

例会講演要旨集

第 77 号

中小規模現象・局地気象

目 次

例 会

1.	異常高温年と異常低温年におけるエネルギー消費量・二酸化炭素排出量の違いについて — 広島県の場合	1
	福岡義隆（広島大学総合科学部）・広島県環境保健協会	
2.	都市内河川の熱的効果に関する長期観測	3
	成田健一（広島大学工学部）	
3.	広島市周辺域の気温分布構造	7
	宮田賢二・橋本ゆみ・脇田実苗・藤田さおり・源 聖子（広島女子大学）	
4.	盆地霧の予報に関する研究	11
	宮田賢二（広島女子大学）・瀬戸信也（広島県保健環境センター）・引野友幸・松尾文恵（広島地方気象台）	
5.	地表面過程を考慮した海陸風の数値シミュレーション	13
	大橋唯太（岡山大学大学院理学研究科）・塙本 修（岡山大学理学部）	
6.	赤外放射計の日射によるドーム加熱効果の補正について	17
	遠藤和美（岡山大学大学院理学研究科）・塙本 修（岡山大学理学部）	
7.	小渓谷中の夜間の係留気球観測から得られた二三の知見	21
	佐橋 謙（岡山大学）・塙本 修（岡山大学理学部）・片岡敏夫（岡山県環境保健センター）	
8.	係留気球用ゾンデの比較試験	24
	水間満郎（京都大学原子炉実験所）	
9.	航空機搭載ライダーによるエーロゾル観測	28
	水野芳成（広島地方気象台）	

特別講演

「地球規模の気象環境用の測定器設置とデータ解析 —— ヒマラヤ測定点の例について ——」	
吉川友章（広島大学総合科学部・ヒマラヤ気象環境調査実行委員会）	32

1996年11月20日（水） 広島大学総合科学部K204号教室
13時30分～17時30分

日本気象学会関西支部

異常高温年と異常低温年におけるエネルギー消費量・二酸化炭素排出量の違いについて

—広島県の場合

福岡義隆†（広島大学総合科学部）・広島県環境保健協会

1. はじめに

地球温暖化をもたらす温室効果ガスには、二酸化炭素(CO₂)、メタンガス、フロンガスなどがあるが、産業活動による化石燃料の燃焼に伴って直接排出するCO₂や、森林破壊に伴って増加するCO₂などが見積もられている。しかし、日常生活の中で、電気など間接的に化石燃料を消費している分も含めて、民生レベルでのCO₂排出量は殆ど知られていない。一般市民の消費生活が地球温暖化にどの程度寄与しているか、そして温暖化防止に向けてCO₂を削減するためにも、基礎的データとしてのCO₂排出量あるいはエネルギー消費量を把握することは火急の課題である。

本研究では、広島県環境保健協会が中心になって、広島県や山口県の市民レベルのエネルギー消費量とそれに伴うCO₂排出量を調査した結果について、昨今の異常高温年と異常低温年とを比較し気象学的に考察してみた。

2. 研究調査方法

2-1 エネルギー消費量およびCO₂排出量の調査

広島県環境保健協会が事務局となって、県の衛生組織連合会および市町村の公衆衛生推進員、県庁や市町村の職員、広島市内の女子大学学生と職員、山口県の一部の市町などにモニターを委託して、毎月の電気・プロパンガス・都市ガス・灯油・ガソリン・軽油の使用量を調べてもらい、別に配布してあるCO₂量への換算表によってCO₂排出量を計算してもらい、2月毎に事務局に送ってもらうという方法である（第1、2表参照）。なお、参加モニターは平成5年度（1993年4月～1994年3月）は約1000名、平成6年度（1994年4月～1995年3月）は約1300名であった。

2-2 気象資料

広島地方気象台における1993年4月から1995年3月までの気象データを使用して、エネルギー消費量およびCO₂排出量との対応関係を検討した。しかし、気象台の移転による影響を考え、平年値との比較は呉測候所の気象データを参考にした。

3. 結果と考察

- ①平成5年度は、平年に比べて7月～10月の気温はかなり低い。とくに7月と8月の長雨の影響もあり、低温多雨の夏であった。それに対して平成6年度は、春先を除いては全年通して平年より高温で、夏から初冬にかけて異常に降水が少なく、高温少雨であった（第1、2図）。
- ②エネルギー消費総量についてみると、低温（多雨）の夏半年にくらべ高温（少雨）の夏半年の方が多く、冷房などへの電力消費量がかなり反映していると考えられる（第3図）。
- ③低温年にくらべ高温年にエネルギー消費量が多いということは、当然、二酸化炭素排出量の季節変化にも現われている（第4図）。エネルギー別でみると、低温年に比べ高温年は電気と軽油からの排出（使用）量が増え、次いでガソリンが多く、プロパンガスと灯油は殆ど変化なく、都市ガスはむしろ排出（使用）量が減っている。

第1表 モニター用調査表

エネルギー消費量調査票

平成 年 月～ 月分

使用エネルギー	2ヶ月間のエネルギー使用量合計	備考
電気	kwh	検針日： 月 日 月 日
プロパンガス	m ³	検針日： 月 日 月 日
都市ガス	m ³	検針日： 月 日 月 日
灯油	ℓ	
ガソリン	ℓ	
軽油	ℓ	
水道水	m ³	検針日： 月 日

② 使用していないエネルギーの合計欄には「—」を記入して下さい。

第2表 モニター用結果通知書

エネルギー消費量・炭酸ガス排出量算出運動結果通知書

(結果表の見方)

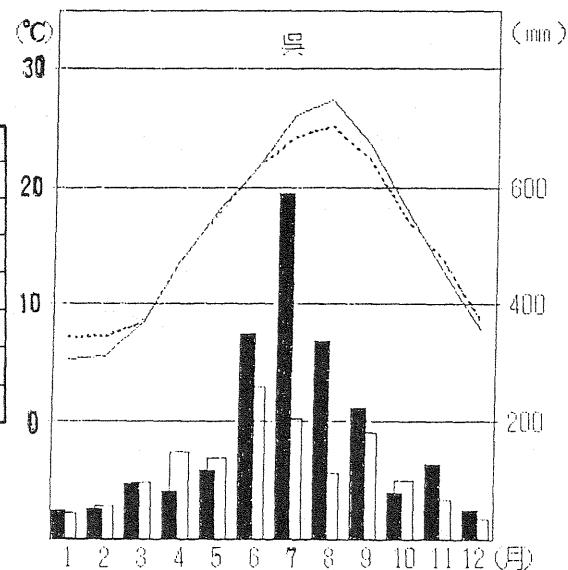
- ①エネルギー使用量：あなたの家庭の各エネルギーの使用量です。
- ②排出炭酸ガス算出量：あなたの家庭の各エネルギーの使用量から算出した炭酸ガス排出量です。
- ③全世帯平均値：全モニター世帯の各エネルギー使用量から算出した炭酸ガス排出量の平均値です。
- ④世帯人別平均値：あなたの家庭と同じ構成人数世帯の各エネルギー使用量から算出した炭酸ガス排出量の平均値です。

⑤判定：あなたの家庭の炭酸ガス排出量(②)が世帯人別平均値(④)より高い場合*印がついています。

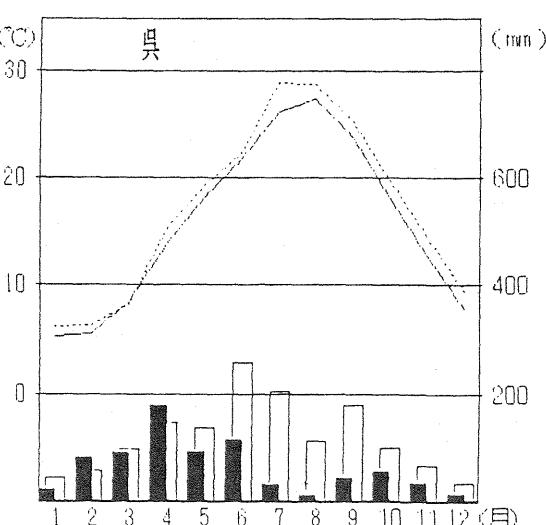
炭酸ガス排出量算出結果表				
平成 年 月～平成 年 月分				
使用エネルギー	エネルギー使用量	排出炭酸ガス算出量	全世帯平均値	世帯人別平均値
電気	kwh	t	t	t
プロパンガス	m ³	t	t	t
都市ガス	m ³	t	t	t
灯油	ℓ	t	t	t
ガソリン	ℓ	t	t	t
軽油	ℓ	t	t	t
合 計		t	t	t

水道水使用量結果表

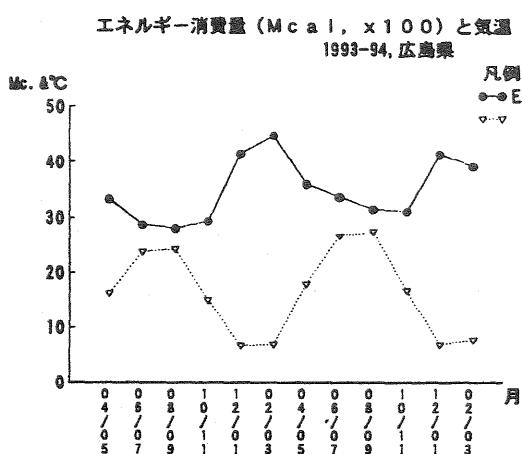
使用エネルギー	エネルギー使用量	全世帯平均値	世帯人別平均値	判定	登録番号
水道水	m ³	m ³	m ³		



第1図 平成5年 月平均気温・降水量の年変化
(……当該年、——平年値)

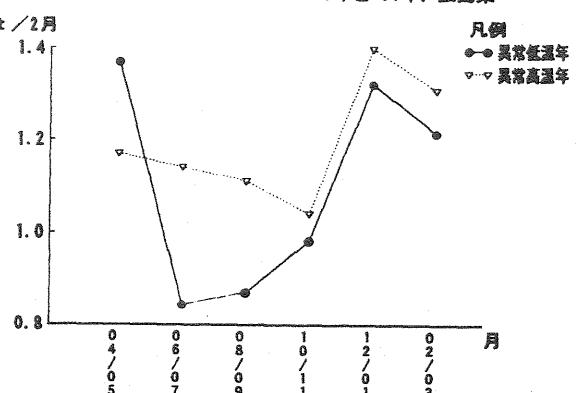


第2図 平成6年 月平均気温・降水量の年変化



第3図 エネルギー消費量と気温の比較

異常低温年と異常高温年の二酸化炭素排出量の比較
'93年と'94年、広島県



第4図 CO2の低温年と高温年の比較

都市内河川の熱的効果に関する長期観測

成田健一（広島大学工学部）

1. 序

筆者らは、都市域における「風の道」の形成を念頭に、都市内河川の熱的効果について検討してきたが、本報では昨年春より実施している広島市内における気温の長期観測データを用いて、河川効果の長期的変動について考察した。

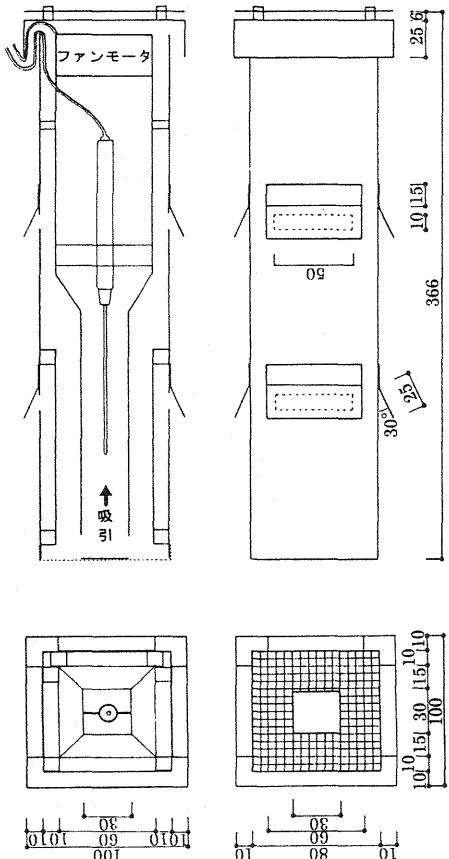


図2. 気温観測用シェルタ

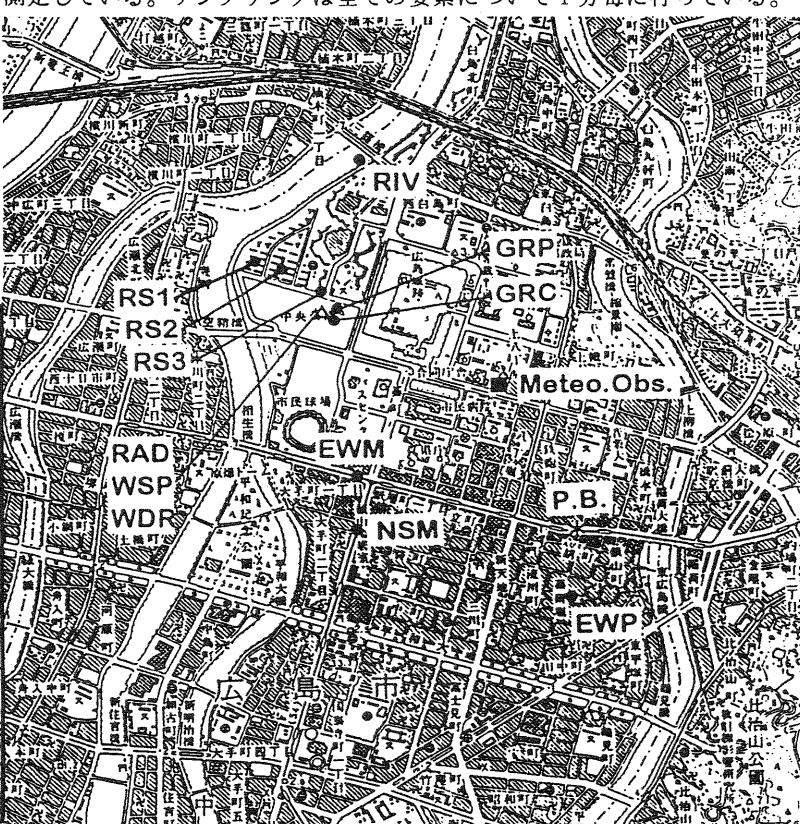
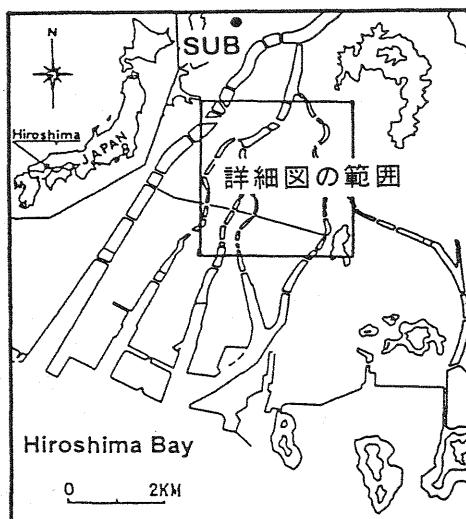


図1. 観測地点の位置

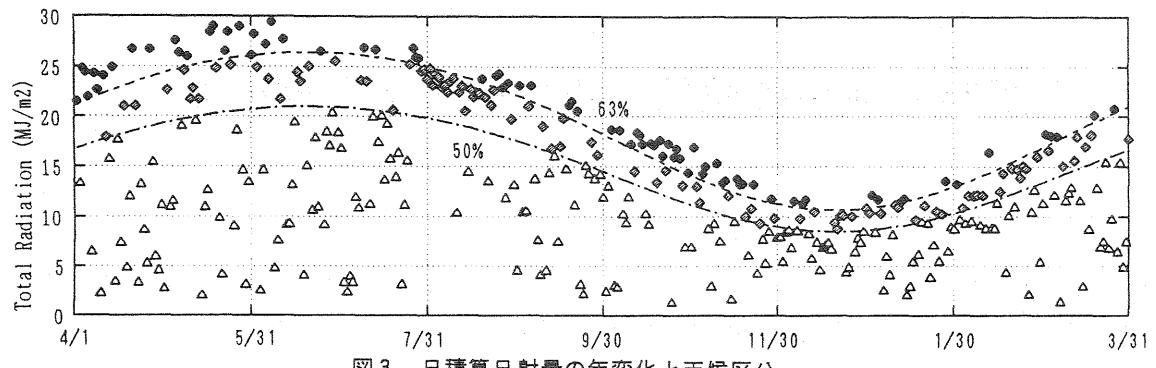


図3. 日積算日射量の年変化と天候区分

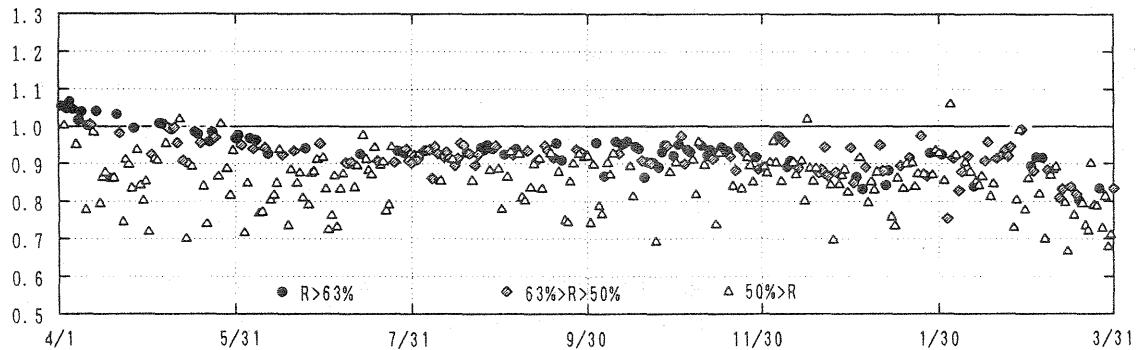


図4. 実測値と気象台の日積算日射量との比

温度センサについては設置前に実験室で更正を行い、設置後は通風シェルタに装着した温度計により現地検定を実施している。図3は、日積算日射量の実測値で、大気外日射量の年変化をベースに天候区分を行った結果を示している。図4は日射計の経時変化を検討するため、日積算日射量を気象台における測定値と比較したもので、相対誤差が大きくなる曇(雨)天日(\triangle)を除けば、実測値は6月頃まで僅かに出力が低下し、それ以後は安定している。

