

例会講演要旨集

第 112 号

目 次

詳細目次・・(i)

例 会

1. 地表面熱収支, 水収支解析における品質管理とデータ補完・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 1
2. ウェーブレット変換を用いた大気乱流変動解析・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 5
3. 水蒸気量の変化がアラスカ黒トウヒ林の CO₂ 交換量に与える影響について
 —衛星モデルと地上実測の比較解析—・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 9
4. 沿岸海洋における海面 CO₂ フラックス・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 13
5. 岡山県牛窓における大気中二酸化炭素の測定・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 17
6. 大気・海水中一酸化二窒素(N₂O)自動測定器の開発と試動・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 20
7. レインゴーランド法による岡山市周辺における酸性雨の測定
 —2000年5月～2006年11月—・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 24
8. レインゴーランド法による岡山市周辺における降雨中の pH, EC の変化・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 28
9. アンダーセンサンプラー法による倉敷における浮遊粉じんの測定・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 32
10. 大阪平野で発生するヒートアイランド現象の時空間的解析・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 36
11. 大阪湾から奈良盆地・京都盆地に侵入する海風について(定点観測によるアプローチ)・・・・ 40
12. 大阪平野で発達する局地循環による熱・水収支の変化・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 44
13. 建物用途の違いが都市熱環境に与える影響
 —大阪市のオフィス街区・商業街区・住宅街区の比較—・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 48
14. 大阪市中心部における温熱指標 WBGT の連続測定
 —様々な街区での熱中症発生リスクの比較—・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 52
15. 都市域内にある大規模緑地で発生するクールアイランドの観測・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 56
16. 都市キャノピー層における熱収支観測 ～都市モデル (MM-CMBEM) の精度検証～・・・・ 60
17. 都市域のヒートアイランド現象がサクラの開花に与える影響 —岡山市を対象にして—・・・・ 64
18. 倉敷における気温の経年変化・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 68
19. 十和田湖畔における倒木被害の気象学的検証 —2007年1月の事例—・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 70
20. 土佐湾海風の今昔物語・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 74
21. 線状降水帯の気流構造 —2003年7月18日—・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 78
22. 広島豪雨の発生メカニズム —1999年6月29日—・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 82

(表紙裏に続く)

2007年11月10日(土) 岡山大学環境理工学部 104 講義室

日本気象学会関西支部

23. 広島市平野部の海風による積乱雲の発生
—瀬戸内海の海風と中国山地からの吹き降ろし風の収束線における積乱雲発生の機序—・・・86
24. 九州での梅雨前線降水の日変化に関する総観解析(1976～2005年の各事例)・・・90

特別講演

- 超高解像度モデルによる局所的な風の解析と予測・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・94
竹見哲也氏（京都大学防災研究所准教授）

詳細目次

例 会

1. 地表面熱収支, 水収支解析における品質管理とデータ補完 1
* 森田泰之, 塚本修(岡山大学大学院自然科学研究科)
2. ウェーブレット変換を用いた大気乱流変動解析 5
* 西川昂志, 塚本修(岡山大学大学院自然科学研究科)
3. 水蒸気量の変化がアラスカ黒トウヒ林の CO₂ 交換量に与える影響について
—衛星モデルと地上実測の比較解析— 9
* 太田雄二, 吉川俊作, 伊達尚史(岡山大学大学院環境学研究科),
植山雅仁, 原菌芳信(アラスカ大学国際北極圏研究センター),
岩田徹, 山本晋(岡山大学大学院環境学研究科)
4. 沿岸海洋における海面 CO₂ フラックス 13
* 浦本泰宏, 沢田健, 下重光次(岡山大学大学院環境学研究科),
山下栄次(岡山理科大学技術科学研究所), 内山清(京都大学防災研究所),
岩田徹(岡山大学大学院環境学研究科)
5. 岡山県牛窓における大気中二酸化炭素の測定 17
* 笠野倫弘, 山下栄次(岡山理科大学技術科学研究所)
6. 大気・海水中一酸化二窒素(N₂O)自動測定器の開発と試動 20
* 渡部裕介, 山下栄次(岡山理科大学技術科学研究所),
林美鶴(神戸大学内海城環境教育研究センター), 安井勉(株エスワン)
7. レインゴーランド法による岡山市周辺における酸性雨の測定—2000年5月~2006年11月— . . . 24
* 月森新一朗, 平田圭佑, 山下栄次(岡山理科大学技術科学研究所),
松尾太郎, 正木智美(加計学園自然植物園)
8. レインゴーランド法による岡山市周辺における降雨中の pH, EC の変化 28
* 平田圭佑, 月森新一朗, 山下栄次(岡山理科大学技術科学研究所),
松尾太郎, 正木智美(加計学園自然植物園)
9. アンダーセンサンプラー法による倉敷における浮遊粉じんの測定 32
* 堂田吉則, 山下栄次(岡山理科大学技術科学研究所), 米谷俊彦(岡山大学資源生物学研究所)
10. 大阪平野で発生するヒートアイランド現象の時空間的解析 36
* 重田祥範(岡山大学大学院自然科学研究科),
畔柳秀匡(岡山理科大学大学院総合情報研究科), 佐野亜都子(岡山理科大学理学部),
高岡利行, 高根雄也, 谷口誠, 大橋唯太(岡山理科大学総合情報学部),
平野勇二郎(群馬大学工学部), 亀卦川幸浩(明星大学理工学部),
塚本修(岡山大学自然科学研究科)
11. 大阪湾から奈良盆地・京都盆地に侵入する海風について(定点観測によるアプローチ) 40
* 佐野亜都子(岡山理科大学理学部), 高根雄也(岡山理科大学総合情報学部),
重田祥範(岡山大学大学院自然科学研究科), 大橋唯太(岡山理科大学総合情報学部),
平野勇二郎(群馬大学工学部), 亀卦川幸浩(明星大学理工学部)
12. 大阪平野で発達する局地循環による熱・水収支の変化 44
* 高根雄也(岡山理科大学総合情報学部), 佐野亜都子(岡山理科大学理学部),
重田祥範(岡山大学大学院自然科学研究科), 大橋唯太(岡山理科大学総合情報学部),
平野勇二郎(群馬大学工学部), 亀卦川幸浩(明星大学理工学部)
13. 建物用途の違いが都市熱環境に与える影響
—大阪市のオフィス街区・商業街区・住宅街区の比較— 48
* 畔柳秀匡(岡山理科大学大学院総合情報研究科),
重田祥範(岡山大学大学院自然科学研究科), 大橋唯太(岡山理科大学総合情報学部),
亀卦川幸浩(明星大学理工学部)
14. 大阪市中心部における温熱指標 WBGT の連続測定

—様々な街区での熱中症発生リスクの比較—	52
*谷口誠 (岡山理科大学総合情報学部), 畔柳秀匡 (岡山理科大学大学院総合情報研究科), 重田祥範 (岡山大学大学院自然科学研究科), 大橋唯太 (岡山理科大学総合情報学部), 水越祐一 (日本気象協会関西支社), 亀卦川幸浩 (明星大学理工学部)	
15. 都市域内にある大規模緑地で発生するクールアイランドの観測	56
*高岡利行 (岡山理科大学総合情報学部), 重田祥範 (岡山大学大学院自然科学研究科), 畔柳秀匡 (岡山理科大学大学院総合情報研究科), 大橋唯太 (岡山理科大学総合情報学部), 平野勇二郎 (群馬大学工学部), 亀卦川幸浩 (明星大学理工学部)	
16. 都市キャノピー層における熱収支観測 ～都市モデル (MM-CMBEM) の精度検証～	60
*井上大輔, 塚本修 (岡山大学大学院自然科学研究科), 大橋唯太 (岡山理科大学総合情報学部)	
17. 都市域のヒートアイランド現象がサクラの開花に与える影響 —岡山市を対象にして—	64
*佐藤真由美, 野田珠生, 大森繁, 鈴木千尋, 能勢樹葉, 川上皓史, 山尾僚, 山本伸子, 重田祥範, 大橋唯太, 池田博 (岡山理科大学生物地球システム研究会有志)	
18. 倉敷における気温の経年変化	68
*米谷俊彦, 田中丸重美 (岡山大学資生研)	
19. 十和田湖畔における倒木被害の気象学的検証 —2007年1月の事例—	70
千葉修 (高知大学大学院黒潮圏海洋科学研究科), *小谷育生 (高知大学理学部)	
20. 土佐湾海風の今昔物語	74
千葉修 (高知大学大学院黒潮圏海洋科学研究科), *倉掛容子 (高知大学理学部)	
21. 線状降水帯の気流構造 —2003年7月18日—	78
*金森恒雄 (広島地方気象台), 栗原佳代子 (高松空港出張所), 瀬古弘 (気象研究所)	
22. 広島豪雨の発生メカニズム —1999年6月29日—	82
*大谷修一, 宇都宮幹也, 金森恒雄 (広島地方気象台), 瀬古弘 (気象研究所)	
23. 広島市平野部の海風による積乱雲の発生	86
*大野晃生 (日本気象協会), 楠田雅紀 (広島地方気象台), 中田隆一 (日本気象協会)	
24. 九州での梅雨前線降水の日変化に関する総観解析 (1976~2005年の各事例)	90
*羽賀泰之 (岡山大学大学院教育学研究科理科教育専攻), 加藤内蔵進 (岡山大学教育学部理科教室)	

(但し*は発表者)

特別講演

超高分像度モデルによる局所的な風の解析と予測	94
竹見哲也氏 (京都大学防災研究所准教授)	

地表面熱収支，水収支解析における品質管理とデータ補完

* 森田 泰之，塚本 修（岡山大学大学院自然科学研究科）

1 はじめに

地球規模の気候変動を考える場合に、大気と地表面との相互作用は大気に水やエネルギーを供給する過程として非常に重要な部分を占めている。地球上の面積の割合で考えれば、海洋の役割が最も大きい。陸面では地表面状態が非常に多岐にわたるため、それぞれの地表面における大気との相互作用を調べて行くことが不可欠である。

現在、陸上での地表面フラックス測定には渦相関法を用いることが主流になってきている。しかし、長期の地表面フラックスの連続観測をする場合、測器や記録計の不具合や乱流測定に不適当な気象条件で得られたデータなどさまざまな品質のデータが混在してしまうため、フラックスの品質管理が重要になる。フラックスデータの品質管理法については、まだ確立されておらず、本研究では、フラックス観測ネットワークで標準的に行われている品質管理法を適用し、その有効性を確認する。

また、長期間の熱収支、水収支を把握するためには欠損値や品質管理により除去されたデータを補完する必要がある。長期データの補完について議論している Falge et. al (2001) を参考にし、欠損値の補完法の適用性の検討も行う。

2 観測概要

本研究グループは、岡山大学農学部附属津島農場で 2004 年 12 月より連続的に観測を行っている。超音波風速温度計（Campbell 社製 CSAT3）で鉛直風速変動と音仮温度変動を測定し、水蒸気密度変動は水蒸気・二酸化炭素分析計（LI-COR 社製 LI-7500）で測定し、それ

ぞれ高度 2.5m に設置している。また、アルベドメーター（プリード社製 PCR-02）で日射量を、通風温度・湿度計（プリード社製 PVC-04）で気温と相対湿度を測定している。観測データは、データロガー（Campbell 社製 CR-10X）に収集しデータロガー内のプログラムにより 10 分値のフラックスとして算出される。一般気象要素も 10 分平均値として計算し記録される。（測器の詳細は中島（2005）を参照）

本研究では、2006 年 1 月 23 日～同年 12 月 31 日のデータを使用する。

3 観測データの品質管理

まず、乱流計測器から得られる 10 分毎の顕熱・潜熱フラックス値に品質管理を行い、信頼性の低いデータを削除した。

①フラックスの絶対値

フラックスの値が閾値（通常取りうる最大値の 2 倍）を超えるものを削除した。季節毎に、また日中と夜間では異なる閾値を設定した。

②乱流強度テスト

Monin-Obkhov 相似則が成り立っているか確認する方法である。Foken et. al (1996) は相似則から予想される無次元標準偏差値 ($\sigma w/U^*$, $\sigma T/|T^*|$, $\sigma q/|q^*|$) と、観測データから得られた無次元標準偏差値の差が 20～30% 以内であればデータの品質が良いとしている。しかし、この閾値をそのまま採用すると大部分のデータ（主に夜間のデータ）が信頼性が低いと判断された。障害物や地表面の非一様性がある場合には、観測される乱流強度は相似則から予想される値に比べて大きくなるとされており、今回使用したデータでは $\sigma w/U^*$ について

は相似則からのずれが 40%を、閾値とした。

③水蒸気密度変動の標準偏差

①と②を行うことで効果的に異常値と思われるデータを除去することができた。しかし潜熱フラックスデータについては、依然としてばらつきが見られた。そこで、フラックスと同時にデータロガーに記録している 10 分毎の σq が 0.7g/m^3 以上のものを除去した。これにより、①と②では異常値と識別されない不良データを除去でき、より高品質のデータを取得することが可能となった。

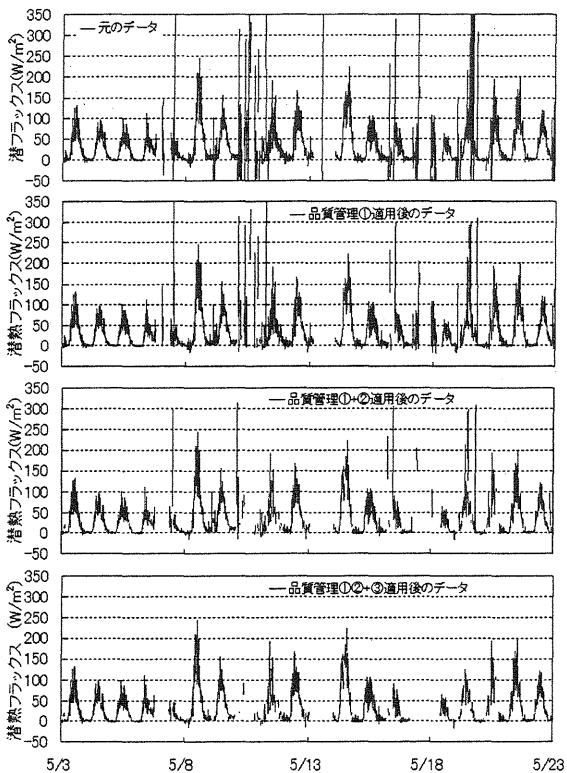


図 1 上から例として、10 分毎の潜熱フラックスの元データ、品質管理①適用後のデータ、品質管理①+②適用後のデータ、品質管理①②+③適用後のデータを示す。

表1 顕熱・潜熱フラックスの欠損率(%)

	(A)品質管理前 (B)品質管理後			
	顕熱フラックス		潜熱フラックス	
	(A)	(B)	(A)	(B)
1,2月	5	31	7	28
3,4月	6	28	10	28
5,6月	7	26	12	12
7,8月	3	23	(69)	(76)
9,10月	2	30	16	37
11,12月	3	31	6	27
全体	4	28	21	38

7月 22 日から 9 月 8 日の期間、水蒸気・二酸化炭素分析計を取り外していたため他の期間に比べて 7,8 月の欠損率が大きくなっている。

4 フラックスの欠損値の補完

品質管理により高品質のデータを取得可能となったが、表 1 に示すようにデータの欠損率も増加した。しかし、このままではある期間(1日、1月、年間など)の積算値を求めることはできない。そこで、連続したフラックスデータを構築するためには、欠損データの補完が重要になってくる。Falge et. al (2001)によると、顕熱・潜熱フラックスの欠損値を補完する方法として、以下の方法がある。

①Mean diurnal variation(平均日変化法)

一定期間毎に、観測時刻別のフラックスの平均値を計算して、その期間の平均的な日変化パターンを求めておき、欠損値はその時刻の期間平均値で置き換える。

②Look-up table(表検索法)

一定期間毎にフラックスを支配する環境要因の階級ごとにフラックスを分類し、各階級に属するフラックスの平均値を求めた表(検索表)を作成する。フラックスの欠損値はその時刻の環境要因の値に対する階級のフラックスの平均値で置き換える。今回はさらに、(Asia Flux 運営委員会 2003)に従って以下の方法を加えた。

③日射量との回帰式

期間を限定した放射量との回帰式を求め、フ

ラックスの欠損値はその時刻の放射量を回帰式に代入して求める。今回は使用したデータ期間の上向きの赤外長波放射量が正しく測定されていないため、正味放射量ではなく日射量を用いた。

図2に、図1の品質管理後の潜熱フラックスデータを基にして、①平均日変化法、②表検索法、③日射量回帰式の方法を用いて欠損値を補完した例を示す。日射量の小さい日の日中に注目してみると、平均日変化法による補完値は表検索法や日射量回帰式法を用いた補完値より大きい値となっている。

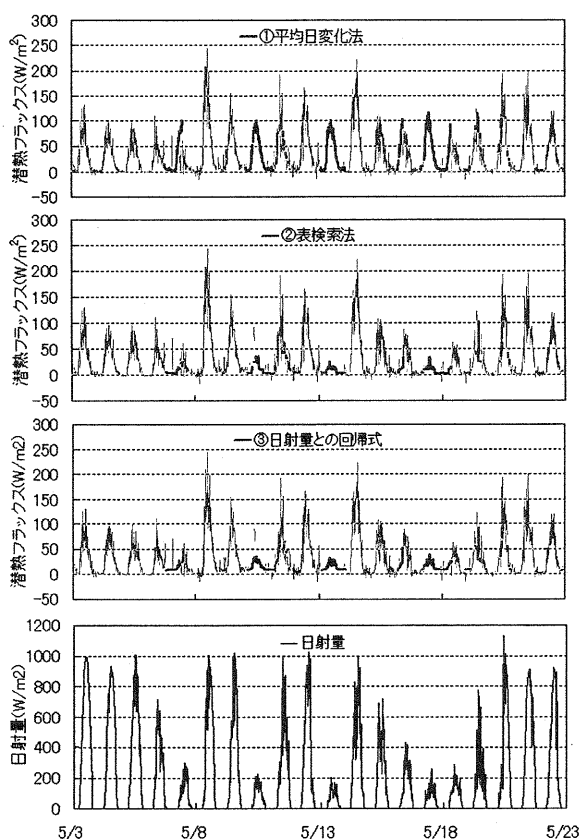


図2 品質管理後の10分毎の潜熱フラックス時系列データのうちの欠損値を3つの方法で補完した結果(黒い太線が補完値)と日射量(例)。上から①平均日変化法による補完結果、②表検索法による補完結果、③日射量との回帰式による補完結果、日射量

5 誤差の評価

Falge et. al (2001)では、フラックスの時系列データのうち一定の割合でランダムに抽出したデータをわざと欠損値として除去した後のデータを使用し、①と②の補完方法により補完を行い、その欠損値を補完した値と実際の観測値との誤差を評価している。本研究では図1に示した品質管理後のデータについて日射量が小さい曇り日のデータを一月に一日選び出し、24時間分のデータを欠損値として扱い、3つの方法による補完値と観測値との誤差の評価を行った。誤差の表示には以下を使用した。

(補完値を F_i 、観測値を O_i とし、データの個数を N とする。)

* 平均誤差(ME)

$$ME = \sum_{i=1}^N (F_i - O_i) / N$$

正の誤差と負の誤差はお互いに相殺される。

* 二乗平均平方根誤差(RMSE)

$$RMSE = \sqrt{\sum_{i=1}^N (F_i - O_i)^2 / N}$$

平均誤差とは異なり、正の誤差と負の誤差が相殺されることはなく積算される。

①平均日変化法による補完に必要な日変化パターンは、平均期間を14日間として作成した。②表検索法に必要な検索表は日射量と飽差を環境要因に対応した変数とし、作成期間は2ヵ月毎と1ヵ月毎の2パターンとした。日射量の階級幅は 50W/m^2 毎で、 $0\sim 1150\text{W/m}^2$ の24階級とし、飽差の階級幅は 1.5hPa 毎で、 $0\sim 46.5\text{hPa}$ の32階級とした。③日射量との回帰式は、回帰式を求める期間を2ヵ月と1ヵ月と14日の3パターンを試みた。

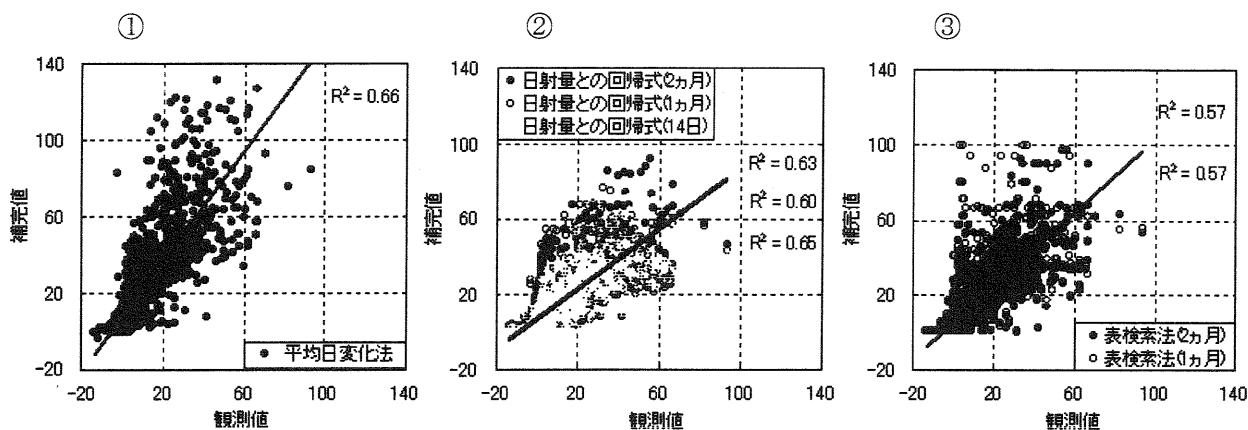


図3 潜熱フラックスの補完値と観測値との相関図

平均日変化法による補完値(左)、表検索法による補完値(右上)、日射量との回帰式法による補完値(右)

6 結果とまとめ

図3のデータを基に作成した表2を見ると、顕熱・潜熱フラックスともに、日中の平均誤差と平均二乗誤差は、平均日変化法が他の2つの補完法よりも大きい結果となり、最も精度が悪い。顕熱フラックスに注目すると、日中の平均誤差がもっとも小さいのは表検索法によるもので検索表の作成期間を1ヵ月とした場合の -0.17W/m^2 であるが、二乗平均平方根誤差をみると検索表の作成期間を2ヵ月とした場合が 60.71W/m^2 と最も小さくなり、こちらのほうが精度が良い。一方、潜熱フラックスは、14日毎に日射量との回帰式を求めた場合が平均誤差・二乗平均平方根誤差ともに最も小さいが、日射量がほぼ 0W/m^2 となる夜間には適用できないため、この方法を欠損値の補完に用いるには疑問が残る。そのため、潜熱フラックスに対しても、夜間にも適用可能な表検索法を用いる方が精度良く補完できると思われる。

表3は図1で示した品質管理後の潜熱フラックスデータを基に、3つの補完法により補完を行い積算値(積算期間は2ヵ月と1ヵ月)を求め比較したものである。日射量との回帰式による夜間の潜熱フラックス欠損値の補完値は、 0W/m^2 とした。積算値でみてもやはり平均日変化法によるものが他の2つの補完法より大きい。日射量との回帰式・表検索法によって補完した後のデータの積算値は、積算期間によら

ず、ほぼ同程度である。しかし、もっと短い期間(例えば1日、一週間など)の積算値には違いがあるかもしれない。そのことについては今後の課題とする。

表2 平均誤差と二乗平均平方根誤差

顕熱フラックス	平均日変化法	平均誤差(W/m^2)			二乗平均平方根誤差(W/m^2)			
		日中	夜間	全体	日中	夜間	全体	
表検索法	2ヵ月	-0.24	-0.22	-0.23	60.71	13.11	6.20	
	1ヵ月	-0.17	-0.16	-0.17	71.31	12.64	6.62	
回帰式	2ヵ月	4.38	—	—	88.17	—	—	
	1ヵ月	3.79	—	—	73.73	—	—	
	14日	3.58	—	—	76.58	—	—	
潜熱フラックス	平均日変化法	21.28	1.97	11.93	901.42	21.25	21.80	
	表検索法	2ヵ月	7.84	2.03	5.03	300.07	20.52	12.84
		1ヵ月	8.76	1.61	5.30	389.76	19.52	14.51
	回帰式	2ヵ月	4.55	—	—	212.90	—	—
		1ヵ月	4.66	—	—	241.25	—	—
		14日	3.58	—	—	190.98	—	—

表3 補完方法の違いによる潜熱フラックスの積算値の比較

品質管理後のデータ	2ヵ月毎の積算値(MJ/m^2)の比較					
	平均日変化法	回帰式法(2ヵ月)	回帰式法(1ヵ月)	回帰式法(14日)	表検索法(2ヵ月)	表検索法(1ヵ月)
	1,2月	34	41	37	37	37
3,4月	109	133	120	119	119	120
5,6月	151	188	165	164	166	164
9,10月	70	77	74	74	73	75
11,12月	60	71	65	65	66	67
1ヵ月毎の積算値(MJ/m^2)の比較						
1月	4	5	5	5	5	5
2月	29	36	32	33	32	33
3月	50	62	56	56	56	56
4月	59	71	63	64	63	64
5月	66	86	75	74	74	74
6月	85	102	90	91	91	90
7月	58	78	58	70	70	40
9月	24	24	24	24	24	25
10月	46	52	50	49	49	51
11月	31	37	34	34	34	35
12月	29	34	31	31	31	31

参考文献

- AsiaFlux 編集委員会編、CGER-REPORT
 「陸域生態系における二酸化炭素等フラックス観測の実際」

ウェーブレット変換を用いた大気乱流変動解析

*西川昂志・塚本 修(岡山大学大学院自然科学研究科)

1. はじめに

大気境界層では乱流により熱や水蒸気、運動量などが輸送されている。そしてそれぞれの単位面積・単位時間あたりの輸送量（フラックス）の計算においては渦相関法が今日では広く用いられている。

しかし地表面乱流フラックスの計算に際しては、その背景にどのような乱流が時間的・空間的に存在しているかを考慮する必要がある。この大気乱流解析は従来、フーリエ変換を用いたスペクトル解析が中心であるが、フーリエスペクトルでは時間に関する情報が欠落するため、時間軸での詳細な解析が困難である。

そこで本研究では乱流の周期性（以後スケールと表記する）と発生時間の両方を出力できるウェーブレット変換に着目し、スペクトル解析に加え、同時に時間軸での解析も行う。

2. 使用データ

データは2006年8月23日（水）に岡山県岡山市撫川のRSKバラ園駐車場にて実施した打ち水実験のデータを使用した。この観測はアスファルト路面上で打ち水をした際の地表面熱収支とフラックス測定を目的としたものであり、12時、14時、16時と計3回の打ち水を実施した。

本研究ではこれらのデータのうち、超音波風速温度計で測定した鉛直風速と気温（音仮温度）に着目し、渦相関法で求めた顕熱フラックスとの対応を見た。

3. ウェーブレット分解

時間軸 $t_i (i=1,2,\dots,2^N)$ において 2^N 個のデータが存在する時、図1のようにデータ（ここでは気温変動）を時間軸で半分ずつに細分化していき、かつそれぞれの区間での平均値を除去していくことで、段階的に小さいスケールまでデータを分解することができる。

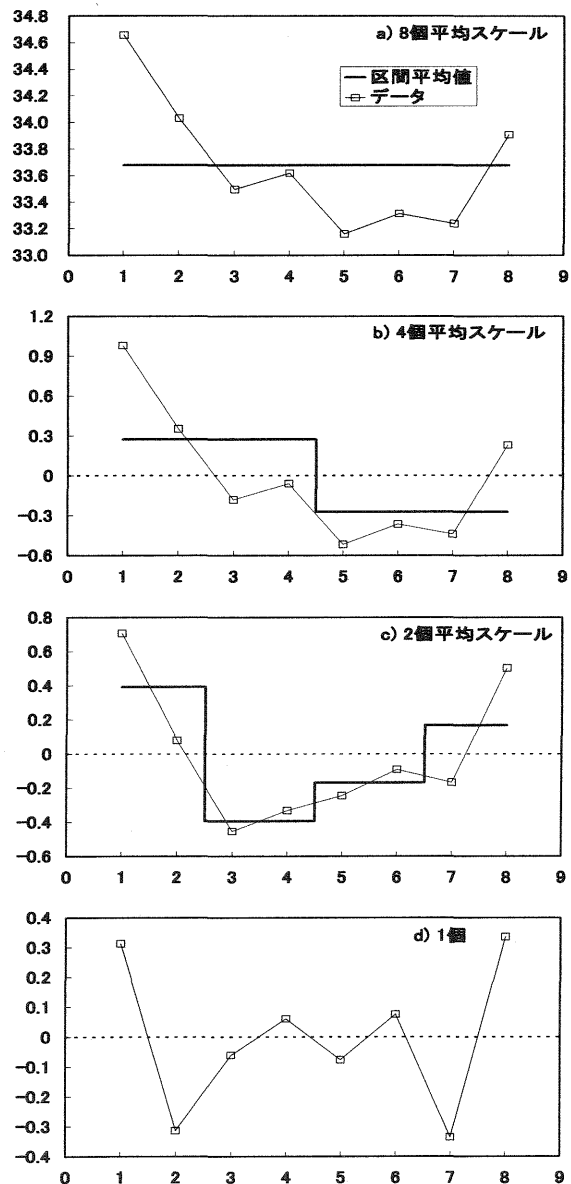


図1 乱流時系列データのウェーブレット分解の例
(データ数 $2^3=8$ 個の場合)

図1の考え方はウェーブレット変換の中でも多重解像度解析 (Multi-Resolution analysis, MR analysis) と呼ばれている。

また、ここで得られる各区間毎の平均値はスケールと時間の関数として出力されるウェーブレット係数からも計算できる。

4. ウェーブレットスペクトル

いまスケールを j , 時間を k , ウェーブレット係数を $\alpha_{j,k}$ とすれば, ウェーブレットスペクトル E_j は $\alpha_{j,k}$ を時間積分して, 以下の式で表される。

$$E_j = \sum_k |\alpha_{j,k}|^2$$

また, w と T のような 2 変数のコスペクトル C_j も, それぞれのウェーブレット係数 $\alpha_{j,k}$ と $\beta_{j,k}$ を用いて以下の式で表される。

$$C_j = \sum_k \alpha_{j,k} \cdot \beta_{j,k}$$

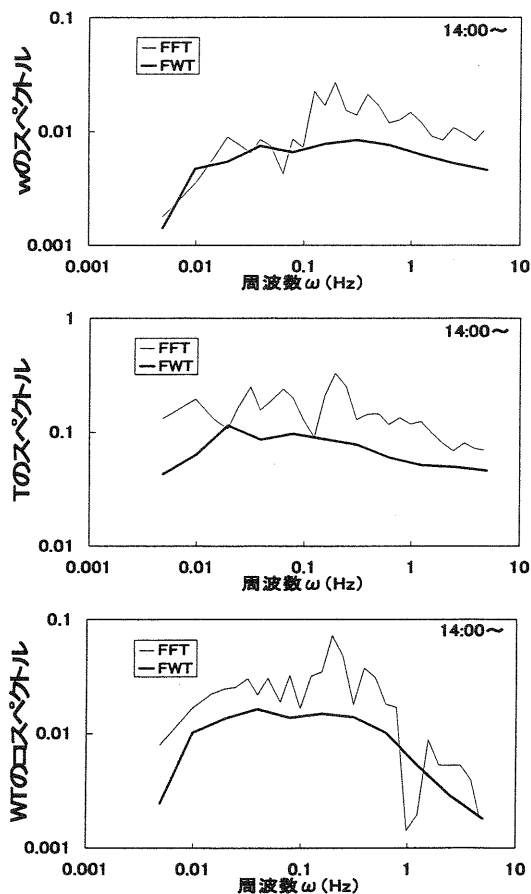


図2 FWTとFFTによるスペクトル

FFT (高速フーリエ変換) と FWT (高速ウェーブレット変換) それぞれのスペクトルは, 今回の使用データではスペクトル強度の絶対値にかなりばらつきが見られるが, 全体の形として両者はほぼ対応していると思われる。

5. 渦相関法によるフラックスの計算

観測で 0.1 秒毎にサンプリングしたデータを以下の渦相関法の式により 10 分間のフラックスとして計算した。

$$\text{顕熱フラックス } Q_H = C_p \rho \overline{w'T'}$$

$$\text{潜熱フラックス } Q_E = L \rho \overline{w'q'}$$

$$\text{運動量フラックス } \tau = -\rho \overline{w'u'}$$

C_p : 定圧比熱

ρ : 空気密度

L : 水の気化熱

$\overline{w'T'}$: 鉛直風速と気温の共分散

$\overline{w'q'}$: 鉛直風速と比湿の共分散

$\overline{w'u'}$: 水平風速と鉛直風速の共分散

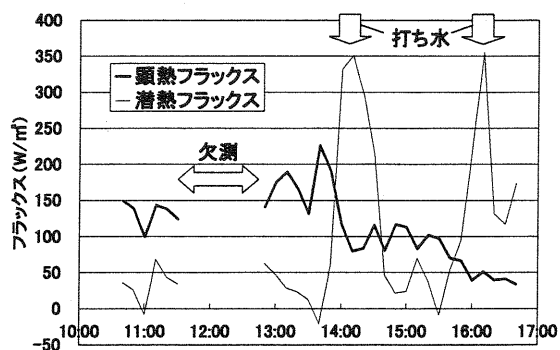


図3 顕熱フラックスと潜熱フラックス

図3より, 打ち水を行うと顕熱フラックスが減少し, 逆に潜熱フラックスが増加するという時間変動が見られる。

なお 12 時前後のデータは欠測である。

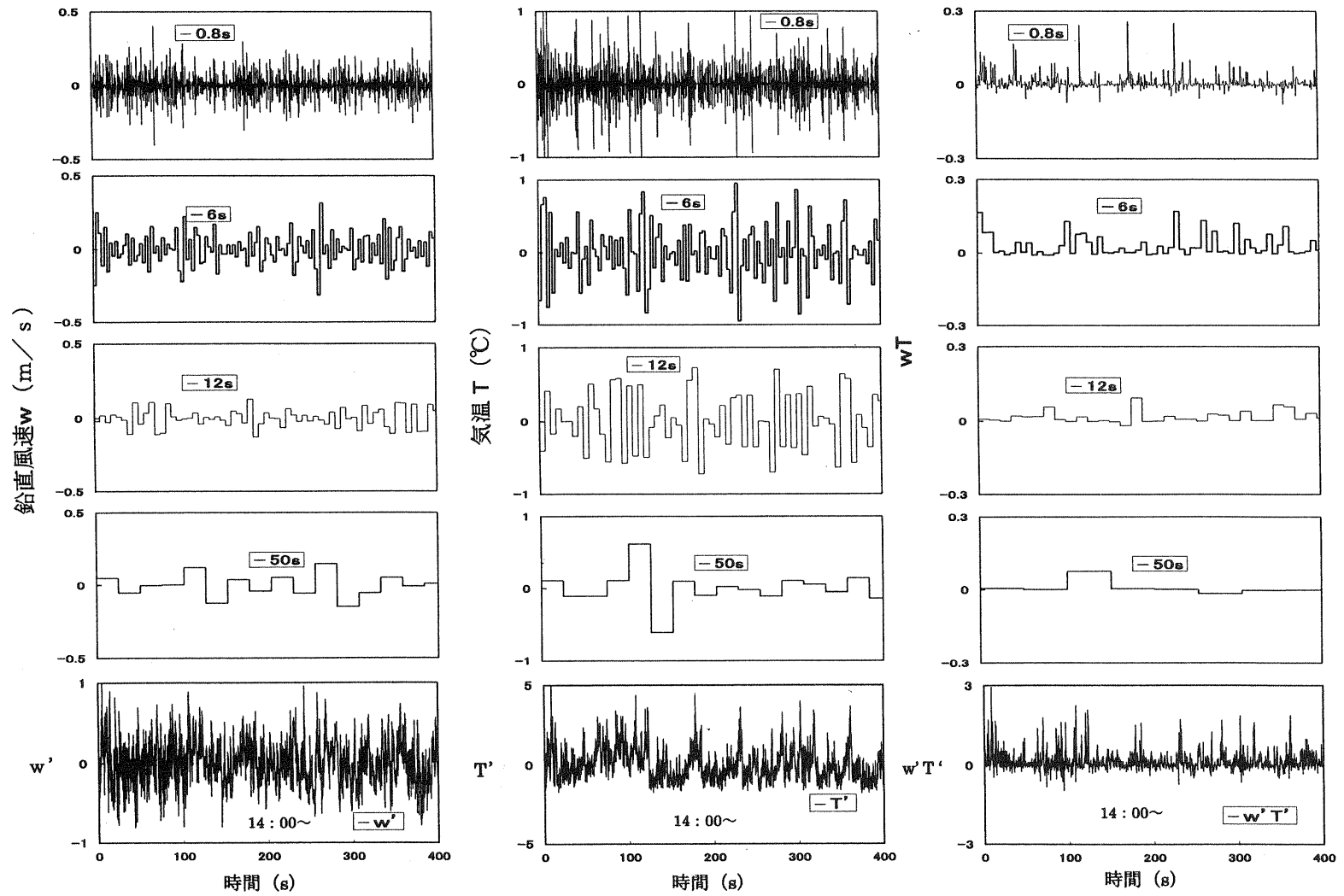


図4 w , T , wT それぞれの変動値と代表的なスケール (sは単位: 秒) へ分解例

6. ウェーブレット分解による時間軸解析

渦相関法での顕熱フラックス計算に用いる w と T の共分散に着目し、 w と T 、そして wT それぞれの変動値とウェーブレット分解したスケール毎の変動を図4に示す。

ただウェーブレット変換では 2^n 個のデータが必要となるため、図4においては14時から $2^{12} = 4096$ 個 (約7分) のデータを用い、10分毎のフラックス計算に沿うようにした。

図4において、例えば時間軸の最初から50s付近までは顕熱フラックス (実際は w と T の共分散) は減少している。ここでスケールに注目して見ると、その wT の変動の中でも特にスケール6sの変動がよく対応しているように思われる。またその同じスケールで w 成分と T 成分も見比べてみると、同じように振幅は小さくなっているが、減少の度合いから w よりも T の方が顕熱フラックスへ減少の影響が大きいと考えられる。

このようにウェーブレット分解によって、スケールと時間軸で同時に解析が行える。

またウェーブレット分解は実際のデータから区間平均値を除去していくことで作成するため、生データから特定の高周波成分、低周波成分だけを取り除いたデータ、さらには最終的にそれを用いたフラックスの計算へも応用が可能である。

7. まとめ

従来のフーリエ変換による解析は、ある観測データから任意に選んだ時間帯内での特徴的なスケールを見い出すことはできるが、スペクトル解析時には生起時間に関する情報が失われ、時間軸での詳細解析が困難である。

今回用いたウェーブレット変換は生データから平均値を除去していくことでスケール毎に分解できるため、フィルター機能として必要な部分のデータを抽出でき、かつスケールと時間での変動解析を同時に行えるという利点がある。

さらにウェーブレット変換ではウェーブレット係数と呼ばれる関数を時間積分することにより、従来のフーリエスペクトルと同様なスペクトル解析も行える。またフーリエスペクトルは変動の周期性を表すのに対して、ウェーブレットスペクトルはイベントのスケールを表すことができるという特徴をもっている。

これらの観点からウェーブレット変換は今後の大気乱流変動の詳細解析、さらにはフラックス計算への応用に期待される有益な手法である。

最後にウェーブレット変換について筑波大学の浅沼順准教授、岩田拓記院生に多くの助言を得たことを記して感謝します。

参考文献

D.Vickers and L. Mahet :
The Cospectral Gap and Turbulent Flux Calculations, Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, Vol.20, 2002, pp.660-672

山田道夫, 樋口宗彦, 林泰一, 光田寧 :
風速変動のウェーブレット解析, 京都大学防災研究所年報第33号 B-1, 平成2年4月, 285-295

大川善邦 :
波形の特徴抽出のための数学的処理,
CQ出版社, 2005年2月

水蒸気量の変化がアラスカ黒トウヒ林の CO₂ 交換量に与える影響について ～衛星モデルと地上実測の比較解析～

*太田雄二・吉川俊作・伊達尚史(岡山大・環境), 植山雅仁・原菌芳信(アラスカ大学国際北極圏研究センター), 岩田徹・山本晋(岡山大・環境)

1. はじめに

現在、地球温暖化の進行によりアラスカやシベリアなどの北極域では生態系バランスへの影響、永久凍土や氷河の融解による地中の二酸化炭素やメタンの放出が観測されている。そのため北極域生態系の炭素循環システムの解明が重要な課題である。よってアラスカ全土に広く分布している黒トウヒ林における大気と森林間での二酸化炭素交換量である NEE (Net Ecosystem Exchange, 純生態系交換量) の評価が必要となってくる。近年、渦相関法などを用いた地上フラックス観測による NEE の評価は高精度化が進んでいるが、これらの方法では観測点の周囲数 100m 程度の範囲しか評価を行うことができない。そこで広範囲をカバーしている衛星データと地上観測データを結合して NEE の評価を行うことが必要である。

筆者らの研究グループでは、NOAA/AVHRR 衛星データを用いた極域生態系における黒トウヒ林の NEE 評価モデルを提案している(Kitamoto et al., 2007 ; 以下、K モデルと略す)。このモデルは NEE を GPP (Gross Primary Productivity, 総一次生産量) と R_{eco} (Ecosystem Respiration, 生態系呼吸量) に分けて計算している。このうち GPP を算出するモデルでは VPD (Vapor Pressure Deficit, 飽差) の影響が考慮されていないという問題点がある。VPD とは空気の乾燥度を表す指標である。植物は気孔を通じて大気と水分や CO₂ の交換を行っているが、空気が極度に乾燥していると体内の水分が失われるのを防ぐために気孔を閉じる。そのために CO₂ 交換量が減少し光合成が抑制される。極域でも VPD が大きい条件下では光合成が抑制されることが知られている(Ueyama et al., 2006)。そこで本研究では GPP の算出式に VPD による光合成抑制スキームを組み込み、モデルにより評価した NEE と実測の NEE との比較・解析を行った。

2. 観測概要

2.1 地上観測

地上観測はアメリカ合衆国アラスカ州のフェアバンクス市内にあるアラスカ大学フェアバンクス校の北部構内に位置する黒トウヒ林内の CO₂ フラックス観測タワー (64° 52'N, 147° 51'W) で行われている。この黒トウヒ林は、面積は約 25000ha で卓越種の黒トウヒ、下層植物、コケからなり、凍土上に生育している。CO₂ フラックスは渦相関法により算出されている。

2.2 衛星データ

衛星データはアメリカ海洋大気庁(National Oceanic and Atmospheric Administration)が管理・運用している低軌道気象観測衛星 NOAA の AVHRR(Advanced Very High Resolution Radiometer)センサーからのデータを使用する。今回は NOAA15 号の 2003~2005 年の DOY130~249 のデータを使用した。衛星データから NDVI(Normalized Difference Vegetation Index, 正規化植生指数)と LST(Land Surface Temperature, 地表面温度)を得る。NDVI は赤領域の波長(R)と近赤外領域の波長(IR)から算出され、式を以下に示す。

$$NDVI = \frac{IR - R}{IR + R} \quad (1)$$

NDVI 一般的には -1 から 1 の値をとり、今回 -1 以下、或いは 1 以上と計算されたものは異常値として除去した。得られた NDVI と LST の値から 10 日間コンポジット法により雲の影響を除去した。10 日間コンポジット法とは 10 日間のデータを同じ座標ピクセルで全て重ねて最大値を採用し、雲のデータなどに現れる異常値を除去する方法である。このように衛星から得られた NDVI と LST をモデルの入力値とした。

3. モデル概要

3.1 Kモデル

KモデルはCBAT(Carbon Budget Analysis Tool)を中心として構成されている。CBATとはGPP、 R_{eco} 、NEEを地上観測結果に基づいて経験的に推定するプロセスモデルである。地上観測の結果から得られたパラメータと衛星から得られるデータをCBATへの入力値として用いることでNEEを推定する。NEE、GPP、 R_{eco} の算出式を以下に示す。

$$NEE = -GPP + R_{eco} \quad (2)$$

$$GPP = P_0 \times g_{max} \times f(T_a) \quad (3)$$

$$P_0 = \frac{P_{max} \times b \times PAR}{P_{max} + b \times PAR} \quad (4)$$

$$R_{eco} = R_0 \times \exp\left[\left\{\ln(Q_{10})/10\right\} \times T_a\right] \quad (5)$$

GPPは最大光合成量 P_0 、気温(T_a)による光合成の抑制関数 $f(T_a)$ 、最大正規化生態系コンダクタンス g_{max} により表される。 P_{max} 、 b は光合成速度、光利用効率を表しNDVIより推定した。PARは光合成有効放射量を表し、実測値を用いた。 R_0 、 Q_{10} は 0°C の時の生態系呼吸量、呼吸速度の温度依存係数であり地上観測より季節毎に決定された値を用いた。

3.2 VPDスキーム

VPD(Vapor Pressure Deficit, 飽差)とは空気の乾燥度を示す数値で、値が大きいほど乾燥していることを示す。VPDは以下の式で推定できる。

$$VPD = e^*(T) - e^*(T_{dew}) \quad (6)$$

$$e^*(T) = 0.6107 \times \exp\left\{\frac{(17.38 \times T)}{(239.0 + T)}\right\} \quad (7)$$

T_{dew} は露点温度を表すが、衛星データから露点温度は推定できないため今回は日最低気温を露点温度として計算した。推定したVPDと実測のVPDの日変化を図1に示す。推定したVPDをもとに抑制関数 $f(VPD)$ として簡単な線形の関数で表した。

$$f(VPD) = \frac{VPD_{max} - VPD}{VPD_{max} - VPD_{min}} \quad (8)$$

VPD_{max} 、 VPD_{min} はそれぞれ40hPa、10hPaとした(Kimball et al., 1997)。また、一度閉じた気孔

はもとに戻りにくい性質があることから、一日のうちで $f(VPD)$ の値が最小になると、その後はその最小値を維持するようにした。そして決定した $f(VPD)$ を光合成の抑制関数としてモデルに組み込んだ。

$$GPP = P_0 \times g_{max} \times f(T_a) \times f(VPD) \quad (9)$$

4. 結果

図2に2005年におけるGPPの日変化の10日間平均を示す。植生が最も活性化するDOY170~220の期間には、実測で午後からGPPが減少しているのがわかる。これはVPDによる影響と考えられ、Kモデルではその影響が考慮されていないため過大評価を示している。一方VPDを組み込んだモデルでは午後からのGPPの減少を再現することができた。

図3に実測値とモデルで評価したGPPの相関を示す。実測値との相関はKモデルが $R^2=0.721$ 、VPDを組み込んだモデルが $R^2=0.772$ となった。図4にGPPの季節変化を示す。2003、2004、2005年ともにGPPはKモデルより小さな値を示した。生育期間前期、後期ではほとんど減少しなかったが、中期ではVPDの影響が大きく表れる結果となった。表1、2にGPPおよびNEEの生育期間の積算値を示す。

表1: GPPの生育期間の積算値(単位: $\text{gCO}_2\text{m}^{-2}$)

GPP	Kモデル	+VPD	実測
2003	1900	1777	1848
2004	1494	1409	1928
2005	2301	2153	1908

表2: NEEの生育期間の積算値(単位: $\text{gCO}_2\text{m}^{-2}$)

NEE	Kモデル	+VPD	実測
2003	-662	-539	-424
2004	-227	-124	-389
2005	-629	-553	-244

5. まとめ

NDVI、LAT、PARのみを入力とする極域生態系における黒トウヒ林のNEE評価モデルにVPDスキームを組み込んで、VPDが光合成に与える影響を検証した。モデルで評価した結果、GPPの日変化ではVPDによって最大で約20%光合成が抑制されていることが分かった。また、植物生育期間を通しての積算値では光合成の抑制量が2003

年では $123\text{gCO}_2\text{m}^{-2}$ 、2004 年では $85\text{gCO}_2\text{m}^{-2}$ 、2005 年では $148\text{gCO}_2\text{m}^{-2}$ となり、3 カ年すべてにおいて VPD による光合成の抑制をモデルによって評価することができた。2004 年については実測データの欠損期間があるため十分に評価できなかったが、2003、2005 年については過大評価だった K モデルに VPD スキームを組み込むことによって実測に近づけることができた。今回モデルに組み込んだ VPD スキームにより光合成の抑制を現すことができ、この VPD スキームは妥当であることが分かった。今後はさらに植生プロセスにおいて光合成・呼吸の抑制、または促進する環境要因が VPD 以外にもあるのかどうか調べていくとともに、VPD と同様にモデルへ組み込んでいきたい。

参考文献

- [1] Kitamoto, T., Ueyama, M., Harazono, Y., Iwata, T. and Yamamoto, S. :Applications of NOAA/AVHRR and observed fluxes to estimate regional carbon fluxes over black spruce forests in Alaska. *J. Agric. Meteorol.* In press.
- [2] Ueyama, M., Hrazono, Y., Okada, E., and Miyata, A., 2006: Controlling factors on the inter-annual CO_2 budget at a sub-arctic black spruce forest in interior Alaska. *Tellus* 58B. 491-501.
- [3] Kimball, J. S., Thornton, P. E., White, M. A. and Running, S. W. 1997a. Simulating forest productivity and surface atmosphere carbon exchange in the BOREAS study region. *Tree Physiol.* 17. 589-599.

