、蒸発があれば減少する。可能最大含水量を越えたり、降水強度が強い時は、流出すると考え、系外へ捨てている。土壌水の一部または全部が氷結することも考慮している。陸地面からの蒸発量は地面温度だけでなく土壌水分量に依存するスキームになっている。また、降水があって地上気温が 0°C 以下であれば雪が降ったとし、積雪量を予報する。積雪量の予報式には、降雪・昇華・融解のプロセスを含んでいる。雪は海水や氷床の上にも積もりうる。陸地上のプロセスは実際には植生があったりして複雑であるが、MRI・GCM では上述した簡単なモデルを使っている。

2節では、陸面に関するモデルの改良や数値実験について、3節では、海面水温偏差に関する数値実験について述べ、まとめと今後の課題を4節で述べる。

2 陸面に関するモデルの改良と数値実験

陸地上のエネルギー収支に重要な要素として、日射の反射率(アルベド)が第一に挙げられる。当重点基礎研究開始時(昭和60年度)に於いては、陸地上の裸地(雪がない時)アルベドは0.14の一定値を与えていた。実際には陸地上のアルベドは一様ではなく、熱帯雨林では、やや低く0.11程度、砂漠域では高く約0.35と言われている。砂漠域の高いアルベドは、地表面加熱の減少を通じて大気加熱を減少させ、下降流を強化する。強化された下降流は大気を乾燥させ、砂漠気候を

さらに強化する。このようにアルベドは砂漠気候に対して正のフィードバック効果をもっている。また、温帯・寒帯林や草地では季節変化もある。植物の葉は、光合成に利用できない近赤外域のアルベドは高く(0.3程度)、光合成に使われる可視域のアルベドは低く(0.1以下)、効率よく光合成が行われるようになっている。一般に、夏にはアルベドは高く、温度の年変化を緩和するようになっている。

土壌水分は1節で述べた簡単なバケツモデルで予報しているが、このモデルが不十分なために、現実の土壌水分(直接観測はほとんどないが、降水量、気温などから推定値はある)と異なり、それがモデルの気候に悪影響を与えている可能性もある。そこで土壌水分と地表面アルベドの変化が気候に及ぼす影響について数値実験を行った(Yamazaki, 1989)。コントロール・ラン(Cラン)は9月1日から1年間積分した。地表面水文過程は標準的なバケツモデルで陸地上で一定の可能最大含水量 15 g/cm^2 を与えた。雪に覆われていない陸地上の地表面アルベドは0.14の一定値とし、積雪がある場合はその地点の海拔高度に応じて0.7から0.85まで変化するとしている。アルベド(積雪域も含む)と土壌水分を変えた2番目のラン(AWラン)もCランとおなじ初期条件から1年間積分した。AWランでは、地表面アルベドと土壌水分量は気候値を与えた。したがって雪とアルベドのフィードバックはなく、また、土壌水分量は予報しない。アルベドの効果と土壌水分の効果を分離するためにアルベドだけを気候値にしたラン(Aラン)も行った。さらに雪のアルベドの効果だけを見るために、雪のアルベドを0.5~0.7に下げたラン(SAラン)も行った。

冬季北半球の大循環は地表面アルベドの与え方に非常に敏感である。CランではAWランに比べてシベリア高気圧は強く、かつ南東に張り出している。これはCランの雪とアルベドのフィードバックのためで、Cランでは中国南部まで雪が降っている。Cランではアリューシャン低気圧は深く東偏し、北米に入り込み、逆にアイスランド低気圧は弱くなっている。夏期の北半球の気候にとって雪のアルベドは非常に重要である。雪のアルベドが低いと、ユーラシア大陸の乾燥地帯では、春の雪解けが早く起こり、夏にかけて土壌が乾燥し暖まる。その結果、そこでは夏の降水量が減少する。Cランは雪のアルベドが高すぎ、春の融雪が観測に比べ1ヶ月以上遅れ、その結果、夏になっても土壌が十分乾かず、夏のモンスーン循環が弱まっていたが、AWラン、Aラン、SAランでは改善が見られた。逆に、中国南部地域では、夏に大陸が暖まるために水蒸気収束が強化され、夏の降水量は増大する。降水量の増大は、土壌水分を増加させ、それがまた降水量を増加させる。つまり、雪のアルベドは大気と地表面水文過程の相互作用を通じ夏の気候に大きく影響する。中国南部域でのAW、C、Aランの降水量・蒸発量・土壌水分量の季節変化を図4-2に示す。AW、Aランは観測に近いことがわかる(SAランも同様)。

雪に覆われていない地表面のアルベドも気候に影響を与える。特に低緯度で影響が大きい。アルベドが高い(低い)と、降水量は減少(増大)する。これはアフリカの熱帯雨林伐採を想定し