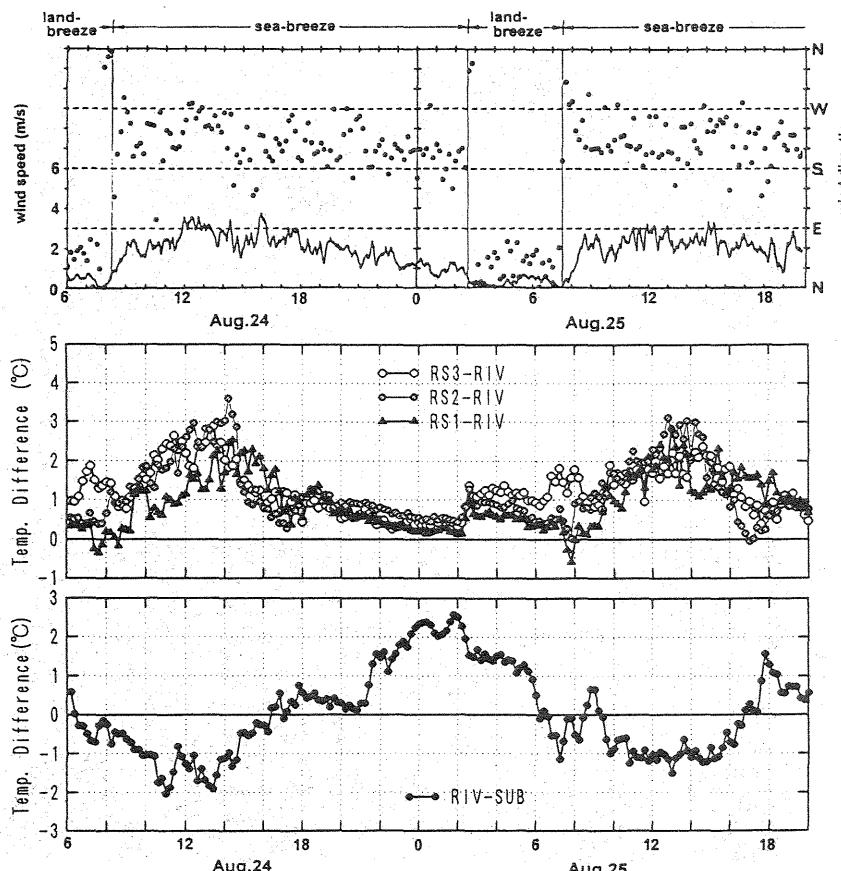


図5. 夏季晴天日における気温差の日変化の例

3. 夏季晴天日における気温差の日変化

図5(a)は河川からの距離による気温の差異を考察したもので、河川沿いの3地点(RS1・RS2・RS3)と河川上(RIV)との気温差を比較している。全体としては、河川上での気温低下は日中に大きく夜間は小さくなる。併記した風向風速の変化から明確な海陸風の交代が認められるが、陸風が侵入(深夜2時頃)すると同時に気温差が増大し、陸風の時間帯は空間的に河川から遠ざかるほど気温差が大となっている。また海風が吹き始めた後、正午過ぎまでの時間帯もほぼ距離に応じて気温が上昇している。しかしながら、他の時間帯は必ずしも距離との対応は明確でない。

図5(b)は都市内河川上の気温を郊外(SUB)と比較したものである。夜間は、都市内外気温差の

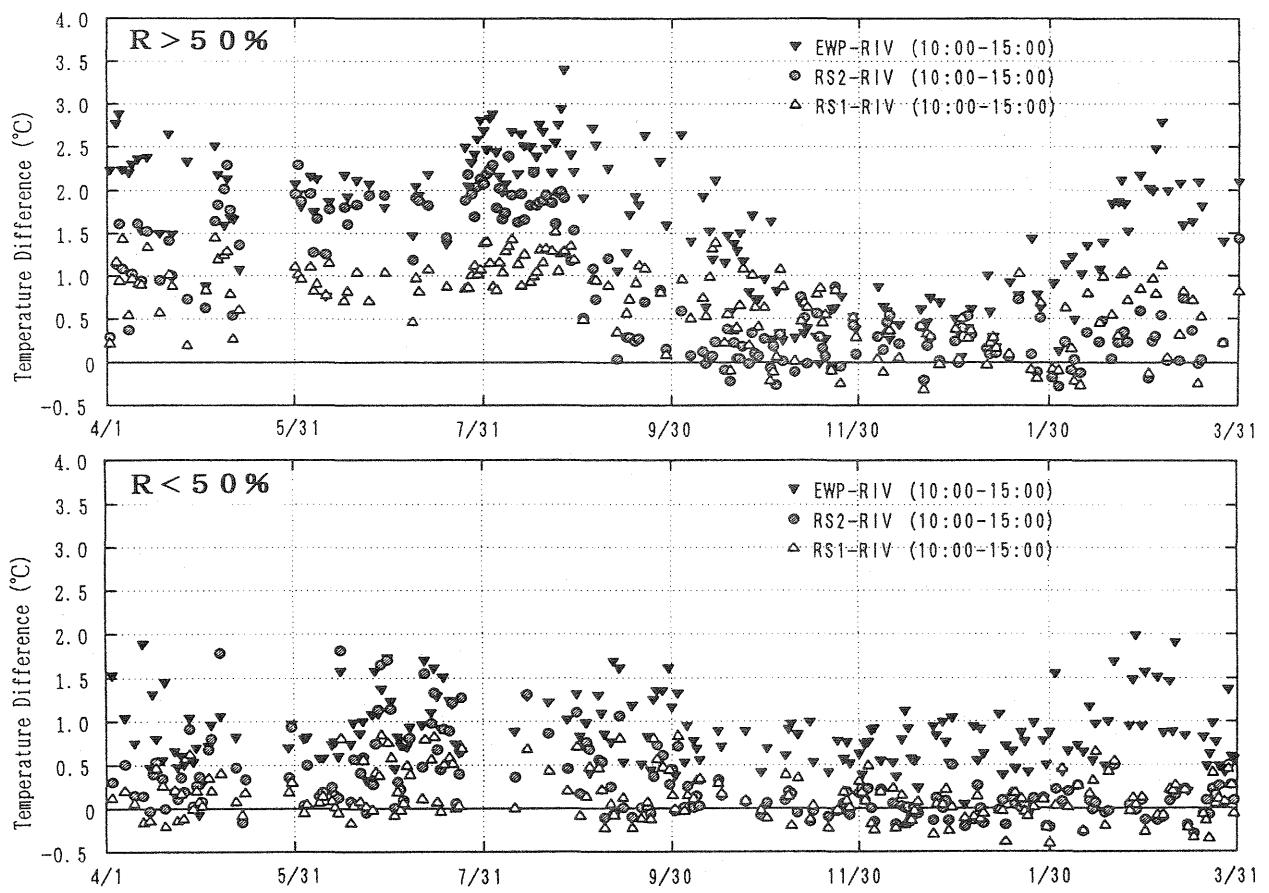


図6. 日中の河川効果の年変化（上：晴天日、下：曇(雨)天日）

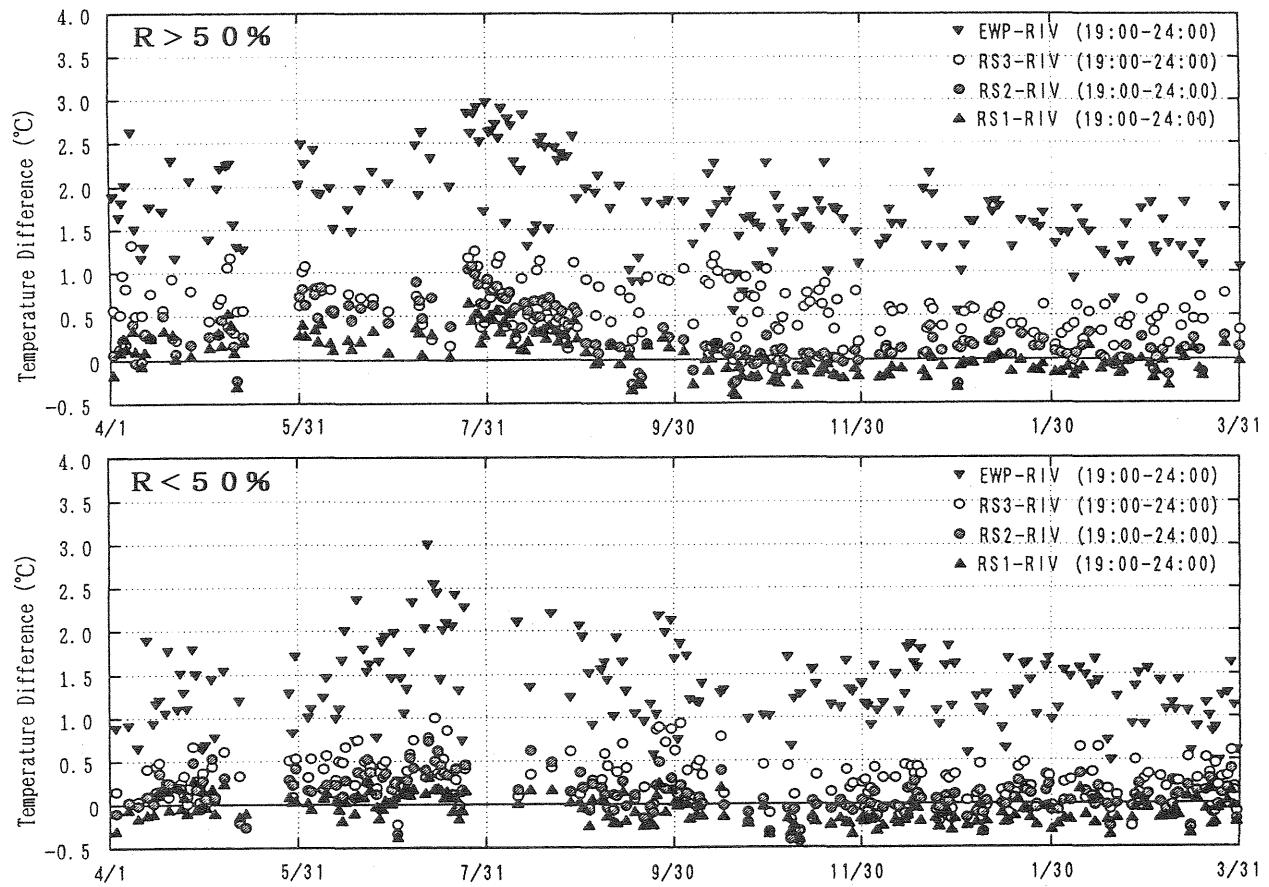


図7. 夜間の河川効果の年変化（上：晴天日、下：曇(雨)天日）

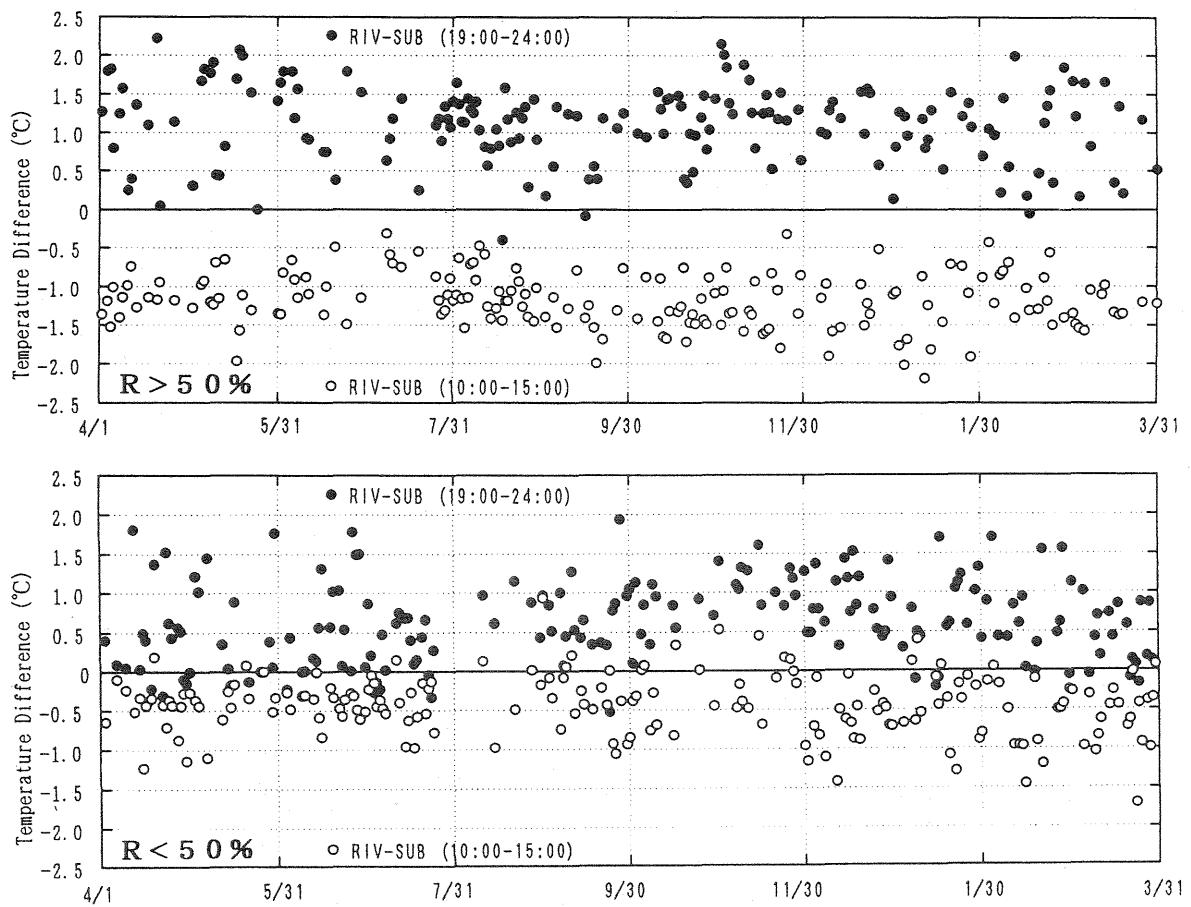


図8. 河川上と郊外との気温差の年変化（上：晴天日、下：雨天日）

方が河川の熱的効果よりも大きいため、河川上においても郊外地点に比べると3°C近く高温となっている。

4. 気温差の季節変化

図6・7は、河川と周辺市街地との気温差の年変化を示したものである。日中(10:00～15:00)の気温差は夏に大きく冬季に小さいという明確な季節変化を示す。天候により気温差は変動するが、春季から夏季にかけては約3°Cの気温差が晴天日には生じている。寒候期の気温差については1°C程度である。一方、夜間(19:00～24:00)については季節的な差異はあまり大きくなないが、RS1 < RS2 < RS3 の順に河川からの距離に応じた温度分布が年間を通してほぼ認められる。図中には繁華街の細街路(EWP)との気温差も参考に示したが、RS3との気温差よりもさらに大きく、夜間でも夏季には約3°Cに達している。

図8には都市内河川上(RIV)と郊外(SUB)との気温差の年変化を示した。図5(b)に見られた日中は RIV < SUB となるが、夜間は河川効果よりも都市内外気温差の方が上回り RIV > SUB となる傾向が年間を通して現れている。

5. 結語

長期観測データからも、河川の熱的効果が河川からの距離に応じて空間的に変化していることが確認された。また都市内河川上の気温は、周辺市街地に対しては相対的に低温であるが、よりマクロな都市気温の影響下にあり、夜間については郊外よりも相対的に高温となっている。

謝辞

本研究は、平成6年度文部省科学研究費補助金（一般研究C：課題番号 06650656, 代表者:成田健一）によるものである。観測の実施に際しては、建設省中国建設局太田川工事事務所、中国電力株式会社、広島電鉄株式会社、広島市役所緑政課に格段の配慮を頂いた。ここに記して謝意を表します。

参考文献

- 1)村川三郎・他：都市内河川が周辺の温熱環境に及ぼす効果に関する研究. 日本建築学会計画系論文報告集, 393, 25-34. (1988)
- 2)村川三郎・他：同題(続報)-水平および鉛直的影響範囲の検討-. 日本建築学会計画系論文報告集, 415, 9-19. (1990)

広島市周辺域の気温分布構造

宮田賢二、橋本ゆみ、脇田実苗、藤田さおり、源 聖子（広島女子大学）

1. はじめに

都市域にみられる特徴的な気象については都市気候や都市温度（ヒートアイランド）などの呼び名でとらえられ、多くの研究がなされている。しかしこまでの研究は都市中心部に形成される人工的な気象をとらえることに重点がおかれて、都市周辺域に対してはあまり関心が向けられていないように見える。ヒートアイランドは普通周辺域との温度差としてとらえられているが、ベースとなる周辺域の地形や地表面状態はさまざまであり、そこでの気象状態もさまざまであると考えられる。したがってヒートアイランドを正しくとらえるためにも周辺域の気象についてよく知る必要があると思われる。また都市周辺域は都市と周辺の自然とが互いに影響を及ぼし合っている領域であり、自然な気象状態が人工化の作用をどう受けるかを知る上でも興味深い地域である。さらに都市化が進むにつれて、都市周辺域も開発が進み人々の生活域となっていく地域でもあり、そこで生活環境を理解するという点からもこれらの地域の局地気象的な調査は意味があるよう思われる。

今回対象とした広島市については、福岡他（1979, 1990, 1993）による都市温度の実態、河川や海陸風の影響など、広範囲にわたる研究や、村川他（1988, 1990）による詳細な河川の影響の研究などがある。しかしこれらの研究にもかかわらず広島市についても周辺域の気象分布について上記のような視点からの研究は十分には行われていないよう思われる。

2. 研究方法

広島市の周辺は、図1に示すように南側は瀬戸内海によって、内陸側は300～500m程度の山々と太田川ほかの河川などがつくる谷間にによって取り囲まれる地形となっている。したがって広島市の都市気候はこれら周辺の海域や山地、谷間などによる局地気象の影響を受ける可能性があり、逆に周辺域の局地気象は都市化の影響を受ける可能性がある。

研究はまず周辺域の気象分布の実態をとらえることから始めている。今回は観測方法についての検討も兼ねて予備的な観測を、東西に市街地を横断する方向と南北に縦断する方向について行った。観測地点とルートは図1に示してある通りである。市街地域はこれまでに福岡他が観測した地域と重なっており、観測結果の妥当性を調べることができる。東西方向の観測地点のうち東の端の地点はまだ市街地の中にある。西側は高度約数100mの南北にのびる山地を横断している。したがって周辺域の気象は西側地域でみられることが予想される。南北方向は南側が海岸近くに位置しているが、北側は中心部の市街地の北端になる。しかしその北部にも市街地は広がっている。したがって南北方向については南側で周辺的な特徴がみられる可能性がある。