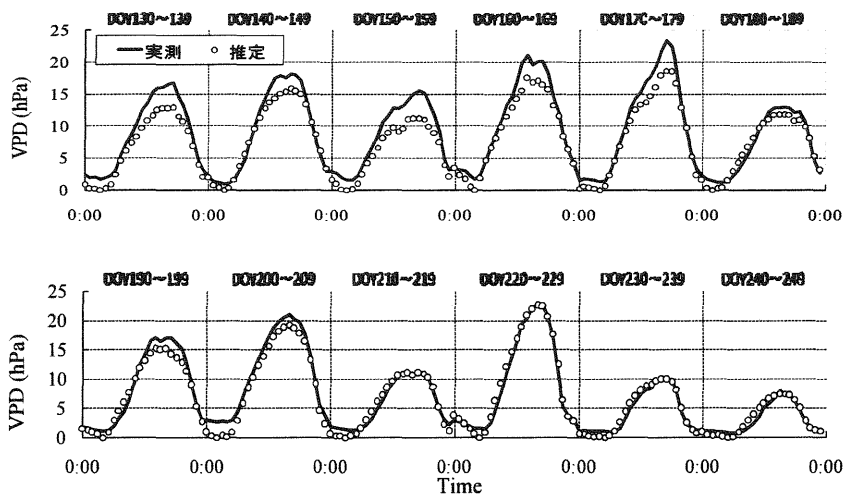


図 1 : 2005 年における実測と推定の VPD 日変化

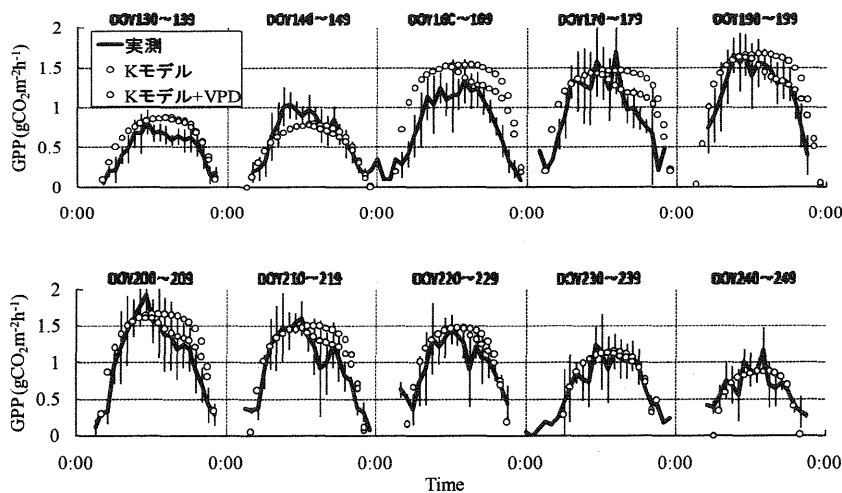


図 2 : 2005 年における実測、K モデルおよび VPD スキームを考慮した K モデルの GPP 日変化

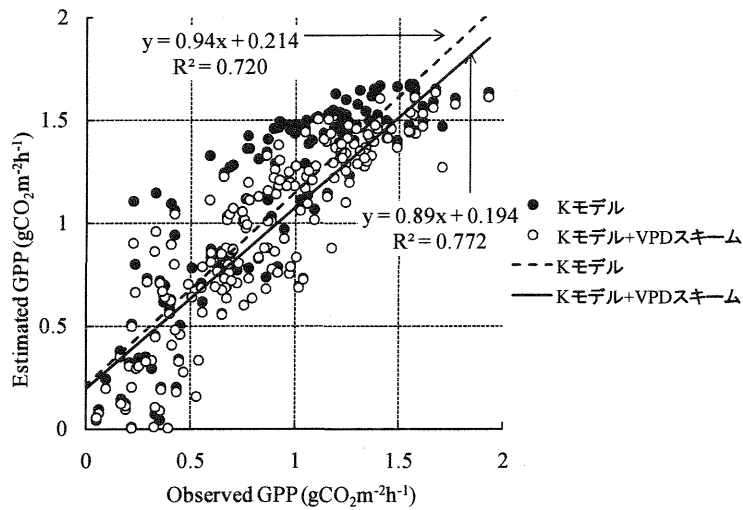


図3：1時間ステップの実測とKモデル、VPDスキームを考慮したKモデルのGPPの相関

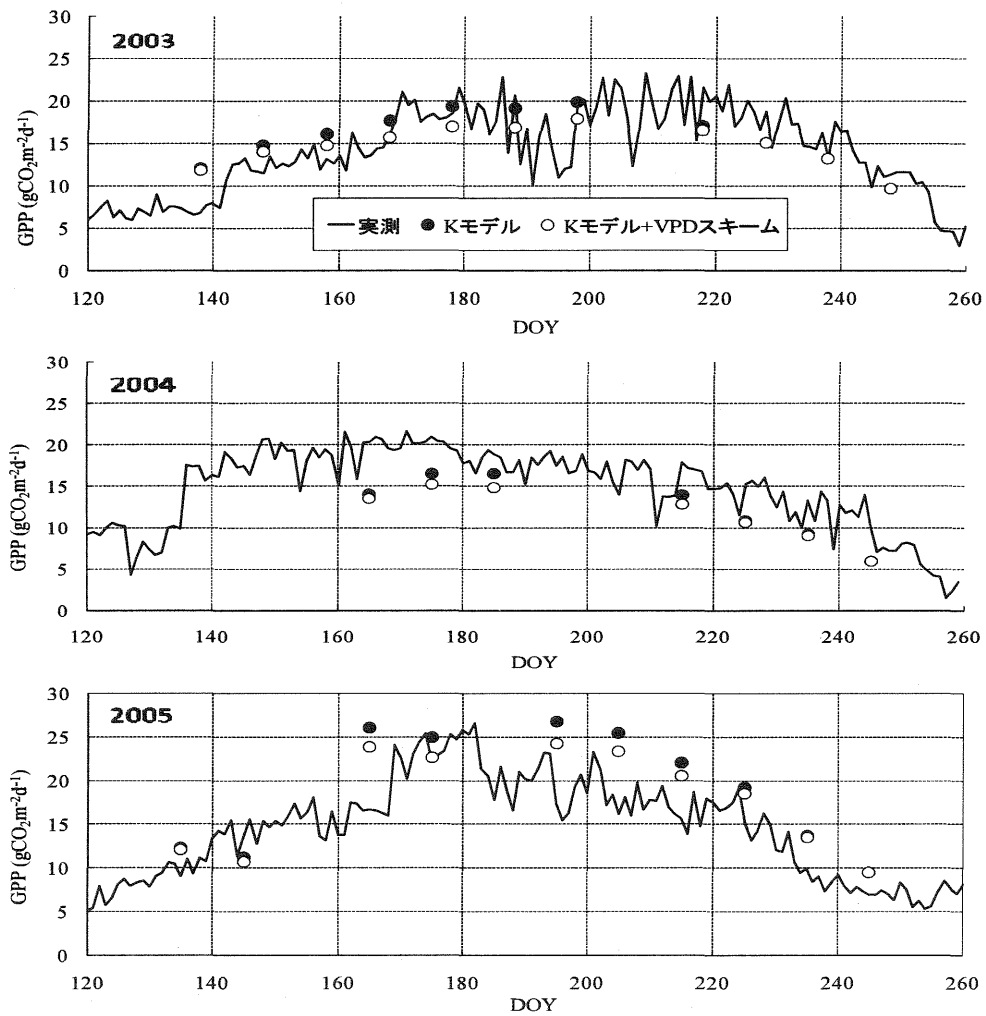


図4：2003～05年の植生期間中の実測，KモデルおよびVPDスキームを考慮したKモデルによるGPPの季節変化

沿岸海洋における海面 CO₂ フラックス

*浦本泰宏、沢田健、下重光次 (岡山大・環境)、山下栄次 (岡山理大)、
内山清 (京都大・防災研)、岩田徹 (岡山大・環境)

1. はじめに

二酸化炭素 (CO₂) などの温室効果ガス排出量は増加し続け、世界各地で地球温暖化が問題視されてきている。人為的に放出された CO₂ の挙動は現在の科学においても未解明な点が存在する。大気-海洋間の CO₂ 鉛直輸送量 (フラックス) の評価は、これまでバルク法によって評価されてきた。CO₂ 交換プロセスには生物、物理、化学的要因が複雑に関与しているゆえ、これらの個々のプロセスを解析していくためには、大気-海洋間における CO₂ フラックスの評価が 1 日以下の短時間スケールで行われることが必要である。そこで、陸域において短時間スケールでの評価に実績のある微気象学的手法を海洋上にも適用することが期待されている。陸域で最も信頼性のある渦相関法を海洋上で適用した場合、船舶による動揺の影響を考慮する必要があるためシステムが複雑化し、また降水や波しぶきの影響に対する考慮も必要である。渦相関法を海洋上で適用した例では、バルク法より 1~2 桁程度過大評価となる報告がある (Tsukamoto et al., 2004 など)。

CO₂ フラックスを簡便に測定する方法として他にプロファイル法がある。プロファイル法は 1980 年代に多くの既存研究により、陸域において妥当性が証明されている。最近では、外洋上でも適用することが可能であるという報告もなされている (Iwata et al., 2007)。そこで本研究では動揺のない固定栈橋においてプロファイル法によるフラックス評価の精度評価を行うために、海面近傍の大気中 CO₂ 濃度プロファイルの測定を行い、初期解析の結果についてまとめた。

2. 観測概要

観測は新潟県上越市大潟区にある京都大学防災研究所附属大潟波浪観測所の観測栈橋 (図 1 左) にて行った。栈橋は日本海に突き出た長さ 225m、幅 107m の T 字型をしている。観測は 2007 年 8 月 27 日から 31 日に行った。観測期間中、夜間は陸風、昼間は海風に支配され、海風時には十分な吹送距離を確保できた。

CO₂ 濃度は、ガス流路切替器を用いて 4 高度 (海面上 0.05m、0.25m、0.65m、10m) のガスを個別に同時吸引し、電磁弁切替によって 45 秒ごとにサンプル空気を 1 台の NDIR (Li-Cor, Li6252) へ導入測定した。海面直上の空気は、栈橋から垂下した自立ブイにガス吸引口を取り付けてサンプリングした (図 1 右)。測定データは 1 Hz で収録し、切替後の測定セル内部のガスの入れ替わりを考慮して、電磁弁切替前の 30 秒間の値を平均して解析に用いた。また、サンプルガスの温度・湿度の測定には測定チューブ内に設置した温度湿度プローブ (Vaisala, HMP45A) を用いた。風向風速は超音波風速温度計 (KAIJO, DA600) によるデータを利用した。また、日中 2 時間毎に栈橋先端での表層海水サンプリングと実験室での試料測定を行い pCO₂、DO、塩分、pH の各時系列データを得た。図 1 に大潟栈橋とガスサンプリングに用いたプロファイルブイの様子を示す。

3. 測定結果

3.1 データ選別と測定時の大気条件

CO₂ 濃度プロファイルの測定データについて、測定時の気象条件 (天候、風向、風速) からデータ選別を行った。まず、降雨のため採水作業が行えなかった期間のものは除き、2007 年 8 月 29、30 日のいずれも晴天時に

われた 12~18 時の 2 日間のデータとなった。次に、陸風時のデータを除去し、両日とも日中のデータのみが残った。最後に、風速に関するデータ選抜を行った。8 月 29 日は 4m/s 前後の風速が安定して吹いていたが、8 月 30 日はほとんどの時間で風速が 2m/s を下回っていたため、解析データからは除去した。以上のデータ選抜を行った結果、8 月 29 日の 12~18 時の測定結果が残った。

測定期間中は大気の安定度を示す指標である安定度 ζ ($=z/L$; z は平均高度、 L はモニン・オブコフ長) は常に負の値を示し、不安定成層時での観測となった。

3.2 水蒸気プロファイル

ガスサンプリングによるプロファイル測定が正確に行われているかどうかを確かめるために、水蒸気濃度のプロファイルを検証する必要がある。各測定高度における水蒸気分圧の経時変化 (図 2) をみると、海面に近いほど水蒸気濃度は高い値を示し、海面近傍と高度 10m で約 4hPa の圧力差が生じていることが確認できた。水蒸気濃度の 30 分値の分布例 (図 3) から、これらプロファイルが対数法則にほぼ準じていることがわかる。このことから、取得したデータの期間においては、フラックス測定にとって理想的な乱流条件下でプロファイル測定ができていると判断できる。

3.3 CO₂ プロファイル

図 4 に 2007 年 8 月 29 日に得られた大気中 4 高度の CO₂ 濃度の経時変化を示している。CO₂ 濃度は海面に近いほど低濃度となり、海面近傍と高度 10m では、1~1.5ppm の濃度差が確認された。CO₂ 濃度の絶対値は海風時でも必ずしも一定とはならないものの、各高度間の濃度差はほぼ一定の値で定常的に維持されていたことがうかがえる。この大気中プロファイルからは、測定期間において海洋への CO₂ 吸収が起こっていたと推察される。CO₂

濃度プロファイル (図 5) からは海面上 0.65m までに、CO₂ 濃度勾配が特に大きくなっている。このことから、海面のごく表面付近で高度を維持した精確なガス濃度測定が必要であることがわかる。下層大気中の CO₂ 濃度プロファイルは水蒸気の場合と同様に、対数分布していることも確認できた。

同期間の海水 pCO₂ は大気中 CO₂ 分圧よりも 10~30atm 低く、大気-海洋間の分圧差 (ΔpCO_2) はマイナスであった (図 6)。このことは、CO₂ 濃度プロファイルと矛盾しない結果である。

4. まとめ

固定栈橋においてプロファイル法による CO₂ フラックス測定を行うために、CO₂ 濃度プロファイルの測定を行った。測定データについては、測定時の風向風速、水蒸気濃度プロファイルの測定結果から、信頼性を満たしているといえる結果になった。期間中の CO₂ 濃度プロファイルは、下層ほど低い吸収プロファイルを示し、対数分布していることが確認できた。このことは、 ΔpCO_2 がマイナスを示す事実とも矛盾しない結果となった。講演では、渦相関法およびバルク法との比較解析結果も併せて報告する予定である。

参考文献

- O. Tsukamoto, S. Takahashi, T. Kono, E. Yamashita, A. Murata and H. Ishida, Eddy covariance CO₂ flux measurements over open ocean, 16th Symposium on Boundary Layer and Turbulence and 13th Symposium on the Interaction of the Sea and Atmosphere (J2.9), Am. Meteorol.Soc., 2004
- T. Iwata, C. Watanabe and O. Tsukamoto, CO₂ profile in the lower atmosphere and CO₂ flux by the gradient method, Surface Ocean CO₂ Variability and Vulnerability Workshop, Apr.11th-14th, 2007

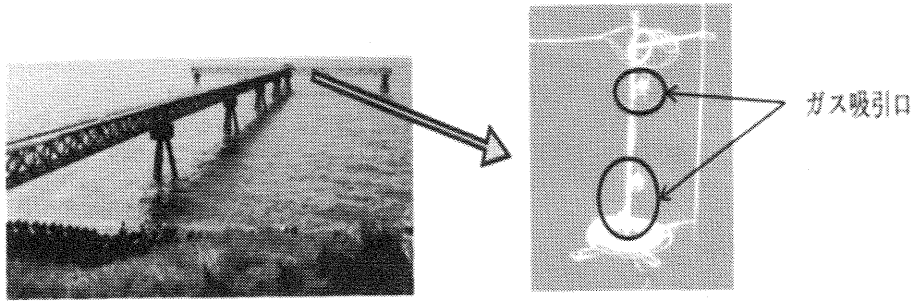


図1. 栈橋の様子 (左)、測定中のプロファイルブイの設置状況 (右)

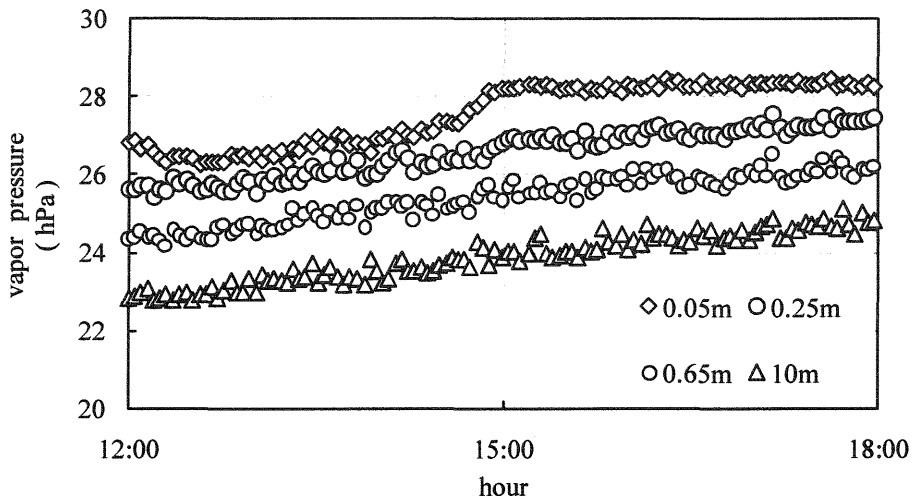


図2. 8/29における水蒸気濃度の経時変化 (1分値)

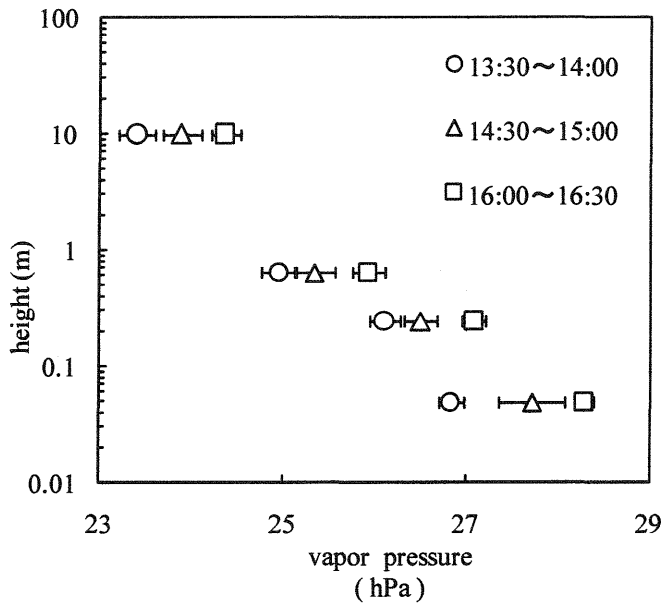


図3. 8/29における水蒸気濃度プロファイルの例. 各高度の点は表示された測定期間の30分平均値を示す.

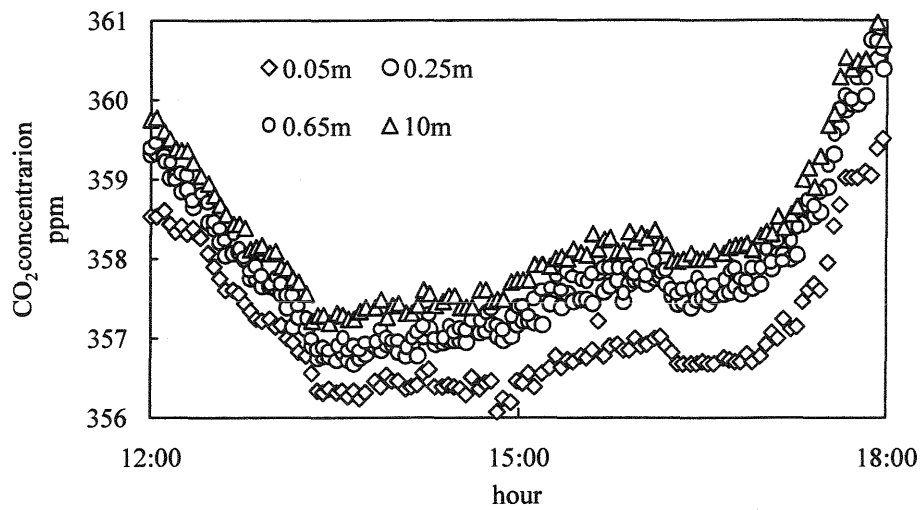


図 4. 8/29 における CO₂ 濃度変化の経時変化 (1 分値)

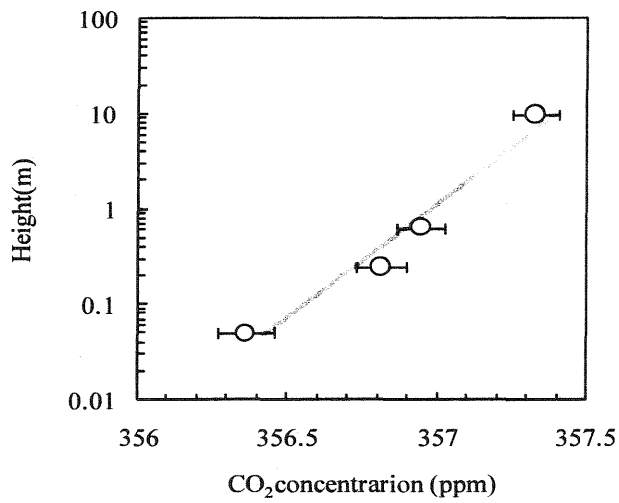


図 5. 8/29 における CO₂ 濃度プロファイルの例. (各高度の点は 13:30~14:00 の測定期間の 30 分平均値を示す)

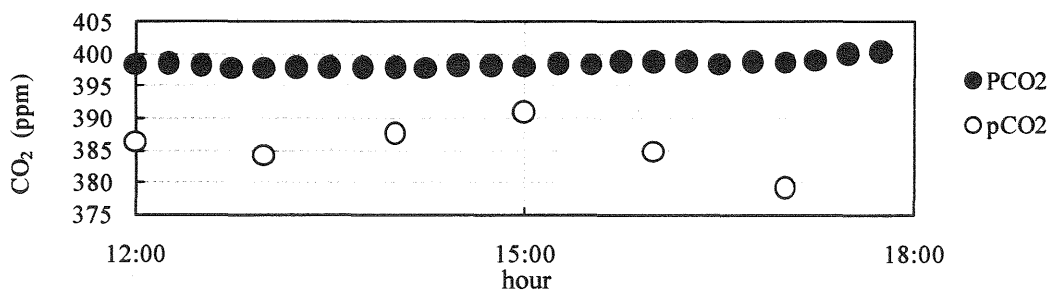


図 6. 8/29 における PCO₂^{air} と pCO₂^{sea} の系時変化

岡山県牛窓における大気中二酸化炭素の測定

*菅野倫弘, 山下栄次 (岡山理科大学技術科学研究所)

1. はじめに

地球温暖化の原因として、大気中の二酸化炭素の増加が指摘されている。地球温暖化は、二酸化炭素などの温室効果ガスが、大気中でその濃度を増し、気温上昇などの気候の変化をもたらすという問題がある。二酸化炭素は地球温暖化に及ぼす影響が最も大きな温室効果ガスである。地球大気の温室効果は、主に水蒸気と二酸化炭素によるところが大きい。人間活動に伴う化石燃料の消費やセメント精算、森林破壊などの活動が、大気中の二酸化炭素濃度を増加させている。

また、二酸化炭素は大気-海洋間で交換が行われており、海洋の交換量に対する役割は、沿岸海域が外洋に比べて大きいと考えられている。

我々は、1993年より瀬戸内海(岡山県瀬戸内市牛窓)における定点観測として、大気中二酸化炭素分圧(以下、PCO₂、 μatm)、及び関連項目の観測を行ってきた。本研究では、PCO₂の挙動を明らかにするため、これらのデータ及び過去の気温データを用いて、PCO₂の年変化、季節変化及び日変化について検討していく。

2. 方法

2.1 測定場所及び期間

観測場所は、岡山県瀬戸内市牛窓の岡山大学臨界実験所で、PCO₂測定のための大気は、施

設の屋上で採取した。測定期間は1993年から2007年までの14年間で、日変化をみるために、それぞれ24時間測定が行われたデータを用いた。24時間測定を行っていないデータは省いたため、期間は1993年9月~2006年12月までのデータを用いる。測定データは合計40月で、総測定日数は合計121日分である。

2.2 測定項目、間隔及び測定方法

測定項目はPCO₂(μatm 、1分毎)である。PCO₂の測定には、ライカ社製のCO₂ ANALYZER NIDR (Non dispersive infrared gas analyzer) LI-6252を使用した。測定間隔は1分毎で、パソコンに記録した。予め標準ガスで検量線を作成し、試料大気をNDIRに流し、その時の電圧を記録した。単位は μatm である。今研究には、正時毎の、1時間平均値を用いた。大気の取り込みは、図1に大気測定概念図を示した。水滴が入らないようにトラップを設置し、冷却用ポンプを用いて冷却し、さらに乾燥剤(過塩素酸マグネシウム)を通じて除湿した。また、粉塵を除去するため、大気の採取口と大気用ポンプにポリフェロンフィルターを取り付けた。

3. 結果及び考察

3.1 年変化

図2に、1993年9月から2006年12月までの、PCO₂と気温の観測結果を示した。気温は、

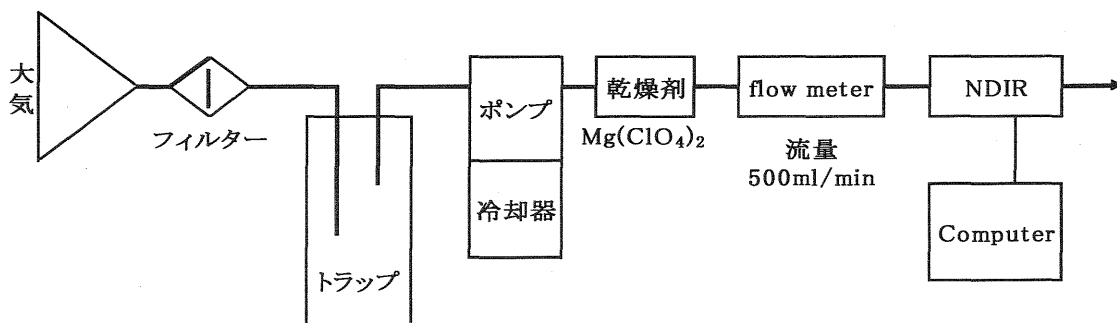


図1. 大気測定概念図

岡山アメダスのデータを用いた。1993年～2006年のPCO₂の13年間平均値は389.9 μatm、最大値は408.9 μatm、最小値は374.8 μatmで、最大値-最小値は34.1 μatmであった。回帰式は $y = 2.5x + 372.5$ で、観測期間内では、一年間に約2.5 μatm ずつ上昇した傾向がみられた。気温は、平均値は16.4℃、最大値は17.3℃、最小値は15.3℃で、最大値-最小値は2.0℃であった。回帰式は $y = 0.05x + 16.1$ で、観測期間内では、一年間に約0.05℃ずつ上昇した傾向がみられた。このことより、年変化では、PCO₂の増加が気温上昇に関連していることが考えられる。

3.2 季節変化

図3に1993年～2006年のPCO₂の最大、最小、平均値の季節変化を、表1に1993年～2006年のPCO₂の最大、最小、平均値、最大-最小の季節変化を示した。各データの12ヶ月平均値は、最大値が410.8 μatm、最小値が376.2 μatm、平均値が390.9 μatmで、最大値-最小値は34.7 μatmである。牛窓においてはPCO₂の値は、夏季の5～8月に高く、冬季の9月～3月に低いという変化を示した。最大値-最小値が最も大きかったのは8月の52.5 μatm、最も小さかったのは1月の24.5 μatmであった。また、4月～5月と11月～12月では濃度差が大きく、逆に、1月～2月と8月～12月では減少している。通常は、夏季は陸上植物の光合成が盛んでPCO₂が冬季よりも低値を示すと考えられるが、牛窓では逆の現象がみられた。これは、春と冬の時期にかけてはPCO₂の濃度がpCO₂の濃度より高いため、大気から海水中へとCO₂が取り込まれていることを示している。逆に、夏～秋の時期にかけてはPCO₂の濃度がpCO₂の濃度より低いため、海水中から大気中へとCO₂が移動していることも一因と考えられる。

3.3 日変化

図4、図5に、1993年～2006年におけるPCO₂の日変化の例を示した。図4は昼間低値を、図5は昼間、夜間とも明らかな差の出ない日である。続いて、図6と図7にそれぞれPCO₂最大値と最小値の各時刻の出現頻度を示す。牛窓においては、最大値は夜間23:00～5:00の時刻に59%の頻度で出現し、最小値は12:00～

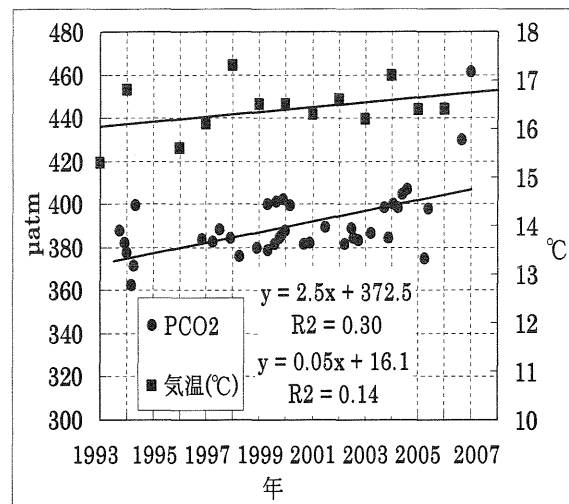


図2. 1993年～2006年の気温とPCO₂の経年変化

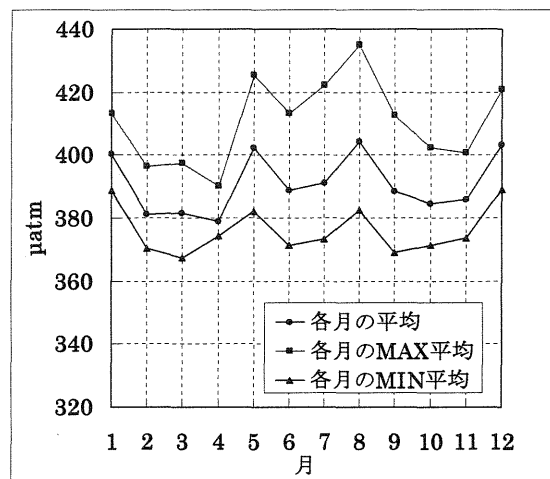


図3. 1993年～2006年のPCO₂の最大、最小、平均値の季節変化

表1. 1993年～2006年のPCO₂の最大、最小、平均値、最大-最小の季節変化

	各月のMAX平均	各月のMIN平均	各月の平均	MX-MIN
1	413.3	388.8	400.3	24.5
2	396.4	370.6	381.2	25.8
3	397.4	367.5	381.7	29.9
4	390.3	374.3	378.9	16.0
5	425.5	382.1	402.3	43.3
6	413.3	371.4	388.8	41.9
7	422.1	373.3	391.2	48.9
8	435.2	382.8	404.3	52.5
9	412.5	369.0	388.5	43.6
10	402.3	371.3	384.8	30.9
11	400.8	373.8	385.8	27.0
12	420.8	389.2	403.3	31.6
平均	410.8	376.2	390.9	34.7

17:00の時刻に66%の頻度で出現した。PCO₂の牛窓での日変化は、昼間低く、夜間高いという変化を示した。最小値の出現頻度が12:00～17:00に高い理由は、この時刻に気温、日射量が多く、陸上植物がPCO₂を光合成により消費するためと考えられる。逆に、最大値が23:00～5:00の時刻にみられるのは、陸上植物による光合成が行われず、呼吸によって二酸化炭素量が増加するためだと考えられる。このことから、PCO₂の挙動は、陸上植物の光合成や呼吸がもたらしていることが考えられる。

4. まとめ

年変化では、PCO₂は一年間に約2.5 μatmずつ上昇していた。気温は一年間に約0.05℃ずつ上昇していた。

季節変化では、PCO₂は夏季の5～8月に高く、冬季の9月～3月に低い傾向を示した。

日変化では、最大値は23:00～5:00の時刻に多く出現し、最小値は12:00～17:00の時刻に多く出現した。牛窓でのPCO₂は昼間低く、夜間高い日変化を示した。これは、陸上植物の光合成がPCO₂の変化に大きく関わっていると考えられる。

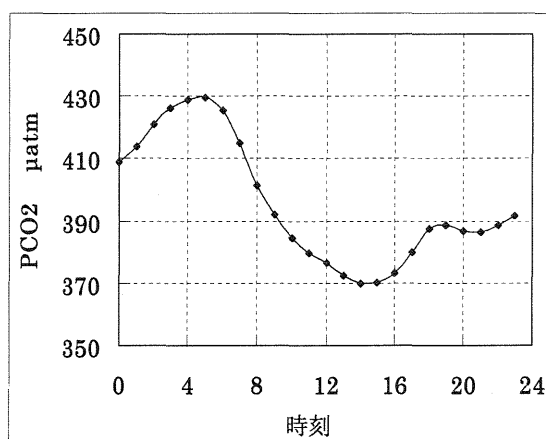


図4. 2003/9/8のPCO₂日変化

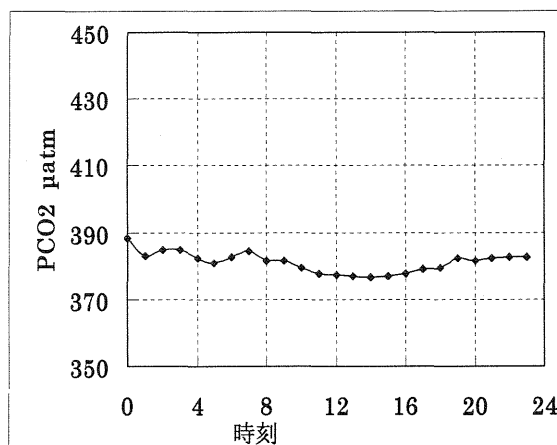


図5. 1999/12/18のPCO₂日変化

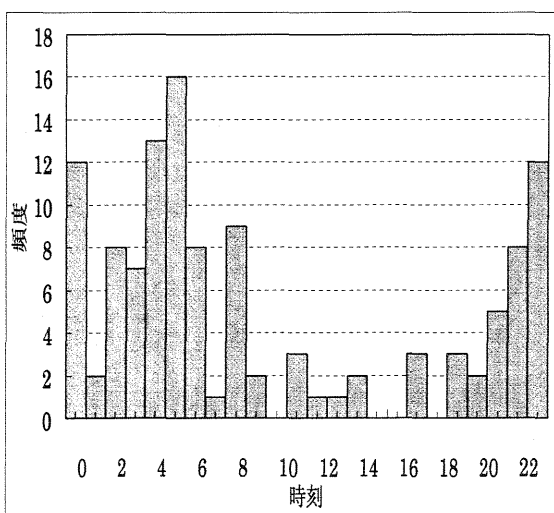


図6. PCO₂最大値の各時刻の出現頻度

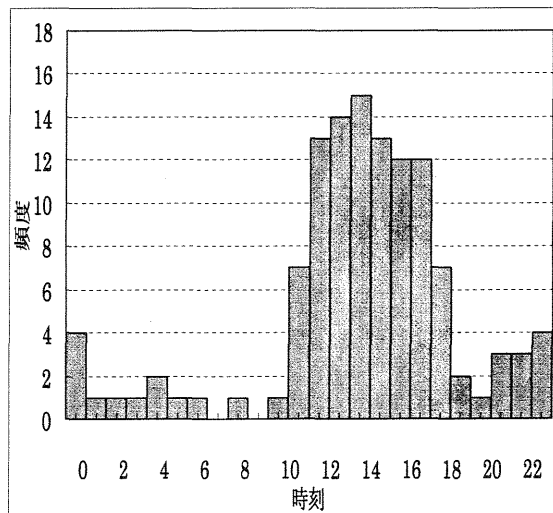


図7. PCO₂最小値の各時刻の出現頻度

大気・海水中一酸化二窒素 (N_2O) 自動測定器の開発と試動

*渡部裕介・山下栄次 (岡山理大技術研)

林美鶴 (神戸大内海域環境教育研究センター)・安井勉 (㈱エスワン)

1. はじめに

近年、温室効果ガスにおける地球温暖化が問題になっている。しかしながら、ほとんどが二酸化炭素に注目されており、他のガスにおいてはあまり解明されていない。その中で一酸化二窒素 (N_2O) は大気中の濃度が二酸化炭素の約 1/1000 と微量であるが、大気中に存在している年数が約 114 年と長く、温室効果係数は、二酸化炭素を 1 と考えた場合 N_2O は 310 となる。このことは、温暖化問題において N_2O の存在は無視できないということである。 N_2O の温室効果を知るためには、地球の 7 割を占めている海洋における大気と海水の交換量を知る必要がある。しかし、様々な方法で観測は行われているが海水中の N_2O を連続自動測定できるシステムが確立されていない。

そこで、本研究では自動連続測定器の開発と試動を行った。

測定の流れを示した。測定装置は PC で自動制御され測定を行っている。まず、任意のキャリアガスの濃度を作成し、測定を行いベースを作成する。次に、ポンプによって試料海水は平衡器に一定量採取され、2 分間のバブリングを行う。これを 5 回繰り返し、最後に大気で試料海水のバブリングを行う。それぞれの濃度差のピークを取りそれを直線で結び、濃度差が 0 の時をその試料海水の N_2O 濃度とした。海水測定には試料海水のパージ・採水・ベースの作成・バブリング・排水、全てで約 45 分の時間がかかった。その後、大気を採取し測定を行った。大気はフローメーターで流量を制御し、平衡器を通さずバイパスを通して、乾燥材を経て分析器で測定が行われる。

2. 方法

2.1 使用機器

- ・ N_2O 分析器 : Thermo Electron Co., MODEL46C
- ・ PC、ガス混合器、平衡器、標準ガス

2.2 測定システム開発

図 1 にシステム概念図を示し、図 2 に

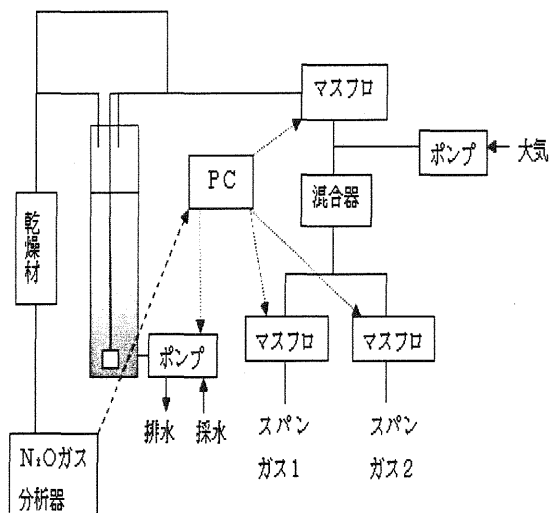


図1 N₂O自動測定器システム概念図

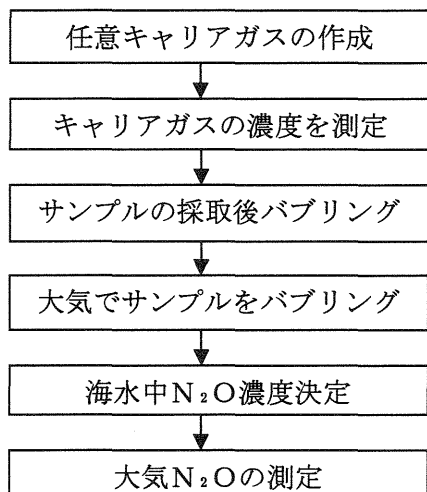


図2 測定の流れ

2.3 ガス混合器の精度実験

濃度のわかっているキャリアガスを直接分析器に流し、後に混合器で同じ濃度のガスを作って分析器に流し、混合器によって同じ濃度が作られているかどうかを実験した。171ppb、470ppb、904ppb、1910ppbの4種類のガスを用いた。直接分析器に流した場合、分析器から1秒毎に出る値を30秒移動平均し、約20分間取りその平均値をその濃度とした。平均値とポンベ表示値で相関関係を図3に描いた。

回帰直線は $y = 0.969x + 17.83$

相関係数 (R) は、0.999であった。
 $y = 0.969x + 17.83$ で平均値を直すと表1のようになった。

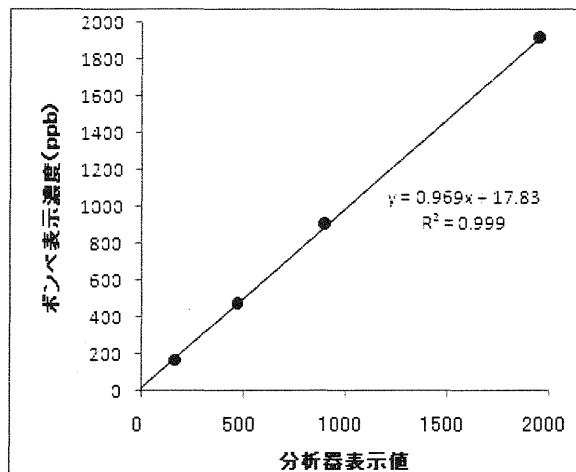


図3 分析器の表示との相関関係

ガスポンベ表示値	171ppb	470ppb	904ppb	1910ppb
分析器表示値	238	675	1312	2710
分析器表示校正値	183	471	890	1915

表1 ポンベ表示値との関係

表1ではガスポンベの表示値と校正値の間で1~15ppbの差が生じたが、相関係数 (R) の値が0.999であることからこのN₂O分析器は測定に使用できると判断した。

混合器で各々ガス濃度を設定し作成したガスを分析器に流し、それぞれ表示された値の平均値を取り、図3の数式 ($y = 0.969x + 17.83$) で値を直すと表2のようになった。

混合器設定値	171	470	904	1910
分析器表示値	238	675	1312	2710
分析器表示校正値	249	672	1289	2645

表2 混合器設定値との関係

表2をグラフにすると、図4のようになった。

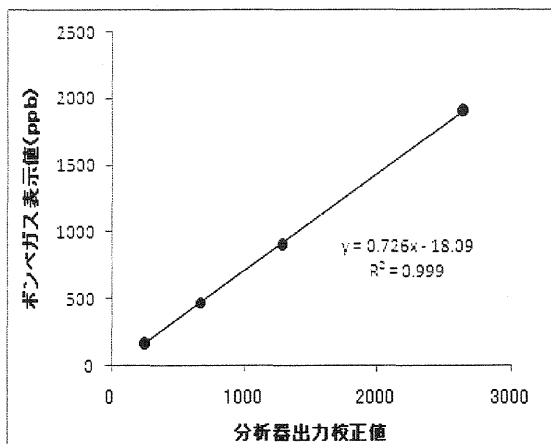


図4 混合器作成ガスとの相関関係

以上の結果より混合器は絶対値としてはボンベガスの濃度との差はあるものの、相対的な値として混合器は正常に作動しているといえるので、観測に使用できると判断した。

2.4 N₂O計の繰り返し精度の実験

岡山理科大学校内にて測定3回を行った。コンテナに水道水を入れ、一晚中バブラーでバブリングを行い室内空気中で飽和状態にした水を作成し、それで測定を行った。初日は3回、後2日は5回の測定を行った。すると、表3のような結果になった。

実験番号	実験回数	平均(ppb)	標準偏差	CV%
1	3	307	8	2.7
2	5	327	13	4.0
3	5	243	42	17.4

表3 繰り返し精度実験結果

実験番号3では、ほかの2つに比べ広い範囲の値をとっている。しかし、実験番号1, 2ではCV%が2~4%であり、観測に使用できると判断した。

3. 深江丸観測

3.1「深江丸」観測概要

観測は、神戸大学海事科学部の練習船「深江丸」船上で行った。下に航路図を示した。測定海域は瀬戸内海及び関門海峡である。夜間は錨泊し固定点での観測を行った。

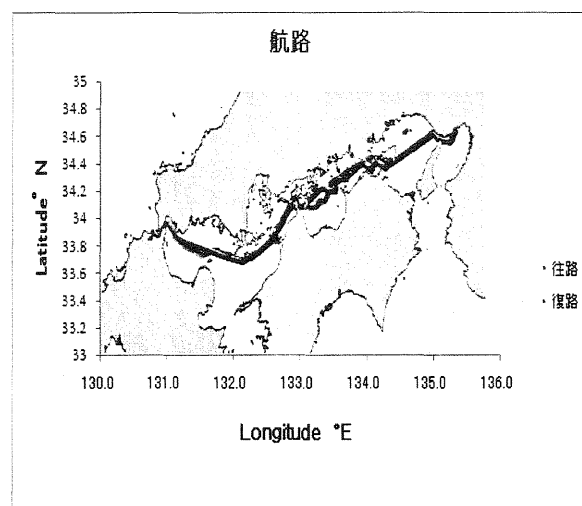


図8 深江丸航路図

期間は2007年9月4日~9月10日の6日間行った。

3.2 測定方法

測定項目は大気及び海中のN₂O (ppb)である。試料海水は深江丸船底採取口より取り、試料大気は深江丸の煙突前方にある左舷側フラッグラインに大気採取口を設け、チューブで分析器まで繋いだ。

3.3 結果・考察

9月4日~10日までの海水中のN₂Oの濃度の平均は358.9ppbで、大気中の濃度の平均は316.9ppbであった。全期間中海水中のN₂O平均濃度の方が大気中のN₂O平均濃度に比べて42ppb高かった。表4に観測で得たデータの代表値それぞれ示した。

	平均	Max	Min	Max-Min	標準偏差	CV%
海水	358.94	556.7	111.75	444.95	81.99	22.84
大気	316.99	464.93	222.62	242.31	40.17	12.67

表4 観測データ代表値
経度ごとのグラフを海水(図9)と大気(図10)ごとに示した。

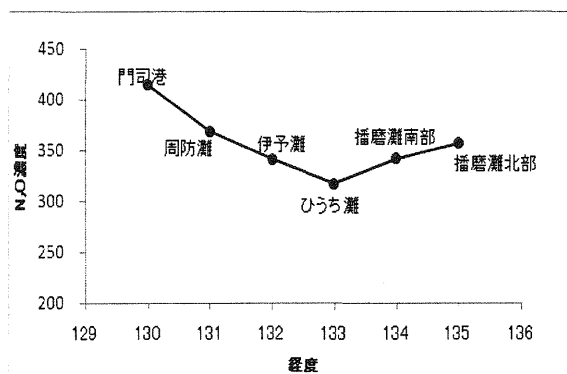


図9 海水N₂Oの経度分布

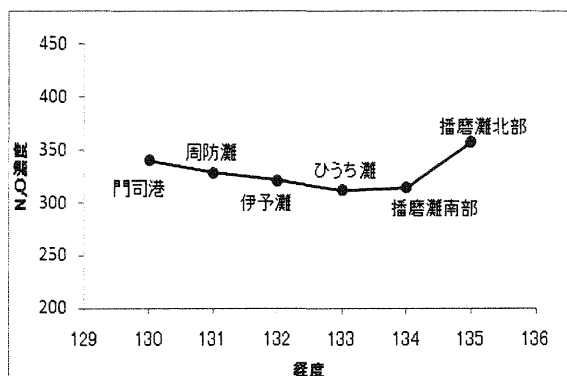


図10 大気N₂Oの経度分布

グラフを見ると、東へ行くにつれて海水・大気共にN₂O濃度は下がっている。しかし、播磨灘南部を過ぎると次第に高くなっている。大気は海水程変化は見られないが、播磨灘南部から上昇する変化は大きく見られた。

海水と大気のN₂Oの移動を見るため、図11に海水と大気の差を取った値を示した。

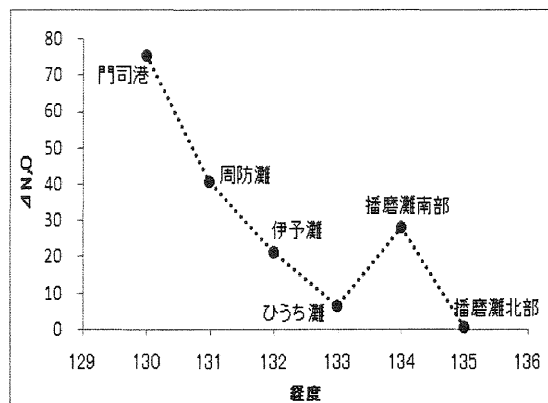


図11 海水濃度と大気濃度の差

図11海水濃度から大気濃度を引いたもので、全てが正の値であることから全ての海域で海水濃度の方が高かった。つまり、N₂Oは海水から大気へ放出されていることになる。

門司港で最も差があり、東へ行くほど差が小さくなっていきひうち灘までは減少の傾向が見られた。播磨灘南部でまた海水と大気との濃度差が大きくなり、北部ではほとんど差はなかった。

レインゴーランド法による岡山市周辺における酸性雨の測定

—2000年5月～2006年11月—

*月森新一朗 平田圭佑 山下栄次 (岡山理科大学技術科学研究所)

松尾太郎 正木智美 (加計学園自然植物園)

1 はじめに

岡山市周辺における酸性雨について、岡山理科大学構内及び岡山理科大学生態システム園内にて、レインゴーランド法(以下RG法と記す)及び酸性雨ろ過式採取装置を用いて降水を採取し、過去8年間のデータを基に成分測定・解析を行った。

2 方法

2.1 採取場所・期間

図1に降水採取場所を示す。採取場所は、岡山理科大学生態システム園内に2箇所(Sta.1, Sta.2)、岡山理科大学構内に1箇所(Sta.3)の三箇所である。

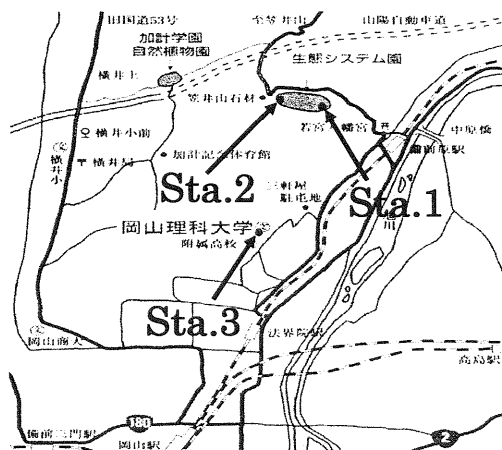


図1 降水採取場所

測定期間は、RG法でSta.1, Sta.2, Sta.3ともに2000年5月27日から2006年11月25日まで、酸性雨ろ過式採取装置では、Sta.1, Sta.2が2006年7月14日～2007年7月9日、Sta.3は2006年3月16日～2007年7月9日までである。

Sta.1は森林内で比較的樹木が少ない「空き地」と考えられる場所。Sta.2は森林内で樹木が生い茂っている場所で、ほとんど日光が当た

らない場所。Sta.3は岡山理科大学10学舎屋上で、南には岡山市街地が広がっていて、とても見晴らしが良い場所である。

2.2 測定・分析機器

降水の採取には、堀場製作所製レインゴーランドIIを用いた。レインゴーランドIIとは、一雨毎に降水を、0～1mm、1～2mmと順に7～8mmまで採取し、降水量が8mmを超えると、8mm以降の降水をまとめて水受けカップに溜める構造になっている。この装置は取り扱いが簡単で、降水の採取に電源を用いなくてもよい。また、専用の自動フタ開け装置を付けることで、乾性降下物の影響の少ない降水を採取できる装置である。しかしながら、降雨の降り始めと終わりでは値が大きく違うことがわかったため、その対策として現在では、酸性雨ろ過式採取装置で採取を行っている。

採取した降水資料は、2000年5月27日から2004年11月18日までは堀場製作所製Twin pH分析器 B-212、Twin Cond伝導率分析器 B-173、2004年12月4日以後は堀場製作所製pH/cond meter D-54、pH glass electrode 9669-10D、EC glass electrode 3574-10Cを用いてpH・EC($\mu\text{S}/\text{cm}$)を測定した。

3 結果及び考察

3.1 pHとECの年変化

図2にpHとECの年変化を示した。この図は、測定場所別に年変化を考察するために、通年のデータのある2001、2002、2003、2004、2005、2006年について、RG法で採取した1降雨の初期降雨8mmの平均値を1降雨の値とみなして月平均値を求め、それをさらに年平均値にしたものである。

図2(a)では、Sta.1のpHの最大値は、2005年の4.66で、最小値は2002年の4.15となった。Sta.2のpHの最大値は2005年の4.75で、最小値は2003年の4.17となった。Sta.3のp

Hの最大値は、2006年の4.63で、最小値は、2001年の4.22となった。ただし、2003年のSta.2、Sta.3の年平均値は、他の年に比べて低い値であった。2003年を除いてpHの年変化について考察すると、pHの値はSta.2 > Sta.1 > Sta.3の順であった。pHは1年当たりSta.1から順に、0.10、0.08、0.07ずつ中性側になっていった。2001年から2006年を見ると、酸性度が軽減されているように思う。

図2(b)では、Sta.1のECの最大値は、2005年の $42.7\mu\text{S/cm}$ で、最小値は2006年の $31.4\mu\text{S/cm}$ となった。Sta.2のECの最大値は2005年の $40.6\mu\text{S/cm}$ で、最小値は2004年の $27.8\mu\text{S/cm}$ となった。Sta.3のECの最大値は $51.9\mu\text{S/cm}$ で、最小値は2004年の $26.4\mu\text{S/cm}$ となった。ただし、2005年のSta.2、Sta.3の年平均値は、他の年に比べて高い値であった。2005年を除いてpHの年変化について考察すると、ECの値は、Sta.1 > Sta.2 > Sta.3の順であった。EC値は1年当たりSta.1、Sta.2、Sta.3は、-1.3、-0.8、-2.5減少した。

Sta.2のpHは、Sta.1、Sta.3の値よりも中性側に位置していた。Sta.2は、森林の中でも樹木が生い茂っている場所であるため、樹木の葉に降雨が接触するためだと考えられる。よって、洗浄作用効果があると思われる。

3.2 pHとECの季節変化

図3にpHとECの季節変化を示した。この図は、測定場所別に季節変化を考慮するために、RG法で採取した1降雨の初期降雨8mmの平均値を降雨の値とみなして月平均値を求め、グラフで示したものである。

図3(a)から、Sta.1における最大値は、11月の4.75、最小値は、6月の4.14となった。Sta.2における最大値は、11月の4.72、最小値は2月の4.04となった。Sta.3における最大値は、11月の4.56、最小値は、2月の4.16となった。これらから、各Sta.でpHが高い月は11月、pHが低い月は2月、8月であった。月平均はSta.2が5月～10月まで一番中性に近い値を示している。年平均と比較すると、2003年以外はSta.2が一番中性側に位置している。これらのことから、樹木の影響があると考えられる。

図3(b)から、Sta.1における最大値は、8月の $65.9\mu\text{S/cm}$ 、最小値は、11月の4.14とな

った。Sta.2における最大値は、11月の4.7、最小値は2月の4.0となった。Sta.3における最大値は、11月の4.6、最小値は4.2となった。傾向としてECの値が違うものの、各Sta.で同じような季節変化が見られた。4月～12月までのECを見ると、Sta.2が最も低かった。これは、洗浄作用に関係しているのではないかと思う。

3.3 酸性雨ろ過式採取装置における繰り返し精度実験

Sta.3において、2006年3月16日より2006年7月4日までの間の測定を行った。測定結果を表1に示した。Sta.3に3台の酸性雨ろ過式採取装置を設置した所、pHの値の3台の差は0.04～0.50、ECの値の3台の差は $0.6\sim 11.3\mu\text{S/cm}$ であった。pH、EC共に変化が大きかったのは、4月でpHは0.50、ECは $11.3\mu\text{S/cm}$ を示した。5月から7月まで、4月に比べて3台の差は少なく、16例の測定では、測定装置間のpHの差の平均値は0.15で、ECの差の平均値は $2.9\mu\text{S/cm}$ であった。本装置は、環境測定に使用できる精度があると考えられる。

3.4 Sta.3におけるRG法と酸性雨ろ過式採取装置の比較

Sta.3にて、2006年3月1日～2006年11月25日までの間、RG法と酸性雨ろ過式採取装置の比較測定を行った。図4(a)、(b)に比較測定結果を示した。図4(a)、(b)から、RG法と酸性雨ろ過式採取装置よりもpHの値が低かった。ECは10月以外、酸性雨ろ過式採取装置での値のほうが、低かった。これは、RG法では、1雨中の0mm～8mmまでの初期降雨の平均値を1降雨の値とみなしたのに対して、酸性雨ろ過式採取装置では、降雨をすべて集めて測定しているためだと考えられる。

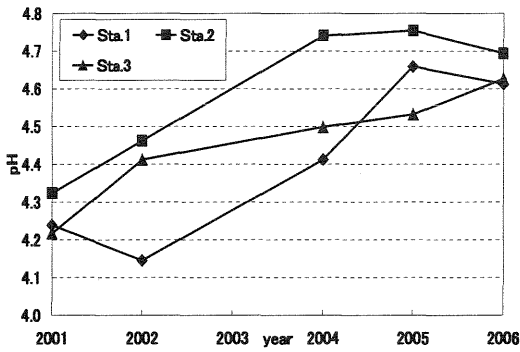
3.5 RG法と酸性雨ろ過式採取装置を合わせたpHとECの年変化

図5は、RG法で2000年5月から2006年11月まで、酸性雨ろ過式採取装置は、2006年3月から2007年7月までの観測し、測定した値を用いた。

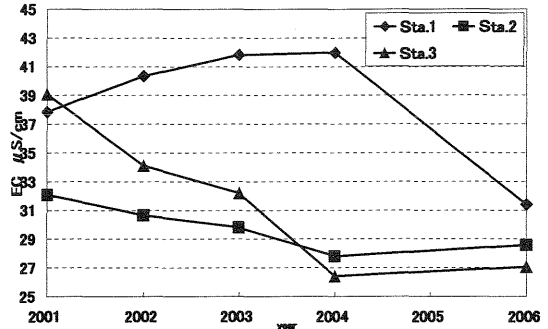
(a)から、pHの値が年々少しずつではあるが、中性側に移行していることがわかる。