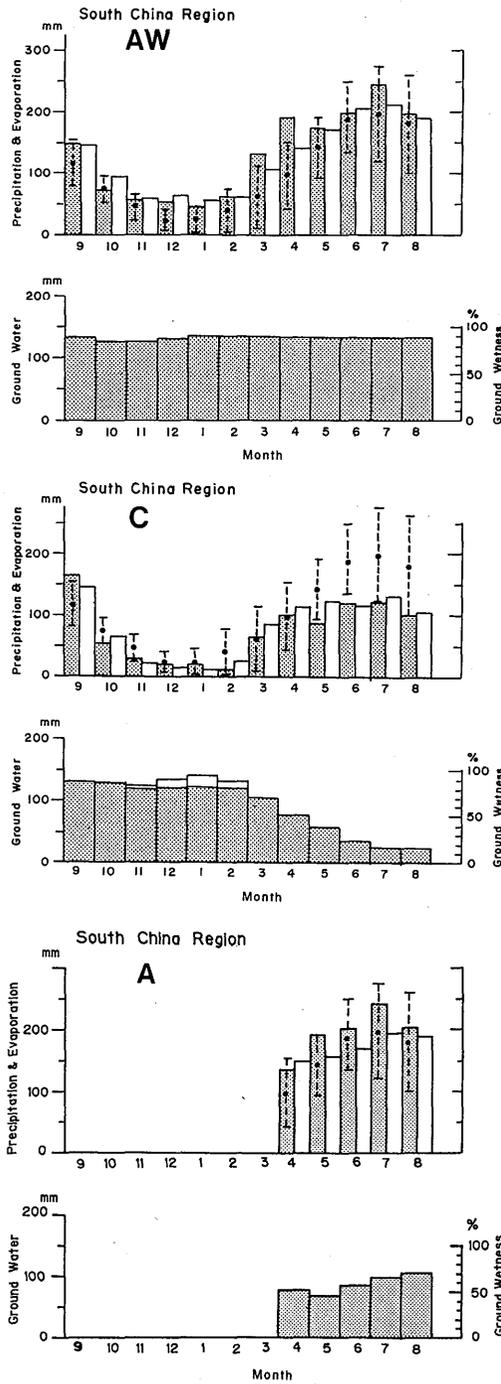


図4-2 中国南部域(2-32°N, 97.5-117.5°E)での月降水量(点彩)と月蒸発量(白色)および土壌水分量(点彩)の季節変化。土壌水分の上の白色の部分は積雪。上:AWラン, 中:Cラン, 下:Aラン。黒丸にエラーバーは観測値の平均と標準偏差。

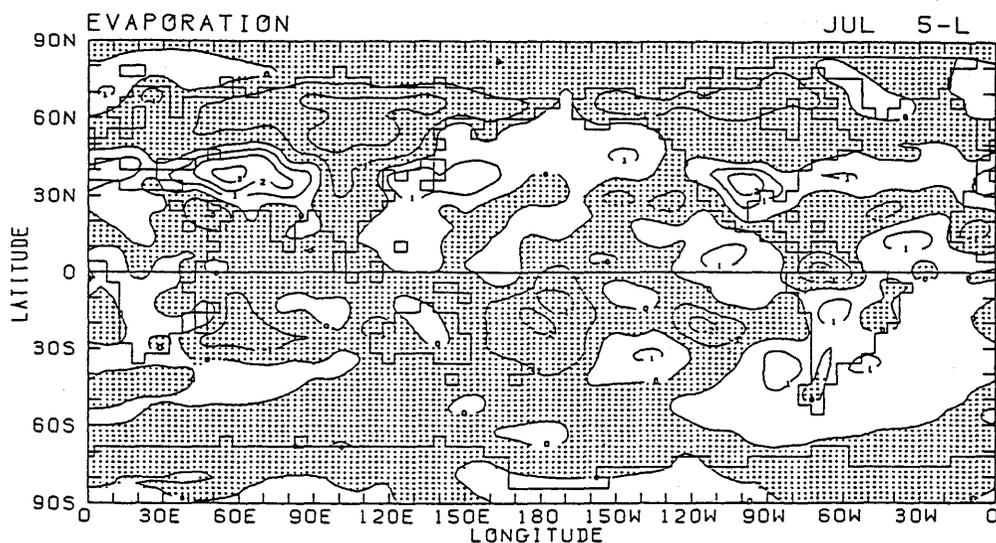


図4-3 多層土壌モデルランと一層バケツモデルランの7月の蒸発量の差。等値線の間隔は1mm/day。負の領域に点彩。

てアルベドを変化させた数値実験の結果でも同様の結論が得られている。

以上の結果から、モデルの陸地上のアルベドは、一様な値から、観測値に変更した。新しいアルベド値は Matthews (1984) の $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ のアルベドデータに基づいて、緯度 $4^{\circ} \times$ 経度 5° のモデルの格子値を作成した。Matthews は植生タイプおよび土地利用のデータを作成し、それに基づいて、1, 4, 7, 10月のアルベドを求めた。モデルの各月のアルベドは時間的に内挿して求めた。また、雪のアルベドの与え方も新しくして、積雪深および海拔高度による関数として与えるようにした。海拔高度によるとしたのは南極氷床やグリーンランド氷床など高い所の雪は0.85位の高いアルベドをもつことが観測的に知られているからである。また積雪深依存性は、積雪が薄くなれば地面や植生などが露出することを考慮した。従来のモデルでは積雪があるかないかで、アルベドが段階的に変化していた。この変更によって海拔高度の低い所の積雪のアルベドは従来より低くなる。さらに土壌の可能最大含水量については高緯度で小さくして、夏のユーラシア大陸で蒸発があまり大きくならないようにした。以上のような変更を加えたモデルが当研究終了時（平成元年度）の標準モデルとなっている。