観測は気温と湿度について、佐橋（1983）の移動観測の方法に基づいて自動車の前部バンパ中央の、地上約1.5mの高さに感部を設置し、時速40km前後の速度で走行しながら観測した。観測は往路と復路の2回行った。気温と湿度の感部はバイサラ社製の温湿度計で、指示器は車内に置いて目視で指度を読み取った。温湿度感部はステンレス製の2重のシェルタで囲ってある。



図1 広島市の地形と観測地点（●）および解析のための直線

観測は9月14日14時00分～15時37分、20時47分～22時17分および9月15日04時34分～06時01分の3つの時間帯を行った。これは最高気温の出現時、日没後、最低気温出現時として選んだもので、従来の都市温度観測で多く実施されている時間帯に合わせた。

観測期間中、日本海を中心を持つ高気圧におおわれ、晴れないし快晴のよい天気にめぐまれた。

3. 観測結果

3-1 気温分布

気温の3回の時間帯の観測結果のうち、東西方向の分布を図2に、南北方向の分布を図3に示す。図の横軸は観測地点の位置に対応する距離をそれぞれ西の端と南の端の地点を原点として示してある。ただし、この距離は各点の位置を図1に記入した直線に投影して求めたものである。東西方向の場合、市街地と西側の山地域との地点の方向がかなり違っているので異なる直線を用いている。しかし図では連続させて示してある。2つの直線の端の位置は図中に点線で示した。また往路と復路の観測値は●と○で区別して表示した。

東西方向の分布をみると、細かい場所的な違いや往路と帰路による違いはあるが、どの時間帯も市街地はほぼ同じ値となっていることや、西側の山地域に近づくと気温が低下し始め、斜面の地点付近では低下の勾配が大きくなるという特徴は共通している。しかし山地域の気温低下の水平方向の勾配や市街地域との温度差の大きさは時間帯によって異なっている。温度差の大きさは日没後、日中、早朝の順に小さくなっている。水平方向の勾配の大きさも同じ

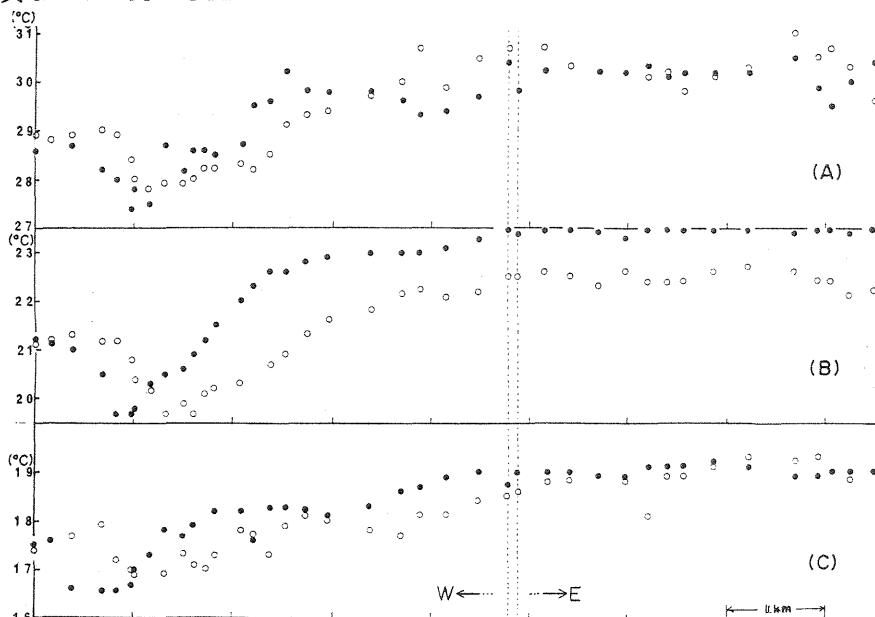


図2 東西方向の気温分布.

●：往路、○：復路。

横軸の1目盛り：1 km.
点線は解析のための直線
の端の地点の位置を示す。

- (A) 9月14日14時00分
～15時37分
(B) 20時47分～22時17分
(C) 9月15日04時34分
～06時01分

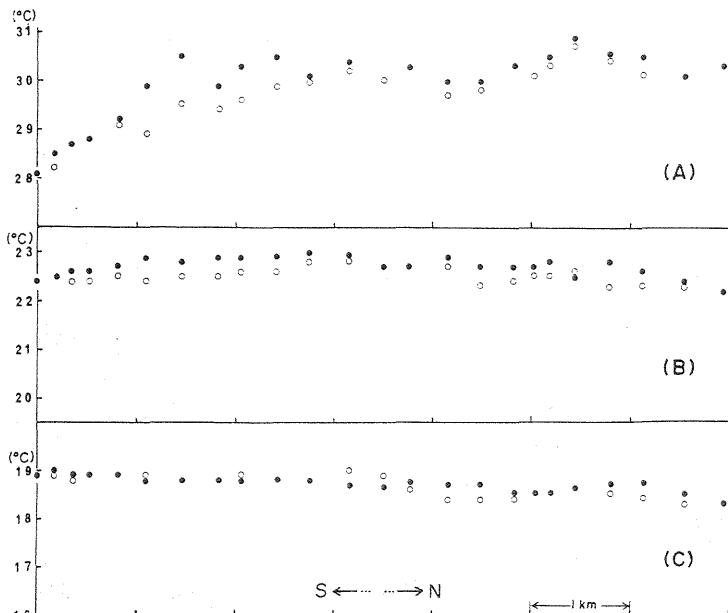


図3 南北方向の気温分布.

図の説明は図1と同じ。

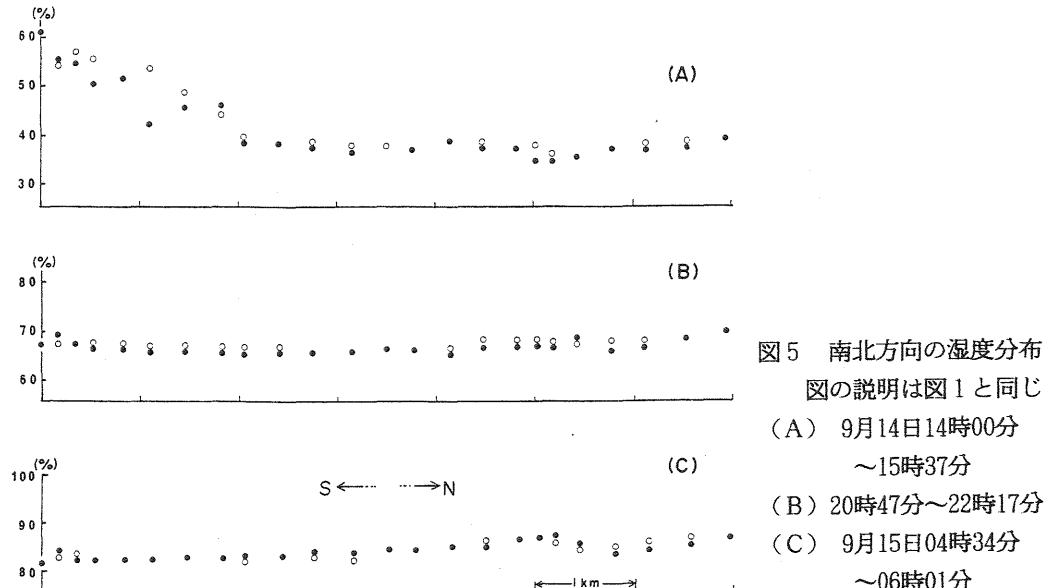
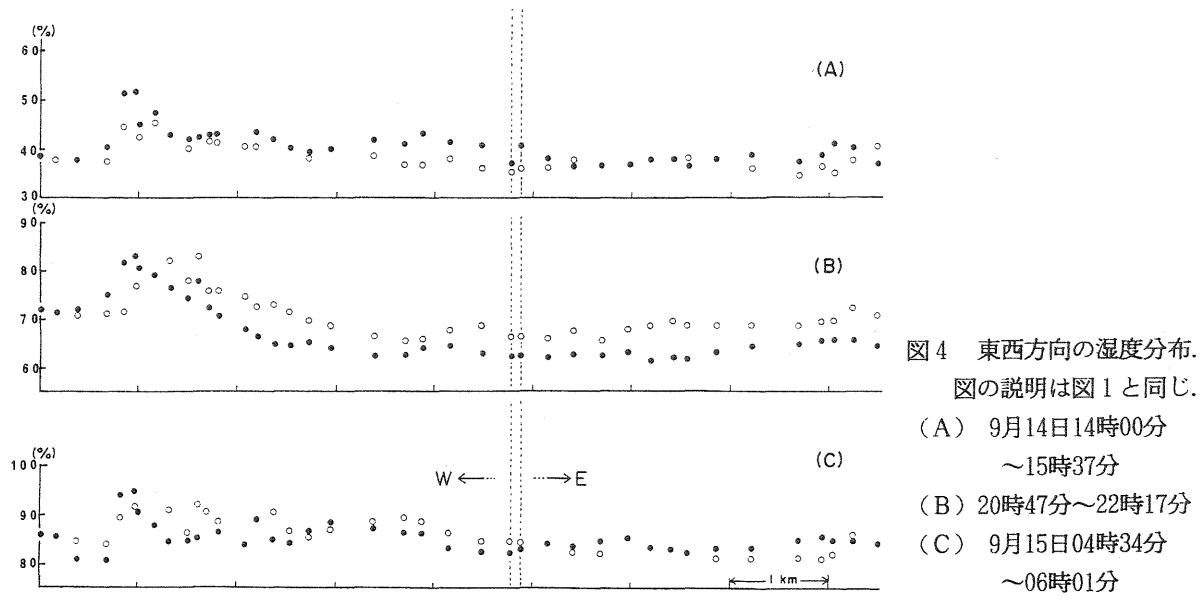
- (A) 9月14日14時00分
～15時37分
(B) 20時47分～22時17分
(C) 9月15日04時34分
～06時01分

順に小さくなっている。このように日中も温度差があることや日没後の方が早朝より温度差が大きい場合のあることは、佐橋（1985）、櫛原他（1996）などが報告している。今回の観測の場合、山地では市街地に比べて日没後の気温の低下は大きいが、早朝にかけてはむしろ小さいことが上のような結果の原因になっているようであるが、ほかの都市ではほかの要因による可能性がある。

南北方向の分布は日中と夜間とで異なっている。日中は海岸付近と市街地とで約3°C程度の温度差がみられるのに対し、日没後と早朝はほぼ等温的な分布となっている。ただ細かくいと、日没後の場合は中央部がやや気温が高く、早朝は海岸側から内陸にかけてわずかながら気温が低下する分布となっているようである。日中の分布は瀬戸内海の影響を示していると考えられる。夜間は都市温度が海の影響を押さえているように見える。日中に海岸地域から内陸にかけて広域的に温度勾配が形成されることは宮田（1982）の解析でも明らかであるが、海岸付近ではこの図のように局地的に大きな温度勾配がつくられることがわかる。都市温度に対する海の影響については福岡他（1990）による海陸風の影響についての研究がなされているが、その実態については十分理解されているとは思われない。

3-2 湿度分布

相対湿度の東西方向の分布を図4に、南北方向の分布を図5に示す。東西方向の分布は気温の場合と同じく、どの時間帯も市街地ではほぼ一様な分布を、西側の山地にさしかかると湿度が上昇するという分布をしている。しかし気温の場合と同じく、湿度の差の大きさや水平方向の勾配の大きさは時間帯によって異なる。顕著に湿度差がみられるのは日没後の時間帯で、日中も早朝もそれほど大きな差はみられない。分布の形も日没後の場合は比較的



明瞭な分布の山がみられるが、日中と早朝は山地域の一部で増加するという分布になっている。山地域での湿度の上昇の原因を調べるために、それぞれの時間帯の市街地と山地域との混合比をみてみると、日中は山地域がやや大きく、日没後はほぼ同じ、早朝は市街地がやや大きいという結果が得られた。このことは日中の山地域の湿度の増加はどちらの要因も寄与している可能性があり、日没後は気温の低下による寄与が大きく、早朝も気温の低下によると考えられる。

南北方向の分布はどの時間帯も気温分布とは逆の分布になっているように見える。すなわち、日中は海寄りの地点で湿度が高く、日没後は海岸と北部でやや高く中央部でやや低くなってしまい、早朝は海岸から内陸にかけてわずかではあるが増加する分布となっている。このことはこのような湿度分布に対する気温の寄与を示しているように見える。ただ日中海岸で湿度が高いのは水蒸気量が多いことも関係している。夜間は市街地と水蒸気量はほぼ同じである。

4. おわりに

今回、初めてこのような観測を行い、まだ十分な解析も終わっていない段階であるが、都市周辺域の市街地域の気温や湿度に対する影響の一端を観測できた。山地や海は都市域を構成する平地とは異なる条件を持っている。このような条件をもつ周辺域に囲まれた都市の都市気候は、広い平野の中に形成された都市のそれとは異なることは十分予想されるが、今回の結果はそのような可能性を示唆しているように思われる。今後、広島市内の異なる地形や地表面条件をもつ周辺域についても調査をして、そういう条件による違いについて調べてみたいと考えている。また気温や湿度分布の日変化や季節変化、さらに一般場による変動性などについても調べてみたいと考えている。

参考文献

- 榎原保志、原 芳生、加藤俊洋、1996：越谷市南東部における臨時定点観測によるヒートアイランド強度の特徴、天気、43(8)、537～543。
- 佐橋 謙、1983：自動車による気温の移動観測における観測誤差 — 特に自動車の影響を中心に —、天気、30(10)、509～514。
- 佐橋 謙、1985：岡山市のヒートアイランドの時間変化（第2報）日本気象学会1985年春季大会講演予稿集、47, 96.
- FUKUOKA, Y., NARITA, K. and MATSUURA, K., 1979 : Urban Climate and Air Quality of Hiroshima City, 地理科学, 32, 24～32.
- 福岡義隆、根平邦人、高橋日出男、二宮昌子： 広島市の都市気候に与える海陸風の影響 — 海陸風の主風向に沿った暖候期における気温・水蒸気圧分布の日変化 —，文部省科学研究費補助金研究成果報告書「海陸風の構造と空中花粉の動態への影響に関する研究」，85～97。
- 福岡義隆、林 陽生、田瀬則雄、近藤昭彦、開発一郎、成田健一、高橋日出男、1993：自然流域における都市の水・熱の収支・循環に関する研究、日産科学振興財団研究報告書、16, 45～53。
- 宮田賢二、1982：広島県の海陸風、広島女子大学地域研究叢書Ⅲ、溪水社、395pp.
- 村川三郎、関根 穏、成田健一、1988：都市河川が周辺の温熱環境に及ぼす効果に関する研究、日本建築学会計画系論文報告集、393, 25～34。
- 村川三郎、関根 穏、成田健一、西名代作、千田勝也、1990：都市内河川が周辺の温熱環境に及ぼす効果に関する研究（続報）—水平および鉛直的影響範囲の検討—、日本建築学会計画系論文報告集、415, 9～19.

盆地霧の予報に関する研究

盆地霧の予報に関する研究グループ

宮田賢二（広島女子大学），瀬戸信也（広島県保健環境センター），引野友幸・松尾文恵（広島地方気象台）

1. はじめに

広島県の三次盆地の霧の実態についての研究（宮田, 1994）に基づいて、霧発生と気象条件との関係について主に統計的方法による解析を行い、それに基づく霧予報の可能性について検討してきた（藏西他, 1992, 池本他, 1992）。しかし長年にわたって取り組んできたにもかかわらず、いまだに実際的な予報方法を見いだすことはできていない。本研究は、これまでの取り組みを見直し、現在までに解明された盆地霧の実態と機構の研究に基づいて、実際的な予報方法を考えることを目的とするものである。今回は、そのことに関連する基本的とみられる問題点について検討した結果について述べる。

2. 霧の予報内容について

中国山地の霧研究グループによる広島県の三次盆地を中心とした現地観測や、日本道路公団や広島県林業試験場による霧観測データの解析などによって、中国山地の盆地霧の実態について多くの事実が明らかになってきている。その結果、盆地霧は夜間の大気境界層の発達とともに局地的な現象であることや、盆地地形がそれに特徴的な作用を加えていることなど、従来から考えられていたことを実際に確認できたように思われる。しかし、盆地内でも谷間地形の場所や山際などで霧は最初上空から発生することが多いことや、霧がさまざまな運動をともなっていることなど、これまで十分には知られていなかった実態も見いだすことができた。

このような霧の実態をとらえる上で問題になることは、霧をとらえる項目の多さとその変動性である。霧をとらえる項目としては、発生・消滅時間、発生場所、霧域の広がり、発生高度、霧の運動、霧の外見などが挙げられる。しかもこれらのどの項目も実際には極めて変動的である。このような変動性は基本的に天気などの気象条件と関連していることは経験的にも知られていることではあったが、実際の変動性は予想以上のものであった。一晩の間でも霧は上空の雲の動静とともに微妙に変化することもしばしばであった。

普通、霧の予報といえば霧発生の有無を考えるが、実際の霧が多様な特徴を持ち、かつ変動的である以上、これらの霧の特徴についての予報も考える必要がありそうである。ただ、そのような多様な実態のデータはまだ数少ないので、あまり詳しい霧の実態まで予報する方式をつくることは実際的に困難だという問題は残る。そういう問題はあるにしても、霧という現象が視程に基づきながら雲形のように形態的な特徴をもつ現象であることは霧予報の内容と関連してよく検討すべき問題のひとつである。

3. 予報方法について

将来的には数値予報的な方法によるのが望ましいが、霧研究の現状からはそのような方法は盆地地形の複雑さや霧という凝結過程の取り扱いのむずかしさなどを考えると、なんらかの統計的な手法による予測方法が妥当な方法だと考えていた。そのため霧発生にかかる一般場や局地場の気象条件を選び、それらの条件との相関関係を判別分析などによって調べ、得られた予測式による予報方法を考えてきた。これは以前まで気象庁で行っていた各種の短期間予報の手法と基本的には同じである。しかしこの方法には予測要因をどう予測するかという問題のほか、どんな予測要因を考えればよいかという問題があった。さらに盆地霧の機構にかかる盆地冷却の研究も緒についた頃でもあったため、大気境界層過程という位置づけしか行わなかった。しかも大気境界層への一般場の影響についてもそれほど明確になっているわけではなく、試行錯誤的に進めるほしかった。

しかし、その後、盆地冷却の機構に関する研究が大いに進み、基本的な点はほぼとらえられたように思われる。したがってこれらの成果によってこれまで調べてきた霧の実態がどう説明できるかを明らかにし、それに基づいて霧予報の方法を考えることができるのでないかと考えていた。具体的には予測要因をより実態に対応してきめができるのではないかという期待を持っていた。