(b)からは、ECの値が年々小さい値を示していることがわかる。

今後、GR 法と酸性雨ろ過式採取装置により採取されたデータについて、GR 法のデータを降雨量で補正した値を用いて、データ解析を試してみたい。

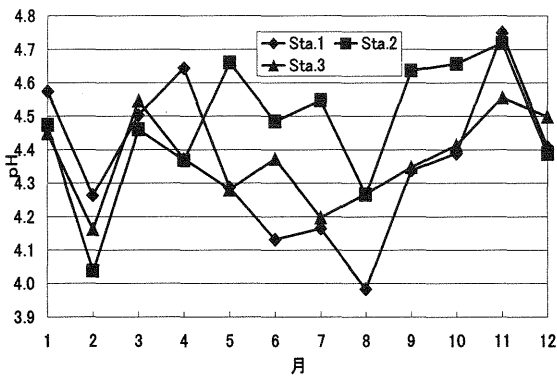


(a)

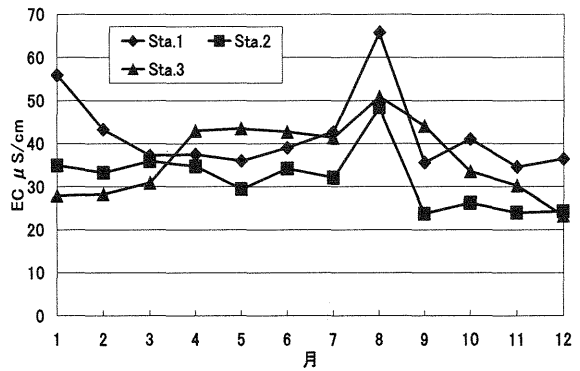


(b)

図2 pHとECの年変化

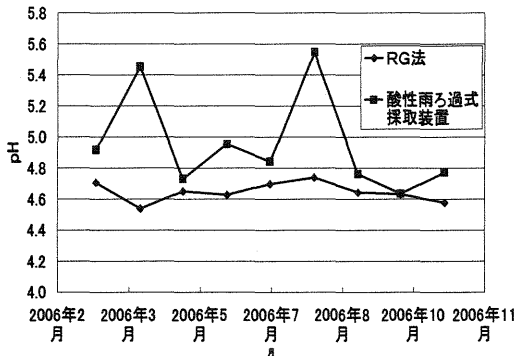


(a)

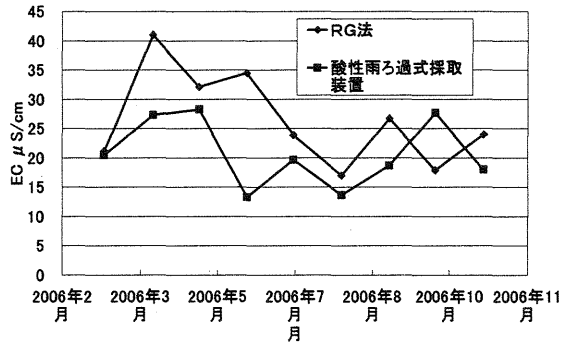


(b)

図3 pHとECの季節変化

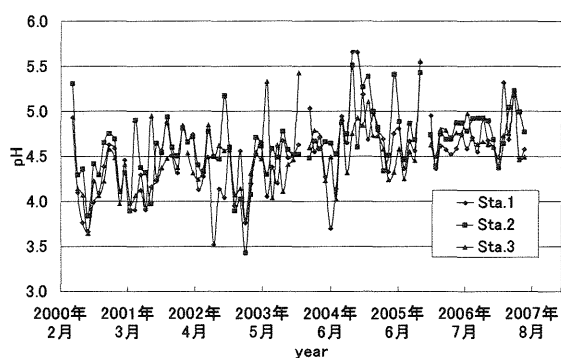


(a)

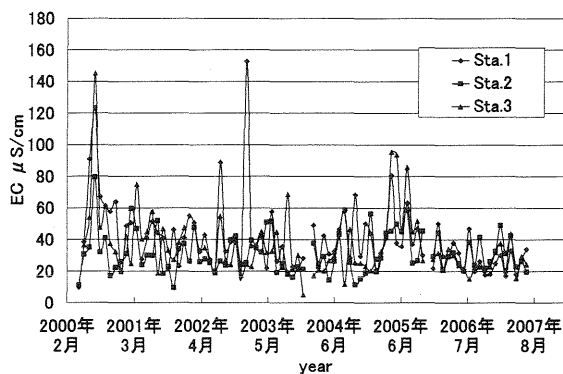


(b)

図4 レインゴーランド法と新測定器との比較



(a)



(b)

図5 2000年から2007年までのpHとEC

表1 酸性雨ろ過式採取装置の繰り返し精度実験

	pH_max	pH_min	pH_R	pH_ave	EC_max	EC_min	EC_R	EC_ave
2006/3/16	5.13	5.09	0.04	5.11	16.7	14.2	2.5	15.5
2006/3/16	4.86	4.80	0.06	4.83	22.5	21.6	0.9	21.9
2006/3/22	4.99	4.79	0.20	4.87	25.8	23.2	2.6	24.2
2006/4/6	5.26	5.15	0.11	5.20	18.1	15.7	2.4	17.0
2006/4/12	5.38	5.34	0.04	5.36	17.3	16.4	0.9	16.8
2006/4/17	5.92	5.42	0.50	5.65	56.7	52.3	4.4	54.9
2006/4/28	6.30	5.83	0.47	5.99	28.2	16.9	11.3	20.7
2006/5/12	4.68	4.58	0.10	4.63	20.8	18.7	2.1	19.4
2006/5/19	4.68	4.60	0.08	4.63	40.3	33.5	6.8	38.0
2006/5/24	5.47	5.07	0.40	5.17	30.1	23.9	6.2	27.7
2006/5/31	4.72	4.67	0.05	4.69	28.8	27.8	1.0	28.2
2006/6/9	5.27	5.18	0.09	5.23	8.7	8.0	0.7	8.3
2006/6/16	4.97	4.91	0.06	4.95	17.7	15.2	2.5	16.1
2006/6/23	5.05	4.94	0.11	4.98	10.4	9.8	0.6	10.2
2006/6/28	4.82	4.73	0.09	4.78	19.2	18.6	0.6	19.0
2006/7/4	4.74	4.68	0.06	4.71	19.4	18.8	0.6	19.2

レインゴーランド法による岡山市周辺における降雨中の pH, EC の変化

*平田圭佑, 月森新一朗, 山下栄次 (岡山理科大学技術科学研究所)

松尾太郎, 正木智美 (加計学園自然植物園)

1.はじめに

岡山市周辺の降雨成分について, 岡山理科大学構内及び岡山理科大学生態システム園内にてレインゴーランド法 (以下 RG 法と記す) を用いて降水を採取し, 過去7年間のデータを基に降雨中の pH, EC, Anion, Cation の変化について解析を行った。

2.方法

2.1 採取場所・期間

図1に降水採取場所を示す。採取場所は, 岡山理科大学生態システム園内に2箇所 (Sta.1, Sta.2), 岡山理科大学構内に1箇所 (Sta.3) の3箇所である。

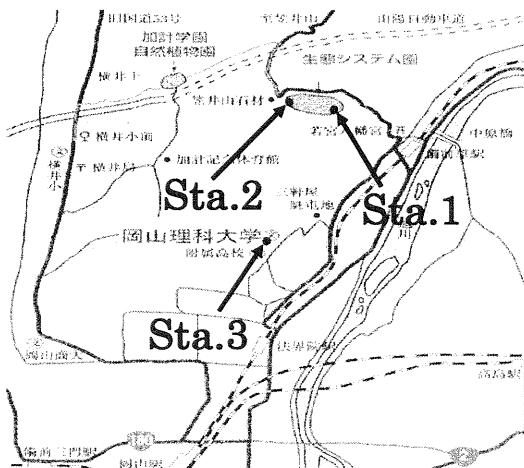


図1 降水採取場所

測定期間は, Sta.1, Sta.2, Sta.3 とともに2000年5月27日から2006年7月16日までである。Sta.1は森林内で周りに樹木に少

ない「空き地」と考えられる場所, Sta.2は森林内で周りに約10mの高さの樹木がある「森林内」と考えられる場所である。Sta.3は岡山理科大学10学舎屋上で, 南には岡山の市街地が広がっている場所である。採取した降水試料は, Sta.1が283雨1781検体, Sta.2が283雨1541検体, Sta.3が281雨1507検体である。Anion, CationはSta.3の2004年2月22日~2005年1月19日の32雨208検体のデータを用いた。

2.2 測定・分析機器

降水の採取には, 堀場製作所レインゴーランドIIを用いた。レインゴーランドIIとは, 一雨毎に降水を1mm毎に7mmまで自動的に分けて採取するように設計されている装置である。また, 降水量が8mmを超えると, 8mm以降の降水をまとめて水受けカップに溜める構造になっている。この装置は取り扱いが簡単で降水の採取に電源を必要としないものである。また, 専用の自動フタ開け装置を付けることで, 乾性降下物の影響の少ない降水を採取できる装置である。降水を1mm毎に保存し, 分析を行った。

採取した降水試料は, 2000年5月27日から2004年11月18日までは堀場製作所製Twin pH分析器 B-212, Twin Cond 導電率分析器 B-173, 2004年12月4日以降は堀場製作所製 pH/cond meter D-54, pH

glass electrode 9669-10D, EC glass electrode 3574-10C を用いて pH・EC (μ S/cm) を測定した。また, Sta.3 の 2004 年 2 月 22 日~2005 年 1 月 19 日の間の降水試験料は, 島津製作所製パーソナルアナライザ PIA-1000 を用いて, イオン分析を行った。

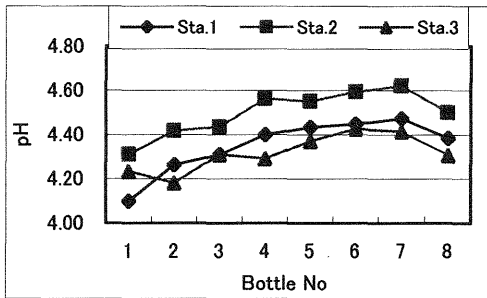
3. 結果及び考察

3.1 一雨中の pH と EC の変化

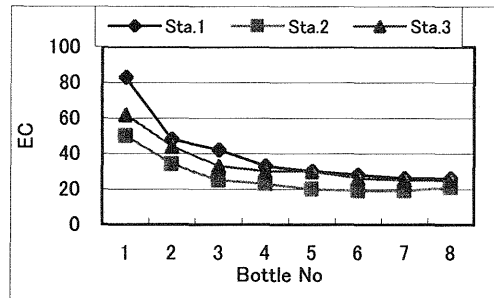
表 1 に Bottle1~8 のそれぞれの pH, EC の最大, 最小, 平均を, 図 2 に一雨中の

pH, EC の変化を示した。この図は 2000 年 5 月から 2006 年 7 月までのデータを, Bottle 別に平均値を求め, グラフにしたものである。

図 2(a)の pH の変化は, 各 Sta. で Bottle4~5 までの pH は, 徐々に中性側へ変化し, それ以降は変化が緩やかになっている。この変化は, Bottle4~5 までの降雨ではウォッシュアウトとレインアウトの効果により pH 値が大きく変化し, Bottle4~5 以降はレインアウトのみの効果になったため変化



(a)



(b)

図 2 一雨中の pH, EC の変化

表 1 各 Bottle の pH, EC の最大, 最小, 平均

Sta. 1									
Bottle No.	1	2	3	4	5	6	7	8	
pH	max	7.09	7.55	7.44	7.37	7.23	7.47	7.41	7.28
	min	2.31	3.10	3.00	3.30	3.30	3.20	3.50	3.40
	average	4.10	4.26	4.31	4.40	4.43	4.45	4.47	4.38
EC	max	1710	390	1340	301	220	310	370	270
	min	10	3	2	2	2	2	2	2
	average	83	48	42	33	30	28	26	26
Sta. 2									
Bottle No.	1	2	3	4	5	6	7	8	
pH	max	7.64	7.16	6.49	6.40	6.80	7.74	7.96	6.7
	min	3.10	3.10	3.10	3.40	3.30	3.40	3.50	3.4
	average	4.31	4.42	4.43	4.56	4.55	4.59	4.62	4.5
EC	max	531	352	135	136	138	195	200	303
	min	4	4	2	3	3	0	2	0
	average	50	34	25	23	20	19	19	21
Sta. 3									
Bottle No.	1	2	3	4	5	6	7	8	
pH	max	7.00	6.90	6.60	6.60	6.90	7.00	7.10	6.20
	min	3.00	3.10	3.30	3.20	3.50	3.50	3.60	3.30
	average	4.23	4.18	4.31	4.29	4.37	4.43	4.41	4.31
EC	max	2200	260	146	146	199	141	138	80
	min	6	4	4	4	3	0	0	2
	average	62	44	33	30	30	26	25	25

が緩やかになったと考えられる。

次に, Sta.1,3 と Sta.2 の pH を比較すると, Bottle1~8 すべてで Sta.2 の pH の値は Sta.1,3 の値よりも中性側にあり, その差は 0.08~0.27 であった。これは, 降水採取場所の環境が関わっていると考えられる。Sta.2 は周りが約 10m の樹木に囲まれている「森林内」であり, Sta.1,3 は周りに樹木の少ない「空き地」である。すなわち, 森林による酸性雨洗浄効果があったと考えられ, その効果は降り始めから振り終わりまで発揮されると考えられる。

図 2(b)の EC の変化は, 各 Sta ともよく似ており, どの Sta でも EC の値は, 降り始めから徐々に一定になることを示した。変化するのは降り始め 5mm 位までで, それ以降は $20\sim 30\ \mu\text{S}/\text{cm}$ で落ち着くようである。この変化は, pH の現象と良く似ている。

Sta.1,3 の EC と Sta.2 の EC の値を比べると, Sta.2 は Sta.1,3 より Bottle1~8 で常に低い値であり, その差は変化の大きい Bottle1~5 で $7\sim 33\ \mu\text{S}/\text{cm}$ であった。この現象も森林の酸性雨洗浄効果が働いていると考えられ, この効果は, 降り始めから降り終わりまで継続されると考えられる。

3.2 降水中のイオン組成の変化

Sta.3 において, 2004 年 2 月 22 日~2005 年 1 月 19 日の間の試料をイオンクロマトグラフィーにて降水中のイオン分析を行った。測定したイオンは陰イオン (Anion) が $\text{H}_2\text{PO}_4^{2-}$, F^- , Cl^- , NO_2^- , Br^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , 陽イオン (Cation) が Li^+ , Na^+ , NH_4^+ , K^+ , Mg^+ , Ca^+ である。

図 3 に一雨中のイオンと EC の変化を示し

た。

図 3(a)(b)は Anion, (c)(d)は Cation, (e)は EC, (a)(c)は $1\text{mg}/\text{l}$ 以下のイオン, (b)(d)は $1\text{mg}/\text{l}$ 以上のイオンを示した。

図 3(a)は $\text{H}_2\text{PO}_4^{2-}$, F^- , Cl^- , NO_2^- , Br^- を示した。 Br^- は不検出であった。これらの 4 つは値が小さくまた降雨中の変化が EC を含めた他のイオンの変化と全く異なっていた。降雨量とは関係のない変化をしていた。

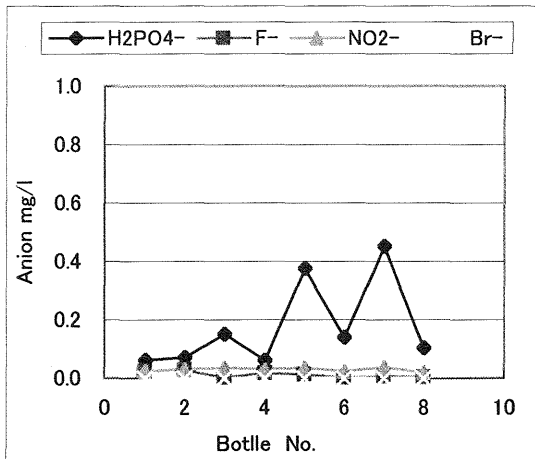
図 3(b)は Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} を示した。値が大きく変化するのは Bottle3 あたりまででそれ以降は徐々に一定になることを示した。

図 3(c)は Li^+ , K^+ , Mg^+ を示した。 Li^+ は不検出であった。値が大きく変化するのは Bottle3 あたりまででそれ以降は徐々に一定になることを示した。

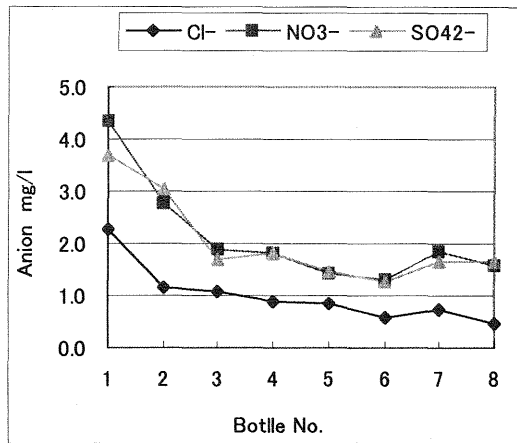
図 3(d)は Na^+ , NH_4^+ , Ca^+ を示した。値が大きく変化するのは Bottle3 あたりまででそれ以降は徐々に一定になることを示した。

図 3(e)の EC と各イオンの位相を比較すると, Anion では Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , Cation では Na^+ , NH_4^+ , Ca^+ が良く似た位相で変化していた。これらのイオンは検出された値も大きいため降水中の EC の値に関連が大きいと考えられる。

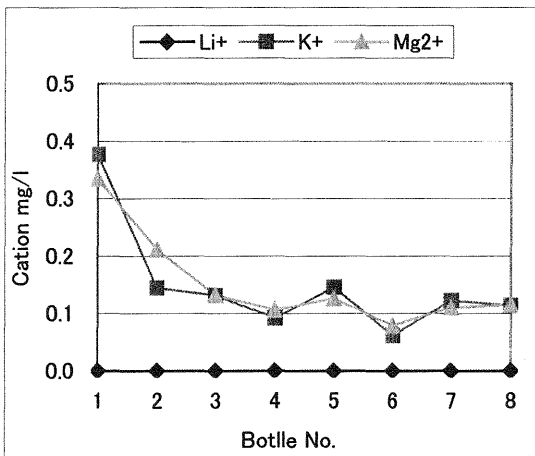
降水中の Anion の大小関係は $\text{NO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{H}_2\text{PO}_4^{2-} > \text{NO}_2^- \approx \text{F}^- > \text{Br}^-$, Cation では $\text{Ca}^+ > \text{NH}_4^+ > \text{Na}^+ > \text{K}^+ = \text{Mg}^+ > \text{Li}^+$ となり, 大小関係は降雨中に変化しなかった。



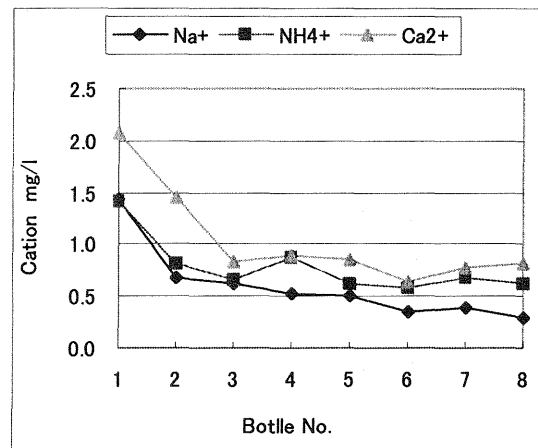
(a)



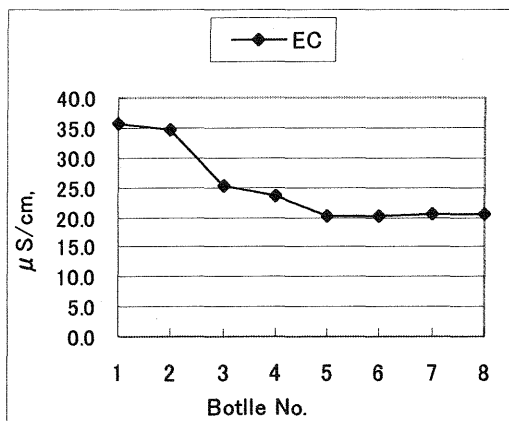
(b)



(c)



(d)



(e)

図3 一雨中の各イオンと EC の変化

アンダーセンサンプラー法による倉敷における浮遊粉じんの測定

*堂田吉則, 山下栄次 (岡山理科大学技術科学研究所)

米谷俊彦 (岡山大学資源生物学研究所)

1 はじめに

1982年から2006年までの24年間連続して、岡山大学資源生物学研究所において、アンダーセンサンプラー法による浮遊粉じんの採取が行われた。今回は、浮遊粉じんの、総重量、粗大粒子量、微小粒子量、粒度別粉じんの経年変化と季節変化についてデータを整理し、黄砂発生時期との関係について考察をしたので報告します。

2 方法

解析に使用したデータは、岡山大学資源生物学研究所米谷俊彦氏により得られたものである。

採取期間：1982年2月～2007年3月。

採取は毎週1回で、7日間の平均値が得られた。1220週分のデータが得られた。

測定場所：倉敷市の資源生物科学研究所の園場内にある気象観測用のろ場

使用機器：アンダーセンサンプラーを使用した。本器は、9段にろ紙をセットして大気を吸引し、粒度別に分級して粒径分布を測定することができる。捕集できる粒径はアンダーセンサンプラーの上から、第0段は $11\mu\text{m}$ 以上、第1段は $7.0\sim 11\mu\text{m}$ 、第2段は $4.7\sim 7.0\mu\text{m}$ 、第3段は $3.3\sim 4.7\mu\text{m}$ 、第4段は $2.1\sim 3.3\mu\text{m}$ 、第5段は $1.1\sim 2.1\mu\text{m}$ 、第6段は $0.65\sim 1.1\mu\text{m}$ 、第7段は $0.43\sim 0.65\mu\text{m}$ 、第8段（バックアップフィルター）は $0.43\mu\text{m}$ 以下である。バ

ックアップフィルターは $0.3\mu\text{m}$ までの粒子を捕集できる。

ろ紙：Advantec GB-100R 80mm と Advantec GB-100R 80～21mm を使用した。

なお、本器は、多段捕集となるため、捕集時間が長くなる欠点がある。

黄砂発生時期：岡山地方気象台による、1982年から2006年の黄砂観測日を月、年毎に集計して用いた。

3 解析結果及び考察

3.1 浮遊粉じんの経年変化

図1に総粉じん量の経年変化を示した。総粉じん量は、アンダーセンサンプラーで得られた9段の総計で示した。

採取された粉じんの粒径は、 $11\mu\text{m}$ 以上～ $0.3\mu\text{m}$ である。

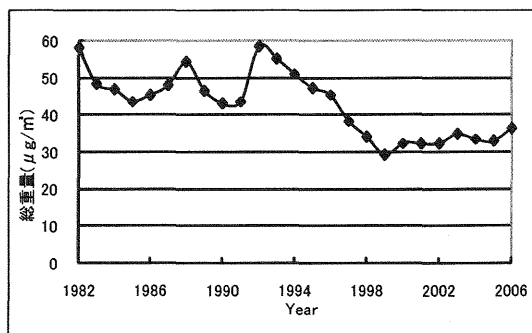


図1. 総粉じん量の経年変化

図2に粗大粒子量の経年変化を、図3には微小粒子量の経年変化を示した。粗大粒子量はアンダーセンサンプラーで得られた

第0段から第4段の合計で示し、微小粒子量は第5段から第8段の合計で示した。

採取された粉じんの粒径は、粗大粒子が $11\mu\text{m}$ 以上 $\sim 2\mu\text{m}$ 、微小粒子が $2\mu\text{m}\sim 0.3\mu\text{m}$ である。

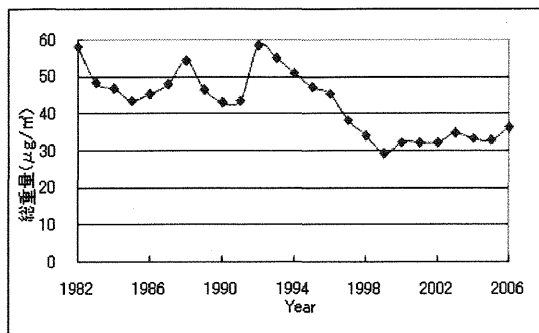


図2 粗大粒子量の経年変化

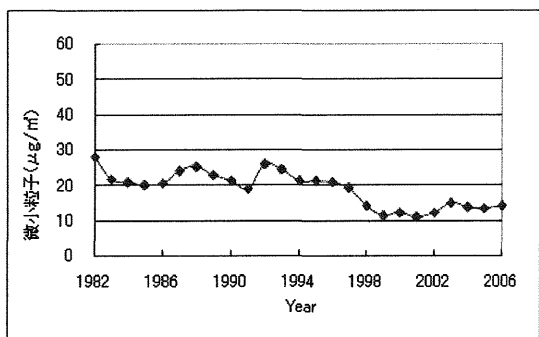


図3 微小粒子量の経年変化

図1の総粉じん量は、1992年に $58.4\mu/\text{m}^3$ の最大があり、1999年まで減少して $29.1\mu/\text{m}^3$ になるが、1999年から2006年までは多少前後はするが増加傾向にある。

図2の粗大粒子量は、1992年に $32.5\mu/\text{m}^3$ の最大があり、1997年まで減少して $19.3\mu/\text{m}^3$ になり、1997年から2006年まではほぼ一定の値を示している。

図3の微小粒子量は1992年に $25.8\mu/\text{m}^3$ から、1999年まで減少して $11.1\mu/\text{m}^3$ になり、1999年から2006年まで増加傾向にある。

3.2 黄砂の粒径

図4に岡山地方気象台により観測された黄砂の年毎の出現日数を示した。

図4より、1999年から2006年の間で黄砂が多く観測されているのは2000年、2001年、2002年、2006年、であり、1999年と2003年では黄砂は数日しか観測されていない。

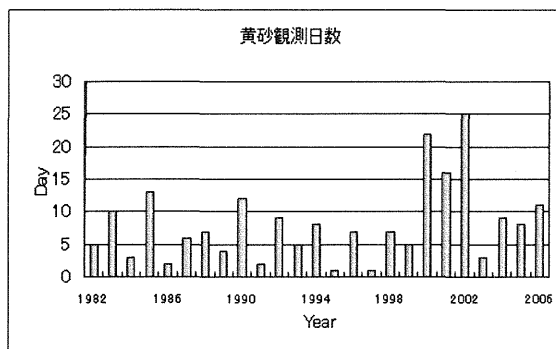
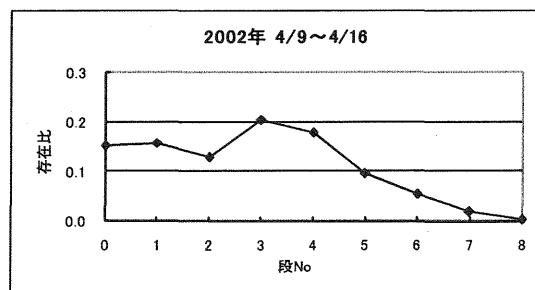


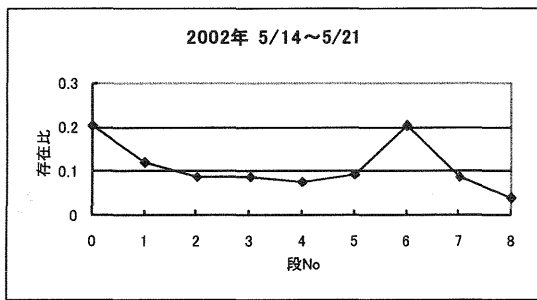
図4 黄砂観測日数の経年変化

図5の(a)と(c)に黄砂が多く観測された2002年の4/9から4/16の1週間(黄砂6日観測)と2006年の4/4~4/11の1週間(黄砂4日観測)の存在比(各段の値/総粉じん量)を示した。

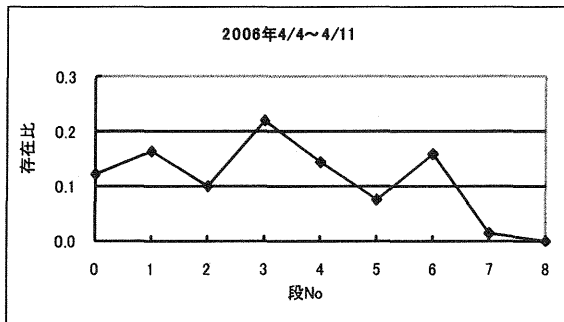
図5の(b)と(d)には黄砂が観測されていない2002年5/14~5/21と2006年4/11~4/18の一週間の存在比を示した。



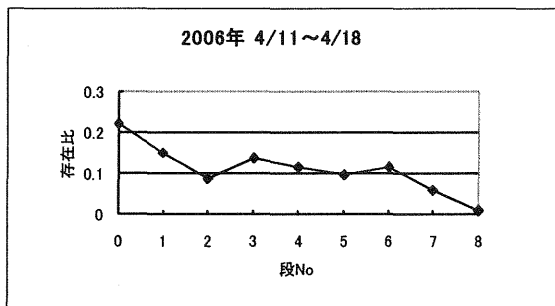
(a)



(b)



(c)



(d)

図5.各ステージの総粉じん中の存在比

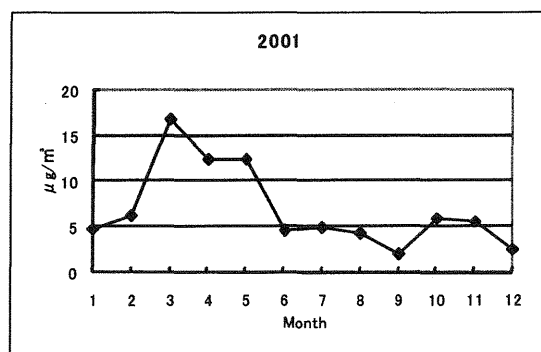
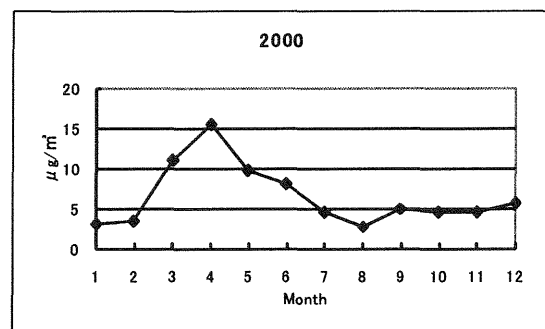
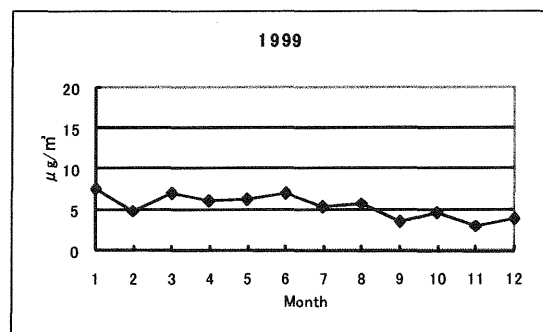
図5より、黄砂が観測されている週(a)と黄砂が観測されていない週(b)を比べると、(a)は第3段が最大の0.2、第4段が0.14で大きい、(b)は第3段が0.09、第4段が0.08であり、(a)と比べて小さかった。

同様に(c)と(d)を比べると、(c)は第3段が最大の0.2で第4段が0.18で大きい、(d)は第3段が0.14で第4段が0.12であり、(c)と比べて小さかった。

よって黄砂は第3段と第4段に含まれていると判断できた。これにより、黄砂の粒径は $2.1\mu\text{m}$ ~ $4.7\mu\text{m}$ のものが多いとかがえられた。

3.3 黄砂の発生時期

図.6に、黄砂が含まれていると分かった第3段と第4段の合計の値の黄砂が多く観測されている2000~2002年の前後の1999年から2006年までの月毎の平均値の月変化を示した。



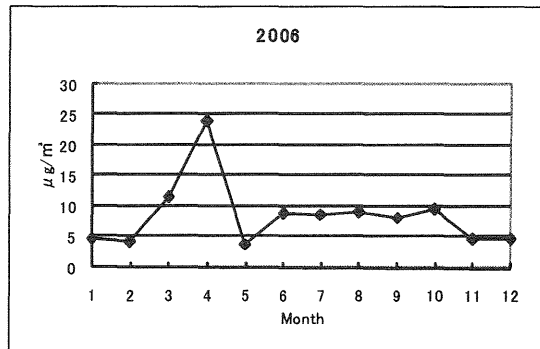
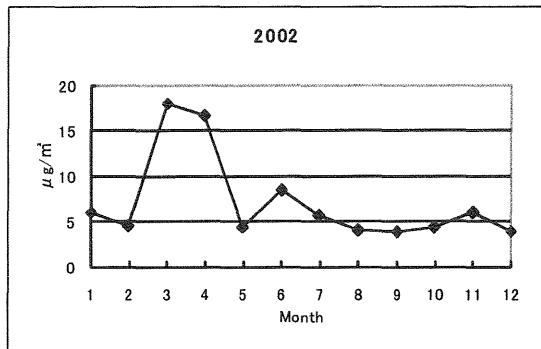


図6 1999～2006年の第3,4段の粉じんの月変化

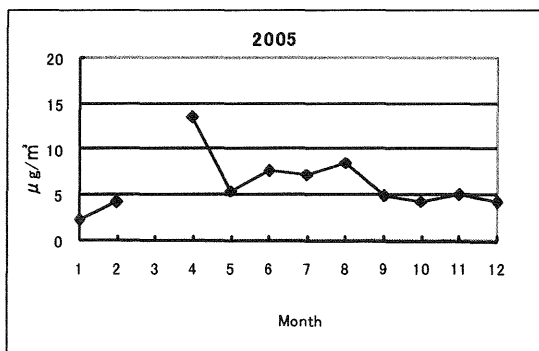
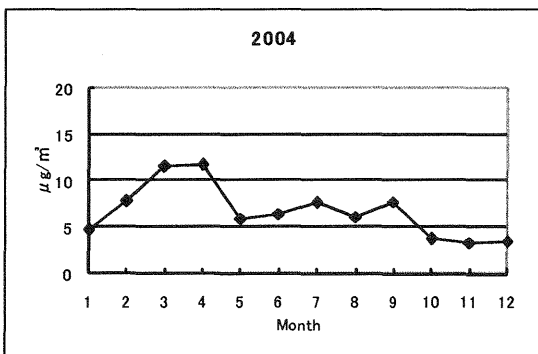
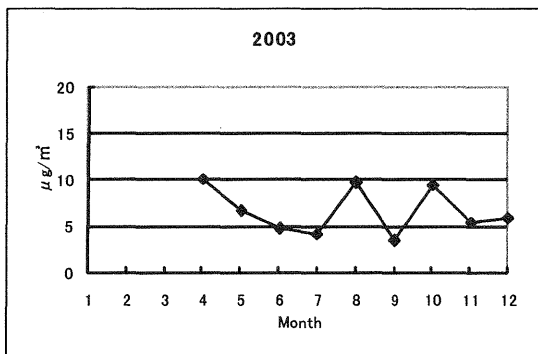


図6より、第3段と第4段の合計の粉じん量は、黄砂が多く観測されている2000年、2001年、2002年、2006年では3月と4月の値が特に高くなっていて、2004年と2005年も黄砂の観測が少ない1999年と2003年に比べて3月と4月の値が高くなっている事が分かった。

よって倉敷の資源科学研究所近辺では3月と4月に黄砂が測定されていた事が分かった。

4 まとめ

総粉じん量、粗大粒子量、微小粒子量は1999年まで減少した後、増加傾向にある。

アンダーセンサンプラーで得られる黄砂は第3段と第4段が占める割合が多く、粒径は $2.1\mu\text{m}$ ～ $4.7\mu\text{m}$ である。

倉敷における黄砂は3月、4月に多く見られる。

岡山での黄砂観測日数の経年変化では、例年と比べて2000年～2002年が非常に黄砂が観測された日数が多い。

大阪平野で発生するヒートアイランド現象の時空間的解析

重田祥範^{*1}・畔柳秀匡^{*2}・佐野亜都子^{*3}・高岡利行^{*4}・高根雄也^{*4}・谷口誠^{*4}大橋唯太^{*4}・平野勇二郎^{*5}・亀卦川幸浩^{*6}・塚本修^{*1}^{*1} 岡山大学大学院自然科学研究科 ^{*2} 岡山理科大学大学院総合情報研究科 ^{*3} 岡山理科大学理学部^{*4} 岡山理科大学総合情報学部 ^{*5} 群馬大学工学部 ^{*6} 明星大学理工学部

1. はじめに

国や地方自治体では、近年ヒートアイランド緩和対策の実施に向けて、活動が本格化してきており、実態調査や成因分析等が数多く検討されている(たとえば、日下・木村, 2004)。特に、大阪や東京などの大都市圏では、それぞれ都市の平均気温や熱帯夜の日数などを指標として、達成すべき目標を制定している。中でも、大阪市では100年間に2.1℃気温が上昇し、全国平均の1.0℃を大幅に上回る速さで温暖化が進行している。主要都市(大阪, 東京, 名古屋, 横浜)の真夏日数においても、30年間で約1.4倍に増加しており、早急な対策が必要である(大阪市, 2005)。

ヒートアイランドは局地性の強い現象であり、都市規模や建物の密集度など都市構造の違いのほか、都市が立地する周辺郊外の環境によっても特徴は大きく異なる。ヒートアイランド現象の詳細な実態把握や、数値モデルなどを用いてヒートアイランド対策の効果を定量的に予測する場合には、都市内外において多地点での詳細な気象観測ネットワークが必要となる(たとえば、梅谷ほか, 2005)。また都市の気温は小数の桁まで議論を必要とする場合も多くあり、精度については定量的な解釈をするうえで決して無視できない。しかし、既存の研究では測定精度が十分に検討されていない場合も多く、この点は注意が必要である。

以上の課題を踏まえて、本研究は、都市気象の長期的な観測に対応可能な、熱環境測定器を開発し、大阪平野を対象とした気象観測ネットワークを構築した。解析にはアメダスデータ、大気汚染監視局のデータを併用して、大阪平野で発生するヒートアイランド現象のより詳細な時空間的特徴を明らかにすることを目的とする。

2. 熱環境測定器の開発

2.1 ラディエーションシールドの開発

大気中の温湿度を計測する際、測定センサーが太陽からの放射や赤外放射を受けると、大気を正確に測定することはできない。そのため、小数桁までの精度を議論する場合には、放射を完全に遮るラディエーションシールドが必要となる。たとえば、過去のラディエーションシールド開発報告は、梅谷ほか(2005)などがある。開発にあたっては、従来から問題視されている測定器自体の日射による加熱をできる限り抑えることが優先課題である。そこで、作製には18cm×18cmの塩化ビニル板に熱を加えて皿状に型取りし、中心部に38mmの穴をあけ5重にして使用している(外筒長100mm, 塩ビ板厚1mm, 外筒径110mm, 内部筒径38mm)。第1図に、型取りしたラディエーションシールドの図を示す。

2.2 通風方式

通風方式には、自然気流に任せる「自然通風式」とファンなどによって強制的に外気を取り込む「強制通風式」の2種類がある。強制通風式は自然通風式よりも精度が良いとされており、気象庁が運用しているAMeDASやアスマン通風乾湿計をはじめとして、主流となっている測定機器は、強制通風式が一般的である。本研究では、自然通風式と強制通風式を選択できるようにした。

強制通風式用のファンは、ラディエーションシールド内部を強制的に通風させて外気をスムーズに取り込むためのファンである。ファンのモーターには、マブチモーターRE-140(1.5V 5400r/min 550mA 通風速度3m/s)を使用した。電源は、電池式とソーラー発電式の2種類を選択できるようにした。電池式では、単一電池1本で約20時間連続的に稼働する。

そのため、単一電池 2 本を並列回路として 40 時間以上の連続測定を可能とした。また、ソーラー発電式では、ソーラーパネル(250mA-2V)を2枚使用し、夜間以外では強制通風式となるようにした。第 2 図に開発した熱環境測定器の構造図を示す。

2.3 温度センサー

温度センサー部は、データロガー付で測定精度 $\pm 0.3^{\circ}\text{C}$ の高精度サーミスタ温度計(おんどとり Jr.RTR-52;T&D)を使用した。温度センサーを用いて測定した乾球温度・湿球温度の値から、気温と水蒸気量(比湿)を測定することが可能である。温度センサーの取り付け位置を第3図に示す。ここで、湿球は、綿 100% のガーゼを用いて、給水ボトル(250ml)から連続的に補水している。

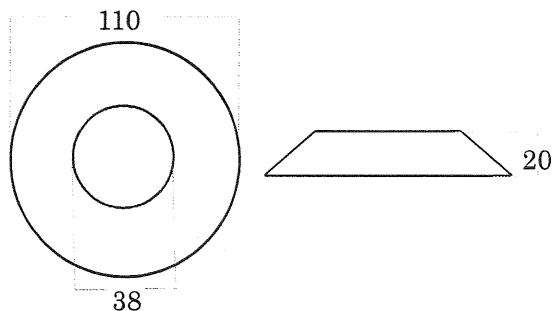
3. 精度検証

測定器の実用性を確認するため、アスマン通風乾湿計 SK-RHG(佐藤計量機器製作所;気象庁検定付き)を基準器として、観測を実施する前後に、観測時と同様な気象条件を想定した検定を行った。

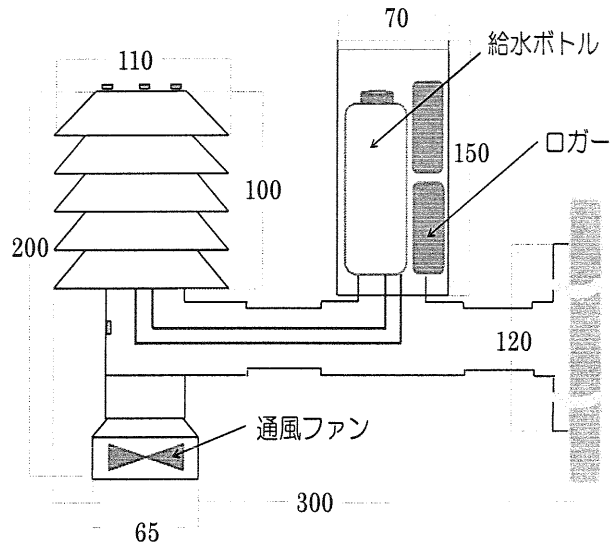
検定の結果、開発した熱環境測定器は日射のある時間帯において、ファンの稼働時・非稼働時ともに基準器と比較した場合、10 分間平均値で乾球温度が $+0.1^{\circ}\text{C}$ 、湿球温度が $+0.2^{\circ}\text{C}$ であった。

逆に、日射がない夜間の場合でも乾球温度の器差は、 0.1°C 未満で、湿球温度についても日射時と同様に 0.2°C であった。

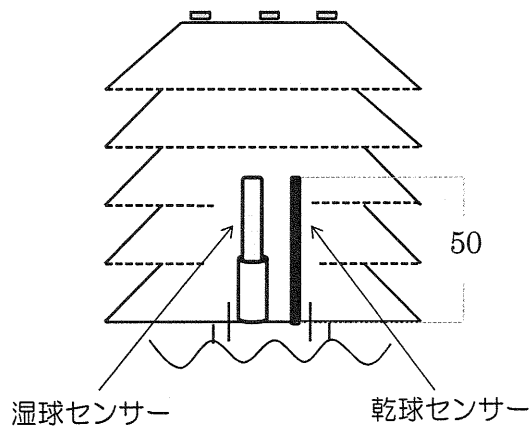
以上のことから、器差が日射の有無にかかわらず、常に 0.2°C 以下とほぼ一定であった。この結果、温湿度を測定する際に太陽からの放射を完全に遮断することができれば、自然通風式でも十分な精度で測定可能であることを意味している。



第 1 図 ラディエーションシールドの断面図(単位は mm)



第 2 図 温熱環境測定器の構造図(単位は mm)



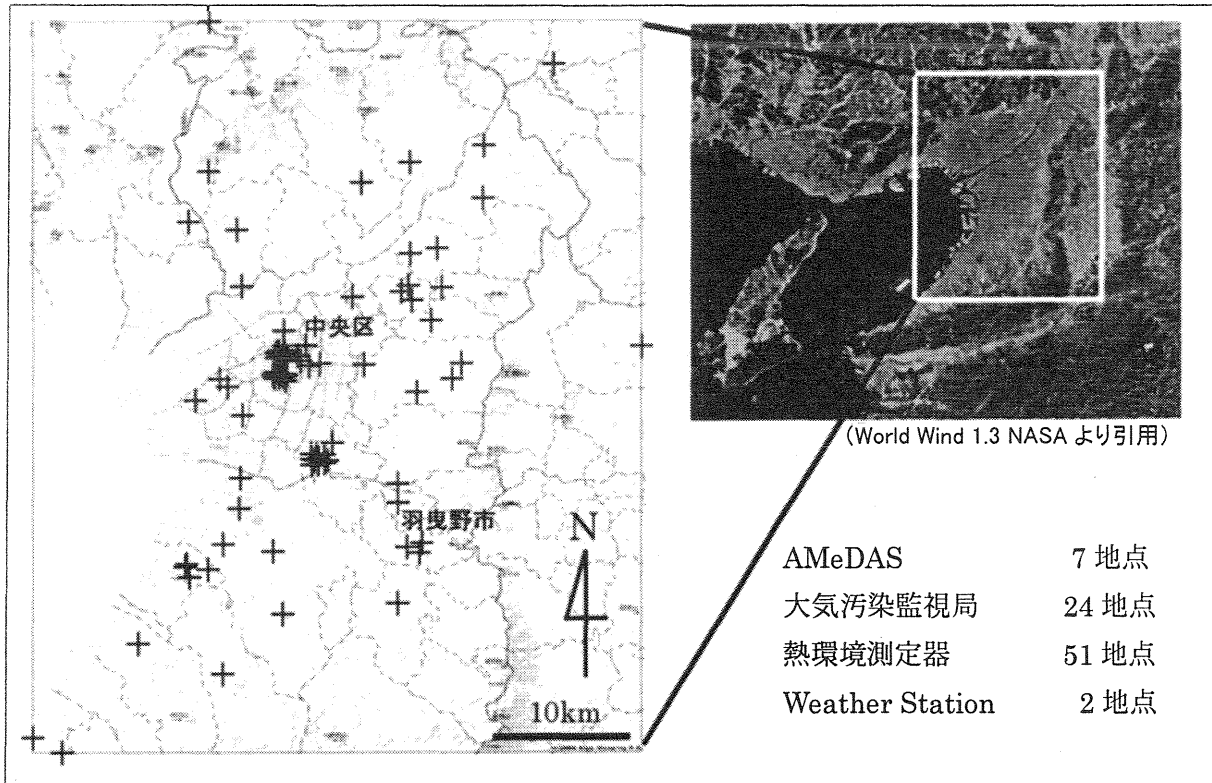
第 3 図 温熱環境測定器の構造図(単位は mm)

4. 観測ネットワークの構築

4.1 観測対象地域

大阪平野で発生するヒートアイランド現象の時空間的特徴を把握するため、開発した熱環境測定器を用いて、面的にも密な気象観測ネットワークを構築した。大阪平野は西側に大阪湾を臨み、京都盆地へと通じる淀川沿いを除いて、平野周辺を山地が囲んでいる。平野は $20 \times 30\text{km}$ 程度の広さであり、中心部に人口 264 万人の大阪市がある。その周辺には大規模なベッドタウンが広がっている。

大阪平野のヒートアイランド現象については、これまで多くの研究がされてきている。(たとえば、鳴海ほか, 2002)。しかし、これまでの研究では、公的機関の既存のデータが多く、測定範囲や時間も限られていたため、一概にヒートアイランド現象の特徴を整理することが困難である。



第 4 図 観測対象エリアと解析に使用する測定地点

4.2 観測概要

観測は太平洋高気圧に覆われて晴天日が続いた、2007 年 8 月 1～16 日の期間に連続的に実施した。

定点型観測に使用した機器は、前述の熱環境測定器(自然通風式)である。大阪平野に計 51 地点の測定点を設けて(第 4 図参照)、街路樹や街灯などを利用し、測定器を設置した。また、Weather Station(総合気象観測システム DAVIS 社製)を大阪市中之島公園と東大阪市花園変電所に設置した。

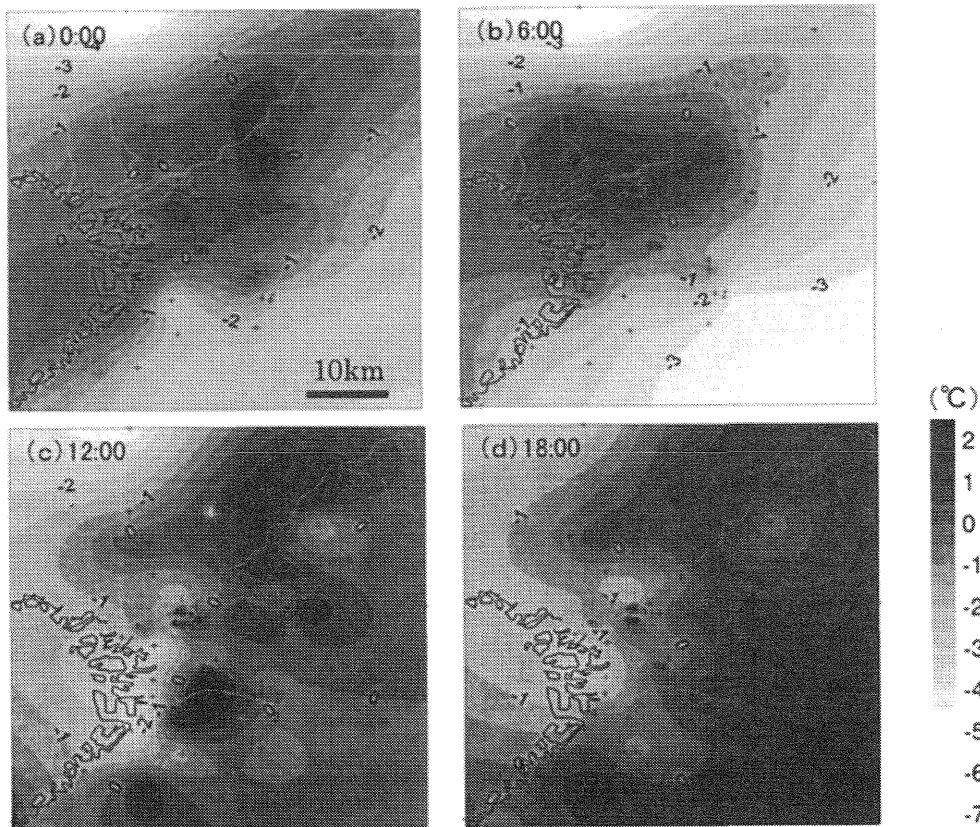
測定地点は、樹木や建物等の局地的な影響をうけないように細心の注意を払い、樹木の南側、地上高 2.5m の設置条件にすべて統一をした。測定のスAMPLING 間隔は 30 秒毎で、乾球温度と湿球温度を測定した。データの抽出には、正時前後 5 分の 10 分間平均値を用いた。

解析に使用するデータは、大阪府内の AMeDAS 7 地点、大気汚染監視局 24 地点、独自に機器を設置した 53 地点の計 84 地点のデータである。独自に設置した測定器のデータについては、観測期間中に大阪管区気象台の AMeDAS を基準器として、検定を行い解析時に補正した。また、大気汚染監視局のデータについても、観測終了後に独自の測定器を用いて数地点で検定を行い、測定データの値を補正し、使用した。

5. 観測結果

ここでは典型的な特徴をもった、2007 年 8 月 9 日 0～18 時における地上気温の偏差の水平分布図を第 5 図に示す。観測期間中の夜間から早朝にかけては、都市部が郊外に比べて高温な環境となっている「ヒートアイランド現象」が、毎日のように大阪市を中心として確認された(第 5 図 a, b)。ヒートアイランド現象は午後 11 時頃から出現しはじめ、午前 3～6 時にかけて最も顕著になっている。都市と郊外の気温差であるヒートアイランド強度は約 4～5℃であった(ここでは、都市を大阪市中央区、郊外を羽曳野市とした)。出現したヒートアイランドの形状は、梶本ほか(2006)による報告と同様に島状ではなく、大阪湾を底にした「すり鉢」のような分布形態であった。

一方、日中においては、南西寄りの海風が卓越し始める午前 11 時頃から大阪湾に面した沿岸部を中心に低温な領域が広がっている。この要因としては、東京などで報告されている海風の侵入による気温の抑制効果(たとえば、三上、1996)であると推測できる。逆に、高温域は大阪市中心部から北東の内陸側へと移動している。この結果は、大橋・木田(2000)によるメソ気象数値モデルの実験結果と一致しており、都市部で発生した人工排熱が、海風により輸送された可能性を示唆する。



第5図 地上気温の偏差の水平分布図(2007年8月9日, (a)0時, (b)6時, (c)12時, (d)18時の結果)。

6. まとめ

長期的な都市気象観測が可能な測定機器を開発し、大阪平野を対象として、気象観測ネットワークを構築した。観測の結果、地上気温の典型的な特徴として、大阪平野では大阪湾を底にした「すり鉢」状のヒートアイランドが、夜間から早朝にかけて出現した。一方、日中においては、南西寄りの海風が卓越し始める時間帯から沿岸部を中心に低温な領域が広がり、高温域は大阪市中心部から風下側の京都府方面へと移動した。この結果は、大橋・木田(2000)による報告と一致しており、メソ気象数値モデルの実験結果を裏付けるものとなった。

今後は、土地利用の異なる各街区において気温と比湿変化の解析を行い、気温上昇の形成要因、地域的な差異を詳細に把握することが課題である。

謝辞

貴重な観測データをご提供して頂きました気象庁及び大阪府、大阪市の各部局の方々に深く感謝致します。また観測機器の設置にご協力して頂きました京都市役所緑地課、奈良文化財研究所、大阪市ゆとりとみどり振興局、大阪市建設局、大阪府警察本部ならびに各所轄、羽曳野市役所、高石市役所、門真市役所の方々に心より謝意を

表します。関西電力株式会社には Weather station の設置にご協力を頂きました。この場をお借りしまして厚くお礼申し上げます。

引用文献

- 日下博幸, 木村富士男(2004)都市気象モデルから見た熱帯夜の形成機構. 天気, 51,95-99.
- 榎本慶子, 谷口一郎, 野邑奉弘(2006)2005年の大阪市区における気温分布の特徴とヒートアイランドの発生状況. 日本ヒートアイランド学会設立記念特集号, 57-62.
- 三上岳彦(1996)東京におけるヒートアイランドの時空間構造とその長期変動. 総合都市研究, 60,77-85.
- 鳴海大典, 大谷文人, 近藤明, 下田吉之, 水野稔, (2002)都市における人工廃熱が都市熱環境に及ぼす影響. 日本建築学会計画系論文集,562,97-104.
- 大橋唯太, 木田秀次(2000)京阪神地域における海陸風・山谷風の数値シミュレーション. 京都大学防災研究所年報, 43, 249-257
- 大阪市(2005)大阪市ヒートアイランド対策推進計画.
- 梅谷和弘, 森永修司, 酒井敏, (2005)多点観測用気象測器の開発. 日本気象学会 2005年度春季大会講演予稿集, pp.163.