土壌モデルに関しては一層のバケツモデルでは限界があると思われるので、10 m の深さまでを4層5節点にして、地中温度について有限要素法で解くモデルをテストした。ただし、可能最大含水量は多層モデルも一層モデルもそれぞれ一様な値にしてある。この多層モデルでは標準モデルと比較して、夏のユーラシア大陸やアメリカ大陸北部の蒸発量や降水量が減少し（図4-3参照）、実況に近づく。標準モデルでは高緯度で冬に土壌水分が氷結するが、夏には融けてしまう。

一方多層モデルでは深い部分の水は夏でも残り、永久凍土層が再現される。しかし、大陸上の気温の季節変化が小さくなり過ぎる等欠点もあり、まだまだ改良の余地が残されている。いずれにしても、北半球の気候は地表面のパラメタリゼーションに敏感であることが分かった。

3 海面水温偏差に対する応答

海洋が大気に及ぼす影響およびモデルの性能を調べるために、MRI・GCM を用いて数値実験を行った (Yamazaki, 1991)。1982/83 年の非常に強いエルニーニョがまだ勢力を保っていた 1983 年 5～6 月のケースを取り上げた。同じ初期場から海面温度として気候値を用いたラン (N ラン, 2 例) と 1983 年に実際に観測された海面温度を用いたラン (R ラン, 2 例) を行い、その差を観測された大気循環の偏差と比較した。以前に Tokioka *et al.* (1987) は同じケースについて数値実験を行っているが、結果は幾つか不満足な点があったので、再度、いくつかの点を改良して実験を行った。改良の第一点は、Arakawa-Schubert (AS) の積雲対流モデルに関するものである。従来のモデルでは、熱帯大気中で観測される季節内変動が再現できなかった。これは主に AS モデルによる大気加熱が高い層 (500 mb 以上) にピークをもつためであると考えられた。そのために、背の高い積雲の発生を抑制するようにモデルを変更した。背の高い積雲は小さなエントレインメント率 (λ) をもつ。一方、 λ は積雲の半径に逆比例する。従来のモデルでは λ は正であればよく、無限大の半径の積雲も許していた。現実には積雲の大きさはそれほど大きくなれず、数 km 程度と考えられる。そこで λ に下限 λ_c (半径に上限) を設定し、 λ_c より小さい雲を除外することにした。ここで λ_c は、境界層の厚さに反比例するとした。 λ_c の導入により季節内変動は再現できるようになり、熱帯でのシミュレーションの性能も向上した。

改良の第 2 点は境界条件に関する点で、以前はインド洋の海面水温偏差のデータがなかったが、今回は全球の海面水温偏差データを用いたことである。1983 年初夏にはインド洋で最大 1°C 位の正偏差が観測されている。第 3 点は以前は 100 mb がトップの 5 層モデルを用いたが今回は 10 mb がトップの 15 層モデルを用いたことである。

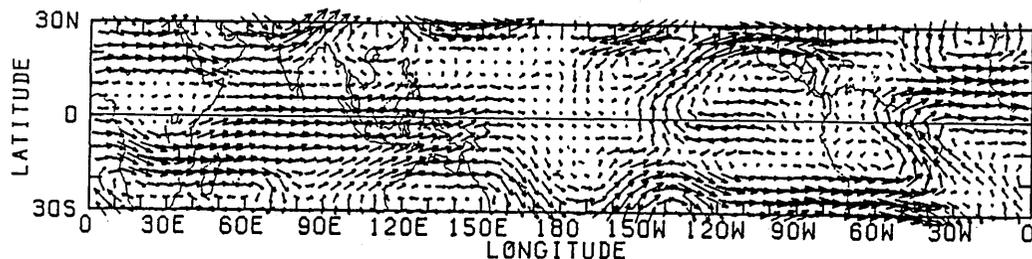
前回の結果では、低緯度のシミュレートされた大気循環の偏差は 5 月は観測との一致は良かったが、6 月は悪かった。今回は 5 月、6 月共、観測との一致は良く、積雲モデルの改良・インド洋の海面水温偏差が予報精度の向上に寄与したと思われる。6 月のモデルでシミュレートされた 200 mb の風の偏差と対応する観測された偏差を図 4-4 に示し、種々の量の偏差相関係数を表 4-1 に示す。低緯度の大規模場の月平均変動は、海面水温の変動に大きく支配されていることが確認された。