ところがこの点に関して少し状況の変化がみられた。すなわち最近の気象庁の数値予報技術の進歩は著しく、最近

の気象庁の予報資料によると、一般場だけでなく局地的な気象状態についても数値予報がなされるようになっている。つまり関与する気象条件がほぼ数値予報として与えられている。つまりどんな予測要因が適切であるかを考える必要がなくなったわけである。残された問題は、これらの気象条件が霧の発生につながる凝結状態を盆地内に生じるかどうかを見極めることである。このためには現在気象庁で計算されている地点資料と当該盆地の局地気象との関係をよく知る必要がある。そしてそのためには盆地気象の実態と機構についての理解が必要であり、したがって結局は同じ問題に再び直面することになったわけである。

3. 盆地霧の機構について

盆地は平坦地にくらべて夜間の冷却の大きいことが知られている。その機構の詳細がKondo et al. (1989) などによってかなり解明されてきている。周囲の山が風を遮って空気の上下混合を弱める効果や、斜面流によって冷気が効率的につくられる効果、それが盆地に堆積することによって放射冷却を強める効果、冷気の堆積とともに逆転層の形成が空気の上下の混合を弱める効果など、ある。しかしこれらの研究は盆地全体の過程は示しているが、斜面流の実態やそれにともなう気温場の変化などの盆地内の細かい気象変化を明らかにしているとはいえない。つまり盆地のもつ全体的な特徴が内部的な構造とどう結びついているかはまだ十分にはわかっていないようである。霧の発生はそのような構造と関係して発生していることは実際の観測で否定できない事実である。たとえば三次盆地などで霧が最初上空から発生することは、盆地の気象の分布構造が単純でないことを示している。したがって仮に気象庁の局地気象資料が利用できたとしても、それを霧発生や霧の変動性の予報に結びつけるには、さらに多くの検討が必要である。

4. おわりに

統計的な予測方法について長年にわたって検討してきたが、予測要因の選びだし方や予測要因の予測などの問題に直面して、このような方法を再検討する必要に迫られていた。この問題を解決するには盆地霧の機構についての理解が不可欠である。この点についてKondo et al. などによる盆地冷却機構の研究は多くの示唆をあたえてくれる。しかし霧の実態と結びつけるにはまだ不十分であるように思われる。とくに盆地冷却の基本となる斜面流の実態とそれによる気温などの局地場の形成の理解が必要である。

その一方で、現在気象庁では従来からの一般場の数値予報に加えて、局地場についても多くの資料をルーチン的に提供するようになっている。したがって統計的な予測方法の問題のひとつであった予測要因の選択という問題はほぼなくなったといえる。残された問題はそのような資料と盆地冷却とをどう結びつけるかである。そしてそのためには盆地冷却における斜面流の役割を明確にすることが大切だと考えられる。現在、これまでになされた盆地冷却や斜面流に関する研究と霧の実態に関する研究とを改めて見直し、両者の関係を見いだすことについて検討しているが、まだ結論は得られていない。

参考文献

- 池本由佳, 宮田賢二, 1992 : 三次盆地の霧の予報に関する研究(Ⅱ), 日本気象学会関西支部例会講演要旨集, 61, 21~22.
Kondo, J., Kuwagata, T. and S. Hagino, 1989 : Heat Budget Analysis of Nocturnal Cooling and Daytime Heating in a Basin, J. Atmos. Sci., 46, 2917 ~2933.
藏西小百合, 宮田賢二, 1992 : 三次盆地の霧の予報, 日本気象学会関西支部年会講演予稿集, 19 ~21.
宮田賢二, 1994 : 三次盆地の霧の研究, 広島女子大学地域研究叢書X V, 溪水社, 255pp.

地表面過程を考慮した海陸風の数値シミュレーション

大橋 唯太 (岡山大学大学院理学研究科)・塚本 修 (岡山大学理学部)

1. はじめに

Estoque (1961) や Pielke (1974) など過去多くの研究者によって海陸風の数値実験が行われてきた。しかし、鉛直方向の渦拡散係数のプロファイルの与え方は研究者によってかなり異なっている。その中でも Pielke によって与えられたものが現実的であるとされ、他の研究者らによって広く使われてきた。しかし、Clarke (1970) を始めとする実験及び観測結果をもとに Mizuma (1989) がより現実的なプロファイルを考えた。

本研究では、直線状の海岸を持った最も簡単とされる地形で起こる海陸風のシミュレーションを行った。そして Pielke による鉛直方向の渦拡散係数と Mizuma によるそれを比較及び検討した。さらには地表面温度の日変化を陽に与える方式を用いずに、より現実的な地表面熱収支から地表面温度を決定し、それを境界条件とする海陸風のシミュレーション方法について考察していく。

2. モデル

本研究は佐橋・佐々木 (1986) のモデルを用い、改良して行った。

今回の3次元モデルの空間領域は次のように取っている。

水平方向：格子間隔 $\Delta x = \Delta y = 5\text{km}$ 領域全体 $x = y = 100\text{km}$ (格子数20)

鉛直方向：地表から50mの高さまでを接地層として1つのグリッドと考える。

接地層より上のEkman層内では格子間隔 $\Delta z = 100\text{m}$

領域全体 $z = 2050\text{m}$ (格子数21)

また、時間積分を安定に進めるために計算時間の間隔は $\Delta t = 10\text{s}$ にとっている。また地形については領域を南北等面積に分けるように直線状に海岸線を取り、北側を陸、南側を海とした。地上の起伏は考慮せず平面としたが、陸の粗度は0.1m、一方海の粗度は 10^{-4}m と区別する。

支配方程式に関しては、圧力は静水圧平衡式、風速を運動量保存式及び連続の式から、そして気温を熱エネルギー保存式から算出する。ただしこのモデルでは水蒸気と一般風を考慮してはいない。

陸地の地表面温度は次の式によって日変化させる。

$$T_0 = 293 + 6 \sin \left[0.01745 \left(\frac{t}{240} + 260 \right) \right] + 2.5 \sin \left[0.01745 \left(\frac{t}{120} + 100 \right) \right] \quad t: \text{時間 (s)} \quad (2-1)$$

この式は矢野 (1990) による海陸風シミュレーションで使用されたものである。地表面の最高温度は午後12時に 28.2°C 、最低温度が午前4時で 14.4°C である。海面温度については 21.0°C としている。

本研究はワークステーション (Sun, SS-5) で計算させ、シミュレーションは1日目午前8時から2日目午前7時の計47時間について行った。この間の計算時間は、約7時間である。図の作成に当たっては地球流体電腦ライブラリを用いた。

3. K_z の違いによるモデルの比較

鉛直方向の渦拡散係数 K_z については、

CASE 1: Pielke (1974) による K_z の決定

3次関数的な分布であり、高さ700m付近で最大値を取る (O'Brien (1970) が定義、図1のCASE 1)。

接地層頂部 (高さ50m) での運動量に対する K_z の値は

$$K_z(h) = \frac{ku_*h}{\Phi(|\zeta_h|)} \quad h: \text{接地層の高さ} \quad k: \text{カルマン定数} \quad u_*: \text{摩擦速度} \quad (3-1)$$

によって与えられ、式中の $|\zeta_h|$ は

$$|\zeta_h| = \frac{h}{L} \quad L = -\frac{L}{\sigma} \quad L: \text{Monin-Obukhovのstability length} \quad (3-2)$$

ここで σ は Yamamoto and Shimanuki (1966) によって与えられた定数であり、 $\sigma = 15.0$ である。

$\Phi(|\zeta_h|)$ の関数形は Shimanuki (1969) によって求められた、

$$1.99 < \zeta_h : \frac{1}{\Phi} = |\zeta|^{\frac{1}{3}} + \frac{1}{1.5|\zeta|^{\frac{1}{3}} + 0.432} \quad (3-3a)$$

$$0 \leq \zeta_h \leq 1.99 : \frac{1}{\Phi} = 1 + 0.4885|\zeta|^{\frac{1}{3}} \quad (3-3b)$$

$$-2.99 \leq \zeta_h \leq 0 : \frac{1}{\Phi} = 1 + \frac{|\zeta|^{\frac{1}{3}}}{2} + |\zeta|^{\frac{1}{3}} \frac{1 + |\zeta|^{\frac{1}{3}}}{4 + |\zeta|^{\frac{1}{3}}} \quad (3-3c)$$

$$\zeta_h < -2.99 : \frac{1}{\Phi} = |\zeta|^{\frac{1}{3}} + \frac{2}{|\zeta|^{\frac{1}{3}} + 0.8} \quad (3-3d)$$

を使う。

また、運動量と熱に対する K_z は区別しており、熱に対する渦拡散係数 K_z^{heat} は

$$K_z^{\text{heat}}(h) = K_z(h) \quad (\text{安定成層}) \quad (3-4a)$$

$$K_z^{\text{heat}}(h) = \frac{K_z(h)}{\Phi(|\zeta_h|)} \quad (\text{不安定成層}) \quad (3-4b)$$

で表される。

CASE 2: Mizuma (1989) による K_z の決定

3次関数的な分布であり、高さ500m付近で最大値を取るが、高さ約1300m以上では $10 \text{ m}^2/\text{s}$ と一定値を取る(図1のCASE 2)。

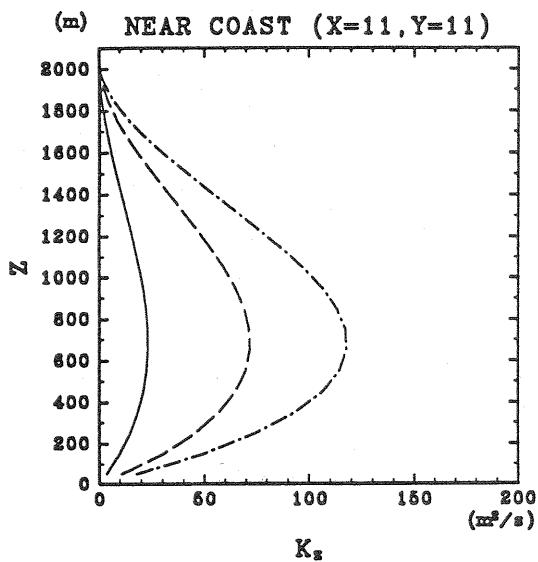
運動量と熱に対する K_z は同一視しており、接地層頂部での K_z の値は Estoque (1959) と Priestley (1959) による式を改良した次式から求める。

$$Ri < -0.03 : K_z(h) = 0.18h^2 \left\{ \frac{g}{\theta} \left| \frac{\partial \theta}{\partial z} \right| \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (3-5a)$$

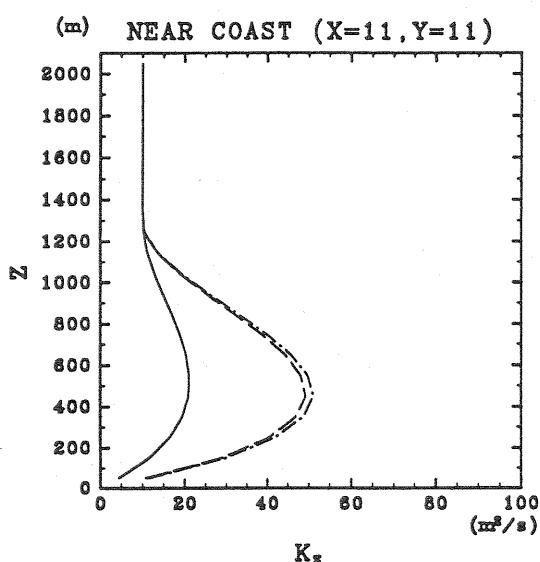
Ri: Richardson数 $\overline{\theta}$: 接地層の平均温位

$$-0.03 \leq Ri < \left| \frac{1}{\alpha} \right| : K_z(h) = \left\{ k(h + z_0)(1 + \alpha Ri) \right\}^2 \frac{\partial U}{\partial z} \quad z_0: \text{粗度長} \quad \alpha = 0.03 \quad (3-5b)$$

$$\left| \frac{1}{\alpha} \right| \leq Ri : K_z(h) = 2 \quad (3-5c)$$



C A S E 1



C A S E 2

図1 鉛直方向の渦拡散係数のプロファイル(実線:午前8時 破線:午前10時 一点破線:午後12時)

図2のホドグラフ(海岸線に最も近い陸上で高度150m)を見てわかるように、

CASE 1

最大海風 || 13時 5.9m/s
最大陸風 || 1~2時 2.5m/s

CASE 2

13~14時 3.4m/s
2~4時 1.7m/s

となっており、CASE 1 の方がCASE 2 の場合に比べて全体的に1.5~2倍ほど風速が強いことがわかる。

図3は地表面温度が最大となる12時の風の鉛直構造を表しており、海岸線に対して直角方向の鉛直断面である。CASE 1 の場合はほぼ全域に渡って海風循環が広がっているのに対し、CASE 2 では循環の高さは1500m程度であり海風の内陸への進入距離が30kmにとどまっているのがわかる。

今後、接地層頂部での K_z 値の決め方による影響と合わせて、Pielke と Mizuma の鉛直方向の渦拡散係数の決め方の違いによる温度の影響についても検討していく。

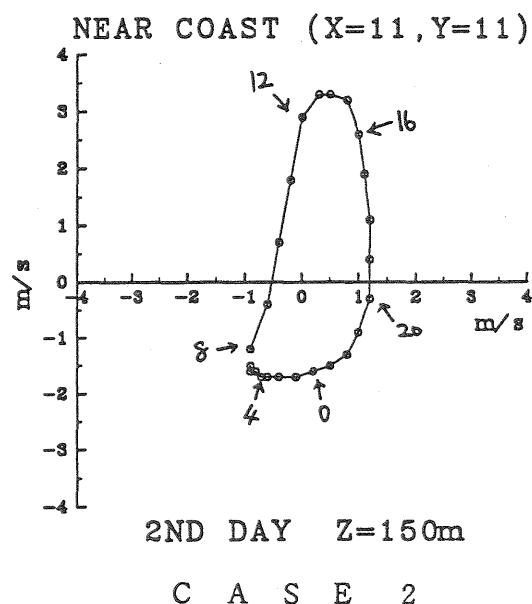
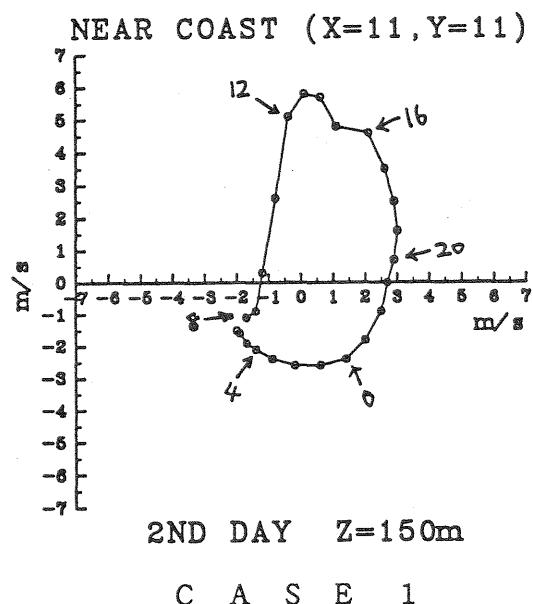


図2 高さ150mでのホドグラフ(2日目, 数字は時刻を表す)

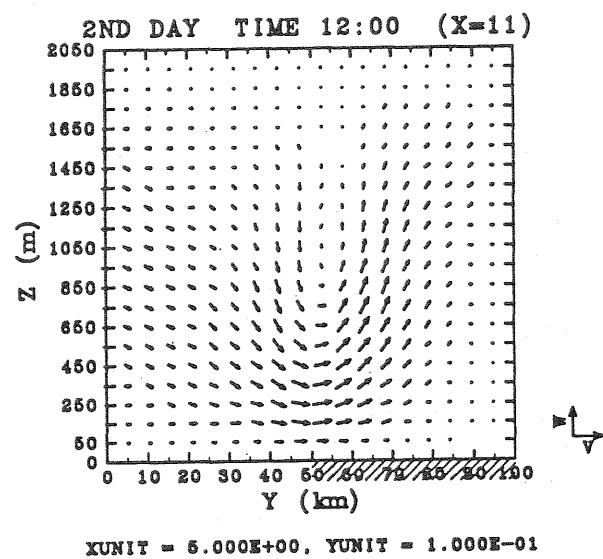
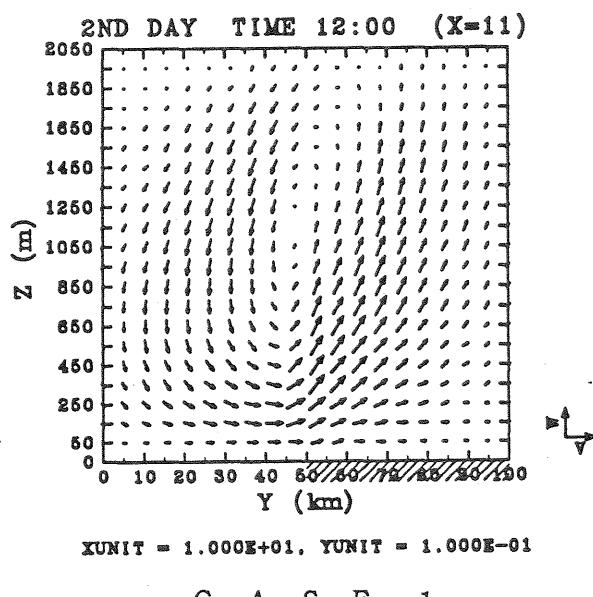


図3 風の鉛直構造(2日目12時, V成分の単位ベクトルのスケールが異なっているのに注意)

4. 地表面熱収支の考慮

ここまでは陸面の地表面温度は(2-1)式でようく与えたが、現実には地表面温度は種々の気象条件によって変化する。しかし、地表面温度の変化を種々の条件で測定することは容易ではない。そこで現実の気象条件の変化に対応できるモデルとして、直接観測できる気象要素を入力として与え、地表面温度を地表面熱収支式から推定し、これを基にして海陸風の計算をすることを考える。

地表面での熱の蓄積がないとすると、地表面での熱収支は次のように表される。

$$R_s + R_L = H + \lambda E + G \quad (4-1)$$

R_s : 短波放射量 R_L : 長波放射量 H : 顯熱フラックス λE : 潜熱フラックス G : 地中への熱フラックス

ここで短波放射 R_s については次のように書くことができる。

$$R_s = R_s^d - R_s^u = R_s^d(1 - \alpha) \quad (4-2)$$

R_s^d : 下向きの短波放射量 R_s^u : 地表面で反射された短波放射量 α : アルベド

また、長波放射 R_L についても次のように書くことができる。

$$R_L = R_L^d + R_L^u = R_L^d + \sigma T_0^4 \quad (4-3)$$

R_L^d : 下向きの大気放射量 R_L^u : 地表面からの長波放射量 σ : Stefan-Boltzman定数 ($5.67 \times 10^{-8} \text{W/m}^2\text{K}^4$)