大阪湾から奈良盆地・京都盆地に侵入する海風について ～定点観測によるアプローチ～

*佐野亜都子¹・高根雄也²・重田祥範³・大橋唯太²・平野勇二郎⁴・亀卦川幸浩⁵

1 岡山理科大学理学部 2 岡山理科大学総合情報学部
3 岡山大学大学院自然科学研究科 4 群馬大学工学部 5 明星大学理工学部

1. はじめに

日本は島国であるため、海陸風は日本人にとって馴染み深い気象現象である。そのため、昔から多くの研究が行われている。たとえば岡山県では、佐橋(1978)が岡山県海陸風風向と、一般場の風の関係について考察している。東京都では、夏季の海陸風だけでなく、土田・吉門(1995)によって冬季の海陸風についてもまとめられている。研究の背景には、海陸風自体の構造把握や、海陸風が大気汚染問題へ与える影響の解明など、様々である。大阪府においても例外ではなく、観測・数値実験での研究結果が多く報告されている。最近では、Ohashi and Kida(2002)で、大阪平野において、海風による高温域の移動が示唆されている。また、石本(2002)では、京阪

神地域におけるヒートアイランド現象と海風の関係についてまとめられており、海風の構造をより詳しく知るためには、定点観測地を増やして、時間・空間的に密な観測が必要であると述べられている。本研究ではその報告を踏まえ、大阪平野とその周辺で、2007年夏季に行った観測の結果を報告する。解析には、自作観測器データ、気象台及びAMeDASデータ、各自治体が測定している大気汚染常時監視データ、Weather station(総合気象観測システム DAVIS社製)データを用いた。大阪平野における海風の構造を詳しく知ること、それに伴う熱・運動量輸送が解明されると考える。そして、都市ヒートアイランドの緩和や、局地的な気象予測に役立つことを期待する。

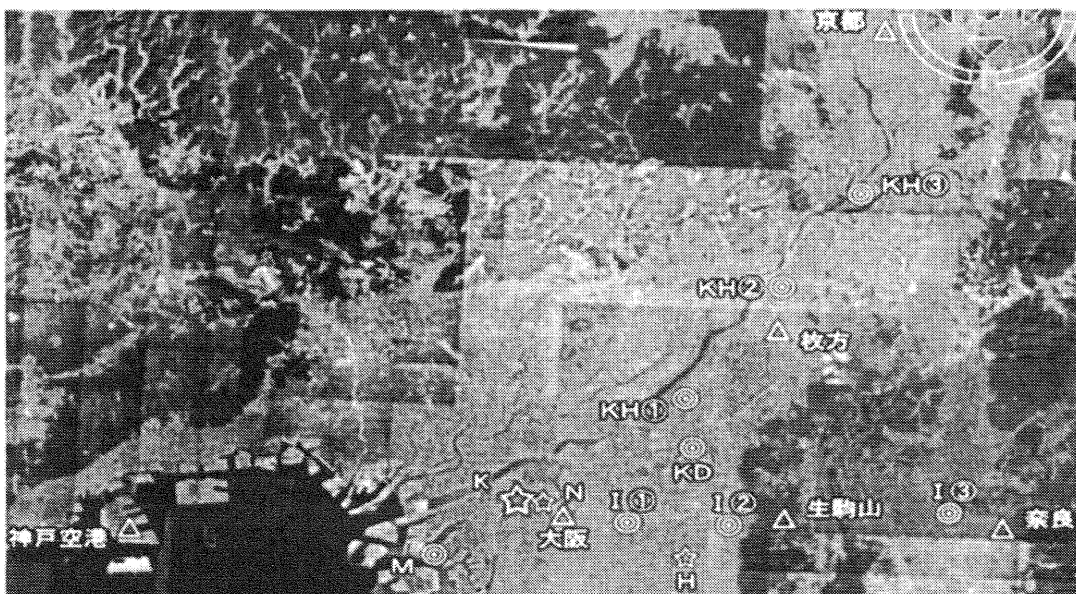


図1. 定点観測地点 (◎:自作測器、△:アメダス、☆:Weather station)
(Google Earthより引用)

2. 観測概要

梅雨明け後、夏季太平洋高気圧に覆われ晴天が続いた2007年7月24日から、8月17日まで観測を実施した。定点観測地点の位置を図1に示す。この観測のために製作した温湿度測定器（重田ほか、2007）を、大阪湾から京都盆地にかけて、直線上に5地点、奈良盆地にかけて直線上に3地点設置した。以下、自作測器について、淀川沿いの直線を「京阪ライン」と呼び、大阪湾に近い方から港区(M)、門真市(KD)、寝屋川市高柳(KH①)、枚方市牧野駅(KH②)、京都市淀駅(KH③)とする。生駒山を越える、奈良県に向けての直線を「生駒ライン」と呼び、大阪湾に近い方から東大阪

市布施公園(I①)、東大阪市東石切公園(I②)、奈良市平城宮跡(I③)とする。Weather stationは生駒ライン上で風の観測が空白になっている2地点と、上空の風を観測する1地点の、計3地点に設置した。以下、Weather stationは、大阪市中之島公園(N)、関西電力株式会社本社ビル屋上(K)、東大阪市花園変電所(H)とする。自作測器では乾球温度と湿球温度を測定し、Weather stationでは気温、湿度、風向風速、日射量、現地気圧を測定してある。

3. 観測方法

測器の設置は、局所的な障害物の影響を避けるため、天空率が0.65以上の地点を目安に選定した。ただし、KH③のみ例外で天空率は

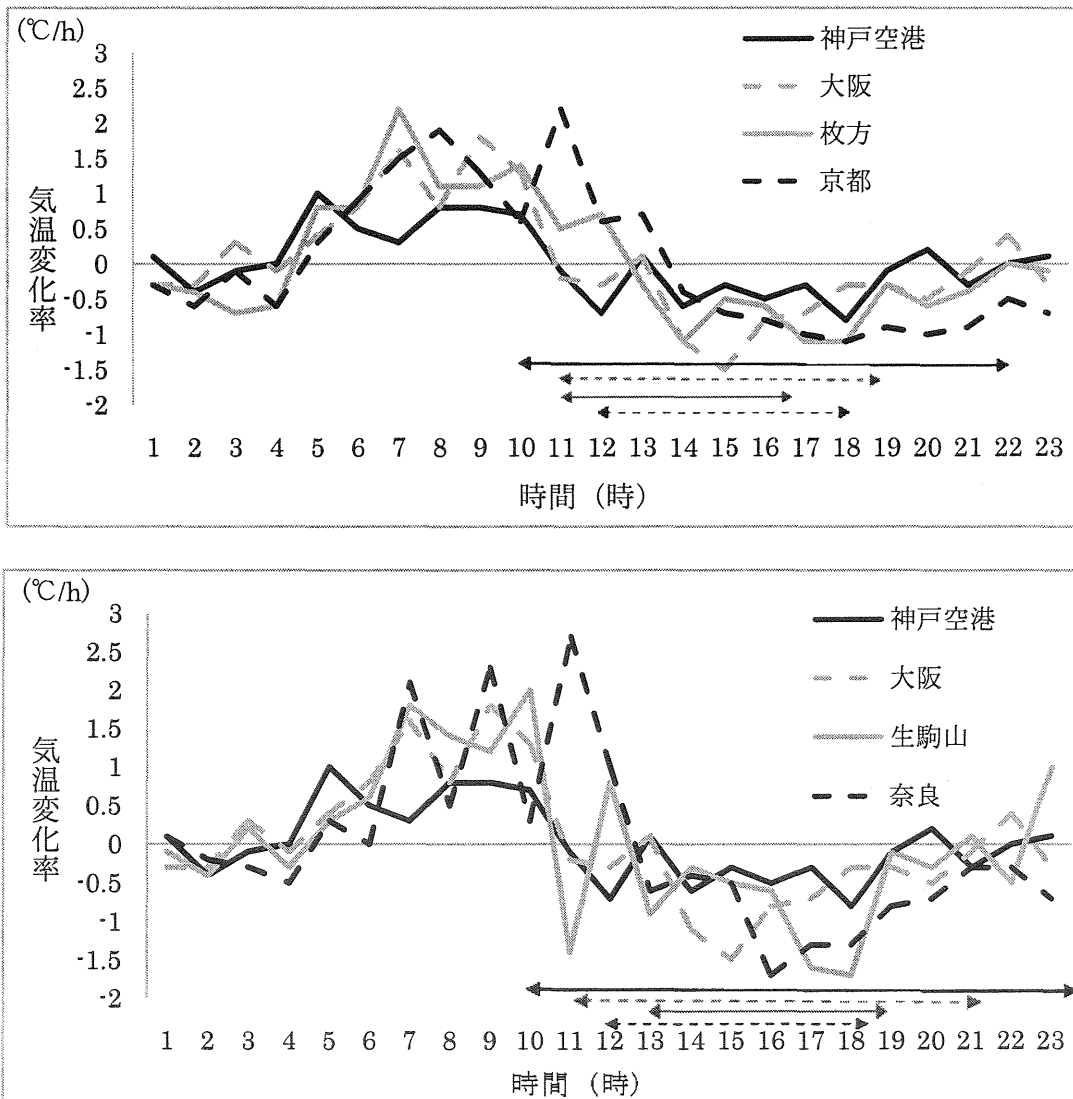


図2. 海風日(8/6)における気温の時間変化率の日変化（ただし前1時間に対して）
（上）京阪ライン、（下）生駒ライン

0.58 である。設置高度は、2~2.5m に統一し、データサンプリングの間隔は 30 秒で、解析には 10 分平均値を使用した。Weather station も同様に、天空率が 0.7 以上の変電所の敷地内、ビルの屋上、公園に設置した。ただし、データサンプリングの間隔は 8 秒で、解析には 15 分平均値を用いた。

4. 解析方法の概要

解析には、自作測器、Weather station、気象台、AMeDAS、大気汚染常時監視システムの気象観測データを用いた。まず最初に、大阪管区気象台の毎時測定データから、海風の発達に適した好天静穏日の選定を行なった。その判断は、土田・吉門（1995）を参考にした。好天静穏日のうち、風速が 2.5m/s 以上で、風向が海風に相当する南南西から西である状

態が、6 時間以上持続した日を海風日とし、それ以外を非海風日とした。今回は、海風日のうち海風が顕著に現れた 8 月 6 日と、非海風日の 8 月 4 日のデータを解析した。

5. 解析手法

5.1 気温

自作測器については、観測期間中に大阪管区気象台の観測測器を基準器として検定を行い、解析に用いるデータは補正済みのものである。気温は、正時前後 5 分の 10 分間平均値を毎時値とした。気象台、AMeDAS、Weather station は設置高度が不統一であるため、気温の時間変化率（ただし前 1 時間に対して）を算出し、その時系列変化を各地点で比較することにした。気象台と AMeDAS のデータを解析した結果を図 2 に示す。

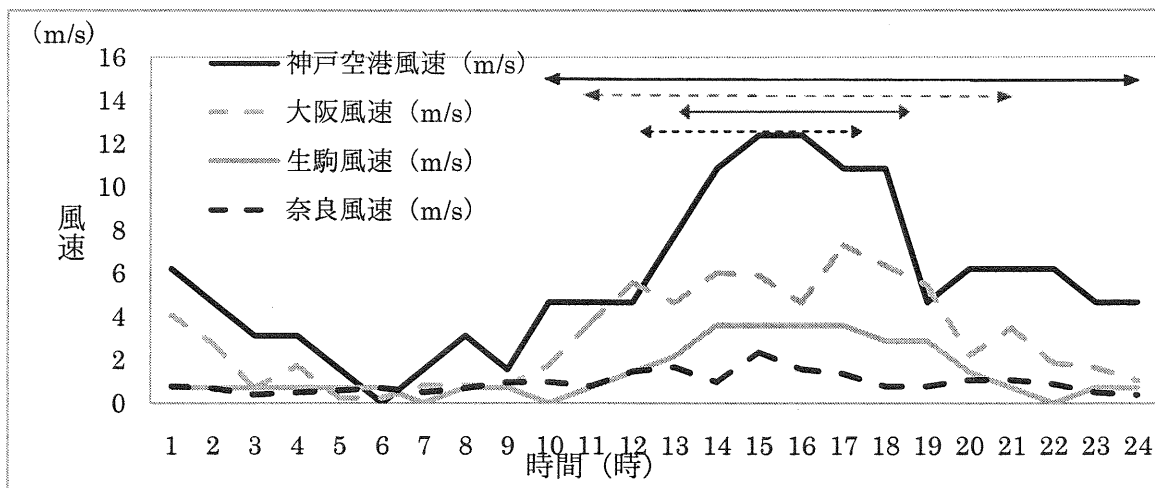
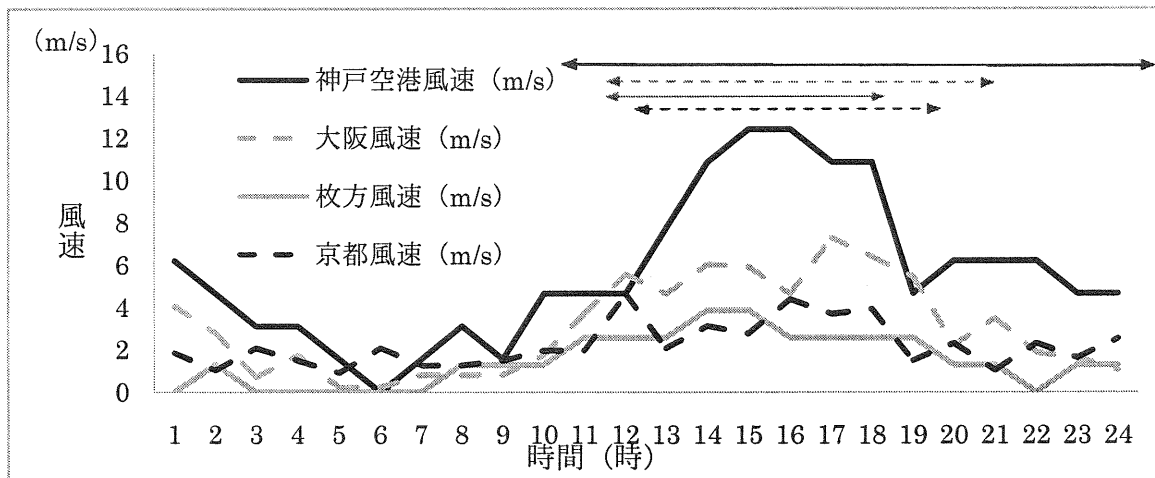


図 3. 海風日(8/6)の風速日変化
(上) 京阪ライン, (下) 生駒ライン

5.2 風向・風速

気象台、AMeDAS、大気汚染常時監視システムは、観測地点によって風向・風速の観測高度が異なる。そのため、解析時には高度補正式（近藤、2000）を使って測定高度を統一する必要がある。本研究では、地上から100m高度の風速値に対数補正して比較を行った。気象台とAMeDASのデータを解析した結果を図3に示す。

6. 結果

図2は、京阪・生駒両ライン上の気象台とAMeDASで測定された毎時の気温変化率を表したグラフである。正の値は気温の上昇を、逆に負の値は下降を意味する。図中の矢印で示した範囲は、矢印と同じ種類のグラフが対応する気象台とAMeDASで、海風が持続したと推定される時間帯を指す（後の図3でも同様）。両ラインともに、日の出から気温が上昇し始め、正午まではそれが継続するが、海風の開始時刻になると、上昇が急激に抑制されていることが分かる。日中最も気温が高くなると予想される14時頃には、全地点で気温の時間変化率が負の値を示しており、正午よりも気温が低くなっている。このような気温の低下は、海岸に近い地点から順に遅れて確認出来る。

図3は、京阪・生駒両ライン上の気象台とAMeDASで測定された毎時風速を、表したグラフである。この図から、各地点の海風が持続したと考えられる時間帯と、風速が大きくなる時間帯が一致していることが分かる。また、大阪湾に近い観測地点ほど風速は大きく、風速の増大する時間も大阪湾に近いほど早い。非海風日として選定した8月4日のデータについても、同様に解析したが、海風日のような気温上昇の抑制や風速増大などの特徴は見られなかった。

7. 考察

気温の上昇が抑制された点は、海風が発生し内陸に侵入することで、陸面上よりも温度の低い海面上の空気が内陸に輸送されたためであると推測される。気温が低下し始める時刻のずれは、海風の到達時刻の時間差と対応している。非海風日の結果も踏まえると、顕著な海風日の気温・風系場の時間・空間的特徴をある程度把握することが出来たと考えられる。しかし、よりその詳細を把握するためにも、観測期間中の他の海風日の解析を進め、その結果とも比較する必要がある。また、海風の変動は上空の一般風に代表される総観規模の気圧場の影響を受けるため、その関係についても今後は調べていく。

謝辞

関西電力株式会社にはWeather stationの設置にご協力を頂きました。心より感謝します。気象台ならびにAMeDASの観測データを提供して頂いた気象庁、また大気汚染常時監視データを提供して頂いた大阪府、大阪市、京都市、奈良県、奈良市各部署の方々に深く感謝します。定点観測の設置に協力頂いた京都市役所緑地課、奈良文化財研究所、東大阪公園管理課、枚方市役所道路管理課、枚方土木事務所の方々、東石切公園愛護会長様、東大阪市自治会長様にこの場をお借りしてお礼申し上げます。

引用文献

- 石本 顕一, 2002: 京阪神地域における水平温度分布に及ぼす海風の影響, 神戸大学大学院自然科学研究科平成13年度修士論文
- 近藤 純正, 2000: 地表面に近い大気の大気科学 東京大学出版会, pp.89.
- Ohashi, Y. and H. Kida, 2002: Effects of mountains and urban areas on daytime local circulations in the Osaka and Kyoto regions. Meteor. Soc. Japan, in revision.
- 佐橋 謙, 1978: 岡山周辺の高陸風について, 天気, 25, 357-363.
- 土田 誠, 吉門 洋, 1995: 東京湾岸の冬季の海風, 天気 42, 5.

大阪平野で発生する局地循環による熱・水収支の変化

*高根雄也⁽¹⁾ 佐野亜都子⁽²⁾ 重田祥範⁽³⁾ 大橋唯太⁽¹⁾ 平野勇二郎⁽⁴⁾ 亀卦川幸浩⁽⁵⁾

1 : 岡山理科大学総合情報学部 2 : 岡山理科大学理学部

3 : 岡山大学大学院自然科学研究科 4 : 群馬大学工学部 5 : 明星大学理工学部

1. はじめに

今年(2007年)の夏は連日、太平洋高気圧の勢力が強かったため、全国的に記録的な猛暑となった。全国各地で観測史上1位となる日最高気温を記録した。特に、埼玉県熊谷市、岐阜県多治見市では国内最高気温となる40.9℃を記録している。2007年8月30日付の朝日新聞朝刊には、「気象庁の27日までのまとめによると、8月の平均気温が最も高いのは大阪府大阪市の30.1℃。大阪府豊中市、大阪府八尾市、東京都練馬区、岐阜県岐阜市の29.7度が2位に並んだ。」とある。同じ大阪府の中でも、大都市だけではなく、豊中市や八尾市といった郊外でも第2位を記録したことは大変興味深い。また上記の埼玉県熊谷市、岐阜県多治見市も大都市とはいえない。したがって、その要因はいわゆる都市ヒートアイランド現象とは関連付けにくい。

そこで本研究では、メソスケールで起こっている大阪平野での熱・水収支の特性を解析する。海陸風や山谷風などの局地循環はその地域で日々、繰り返し発生するため、熱・水収支を理解する上で重要と考えられる。大阪平野では、海陸風や山谷風、さらに大阪市、内陸に京都市という大都市が存在することによって発生するヒートアイランド循環などが相互作用を起こしていることが知られている(大橋・木田2001)。

本研究での解析手法は、①大阪平野での気象観測、②数値シミュレーションとし、これらの結果を比較・考察する。

2. 気象観測

大阪平野を対象に、2007年7月23日～8月12日に気象観測をおこなった(詳細は重田ほか、2007)。局地循環というメソスケール現象を扱うため、自作測器は京都府、奈良県にも1か所ずつ設置した。設置場所は、地上気象観測局(気象台・測候所)・地域気象観測局(AMeDAS)・大気汚染常時監視局の空白地域を補完するように選んだ。自作測器では乾球温度・湿球温度を測定した。また、総合気象観測システム(Weather Station)も大阪平野に3か所設置し、気温・相対湿度・風向風速・日射量・現地気圧を測定した。これらの設置場所等の詳細については佐野ほか(2007)を、自作測器の詳細については重田ほか(2007)で詳しく述べている。

3. 数値モデル

本研究では、NCARなどによって開発されたメソ気象数値モデル WRF-ARW Ver.2.2 (Weather Research and Forecasting Model)を用いて数値シミュレーションをおこなった。

3-1. モデル概要

メソ気象数値モデル(以降、WRF)は完全圧縮・非静力学平衡を仮定した基礎方程式系をからなる。WRFでは気象に関わる様々な物理過程が考慮されており、自由に設定を変えることができる。また、ネスティング機能や4次元データ同化システムも導入されている。

本研究では、大阪平野を中心に領域を4重ネステ

ィングして計算をおこなった。また、初期値・境界値として、NCEPの再客観解析値(大気)とRTG-SST値(海面温度)を6時間毎に計算に取り込んだ。表1に計算設定を、図1に計算領域を示す。

3.2. 計算対象日

大阪平野で重田ほか(2007)がおこなった集中観測の期間中(2007年7月23日~8月12日)好天静穏条件で、局地循環が発達した8月5日~8月7日の3日間を計算対象日とした。この対象日の選定は、大橋・木田(2000)を参考にした。また8月4日を助走計算日として、2007年8月4日9時(JST)から96時間積分をおこなった。

表1 WRFの計算設定

	d01	d02	d03	d04
水平格子間隔(km)	13.5	4.5	1.5	0.5
水平格子数(X方向×Y方向)	50×50	46×46	67×76	109×97
鉛直格子数	34(最下層30m)			
計算時間(摂時)	96時間(2007/08/04 00:00~08/08 00:00 UTC)			
雲微物理	Lin et al scheme (2002)			
積雪/ラメラゼーション	Kain-Fritsch (Kain and Fritsch 1993)	考慮せず		
放射	rtns scheme (Mlawer et al 1997)			
大気境界層	TKE scheme (Mellor-Yamada-Janjic, Janjic, 1990)			
地表面過程	Noah-LSM (Chen and Dudhia, 2001)			

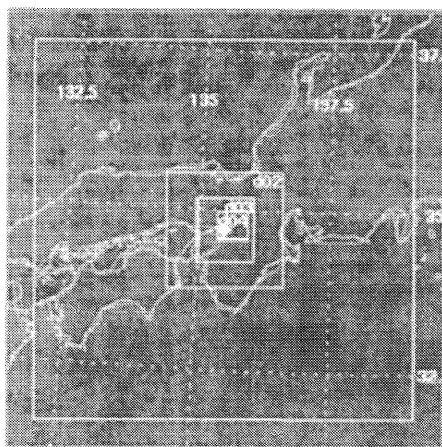


図1 WRFの計算領域

4. 実測との比較

熱・水収支の解析をおこなうにあたって、シミュレーション結果(以降、モデル値)と実測結果(以降、実測値)の比較を行い、気象場の再現性を確認しておく必要がある。比較項目として、地上気温・地

上比湿・風向風速・日射量の再現性を検討する。モデル値の妥当性を示す誤差解析の統計値として、平均誤差(バイアス)、平方根平均自乗誤差(RMSE)、相関係数、一致性インデックス(鶴野ほか1996)(以降、d)を使用した。比較対象の地点を図2に示す。なお、ここでは紙面の都合上、大阪・京都・奈良の各気象台との比較の結果を述べる。

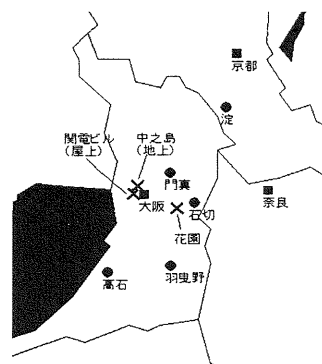


図2 比較地点

(■: 気象台、●: 自作測器、×: Weather Stationの設置地点)

4.1. 地上気温・地上比湿の比較

図3に各気象台での気温と比湿の実測値とモデル値を比較した結果を、表2に地上気温と地上比湿の誤差解析の結果を示す。

気温は、3地点ともモデル値の方が実測値よりも低くなっている。実測値を見ると、3日間の日最低気温の平均値が大阪26.1℃、京都25.1℃、奈良23.6℃と大阪から内陸に向かって(特に奈良)、低くなっている。一方、モデル値では3地点とも23~24℃であり、地点による差が見られない。また、奈良のバイアス・RMSE・dの値は大阪と京都の値に比べて良いことがわかる(表2)。これは深夜から早朝にかけての気温低下を再現できているためである。

比湿は、大阪と京都ともに相関係数とdの値が0.7以上あり、3日間ともその変動をよく再現していると言えるが、奈良ではそれぞれ0.01で再現性が悪い。全体として、8月5日から6日の正午頃にかけて比湿の低下が現れ、その後7日にかけて増加している(他の比較地点でも同様)。したがって、モデル内で起こっているある程度大きなスケールでの現象の影

響を受けていると考えられ、奈良におけるモデル値もその影響を受けたものと考えられる。

4.2. 風向風速の比較

図4に風向風速を比較した結果を示す。モデル値の風速は、各気象台の風向風速計の高度における値に補正している。

大阪と京都は、風向・風速ともに実測値によく対応していることがわかる。特に大阪における8月6日、7日の海風の侵入時刻はよく再現されており、海陸風循環に伴う風向の日変化も表現できている。

以上のように、奈良を除いた大阪平野内でモデルは現実の気象場を定量的にもよく再現できていると言える。今後、熱・水収支の解析をおこない、発表当日にその結果を紹介する予定である。

表2 各地点の気温と比湿の誤差解析の結果

	気温			比湿		
	大阪	京都	奈良	大阪	京都	奈良
バイアス $^{\circ}\text{C}$	2.28	2.57	1.25	-0.10	-1.36	0.42
RMSE $^{\circ}\text{C}$	2.36	2.73	1.96	0.89	1.61	1.79
相関係数	0.96	0.96	0.91	0.72	0.89	0.01
一致性インデックス d	0.77	0.82	0.87	0.83	0.76	0.01

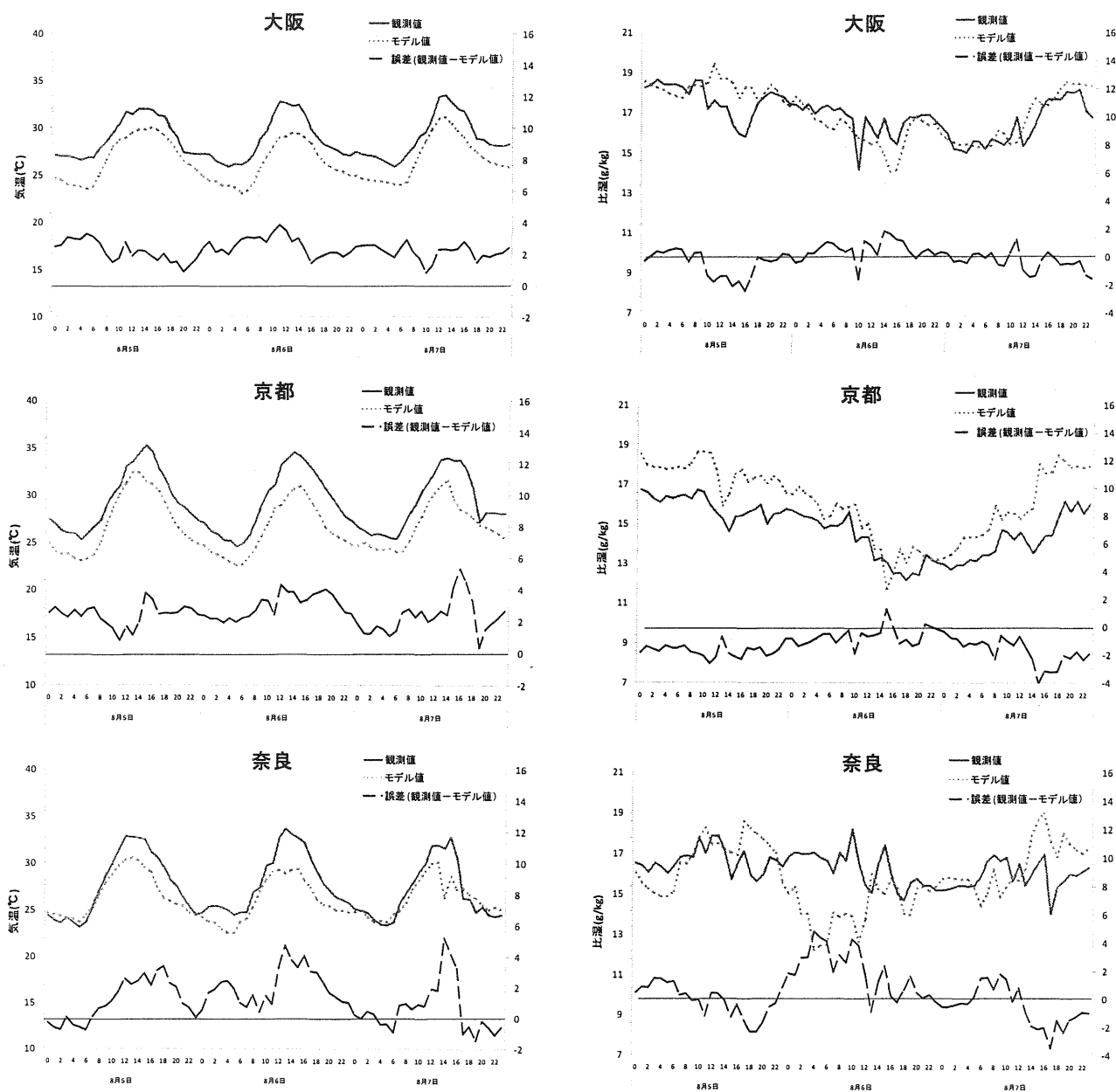


図3 各地点での気温(左)、比湿(右)の比較 (実線: 実測値、点線: モデル値、破線: 誤差(実測値-モデル値))

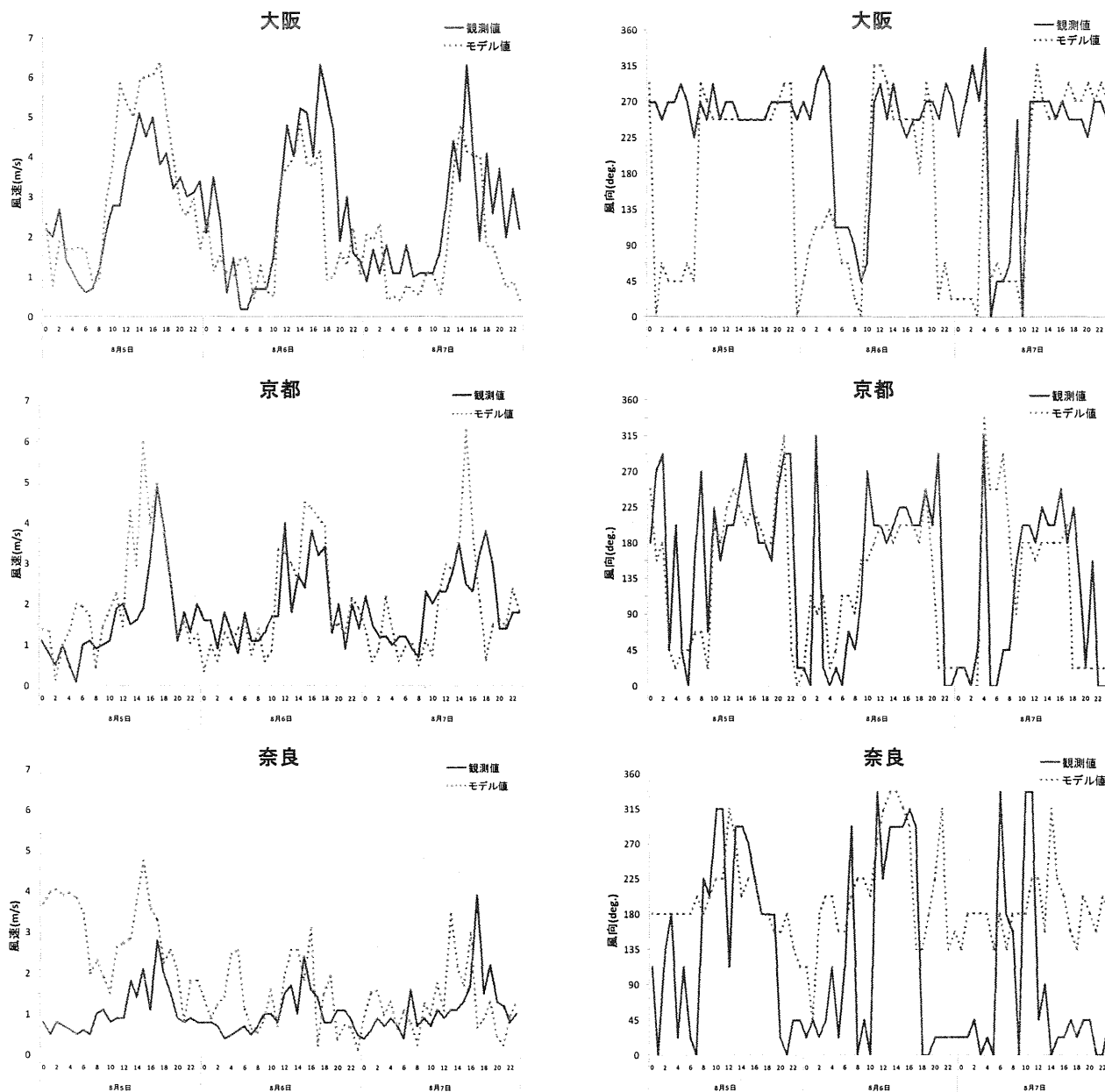


図4 各地点での風速(左)、風向(右)の比較 (実線:実測値、点線:モデル値)

謝辞

関西電力株式会社には Weather Station の設置で、京都市役所緑地課・奈良文化研究所・東大阪公園管理課・枚方市役所道路管理課・枚方土木事務所の方々には自作測器の設置でご協力を頂きました。また、気象庁より AMeDAS 観測データを、大阪府・大阪市・京都市・奈良県・奈良市より大気汚染常時監視データを提供して頂きました。この場を借りて深く御礼申し上げます。

引用文献

大橋唯太・木田秀次、2000：京阪地域における海陸風・山谷風の数值シミュレーション—都市と山地の効果について—、京都大学防災研究所年報、Vol.43B-1, pp. 249-257。
大橋唯太・木田秀次、2001：京阪地域での局地循環による熱・水蒸気輸送

について、京都大学防災研究所年報、Vol.44B-1, pp. 113-120。

大橋唯太・木田秀次、2002：複数の都市で発達する局地循環によるエネルギー輸送、京都大学防災研究所年報、Vol.45B, pp. 301-308。

佐野亜都子・高根雄也・重田祥範・大橋唯太・平野勇二郎・亀卦川幸浩、2007：大阪湾からの奈良盆地・京都盆地に侵入する海風について、日本気象学会関西支部例会講演予稿集、第111号

重田祥範・畔柳秀匡・佐野亜都子・高岡利行・高根雄也・谷口誠・大橋唯太・平野勇二郎・亀卦川幸浩・塚本修、2007：大阪平野で発生するヒートアイランド現象の時空間的解析、日本気象学会関西支部例会講演予稿集、第111号

鶴野伊津志・大原利眞・若松伸司・松井一郎、1996：近畿地域の局地循環シミュレーションと評価、天気、43 No.5, pp.303-308。

建物用途の違いが都市熱環境に与える影響

- 大阪市のオフィス街区・商業街区・住宅街区の比較 -

*畔柳秀匡（岡山理大院・総合情報）・重田祥範（岡山大学院・自然科学研究科）

大橋唯太（岡山理大・総合情報）・亀卦川幸浩（明星大学理工学部）

1. はじめに

近年、都市部での気温が郊外に比べて高くなるヒートアイランド現象が、各種メディアなどで注目を集めている。特に、今年の記録的な猛暑はまだ記憶に新しい。大阪市の月平均気温(8月)は、全国で最も高く30.1度を示し、都市部におけるヒートアイランド現象の影響が懸念されている(朝日新聞,2007.8.30)。

このように都市部での気温が高くなる原因として、アスファルトなどの人工物による被覆や、建物によって構成されるキャニオン形状の影響が指摘されている(近藤, 2004)。また、自動車や冷房の使用による室外空調機からの排熱も、夏季における都市気温の上昇に関与している可能性が指摘されている(鳴海ほか, 2004)。都市気温の上昇は冷房需要の増大と相関をもっており、例えば、東京都心部では、日最高気温が28℃以上の日において、気温が1℃上昇することにピーク時冷房電力需要が5.66%増大することが指摘されている(亀卦川, 2001)。

本研究では、オフィス街区、商業街区、住宅街区で地上気温を連続的に測定することで、これらの建物用途の違いが都市熱環境とどのように結びついているかを把握する。オフィス街区と商業街区のような街区構造がほぼ変わらない街区どうしで、建物用途に着目して観測をした例は少ない。また、街区を代表する気温を見るために、1km四方の領域内10地点という密な観測を連続的に行った例も少ない。

2. 観測概要

本研究では、太平洋高気圧に覆われた2007年8月4日00時(土)～8月15日00時(水)に観測したデータを用いた。オフィス街区・商業街区・住宅街区の建物用途が異なる3つの街区で観測を行った。そ

れぞれの観測地点は図1に示す。約1km四方の領域内に温度測定器を10地点設置し、その平均温度を街区の代表温度とみなした。

測定にはサーミスタ温度計(おんどり Jr.RTR-52;T&D)を組み込んだ自然通風型自作測器(重田, 2007)を用いた。測定のスAMPLING間隔は30秒毎で、15分間の平均値を解析した。

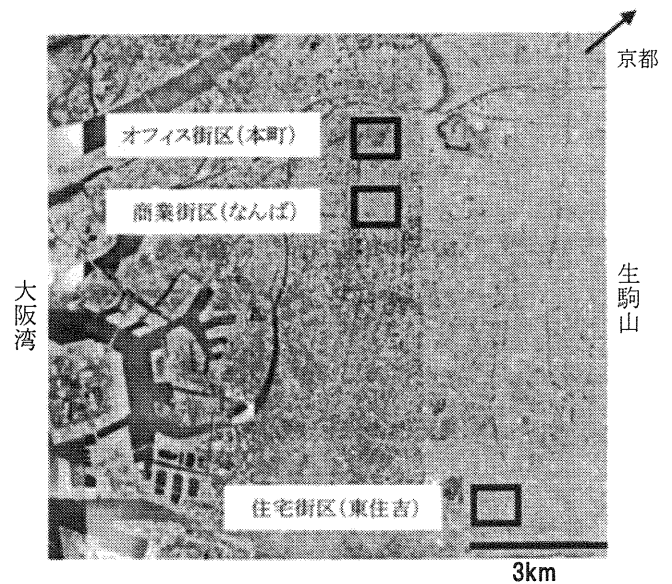


図1 観測街区の位置

3. 街区構造の比較

街区構造を表すパラメータとして、今回は観測領域1km四方の、平均天空率、平均建物幅、平均道路幅、平均建物高度を用いた。また、建物高度と道路幅の比から求められるアスペクト比も街区構造を表すパラメータとした。それぞれの値を表1に示す。これらのパラメータは、大阪市より提供された平成12年度大阪市建物状況調査にもとづく建物ポリゴンデータを使用して算出している。

表 1 平均街区構造を表すパラメータの比較

	建物幅(m)	道路幅(m)	建物高度(m)	アスペクト比	天空率(%)	*天空率(%)
オフィス街区	16.1	7.2	23.8	3.31	28	28
商業街区	12.5	5.3	18.0	3.40	26	30
住宅街区	10.5	6.0	7.8	1.30	52	52

*観測地点 10 地点の平均天空率

オフィス街区と商業街区の値を比べると、道路幅、建物幅がオフィス街区に比べて商業街区の方が小さいことが分かり、商業街区の方が水平方向に密な構造をしていることがわかる。しかし、建物高度も商業街区の方が小さいことから、天空率、アスペクト比についてはオフィス街区と商業街区で大きな差は見られない。

住宅街区は、他の街区に比べて建物高度が著しく小さいために、天空率が大きく、アスペクト比が小さな値を示した。

4. 結果

オフィス街区、商業街区、住宅街区のそれぞれで観測された地上気温(10地点の空間平均)の時間変化を、図2に示す。また、日中(6時～19時)と夜間(19時～6時)における街区熱環境を比較するために、日ごとの日中の平均気温と夜間の平均気温を計算した。街区ごとの日中平均値と夜間平均値の差を図3に示す。また、街区間の日中平均値と夜間平均値に有意な差が認められるかを検討するために、各街区10地点のデータを用いてU検定をおこなった。その結果、1%有意水準、5%有意水準で有意と認められた結果には印をつけた(図3)

4-1. オフィス街区と住宅街区の比較

地上気温の時系列変化をみると(図2)、日中はオフィス街区に比べて住宅街区の地上気温が著しく高くなる日と、ほとんど変わらない日がある。もっとも差が表れたのは8月4日15時頃で、2℃近く住宅街区の方がオフィス街区に比べて地上気温が高かった。8月4日(土)の日中平均気温の差(6時～19時)をみても、オフィス街区に比べて住宅街区の方が1℃近く高く、U検定の結果でも二街区間で有意な差が認められた(図3)。オフィス街区と住宅街区の日中平均気温を比較すると、全解析日(11日)のうち4日間で

有意な気温差が確認され、住宅街区の方が高かった。それらの日を見ると、土曜日、日曜日、お盆休みに集中していることがわかる。休日は人間活動が住宅街区に集中するため、住宅街区でのエネルギー需要が増加していることが予想される。したがって、エネルギー消費と気温の間に何らかの関係があるかもしれない。

夜間も、住宅街区とオフィス街区の地上気温には顕著な差がみられる日と、そうでない日がある。8月9日6時は最も気温差が大きく、オフィス街区に比べて住宅街区の方が約1.7℃も低かった。

夜間の平均気温(19時～6時)は、解析日すべての日において、オフィス街区と住宅街区で有意な差が認められた。その中でも、8月7日(火)は最もその差が大きく、オフィス街区の方が約0.9℃高かった。両街区間でこのような差が認められたのには、街区構造の違いが大きく影響していると考えられる。

住宅街区はオフィス街区に比べて天空率が2倍近くあり、アスペクト比も小さい。したがって、日中は住宅街区の方がオフィス街区に比べ、直達日射が地表面まで到達しやすい。反対に、オフィス街区はビルによる日陰の影響やみかけ上の熱容量が大きいことで地表面温度が上昇しにくく考えられる。夜間は、住宅街区の方が天空率が大きいことで地表面からの赤外放射が上空に抜けやすい。また、住宅街区は建物高度や建物幅が小さいため建物壁面積が小さい。そのため、建物壁面からの下向き赤外放射量なども、オフィス街区よりも少ない。そのため、住宅街区の地上気温はオフィス街区よりも下がりやすい。

また、街区構造以外に冷房空調機や自動車からの排熱も都市気温に影響を与えている可能性も考えられる。このような人間活動による影響は、今後電力消費量データを用いて解析していく予定である。

4-2. オフィス街区と商業街区の比較

オフィス街区と商業街区の地上気温は、ほぼ同じ時系列変化を示している(図2)。日中平均値の差をみると(図3)、オフィス街区に比べて商業街区の方が幾分高い。U検定の結果、日中は8月4日(土)のみで有意な差がみられ、商業街区の方がオフィス街区に比べて日中の平均気温が約0.4℃高かった。

オフィス街区と商業街区の気温は、日中よりも夜間の方が有意差がみられる日が多い。その差が認められたのは、全解析日(10日間)の半分である5日間であるが、そのすべての日が土曜日、日曜日、お盆休みにあたることがわかる。オフィス街区と住宅街区の比較でみたように、夜間の地上気温の変動に街区構造が関係しているのであれば、休日のみでなく平日の解析日についても、オフィス街区と商業街区で有意な気温差が表れてもおかしくない。これらのことから、オフィス街区と商業街区の地上気温には、街区における人間活動(エネルギー消費)の違いが関係していることが考えられる。U検定で二つの街区間に有意な差が表れた土曜日、日曜日、お盆休みは、商業街区に人間活動が集中する。一方、オフィス街区では反対に、仕事が休みになり人間活動が弱まる時期である。つまり、商業街区に人が集まることによって、商業街区の交通量の増加、飲食店などがある繁華街でのエネルギー需要が増大していることと関係しているのではないだろうか。同時に、オフィス街区で人間活動が弱まることで、エネルギー需要が減少していることも関係していると考えられる。したがって、今後は観測期間中の電力消費量との比較を行っていく。

4-3. 商業街区と住宅街区の比較

商業街区と住宅街区については、オフィス街区と住宅街区の比較で得られた結果とほぼ同様である。この理由についても同じく、街区構造と人間活動(エネルギー消費)の違いに起因するものと推測される。

日中で地上気温にもっとも差が表れたのは8月8日の18時頃で、2℃近くも住宅街区の方が商業街区よりも高かった。日中の平均気温は、もっとも差が表れたのは8月4日で住宅街区の方が約0.6℃高かった(図3)。

夜間、地上気温に最も差が表れたのは8月9日6時頃で、2℃近く商業街区の方が高かった。夜間平均気温は、8月9日にもっとも差がみられ、商業街区の方が住宅街区より約1℃も高かった。U検定の結果はオフィス街区と住宅街区での比較と同様に、全解

析日において商業街区と住宅街区の平均気温に有意な差が認められた。

5. まとめ

解析日全体を通して、住宅街区はオフィス街区と商業街区に比べて夜間の気温低下量が大きく、地上気温が低くなる傾向を示した。この原因としては、街区構造の違いによる、放射環境の差が大きく影響していることが考えられる。

オフィス街区、商業街区、住宅街区の地上気温に有意な差がみられるか、U検定を用いて解析した。その結果、住宅街区の地上気温は夜間、オフィス街区と商業街区の地上気温よりも低いことがわかった。

オフィス街区と商業街区の地上気温は、土曜日や日曜日のような休日に有意な差が生じることがわかった。この違いについては、人間活動(エネルギー消費)と関係があることが予想される。

今回の観測では、乾球温度以外に湿球温度も測定しており、今後は比湿などの気象要素も解析していく予定である。また、街区ごとの電力消費量データから電力需要と地上気温の関連性を調べる予定である。

6. 謝辞

関西電力株式会社にはWeather Station の設置にご協力を頂きました。また、大阪市ゆとりとみどり振興局、大阪市建設局、中央区の各ビル管理者、大阪府警本部ならびに各所轄の多くの方に観測測器の設置に協力していただきました。この場を借りて深くお礼申し上げます。

7. 引用文献

- 亀卦川幸浩, 2001: 熱環境と空調エネルギー需要の相互作用を考慮した都市高温化対策の評価, 博士論文, p.70-79
- 近藤裕昭, 2001: 人間空間の気象学, p110-113
- 鳴海大典, 下田吉之, 2004: ヒートアイランドの対策と技術, p.136-146
- 重田祥範・畔柳秀匡・佐野亜都子・高岡利行・高根雄也・谷口誠・大橋唯太・平野勇二郎・亀卦川幸浩・塚本修, 2007: 大阪平野で発生するヒートアイランド現象の時空間的解析, 日本気象学会関西支部例会講演予稿集, 第111号