中緯度では 1 ヶ月目は初期値の影響が大きく、海面水温偏差のみでは観測との一致は期待できない。実際、モデルの 2 つのランの差は 1 ヶ月目は小さい。しかし、2 ヶ月目には海面水温偏差

OBSERVED : 83-(79-85)
WIND 200 MB

5 M/S →

JUN



15L-MODEL : REAL-NORM

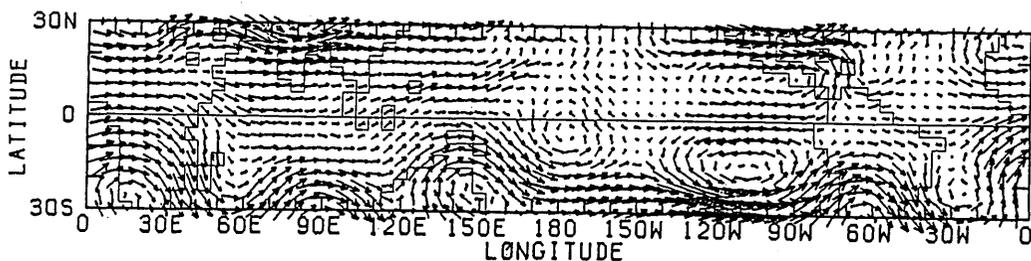


図4-4 1983年6月の月平均200mb風の偏差。上：観測値，下：モデル。

表4-1 月平均の200mbにおける東西風(u), 渦度, 流線関数(Ψ)速度ポテンシャル(χ)の観測値とモデルとの低緯度域での偏差相関係数。

u-wind at 200 mb		vorticity at 200 mb		Ψ at 200 mb		χ at 200 mb									
20°N-20°S	30°N-30°S	20°N-20°S	30°N-30°S	20°N-20°S	30°N-30°S	20°N-20°S	30°N-30°S								
May June	May June	May June	May June	May June	May June	May June	May June								
0.42	0.46	0.44	0.51	0.45	0.43	0.21	0.43	0.70	0.73	0.50	0.86	0.85	0.85	0.82	0.82

のインパクトが大きくなり予報精度は南北両半球とも前回の結果より良くなっている。図4-5に500 mb 高度偏差を示す。北半球中緯度では太平洋から北米大陸にかけて良い一致が見られる。南半球では帯状平均で中緯度で負、高緯度で正の偏差が観測でもモデルでも見られる。今回の結果は全球の海面水温とよいモデルによって月平均場の力学的長期予報の可能性を示唆