T_0 : 地表面温度

従って、地表面温度は次式のように表せる。

$$T_0 = \left\{ \frac{1}{\sigma} (R_s + R_L^d - H - \lambda E - G) \right\}^{\frac{1}{4}} \quad (4-4)$$

一方、 H と λE の熱フラックスについてはBulk法より求める。

$$H = \rho c_p C_H u (T_0 - T) \quad \lambda E = \lambda \rho C_E u (q(T_0) - q) \quad (4-5)$$

ρ : 空気密度 c_p : 定圧比熱 C_H : 热のBulk輸送係数 C_E : 水蒸気のBulk輸送係数 λ : 水蒸気の潜熱

日射量 R_s と大気放射量 R_L 及び気温 T と比湿 q は日変化量として与え、また G は地中温度の差から求められる。ここでわかるように、(4-4)式右辺の H と λE 、及び G には地表面温度 T_0 が含まれているので(4-4)式は解析的に解くことはできない。そこで地表面温度 T_0 は式をNewton-Raphson法で数値的に解くことによって計算される。

そして現在のモデルに地表面熱収支の式を取り入れて、今後検討していくことにする。

参考文献

- Clarke, R. H., 1970 : Observational studies in the atmospheric boundary layer, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 96, 91-114.
- Estoque, M. A., 1959 : A preliminary report on a boundary-layer experiment, GRD Res. Notes, 20, AFCRC, Bedford, Mass.
- Estoque, M. A., 1961 : A theoretical investigation of the sea breeze, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 87, 136-146.
- Mizuma, M., 1989 : A Numerical Model of the Land and Sea Breeze Constructed by Using the Spectral Method, Jour. Meteor. Soc. Japan, 67, 659-676.
- O'Brien, J. J., 1970 : A note on the vertical structure of the eddy exchange coefficient in the planetary boundary layer, J. Atmos. Sci., 27, 1213-1215.
- Pielke, R. A., 1974 : A three-dimensional numerical model of the sea breeze over south Florida, Mon. Wer. Rev., 102, 115-139.
- Priestley, C. H. B., 1959 : Turbulent transfer in the lower atmosphere, Chicago Univ. Press, p. 41.
- 佐橋謙, 佐々木弘記, 1986 : 笠岡湾干拓地造成による海風の変形, しぶかわ, 7, 2-6.
- Shimanuki, A., 1969 : Formulation of Vertical Distributions of Wind Velocity and Eddy Diffusivity near the Ground, Jour. Meteor. Soc. Japan, 47, 292-297.
- Yamamoto, G. and A. Shimanuki, 1966 : Turbulent transfer in diabatic conditions, Jour. Meteor. Soc. Japan, 44, 301-307.
- 矢野裕希, 1990 : 数値シミュレーションによる海陸風, 岡山大学教育学部卒業論文.

赤外放射計の日射によるドーム加熱効果の補正について

遠藤 和美（岡山大学大学院理学研究科），塚本 修（岡山大学理学部）

1. はじめに

環境問題などで取り上げられる気候変化の解明のためには、全球的な地表面熱収支の評価が不可欠で、さらに、精度の高いデータが要求される。この熱収支は短波・長波放射、顯熱、潜熱の各フラックス及び地中熱流量などによって決まり、長波放射はその中の重要な成分である。特に下向き放射量は、各種数値モデルの中でも入力条件として与えるため、その結果を大きく左右することになる。

長波放射には赤外放射計を用いて直接測定する方法と、全波放射と短波放射(日射)の差から算出する方法がある。しかし、全波放射と短波放射では測定機器が異なり、特性や検定方法の違いからかなりの誤差が生じる。そのため、精密な観測が必要な場合には赤外放射計で直接測定を行うことが一般的である(志村；1996)。

1968年に発表された最初の赤外放射計には直径50mmの半球ドーム(KRS-5)が取付けられていた。このKRS-5はヨウ化タリウム・臭化カリウムの化合物で作られており、内部には4~50 μm の波長を透過する干渉フィルターを蒸着していた。ところが、KRS-5は日射を吸収し、日射によって加熱されたドームからの放射も含めて測定してしまうことが明らかになった(Enz et al.; 1975)ため、シリコンドームへと改良された。

シリコンドームの使用によって、日射による誤差の増幅はかなり改善されたが、完全になったとはいえない。より精密な測定を必要とする場合、ドームを遮蔽デスクで覆い、ドームの加熱を防ぐか、ドーム温度を測定して加熱されたドームからの2次放射を補正するべきである。現在、世界的には、米国Eppley社のPIR(Precision Infrared Radiometer)が多く用いられ、日本では英弘精機(株)の精密赤外放射計(MS-200またはMS-201)が用いられているが、その評価方法についてはまだ解決していない。

また、遮蔽デスクを使わず、ドーム温度の測定も行われていない過去のデータをより正確なものにするには同時に測定された他の気象要素を使って、ドーム温度を推定する必要がある。そして、それらの気象要素からドーム加熱の影響を見積もり、正確な長波放射量を得ることが本研究の目的である。

2. 観測

2.1 観測方法

1996年6月から8月の晴天の続いた期間に長波放射量、ドーム温度、日射量、気温、風速の観測を行った。観測場所は、岡山市北部岡山大学一般教育棟屋上である。赤外放射計は、英弘精機社製の精密赤外放射計MS-200を使用した。ドーム温度は、赤外放射計のシリコンドーム表面に直径100 μm の銅・コンスタンタン熱電対を頂部、東西南北の5点に取付け、その平均温度を求めた。気温はドーム温度と同様の銅・コンスタンタン熱電対に日射覆いを付けたものを使用している。各信号はデータロガーに接続し、5分間隔でサンプリングした。30分平均のデータは、これらを平均したものである。

2.2. 観測器の構造と一般的なエネルギー収支式

今回、長波放射量を測定するために使用した赤外放射計MS-200の内部構造を図1に示す。長波放射と短波放射(日射)の境界波長はおよそ3 μm であり、MS-200では3 μm 以上の波長を透過するようにシリコンドーム内部に干渉フィルターを蒸着している。そのため、MS-200の測定可能な波長範囲は3~50 μm である。

MS-200では、図1の受感部でドームを透過していく長波放射と、Stefan-Boltzmannの法則に基づく受感部の下からの絶対温度による放射が平衡している。この結果が受感部上下の温度差として現れるので、これを熱電堆によつ

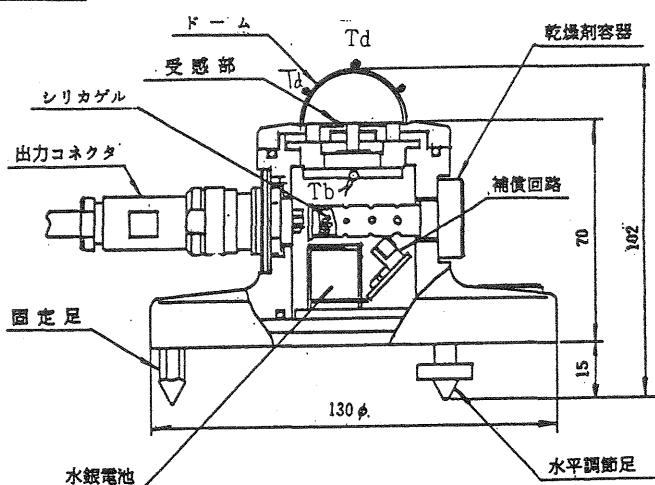


図1：精密赤外放射計(英弘精機製MS-200)の内部構造

て電圧で測定する。

受感部での放射収支を式で表すと、

$$aE = L_1 - \sigma T_b^4 \quad \dots \dots \dots (1)$$

a : 热電堆の検定値

E : 热電堆の出力電圧

L_1 : 受感部に入射する長波放射量

σ : Stefan-Boltzmann 定数($5.67051 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$)

T_b : 受感部の温度

となる。上記の式を長波放射量について、次のように書き換えることができる。

$$L_1 = aE + \sigma T_b^4 \quad \dots \dots \dots (2)$$

さらに、前述のパラメータを利用して日射によって加熱されたドームからの放射を考慮すると、以下のように表すことができる(Albrecht and Cox, 1977)。

$$L_2 = L_1 - k \sigma (T_d^4 - T_b^4) \quad \dots \dots \dots (3)$$

L_2 : ドームの加熱効果を考慮した長波放射量

k : 検定によって決定される定数

T_d : ドーム平均温度

塩原ら(1992)は標準黒体を用いた精密な実験から $k = 3.16 \pm 0.11$ という値を得ているので、ここでは、
 $k = 3.16 \pm 0.11$ で計算している。

(3)式を用いて長波放射量を計算したもの(L_2)と(2)式で計算した長波放射量(L_1)を図2で比較している。この図から、(3)式で計算すると、日の出と日の入の頃を除いて右辺第2項で表されるドームからの2次放射を補正できていることがわかる。日の出と日の入の頃に、うまく補正できない理由は、シリコンドーム内部の干渉フィルターがドーム縁辺部では薄くなっているため、そこへ日射が低い角度から差し込むからであると考えられる。

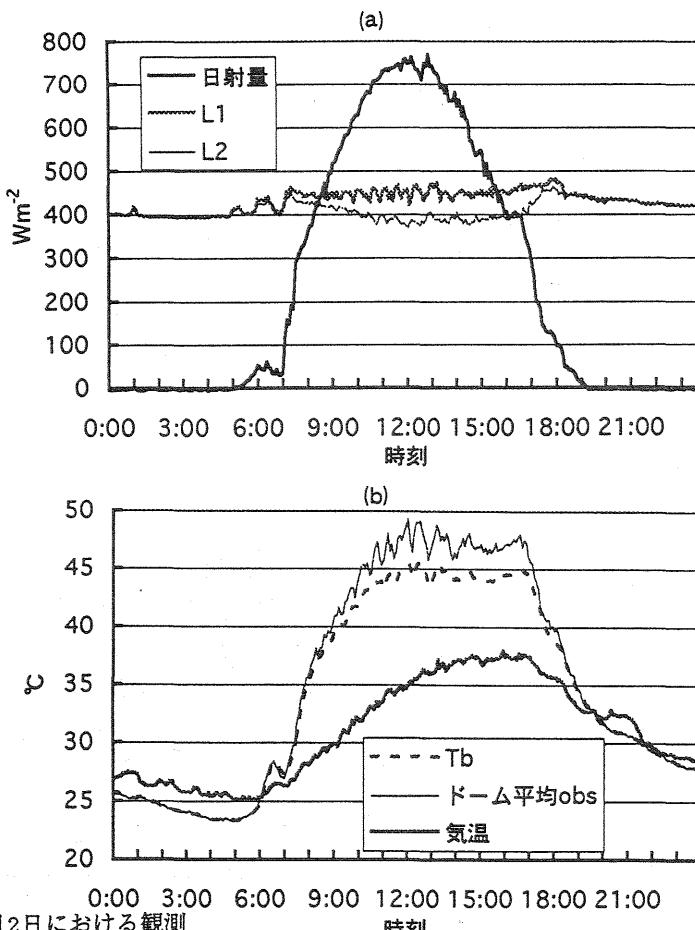


図2：1996年8月2日における観測 時刻

(a) $L_1 = aE + \sigma T_b^4$ で計算した長波放射量(L_1)と $L_2 = L_1 - k \sigma (T_d^4 - T_b^4)$ で計算した長波放射量(L_2)の比較

(b) 同じ日の T_b , ドーム平均温度, 気温のデータ

2.3 日射遮蔽実験

日射量が実際にドームを加熱し新たな放射を生じているかという問題を明らかにするため、日射を遮ったときと遮らないときの比較実験を行った。観測は、上記の観測と同様に岡山大学一般教育棟屋上で行われ、観測器も同じものを使用した。ただし、サンプリングは6秒毎に行っている。この結果が、図3に示されている。

本来、長波放射量は日射量の増減に左右されないはずである。にもかかわらず、日射が遮られた部分(SRの凹部)では観測された長波放射量(LR)も減少している。また、日射をそのまま受けている部分(SRの凸部)では、長波放射量は増加している。このことから、日射が長波放射量に影響を与えていたことが明らかになった。

この実験でもドーム温度を測定し、(3)式を用いて長波放射量を計算した(図3のLRcorrected)。この結果、ドームの加熱効果を(3)式を使って補正すると、日射の影響を消去できることがわかった。

4/9 13:12-13:36

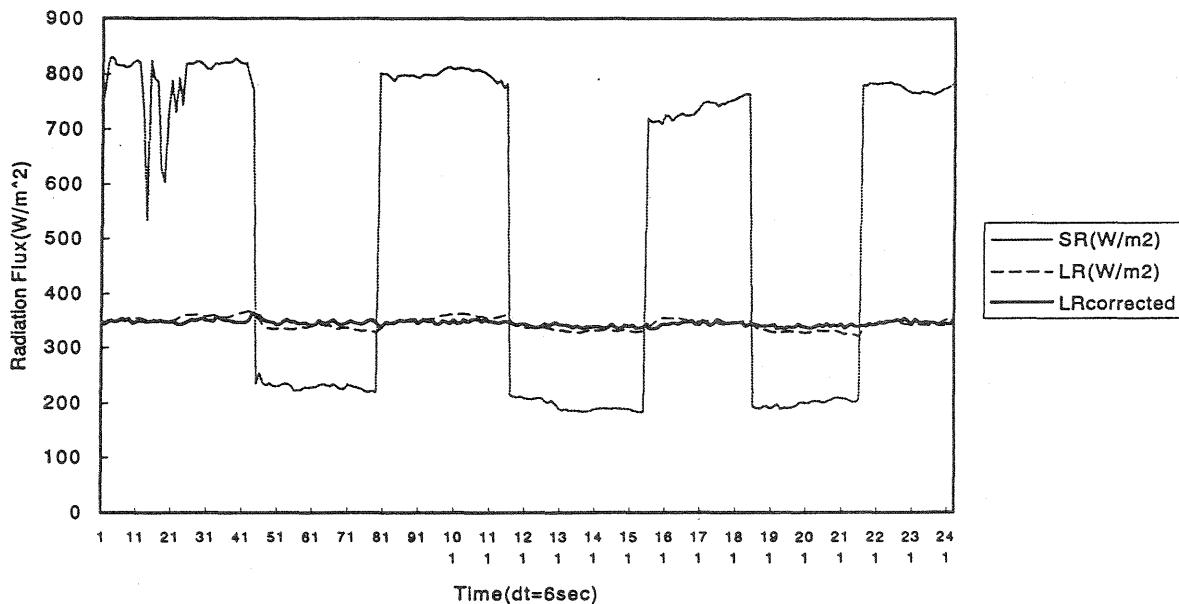


図3：1996年4月9日に行った日射遮蔽実験
SRは日射量、LRは長波放射量、LRcorrectedは(3)式で得た長波放射量

3. ドーム平均温度の推定

ドーム温度の直接測定がない場合に、これを他の気象要素から推定するために、次のような解析を行った。観測した期間のうち、天気がよい日が続き、かつ最も長い観測期間であった1996年7月31日から8月8日を選び、ドーム平均温度と気温の差が日射量と風速にどのくらい影響を受けているかを30分平均したデータから調べた。その結果、温度差と日射量には、図4のような関係のあることがわかった。これを原点を通るように直線回帰すると、

$$y = 0.0148x \quad \dots \dots (4)$$

のような関係になることがわかる。一方、風速の方は、日射量ほどの明瞭な相関は見られなかったので、ここではその影響は考慮しないことにする。そのほかの期間のデータについても(4)式を用いて同様に計算したところ、相関係数 R^2 は0.5～0.8となるため、(4)式と気温からドーム温度が推測できることが確認できた。

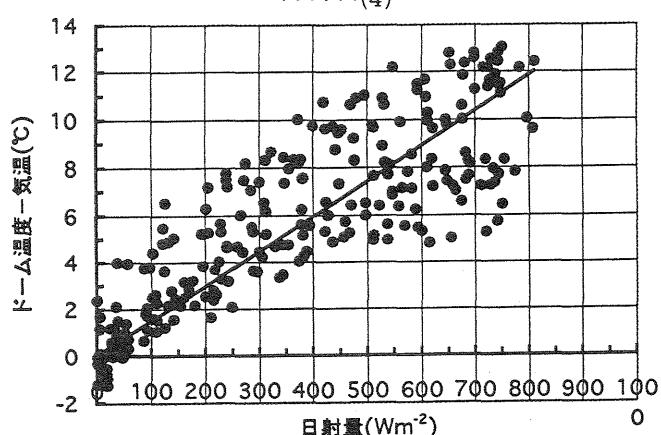


図4：1996年7月31日から8月8日までの日射量に対する
30分平均のドーム平均温度と気温の差の分布と
回帰直線($y=0.0148x$; 相関係数 $R^2=0.696$)

4.まとめ

- これまでのことから、以下のことが明らかになった。
- (a) (2)式で表される通常の放射量の計算式では、昼間の下向き長波放射量を過大評価してしまう。
 - (b)赤外放射計の日射遮蔽実験により(3)式の右辺第2項のドーム加熱効果が補正できる。
 - (c)ドーム加熱効果を見積もるためにドーム温度の測定が不可欠であるが、この直接測定がない場合には、日射量と気温からドーム温度を推定することができる。
 - (d)ドーム温度の直接測定から推定式を導くことができた。

今後は、Albrecht et al.(1977)の式の再検討を含め、ドームの加熱効果を精度よく評価し、長波放射量を補正できるよう研究を進めていきたいと考えている。なお、本研究にあたり、英弘精機(株)の三宅行美氏より有益なコメントと資料をいただいた。

参考文献

- Albrecht.B. and Cox. S. K., 1977 : Procedures for Improving Pyrgeometer Performance : J. Appl. Meteor., 16, 188-197
Enz. J. W. and Link. J. C. and Baker. D. G. 1975 : Solar Radiation Effects on Pyrgeometer Performance : J. Appl. Meteor., 14, 1297-1302
塩原匡貴, 浅野正二, 1992 : シリコン製ドーム付赤外放射計のドーム効果の定量化と測定誤差について, 気象研究所研究報告, 43(1), 17-31
志村 英洋, 1996 : 第8章 放射計, 気象研究ノート,, 105-118

小渓谷中の夜間の係留気球観測から得られた二三の知見

佐橋 謙 (岡山大学)・塚本 修 (岡山大・理)・片岡敏夫 (岡山県環境保健センター)