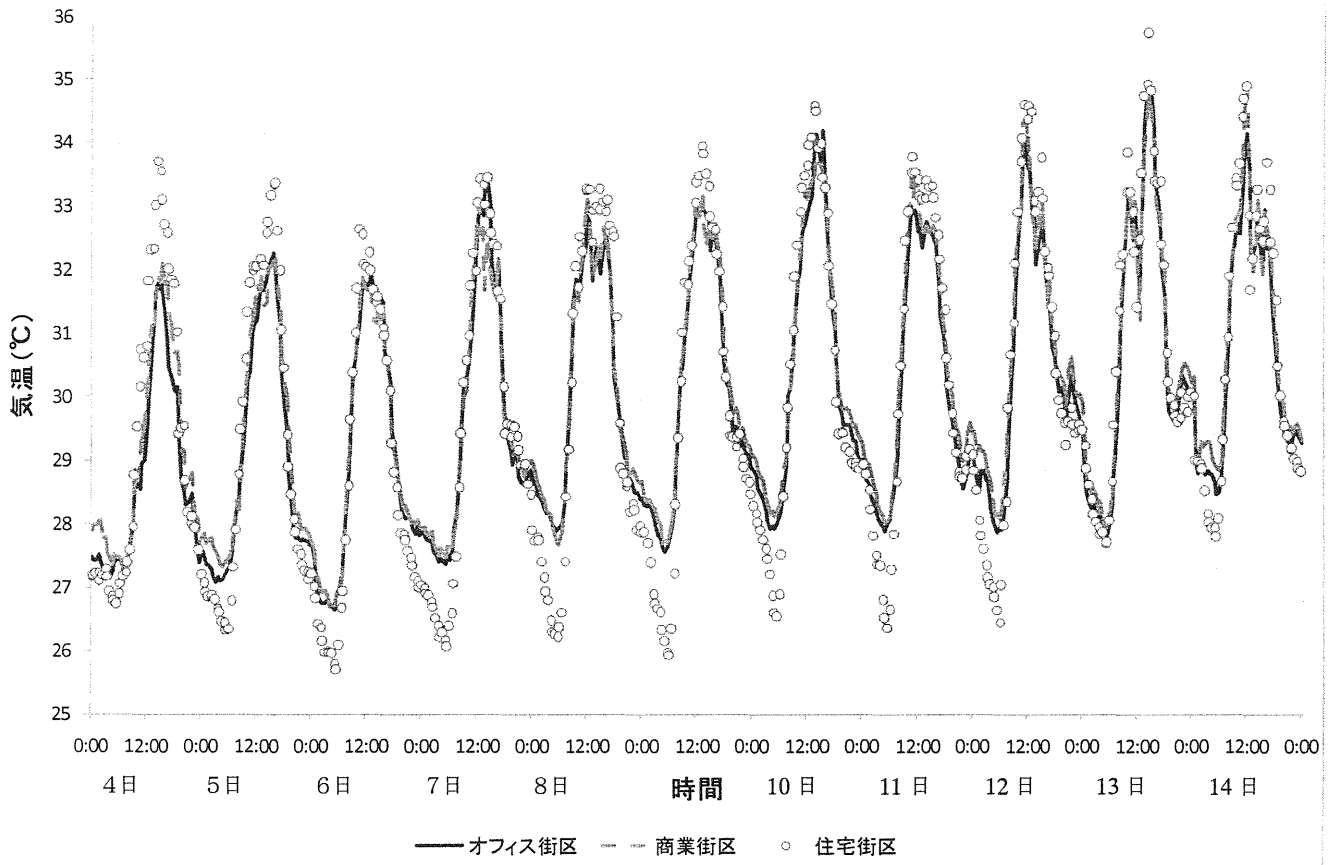


図2 各街区での気温の時間変化

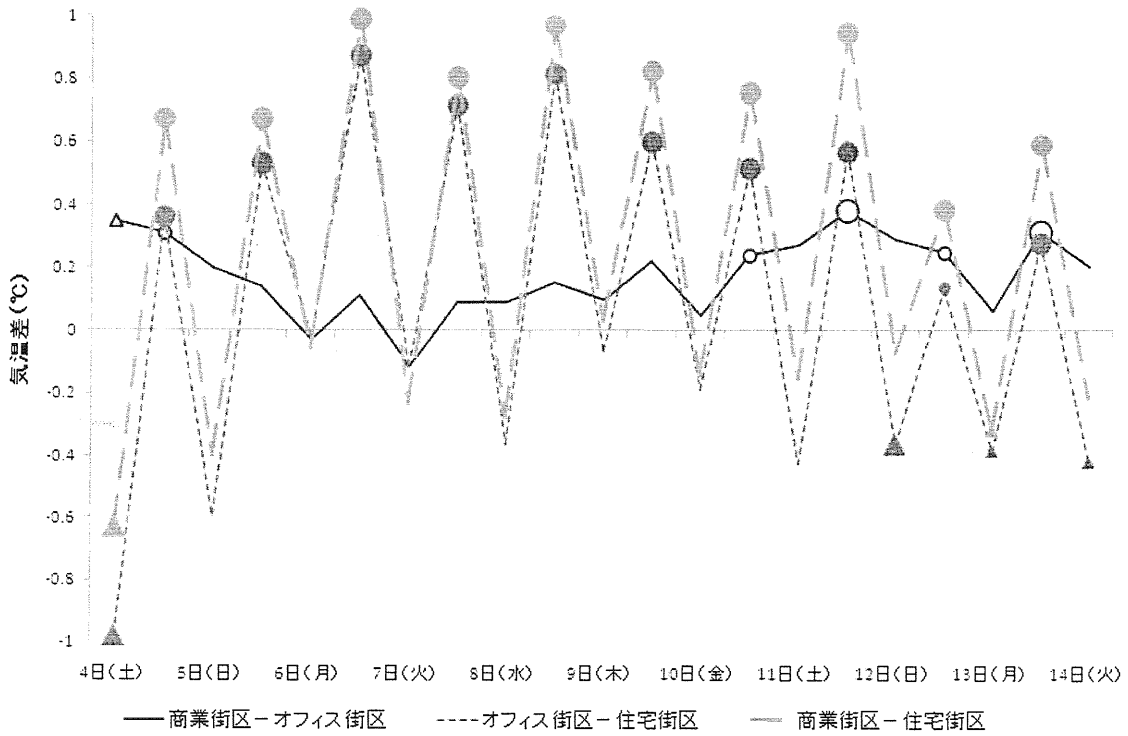


図3 日中における平均気温の差(6~19時)と夜間における平均気温の差(19時~6時)

- ▲ 日中:1%有意水準で有意
- 夜間:1%有意水準で有意
- ▲ 日中:5%有意水準で有意
- 夜間:5%有意水準で有意

大阪市中心部における温熱指標WBGTの連続測定

—様々な街区での熱中症発生リスクの比較—

谷口誠*1, 畔柳秀匡*2, 重田祥範*3, 大橋唯太*1, 水越祐一*4, 亀卦川幸浩*5

*1 岡山理科大学総合情報学部, *2 岡山理科大学大学院総合情報研究科,

*3 岡山大学大学院自然科学研究科, *4 日本気象協会関西支社, *5 明星大学理工学部

1. はじめに

ここ数年、地球温暖化やヒートアイランド現象の影響による気温上昇が深刻化している。その為、夏季に熱中症で病院に搬送される患者も多く、重症の場合には死に至るケースが相次いでいる。

従来、熱中症は高温環境下での労働や運動で多く発生していたが、現在では日常生活においても発生することが珍しくない(環境省, 2007)。特に2007年は、国立環境研究所の調査によると、8月23日の段階で、熱中症になり救急車で運ばれた患者数が全国で3000人を超えている。これは同研究所が調査を始めた2000年以降で最多となった。大阪市において2006年に救急車で搬送された熱中症患者は、同研究所によると、5月1日～9月30日の期間で240名であった。これは東京特別区、福岡市に次ぐ、患者数となっている。

1920年代より、人間生活における温熱環境を評価する指標として、不快指数など多くの温熱指標が提案されている。その中でも、環境省をはじめとする公的機関や日本体育協会などが、熱中症を予防する目的として使用している温熱指標にWBGT (Wet-bulb Globe Temperature)がある。

本研究では、人が日々生活する様々な空間の違いによって熱中症の発生リスクに差異がみられるか、大阪市を対象としてWBGTの連続観測を試みた。WBGTの測定には、オフィス街・繁華街・住宅街・公園の4つの街区を選択し、それぞれで乾球温度・湿球温度・黒球温度を測定した。

本来、黒球温度の正式な測定は、銅製で直径約15cmのISO基準ベルノン式黒球温度計を用いることになっている。しかし、ベルノン式黒球温度計は特異な外観をしており、これを屋外に長期間放置してお

くと、不審物と間違われる可能性があるため、多地点での長期観測にはあまり適していない。そこで、本研究では、独自に黒球温度計を作製して、観測に使用した。

2. 黒球温度計の製作

黒球温度計を作製するにあたり、鈴木ほか(2006)のピンポン玉黒球温度計を参考にした。

2-1. 製作手順

黒球温度は全方位から放射を受けることが必要である。その為、黒球温度計の形は球体であることが望ましい。そこで、黒球の材料として、安価に購入できるポリエチレン製の野球ボールを使用した。実際に観測で使用するものを選択するにあたり、数種類の球体を試した。製作に使ったボールの直径は約6cmである。中は空洞となっているが、軽く握ってもへこまない硬さである。ボールの表面をより球体にする為、紙やすり(サンドペーパー)で凹凸を研磨した。その後塗装がしやすいように、ボール全体に#100の粗目の紙やすりをかけた。削りカスをきれいに落とし、一般に市販されているツヤ消しの黒色ラッカースプレーで全体を塗装した。十分に乾いた後、温度計のセンサーを入れるための穴をあけて、ボールの中心にセンサーの先端部分が位置するように固定した(図1)。

2-2. 検定

自作の黒球温度計で測定された値を、WBGT値の計算に使用できるようにする為、ISO基準ベルノン式黒球温度計を基準器とした検定を行った。検定日は2007年8月18日0時から20日18時までである。三日間ともに検定に適した晴天日であった。検定場所は岡山市内にあるグラウンドであり、日射などの

放射環境が同一になるように黒球温度計を設置した。データのサンプリング間隔は15秒毎とし、各時刻の00分・15分・30分・45分の時間において、前15分の平均値をとって比較した。

検定結果を図3に示す。その結果、基準器よりも自作の黒球温度計は、日中で1~3℃程度低い値になり、朝方に最大で約4℃の差が見られた。夜間は基準器よりも0.2~0.3℃程度であるが高い傾向を示した。温度の変動はほぼ同一であり、単相関係数は0.99となった。このことから、補正をかければ自作の黒球温度計でも十分信頼できる値として使用することができるといえる。

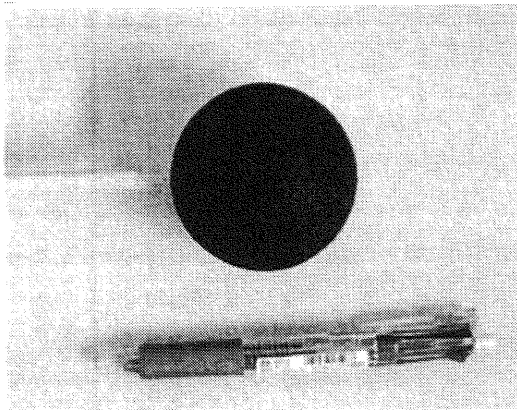


図1. 自作黒球温度計（ペンの長さ：15cm）

3. 観測概要

2007年7月24日から8月15日にかけて大阪市内で、WBGTを連続観測するために、乾球温度・湿球温度・黒球温度の測定を行った。観測場所は、オフィス街内に3地点、繁華街内に4地点、公園内に3地点、住宅街内に3地点を選択した。それぞれの地点での測定項目は、乾球温度・湿球温度・黒球温度である。乾球温度・湿球温度は、重田ほか(2007)によって開発された観測測器を、黒球温度は前述の自作黒球温度計を使用した。温度センサーにはサーミスタ温度計(おんどとり Jr. RTR-52; T&D)を使用した。測定のサンプリング間隔は30秒である。

4. 解析方法

観測に使用する自作測器は、大阪管区気象台の湿度計、ベルノン式黒球温度計それぞれと検定を行って、器差を補正した。湿球温度は放射よけシェル

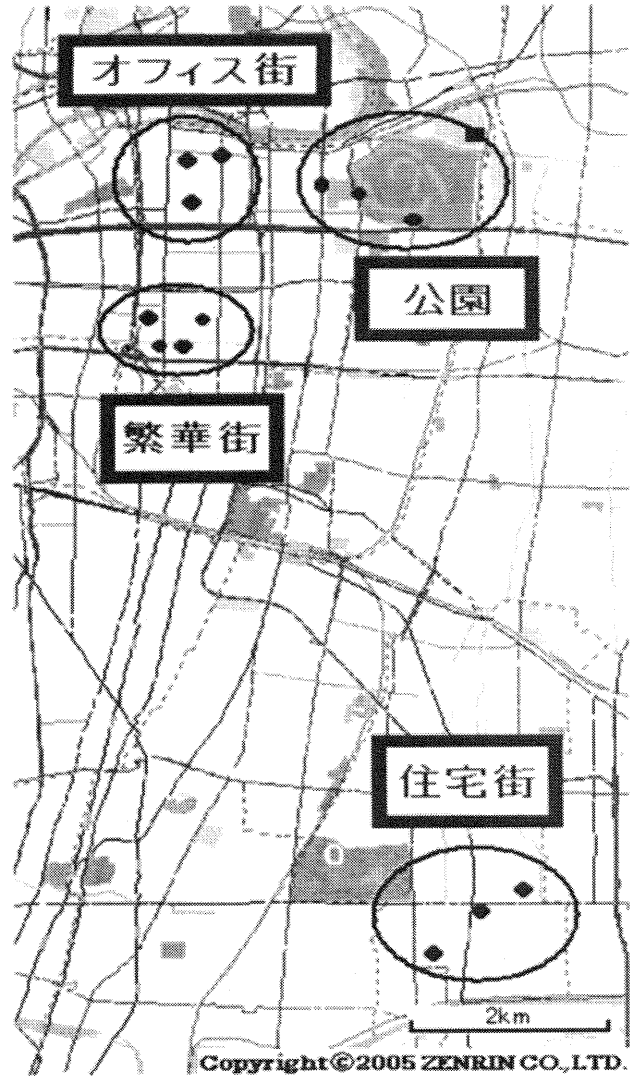


図2. 観測場所の略図

ター内に挿入しているが、WBGT値を求める本来の測定方法である暴露状態(自然気流にさらされた状態)の条件下にあわせる必要がある。そのため、測器のシェルター上部に穴をあけ、そこから湿球温度のセンサーを出した暴露状態の測器を1地点設け、検定を行って、全地点の測定値を暴露条件下で測定したように補正した。乾球・湿球・黒球温度それぞれ各時刻の00分、15分、30分、45分の時間において、前15分の平均を施した。その値を以下の(1)式にあてはめることで、WBGT値を算出した。

$$WBGT = 0.7 \times T_w + 0.2 \times T_g + 0.1 \times T_d \quad (1)$$

T_w : 湿球温度(℃) T_g : 黒球温度(℃)
 T_d : 乾球温度(℃)

5. 結果と考察

観測期間の一部である8月11日から8月15日の間に、測定された乾球・湿球・黒球温度を街区別に平均し、その値から WBGT 値を算出した(図4)。また、日本体育協会による運動時の熱中症予防指針 WBGT 値の評価を表1に示す。

この期間における日中の時間帯のほとんどが「警戒」以上の基準になっている。12日ではどの地点も、WBGT 値が30℃を超えることはなかったが、13日にはオフィス街・住宅街・公園で31℃を超える時間帯があり、引き続き14日も住宅街と公園で31℃を超えている。この場合「運動は原則中止」のランクに相当するので、熱中症に罹患する可能性が極めて高い日が住宅街と公園で2日続いたことになる。またこの期間中、夜間でも常に21℃以上あるため、「ほぼ安全」の行動基準になることはなかった。さらに13日と14日の夜は常に「警戒」の行動基準にあり、夜間であっても熱中症になる危険性が高くなっていることを意味している。

12日～14日の朝方における住宅街と公園の WBGT 値が、オフィス街と繁華街に比べて高い。オフィス街と繁華街は、この期間中ほとんど同じ値を示している。住宅街は日中にオフィス街と繁華街よりも高い WBGT 値を示すが、夜間は低くなる傾向がある。

熱中症の発生リスクは夜間を含めたほとんどの時間帯で「警戒」になっており、熱中症を罹患する危険が高い状態が長時間にわたって続いていることになる。特に日中は「嚴重警戒」もしくは「運動は原則中止」に相当し、熱中症で死亡する危険性も高くなるので、発症の兆候に対する十分な注意と予防が必要である。

表1. WBGT 値の評価

WBGT	行動基準
31℃以上	運動は原則中止
28～31℃	嚴重警戒(激しい運動は中止)
25～28℃	警戒(積極的に休養)
21～25℃	注意
21℃まで	ほぼ安全

6. おわりに

2007年8月11日から15日の期間に、大阪市中心部のオフィス街、繁華街、住宅街、公園で熱中症指標 WBGT を計測した。その結果、昼夜問わず、熱中症に罹患する可能性が高くなっていた。日中は、オフィス街と繁華街よりも住宅街と公園で WBGT 値が高くなっていた。

本研究では、乾球温度・湿球温度・黒球温度から WBGT 値を計算した段階である。今後は各測定地点の周辺環境など細かい部分も含めて、考察していく。さらに、計測した WBGT 値と熱中症患者の搬送者数を比較し、関係性がみられるか検討する。

謝辞

関西電力株式会社には Weather Station の設置にご協力を頂きました。ここに記して謝意を表します。気象庁より AMeDAS ならびに気象台の観測データを提供して頂きました。また観測機器を設置するにあたり、大阪市ゆとりとみどり振興局の方々をはじめ、大阪市建設局、大阪府警察本部ならびに各所轄、中之島公園事務所、設置場所を御提供して頂きました各ビルの管理会社の方々に多大な御協力を頂きました。この場をお借りして厚く御礼申し上げます。

参考文献

- 鮎村尚起・矢島新・小野耕作・梅谷和弘・酒井敏(2006): 小型黒球温度計の開発と都市環境測定, 日本気象学会 2006 年度春季大会講演予稿集
- 環境省(2007): 熱中症保健指導マニュアル(改訂版) 国立環境研究所(2007): 熱中症患者情報ネットワーク(<http://www.nies.go.jp/health/HeatStroke/index.html>)
- 空気調和・衛生工学会(1997): 新版・快適な温熱環境のメカニズム 豊かな生活空間をめざして, pp55-86
- 日本体育協会(1994): 熱中症予防のための運動指針
- 重田祥範・畔柳秀匡・佐野亜都子・高岡利行・高根雄也・谷口誠・大橋唯太・平野勇二郎・亀掛川幸浩・塚本修(2007): 大阪平野で発生するヒートアイランド現象の時空間的解析, 日本気象学会関西支部例会講演予稿集

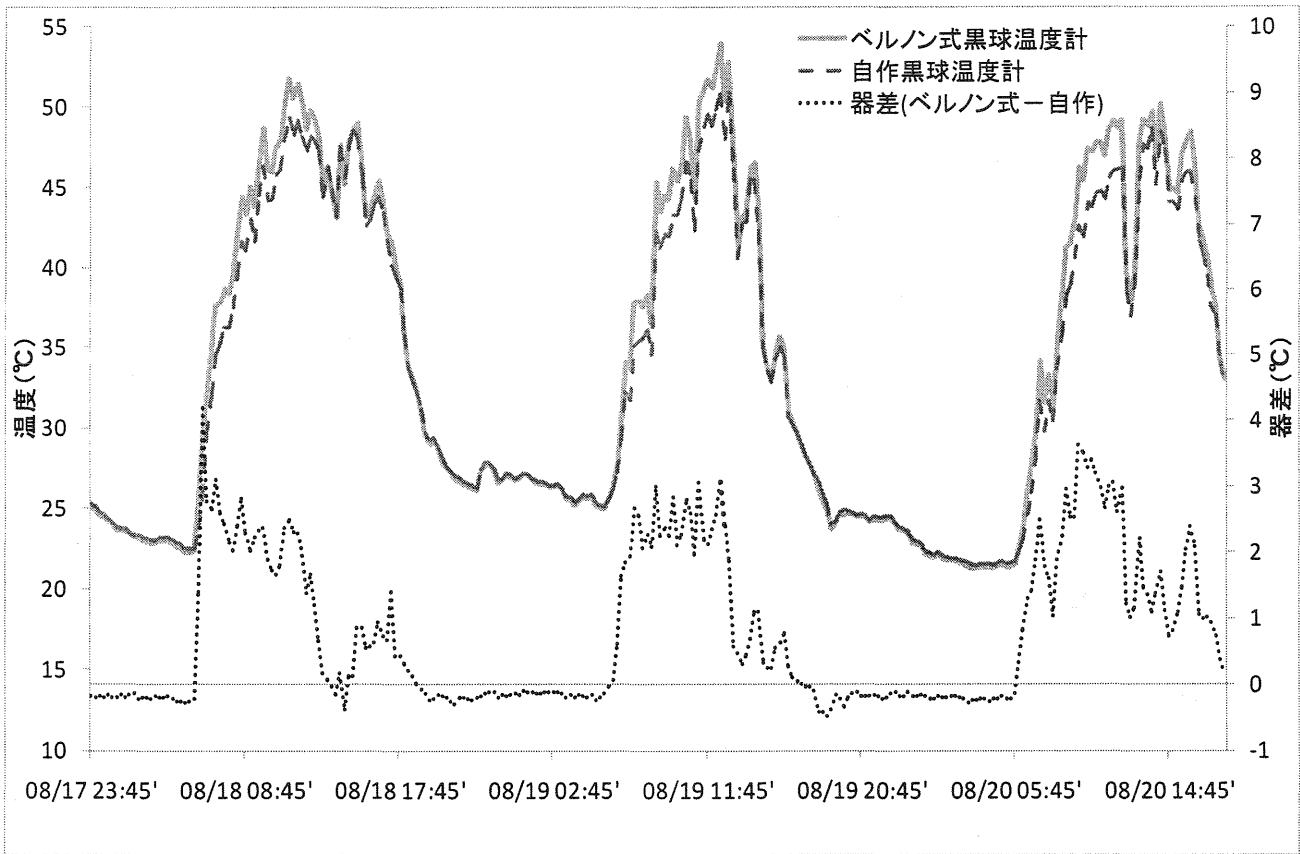


図3. 自作黒球温度計の検定結果

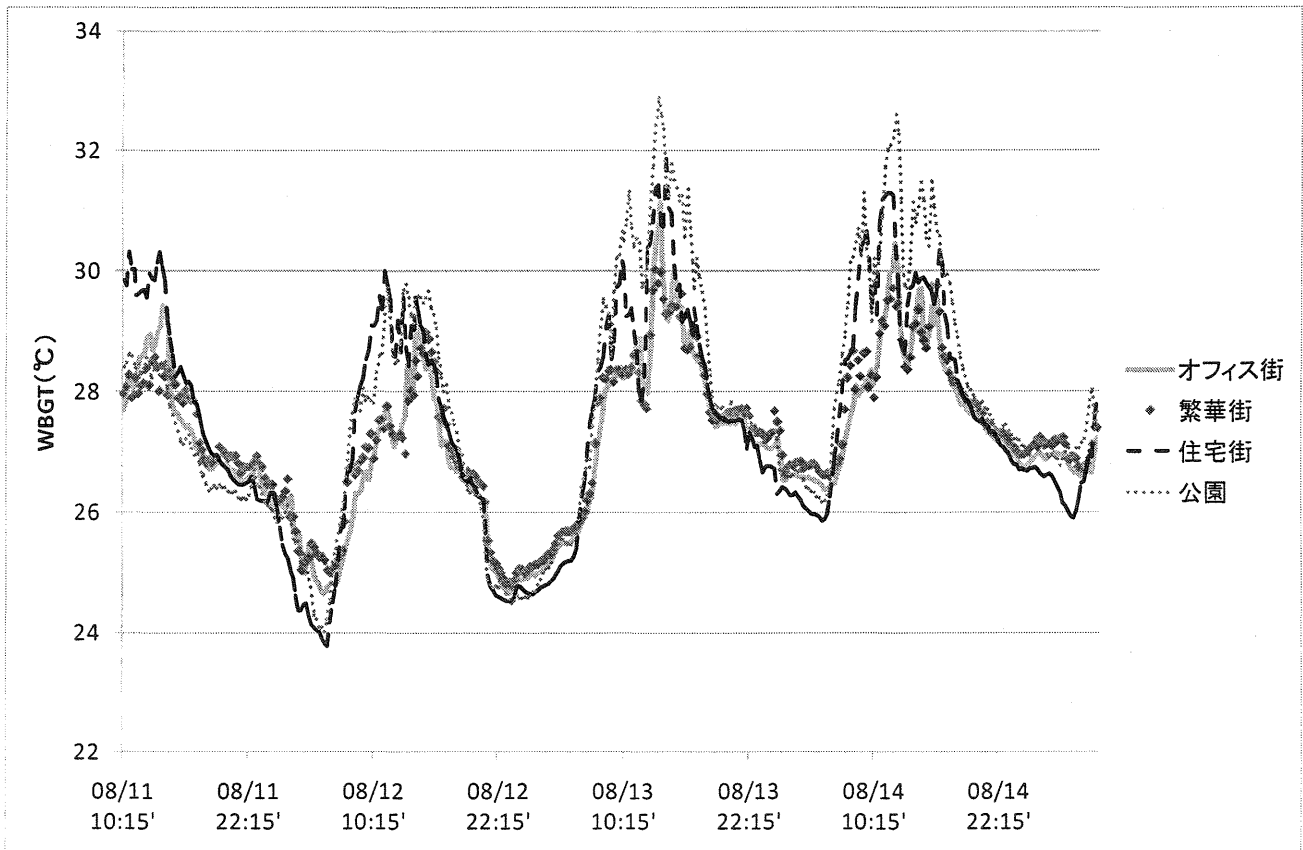


図4. WBGT 値の時間変化

都市域内にある大規模緑地で発生するクールアイランドの観測

高岡利行*1・重田祥範*2・畔柳秀匡*3・大橋唯太*1・*4平野勇二郎・*5亀卦川幸浩

*1岡山理科大学総合情報学部 *2岡山大学大学院自然科学研究科

*3岡山理科大学大学院総合情報研究科 *4群馬大学工学部 *5明星大学理工学部

1.はじめに

街中にある緑地公園では、日夜、周辺市街地に比べて気温が数℃低温になることが報告されている(菅原ほか、2006)。この現象はクールアイランド現象と呼ばれ、暑熱環境の緩和に深く関与している。日中は植物の蒸発散に伴う潜熱フラックスの増加や日陰効果で、緑地は市街地に比べて低温になる(菅原ほか、2003)。一方、夜間において、天空率の大きい緑地は繁華街に比べて放射冷却が起こりやすく、市街地よりも低温になる。特に晴天かつ静穏な夜間には、クールアイランド強度(市街地と緑地の気温差)が大きくなり、緑地で形成された冷気が周辺市街地に流出する「にじみ出し現象」が確認されている(成田ほか、2004)。本研究では、大規模緑地で発生するクールアイランド現象を把握するために、大阪市内にある大阪城公園とその周辺市街地を対象として、15日間にわたる気温の連続測定を行った。また、にじみ出し現象による市街地への冷気侵入の有無を確認するため、23時と01時に風向・風速の測定を試みた。

2.観測概要

2.1 観測方法

測定期間は2007年8月1日～8月15日である。観測地点を図1に示す。観測地点は、大阪城公園を中心とする東西南北方向で選択した。気温の測定は重田ほか(2007)で開発された温熱環境測定器を用いて、30秒間隔で測定を行った。風向・風速の測定は、できるだけ晴天かつ静穏な日を選択し、8月7日～8月12日の期間において23時と翌1時に同時に行った。風速の測定は微風測定器(EMPEX, WIND ESSE)を用いて、15秒間隔で3分間行った。風向の測定は、ビニールテープを細かく裂いて微風を感知できるようにしたものを、約1mの棒先端に巻き付けて行った。

2.2 気温の結果

図2に観測期間における気温の観測結果を示す。公園内と周辺市街地の気温差を検討するため、公園平均

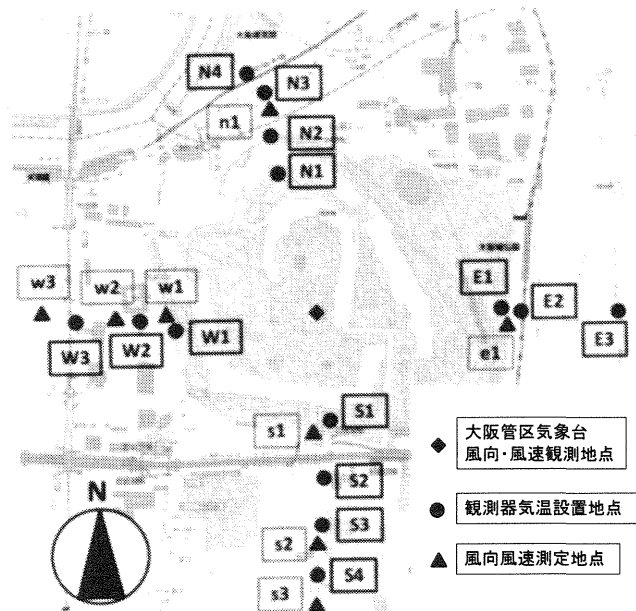


図1 観測範囲と測定器の配置

気温と市街地平均気温を算出した。公園平均気温を求める際は、公園内に配置したN1,N2,W1,S1,E1で測定された気温を用いた。市街地平均気温を求める場合は、公園外に配置した全ての地点の気温を用いた。以上のようにして求めた、市街地における平均気温と公園における平均気温の差をクールアイランド強度と定義する。

クールアイランド強度は観測期間を通して、朝と正午過ぎに約0.7℃、夕刻では約0.5℃を示したが、日によって大きな差異が見られる。夜間におけるクールアイランド強度の最大値は約1℃であり、出現する時間帯に大きな差異はなかった。クールアイランド強度が大きくなる時間帯は、にじみ出し現象が生じる時間帯と一致することが、新宿御苑を対象とした過去の研究から確認されている(成田ほか2004)。このことから、大阪城公園でにじみ出し現象が起こる時間帯は、クールアイランド強度の大きくなり始める0時頃と考えた。そこで、にじみ出し現象による周辺市街地への冷気侵入を把握するために、0時前後にあたる23時と1時に風向・風速の測定を試みた。

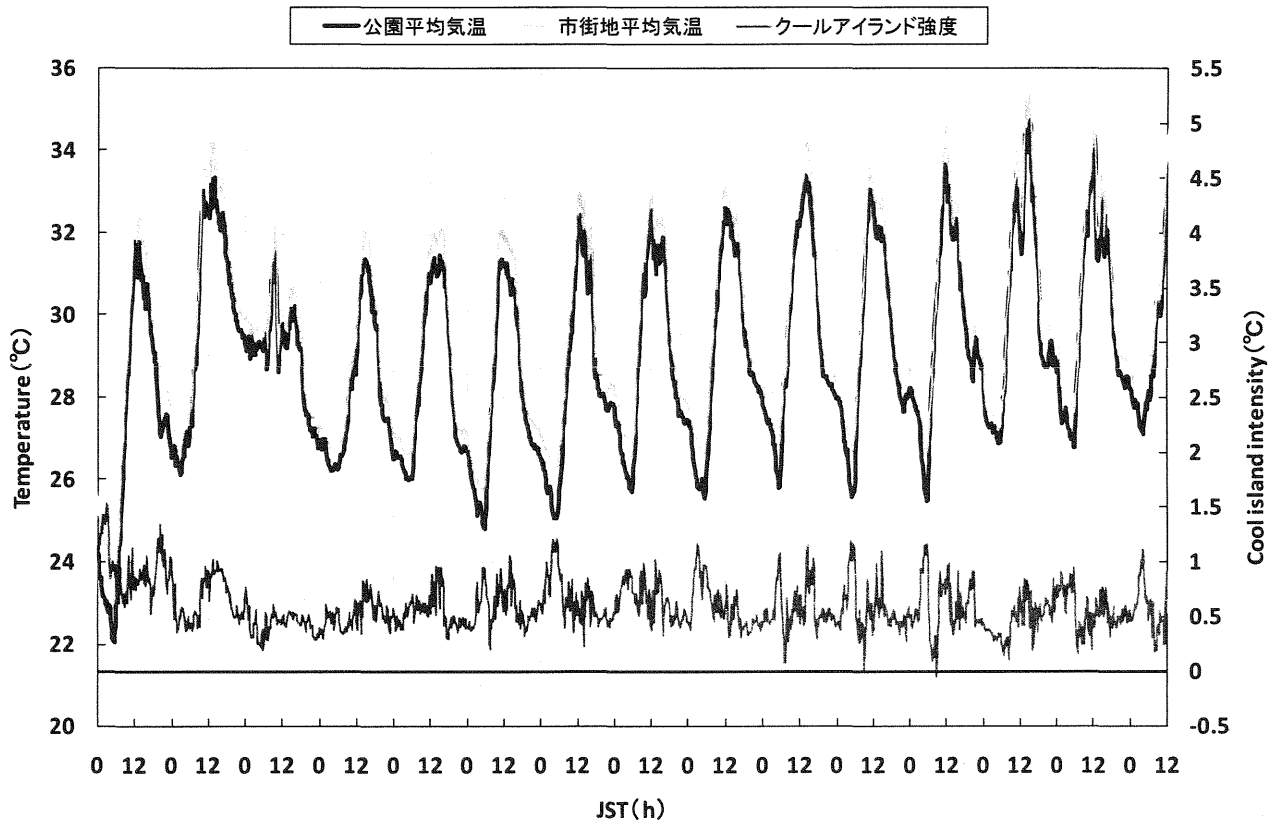


図2 公園平均気温と市街地平均気温およびクールアイランド強度の時間変化
(8月1日0時～8月15日12時まで)

2.3 風向・風速の結果

風向・風速の測定を行った期間における風向変化と気温変化を検討する。

図3(a)に w1、図3(b)に e1 における風向変化を示した。23 時に測定した風向から最多風向を求め、23 時の風向と判断した。同様の方法で 1 時の風向も求めた。グラフ化する際は、最多風向が出現した回数を軸にとった。w1 と e1 の風向は互いに西風が卓越しており、w1 は約 0.6m/s、e1 は約 0.1m/s であった。このとき、大阪管区気象台のアメダスで記録された風向からは、上空の南西風が卓越していた。w1 と e1 での風向はこの上空の風が影響していたと考えられる。

図4は W1～W3 と E1～E3 の 23 時と 1 時における気温断面図である。図中の気温の値は、風向・風速を測定した期間中の 23 時と 1 時に得られた気温を平均したものである。W3 を 0m とおき、W1・W2、E1・E2・E3 の距離を示した。大阪城公園に接近するほど低温になるため、緑地で形成された冷気の影響があるといえる。E1・E2 では、他の地点に比べて気温低下は大きいため、上空の風によって冷気が顕著に流入したと考えられる。

次に、風向・風速を測定した期間中の気温変化を検討する。図5(a)に W1～W3、図5(b)に E1～E3 における気温の時間変化を示す。W1～W3 の気温低下に対し

て、E1～E3 では E1・E2 の気温低下が著しい。しかし、E1 から約 300m 離れた E3 では気温低下は小さいことがわかる。

3. まとめ

夜間に関しては緑地で低温となり、クールアイランド現象が発生した。クールアイランド強度は最大で約 1°C を示した。Honjo and Takakura (1990) は、数値シミュレーションによって、400m 幅の緑地の場合、緑地の端から 400m の距離まで約 2°C 冷気の影響が及ぶことを示している。本研究は 1200m 幅の大阪城公園を対象として、冷気の影響を考えた。その結果、冷気の影響は公園の端から約 100～300m 離れた範囲まで確認できた。

今後の課題としては、にじみ出し現象と深く関与している上空の風を考慮し、冷気の到達範囲を明確にすることである。また、本研究では風向・風速の測定後である 0 時と 2 時において、大阪城公園の周辺市街地を対象とした移動観測を行っている。この結果については、学会当日に報告する。

謝辞

観測測器を設置するには、大阪市ゆとりとみどり振興局、大阪府警察本部ならびに各所轄の方々にご協力

していただきました。また、観測する際に利用した微風測計と放射温度計は、岡山大学理学部の塚本修教授にお借りしました。風向の測定方法についても、塚本修教授にご助言いただきました。この場をかりて厚く御礼申し上げます。

参考文献

Honjo, T., Takakura, T. 1990. Simulation of thermal effects of urban green areas on their surrounding areas. *Energy and Buildings* 15-16:443-446
 成田 健一・三上 岳彦・菅原 広史・本条 毅・木村 圭司・桑田 直也、2004: 新宿御苑におけるクールアイランドと冷気のにじみ出し現象、地理学評論、77-6、403-420

重田 祥範・畔柳 秀匡・佐野 亜都子・高岡 利行・高根 雄也・谷口 誠・大橋 唯太・平野 勇二郎・亀卦川 幸浩・塚本 修、2007: 大阪平野で発生するヒートアイランド現象の時空間的解析、日本気象学会関西支部例会講演予稿集、第 111 号
 菅原 広史・成田 健一、2003: クールアイランドの形成、日本風工学会誌、第 97 号、23-27
 菅原 広史・成田 健一・三上 岳彦・本条 毅・石井 康一郎、2006: 都市内緑地におけるクールアイランド強度の季節変化と気象条件の依存性、天気、53、393-404

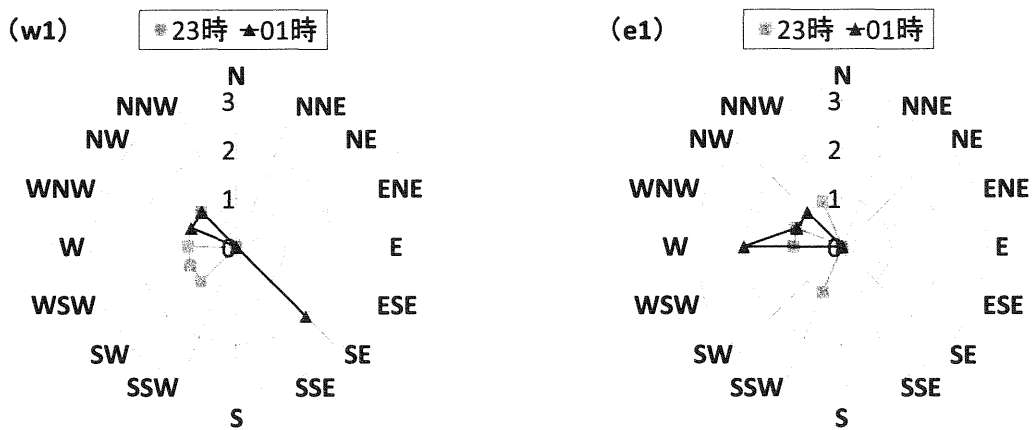


図3 風向・風速の測定時における風向変化—(w1)の風向変化、(e1)の風向変化

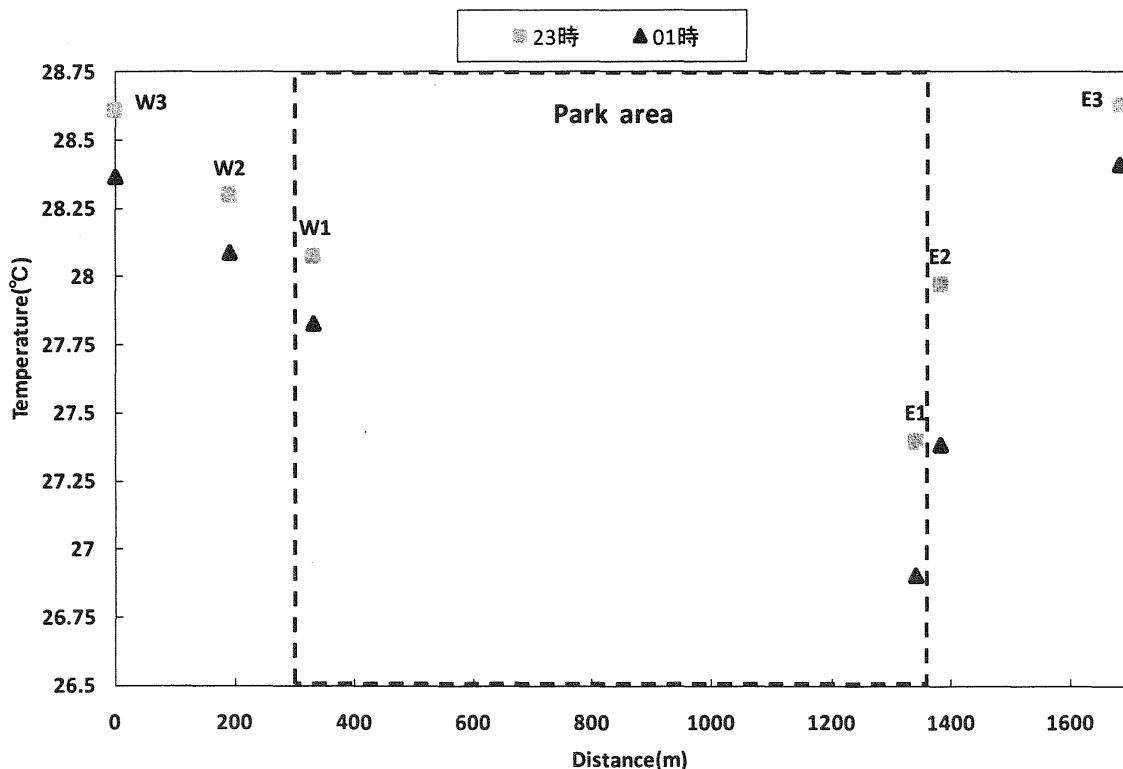


図4 風向・風速の測定時における気温断面図

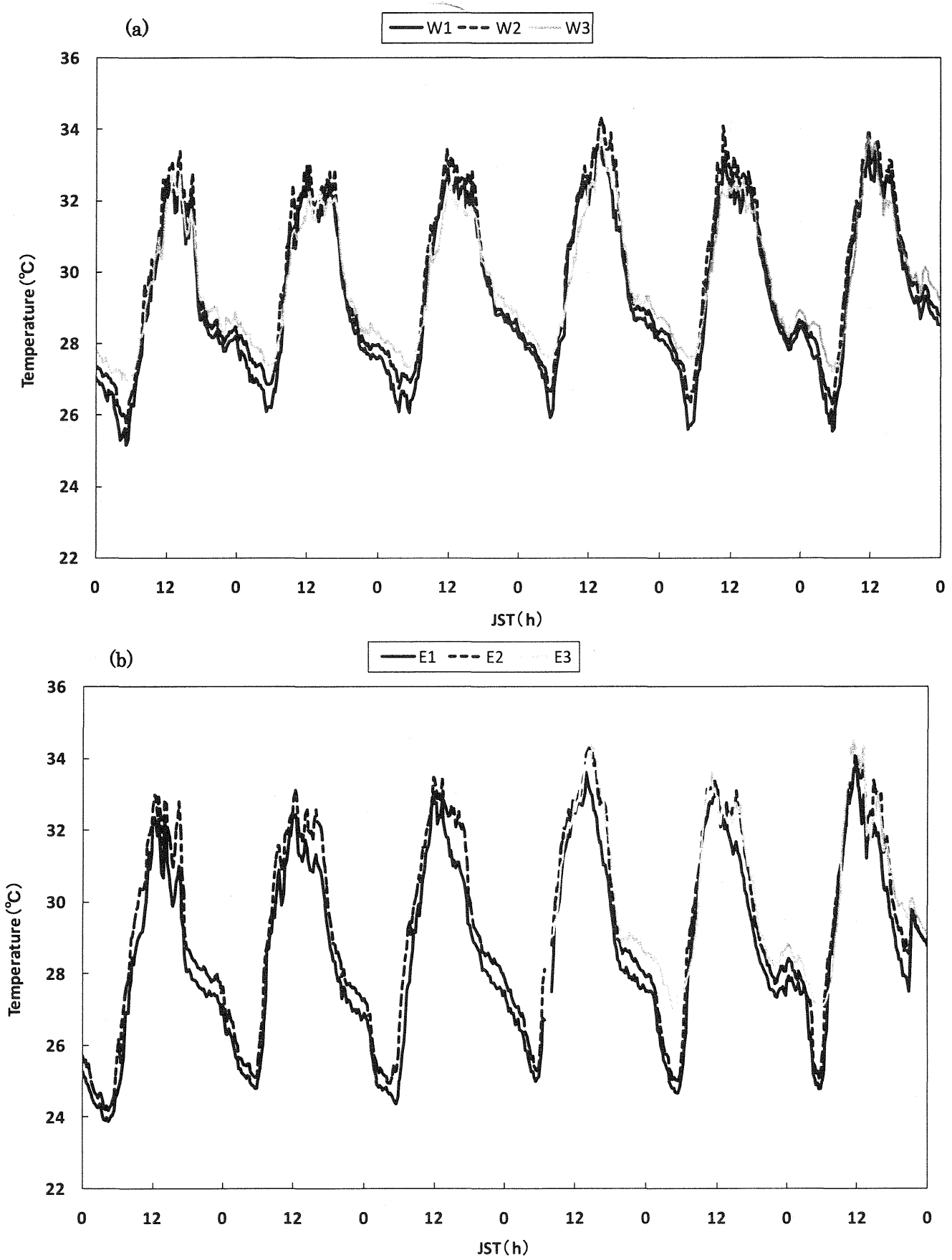


図5 風向・風速の測定時における気温変化—(a)W1～W3の気温分布、(b)E1～E3の気温分布
(8月7日0時～8月13日0時まで)

都市キャノピー層における熱収支観測 ～都市モデル (MM-CMBEM) の精度検証～

* 井上大輔・塚本修 (岡山大学大学院・自然科学研究科) 大橋唯太 (岡山理科大学)

1.はじめに

近年、大都市域において、ヒートアイランド現象が進行しており、東京の場合、夏季の最高気温で $2^{\circ}\text{C}/100$ 年、冬季の日最低気温では $4^{\circ}\text{C}/100$ 年の上昇率がみられる。このような都市の高温化は、夏季において冷房エネルギー消費や、建物からの人工排熱を増大させ、更なる気温上昇とエネルギーの需要の増大を招く危険性がある。以上のことから都市高温化対策の検討は急務であるといえる。

そこで、都市高温化対策として、都市の外気条件と建物の熱収支を表現可能なモデル (2001,近藤) が開発された。しかし、新しいモデルであるために精度の検証が必要である。そこで、本研究では、実際に都市で観測された地表面フラックスの値と、モデル上で算出される値を比較し、モデルの有用性を検討する。

2.観測概要

都市での観測を行うにあたって、都市キャノピーのような地表面では観測値の代表性が問題となる。そこで、通常の渦相関法による点観測だけではなく、ある空間平均の熱フラックスを測定できるシンチロメーターを併用することで、都市キャノピー上空での空間平均フラックス測定を試みた。また、超音波風速温度計とシンチロメーターを併用し、同一の観測場所で得られるそれぞれの乱流フラックスを用いる場合、超音波風速温度計を基準として、シンチロメ

ーターとの比較観測を事前に行う必要がある。そこで、今回は都市キャノピーでの熱収支観測に加え、比較観測の結果も報告する。

(1) 超音波風速温度計とシンチロメーターとのフラックスの比較観測

岡山大学農場において、2006年12月2日12時40分～12月3日13時に乱流フラックスの比較観測を行った。天気は2日13時頃、一時的に雨が降ったが、その後はおおむね晴れていた。

(2) 都市キャノピー層における熱収支観測

岡山大学鹿田キャンパス内の基礎医学棟において、2007年9月8日12時～9月9日18時(合計30時間)に乱流観測を行った。

観測場所の選定には、周囲を高いビルに囲まれていること、交通量があること、排熱を伴う空間のある場所であることを条件とした。天気は8日20時15分頃、一時的に雨が降ったがおおむね晴れであった。

観測測器は、図1のように設置した。以下、測定項目(測定測器)を示す。駐車場では乱流フラックス(超音波風速温度計)、壁面温度(おんどとり・熱電対温度計)、日射量(日射計)、地表面温度(熱電対温度計)、長波放射量(赤外放射計)、乾球・湿球温度(簡易型気温湿度計)、対して3階の屋上(高さ12m)では、乱流フラックス(シンチロメーター)、地表面温度(熱電対温度計)、日射量(日射計)、乾球・湿球温度(簡易型気温湿度計)を測定した。

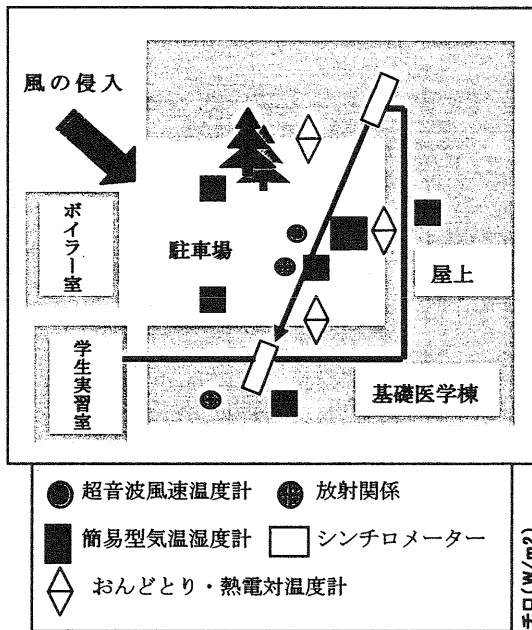


図1 観測測器配置図

3. 観測値による解析

3-1 農場での比較観測結果

図2は超音波風速温度計とシンチロメーターによって算出された顕熱フラックスの時系列変化を示したものである。どちらも日射量と対応しており、時間変化の様子もほぼ対応している。日中は超音波風速温度計の値よりシンチロメーターの値の方が、絶対値でみると3割近く低く出る傾向にある。

図3は、日中と夜間における顕熱フラックスの相関図である。日中においては、超音波風速温度計による顕熱フラックスの値が、シンチロメーターの値より大きくなる。逆に夜間においては、シンチロメーターの値が大きくなる。これについては、Greenら(1998)の大気安定条件下では、シンチレーション法による値は過大評価となるというものを裏付ける結果となった。相関係数に関しては、日中は0.8、夜間は0.4と正の相関を示した。

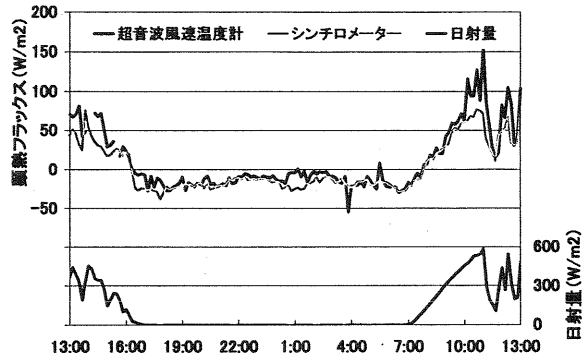


図2 顕熱フラックスの時系列変化

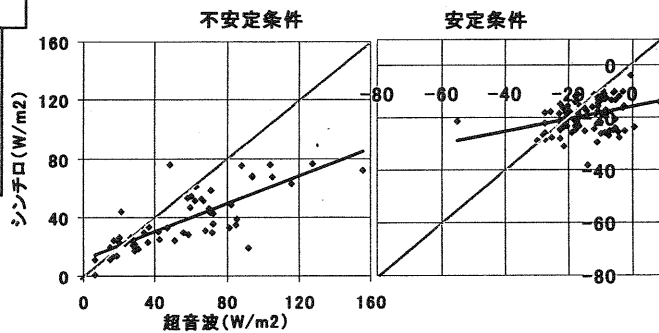


図3 顕熱フラックスの相関図

3-2 都市における熱収支観測の結果

図4は、超音波風速温度計(駐車場)とシンチロメーター(屋上)で測定した顕熱フラックスの時系列変化である。同時に壁面温度・地表面温度・日射量も示した。

図をみると、地上と屋上での顕熱フラックスの時間変化の様子はほぼ対応していることがわかる。次に壁面温度と地表面温度を比較すると、どの壁面に対しても一日を通して地表面温度のほうが高い。言い換えれば、一日を通して、大気より地表面温度のほうが高いことを意味する。また顕熱フラックスも夜間、常に正の値をとっていることから大気が不安定な状態であることがわかる。日射量と壁面温度を比較すると、日射量のピーク時と一致するのは壁面(北)(南)であり、壁面(東)に関しては、日没前の西日により壁面温度が上昇している。

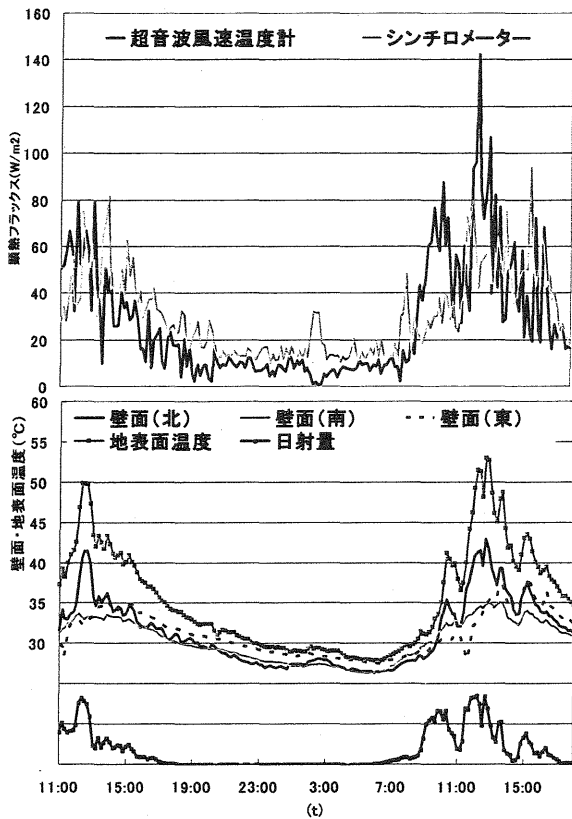


図4 各気象要素の時系列変化

4. 数値シミュレーションの結果

本研究では WRF (気象解析予報モデル)、CM (鉛直一次元の街区キャノピーモデル)、BEM (ビル排熱解析モデル) を連結した都市熱環境の予測モデル MM-CMBEM を採用した。WRF で出力された結果を初期値とし、図 5 のように建物の影響を考慮した CMBEM に与えることで、都市の熱収支を再現しようとした。WRF の初期条件および境界条件には、NCEP 全球客観解析データを用いた。WRF の計算期間は、2007 年 9 月 7 日 9 時～9 月 9 日 18 時までの 60 時間計算を行った。CMBEM については、WRF で出力された、気温、比湿、日射量、地上気圧 (地上 2m)、東西・南北風速、水平風速、相対湿度 (地上 10m) を CMBEM 上端境界条件として使用し、都市キャノピ

一内の熱収支を表現した。

本研究では都市キャノピー層における熱収支を、特にフラックスに関して比較することでモデルの有用性・精度検証を目的としている。

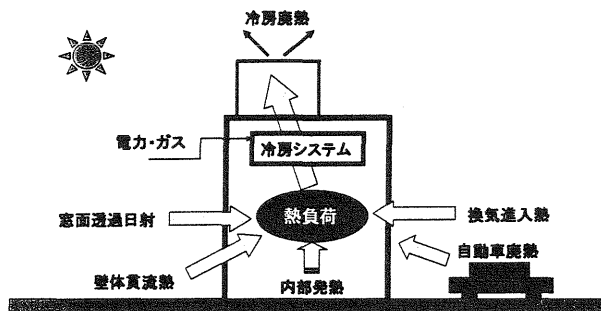


図5 BEM の概念図

4-1 観測値と MM-CMBEM の比較

<気温>

観測値とモデルの結果の時系列変化を図 6 に示す。気温について比較すると、高度に関わらずモデルのほうが 1~2 時間程度早くピークを迎えている。WRF の計算結果に比べ、CMBEM の出力結果は、排熱の効果を考慮しているために気温が 1~3℃ 上昇して出力されている。しかし、モデルによる気温推定値は観測値に比べ最大で 4℃ 程度低く出力される結果となった。

<地表面温度・日射量>

地表面温度・日射量ともに、時間変化は対応しており、おおむね再現されている。モデルの気温の時間変化は、排熱の時間変化に対応している。日射量に関しては、晴天理論日射量を用いている。