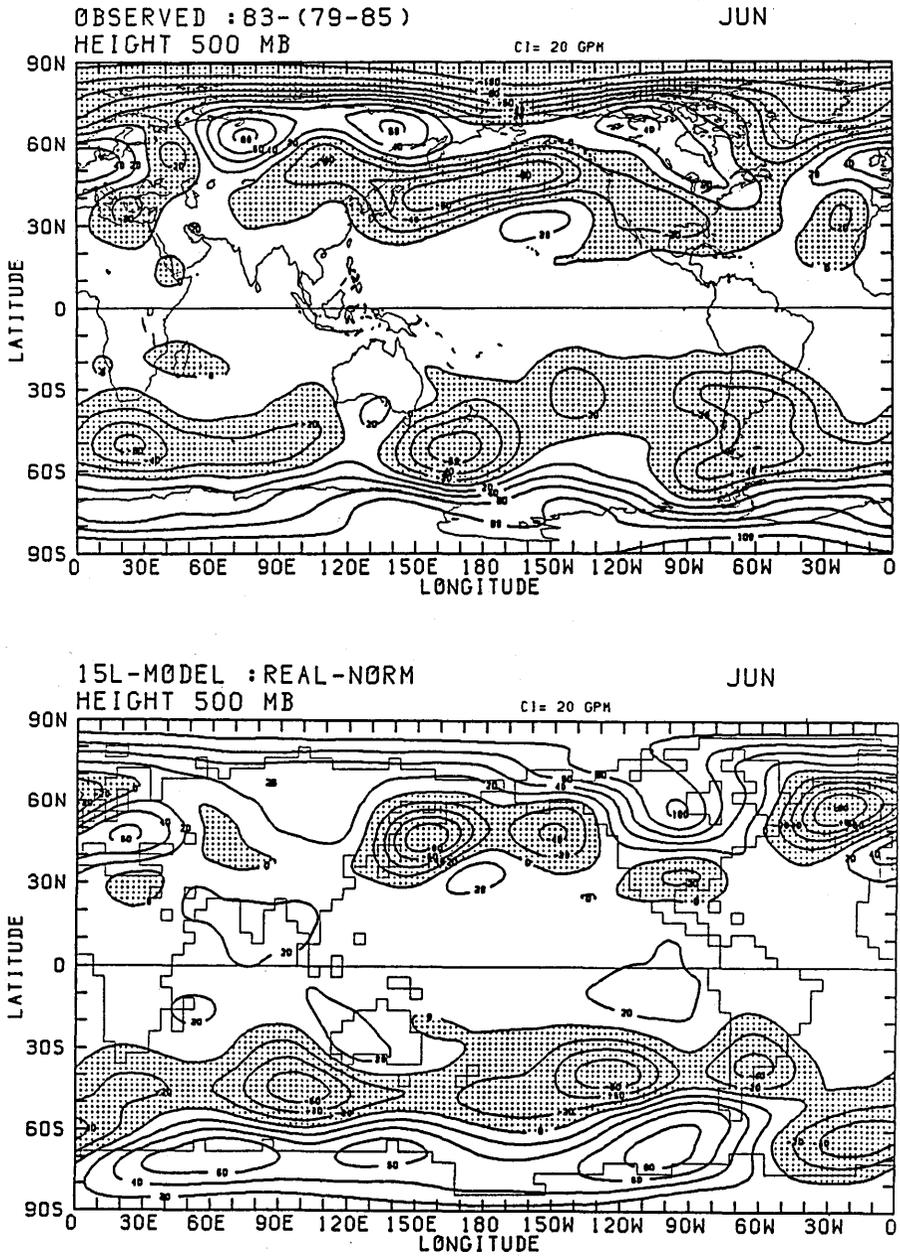


図4-5 1983年6月の月平均500mb高度偏差。上：観測値，下：モデル。等値線間隔は20 gpm。負の領域に点彩。

するものである。

4 まとめと今後の課題

前節で述べた海面水温偏差が大気循環に及ぼすインパクトに関するケーススタディや20年間の観測された海面水温でMRI・GCMを20年間積分した最近の研究(Kitoh, 1991)によれば、エルニーニョ南方振動に関係した熱帯大気的年々変動はモデルで良く再現されており、現在のモデルの海洋と大気間のエネルギー交換に関するパラメタリゼーションには、大きな欠点はないと思われる。

それにひきかえ、陸地面過程に関しては2節で述べたように大気循環に大きな影響を与えるにもかかわらず、まだ不満足な点が多い。土壌の多層化、植生モデルの導入等が急がれる課題である。そのほか、格子間隔以下の地表面(海洋も含む)の不均一性をどうパラメタライズするかという問題も重要であると思われる。例えば海水の間の開水面は面積的には小さいが、熱・水蒸気の輸送には大きな寄与をする。また、格子間隔以下の山岳や島は地表面摩擦を増大させたり内部重力波を発生させたりして大気と地表間で運動量交換を行っている。さらに全球大気・海洋結合モデルの構築のためには、陸地上からの流出が河川や地下水となって海洋に淡水を供給する過程も取り入れる必要がある。以上のように陸地面過程に関してはまだ問題が残されている。

参 考 文 献

- 予報研究部, 1984: 気象研究所大気大循環モデル-I (MRI・GCM-I). 気象研究所技術報告第13号, 249 pp.
- Kitoh, A., 1991: Interannual variations in an atmospheric GCM forced by the 1970-1989 SST. Part I: Response of the tropical atmosphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, **69**, 251-269.
- Matthews, E., 1984: Vegetation, land-use and seasonal albedo data sets: Documentation of archived data tape. *NASA Tech. Memo.*, 86107.
- Tokioka, T., K. Yamazaki and M. Chiba, 1987: A case study of sea surface temperature anomalies and initial conditions on dynamical forecast up to two months in the early summer of 1983. *Pap. Met. Geophys.*, **38**, 265-277.
- Yamazaki, K., 1989: A study of the impact of soil moisture and surface albedo changes on global climate using the MRI・GCM-I. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 123-146.
- Yamazaki, K., 1991: Further study of the impact of sea surface temperature anomaly on dynamical long-range forecast in the early summer of 1983. *Pap. Met. Geophys.*, **41**, 129-138.