1. はじめに

岡山県北の上流への延長約3kmの小さな渓谷中で、係留気球を使用した観測を行った。特に夜間の冷気流の鉛直方向の特性を調べる目的で実施した。いくつかの興味ある結果が得られたので報告する。

2. 観測期間、場所など

観測は1995年10月6日~7日、同月11日~13日の2期に分けて行われた。前半の観測時は比較的天気が良くなかったので、ここでは後半の期間についての資料を主として使用する。観測点は図1に示すように岡山県と鳥取県との県境に近く、中国山地の脊梁山脈のすぐ南側である。図中の赤和瀬と天王と記された●印の場所で係留気球を使用した。この両地点と▲印の人形峠では岡山県の管理する公害監視局があり、気温、風など通常の気象要素の連続記録が得られている。

この付近での脊梁山脈の平均海拔高度は950m程度、人形峠は745m、赤和瀬で700m、天王で550mである。

使用した係留気球はAIR社製のものを2セット、赤和瀬と天王とで使用した。両地点の比較を行うことになるので、観測開始前の10月5日に現地で両センサの器差を確認するための実験を行った。ただし圧力センサについては一方は圧力差を、もう一方は圧力の絶対値を出力する方式であったので、この比較実験は行っていない。さらに、このシステムは同じ発信周波数で出力を地上に伝達するため、2地点での同時観測は行えない。観測時間はずらせるという方法を取らざるを得なかった。係留気球による観測は、気球に取り付けたセンサを最大700mまで電動ワインチで上下することで上空の気象要素の値を獲得することになる。この報告では、その1回の上下で得られた値を平均することによってその中央の時刻での鉛直プロファイルとすることにした。

この観測では係留気球以外に気温だけが測定できる低層ゾンデも使用した。これは、地上数kmまでは追跡できるがこの出力も係留気球の発信周波数と同じ周波数が用いられているため、係留気球との同時観測は出来ない。さらに、参考資料として米子測候所でのゾンデ観測の資料も利用した。

3. 観測結果と考察

今回の観測期間中24時間好天気で推移したのは、10月12日と13日の2日間のみであった。13日の早朝には接地気層の現地の気温は0.8°C、地表面または背の低い植物の葉には降霜が観察された。期間中の地上天気図によれば、これらの両日を含め、現地付近のシノブティックスケールの風は一般に北風が卓越していたと考えられる。

また、県の監視局の赤和瀬の資料では12日はほぼ一日中北よりの風が卓越し、昼間に上り風、夜には下り風というような典型的な山谷風循環はその風向の記録から見られない。それに対して13日は赤和瀬と天王では似たような時間経過を示し、夜は北よりの風の、昼間は南よりの風の頻度がそれぞれ多くなっており、山谷風循環の傾向を示している。

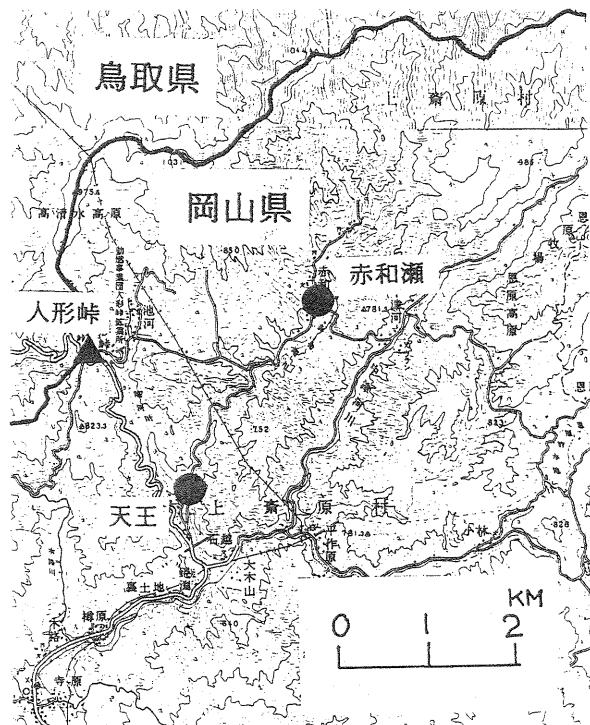


図1 観測点と付近の地形

前節に述べたような方法で処理して得られた係留気球観測による結果の一例を次に示す。図2に昼間の例を、図3に夜間の例を示す。前者の図は天王でのものであるが、地上から600m高度までほぼ100mについて1°Cの割合で直線的に低温となっており、乾燥断熱減率に一致する通減率を示している。このことは当時対流混合が盛んであり、いわゆる混合層が地上600m以上にまで達していたことを示している。

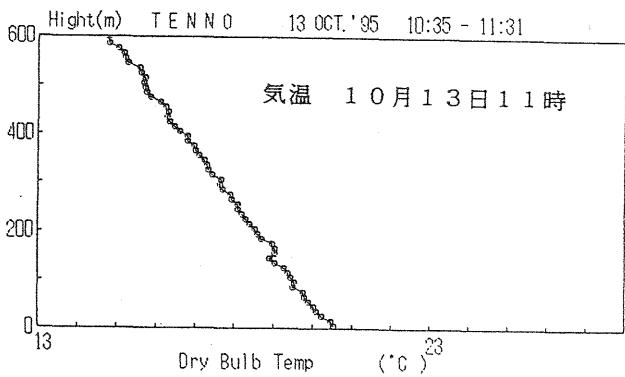


図2 天王での気温鉛直分布（昼間）

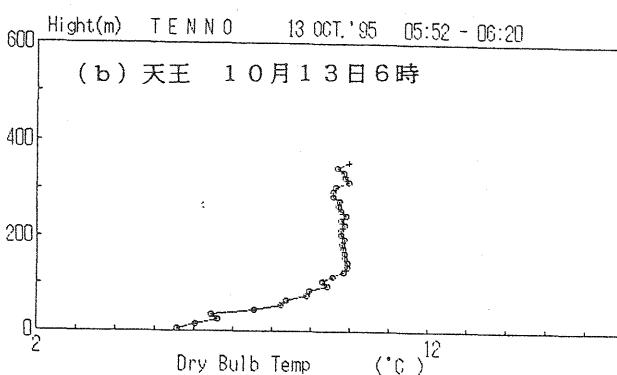
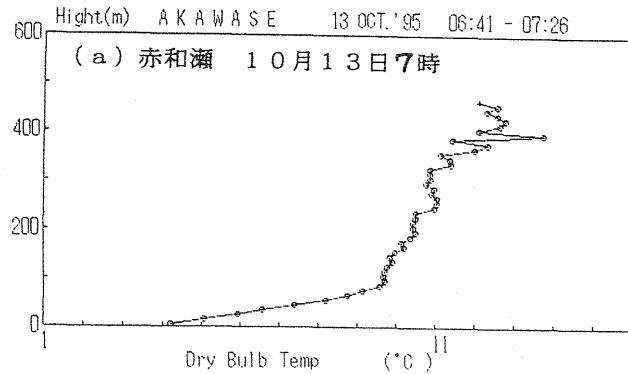


図3 赤和瀬（上），天王（下）での気温鉛直分布（夜間）

後者の夜間の例では、上段は赤和瀬を下段は天王の結果を示している。好天気であった13日早朝6～7時のもので、天王終了後赤和瀬の観測が行われている。両者とも図2の昼間の例と違い、接地逆転が明瞭でその構造が赤和瀬と天王とでやや違っている。すなわち、天王では地上100m程度で接地逆転は終わっているのに対し、赤和瀬では逆転そのものは400m程度にまで達している。ただし、赤和瀬でも100mくらいで逆転の強度が変わり、100m以下では100mの高度上昇で約6°Cの気温上昇が起こっているのに、それより高い層では100mの高度上昇で約1°Cの気温上昇である。この100m高度以下の気温上昇率は赤和瀬と人形峰での県監視局舎での気温差とほぼ一致している。このような夜間の谷間の接近した2地点での気層の構造の違いは、複雑地形中の局地循環の一例として興味ある材料を提供するものである。

図4（次頁）は、10月11日の20時から22時にかけての風速プロファイルである。左側は赤和瀬を、右側は天王を示す。この日は天気はあまり良くなかったが、興味ある風速プロファイルが得られたので特に取り上げる。この時の風向は両地点とも地上から約600mまでほぼ谷を下る向きであった。図に見られるように、両地点とも地上600mまでの高度に風速の極大点があり、上流側の赤和瀬では約370mに、下流の天王では約550mに現れている。赤和瀬と天王観測点の標高を考慮すると、この風速極大域は同一海拔高度であるようでありしかもその高度は鳥取県との県境の稜線の海拔高度にほぼ一致するようである。さらに、この時の気温プロファイルによると、接地逆転の上限の高度は赤和瀬で80m、天王で350mとなっており、両地点で接地逆転の上限高度より200～300m上に風速の極大が現れている。

ここで観測された接地逆転層の厚みが100mということは観測点の標高と付近の稜線などの標高と比べて、その逆転層は赤和瀬川沿いの低地だけに発達した接地逆転層ではなく、池河川、中津河川を含んだ低地に数キロ平方の範囲内で発達したものであると考えられる。このような広範囲の逆転層ならその時間的変化も観測できそうに思えるが、今回の観測では一晩の間での接地逆転層の厚さの変化までは明確には捉えることが出来なかった。ただ、これについての情報は音波レーダから得られている可能性は充分考えられる。

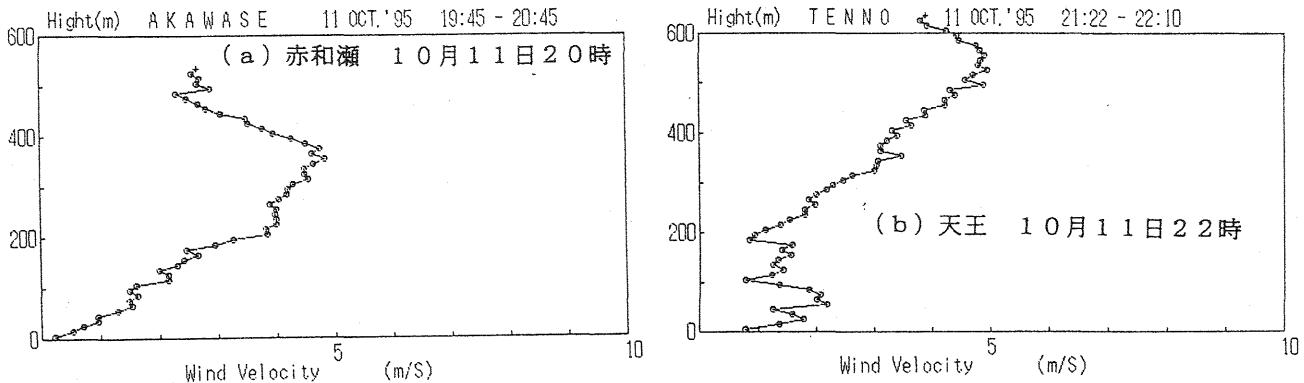


図4 赤和瀬（左）、天王（右）での夜間の風速鉛直分布

図5に赤和瀬での係留気球観測の結果から、接地逆転の出現した時刻の資料について、接地逆転の厚さを縦軸に、逆転層中の温度勾配を横軸にとってプロットしたものを示す。プロットのマークのそばの数字はたとえば7/21というものは、7日21時ごろの値のプロットということである。図によれば右側ほど時刻が真夜中から明け方に近く、左半分の方は夕方に近く、その意味では時間が経つほど逆転層内の温度勾配が大きくなっていることは示されている。しかし、時間が経つほど逆転層の厚みが増加するというような傾向は明らかではない。逆に11日の夕方に見られるように、18時から20時にかけて温度勾配は大きくなったのに厚みは減ったというような現象も見られる。放射冷却による地表の冷却によって、さらに上の気層が冷やされるはずだが前者の効果が後者よりも上回っているというようなことであろうか。

13日の係留気球の結果と比べられるように、同日の低層ゾンデの結果の一例を図6に示す。図3は13日6時、7時の係留気球の結果であった。いまここに掲げる図はその直後のものである。前の7時のものでは450mくらいまでしか測定されていないが、その層中では最後まで逆転状態にはなっていた。この低層ゾンデの結果では地上付近の詳細な分布は分からぬが、その逆転状態がまだ100mくらいは持続しその上から約800mのほぼ乾燥断熱減率に近い層があり、その上に顕著な逆転が再び生じていることが分かる。さらに上方は再び乾燥断熱減率になって4kmにまで達している。

ここに現れている地上約1.5km付近の逆転は、その発現高度は低い場合は0.5km、高いときは2kmというように違うものの、今回の観測期間中を通じてほとんど見られ、米子気象台での高層観測資料によっても推察されるようにシノブティックスケールの現象と思われる。

4.まとめ

小規模な渓谷で、係留気球で測定できるスケールの夜間下降風の観測を行った。同一渓谷に沿うとみられる2地点の間で気温の鉛直分布に特徴的な違いがあることや、付近の地形に関係すると思われる風速分布などが見いだせた。

最後に観測に協力された多くの人々、ゾンデの資料を提供して頂いた岡山地方気象台の方々に謝意を表する。

図5 接地逆転層の厚さとその中の気温勾配

高度100m当たりの気温勾配 ($^{\circ}\text{C}/100\text{m}$)

METER

100
98
96
94
92
90
88
86
84
82
80
78
76
74
72
70
68
66
64
62
60
58
56
54
52
50

7/21 6/21 12/21 7/0 13/0
7/18 11/18 13/17 12/7 13/7
11/20 7/7

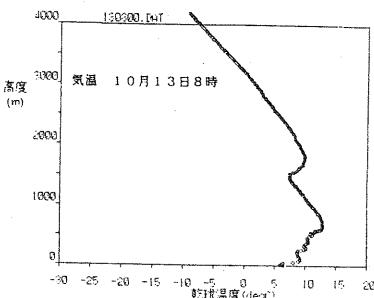


図6 低層ゾンデの観測例

係留気球用ゾンデの上位車両式馬鹿

水間 満郎 (京都大学原子炉実験所)

1. はじめに

大気境界層の観測プラットフォームとして係留気球は気象観測塔と並んで用いられて来た。数10m以上の気象観測塔の建立は容易ではないのに対し、係留気球は地上数100mの範囲に容易に適応する。大気境界層の観測が多く総観的には弱風の時に行われることから係留気球観測はデータ収集の有力な手段である。係留気球に吊り下げられたセンサーがピックアップした情報を如何にして地上に伝達するかは議論のあるところであった。中島(1971)は有線方式が優れているしながら、気象庁の方針として無線方式の開発について述べている。1972年大気境界層観測のための低層ゾンデが(財)日本気象協会と明星電気株式会社により開発された(伊藤ほか 1974)。これは無線方式の係留気球用測器としても使用できるものである。同じ頃磁気テープレコーダを内蔵した係留気球用大気乱流測定ゾンデが試作されている(林ほか 1974)。1979年米国Atmospheric Instrumentation Research(AIR)社製の1人で操作できる小型軽量の係留ゾンデシステムが日本に紹介されるに至り、大気境界層観測にこのシステムが普通に使われるようになつた。AIR社においても、ゾンデ本体、受信装置、気球本体、係留索、気球昇降用ウィンチとシステム全てについて、初期のものから顕著な改良を加えている。以下このシステムをAIRゾンデと呼ぶ。このシステムは無線方式であるので、運用に際しては気象援助局として電波法の規制を受けることになる。

林ほかが試みたような記録部を内蔵したゾンデであれば電波法の規制には無関係であり、観測へのより柔軟な対応が可能である。最近の電子技術の長足の進歩により演算記憶素子の小型軽量省電力化は著しく、これらを活用して記録部内蔵型の気象ゾンデ開発の一つの試みがなされた。これはゾンデ内に集録された気象データを回収しquick lookするための計算機システムの開発を伴う。AIR社のゾンデ本体、受信装置は高価であり、より安価な製品という側面も現実としては求められるところがある。このシステムを用いた観測の成果は既に公表されており(藤井 1995)、その開発の契機は京都市北部清掃工場問題における地域住民の自主的大気環境測定であった。製造者は(株)理工化学研究所(所在地京都府宇治市槇島町)であり、以下このシステムをSTCゾンデと呼ぶ。

藤井(1995)に見られる通り、STCゾンデは大気境界層について信頼できるデータを提供していると見られる。しかし、このSTCゾンデを日本でよく使われているAIRゾンデと併用して大気境界層の観測を行い、比較試験を企てることは測器の信頼性向上のために意義がある。1996年の夏季大阪府南部の熊取町に所在する京都大学研究用原子炉の敷地においてこの比較試験を行う機会を得た。AIRゾンデについてはすでに広く知られているので、本報ではSTCゾンデの概要と比較試験の解析結果の一端を示す。

2. STCゾンデについて

STCゾンデシステムは、気圧、気温、風速、及び方位の4種類のデータを同時に一定間隔で測定、記憶するゾンデとゾンデに記憶されたデータを読み込み、ディスクファイル化し、ディスプレイ上にグラフ化するパーソナルコンピュータで構成されている。測定項目についての詳細を第1表に示す。なお、ファイルおよびグラフ化の際気圧値を標準大気の気圧減率により高度に換算しているが、必要により気圧値に戻すことも出来る。方位センサーは気流形になっている気球の向きを検出するためのもので風向計の役割を果たす。

第1表 STCゾンデの測定項目とその詳細

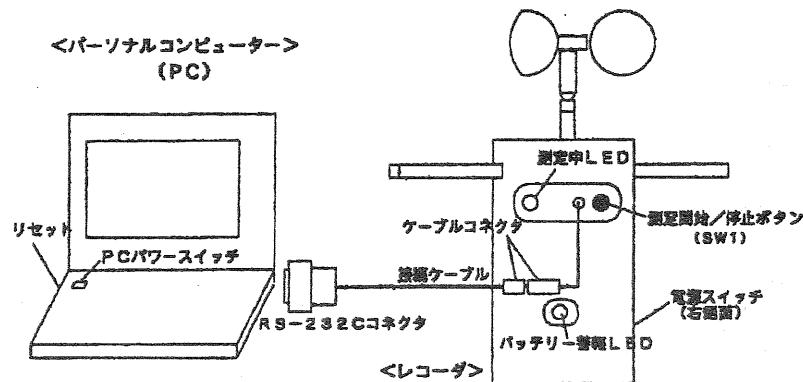
測定項目	測定方法	測定範囲	ディスクファイル化の際の最小単位
気圧	ピエゾ抵抗効果を利用した拡散型半導体圧力センサー	高度換算0-1500m	高度換算1m
気温	白金測温抵抗体	-20-40°C	0.1°C
風速	3杯型風速計(パルスカウント方式)	0-10m/s	0.1m/s
方位	フラックスゲート形検出器を用いた磁気方位センサー	0-359°	1°