<顕熱フラックス>

地上顕熱フラックスに関しては、モデルの値と超音波風速温度計の値の日変化は対応しているが、モデルのほうが日中で 2 倍程度大きく出力される結果となった。一方、屋上顕熱フラックスに関しては日中、モデ

ルのほうが観測値に比べ、5 倍程度大きく出力される結果となった。

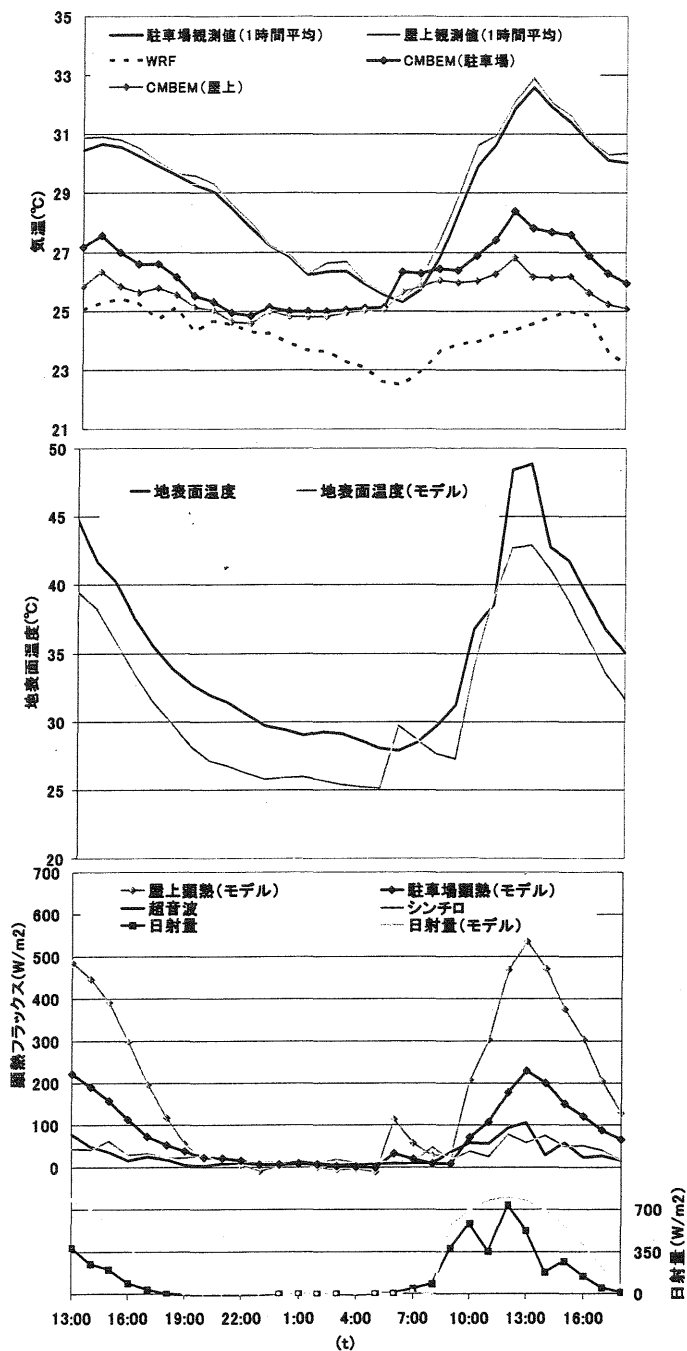


図 6. 観測値とモデルの比較

5. まとめ・考察

本研究では、都市キャノピー層における熱収支観測を行い、観測で得られた実測値とモデル上で計算された値との比較を行っ

た。まず、今回の観測で顕熱フラックスは、夜間でも常に正の値をとり、大気が不安定な状態であった。また、地表面からの顕熱フラックス以外に壁面からも顕熱が供給されて、屋上ではその和が観測されるはずである。特に日射の当たる壁面（北）（東）からの顕熱フラックスが効いていると考えられる。

次に観測値とモデル結果の比較について述べる。気温に関しては、モデルのほうが高度に関わらず、1~2 時間早くピークを迎えている。また、地上・屋上ともに時間変化の様子はほぼ対応しているが、ピーク時における気温が最大で 4℃ 低く出力される結果となった。

日射量・地表面温度に関しては、おおむね再現されている。顕熱フラックスに関して、地上顕熱フラックスの時間変化の様子は、観測値と比較してほぼ対応しているが、日中は 2 倍程度大きく出力される結果となった。また屋上顕熱フラックスについては、モデルの値が観測値に比べ、5 倍程度高く出力されている。このことから顕熱フラックスに関してはモデル上でうまく再現できていない。この原因としては、モデル上で風速が観測値にくらべ、5 倍ほど強めに計算されているため結果的に顕熱フラックスの値が観測値より高く出力されたと考えられる。今後は、WRF の風速、CMBEM の上端境界条件・移流冷却・過熱率・人工廃熱などの設定変更や、他のパラメーターとの比較も行っていく。

都市域のヒートアイランド現象がサクラの開花に与える影響

—岡山市を対象として—

*佐藤真由美・野田珠生・大森繁・鈴木千尋・能勢樹葉・川上皓史

山尾僚・山本伸子・重田祥範・大橋唯太・池田博(岡山理科大学生物地球システム研究会有志)

1. 研究背景と目的

近年、ヒートアイランド現象がもたらすさまざまな生活環境の悪化が懸念されている。中でも、都市部における高温化が植物季節に影響することが指摘されている。大都市圏である人口約264万人の大阪市では、ヒートアイランド現象に伴う高温化がサクラの開花日に影響を与えている報告がある(たとえば、小元・青野, 1990)。

サクラの開花日は、開花約1ヶ月前である冬季(2~3月)の気温が強く影響する(松本・福岡, 2003)。サクラの開花日と気温の関係を比較するためには、サクラ周辺の気温データを入手する必要がある。気温データを入手できる場所としては、気象官署や自治体による大気汚染常時監視測定局等の既に公的機関によって運営されている観測点に限られている。特に既存の気象観測資料は、観測地点周辺に必ずしも適したサクラの木があるとは限らない。また、測定器の設置場所の高さや地覆の状態が不統一であり、データを解析するうえでは無視できない問題となる。

以上のような課題を踏まえて、本研究では、サクラの幹に温度計を直接設置し、都市部のヒートアイランド現象がサクラの開花に与える影響について調査した。観測対象地域は、重田・大橋(2007)によってヒートアイランド現象の発生が確認されている岡山市を対象とした(第1図)。

2. 調査方法

2.1 ソメイヨシノの概要

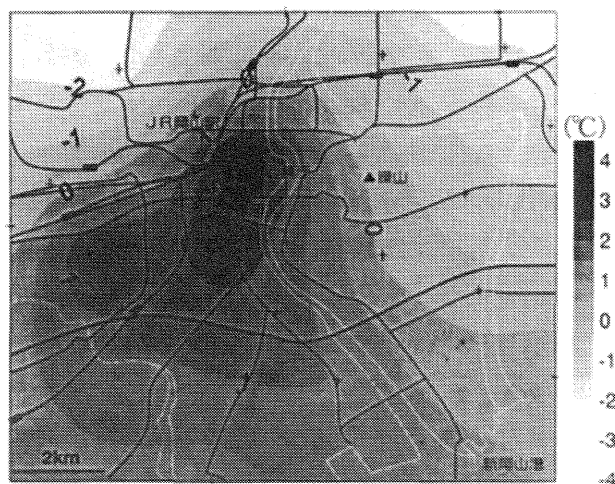
サクラは日本の代表的な花として日本人に広く親しまれている。ヤマザクラ、オオシマザクラ、シダレザクラなど種類は多く、園芸品種は約300種類以上である。中でも、ソメイヨシノは、春の展葉に

先駆け多数の花をつけることから、公園や道路脇、川の土手などに広く植栽され、北海道北部と沖縄を除く全国に広く分布している。ソメイヨシノは、夏季に花芽を形成し、秋季に休眠に入る。その後、冬季に一定の低温を感じて休眠から覚め(休眠打破)、気温の上昇に伴い花芽が成長し、春に開花する(小元・青野, 1989)。

現在植栽されているソメイヨシノは、もともと一本の親木から挿し木や接ぎ木で殖やしたクローンであると考えられている(Innan et al., 1995)。したがって、ソメイヨシノは遺伝的には同一である。

2.2 観測方法

観測は2007年2月9日~4月18日の期間に連続的に実施した。対象地域は岡山市街地を中心とする東西約15km、南北約15kmの地域内である。対象となるサクラの木は、岡山市内の生育環境が良好な花芽のついたソメイヨシノ14本を選定した(第2図)。



第1図 岡山市で発生するヒートアイランド現象

2007年1月11日0時、数値は偏差。

(重田・大橋, 2007より引用)

本研究で対象とする都市部は、後樂園、十日市西町公園、西川沿い、南部公園である。また、郊外の中で、岡山理科大学、加計記念体育館、祇園緑地、幡多幼稚園、総合グラウンドを北部とし、浦安総合運動公園、岡山市ふれあいセンター、当新田浄化センター、妙見神社、北長瀬ちびっこ広場を南部とする。

温度計の設置は、幹の北側、地上高約 2.5m の条件にすべて統一をし、温度センサーには、太陽からの放射を遮る自作のシェルターを取り付けた。測定のスAMPLING 間隔は 1 分毎で、気温を測定した。測定にはサーミスタ温度計(おんどとり JRT R-52, T&D 社製)を用いた。

ソメイヨシノの開花過程の調査として、デジタルカメラで花芽と樹木全体を約 3 日おきに撮影した。開花直前からは連日行い、5 輪以上で開花とみなした。また、花芽については事前に基準とするものを決めておき、花芽の大きさなど成長過程を記録した。

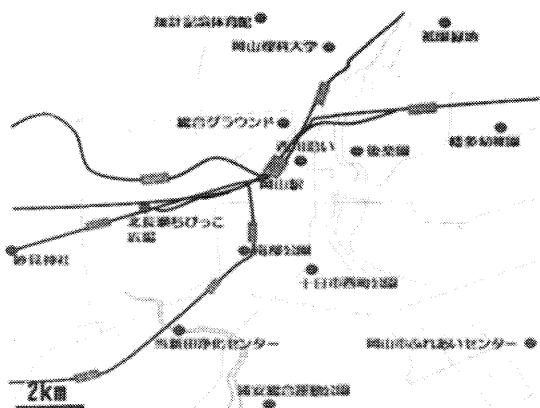
3. 結果

3.1 観測期間中における気温分布

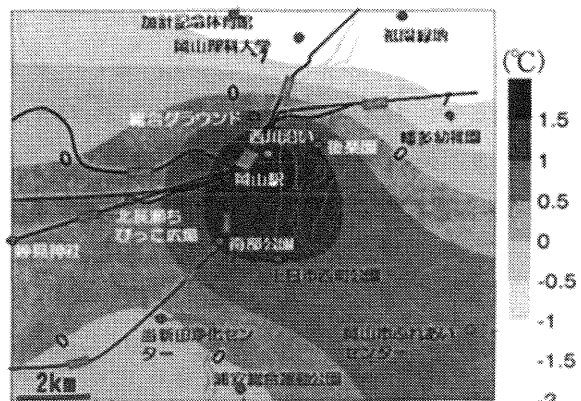
都市部を中心とした同心円状のヒートアイランド現象が明瞭に発生した一例として、第 3 図に 2007 年 3 月 9 日 6 時における地上気温の偏差分布図を示す。都市部では、郊外よりも 3.5℃ 高い結果となり、都市部の高温な状態は 23 時から 7 時まで継続した。また、第 4 図に 2007 年 3 月 7 日から 4 月 17 日の日平均気温の積算温度を示す。第 4 図から、観測期間中は、都市部を中心とした明瞭なヒートアイランド現象がほぼ毎日発生していたことが確認できる。

3.2 開花日の分布

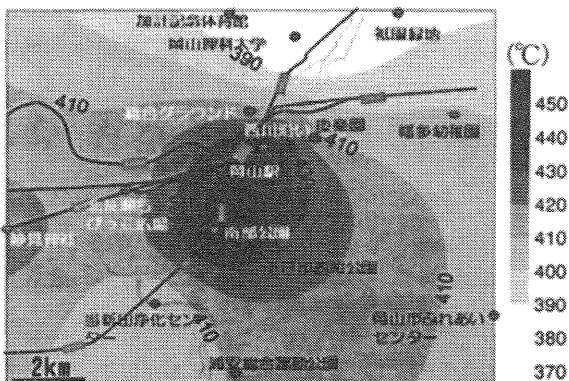
第 5 図と表 1 に、岡山市におけるソメイヨシノの開花日の偏差分布図と開花日を示す。ソメイヨシノの開花日は、北部で早く、海(児島湾)に近い南部で遅い傾向が見られた(第 5 図)。特に最も早い岡山理科大学と最も遅い浦安総合運動公園では 8 日の差があった(表 1)。



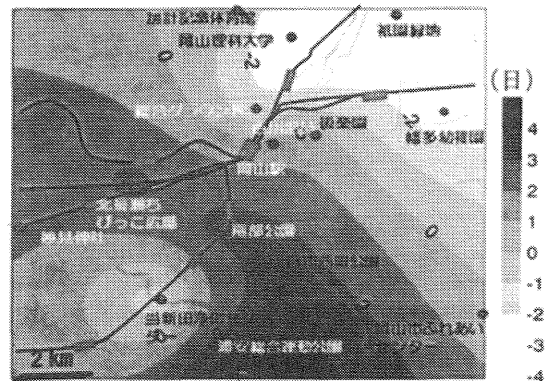
第 2 図 14ヶ所の設置場所



第 3 図 3月9日6時における地上気温の偏差分布図



第 4 図 日平均気温の積算温度



第 5 図 ソメイヨシノの開花日の偏差分布

表1 ソメイヨシノの開花日と満開日

観測地域	観測地点	開花日	満開日までの日数(日)	満開日
北部	祇園緑地	3月25日	12	4月7日
	加計記念体育館	3月27日	9	4月5日
	岡山理科大学	3月24日	6	3月30日
	総合グラウンド	3月26日	7	4月2日
	幡多幼稚園	3月25日	5	3月30日
都市部	後楽園	3月28日	7	4月4日
	西川沿い	3月28日	6	4月3日
	南部公園	3月30日	5	4月4日
	十日市西町公園	3月30日	6	4月5日
南部	北長瀬ちびっこ広場	3月30日	5	4月4日
	妙見神社	3月29日	9	4月7日
	当新田浄化センター	3月26日	8	4月3日
	岡山市ふれあいセンター	3月28日	7	4月4日
	浦安総合運動公園	4月1日	3	4月4日

3.3 開花日から満開日までの分布

本研究では、満開日を8割以上開花した日とみなした。表1と第6図は、岡山市におけるソメイヨシノの満開日と、開花日から満開までの日数である。ソメイヨシノの満開日は、開花日から約1週間といわれている(岡山地方气象台, 2005)。実際に、今回観測した都市部から南部では、開花から満開までの日数が1週間前後であった。一方、北部では1週間よりも長かった(第6図)。

4. 考察

本研究では、北部と都市部および南部において開花日と開花日から満開日までの日数に、ヒートアイランド現象との関係が顕著に現れなかった要因として以下のことが考えられる。

- 1) 休眠打破には強い冷え込みが必要である。
- 2) 花芽の成長には、より高い気温が必要である。

そこで、17時0分から8時59分を夜間(第7図)、9時0分から16時59分を日中(第8図)とし、示す。

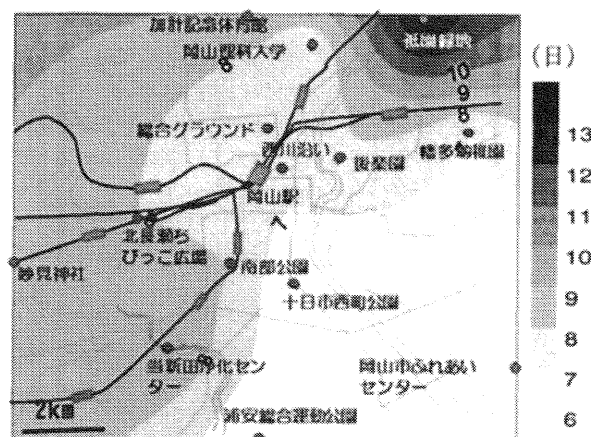
その結果、夜間では郊外の平均気温が低い(第7図)。また、日中はどの地点も平均気温の差はみられない(第8図)。

したがって、開花日は早期の冷え込みによって

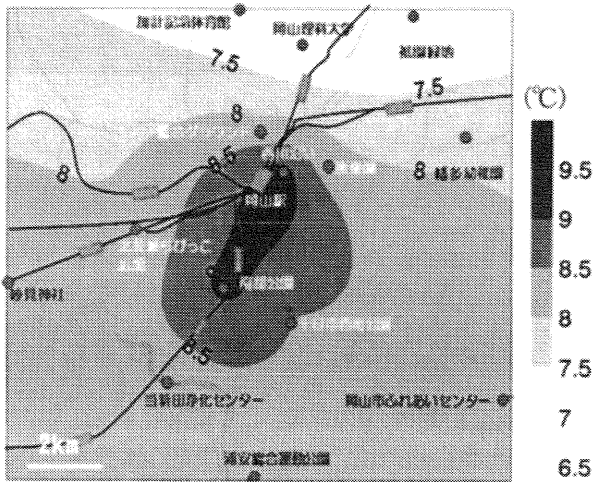
休眠打破し、その後の気温の上昇に影響されると考えられる。しかし、結果からはヒートアイランド現象と断定できなかった。また、開花日から満開日までの日数も、関連がみられなかった。

5. 今後の課題

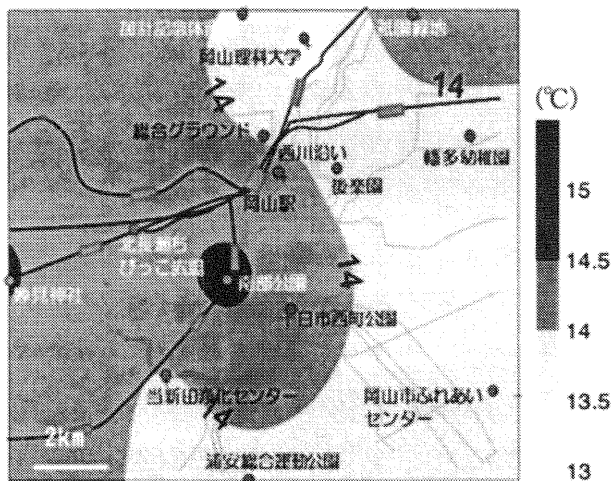
観測を実施した2007年は、全国的にも暖冬であり、岡山市も平年より1.8℃気温が高かった(気象庁, 2007)。そのため、開花状況も例年とは異なっていた可能性がある。冬季におけるヒートアイランド現象がサクラの開花に与える影響を詳細に把握していくには、継続的な調査を実施する必要がある。今後は、温度計の設置地点を増やし、サクラの立地条件や気候環境なども考慮に入れていく予定である。



第6図 開花日から満開日までの日数



第7図 夜間の平均気温



第8図 日中の平均気温

tenko061202.html

松本太・福岡義隆(2003)植物季節に及ぼす都市の温暖化の影響-熊谷市におけるソメイヨシノ開花日を例として-.地理学評論 76-1, 1-18

岡山地方気象台(2005)岡山の「サクラの開花と2月の気温」について. 岡山地方気象台ホームページ

URL:<http://www.osaka-jma.go.jp/okayama/guide/sakurakaika.pdf>. 1-2.

小元敬男・青野靖之(1989)速度論的手法によるソメイヨシノの開花日の推定. 農業気象, 45(1), 25-31

小元敬男・青野靖之(1990)都市昇温の桜の開花に及ぼす影響について. 農業気象, 46, 123-129

重田祥範, 大橋唯太(2007)気象観測ネットワークの構築によるヒートアイランド強度の時空間的解析-岡山平野を対象にした例-. 日本気象学会 2007年度秋季大会講演予稿集, pp.279

謝辞

本研究を進めるにあたり, 温度計の設置にご協力頂きました岡山市公園緑地課, 浦安総合運動公園, 後樂園, 妙見神社, 幡多幼稚園, 当新田浄化センター, 岡山市ふれあいセンターの方々に, 心より謝意を表します。

引用文献

Innan, H., Terauchi, R., Miyashita, N. T. and Tsunewaki, K. (1995) DNA fingerprinting study on the intraspecific variation and the origin of *Prunus yedoensis*(Someiyoshino). Jpn. J. Genet. 70: 185-196.

気象庁 2007年報道発表資料. 気象庁ホームページ

URL:<http://www.jma.go.jp/jma/press/0703/01c/>

倉敷における気温の経年変化

米谷俊彦*、田中丸重美(岡山大学資生研)

1. はじめに

岡山大学資源生物科学研究所は1914年(大正3年)に、「財団法人大原奨農会農業研究所」として設立され、昭和4年に「財団法人大原農業研究所」と名称変更した。第二次大戦後、岡山大学に移管され、農業生物研究所、資源生物科学研究所と名称変更し、現在に至っている(岡山大学資源生物科学研究所, 1993)。

財団法人大原奨農会農業研究所には、創設者大原孫三郎氏から寄付された広大な敷地に研究用の建物、研究施設、実験圃場などが作られた(大原奨農会, 1961)。その後一度も移転することなく、農業生物に関する数多くの研究が行われ、断続的ではあるが長期間の気象観測が実施されてきた。ここでは、この研究所で行われた気象観測の歴史を報告すると共に、気象観測資料を用いて得られた気温の経年変化について報告する。

2. 気象観測の歴史と気象資料

研究所開設当時種芸部に所属していた三宅千秋氏は、東京農科大学農業物理学講座で稲垣乙丙教授の助手を勤め、盛岡高等農林学校を経て、稲垣教授の同門門下生であった近藤萬太郎所長の下で研究員として、農具・気象に関する研究を担当した。作物収量の推定法に、圃場の対角線に沿い坪刈を行う方法を提唱し、気象観測も開始したと思われる。三宅氏は研究所に3年間在職しただけであるが、1917年以降、時折欠測や数年間の観測の中断があるものの、種芸部の多くの人々の努力によって、長期間に亘って気象観測が継続された。昭和31年まで気象

観測表が作成され、保存されている。観測項目は若干の相違はあるものの、天候、雲量、室温、気圧、乾湿球温度、湿度、最高、最低温度、地温、雨量などである。その後も、気象観測が実施されていたと考えられるが、観測資料が見つからないため、記録は数年間中断されている。1955年に高須謙一博士を初代教授とし微細気象学部門が発足した。その後瀬尾琢郎助教授、山口信之助手、木村和義助手を迎えて研究体制が整い、気象観測も再開された。気象観測は多くの人々の努力によって実施され、1964年以来現在まで継続している。木村他(1995年)によって、倉敷における31年間の気温、日射、降水の統計値が取りまとめて報告されている。一方、倉敷における気象観測所の歴史は古く、研究所の少し北側で1891年に甲種区内観測が開始された。1965年から1968年の約3年間、研究所の西側の県立農業試験場に移設され、1968年以降は本研究所(農業生物研究所)に移設され、研究所の観測値が利用された。その後、1979年に研究所の圃場にアメダス地域気象観測システムが設置され、研究所の気象観測と並行して気象観測が開始され、現在に至っている。ここでは、研究所で長期間に亘って得られた気温の観測資料(アメダス資料を含む)を中心に、研究所周辺で行われた気温の観測資料も用いて、倉敷における気温の経年変化を調べた。

3. 解析結果

本研究所が創立された約90年前には、研究所は倉敷町の南のはずれの水田地帯に位置しており、周辺に建物が建ち始めてはいたものの、

1960年代でも市街地のはずれであった。都市化が徐々に進み、1970年以降には研究所の南側に住宅地が一層広がるようになり、現在では多くの建物で取り囲まれるようになっている。倉敷紡績記念館に掲示されている、江戸時代後期から明治、大正時代を経て1965年に至る倉敷市街地の発展図を図1に示す。

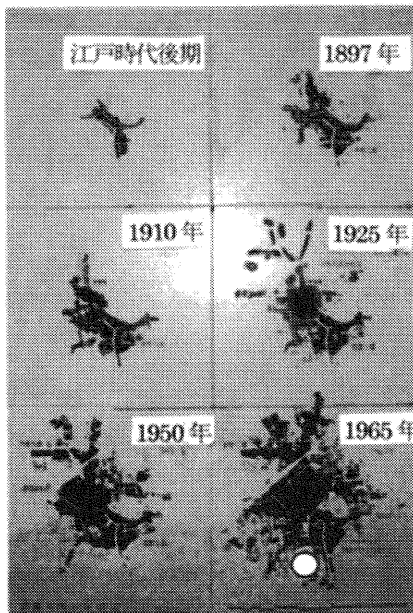


図1. 倉敷市街地発展図(○印、研究所)

1917年以降に研究所で観測された気温の資料を用いて、気温の経年変化を求め、第2図に示した。各年の平均気温は毎日の最高気温と最低気温を月平均して求めた。1979年以降はアメダスの観測値

を用いた。欠測した年も幾つかあったため、1956年から1963年までは倉敷区内観測所における毎日の最高気温と最低気温の月平均値を用いた。1920~1990年頃までは15°Cを中心に約1度の範囲で年々変化しているが、1990年頃から平均気温がしばしば16°C以上になるようになり、17°C近くになる年も見られるようになった。この傾向は多くの観測所で得られている傾向と類似しており、都市化、地球温暖化の影響によるものと思われる。夏季、冬季などの季節毎の気温の経年変化についても報告する予定である。

参考文献

岡山大学資源生物科学研究所, 1993: 岡山大学農業生物研究所史, 167pp.

木村和義・米谷俊彦・田中丸重美・柏木良明・平岡直子, 1995: 倉敷における31年間の気温、日射、降水の統計値、岡山大学環境計測共同利用施設年報 しぶかわ 16:9-17.

財団法人大原奨農会, 1961: 財団法人大原農業研究所史, 88pp.

謝辞 倉敷区内観測所の最高、最低気温の日原簿、平均気温などの資料を閲覧させて頂いた岡山地方気象台に感謝の意を表します。

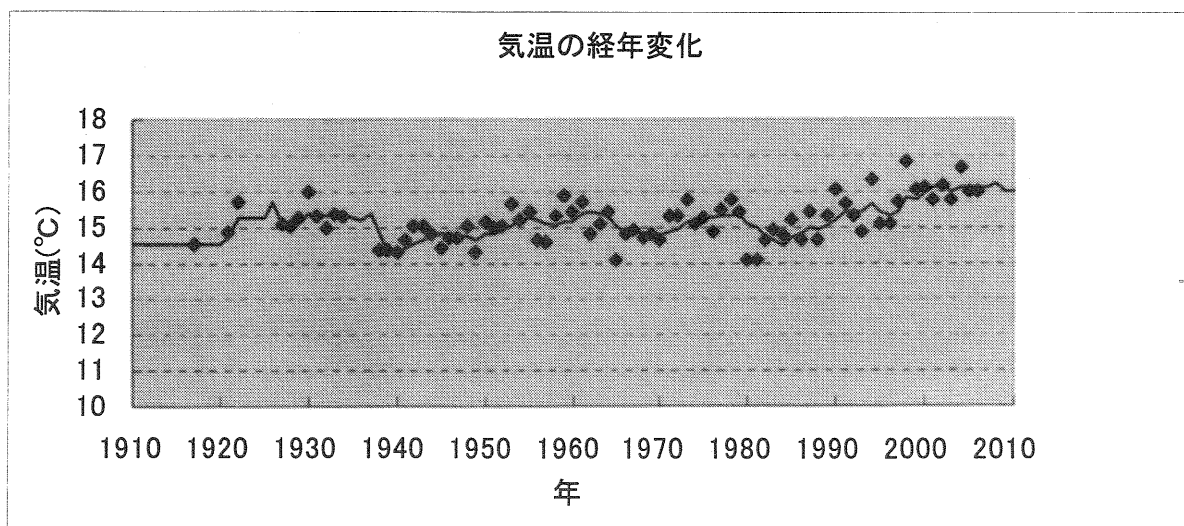


図2. 倉敷における気温の経年変化(—は5年間の移動平均)

十和田湖畔における倒木被害の気象学的検証

—2007年1月の事例—

千葉 修 (高知大学大学院黒潮圏海洋科学研究科), *小谷育生(高知大学理学部)

1. はじめに

2007年1月15日に青森県十和田湖畔周辺で大規模倒木被害が発見された(図1)。すなわち十和田湖宇樽部一休屋地区の国道103号旧道沿いに、立ち木数百本が南東向きになぎ倒され、その中には高さ20~35mの大木も根こそぎ将棋倒しになっていた(東奥日報,デーリー東北の記事)。

2007年1月6日~7日にかけて爆発的に発達した低気圧が強風発生の主因と推測される。この低気圧の構造を小倉ほか(2007)は「台風並みに発達した低気圧」というテーマで解説している。しかし小倉ほか(2007)は1月7日の9時まで解説しているが、青森県で強風となり十和田湖近辺で倒木被害を起こしたと予測される21時頃の気象には言及していない。そこでその被害状況をもとに高層気象データ・アメダスデータ・衛星画像などを用いて解析を行い、詳細な発生原因に言及することが本研究の目的である。

2. 倒木被害発生場所と発生日の予測

被害箇所は図1に示すように十和田湖の南東部分の御倉半島(O)と中山半島(N)の間の楕円領域で、倒木方向が南東側ということから強い北西風に原因する推測される。

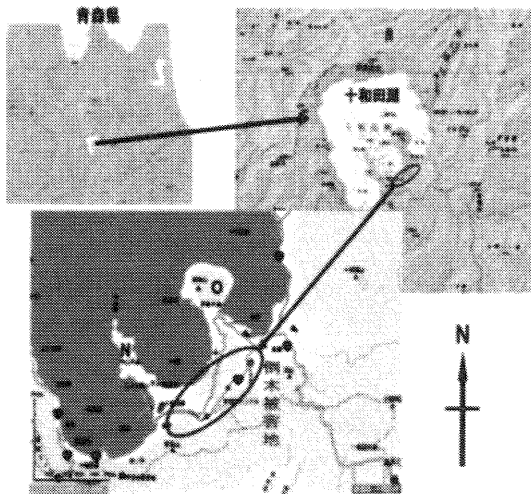


図1 倒木被害場所

被害発生日を特定するために青森地方気象台の1月1日~14日の気象データ(表1)を検討し、

最低海面気圧 981.1hPa と最大瞬間風速値 24.5 m/s を記録した1月7日を中心に各種データを解析し、その結果について考察した。

青森地方気象台(2007年1月1日~14日)

日	平均	平均	平均	平均	平均	風向	最大	風向	降水量
	現地	海面	気温	相対	風速		瞬間		
	気圧	気圧	湿度	湿度	風速		風速		
	hPa	hPa	°C	%	m/s		m/s		mm
1日	1023.3	1025.8	3.9	68	4.1	南西	10.8	南西	—
2日	1020	1020.5	3.4	74	3.9	西北西	11.1	北西	4
3日	1023.3	1023.8	2.3	67	2.4	西南西	7.4	西南西	0
4日	1023.3	1023.8	3.2	61	3.4	西	9.8	西	0
5日	1026.5	1027	2.2	66	2.4	西南西	7.8	西南西	0
6日	1009.1	1009.6	1.5	80	2.2	東	14.4	東	23
7日	980.6	981.1	2.6	86	6.5	西北西	24.5	西北西	49
8日	1004.1	1004.6	1.7	78	6.5	西北西	18.7	北西	7.5
9日	1017.9	1018.4	-0.7	71	6.8	西	21	西	3
10日	1019.5	1020	0.1	59	6.4	西	17.7	西	1.5
11日	1021.1	1021.6	-1.5	77	5.3	西北西	15.3	西北西	6.5
12日	1019.3	1019.8	0.3	66	5	西	18.7	西	1
13日	1015.4	1015.9	-1.1	87	3.3	西	14	西北西	8.5
14日	1018.9	1019.4	-1.5	84	4.3	西	14.3	西	5.5

表1 2007年1月1日~14日の気象データ (青森地方気象台)

3. 2007年1月6日~7日に発生した爆弾低気圧

3.1 地上天気図

図2は1月6日9時(JST)の地上天気図で日本海と日本南海上に低気圧が並列して存在する、

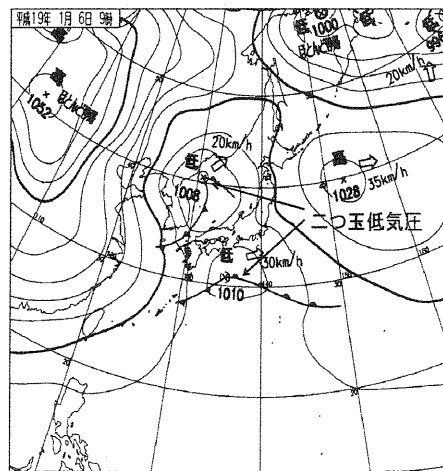


図2 地上天気図(2007年1月6日9時)

いわゆる二つ玉低気圧を示す。その後南側の

低気圧(L)は1月7日3時(図3の地上天気図参照)までに北側のLを吸収し中心気圧が972hPaまで急速に発達し,21時には気圧が4hPa下降し968hPaになった。

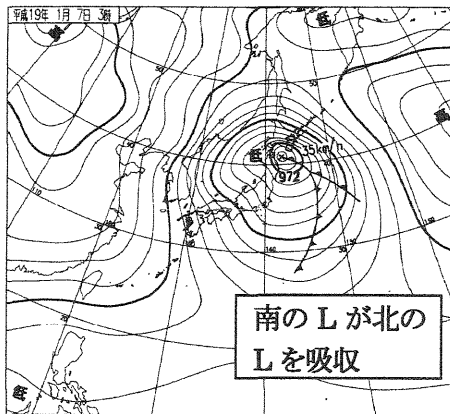


図3 1月7日3時の地上天気図

3.2 高層気象解析

図4の1月7日21時のE140°高層断面図(140Eに沿った南北断面図)から大気鉛直構造をみると,破線で示す圏界面が大気中層の約500hPaまで垂れ下がり,八丈島の高度11kmと秋田上空3km付近に各々風速80m/s(ジェット流)と30m/sの強風域が存在する。

140E° 高層断面図 (2007年1月7日 21時)

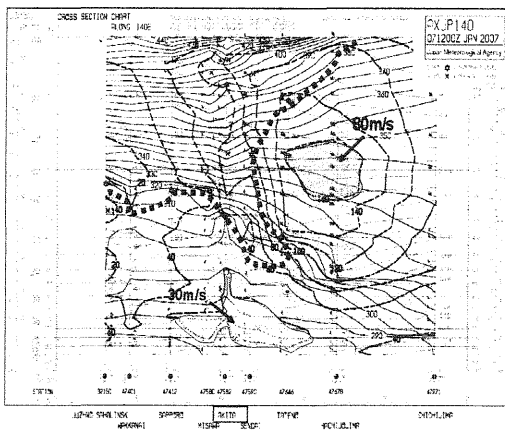


図4 E140° 高層断面図(1月7日21時)

この強風は,いわゆる低気圧の frontline に後方から下降する乾燥気流を示し,これが十和田湖畔周辺の倒木被害の原因となる風を強めた。なお温帯低気圧の発達に伴う上層ジェット,圏界面の折れ込み,そして乾燥侵入の関係を示す模式図(図5,小倉のテキスト(2000))を参照されたい。

発達中の温帯低気圧の立体像模式図

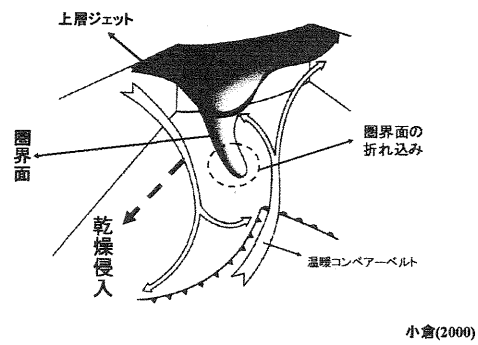


図5 乾燥侵入の模式図(小倉,2000)

さらに500hPaの高層天気図から中国大陸東北部から約130ノットの速さで北海道北東部に流入するジェット気流が確認される(図6の太い矢印)。

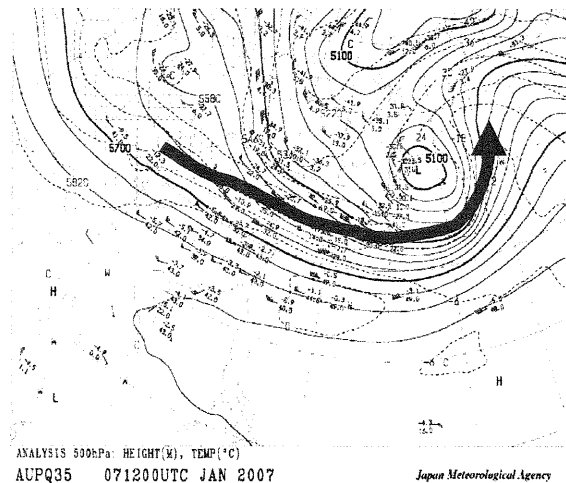


図6 500hPa 高層天気図(1月7日21時)

この時点での地上低気圧の中心は北海道帯広沖付近(☆印)にあり,図7の赤外衛星雲画像から沿海州からの北西風(圏界面の垂れ下がりに伴う寒い乾燥気流)が強く吹き込んでいる様子がわかる。

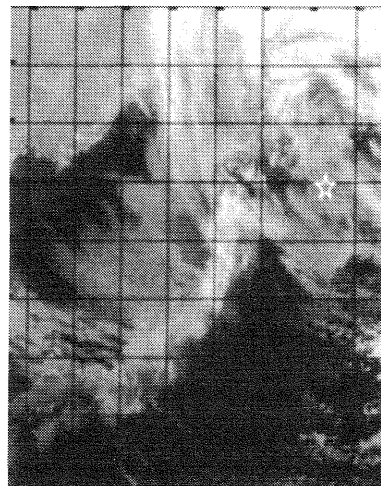


図7 赤外衛星雲画像(1月7日21時)

3.3 地上気象解析

図8に示す青森地方気象台の自記記録(1月7日12~24時)から21時頃に最大瞬間風速24.5m/sを記録した。この記録で特徴的なのは破線の四角枠内に示す相対湿度の時間変化で14時頃から大きく減少し、その状態が21時頃まで続く。同時に気圧が14時から増加傾向にある。つまり、このことはこの時間帯に乾燥気流が大気下層にまで及んでいたことを示唆する。青森での強風は台風の通過後の風の急変に原因すると思われる。

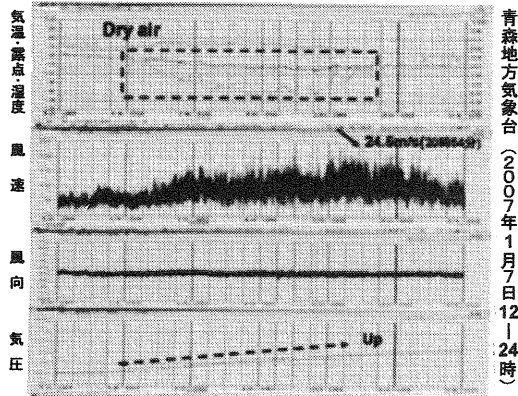


図8 1月7日の12時~24時の青森地方気象台データ

またこの期間、北東北は強い西北西(WNW)の強風が卓越し、広範囲の領域にわたって強風にさらされていた(図9)。

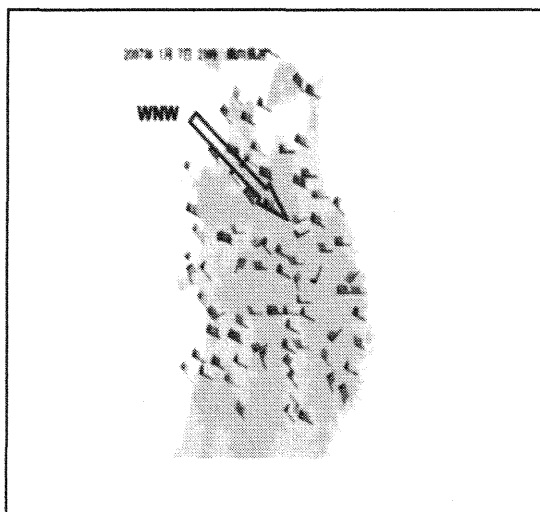


図9 北東北の風系(1月7日21時)

4. 地形の影響

図10の破線の矢印で示す西北西の風は津軽平野を吹走し、十和田湖の北西側の地峡で収束し加

速する。そのあと十和田湖上を山越え気流として吹き下りる。そこが倒木被害域にあたる。

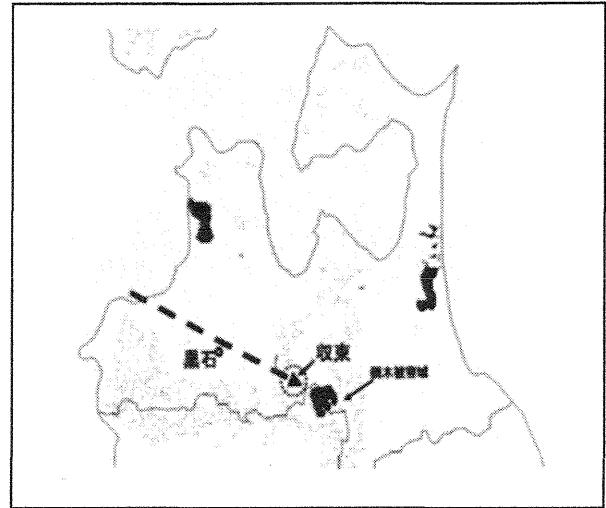


図10 西北西風の流入(破線の矢印)による倒木被害発生予想図

参考までに、西北西の風の通り道にあたるアメダス地点黒石と被害地に最も近い十和田湖休屋の10分値風速値(1月7日)の時間変化を図11に示す。両地点とも昼過ぎから風速が急増し、16~20時にかけて13~16m/sの強い風速を記録した。このように上層からの乾燥気流の影響が十和田湖周辺の地上付近に及んでいたことが確認される。

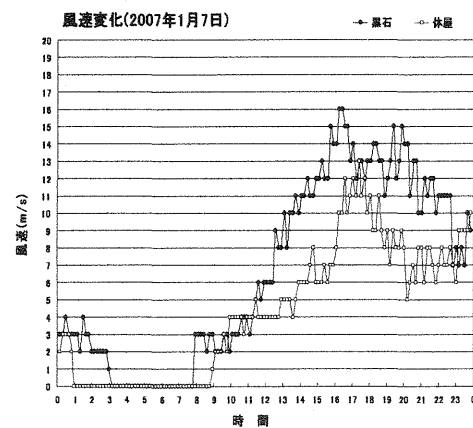


図11 黒石と休屋の風速変化(10分値)

西北西風卓越時の十和田湖周辺に対する地形効果を調べるために図12に示すような西北西に長軸をもつ長方形を考えた。すなわち、十和田湖から最も北西側にあつて北北東に向く線(A-A')と、暫時東南東の方向に配置した線(B-B'), 線(C-C')を、最後にそれらの各線に直交し、西北西に軸をも

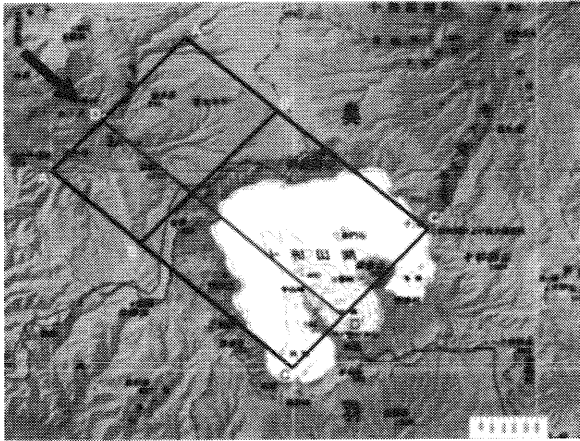


図 12 十和田湖周辺地図

つ線(D-D')を矢印に沿う方向に引いた。

線分(A-A'), 線分(B-B'), 線分(C-C'), そして線分(D-D')上の鉛直断面図を図 13 の曲線 A-A', B-B', C-C'で,さらに同図の右側上の小図に, D-D'曲線で同一紙面に示した。すなわち図 13 は図 12 の矢印で示すように,西北西側から十和田湖方面を眺めた鉛直断面図である。

小図の①付近で収束・合流し強化した流れが,②の高度約 700m の山壁(曲線 B-B')を吹き越えて,中山半島と御倉半島の間の十和田湖面上③を吹走したと推測される。

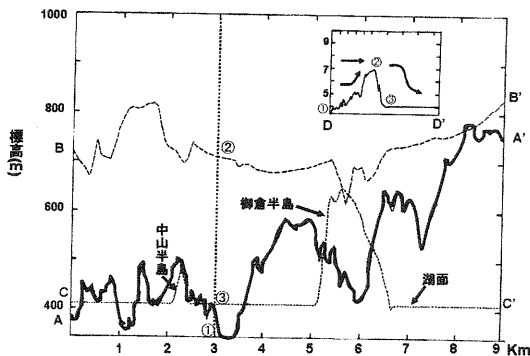


図 13 図 12 に関係した断面図

山越え気流に関連してフルード数 $Fr(=U/(Nh))$ を,被害地域に近く風上にあたる秋田の 1 月 7 日 21 時の高層データ(温位 θ , 風速 U)を用いて評価した。なお U は平均風速, N はブラントパイサラ振動数, h は山の高さを示す。ここでは, $U=(11+30)/2=21\text{m/s}$, 温位差 $\Delta\theta=(284.9-278.4)=6.5\text{K}$, 高度差 $\Delta z=(2756-7)=2749\text{m}$ より $N=9.06\times 10^{-3}\text{Hz}$ であり, 結局 Fr は $Fr=21/(0.009\times 700)=3.3$ と超臨界状態を示し気流が山を越えやすく強風域が広がる状況にあったと判断される。

今回の気象事例に関する原因の一つとしてダウンバーストや竜巻説がささやかれているが,もしそうならば他の場所でも多発すべきで十和田湖畔という極めて局在化された場所(被害の局地性)にだけに発生するとは考えにくい(小林氏私信)。なお過去に十和田湖の北側に位置する八甲田山系の南八甲田の猿倉岳で樹木被害がありフェーンによる強風が主因で,それに地形効果が作用したと報告されている(千葉ほか,2006)。局地風がもたらす強風について荒川(2006)は,おろし風と gap wind(地峡風)の混合型と指摘している。今回は発達した低気圧の風が主因であるが,それに付加的に地形効果が作用し風が加速したと考えるのが妥当と思われる。

5. まとめ

2007 年 1 月 6 日から 7 日にかけて北日本は急速に発達した低気圧の影響を受けた。1 月 15 日に発見された十和田湖畔周辺の大規模倒木被害は,各種気象データ解析から,この低気圧が主因と判断される。すなわち,1 月 7 日の 21 時頃に圏界面の垂れ下がり(乾燥侵入)によってもたらされた西北西の強風と,その西北西風がさらに津軽平野を吹走し地峡での地形効果として収束・合流して強まり,十和田湖上に山越え気流と吹きあたり十和田湖畔に大規模な倒木被害を発生させたと推測する。

謝辞

気象データ(自記記録)の提供を頂いた長澤昭氏(青森地方気象台防災業務課長)に,そしてこの研究への小林文明博士(防衛大)の御助言にお礼申し上げます。

参考文献

- ・荒川正一,2006:gap wind について,天気,53,161-166.
- ・千葉修・小林文明・久末正明,2006:八甲田山系におけるフェーンによる強風発生の可能性について,天気,53,551-563.
- ・小倉義光,2000:総観気象学入門,東京大学出版会,289pp.
- ・小倉義光・隈部良司・西村修司,2007:お天気の見方・楽しみ方(11)「台風並みに発達した」低気圧-2007 年 1 月 6 日の場合,天気,54,663-669.