付録 成果報告

1 論文

- 遠藤昌宏・吉岡典哉・木村吉宏, 1988: 気象パイロロボット搭載の日射センサーによる全天日射量の推定精度について. *研究時報*, **39**, 213-217.
- 藤谷徳之助・花房龍男, 1986: 海上風の空間構造の研究(2). 第9回風工学シンポジウム論文集, 7-12.
- Kinoshita, N. and H. Niino, 1990: On the depth of the surface layer in the turbulent Ekman layer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 747-751.
- Lie, H.-J. and M. Endoh, 1991: Seasonal and interannual variability in temperature of the upper layer of the Northwest Pacific, 1964-1983. *J. Physical Oceanography*, **21**, 385-397.
- 三上正男・安田延壽, 1988: 森林草地, 半乾燥地からの蒸発散量. *天気*, **35**, 662-667.
- 時岡達志・山崎孝治・谷貝 勇・野田 彰・鬼頭昭雄, 1985: 最近5年間に行った気象研究所大循環モデルによる数値実験. *気象研究所昭和60年度研究発表会誌*, 51-61.
- Tokioka, T., K. Yamazaki and M. Chiba, 1987: A case study of the impact of sea-surface temperature anomalies and initial conditions on dynamical forecast up to two months in the early summer of 1983. *Pap. Met. Geophys.*, **38**, 265-277.
- 戸矢時義, 1985: 陸地蒸発量の評価——接地気象観測システムと蒸発のパラメタリゼーション. *気象研究所昭和60年度研究発表会誌*, 91-105.
- Toya, T., M. Mikami and N. Yasuda, 1990: A determination of the Dalton and Stanton numbers over a saturated barley field. *Bound. Layer Meteor.*, **52**, 377-395.
- Yamazaki, K., 1988: Influence of sea surface temperature anomalies over the Indian Ocean and Pacific Ocean on the tropical atmospheric circulation —A numerical experiment—. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 797-806.
- Yamazaki, K., 1989: A study of the impact of soil moisture and surface albedo changes on global climate using the MRI・GCM-I. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 123-146.
- 山崎孝治, 1989: 雪と夏の気候についての数値実験. *月刊「海洋」*, 459-461.
- Yamazaki, K., 1991: Further study of the impact of sea surface temperature anomaly on dynamical long-range forecast in the early summer of 1983. *Pap. Met. Geophys.*, **41**, 129-138.

2 講演

- 遠藤昌宏・真鍋輝子・佐伯理郎, 1987: 海面フラックス評価への要請. 日本海洋学会秋季大会シンポジウム.
- 遠藤昌宏・長井嗣信・北村佳照・時岡達志, 1990: MRI 大気海洋結合モデルの振舞 (V) Mellor-Yamada クロージャーの導入. 日本海洋学会春季大会.
- Fujitani, T. and T. Hanafusa, 1986: Spatial structure of the wind in the marine boundary layer. The 3rd Asian Congress of Fluid Mechanics, Tokyo.

- Kitamura, Y., 1988: Numerical study on the interannual variation of the Tropical Pacific Ocean. Jacob Bjerknes Symposium on Air-Sea Interactions, California, U.S.A.
- 李 興宰・遠藤昌宏・吉岡典哉, 1989: 北太平洋表層の構造とその経年変化——予備的解析: 1964-1982 BT データ. 日本海洋学会春季大会.
- Mikami, M., 1987: Radiation temperature and evapotranspiration of plant-covered surface. The 6th Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation of the A.M.S., New Orleans, U.S.A.
- 三上正男・安田延壽, 1987: 森林丘陵地帯上のダルトン数について. 日本気象学会秋季大会.
- 三上正男・安田延壽, 1988: 武蔵丘陵森林内の風速分布について. 日本気象学会秋季大会.
- 三上正男・戸矢時義, 1989: 改良された接地気象観測装置. 日本気象学会春季大会.
- 三上正男・戸矢時義・藤谷徳之助・安田延壽, 1989: 森林上の気象特性と蒸発散量の評価(1). 日本気象学会秋季大会.
- Motoi, T. and M. Endoh, 1989: Performance of MRI global model of the ocean. International Conference on "Modeling of Global Climate Change and Variability", Hamburg.
- Niino, H., 1989: Quasi-geostrophic flow over a rough bottom. Euromech No.245 "Effects of Background Rotation of Fluid Motions", April 4-7, 1989, Cambridge, England.
- 新野 宏, 1990: 乱流クローザーモデルにおける特徴長さの予報式について. 日本気象学会春季大会.
- 新野 宏・木下宣幸, 1990: エクマン境界層の接地境界層の厚さについて. 日本気象学会春季大会.
- Yamazaki, K., 1985: The sensitivity experiment to land-surface boundary conditions with the MRI・GCM. Conference on Parameterization of Land-surface Characteristics, Rome.
- Yamazaki, K., 1988: Impact of sea surface temperature and initial condition on dynamical longrange forecast in the summer of 1983. Jacob Bjerknes Symposium on Air-Sea Interactions, California, U.S.A.
- Yamazaki, K., 1988: Impact of land-surface boundary condition changes on the climate simulated by the MRI・GCM. Workshop on Systematic Errors in Models of the Atmosphere, Tronto, Canada, WMO/TD-No. 273, 354-360.
- 山崎孝治, 1988: GCM を用いた生態系の気候形成における役割の研究. 日本気象学会春季大会シンポジウム. 天気, 35, 667-672.
- 山崎孝治, 1988: 雪と夏の気候に関する数値実験. 「ENSO と気候変動」シンポジウム.
- 安田延壽・三上正男, 1987: 森林丘陵地帯の風速分布と粗度. 日本気象学会秋季大会.
- 安田延壽・鈴木紀行・三上正男・戸矢時義, 1988: ペンマン法による地中熱フラックスの評価. 日本気象学会秋季大会.
- 安田延壽・戸矢時義・三上正男, 1988: 武蔵丘陵の蒸発散と葉温. 水文・水資源学会研究発表会.
- 吉岡典哉・尹 宗煥, 1989: 準地衡2層モデルに見られる季節変動について. 日本海洋学会秋季大会.