測定間隔は1～9秒まで選ぶことが出来、測定時間はデータ記憶容量からこの値により約30分から(30×9)分まで可能である。ただし、電源として充電式電池(6V 1400mA)を使用しており、その容量からすると測定時間は最大3時間である。ゾンデシステムの概念を第1図に示す。重量は電池を含め約800g、大きさは幅奥行きとも12cm高さ35cmで気球吊り下げアームは50cmの長さである。測温抵抗体は通気孔のあるアームの先端部分の内部に取り付けられ、強制通風装置は持たない。測定(データ記憶)の開始終了はパソコン側からの指令によるが、必要のないデータの記憶を回避するためゾンデ本体側で測定の一時停止が出来る。測定についての一連の手順はパソコン上のメニュー指示に従って、市民レベルの観測者でも容易に実行できる。方位についてセンサーを真北に合わせ出力を0°に初期設定できるプリセット機能を持ち、高度(気圧)、風速について感度の経時変化に備え比例係数の変更を入力できる。そのためのソフトウェアは適切に開発されている。風速についてはビラム微風計を準器とした初期値付けがなされている。

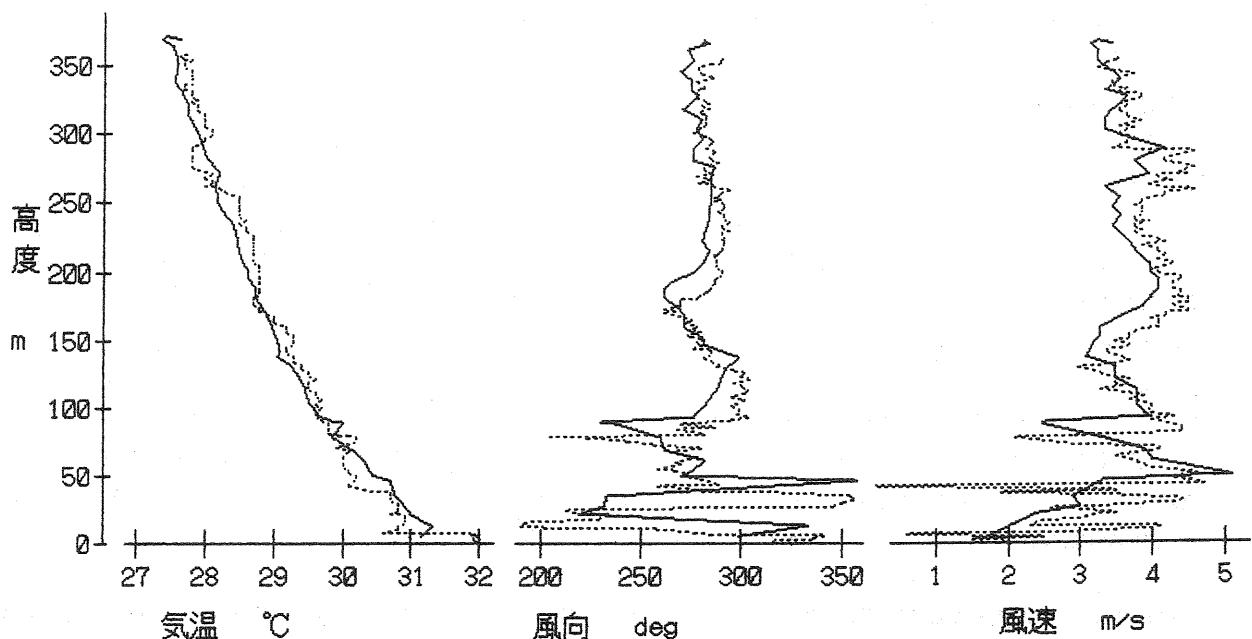
3. 気象ゾンデ比較試験

AIR、STC両ゾンデの比較試験は、1996年8月1日から7日にかけて、大阪府南部の熊取町に所在する京都大学原子炉実験所構内において行われた。途中係留気球観測にとってはやや強風の日があり、またSTCゾンデのケーブルコネクター断線の修理もあって、この期間に行われた比較試験のための気球浮揚は26回となった。本報に示す結果はその内の2例である。

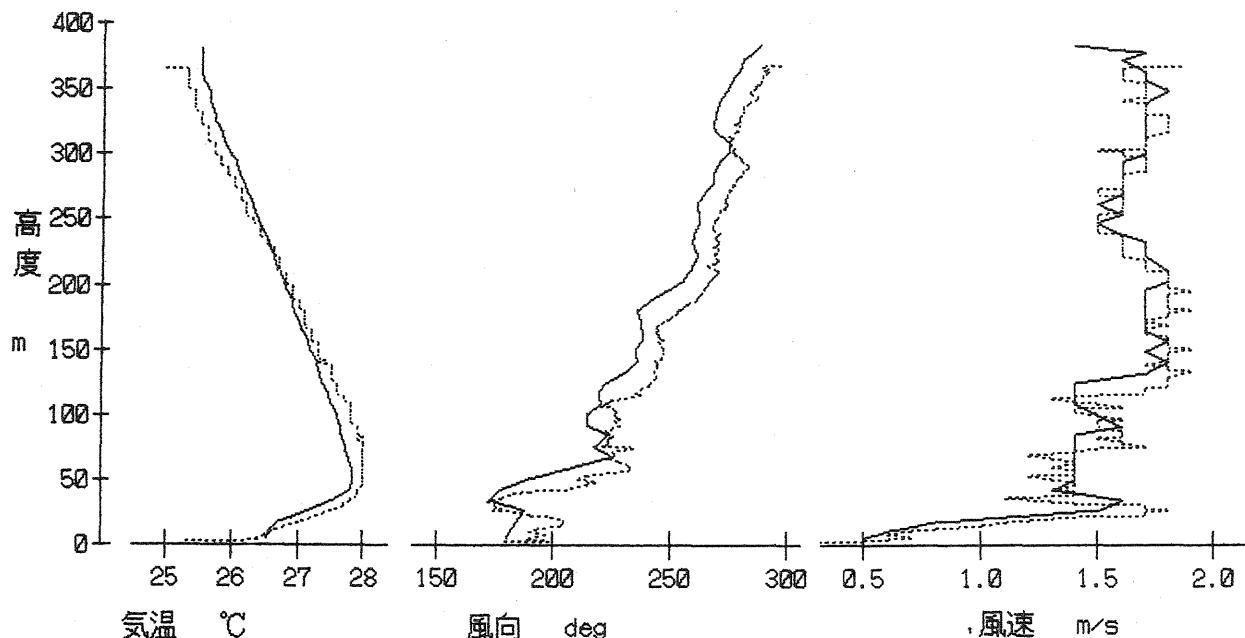
8月7日の日中14時および夜間20時(上昇時)の結果をそれぞれ第2および3図に示す。気温、風速、風向をそれぞれ別に示す。気温について、地表における両ゾンデの指示はいずれも水銀温度計の指示と若干の差異があるので水銀温度計による気温値を規準にして両者を整合させた。AIRゾンデの測定間隔は10～11秒(最新モデルTM T-4Aは3秒)であるのに対し、STCゾンデのそれは最短1秒であり、本報の比較観測においては3秒とした。従って各気象要素鉛直プロファイル上の測定点はSTCゾンデの方が密であるが、煩些を避けるため測定点の表示は省略した。



第1図 STCゾンデの概念図



第2図 AIR、STCゾンデの観測値の比較。1996年8月7日14時。実線：AIR、点線：STC



第3図 A I R、S T Cゾンデの観測値の比較。1996年8月7日20時。実線：A I R、点線：S T C

4. 考察とまとめ

第2および3図を概観して、両ゾンデは類似の結果をもたらしていることが明かである。STCゾンデとAIRゾンデの表示高度に若干の差が見られるが、見られる通りその差は10m程度であり、係留気球という上下動を伴うプラットフォームを用いた観測結果の解釈として余り細部に亘らないことを考慮すると、STCゾンデはAIRゾンデと同じく大気境界層の観測に有用であることが示されていると言えよう。

前章で述べた通り、両ゾンデとも気温の絶対値について水銀温度計による値と若干相違した出力となっていた。これは恐らく初期には適切に設定された温度変換回路中の可変抵抗値の経年的、また使用時の動搖などに伴う極く僅かのずれによると想像される。気温自記装置の使用に際しては準器との比較を心がけるのが常であり、この種の気象ゾンデの運用に際してもこの注意が必要であると考えられる。しかし大気境界層の観測の重要課題である気温逆転の検出など気温鉛直勾配の観測については、図から見られる通り良好な成果が得られている。STCゾンデの気温センサーは通気孔のあるアームの内部に設置され日射覆いは特に設けがなく、日中の観測には問題があると考えられるが、実際には高度方向の小変動を平滑して見ると両者の合致は良好と言える（第2図）。風向、風速についても成果は良好である。風向について20時の観測において僅かではあるが系統的な差が出ている。しかしこれについても差は10deg程度であり、いずれについても16方位的な風向の解釈には十分に堪え得るものである。また風向のシアーの検出には良好な結果が得られていることが図から明かである。

係留ゾンデの高度の基礎となる気圧について、AIRゾンデの圧力センサーの出力は上昇前と着地後の差は10分の数hPa程度で出力作動の自然の変動程度と考えられるのに対し、STCゾンデのそれは2hPa程度に達することがある。これはSTCゾンデの圧力センサーに温度依存性があることによると思われる。藤井(1995)はSTCゾンデの資料につき上昇過程のみを採用して解析しているが、測器の性質をわきまえた解析と言える。圧力センサーの温度補正の方策を追求する改良は必要であるが、得られたデータファイルから事後に着地後の気圧値を基準として逆行的な解析を行うなどすれば下降時のデータも有効に活用できるものと考えられる。

以上の通り、今回試作されたSTCゾンデは大気境界層の観測のために十分な性能を有していると考えられる。今後は気温センサーの温度追随性、3杯型風速計の動特性につき、AIRゾンデのそれらと合わせ実験的に明らかにして行くこと、また気圧センサーについても第1章で述べた低層ゾンデについて空盒気圧計の較正用に減圧槽を開発したような発想に基づく気圧計測精度の確保などが有用な段階になったと考えられる。この点STCゾンデにおいて所謂較正定数の再入力が可能なような柔軟なシステム構成となっていることは評価できる。

終わりに、大気境界層研究に貢献するSTCゾンデ開発の契機となった京都市北部清掃工場問題の地域住民による対応の中心となられた京都大学原子炉実験所内海博司教授、測器の開発に当たられた(株)理工化学研究所、開発の基本構

想を提示された大阪府立大学農学部鶴谷憲博士、および96年夏季の京大炉敷地における比較観測に多大の労力を注がれたJohn T. Gooley氏 (Texas A&M Univ., 日米原子力学会交換留学生) に深甚なる敬意と謝意を表します。

参考文献

- 中島正一, 1971: 係留気球の諸問題, 天気, 18(8), 407-410
伊藤昭三ほか, 1974: L TS - 72型低層ゾンデのはなし, 天気, 21(3), 127-141
林正康ほか, 1974: 磁気テープレコーダを内蔵した係留気球用大気乱流測定ゾンデ, 天気, 21(2), 103-105
藤井健, 1995: 京都市北部における冬季の夜間冷却と局地風について, 日本気象学会関西支部年会講演予稿集, 18-21

航空機搭載ライダーによるエーロゾル観測

水野芳成（広島地方気象台）

1. はじめに

ライダーとは、レーダーと同一の原理に基づき、マイクロ波パルスの代わりにパルスレーザー光を用いて、能動的な遠隔測定を行う測定装置である。ライダーは、現在のところまだ現業観測に用いられるには至っていないが、様々な目的の研究観測のために、それにかなった機能の装置が開発されている。

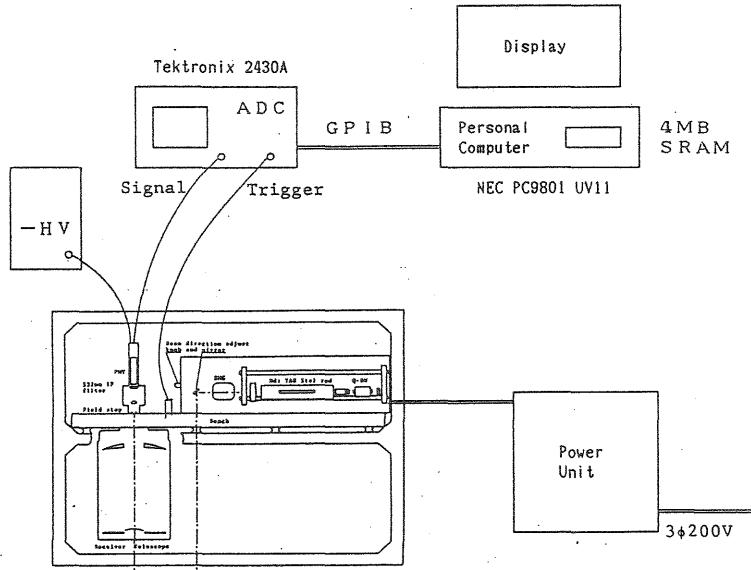
対流圏下層において、広域のエーロゾルの水平、鉛直分布のスケールや、輸送過程のデータをスナップショット的に得る目的で、気象研究所において1991年にエーロゾル観測用航空機搭載ライダーを開発し（水野、1991）、1991年3月に近畿、中国、四国地方においてエーロゾルの空間分布の観測を行った（内野、1992）ので、その結果を紹介する。

2. 航空機搭載ライダーの構成

地上設置の通常のライダーの場合、送信光は大出力な程、受信望遠鏡は大口径な程、装置の性能は上がる。しかし航空機搭載ライダーの場合、重量、寸法上の制約から、望遠鏡の口径には限度があり、航空機から真下にレーザーを撃ちおろすため、地上の人間にレーザー光が当たる可能性があるので、安全上送信出力に制限がある。また、エンジンからの振動を防止する必要、さらにデータ処理を高速に行う必要もあり、これらの条件のもとに装置を開発した。

送信光としてコンティニュアム社製YAGレーザー、YG-550-10(I)の532 nmを用いた。送信ビームの広がり 1.07 mrad と、飛行高度 3000 m、また人間の網膜の安全のために、地上での単位面積当たりエネルギーを $5 \times 10^{-7} \text{ J/cm}^2$ 以下に制限するという条件から、送信光の出力は 26 mJとした。受信望遠鏡としてセレストロン C-8型 20 cm反射望遠鏡を使用した。受信視野角は 3 mrad である。至近距離からの強い散乱光を避けるためには、送信機の光軸と受信機の光軸はある程度離れていた方が良いが、機体床面に開いた観測用の穴の直径が 47 cm という寸法的制約のため、その間隔は 20 cm とした。送信機と受信機は共に軽量なアルミニウム・ハニカム構造の光学定盤に固定され、定盤はアルミアングルで作られた枠に防振ゴムを介して取り付けられる。枠は航空機の床面に固定されるので、この防振ゴムでエンジンからの振動を防ぐことになる。

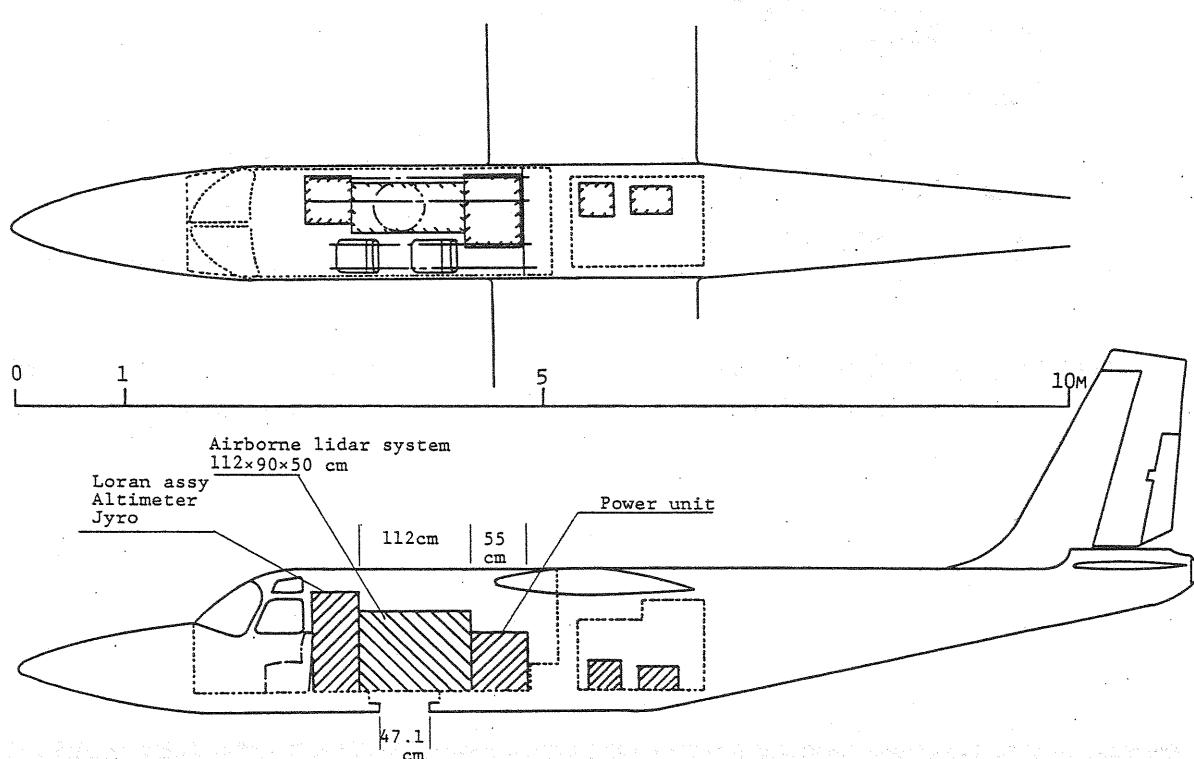
受信光は光電増倍管（浜松ホトニクス R2027）を用いて電気信号に変換され、それをデジタル化する ADCとしてデジタルオシロスコープ（テクトロニクス 2430A）を用い、データ収録用のパーソナルコンピュータ（NEC PC9801 UV1）と ADC とは GPIB で結ばれる。コンピュータには 4 MB の SRAM を内蔵し、これに測定データの書き込みを行う。SRAM には約 640 本のプロファイルデータが収録できる。ライダー装置全体の構成を第1図に示す。