土佐湾海風の今昔物語

千葉 修 (高知大学大学院黒潮圏海洋科学研究科), *倉掛容子(高知大学理学部)

1. はじめに

地球温暖化に伴う大気環境の変化が種々のシグナル(例えば気温や降水量の増加)として散見されるようになった。温暖化による気候変化が総観規模のスケールを持つ変動のみならず局地気象にも影響を与える可能性が高い。黒潮流軸に接する土佐湾の年平均水温が1960年以後0.5~1.0℃上昇したことが指摘されており、土佐湾沿岸域の海陸風の挙動にも影響を与えていると予測される。そこで、1989~90年に高知大学大気境界層観測所(略称 ABO)の音波レーダーで得られた海風の進入速度やその他の特性を、近年の2003~2007年9月までABOに近接するアメダス地点(南国日章)のデータ解析結果や土佐湾の水温変化と比較検討した。

2. 解析データの説明

2.1 使用データ:

土佐湾の海岸線から約2km内陸にある南国日章 NN(高知大学農学部正門近くにあるアメダス地点の一つ、2003年1月1日より気象要素の10分値データが配信されている)の2003年~2007年9月の10分毎の気温・風向値である(図1と図2を参照)。それに2001年から2007年9月までの土佐湾の約30km沖合にある黒潮牧場12号(N33°07.16', E133°37.17', 図3参照)で観測された1時間毎の水温値を用いた。

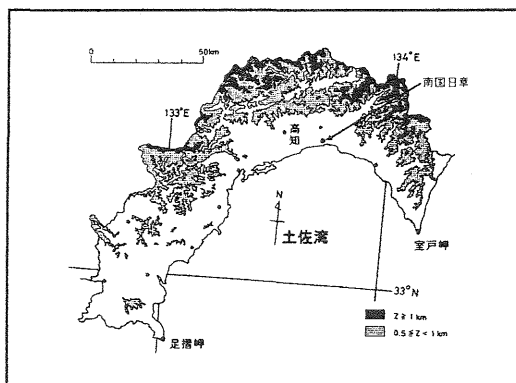


図1 土佐湾と高知県の地勢



図2 南国日章アメダス地点
(標高9m, N33° 32.72', E133° 40.1')

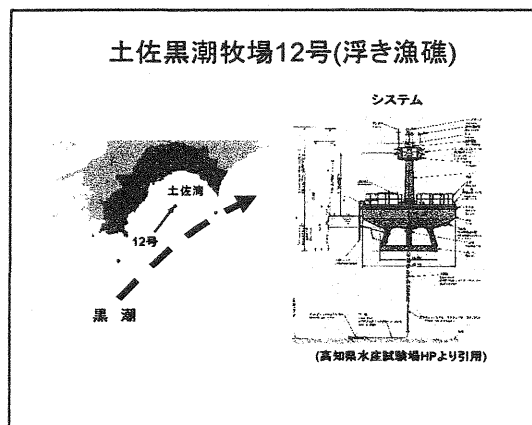


図3 黒潮牧場の概要

2.2 使用データの採用基準:

大気擾乱(台風や低気圧、前線など)や他の風の影響が少なく、局地風である海風の特徴が強く反映されているデータを選択するために以下のような採用基準を考慮した(例えば, Alpert and Rabinovich-Hadar, 2003)。すなわち、海風の進入は①風向変化、②気温減少、③風速増加、④相対湿度増加にみられるが、この研究では①と②におけるシフト時刻に注目して求める。

解析の手順として先ず、

(1)「気象庁の日々の天気図」から、西日本が移動中の高気圧に覆われるか、通過中、そして高気圧が優勢で概ね晴れの日を選択した。さらに次のように地域の特性も考慮した。

(2)アメダス NN 地点の 10 分値データからの判断基準は、

- ① 1 日の中で海風と陸風の交替がみられると。つまり海陸風循環がみられること。
- ②そのため夜間から朝方まで北寄りの風であり、風が強くない(5m/s 以下)こと。
- ③海風の風向である南寄りの風がある程度(1 時間位)継続すること。
- ④降雨量の無い晴天あるいは曇りの日。
- ⑤過去の海風進入時刻から大幅にはずれない日。このような基準をクリアーしたデータを厳選して使用した。

3. 解析結果

3.1 事例

図4は2003年11月1日の海風進入日の事例で、矢印で示す気温上昇が停止(または降下)と風向シフト後の時刻が11時30分(海風進入時刻)である。なお海風前線の進入時刻(風向のシフトし始める時刻)と間違わないように注意しなければならない(Chiba,1993)。



図4 解析事例(2003年11月1日)

アメダス地点 NN への海風進入日の解析日数()は、2003年(43日)、2004年(55日)、2005年(63日)、2006年(54日)、2007年9月まで(46日)で、合計261日であり、その中で夏季(7月~9月)の日数が95日で全体の36.4%(=95/261)を占める。

3.2 過去の研究例との比較

1989~90年にABOのソーダ観測(高度60m)で得られた海風進入時刻の季節変化を図5に示す。総じて夏季に早く、冬季に遅く、進入日数は夏季の方が冬季より頻度が高い。なお、太い実線の曲線は

○で示す月平均値に最小自乗法を適用して求めたものである(千葉ほか,1990)。

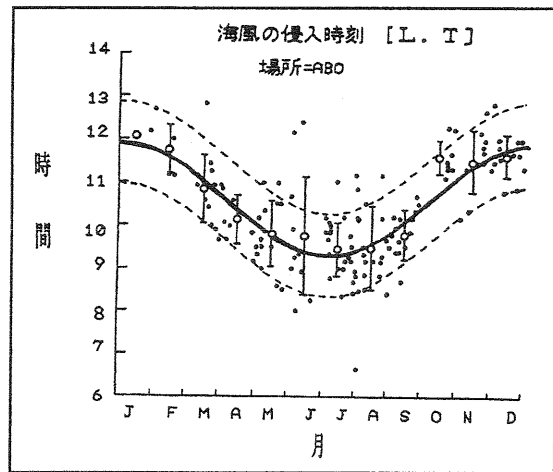


図5 海風進入時刻の季節変化(ABO)

2003年から2007年9月までの海風進入時刻の経年変化が図6に示される。夏季に早く冬季に遅い傾向は変わらないが1990年にABOで得られた変化曲線(▲)と2003~2007年9月までの曲線と比較すると、10月の一例を除いて後者の海風進入時刻が遅れている傾向を示す。つまり、海風の進入速度が遅くなっている。

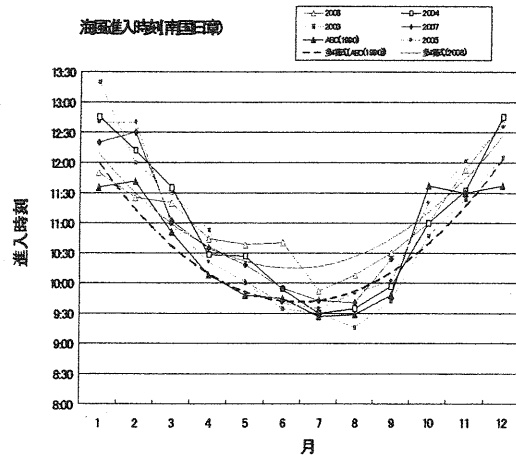


図6 海風進入時刻(月毎)経年変化

猛暑を記録した(1)2006年と(2)ABO(1989~1990年)のデータから多項式近似で求めた実験曲線は、各々、

$$(1) Y=0.0028X^2-0.0355X+0.5389,$$

$$R(\text{相関係数})=0.93$$

$$(2) Y=0.0032X^2-0.0415X+0.538,$$

$$R(\text{相関係数})=0.89$$

であった。なお X は月数(分表示), Y は進入時刻を示す。

さらに 2003 年～2007 年 9 月までの海風進入時刻(月毎平均値)と ABO のそれと比較したのが図 7 である。さらに表 1 には(03-'06)と ABO(1990)の月毎の海風進入時刻とその差を整理した。

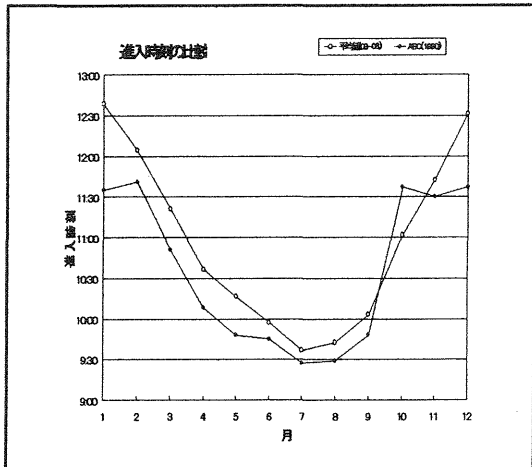


図 7 海風進入時刻の比較

月	平均値 (03-06)	ABO(1990)	差(時分)
1	12:38	11:35	1:03
2	12:04	11:41	0:23
3	11:20	10:51	0:29
4	10:36	10:08	0:28
5	10:16	9:48	0:28
6	9:57	9:45	0:12
7	9:36	9:27	0:09
8	9:42	9:29	0:13
9	10:02	9:48	0:14
10	11:01	11:37	-0:36
11	11:42	11:30	0:12
12	12:31	11:37	0:54

表 1 近年(03-'06)と 1990 年時の月毎の海風進入時刻とその差

表 1 で 1 月の 1 時間 3 分の例と, 10 月の負の場合を除いた時間差を統計した結果, 22 分(平均値) \pm 13 分(標準偏差)であり, 土佐湾からの海風の進入時刻が約 22 分遅れてきていることを示す。

4. 結果・考察

海風の進入時刻の遅れ, つまり進入速度の遅れを誘起した原因が何かの問題になるが, 観測地点(NN 地点)の周辺が例えば都市に改変されて都市部と郊外の温度差をもたらすヒートアイランド現象を起こしたとは考えにくい。最も予測されるのが黒潮の水温上昇による大気環境の変質で隣接する土佐湾の水温(黒潮牧場 12 号での表面水温)の影響が考えられる。そこで黒牧 12 号の 2003～2007 年 9 月までの水温変化を図 8 に示す。

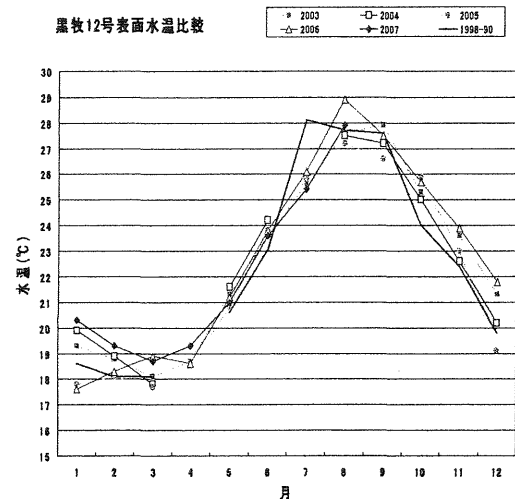


図 8 土佐沖(黒牧 12 号)の水温変化

2006 年の水温が夏に特に高い。また冬季に水温の上昇がみられる(温暖化の影響といわれている)。次に水温と地上気温の 1 日毎の変化を比べるのでなく, 海風卓越時の 9 時～15 時までの 6 時間平均の水温とアメダス地点 NN の地上気温との比較を 2006 年 8 月について行った(図 9)。

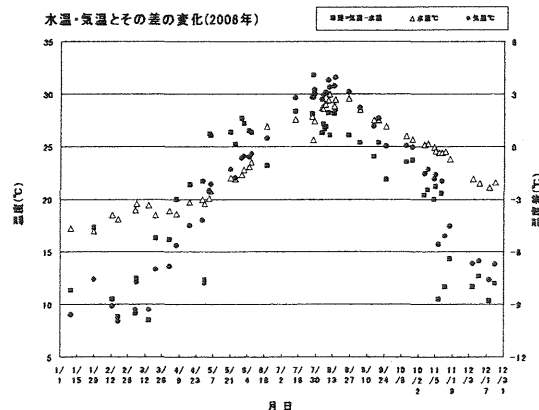


図 9 水温と気温およびその差の変化(2006 年 8 月)

陸に比べ海の熱容量が大きいこと、水温の大きな季節変化が見られないが、夏季(7~9月)の海風卓越時(9~15時)に陸上の気温が水温より0~3℃位高く、海風の流入に好適な状況になっている。この温度差が小さいほど海風速度は遅くなっていると推測される。

海風の進入時刻の遅れから近年(2003年~2007年9月)の海風の進入速度を簡単に計算してみる。図10に示すように、海岸線をK、そして陸上のある地点をLとして、その間の距離をXLとする。1990年の時の海風速度をVo、近年のそれをVnとすれば、KからLまでの到達時間の差Δtは、

$$\Delta t = XL(1/V_n - 1/V_o) \quad (1)$$

となる。

一例として、(1)式で海岸線から2kmに位置するアメダス地点NNを選び、さらにVo=7km/hr=1.9m/s(千葉ほか,1993)を用いて海風の進入時刻の遅れを22分とすると、(1)式より

$$22 \times 60(\text{sec}) = 2000\text{m} \times (1/V_n - 1/1.9)$$

であり、Vn=0.84(m/s)=3.0(km/hr)となる。

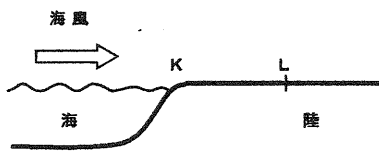


図10 海風進入模式図

ちなみに2007年8月の安芸(海岸線近く)、アメダス地点NN(海岸から2km)、後免(海岸から6.4km)の海風進入時刻のデータ(月平均値)から求めた海風進入速度は2.5km/hrで、遅れ時間から評価した値と大差はない。いずれにしても近年海風の進入速度は遅れている傾向にあると言える。

一種の重力流である海風は、その速度は重力流と外側の空気との温度(または密度)差に比例する。従って陸上と海上の気温差の大小によってその速さは増減し、水温上昇が海上の気温を上昇させることから海水温の影響も大きい。一方、海風の対抗流の強さも気圧傾度で異なるので、このことも考慮していく必要がある。

5. まとめ

土佐湾に面し、その海岸線から2km内陸にある高知大学大気境界層観測所(ABO)は海陸風観測に適した場所であり、そこから約130m北にアメダス地点(南国日章 NN)がある。この地点の気象観測値が2003年1月より気象庁から配信され、そのデータ解析から近年(2003~2007年9月)の海風進入時刻と速度を求めた。約13年前の1990年のABOの結果と比較し、次のようなことがわかった。

- (1)海風進入時刻について、近年の場合過去に比べ年間の平均値として約22分遅くなっている。
- (2)この遅れ時間から海風進入速度は過去の7km/hrから3km/hrに減少していると予測される。

このような海風速度の変化が最近問題にされている地球温暖化による黒潮の水温上昇と何らかの関係があるのではないかと推測されるが、海風のその他の性質、例えば海風の風向変化(理論的には北半球では海風のホドグラフが時計回りであるが、その頻度が高くなっているかどうか)などにも注目して検討を進めるのが重要である。

参考文献

- ・Alpert,P and M.Rabinovich-Hadar,2003: Pre-and Post-Sea-Breeze Frontal Lines - A Meso- γ -Scale Analysis over South Israel, J.Atmos.Sci.,2003, 60, 2994-3008
- ・Chiba,O.,1993:The turbulent characteristics in the lowest part of the sea breeze front in the atmospheric surface layer, Boundary-Layer Meteorol.,65,181-195.
- ・千葉 修・金堂由起・川村学史,1993:高知県における海風の特性,天気,40巻,2号,109-117.

線状降水帯の気流構造

2003年7月18日

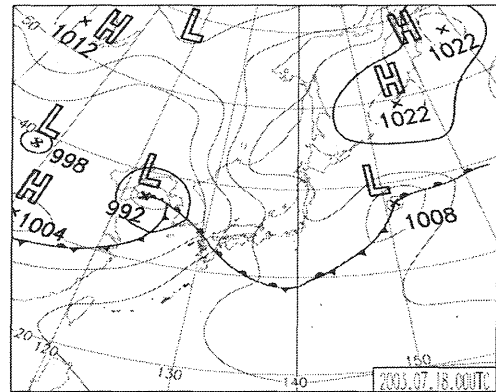
金森恒雄* (広島地方气象台)、栗原佳代子 (高松空港出張所)
瀬古弘 (気象研究所)

1. はじめに

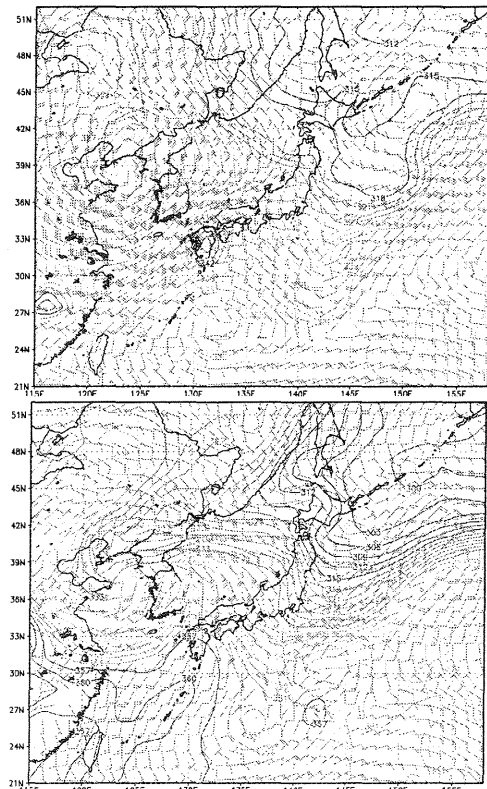
広島県では、広島湾を中心とする地域でしばしば線状降水帯による集中豪雨が発生し、大規模な土砂災害や家屋浸水が起きる。これまでに、広島湾付近で発達した線状降水帯の1例として、2003年7月18日の夜から19日朝にかけて組織化されて発達した事例を取り上げ、気象庁非静力学モデル(以下、「JMANHM」)による再現実験や感度実験を行って、線状降水帯の構造などを調査してきた。その結果、豊後水道や中国山地などの地形の影響を大きく受けていること、線状降水帯はバックアンドサイドビルディングの構造を持っていることなどが分かってきた。今回は、さらに流跡線解析を行って線状降水帯周辺の詳細な気流構造を調べ、広島湾付近で対流活動が強まる原因を検討したので報告する。

2. 実況解析

第1図に18日9時の地上天気図を示す。黄海付近に低気圧があり、この低気圧から温暖前線が南東にのびていて、広島県は18日夜に温暖前線が通過して暖域に入った。大気的不安定の程度をみるために、21時のJRA-25長期再解析データによる1000hPaと700hPaの風と相当温位(第2図)をみると、1000hPaでは、東シナ海から西日本に向かって340K以上の高相当温位の気塊が流れ込んでいた。一方、700hPaでは沖縄から朝鮮半島に330K以下の乾燥した気塊があり、黄海付近に低気圧の循環によって、この乾燥した気塊が西日本に近づきつつあった。このため、豪雨の発生した18日の夜間は、西日本は下層暖湿気塊、上層乾燥気塊という対流不安定な成層状態であったと考えられる。なお、九州付近の高相当温位の領域は、対流活動で下層から持ち上げられたものと思われる。



第1図 地上天気図 2003年7月18日09時

第2図 JRA25長期再解析データの風と相当温位
上: 700hPa 下: 1000hPa

降水帯の発達の様相を見るために、第3図に、19時30分から21時00分までの10分毎のレーダーエコーを示す。山口県から東進してきた降水帯は、南西から北東にのび、その中を個々のセルが北東進していた。降水帯は、広島湾の内陸部に差し掛かる19時40分頃から発達し、降水帯の南側に新たな降水セルが発生した。その新しい降水セルは、北東進しながら発達した線状降水帯となっていく。南側の線状降水帯が発達するに従い、北側の降水帯は衰弱し不明瞭になった。このように線状降水帯は、北東に進むとともに、南側に新しい降水帯が形成され、北側の降水帯は衰弱するという、いわゆる世代交代しながら広島県を通過していったと考える。

3. JMANHM による再現実験

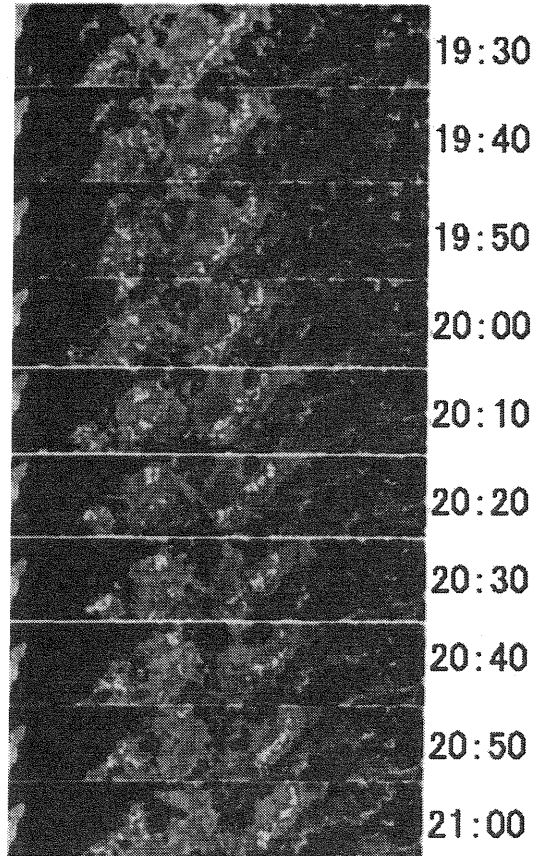
格子間隔が5kmと2kmのJMANHMを用い、再現実験を行った。初期時刻は大雨の発生する約5時間前の18日15時とした。第4図に、5kmのJMANHMで再現した19時から20時30分までの10分間降水量を示す。広島県の山地側で東進している線状降水帯とその南側で発生して線状に発達する降水セルが再現できている。南側の降水帯が発達するにつれて、北側の降水帯が次第に衰弱し不明瞭になっており、降水帯の世代交代という観測された特徴もよく再現していた。これらの降水帯の特徴が良く再現できていることから、この結果を用いて流跡線解析を行い、降水帯周辺の気流構造を調べた。

4. 流跡線解析

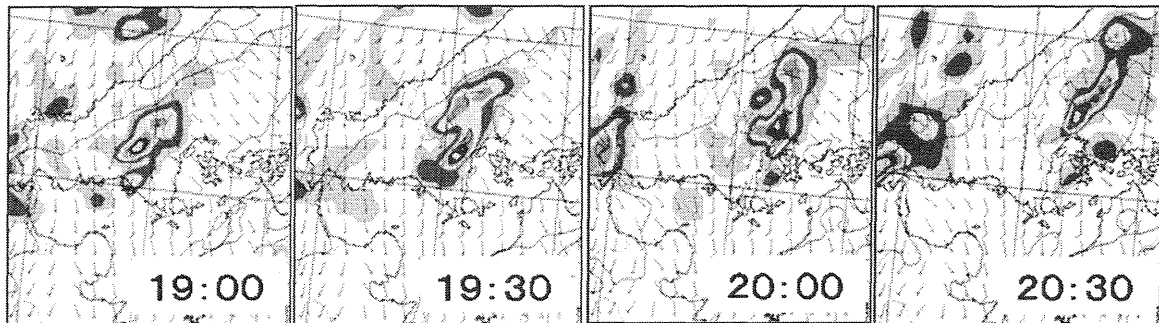
流跡線は、JMANHMで再現された降水の周辺にトレーサーを水平、鉛直方向にそれぞれ複数個配置し、このトレーサーをJMANHMで計算された風で移動させ、その軌跡を地図上に描画したものである。これらの流跡線から降水帯の気流構造を調べることができる。

4.1 中国地方周辺の気流

中国地方の大きな気流構造を見るために、第5図に、格子間隔5kmの結果を用いた流跡線を示す。トレーサーは、15時10分に高度600mに置き、410分の間追跡を行った。降水帯に吹き込む気流には、前線に向かって九州北部から中国地方に流れ込む気流と、九州山地を東側に迂回する流れがあり、これらの気流が豊後水道で収束域としていて、地形が収束を強めていることが分かる。



第3図 10分毎のレーダーエコー時系列、7月18日19時30分～21時00分



第4図 2km格子の10分間降水量、19時00分～20時30分

4.2 降水帯周辺の気流構造

降水帯周辺の詳細な気流の3次元分布を得るために、格子間隔2kmの結果を用いて流跡線解析を行なった。調査した時間帯は、降水帯が最も発達し、また北東から南西にのびる二本の線状降水帯が明瞭となった19時40分から20時10分である。

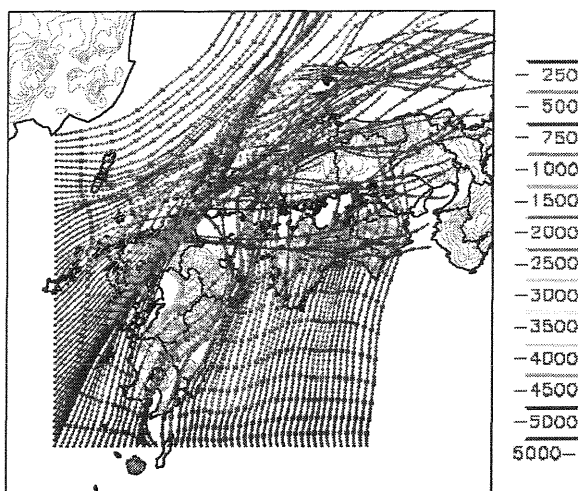
まず、南側の発達した降水帯を形成する気塊の起源を確認するために、南側の降水帯に沿ってトレーサーを高度600mに置き、時間を過去に逆のぼるよう追跡した(第6図)。その結果、降水帯の南西端付近より北東側では南東側から吹き込み、南西側では、広島湾を通過し吹き込んでいるのが確認できた。また、この降水帯の南端付近が前線に対応していると考えられる。第7図は、発達している南側の降水帯内に下層300mから上層6000mまで間に鉛直に配置した20個の全トレーサーの流跡線である。豊後水道を経由した南からの気流の他に、広島湾付近を通過したトレーサーが降水帯の付近で急上昇して、降水帯の南側だけでなく、側面に相当する南東側からも気流が収束していたことが分かる。この気流分布は、バックアンドサイドビルディング型であったことを示している。

つぎに南の降水帯の北側の気塊の起源を、降水帯の北側に沿って高度300mに置いたトレーサーを追跡して見てみると、降水帯付近の気流は、南側の降水帯から移動してきたもので、その風速も弱い(第8図)。一般に、降水帯が形成する冷氣発散流が風速を強めることが多いが、この事例では広島県の山地により、風速の強化が妨げられていたと考えられる。この気流と第6図で見た南からの気流の風速差は大きく、南側の降水帯南端で顕著な収束を生じさせていたことが分かる。この南の降水帯周辺のゆっくりとした南風の気流は、北側の降水帯に供給されるインフローでもある。北側の降水帯にとって、この風速の弱い気流は、十分な水蒸気などを供給できず、降水帯が衰弱させるように寄与していると考えられる。

さらに、第9図に線状降水帯の風上側、高度600mにトレーサーを配置しスタートさせた。広島湾付近を通過したトレーサーが南側の降水帯の南西端付近で急上昇し、降水帯に沿って北東方向に流されているのが分かる。

6. まとめ

中国地方は、太平洋高気圧の縁に沿って、下層には非常に高温で湿潤な気塊が流入していた。また、黄海付近には発達した低気圧があり、その低



第5図 5Km格子、600m高度の流跡線

気圧に回り込むように、上層には大陸から乾燥した気塊が流入し対流不安定な場が形成された。

この対流不安定な場の中で、線状降水帯が発達した。この対流雲が中層の南西風により、北東から南西にのびた線状の降水帯となった。これは、バックビルディングの構造であった(第10図)。

線状降水帯は、広島県に入ると、豊後水道からの気流と広島湾を通過して流入する気流が収束して、さらに発達した。降水帯の南側に新たなセルが発生・発達し、その北側の降水帯は、南側の降水帯が南からの暖湿気塊の流入をさえぎるために弱まっていた。これらの流跡線解析から得られた結果は、降水帯の側面からの気流の供給の重要性を裏付けている(第11図)。

7. おわりに

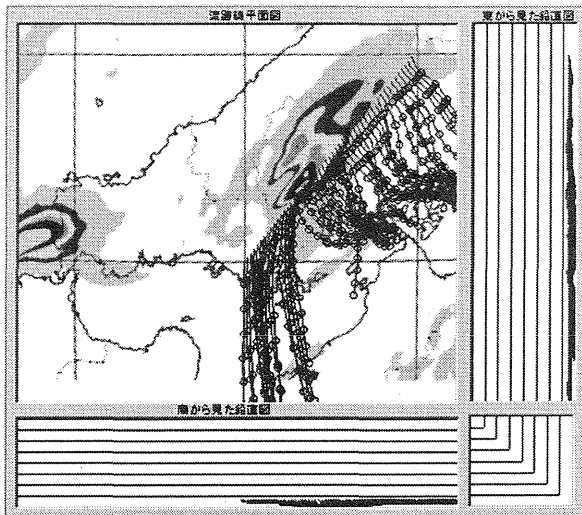
山口県東部から広島県西部は、豊後水道により暖湿気塊が収束しながら流入しやすい地形構造となっている。さらに広島湾で収束された暖湿気塊は、バックビルディング型やバックアンドサイドビルディング型の線状の降水帯が形成されると大雨となる。過去の集中豪雨も同様のメカニズムで発生したものとする。

謝辞

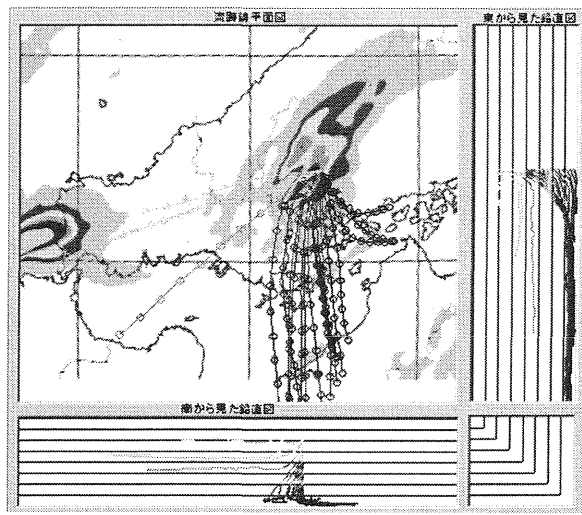
本調査では、広島地方気象台 好本誠次長に有益な助言を頂いた。紙面を借りてお礼申し上げます。

参考文献

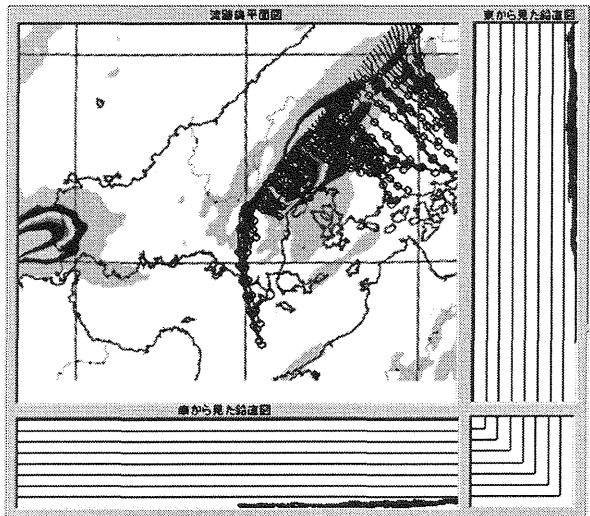
- 加藤輝之・瀬古弘(2005): 突然発生するメソスケール降水系の研究. 気象研究ノート, 第208号, 151-202
- 吉崎正憲・加藤輝之(2007): 豪雨・豪雪の気象学



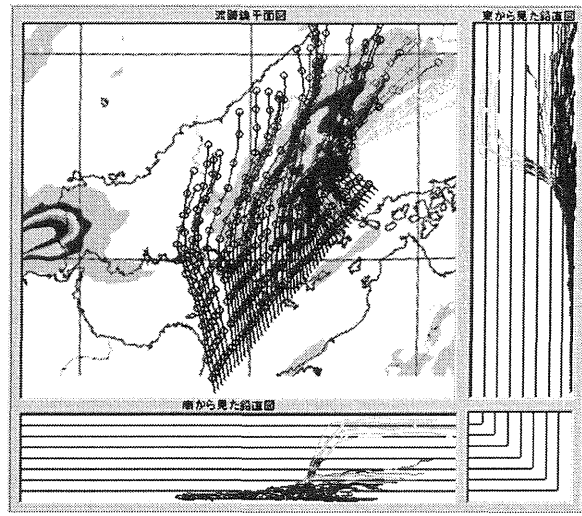
第6図 2km 格子、300m 高度の流跡線、右図：東側からみた鉛直図（高度 1000m ごと）、下図：南側からみた鉛直図（高度 1000m ごと）、○印：10 分ごとの位置マーカー



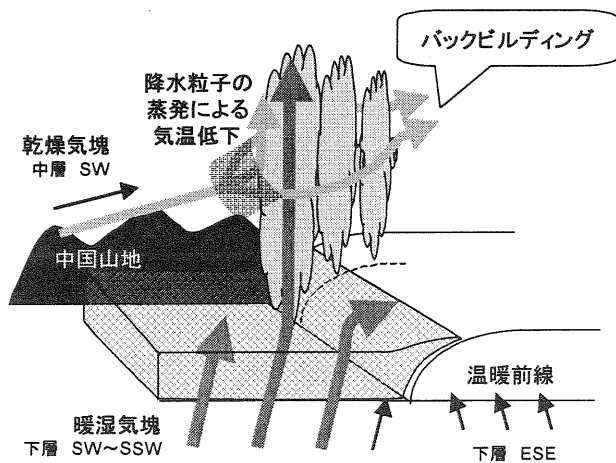
第7図 2km 格子、ポイントの流跡線



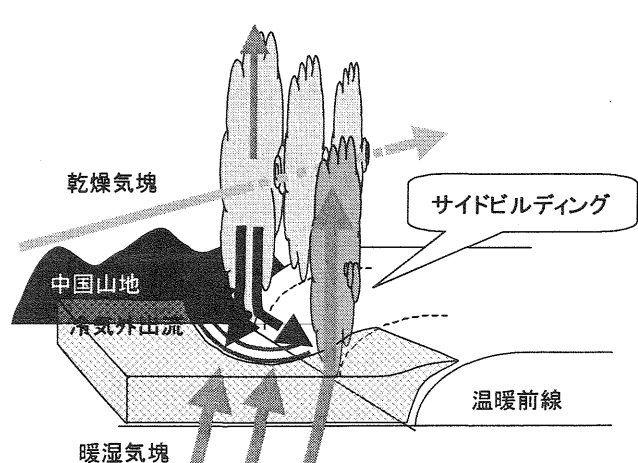
第8図 2km 格子、300m 高度の流跡線



第9図 2km 格子、300m 高度の流跡線



第10図 バックビルディングの模式図



第11図 サイドビルディングの模式図

広島豪雨の発生メカニズム

1999年6月29日

大谷修一*、宇都宮幹也、金森恒雄 (広島地方气象台)
瀬古弘 (気象研究所)

1. はじめに

広島地方气象台では、強雨をもたらす線状降水帯の構造等に関する調査に取り組んでいる。その対象事例として、死者31名の大災害をもたらした平成11年の広島豪雨(平成11年6月29日)に注目し、過去の似た豪雨との共通点などの整理、地形の効果についての検討を行った。

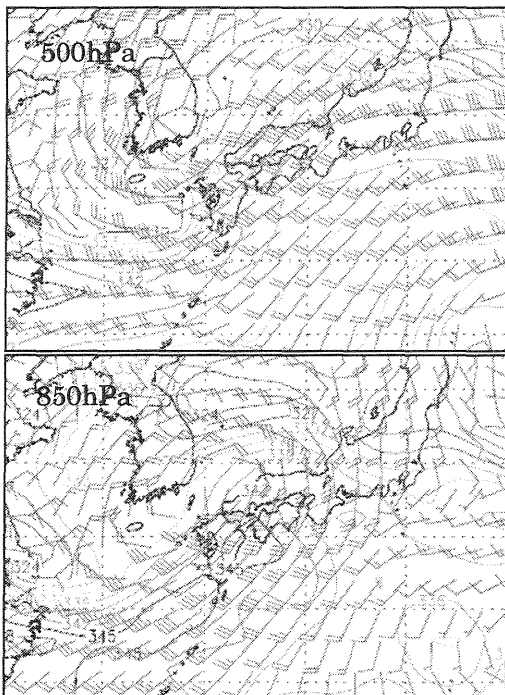
これまでの調査(2001)によると、平成11年度の豪雨では顕著な線状降水帯が形成され、呉市では観測史上2位の1時間雨量73.5ミリの雨を観測した。この豪雨により、呉市では、多数の土砂災害が発生している。この豪雨に類似した事例として、本報告では、昭和42年7月豪雨(昭和42年7

月9日)を取り上げる。この豪雨でも大災害が発生しており、呉市では観測史上1位の1時間雨量74.7ミリアを観測している。

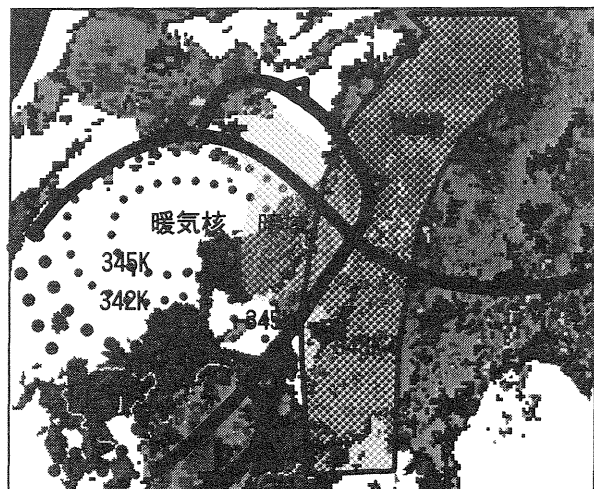
今回は、これらの2つの事例について、過去の調査資料から得られた共通点などの結果や数値実験の途中経過について報告する。

2. 広島豪雨(平成11年6月29日)

第1図は JRA25 長期再解析データによる呉市で豪雨の始まる平成11年6月29日15JSTの850hPaと500hPaの相当温位と風の分布図である。850hPaでは、相当温位で340K(混合比では13g/kg)以上の湿潤な気塊が南西方向から流入し、強風軸が広島県を指向していた。500hPaでは、相当温位が333K(混合比で2g/kg)以下の乾燥した気塊が西日本に広がりつつある状態であった。広島豪雨は、

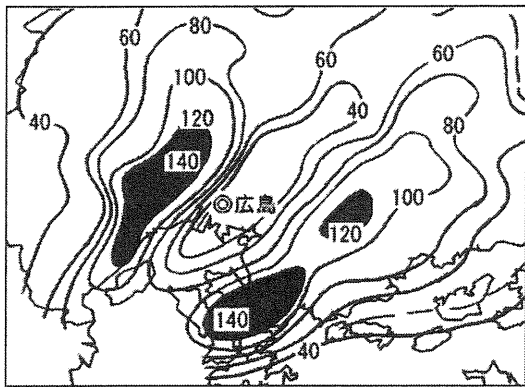


第1図:500, 850hPaの相当温位と風 1999/6/29/15JST

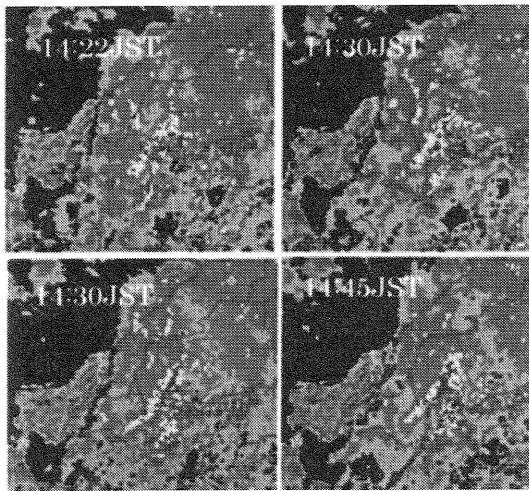


第2図:広島豪雨発生時のWCB、UCG、WFの関係
1999/6/29/15JST (黒良ら)
赤の点線 地上の等相当位線

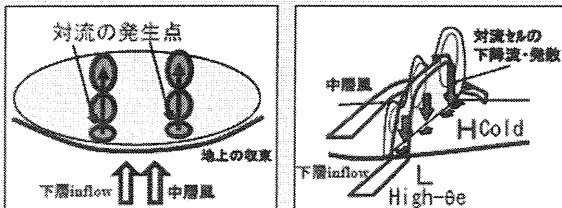
黒良ら (2001) により詳細に調査されており、それによると「広島市付近では、すぐ南側に西北西から東南東にのびる地上温暖前線があり、この前線面を前方傾斜上昇型 WCB が入り込んでいて、顕著な上昇流域を形成していた。さらに、上空寒冷前線(後面に沿海州付近の対流圏上部の乾いた空気が下降しながら流入)が東進してきており、この前面でかつ温暖前線の寒気側に位置する領域では、さらに対流不安定を強めている。」と結論している。(第2図参照)



第3図 最大3時間降水量分布図 単位 mm(黒良ら)



第4図：レーダーエコー図 1999/6/29

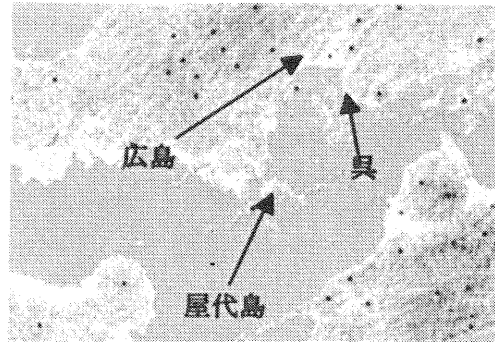


第5図 バックビルディングの内部構造(瀬古)

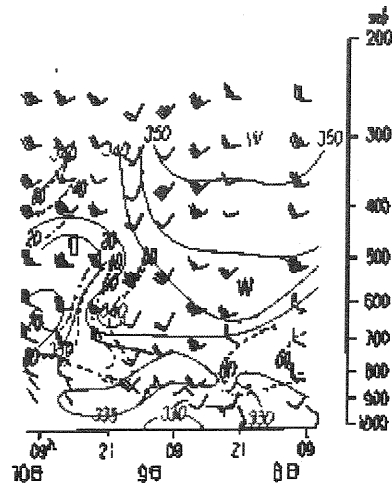
9日の降水量を見ると、広島湾の西側と湾の東側の呉市を中心とした分布(第3図)となっていて、降水の集中した地域にはレーダーエコー図でも線状降水エコーを見ることができる(第4図)。バックビルディング型は中層風が下層風と同じ風向時に形成されることが多い(第5図)が、本事例でも中下層とも同風向であり、発生した降水エコーはバックビルディング型であると考えられる。第4図のレーダーエコー図を見ると、14時30分ぐらいから屋代島(山口県大島町、第6図)付近から降水エコーが発生し、北東進して線状降水性エコーとして明瞭になったことがわかる。黒良も、屋代島周辺をエコーの発生地点と推定していて、地形の重要性を示唆している。

3. 昭和42年7月豪雨(昭和42年7月9日)

第7図に昭和42年7月8~10日の米子の高層時系列図を、第8図に昭和42年7月9日21JSTの500hPa、850hPaの相当温位と風を示す。21JSTに日本海にある500トラフは、東シナ海から東進したもので、このトラフに対応して850hPaの低気圧



第6図：屋代島 標高663m

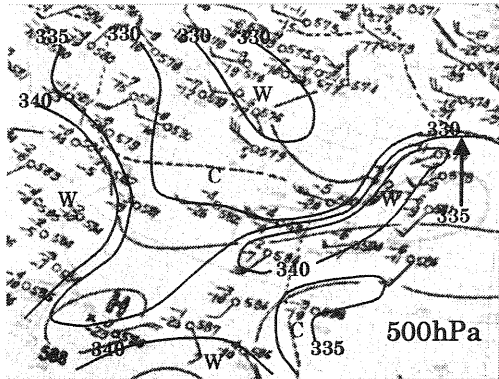


第7図 米子高層時系列図
昭和42年7月豪雨 技術報告改変

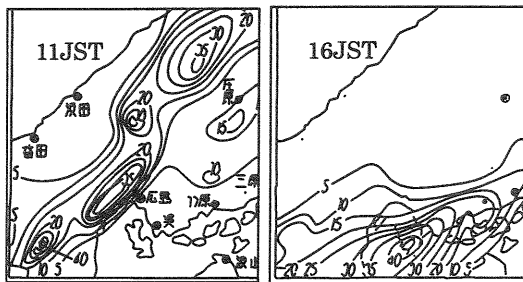
は朝鮮半島南から新潟沖へ北東進している。このとき、850hPa には南西方向からの暖湿流(相当温位で 347K、混合比で 15g/kg)があり、500hPa では乾燥空気(相当温位で 331K、混合比で 0.9g/kg)が侵入していた。総観場は、平成 11 年の広島豪雨と良く似ている。第 8 図に見られるように、7 月 9 日夕方の 1 時間降水量は呉市を通る南西から北東にのびた分布になっているのがわかる。この事例でも、屋代島周辺を始点とする線状降水帯が豪雨を引きこしたことが推測される。

4. 屋代島の地形と線状降水帯

平成 11 年の広島豪雨のレーダーエコー図(第 4 図)、3 時間の降水分布図(第 3 図)、昭和 42 年 7 月豪雨での 1 時間降水分布図(第 9 図)から、対流



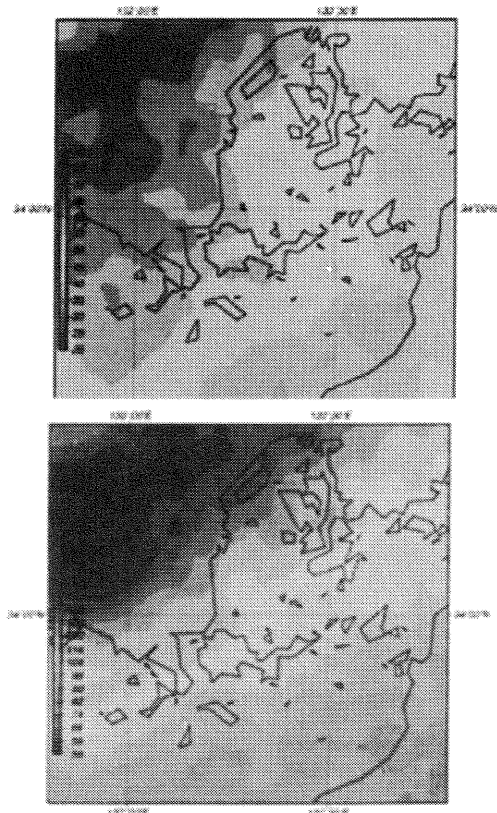
第 8 図 500,850hPa 相当温位と風
1999/7/9/21JST



第 9 図 1 時間降水量 1967/7/9 単位 mm

雲の発生に屋代島付近の地形が影響していることが考えられることから、地形によって対流が容易に発生できるかどうかを、高層データ等を用いて確認する。平成 11 年 6 月 29 日 9JST、昭和 42 年 7 月 9 日 9JST の鹿児島のエマグラムでも、自由対流高度は両日とも 925hPa 付近(高度換算で 700~800m)で、線状降水帯が、屋代島(標高 663m)の地形によって持ち上げられて、容易に発生、もしくは強化される状況であったことがわかる。

第 11 図は、850hPa の風向別の降水(1mm 以上)出現頻度分布図である。850hPa の風向は水平格子間隔 10km のモデルの初期値(時刻は 3、9、15、21JST)を、降水量はその初期時刻をはさむ前後 3 時間のレーダーアメダス解析雨量(2003~2007 年の 6、7 月)を用いた。南風、南西風の場合ともに、屋代島付近から出現頻度が大きくなっている。南風のパターンでは、出現頻度を表す等値線が屋代島付近から北にのび、広島湾の西の海岸線沿いの地域の出現頻度は広島湾の東の呉市付近より大きい。南西風になると、出現頻度を表す等値線は、屋代島付近から北東方向へのび、広島湾の西海岸線の地域となり、湾の東の呉市周辺の出現頻度が同程度になり、呉市から南西方向へ等値線が膨ら



第 10 図 風向別降水出現頻度(1mm 以上)
上段:南 下段:南西

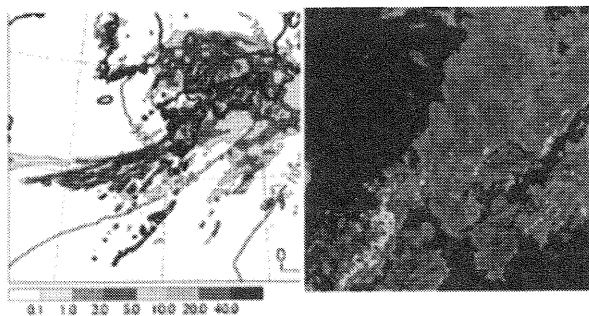
んでいる。以上から、屋代島周辺から地形性降水が増加すること、850hPaの風向が南から南西に変わると、地形成降水の頻度の高い地域が屋代島の北の広島湾西海岸線から屋代島の北東方向の呉市付近へ移ることがわかる。いいかえると、屋代島を始点として、呉市に向かう線状降水帯が850hPaの風向が南西であるときに出現する可能性が高いことがわかる。

5. 数値モデルの降水量の予想

気象研究所では、JRA25 長期再解析データを利用して平成 11 年広島豪雨の数値解析を行っている。第 11 図は、初期値 1999 年 6 月 28 日 12UTC、水平格子間隔 5km のモデルの 13 時間後の再現結果である。降水分布や気圧分布は概ね再現できているが、広島豪雨は、再現できていないと思われる。降水帯の形成に地形が重要な役割を果たしている事例であるので、現在、水平格子間隔 1km のモデルを用いて再現実験を行っている。

6. まとめ

広島豪雨は、下層に 340K 以上の湿潤な気塊が流入し、自由対流高度が 800m 前後の状態、地形的な要因でも対流雲が発生しやすい状況であった。このような状況下、屋代島周辺で次々と対流雲が発生し、バックビルディング型の線状降水帯が形成された可能性がある。850hPa で南西風の場合、屋代島を始点とする呉市へ向かう線状降水帯の発現する可能性が高い。現在行っている 5km 格子間隔による数値実験では、屋代島周辺の地形が表現されていないため、広島湾の東の降水は予想できなかった。水平格子間隔 1km まで細かくして、地形を性格に表現することにより、再現できる可能性もあるので、数値モデル等を用いて調査を継続する予定である。



第 11 図 FT=13 の 1 時間降水量と同時刻のレーダーエコー図 左：予想 右：レーダーエコー図

謝辞

本調査では、広島地方気象台、好本誠次長に有益な助言を頂いた。鳥取地方気象台寺尾克彦予報官、広島地方気象台岩本久雄技術専門官に資料作成で協力して頂いた。紙面を借りてお礼申し上げます。

参考文献

- 加藤輝之・瀬古弘 (2005) : 突然発生するメソスケール降水系の研究. 気象研究ノート, 第 208 号, 151-202
- 吉崎正憲・加藤輝之 (2007) : 豪雨・豪雪の気象学 呉市 (文部省・科学研究費・災害科学・中国地区班) (1967) : 昭和 42 年 7 月豪雨による呉市の災害の調査速報, 5-38
- 気象庁 (1968) : 昭和 42 年 7 月豪雨調査報告 技術報告, 第 63 号, 2-112
- 黒良龍太・福重貴之 (2001) : 豪雨の状況 広島地方気象台平成 11 年広島市の豪雨調査報告, 8-19

広島市平野部の海風による積乱雲の発生

—瀬戸内海の手風と中国山地からの吹きおろし風の収束線における積乱雲発生の機序—

*大野晃生 (日本気象協会), 楠田雅紀 (広島地方気象台), 中田隆一 (日本気象協会)

1. 要旨

広島湾に面する広島市の平野部は周囲を山岳部に囲まれ、周辺地域に比べて雨の少ない地域である。2007年(平成19年)の8月～9月に広島市平野部で観測されたにわか雨を調べたところ、広島市内を低気圧や前線が通過することによる総観規模の対流雲の発生以外に、平野部を中心に積乱雲が発生したり、山岳部で発生した積乱雲が平野部に移動してにわか雨をもたらしたりする事例が認められた。そこで、この発生機序について、気象庁アメダス等を使い3事例を解析した。

中国地方の日本海側で北東風が吹くと、その一部が中国山地の山岳部でも三次盆地など比較的標高の低い地域を越えて瀬戸内海側に流入してくる。

この日本海からの風が、広島湾から広島市内に向けて吹き込んで来る海風と収束線を形成した時に、活発な積乱雲が発生していることがわかった。

2. 地形的特長

広島市は瀬戸内海から北側へ入り込んだ広島湾の北側に位置しており、西・北・東の三方向は中国山地、南には瀬戸内海をはさんで四国の脊梁山脈がある。

このような地形的特長によって、平成19年4月以降の観測では、広島市の西部山系付近で発生した積乱雲群が山で阻まれ広島市内に達しない例が多く見られた。また、広島湾に面しているため海陸風が卓越していた。

しかし、広島市の北には中国地方を南北に走る谷があり、また北東には江の川沿いに三次盆地などの低地部があり、風の抜け道となっている。この低地部により、日本海側の気流が広島市内に流入することがある。

3. 資料

本報告において使用したデータは、気象庁アメダス、広島市江波山気象館の観測点の3箇所(江波山、大町小学校、中野東小学校)、広島市環境局環境保全課の気象観測データの7箇所(福木小学校、伴小学校、三篠小学校、皆実小学校、可部小

学校、井口小学校、安佐南区役所)、広島西空港のMETAR(定時飛行場実況気象)、広島市消防局の気象観測データ、海上保安庁の広島湾海水温観測データ、及び解析雨量を使用した。各観測所の位置を図1に示した。

本報告の「広島」は広島地方気象台での観測値を言う。また、時間はすべて日本時間である。

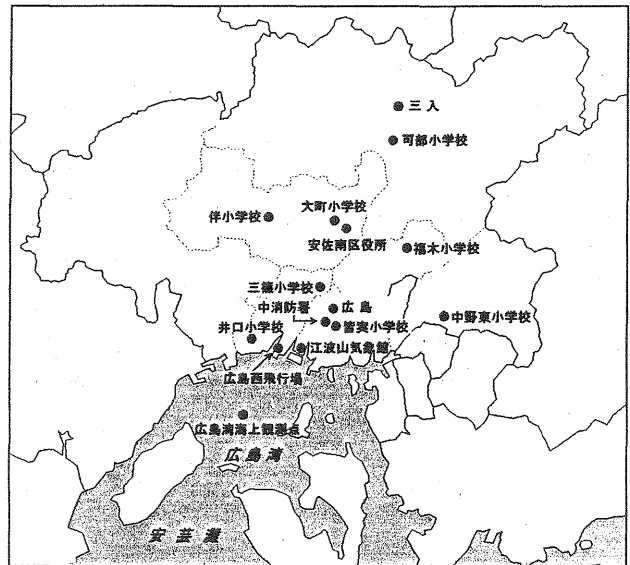


図1 各観測所の位置

4. 平成19年9月22日の事例

(海風が発生して積乱雲が発生した事例)

4.1. 総観場

22日の昼ごろまでは千島の東にある低気圧から延びる寒冷前線の影響が中国地方にも残っており、その影響で広島市は曇りで断続的に雨が降っていた。昼過ぎからは大陸から移動性高気圧が近づいて、晴れて気温も上昇した。この高気圧の影響で中国地方は北東風が吹き込みやすい場となった(図2)。850hPa～300hPaまで高圧部であり、朝鮮半島から西に中国地方に直接影響を与えるような明瞭な気圧の谷や寒気トラフは認められず、気温は22日9時に850hPaで約16.5℃、500hPaで-4.6℃。22日21時の高層観測では850hPaで約16.4℃、500hPaで-4.2℃であった米子における風は850hPaまで東よりの風だった。

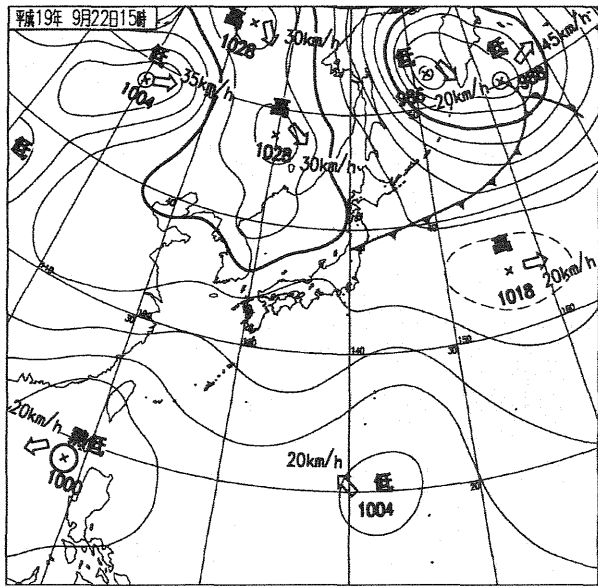


図2 2007年9月22日15時 気象庁発表速報天気図

4.2. 実況

広島市は昼すぎから晴れ、中国地方の日本海側から四国にいたるまで北東～東北東の風が卓越した。

広島市では11時まで約2～4m/sの北～北東風であったが、12時から約2～4m/sの南南西～南西風が変わった。最高気温は14時に32.5℃、15時に風速4.0m/sで、13時まで一時間当りの日照時間は0.3hだったのが14時～15時では1.0時間となった。

広島のアメダスでは降水が16時10分から認められ、最も多い時で18時に6.0mm/hが観測され、22時40分まで断続的に続いた。

4.3. 局地解析

広島市では14時まで山岳部でエコーが点在していたが、それ以降エコーがまとまりながら瀬戸内海側へ南下し始める。16時30分からは東北東から西南西にかけて帯状のエコーラインとなり、広島湾からやや内陸に入った三篠小学校の北側で停滞し、次第に強まった。

15時における中国地方全体の風向風速は島根で北東～東北東の風が3～7m/sでその一部が中国山地の低地部を抜けて瀬戸内海側に吹き込んでいる。広島市北部の三入では北風1m/sであった。これに対し広島湾からの海風はほぼ反対向きに吹き、広島で南西風4m/sだった。

そこで、広島市内の各観測点で風向風速について細かく解析してみると図3～6のようになった。全体的に14時までには概ね海風によると思われる南よりの風の場合、収束線は不明瞭であった