気象研究所技術報告一覧表

- 第1号 バックグラウンド大気汚染の測定法の開発 (地球規模大気汚染特別研究班, 1978)
Development of Monitoring Techniques for Global Background Air Pollution (MRI Special Research Group on Global Atmospheric Pollution, 1978)
- 第2号 主要活火山の地殻変動並びに地熱状態の調査研究 (地震火山研究部, 1979)
Investigation of Ground Movement and Geothermal State of Main Active Volcanoes in Japan (Seismology and Volcanology Research Division, 1979)
- 第3号 筑波研究学園都市に新設された気象観測用鉄塔施設 (花房龍男・藤谷徳之助・伴野 登・魚津 博, 1979)
On the Meteorological Tower and Its Observational System at Tsukuba Science City (T. Hanafusa, T. Fujitani, N. Banno and H. Uozu, 1979)
- 第4号 海底地震常時観測システムの開発 (地震火山研究部, 1980)
Permanent Ocean-Bottom Seismograph Observation System (Seismology and Volcanology Research Division, 1980)
- 第5号 本州南方海域水温図——400 m (又は 500 m) 深と 1000 m 深——(1934-1943 年及び 1954-1980 年) (海洋研究部, 1981)
Horizontal Distribution of Temperature in 400 m (or 500 m) and 1000 m Depth in Sea South of Honshu, Japan and Western-North Pacific Ocean from 1934 to 1943 and from 1954 to 1980 (Oceanographical Research Division, 1981)
- 第6号 成層圏オゾンの破壊につながる大気成分および紫外日射の観測 (高層物理研究部, 1982)
Observations of the Atmospheric Constituents Related to the Stratospheric Ozone Depletion and the Ultraviolet Radiation (Upper Atmosphere Physics Research Division, 1982)
- 第7号 83 型強震計の開発 (地震火山研究部, 1983)
Strong-Motion Seismograph Model 83 for the Japan Meteorological Agency Network (Seismology and Volcanology Research Division, 1983)
- 第8号 大気中における雪片の融解現象に関する研究 (物理気象研究部, 1984)
The Study of Melting of Snowflakes in the Atmosphere (Physical Meteorology Research Division, 1984)
- 第9号 御前崎南方沖における海底水圧観測 (地震火山研究部・海洋研究部, 1984)
Bottom Pressure Observation South off Omaezaki, Central Honshu (Seismology and

- Volcanology Research Division and Oceanographical Research Division, 1984)
- 第 10 号 日本付近の低気圧の統計 (予報研究部, 1984)
Statistics on Cyclones around Japan (Forecast Research Division, 1984)
- 第 11 号 局地風と大気汚染物質の輸送に関する研究 (応用気象研究部, 1984)
Observations and Numerical Experiments on Local Circulation and Medium-Range Transport of Air Pollutions (Applied Meteorology Research Division, 1984)
- 第 12 号 火山活動監視法に関する研究 (地震火山研究部, 1984)
Investigation on the Techniques for Volcanic Activity Surveillance (Seismology and Volcanology Research Division, 1984)
- 第 13 号 気象研究所大気大循環モデル-I (MRI・GCM-I) (予報研究部, 1984)
A Description of the MRI Atmospheric General Circulation Model (The MRI・GCM-I) (Forecast Research Division, 1984)
- 第 14 号 台風の構造の変化と移動に関する研究——台風 7916 の一生——(台風研究部, 1985)
A Study on the Changes of the Three-Dimensional Structure and the Movement Speed of the Typhoon through Its Life Time (Typhoon Research Division, 1985)
- 第 15 号 波浪推算モデル MRI と MRI-II の相互比較研究——計算結果図集——(海洋研究部, 1985)
An Intercomparison Study between the Wave Models MRI and MRI-II——A Compilation of Results——(Oceanographical Research Division, 1985)
- 第 16 号 地震予知に関する実験的及び理論的研究 (地震火山研究部, 1985)
Study on Earthquake Prediction by Geophysical Method (Seismology and Volcanology Research Division, 1985)
- 第 17 号 北半球地上月平均気温偏差図 (予報研究部, 1986)
Maps of Monthly Mean Surface Temperature Anomalies over the Northern Hemisphere for 1891-1981 (Forecast Research Division, 1986)
- 第 18 号 中層大気の研究 (高層物理研究部・気象衛星研究部・予報研究部・地磁気観測所, 1986)
Studies of the Middle Atmosphere (Upper Atmosphere Physics Research Division, Meteorological Satellite Research Division, Forecast Research Division, MRI and the Magnetic Observatory, 1986)
- 第 19 号 ドップラーレーダによる気象・海象の研究 (気象衛星研究部・台風研究部・予報研究部・応用気象研究部・海洋研究部, 1986)
Studies on Meteorological and Sea Surface Phenomena by Doppler Radar (Meteorological Satellite Research Division, Typhoon Research Division, Forecast Research

Division, Applied Meteorology Research Division and Oceanographical Research Division, 1986)

第 20 号 気象研究所対流圏大気大循環モデル (MRI・GCM-I) による 12 年間の積分 (予報研究部, 1986)

Mean Statistics of the Tropospheric MRI・GCM-I based on 12-year Integration (Forecast Research Division, 1986)

第 21 号 宇宙線中間子強度 1983-1986 (高層物理研究部, 1987)

Multi-Directional Cosmic Ray Meson Intensity 1983-1986 (Upper Atmosphere Physics Research Division, 1987)

第 22 号 静止気象衛星「ひまわり」画像の噴火噴煙データにもとづく噴火活動の解析に関する研究 (地震火山研究部, 1987)

Study on Analyses of Volcanic Eruptions based on Eruption Cloud Image Data obtained by the Geostationary Meteorological Satellite (GMS) (Seismology and Volcanology Research Division, 1987)

第 23 号 オホーツク海海洋気候図 (篠原吉雄・四電信行, 1988)

Marine Climatological Atlas of the Sea of Okhotsk (Y. Shinohara and N. Shikama, 1988)

第 24 号 海洋大循環モデルを用いた風の応力異常に対する太平洋の応答実験 (海洋研究部, 1989)

Response Experiment of Pacific Ocean to Anomalous Wind Stress with Ocean General Circulation Model (Oceanographical Research Division, 1989)

第 25 号 太平洋における海洋諸要素の季節平均分布 (海洋研究部, 1989)

Seasonal Mean Distribution of Sea Properties in the Pacific (Oceanographical Research Division, 1989)

第 26 号 地震前兆現象のデータベース (地震火山研究部, 1990)

Database of Earthquake Precursors (Seismology and Volcanology Research Division, 1990)

第 27 号 沖縄地方における梅雨期の降水システムの特徴 (台風研究部, 1991)

Characteristics of Precipitation Systems during the Baiu Season in the Okinawa Area (Typhoon Research Division, 1991)

第 28 号 気象研究所・予報研究部で開発された非静水圧モデル (猪川元興・斉藤和雄, 1991)

Description of a Nonhydrostatic Model Developed at the Forecast Research Department of the MRI (M. Ikawa and K. Saito, 1991)

第 29 号 雲の放射過程に関する総合的研究 (気候研究部・物理気象研究部・応用気象研究部・気

象衛星・観測システム研究部・台風研究部, 1992)

A Synthetic Study on Cloud-Radiation Processes (Climate Research Department, Physical Meteorology Research Department, Applied Meteorology Research Department, Meteorological Satellite and Observation System Research Department and Typhoon Research Department, 1992)

気 象 研 究 所

1946 (昭和 21) 年 設立

所 長：小 長 俊 二

予 報 研 究 部	部 長：	長谷川 隆 司
気 候 研 究 部	部 長：	古 賀 晴 成
台 風 研 究 部	部 長：	大 塚 伸
物 理 気 象 研 究 部	部 長：	能 美 武 功
応 用 気 象 研 究 部	部 長：理 博	花 房 龍 男
気 象 衛 星 ・ 観 測 シ ス テ ム 研 究 部	部 長：	田 中 豊 顯
地 震 火 山 研 究 部	部 長：理 博	清 野 政 明
海 洋 研 究 部	部 長：理 博	鷲 猛
地 球 化 学 研 究 部	部 長：理 博	重 原 好 次

気 象 研 究 所 技 術 報 告

編 集 委 員 長：重 原 好 次

編 集 委 員：高 野 功 中 川 慎 治 原 昌 弘
佐 々 木 徹 小 林 隆 久 葦 沢 浩
小 高 俊 一 西 山 勝 暢 鈴 木 款
事 務 局：永 沢 義 嗣 太 田 貴 郎

気象研究所技術報告は、1978 (昭和 53) 年の初刊以来、気象研究所が必要の都度発行する刊行物であり、気象学、海洋学、地震学その他関連の地球科学の分野において気象研究所職員が得た研究成果に関し、技術報告、資料報告および総合報告を掲載する。

気象研究所技術報告の編集は、編集委員会が行う。編集委員会は原稿の掲載の可否を判定する。

本誌に掲載された論文の著作権は気象研究所に帰属する。本誌に掲載された論文を引用する場合は、出所を明示すれば気象研究所の許諾を必要としない。本誌に掲載された論文の全部又は一部を複製、転載、翻訳、あるいはその他に利用する場合は、個人が研究、学習、教育に使用する場合を除き、気象研究所の許諾を得なければならない。

気象研究所技術報告 ISSN 0386-4049

第 30 号

平成 4 年 4 月 25 日 発行

編 集 者 気 象 研 究 所
発 行 者

〒 305 茨城県つくば市長峰 1-1

TEL. (0298)51-7111

印 刷 所 前 田 印 刷 株 式 会 社

〒 305 茨城県つくば市東新井 14-5