(図3)。しかし、日本海側から抜けてきた北よりの風が次第に広島市内を南下し、15時には広島市北部が北よりの風に変わり(図4)、16時には広島中央部に到達してきたことがわかる(図5)。

沿岸部の江波山では風が南よりに変わる一時間前の10時から日照時間が増えた。海岸線に位置する江波山を除いた地点では、昼前まで曇りベースの天候で日照時間は短かったが、短時間の日照で地表付近の大気が温められ、海風が発生したと考えられる。この海風による南よりの風は広島市北部から吹く北よりの風と広島市中央部付近で収束線を形成した(図中の破線)。この広島湾から吹く暖湿な海風は広島市の下層に水分を供給した。

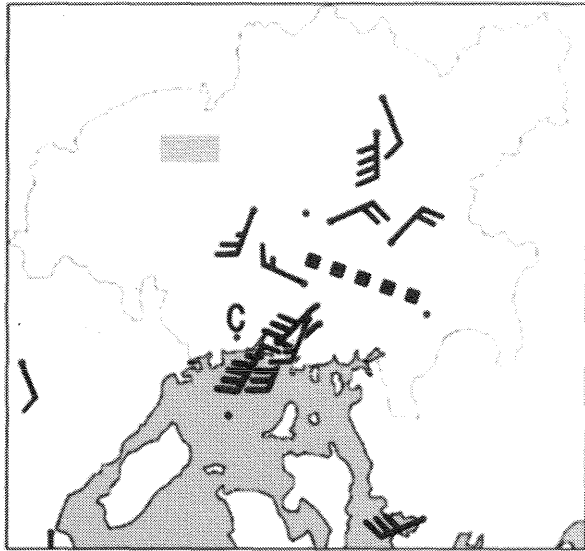
気温についてみると中国地方では風上の島根県を中心に日本海側で28℃前後、風下の広島県、岡山県では32℃前後と相対的に風下側で高温となっており、弱いフェーン現象が認められる。天気は日本海側でも島根県浜田では晴れからうす曇りで、島根県から広島県にかけて概ね晴れており、天気の違いによる気温差ではないと思われる。

広島市内における気温は、13～14時にこの日の最高気温が出ており、広島市においては可部小学校で14時に観測した33.5℃が広島市の最高気温となった。このときの500hPa面は5490mで気温が約-4.6℃と推定されるから、地上と500hPaの気温差は38℃前後と考えられる。標準大気の気温減率で33.5℃の空気塊を5490mに持ち上げると約35.7℃気温は低下し約+2.2℃になるから、大気は不安定になっていたと考えられる。

4.4. 積乱雲発生要件

大野久雄(2005年)によると積乱雲が発生する要件として、1.下層が湿潤である、2.条件付不安定である、3.持ち上げメカニズムが働く、の3つをあげている。

これに基づいて、この日のエコーラインの発生を考えると、1つ目の要件は、海風の発生により広島湾から暖湿な空気が広島市内に流入したこと。2つ目の要件は、日照とフェーン現象で大気下層の気温が上昇して中・上層との気温差が40℃近くになり大気不安定度を強めたこと。3つ目の要件は、日本海側から中国山地を吹き込んできた北よりの風と、広島湾からの海風との収束線が上昇流場を形成したこと。等の条件がそろったことにより、エコーラインが解析される時間帯の相対湿度が50%前後で高くなかったが、広島市の沿岸からやや内陸に入ったところで収束線上に沿って発生した対流雲が積乱雲群に発達した。図3～6からみても海風が発生し、収束線上にエコーラインが



C: 静穏 0.5m/s 1m/s 5m/s

破線は収束線， グレーの塗りつぶしは雨量解析図

図3 広島市の風とエコー，収束線の位置関係 (14時)

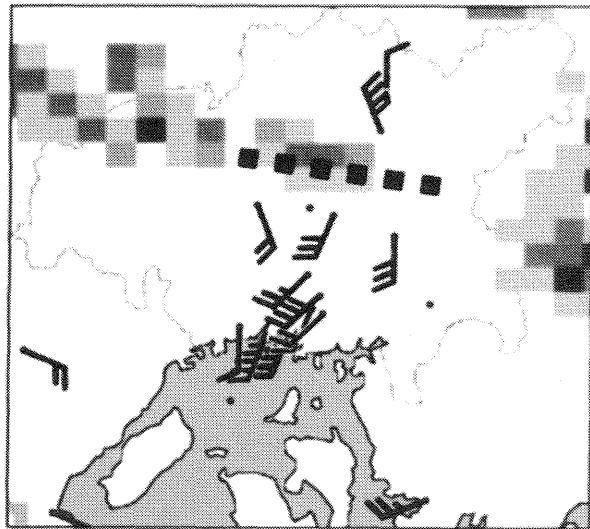


図4 広島市の風とエコー，収束線の位置関係 (15時)

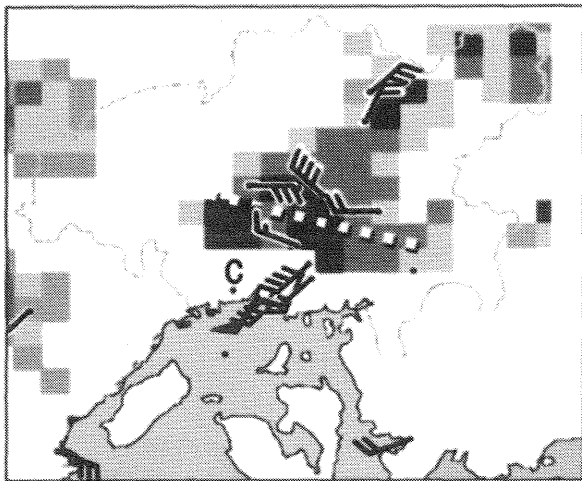


図5 広島市の風とエコー，収束線の位置関係 (16時)

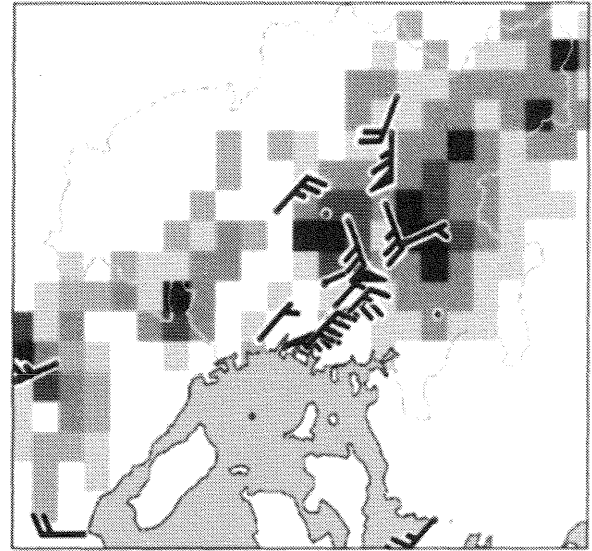


図6 広島市の風とエコー，収束線の位置関係 (17時)

発生したことがわかる。

5. 平成19年9月6日の事例

(顕著なフェーン現象と共に積乱雲が発生した事例)

平成19年9月6日は日本の南に台風0706号があり，中国地方は北東風が卓越していた．また済州島付近に前線を伴った低気圧があり，その前面では南西風場となっていた．広島市では東側に台風による北東風，西側には低気圧前面の南西風の影響を受ける位置にあった(図7)．この台風により中国地方の日本海側では北東風が吹き，その一部が中国山地を越えて広島市に吹き込むパターンとなった．広島市は朝からの日照とフェーン現象で気温が著しく上昇して三篠小学校で15時に37.4℃を観測した．湿度は9月22日の例と同様に50%前後であった．昼過ぎから中国山地の山口県側や島根県側で地形性滑昇によると思われるエコーが解析されている．16時まではこのエコーは停滞していたが，17時になってから広島市の東西で積乱雲が発生し始め，18時にはこのエコーが広島市の平野部にまで広がった(図省略)．

フェーン現象と日照による広島市内の地上付近の気温の急激な上昇は強い海風を発生させた．広島では昼過ぎまで北北東の風が卓越し15時には北東の風4m/sだったのが16時には南南西の風4m/sに変わった．16時の三入は北北東の風2m/sであり広島市北部と南部で正反対の風が吹き，その中間で収束線が形成された．この収束線の形成により広島市の平野部にもエコーラインが広がりにはわか雨が観測された．

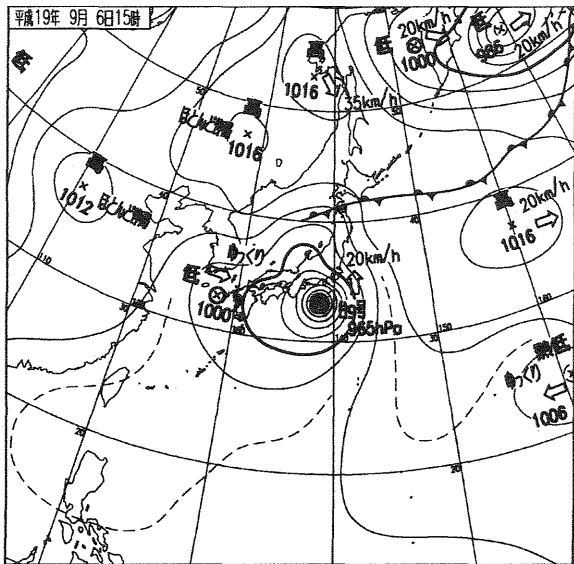


図7 2007年9月6日15時 気象庁発表速報天気図

これは強いフェーン現象を伴っている点で特徴的な事例であり、日本海側から中国山地の低地部を抜けて風が吹き込み、これが広島湾沿岸で海風との収束線を形成して対流雲が発達した点で9月22日の例と類似している。

6. まとめ

広島市平野部において夏に積乱雲が発生する事例として、総観場で北東風が卓越して中国地方の日本海側で北東風となることで中国山地を超えて広島市平野部に北よりの風が吹き降り、かつ広島市で日照があり下層の気温が上がることで海風が発生した場合には、下層の湿りが高くない場合でも広島市沿岸からやや内陸に入ったところで積乱雲が発生する。これは大気下層の気温が日照によって高温になることが、海風を発生させ北よりの風と明瞭な収束線を形成し強い上昇流場を形成すると共に、中・上層との気温差を拡大させ不安定度を大きくする相乗効果が主たる原因であった。

この場合、海風の湿度は50%前後であったが、連続的に水蒸気を供給することで積乱雲の発達に寄与したと考えられる。このことは、9月23日の事例で日照が無いことにより海風が発生せず、積乱雲が発生しなかったことから海風が原因であることがわかった。

今回の3事例の解析結果を踏まえ、過去の顕著事例を含めて統計的な検証を加えて、積乱雲発生の機序についての評価と検証を進めていきたいと考えている。

また、このような海風収束線によりもたらされる広島市平野部の降水が、災害をもたらすような短

時間強雨にまで強まるのか、発達するならばどのような条件が揃った場合にそこまで積乱雲が発達するのかを検討し、天気予報と防災情報の信頼度向上を目指していきたい。

7. 謝辞

海上保安庁より広島湾海水温観測データ、広島市環境局環境保全課より大気汚染監視局データを、広島市消防局より気象観測データを、広島西飛行場よりMETARを、広島市江波山気象館より気象観測データをご提供いただきました。この場を借りて深くお礼申し上げます。

参考文献

- 大野久雄, 2001: 雷雨とメソ気象, 東京道書店, 99-111
 大阪管区気象台, 1972: 瀬戸内海の家陸風, 特別調査報告第2号, 141-165

九州での梅雨前線の降水の日変化に関する総観解析 (1976~2005年の各事例)

*羽賀泰之 (岡山大学大学院教育学研究科理科教育専攻)

加藤内蔵進 (岡山大学教育学部理科教室)

1. はじめに

梅雨前線帯での集中豪雨は、亜熱帯高圧域からの強い下層南風による水蒸気輸送と大気成層の不安定化が大きく関わっている。このような梅雨前線周辺でのメソ降水系などに対する大規模場の日変化の影響も指摘されている (Akiyama 1989; Li 2007 など)。

これらに関して、羽賀・加藤 (2006 年気象学会春季全国大会、関西支部例会) は、九州北西部を中心とした地域での未明~朝に降水の極大、夕方~宵に極小となる降水の日変化の気候学的な特徴を明らかにした。しかもその日変化は、豪雨をもたらす梅雨前線活動の一環としての降水が、どちらかというと午前に起こりやすいことを反映した可能性が示唆された。しかし、Ninomiya (1989) や Kato et al. (1995) などでも指摘されているように、メソ降水系は大規模場の影響も反映した出現特性を見せる。従って、梅雨前線周辺の大気の日平均程度でみた総観場とその日変化とがどのように組み合わせたり、日変化を含む降水システムの振る舞いに影響を及ぼしうるのかを把握することは、非常に興味深い。

そこで今回は、羽賀・加藤 (2006) で取り上げた期間について、午前中にまとまった降水があった事例 (以後 AMtype と呼ぶ)、午後にとまとまった降水があった事例 (以後 PMtype) に分類し、それぞれ事例の前後 2 日間の平均場の合成解析を行い、基本場としての総観場を比較検討、さらに午前中に降水のピークとなるタイミングについての考察を行った。

2. データ

統計解析には、1976~2005 年の 30 年分の 6, 7 月の時間降水量データ (気象庁ホームページ)、気象庁天気図 (CD-ROM 版) を主に用い、事例解析・合成解析には大気場の NCEP/NCAR 再解析データ (1 日 4 回)。

3. 合成された 2 日平均場の特徴及び降水の日変化との関わり

長崎、佐世保、福江、佐賀の 4 地点の平均降水量をもとに、日降水量 50mm/day 以上の事例を抽出すると 134 事例あった。そのうち「午前 (00~12JST) の降水量」と「その前日と当日の午後 (12~24JST) の平均降水量」との差が 50mm 以上の日 (AMtype) が 28 事例、「午後の降水量」

と「その当日と翌日の午前の平均降水量」との差が 50mm 以上の日 (PMtype) が 8 事例抽出された。各事例を中心とする 2 日平均場の合成によると (第 1 図)、PMtype では大陸南部からの南西風と亜熱帯高気圧の北西縁を回り込む南西風により、強い下層南風による水蒸気輸送域が東西に広範囲に広がっていた。これに対応して梅雨前線付近での強い水蒸気フラックス収束域もいわば日平均成分として東西に広がっていた (図略)。一方、AMtype では、平均場としては大陸南部からの南西風は相対的に弱く、水蒸気フラックスが大きいのは亜熱帯高気圧の北西縁を回り込んで東シナ海上から西日本へ向かうものが中心であった。このような AMtype と PMtype の日平均的な総観場に違いがみられたことも興味深い。

4. 下層南風の日変化とその時の総観場について

Li (2007) は、中国大陸東部における梅雨前線帯からその南側で夜間~朝にかけて下層南風が強化されるという日変化に対応して、クラウドクラスターが発達することを指摘している。いろいろな領域の日変化の中で、第 2 図に 125~130E/27.5~32.5N (九州西方の梅雨前線付近~その南側) における 850hPa 面の v 成分の 5 項移動平均からの偏差を各事例での 00Z を中心にそれぞれ、AMtype と PMtype で合成した時系列を示す。AMtype では九州で降水のピークとなる 6 時間前の 18Z に、PMtype では同様に 06Z に南風偏差のピークが見られる。しかし、PMtype よりも AMtype の方が降水直前の南風の極大はより顕著であり、また、日変化成分としての振幅が明瞭なことが興味深い。つまり、AMtype では事例当日だけでなく前後の 4 日間についても 18Z で極大、00Z~06Z で極小となる日変化が見られたことも注目すべきである。但し、個々の事例においては、このような AMtype の南風の顕著な日変化がすべての AMtype の事例で見られたわけではないので、18Z と 06Z の v 成分の日変化成分の差 Δv (いわば、その振幅の 2 倍にあたる) の事例当日をはさむ 3 日平均値をもとに、 Δv が 1.5m/s 以上の 14 事例を AMtype1、0.75m/s 未満の 6 事例を AMtype2 とした。第 3 図は、AMtype1、AMtype2 それぞれの事例をはさむ 925hPa 面の水蒸気フラックス及び 850hPa 面の相当温位の 2 日平均場を AMtype1、AMtype2 に

ついてそれぞれ合成したものである。AMtype1 では、亜熱帯高気圧のリッジがより北側に位置し、大陸東岸付近にまで張り出していた（図略）。一方、AMtype2 では亜熱帯高気圧のリッジがAMtype1 より南に位置していた。それに対応して、AMtype1 では高気圧の北西縁を回り込む風によって水蒸気が九州付近に輸送されていたが、AMtype2 では高気圧の北西縁を回り込む風によるフラックスは西日本以東で見られ、九州付近へは南シナ海付近から伸びる南西風域によって水蒸気が輸送されていた。AMtype1 では、大陸西日本にかけて相当温位傾度が非常にシャープであり、高相当温位域が大陸～西日本の南まで広がっている。すなわち、九州をはさみ東西に広い範囲で梅雨前線へ高温多湿な空気が特に流入しやすい日平均場となっていた。AMtype1 では、まさにこのような梅雨前線帯のすぐ南方で前線へ吹き込む南風の日変化に同期して、午前中に降水が多くなるわけである。また、第4図は第2図と同様な合成図をAMtype1 とAMtype2 についてそれぞれ示す。AMtype1 では、18Zに南風成分が増大するという南風の日変化の明瞭な日が続く中で、特に降水ピークの約6時間前の18Zに大きな南風を示す点が注目される。一方、AMtype2 においては、AMtype1 でみられたような南風の顕著な日変化は見られず、午前中の降水ピークとはいっても、AMtype1 とは関わるプロセスが違うことが示唆される。

5. 下層南風の日変化の降水との関わりについて

AMtype1 では、このような総観場と九州西方での南風の日変化がどのように組み合わさって午前中の降水のピークを生じるのかを考察するために、1984年の6/23-7/6期間について事例解析を行った。第5図は、この期間の125-130E/27.5-32.5Nの領域で平均したv成分の日変化成分及び九州北西部の5地点（長崎・佐世保・佐賀・阿久根・福江）で平均した前1時間降水量の時系列を示す。この期間では、ほぼ毎日18Z（日本時間3時）に南風が強まる日変化が見られる。この期間の前半には、それらに対応するように午前中を降水のピークとする降水イベントが毎日のように見られた。なお、期間後半には、日変化は明瞭なのに、降水はほとんどなかったのは不思議に見えるかもしれない。しかし、期間前半6/23-7/1、期間後半7/2-7/6の平均場を比較すると（図略）、両期間ともAMtype1 全体の合成図（第3図最上段）と同様に亜熱帯高気圧の北西縁を回り込む南風が卓越した状況であったが、期間後半には亜熱帯高気圧の北偏に伴う梅雨前線の北上により、九州付近は高気圧圏内に位置していた点に注意が必要である。なお、このような日平均的な総観場の中に、単に当該領域の下層南風がたまたま重なったというより、亜熱帯高気圧が大陸東岸付近にまで張り出し、そのリッジがより北側に位置するこのような総観場の状況自体が、より明瞭な下層南風の日変化を生じさせる一因

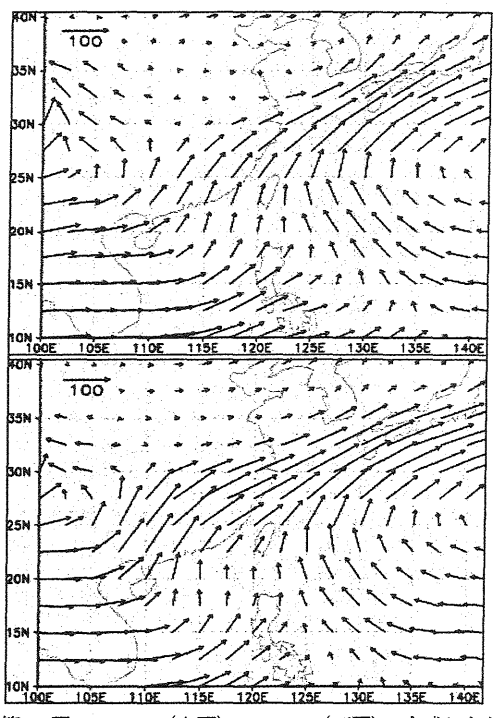
となっている可能性も消去できないのではと考えられ、今後このような検討も必要であろう。

第6図は、AMtype1 について925hPa面の相当温位の2日平均場の合成にv成分の日変化成分を重ねたものである。大陸上～九州にかけての梅雨前線帯～その南に対応する高相当温位で示される高温湿潤な領域で、しかも、前述の18Zのピーク域は、大陸～南西諸島域へ東西2000km近くの広がりを持つことが分かる。また、図には示されていないが、その南風の日変化域は日平均的な場として8m/s前後の南風を持つ領域内にある。さらに下層大気場の渦度の解析から、降水イベント前日の00Z～12Zには大陸東岸～東シナ海西部に比較的東西に伸びる弱い正渦度のベルトが位置していた。そして、日変化で南風が強化される18Z～00Z頃に渦度が強まるとともに日本列島へ東進しているように見えた。第7図はAMtype1 の事例の2004年6/26-27の赤外衛星画像をいくつかの時刻について示す。6/26の18Z頃から梅雨前線付近への南風の日変化としての強化に対応して、 T_{bb} の低い、すなわちクラウドクラスターのような雲域が比較的東西に広範囲並んで幾つか形成されていることがわかる。

つまり、AMtype1 では、もともと梅雨前線への多量の高相当温位気塊が広範囲で流入して梅雨前線帯での豪雨が昼夜問わず活発化しておかしくない状況であるのに加え、九州西方の比較的広域の平均場の南風領域で18Zに南風がより強くなるため、それがきっかけとなって不安定の形成とその解消がより顕著に起きやすい状況にあるものと示唆される。一方、AMtype2 では、降水イベント前日の00Zで大陸東岸でメソ α スケール程度の擾乱を示す比較的強い正渦度極大域が出現し、ほぼ維持されながら日本列島へ東進し、九州で午前中に降水ピークとなっていた。但し、大陸東岸の正渦度の出現が、いわゆる「日変化」といっていい現象なのか、単にたまたまそのタイミングなのかは不明である。

6. まとめと今後の課題

長崎、佐世保、福江、佐賀の4地点平均で日降水量50mm以上の事例のうち、午後よりも午前中に50mm以上多い事例が21%なのに対し、午後が50mm以上多い事例（6%）を大きく上回っていた。しかも、前者のうち半分は、梅雨前線とその南側の湿潤かつ不安定な領域において、亜熱帯高気圧が大陸東岸付近にまで張り出し、そのリッジが九州近くの緯度に位置する総観的状况で、しかも18Z（日本時間3時）をピークとする九州西方の梅雨前線やその南側での下層南風の日変化が明瞭に見られる時であった。このように、午前中に降る大雨全てに「日変化」としての必然性が認められるわけではないが、AMtype1 のような「日変化」を反映した状況での大雨イベントも少なからず出現することが気候学的な梅雨期の降水の日変化に大きく寄与している点は興味深い。

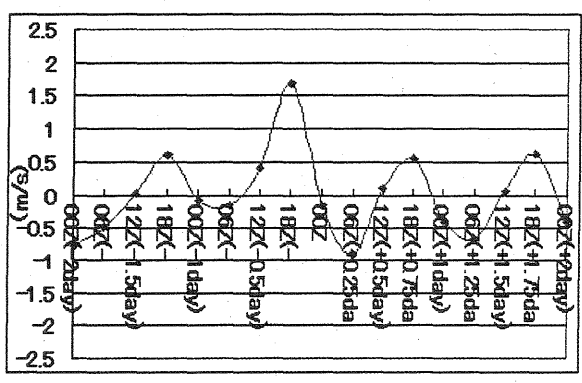


q V_{850}
AM type

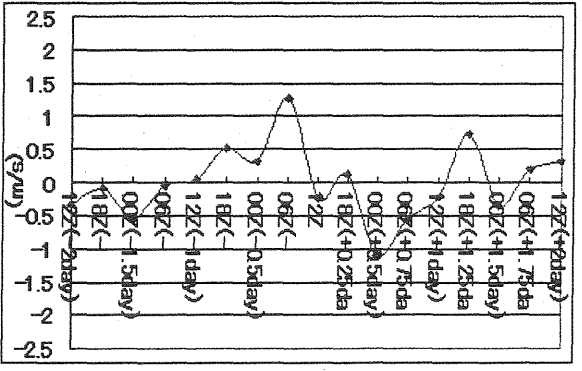
q V_{850}
PM type

第1図 AMtype (上図), PMtype(下図)で合成した前後の2日間平均の850hPa面の水蒸気フラックス分布 (単位 $gkg^{-1}ms^{-1}$)

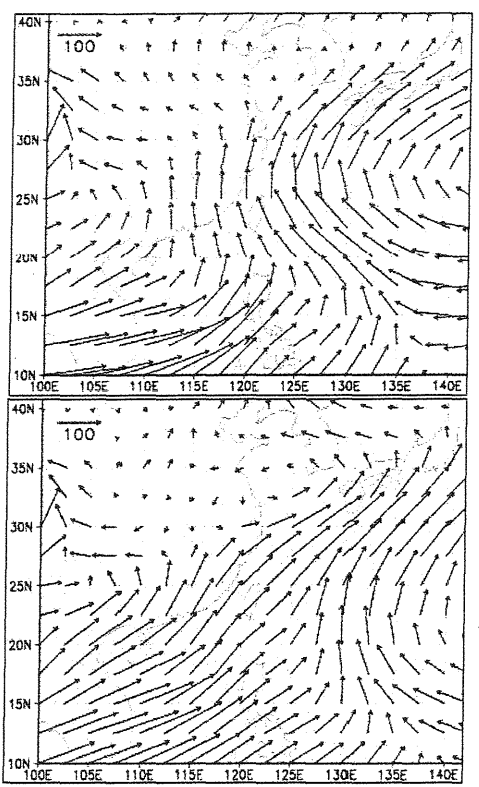
AMtype v成分の1日周期成分 (125-130E/27.5-32.5N)



PMtype v成分の1日周期成分 (125-130E/27.5-32.5N)

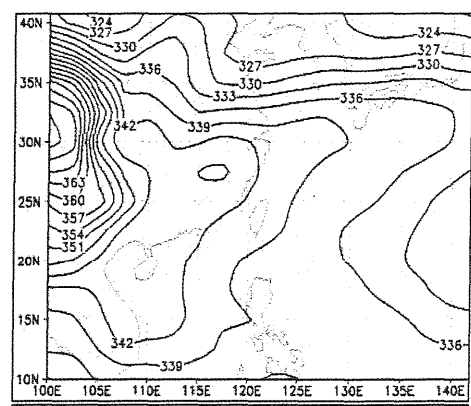


第2図 27.5-32.5° N/125-130° Eの領域で平均した850hPa面における風のv成分の5項移動平均からの偏差の時系列について、各事例当日の00Z (AMtype)、12Z (PMtype)を中心にそれぞれ合成したものを示す。

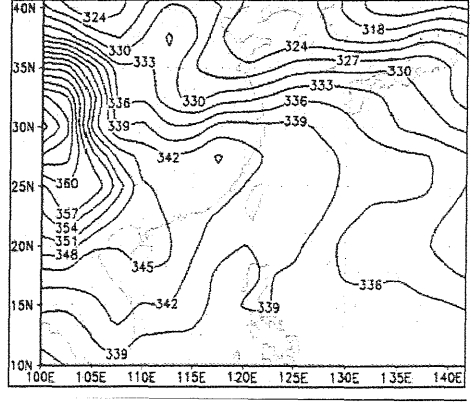


q V_{925}
AMtype1

q V_{925}
AMtype2



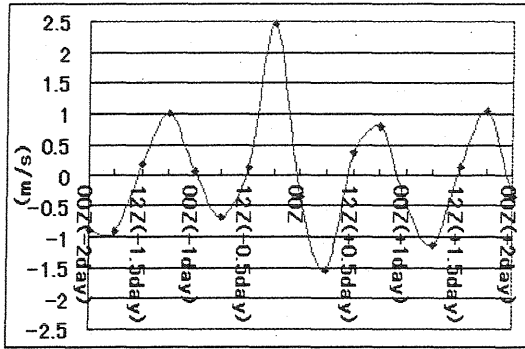
相当温位
AMtype1
@850hPa



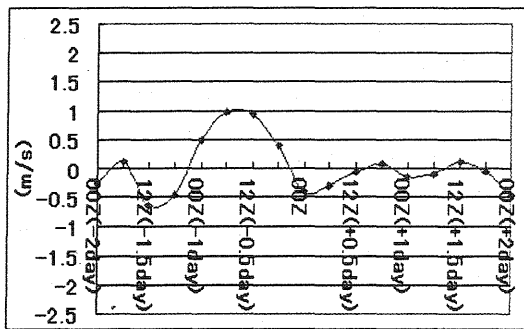
相当温位
AMtype2
@850hPa

第3図 AMtype1, AMtype2それぞれの事例前後の2日間の合成平均場 (上図) 925hPa面における水蒸気フラックス分布 (単位は $gkg^{-1}ms^{-1}$) (下図) 850hPaにおける相当温位 (単位はK)。

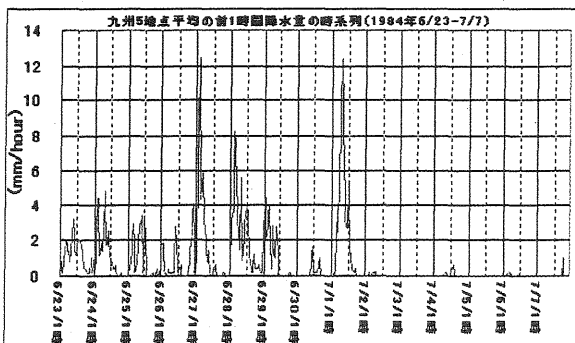
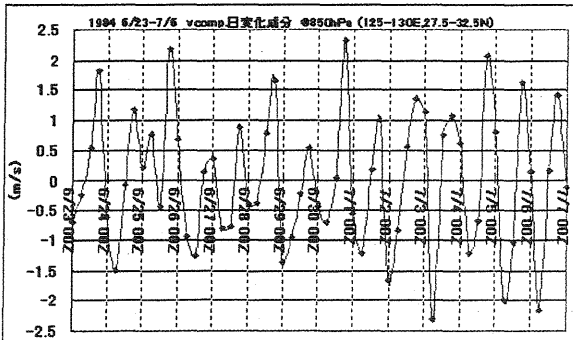
AMtype1 v成分の1日周期成分 (125-130E/27.5-32.5N)



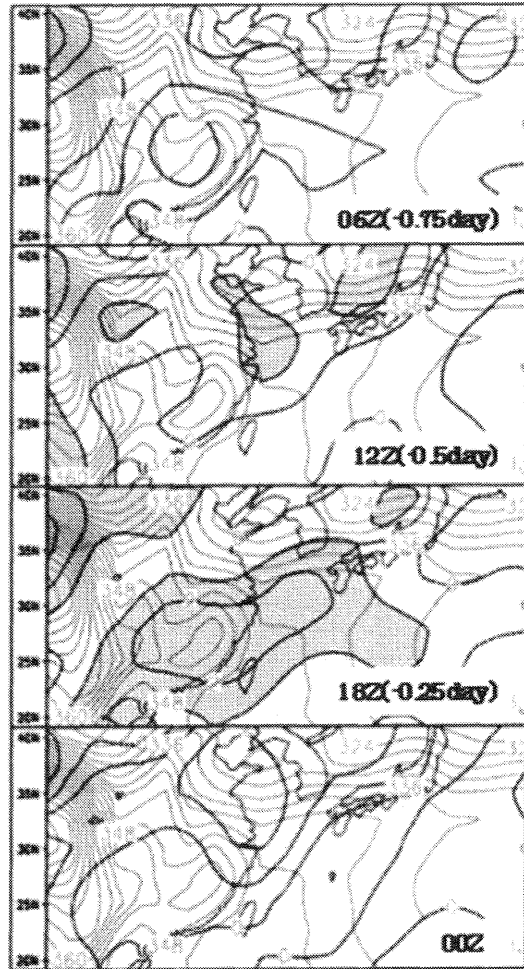
AMtype2 v成分の1日周期成分 (125-130E/27.5-32.5N)



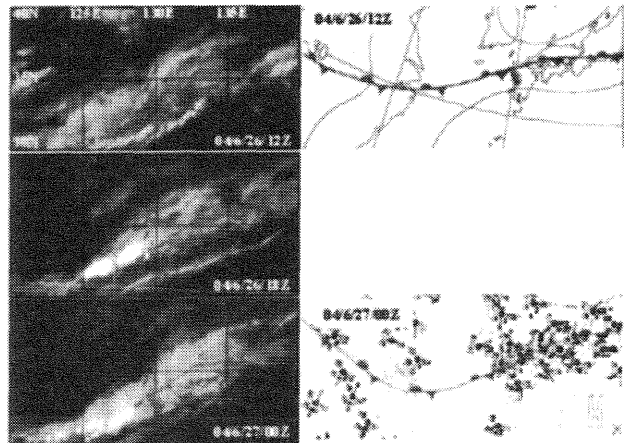
第4図 第2図と同様。但し、AMtype1とAMtype2のそれぞれの合成。



第5図 (上図) 1984年6/23-7/6における27.5-32.5°N/125-130°Eの領域で平均したv成分の5項移動平均からの偏差を示す。また、日変化成分は5項移動平均からの偏差として算出。
(下図) 九州5地点(長崎・佐世保・佐賀・阿久根・福江)で平均した前1時間降水量の時系列を示す。



第6図 AMtype1の事例の前日06Z~当日00Zまでの6時間毎の日変化成分の925hPa南風成分の合成(太い実線, m/s)に各事例をはさむ2日間平均の925hPa相当温位の合成場(細い実線, K)を重ねたもの。影域はv成分の日変化成分が1.5m/s以上を示す。



第7図 2004年6/26/12Z(日本時間21時)-6/27/00Z(日本時間9時)の(左)6時間毎のGMS赤外画像、(右)12時間毎の地上天気図。いずれも気象庁。CD-ROM版より抜粋。

超高解像度モデルによる局所的な風の解析と予測

竹見哲也 (京都大学防災研究所)

1. はじめに

近年の計算機環境の目覚ましい向上とそれに呼応するかのように進んだ気象シミュレーションのためのコミュニティモデルの発展により, 気象モデルを用いたシミュレーション研究が, 多くの研究者に容易に行えるようになってきた。メソ気象の分野においても, ここ 10 数年の間にさまざまなコミュニティモデルが開発され, 多くの研究者に利用され, さらに数値予報の現業にも利用されるまでに至っている。それらのモデルはインターネットを通して容易に入手することができ, かつ必要な入力データも同様にインターネットで入手できるため, 気象分野だけではなく関連する様々な分野の研究者にとって, メソ気象モデルは重要な研究ツールのひとつとなっている。

このような状況にあって, メソ気象モデルは工学的な応用研究においてもますます必要性が認識されている (竹見, 2007)。応用研究においては, 気象現象の中でも特に我々の身近な生活環境である大気下層の流れや熱・物質の移動に関心が持たれている。それらは, 高層建築物が林立する都市における風環境・都市ヒートアイランド現象・局所的な暴風雨・大気汚染・突発事故時の危険物質の拡散といったさまざまな環境や災害の問題に係わっており, 一般市民の日常生活においても最も大事な課題である。さらには, 自然エネルギーの利活用が今後のエネルギー資源確保において重要な地位を占めることから, 風力エネルギーの利用の促進が求められている。そのため, 風力発電サイトの選定や運用において局所的な風の時空間構造の診断が必要とされている。

以上のような身近な生活空間の気象現象の解析のためには, これまでの気象学では困難であったが, 地表面の起伏や形状を可能な限り忠実に考慮しなければならない。上記の実際的な問題を取り扱う上では, 地形の複雑さや都市の建築構造物が, 特に接地層の気象現象にどのように影響を及ぼしているのかについての理解が求められているのである。そして, このためには超高解像度の気象モデリングによるシミュレーション研究が必要とされている。

ここでは, 著者が最近取り組んできた超高解像度モデルによる微細地形上や都市のビル群内部

の局所的な風の数値解析に関する研究結果についてまとめる。また, 局所的な風の微細変動を予測する上での必要な技術的な課題について議論する。

2. 微細地形による風の局所性に関する解析

日本の国土は海に囲まれ急峻で複雑な地形が支配的であり, 海陸分布を含めた地形効果による風の局所性や変動性が顕著である。現実の気象状況に応じた風の時空間構造を把握するためには, 工学分野でなされる定常解析ではなく, 気象モデルの高解像度化により非定常シミュレーションをすることが有効である。ここでは, 風力エネルギーの利用の観点から重要な地域のひとつである根室半島を解析対象として選び, 風に対する微細地形の影響を調べた (畑村ら, 2007)。

数値シミュレーションには, PSU/NCAR のメソ気象モデル MM5 (Grell et al., 1995) を利用した。初期値・境界値には気象庁メソ解析値を用いている。計算領域は, 北海道東部 195 km 四方 (格子幅 1 km) を親領域とし, 3 重ネスティングにより第 3 領域を 111 m 格子幅で覆う 36 km × 30 km とした。モデル上端は 100 hPa 面とし, 鉛直方向を 30 層で分割した。局地風のシミュレーションにおいては境界層での乱流混合のパラメタリゼーションの選択がキーとなる。これには, 1 km 格子幅の解像度で 2004 年の 1 年間の計算を複数の境界層スキームを用いて実施し, 4 パターンの気象状況で各スキームのパフォーマンスを評価した (畑村ら, 2006)。その結果, Yamada-Mellor レベル 2.5 モデルを用いることとした。

111 m 格子の地形を表現するため国土地理院の 50 m メッシュ国土数値情報を用いた。解析対象期間は 2004 年の夏季 (6~8 月) および冬季 (12~2 月) である。計算精度の検証のための実測データとして根室半島での多数地点の風況ポールにより取得されたものを利用した。数値計算には東京工業大学 TSUBAME クラスタを用い 128 CPU の大規模並列計算を実施した。

地点毎の時系列を見ると, 111 m 格子の計算では細かい時間変動や極値が粗い解像度の計算よりも明瞭に表現されていた。このような細かい時間変動は微細地形の影響によるものと考えられ

る。そこで、111 m 格子の計算結果を 3×3 の格子点数の領域毎に分割し、各領域での風速の空間標準偏差を求め(その領域の平均風速で規格化)、同じ領域での標高の空間標準偏差との対応を調べた。図 1 は 6 月の晴天・弱風の状況における対応を示したものである。地形が平坦な地点(標高標準偏差小)から複雑な地点(標高標準偏差大)になるにつれ、風速の標準偏差は大きくなる様子が分かる。また、地形が平坦な場合にあっても風速の空間変動性が存在していることが分かり、格子幅 111 m の計算により 333 m 四方の領域内での風の微細構造が表現されているものと考えられる。また、一般風が強くと総観場の影響が強い状況においても地形が複雑になるほど風の空間変動性が大きくなることが分かった。

図 2 は晴天かつ一般風が弱い状況下にある 12 時(6 月 2 日)における地上高 30 m の風の様子を示す。南北の海岸から海風が進入している様子が分かり、さらにその海風の進入経路は半島状の微細な谷筋の位置とよく一致しており、高解像度で地形を再現することにより風の微細構造が表現することが可能となったものと言える。

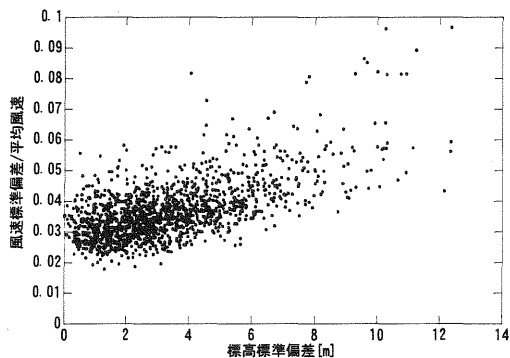


図 1: 標高の空間標準偏差と風速の空間標準偏差の関連性

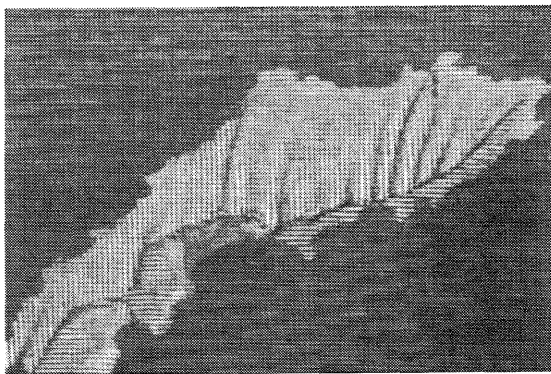


図 2: 晴天・弱風時の 12 時における地上高 30 m の風

3. 大規模都市における突風の解析

近年の都市再開発により、建築構造物のさらな

る高層化や密集化が大都市各地で進んでいる。このような都市形態の変化により、海風の進入経路やビル風の強弱の変化といった局地的な風環境の改変が懸念されている。都市における風環境の変化は、強風災害の発生の方にも影響するものと考えられる。

強風による災害は瞬時の風速値によりもたらされる。それら突風は、気象擾乱が持つ乱流構造だけでなく、都市の構造物の影響による乱れの効果にもよるであろう。そのため、非定常な乱流を高精度で解析可能な Large-Eddy Simulation (LES) の手法が有効である。ここでは、東京の实在街区を対象とし、都市のビル群を詳細に表現した流体工学モデル(以下 LES モデルと略称)により風の非定常シミュレーションを行い、都市キャノピー内での風速変動の解析をする。また、LES モデルにより得られた風速分布とメソ気象モデルによる結果との比較も行う(竹見, 2005)。

メソ気象場の再現には MM5 を用いた。東京大手町街区を中心とした 2 重の計算領域(300 km 四方(3 km 格子)及び 100 km 四方(1 km 格子))を設定し、メソ解析値と初期値・境界値に用いて数値シミュレーションを実行した。対象とした事例は 2001 年 9 月 11 日に関東に上陸した台風 15 号である。

メソ気象モデルの格子間隔に相当する領域において LES 解析を行う。非圧縮性を仮定した Navier-Stokes 方程式及び連続式にフィルタ操作を施したものを支配方程式とし、SGS 応力はダイナミック Smagorinsky モデルにより表現する。解析領域として流下方向に 1000 m・横断方向に 920 m・鉛直方向に 500 m(格子点数はそれぞれ 350・250・80)をとった。側面境界には周期条件を、上端境界には free-slip 条件を課した。下端境界は no-slip 条件であり、大手町・神田地区における 2 m メッシュ粗度データ(国際航業社)により实在都市の粗度形状を表している。流入風は北方向からの風とし、十分に乱れが発達した状態を解析した。

大手町における観測値と MM5 による計算結果を比較したところ、台風中心位置の再現誤差により台風中心の最接近前後の風向に計算精度が悪くなる時間帯があるものの、それ以外の風向の再現性はよかった。一方風速の実測値と計算値には特に強風時に大きな誤差があった。MM5 では下端境界として陽に構造物の影響を表現していないため地上風の再現性はあまりよくないものと考えられる。MM5 及び LES により得られた境界層内での風速の鉛直プロファイルを図 3 に示す。MM5 の結果を見ると、中心接近前には境界層の

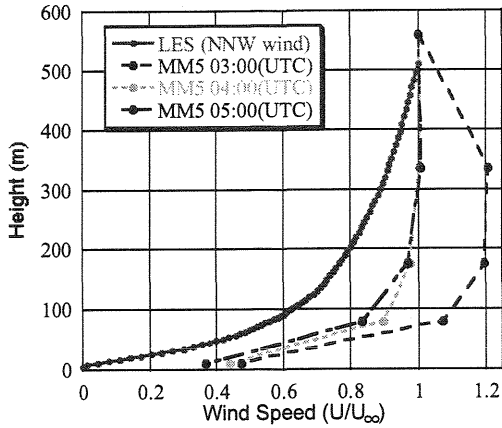


図3：MM5 および LES による風速鉛直分布

中央部にピークを持つ台風特有のプロファイルを示し、通過後には上空を最大値とするプロファイルとなる。通過後の MM5 と LES のプロファイルと比較すると、都市キャノピー内部での違いが特に顕著であることが分かる。構造物の影響を考慮すれば風速のプロファイルが都市キャノピー内で急減する形になると想定されるため、LES による解析が有効であることを示唆される。

次に、都市キャノピー内部での風の特徴を把握するため、LES 解析領域中に特徴的な粗度形態を持つ地点を選び、各地点での風速の頻度分布を調べた。ここでは、1) 中低層構造物密集地内（地点 A とする）、2) 幅の広い大通り沿い（地点 B）、3) 大きな高層構造物の間（地点 C）の3点の場合について、それぞれ図4から6に示す。3地点の風速の頻度分布の形状を比較すると、中低層構造物密集地区（地点 A）では風速は全般として弱く、分布の広がりも小さいことが分かる。ほぼ主流方向に伸びる大通り沿いの地点 B においては、より強風側に分布が偏り分布の形状も広がっている。さらに、分布の強風側の端に弱いピークが認められる。地点 C では、3地点の中で最も強風の頻度が高くなっている。地点 B と C とを比べると、最頻値は C の方が大きく平均的に強風が吹いているものの、最大値は両地点で大きな違いはない。すなわち、解析街区の粗度形状の違いによって突風率が大きく変わりうることを示唆している。

4. 気象モデルと工学モデルの融合

気象モデルの高解像度化の方向性（格子幅数 km から数 100 - 10 m へ）と工学モデルの広領域化（数 100 m から数 km へ）の方向性とが交わるところで両者の結合が可能となり、両者の利点を融合したより高精度の風の解析や予測が可能となるであろう（富永，2006；丸山ら，2006）。

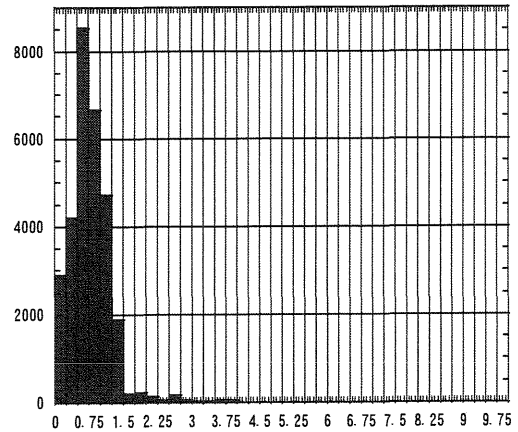


図4：地点 A における風速の頻度分布

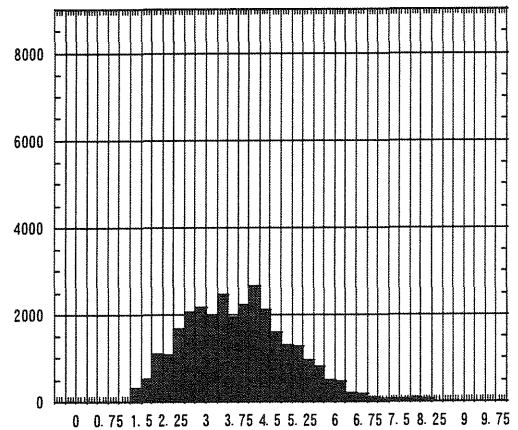


図5：地点 B における風速の頻度分布

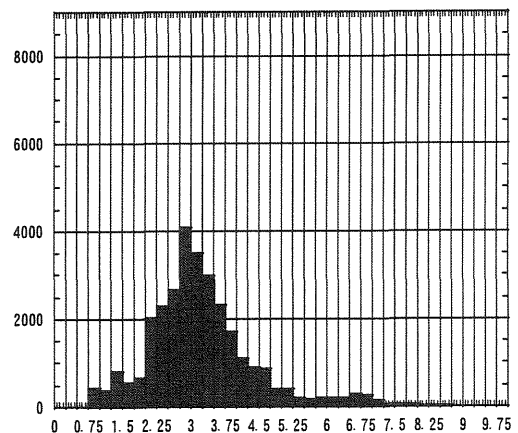


図6：地点 C における風速の頻度分布

ここでは、3章で述べた解析を発展させた気象モデルと LES モデルとの融合を目指した手法について述べる（Takemi et al. 2006）。本解析においても気象モデルとして MM5 を利用し、2004 年 12 月に東京において観測史上最大の瞬間風速を記録した爆弾低気圧通過時の強風の事例を対象とした。3重ネスティングにより格子幅 1 km の領域での東京大手町地点の風速プロファイルを求める。LES モデルでは、3章と同様に実在構造

物を表現した粗度を下端境界に与える. Nozawa and Tamura (2005) による準周期境界条件を用いて乱流境界層を発達させ, 計算領域の流入条件として用いた.

都市キャノピー内における風速(平均値および瞬間値)に推定は, LES で再現した都市の影響を受けた内部境界層 (IBL) の風速プロファイルにより, 基準高度 (IBL 上端高度) 風速 U_{IBL}^{LES} に対する対象高度の風速 U_z^{LES} の比率を求め, 基準高度での MM5 の実風速値 U_{IBL}^{MM5} をかけることによって行う. すなわち次式により求める風速 $u(z)$ を算出する.

$$u(z) = U_z^{LES} / U_{IBL}^{LES} \times U_{IBL}^{MM5}$$

概念図を図 7 に示す. この手順により, 風速の平均値のみならず, 瞬間値も推定可能となる.

5. 今後の展開

気象モデルの高解像度化は今後ますます進展し, 微細スケールの工学モデルとの融合はより現実的となり, より高度な手法が考案されるものと期待される (Hanna ら, 2006; Moeng ら, 2007). 特に LES は, 乱流の構造をより詳細に再現できるため, 計算負荷が高いものの研究レベルとしては, 風の定量的な解析には必須のものとなることが期待される. また, 気象モデルの高解像度化により, これまでパラメタリゼーションと称してモデル化していた過程をより陽的に取り扱う必要性も生じるであろう.

謝辞

根室半島の風の実測値を提供いただいたクリーンエネジーファクトリー (株) の関係各位に感謝いたします. 本稿の研究結果は, 著者が東京工業大学環境理工学創造専攻環境乱流力学研究室に所属していた際に田村哲郎教授および建築研究所 奥田泰雄博士との共同で行ったものである. 日頃の密な議論を通じて研究を進められたことに対して田村教授および学生諸氏に感謝したい.

参考文献

- Grell, G. A., J. Dudhia, D. R. Stauffer, 2007: A description of the fifth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5), NCAR Tech. Note, NCAR/TN-398+STR.
- Hanna, S. R., M. J. Brown, F. E. Camelli, S. T. Chan, W. J. Coirier, O. R. Hansen, A. H. Huber, S. Kim and R. M. Reynolds, 2006: Detailed simulations of atmospheric flow and dispersion in downtown

Manhattan: an application of five computational fluid dynamics models, Bull. Amer. Meteor. Soc., **87**, 1713-1726.

- 畑村真一, 竹見哲也, 田村哲郎, 尾上令時, 2006: 根室半島における風況の局地性・季節性に関する解析. 日本気象学会 2006 年度春季大会, つくば, P329.
- 畑村真一, 竹見哲也, 田村哲郎, 2007: 半島上の風況の微細構造に関する超高解像度気象解析, 日本風工学会誌, **32**, 141-142.
- 丸山敬, 石川裕彦, 内田孝紀, 河井宏允, 大屋裕二, 2006: 台風 0418 号通過時の宮島周辺の強風場に関する数値シミュレーション, 日本風工学会論文集, **31**, 95-105.
- Moeng, C.-H., J. Dudhia, J. Klemp, and P. Sullivan, 2007: Examining two-way grid nesting for large eddy simulation of the PBL using the WRF model, Mon. Wea. Rev., **135**, 2295-2311.
- Nozawa, K., and T. Tamura, 2005: Large eddy simulation of wind flows over large roughness elements, In J. Naprstek and C. Fischer (Ed.), Proc. EACWE4, Prague, 11-15 July 2005, Paper #176.
- 竹見哲也, 2007: 気象モデルによる風工学研究への展開と展望: はじめに, 日本風工学会誌, **32**, 335-336.
- 竹見哲也, 田村哲郎, 今泉一宣, 奥田泰雄, 2005: LES とメソ気象モデルによる都市キャノピー内部の強風の解析, 日本風工学会誌, **30**, 131-132.
- Takemi, T., T. Tamura, Y. Takei, Y. Okuda, 2007: Microscale analysis of severe winds within the urban canopy during a period of explosive cyclogenesis by coupling large-eddy simulation and mesoscale meteorological models, Proc. CWE2006, Yokohama, 16-19 July 2006, 165-168.
- 富永禎秀, 2007: 風環境予測のためのミクロ解析からみたメソ気象解析との接続, 日本風工学会誌, **31**, 121-126.

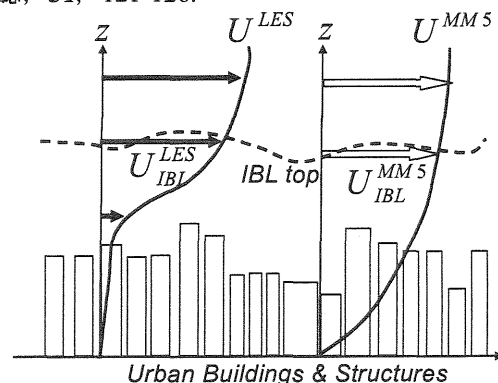


図 7: LES モデルと気象モデルの風速プロファイルに関する概念図