第1図：航空機搭載ライダーの構成

3. 航空機搭載ライダーの空間分解能

航空機の飛行速度は約80m／秒であり、送信パルスの繰り返しは5Hzなので、約1.6m進む毎に1ショットが発射される。S/Nを上げるためにADCの内部で4ショットの平均化を行うので、一つのプロファイルデータを得るのに距離にして約6.4メートルが必要である。GPIBの速度上の限界のため、このデータを転送、収録するのに0.8秒から1秒程度を要するので、この間の4あるいは5ショットは無効となる。この結果、水平方向の空間分解能は約140mとなる。次に、送信パルスの幅は6n秒(1.8m)と短いので、鉛直方向の分解能はADCのゲート幅50n秒(7.5m)で決まり、生データの段階では10m程度と見れば良い。S/Nを上げるためにデータ処理の段階で移動平均を作るので、最終的にはこれよりも悪く、50m程度となる。

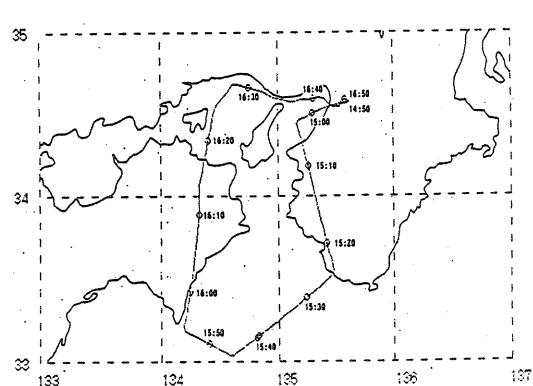
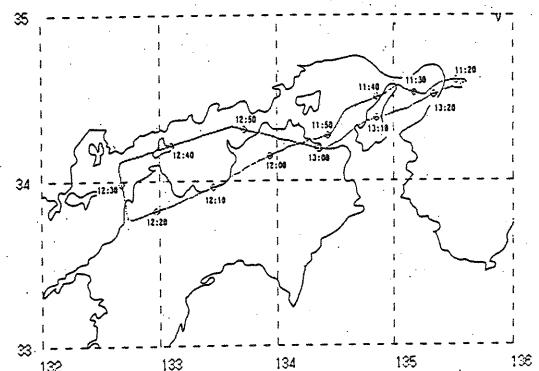
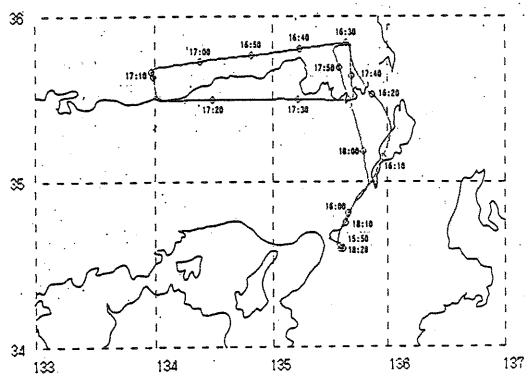


第2図：ライダーが航空機に搭載される状況

4. 観測

装置の実地試験を兼ねて、1991年3月13日及び15日に、大阪府八尾空港を基点に、近畿、中国、四国地方においてエーロゾルの空間分布の観測を行った。ライダーを搭載する航空機として、昭和航空（株）所有エアロコマンダー機を使用した。ライダーが航空機に搭載される状況を第2図に示す。当日の飛行経路は第3図の通りである。13日の西日本は北高気味の冬型、15日には日本海に移動性高気圧があった。参考のために13日21時米子と、15日21時潮岬の高層観測結果を第4図に示した。

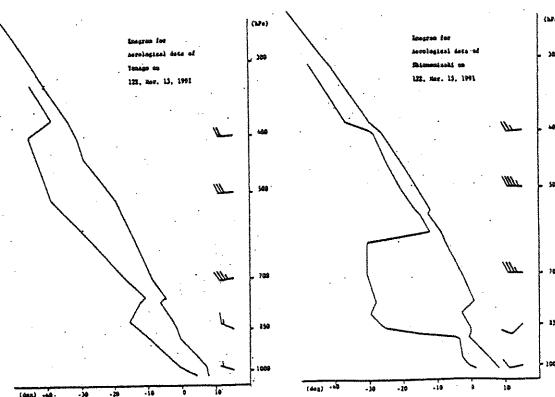
観測結果の一例を第5図に示す。松山市(12:25付近)上空に濃いエーロゾルがあり、弱い海陸風によってその上部が拡散しているものと考えられる。他にも混合層の構造を示唆するデータが得られている。



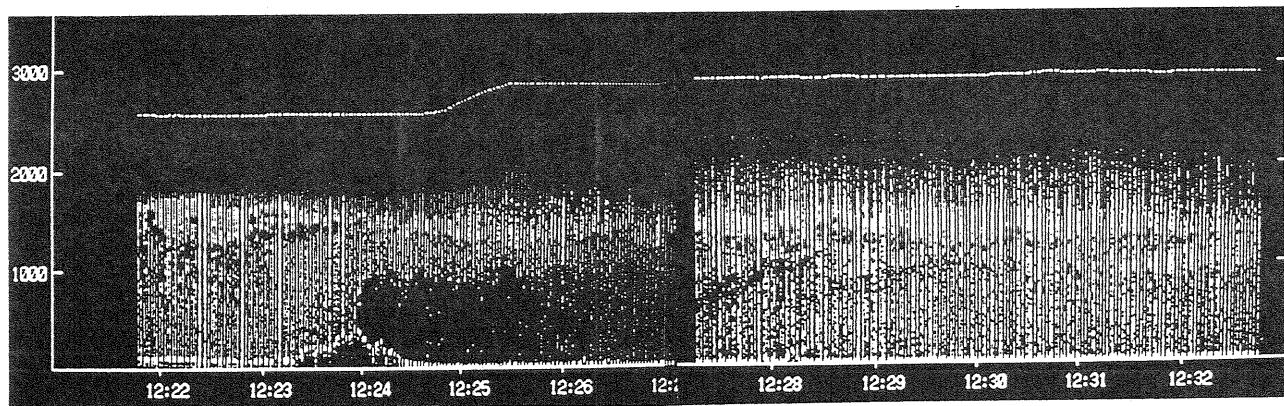
第3図：左上3月13日、右上3月15日日中、
左下3月15日午後の飛行経路

13日21時米子

15日21時潮岬



第4図：高層観測結果



第5図：観測結果の一例

5. おわりに

この観測は気象研究所気象衛星・観測システム研究部において行われた。開発、観測を共に行った内野第三研究室長（現気象庁オゾン層情報センター長）及び藤本研究官に感謝したい。

参考文献

水野芳成、内野 修、藤本敏文、1991：エーロゾル観測の為の航空機搭載ライダーの開発、大気圏シンポジウム予稿集、85-90

内野 修、1992：航空機搭載ライダー、第18回リモートセンシングシンポジウム予稿集、特7－特11

地球規模の気象環境用の測定機器とデータ解析

—ヒマラヤ測定点の例について—

吉川 友章

(広島大学総合科学部・ヒマラヤ気象環境調査実行委員会)

1 まえがき

最近、地球の大気環境が全球規模で汚染され、酸性雨による生態系の変化、砂漠の増大、気候変動等が人類の将来に係わるとして危惧されている。そこで、気象、環境研究者と登山家が結集して、世界の気象と環境にとって重要でありながら、測定の空白となっている地域に気象と大気汚染（放射能も含む）を自動的に測定し、衛星電話回線で任意にデータを回収できる装置を配置する計画を推進はじめた。とくに「世界の屋根」と呼ばれるヒマラヤから天山、アルタイに至るアジア中央部の山岳地域は、北半球中緯度で多く放出される汚染の全世界への拡散および対流圏と成層圏の汚染交流に係わるジェット気流域の重要な位置にそびえていることと、山脈、高地がジェット気流を地形および熱的に屈曲させ、アジアの気象と環境を支配していることから、1図のように、ヒマラヤを含む中緯度偏西風域の代表的な高峰から南北方向に10座ほどを選び、頂上に気象と大気汚染を測定、通報する装置を設置することとした。

こうした極限条件で長期間、自動測定できる機器を開発し、人力のみで設置できる技術と体制を確保しておけば、自動車やヘリコプターも使えないような地球上のいかなる地点にも測定点を配置できることになる。

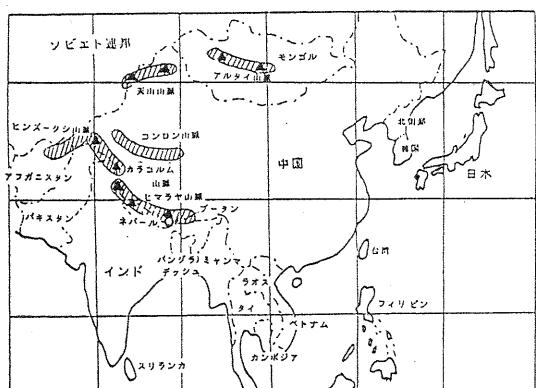


図1 気象・環境観測ロボット設置構想地点
○印は1991年に設置したクワンデ峰

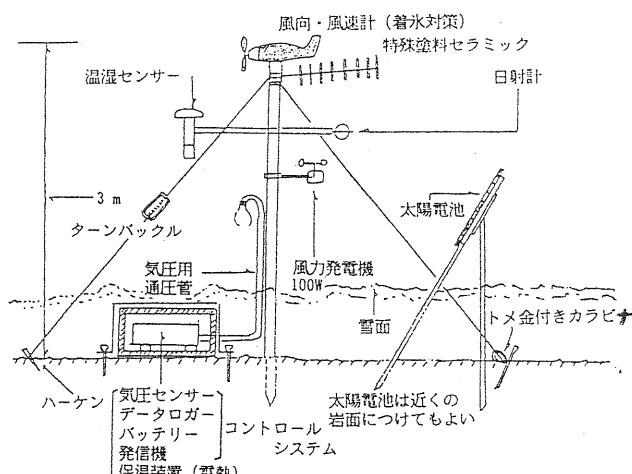


図2 高峰用気象観測ロボットの概要

2 測定機器

1991年、ヒマラヤの6000m級の山頂に設置するために、2図のような構造の気象データ収録装置が製造された。装置は風向・風速・気温・湿度・上下方向の放射強度の各センサーおよび棒状通信アンテナをとりつけた鉄柱部分と、気圧センサー・測定通信制御回路・データ収録装置・蓄電池を収納する断熱容器に大別される。鉄柱は頂上の岩盤に電池ドリルで開けた孔に挿して接着剤で固定され、3方向に2本ずつ張ったステイで補強される。電源は近くの南向き鉛直岩盤に固定された2枚の太陽光発電盤の電力を容器内の自動車用電池に蓄えて使う。データロガーと制御回路は内蔵のリチウム電池を使い、1年以上作動する。万一、1年以上放置して、電池容量が下がると、データ保存のみを行うようになっている。他の測定、通報部分は省エネルギーのため、制御回路のプログラムにより、測定時刻の5分前と通信指定時間のみ、通電される。電力が余っているとき、あるいは容器内の気温が極端に低下したときは、容器内の板状発熱素子に通電され、容器内が0°C程度を保つように保温される。

この時点では、風力発電機が開発段階で採択できなかったが、気象だけなら、太陽電池で十分である。今後、大気汚染のサンプリングと放射線測定を兼ねて、エアロゾル採集機を連続稼働させると、さらに多くの電力を使うことを考慮して、すでに風力発電機の開発を終えた。高峰用の大気汚染測定機器は、まだ開発段階にあり、完成を待って付加する予定である。ただし、対流圈上部ではオゾン以外きわめて希薄で、測定やサンプリングが難しいこと、広域の移流、拡散では、ガス状物質がほとんど粒子やミストに変わっていることから、エアロゾルの採取を優先して開発いる。エアロゾルはセラミック通風素子を使った省エネタイプの集塵機により、テープ状補集面に12時間で1回程度のサンプルを取り、半年ないし1年ごとの保守点検の際に実験室に持ち帰って微量分析機器で元素を分析する。また、集塵の終了時にガンマ線を測り、気象データとともにデータ収録と通報を行うことで、放射能飛散の監視ができる。テープ状サンプルはのちに放射能核種の分析にも使える。

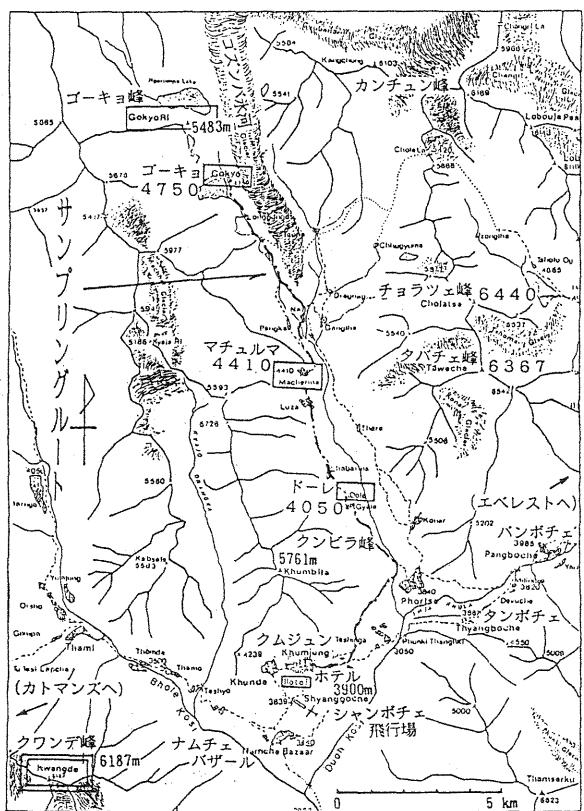
さらに、測定機器に雪や氷が付着して、作動しなくなったり、異常値を示すのを防ぐため、すべてのエネルギーを水や氷が吸収しやすい遠赤外に変えて放出するセラミックの塗料と、写真のフラッシュのように、瞬間の高電圧で瞬間の高温を出して水蒸気で氷をはじき飛ばす素子を用意した。瞬間素子は1991年には間にあわなかつたが、低緯度のネパールの高峰では、太陽放射が強いため、塗料だけで、十分目的を達成した。

3 設置登山隊の成果

1991年4月、東ネパールに第1次隊（偵察隊）を送り、機器設置峰の積雪状況、機材運搬ルートの選定、山麓基地（3950m丘陵上）での運用試験機器の設置等を行った。また、2月に発生したペルシャ湾岸の油井火災の煙の検知のため、高地での気象測定、携帯用粒子採集器によるふんじんサンプルの採取、中国国境稜線近くまでの氷河、河川水のサンプルを採取した。（3図）

同年10月、東ネパールに測定機設置隊11人を派遣、エベレストの南西約40Kmに谷を隔ててそびえる孤立峰クワンデ峰（6187m）に設置する予定のところ、200mの氷壁にはばまれ、南西約4Kmの稜線岩峰（5816m）に設置成功。通報回路の故障で、山麓基地への通報は途絶えたが、データ収録を確認して、2日にわたる作業を無事故で終了した。

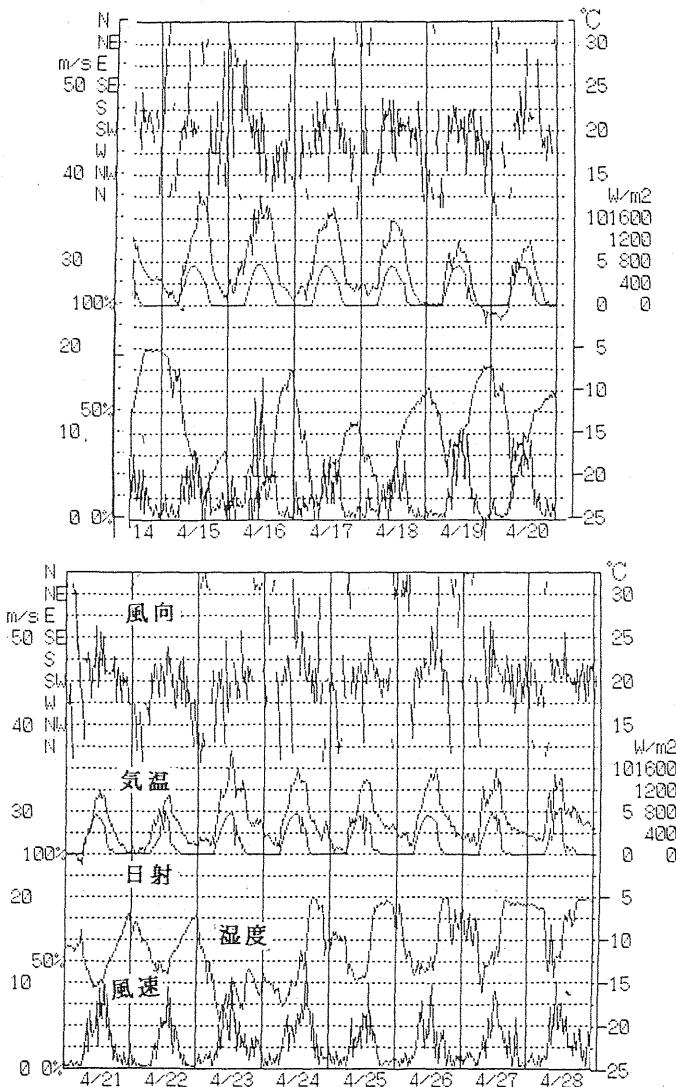
ところが、1992年5月頃から、クワンデ測定について、カトマンズのゴシップ新聞がいわれのない疑いを報じたことを機に、ネパール国会で環境大臣が答弁に困り、8月に内緒の登山隊を派遣して機器を撤去した。背後にさまざまな国際問題があるという。



3図 ネパール・ゴズンバ谷の地形とサンプル採取点（左下がクワンデ峰）

4図 クムジュンの測定データ

4月15-17日 乾燥 16日 強風砂塵
湾岸油井火災からの煙が飛来 トラフ後面
4月23-24日 乾燥 トラフ後面



4 データ解析の例

山麓クムジュンの通年データによれば、気象機器は内蔵電源で1年以上、稼働した。気候はモンスーン期でもにわか雨は多いが、日射もよくあり、陽性である。乾期は連日、日射があり、日中は乾燥する。とくに上空の気圧の谷の通過後、西寄りの風が強く吹き、夜間でも著しく湿度が下がることがある。モンスーンの入りと明けははつきりしない。「走り」や「戻り」がる。(4図)

ふんじんの分析では、カトマンズ都心のホテル内で180, 路上で700くらい、山麓基地で山谷風の日は50, 強い西風の日は250~400(いずれも ug/m³). PIXE法による成分分析によると、各サンプルとも土壤起源とみられるAl, Si, Ca, Feなどが多いが、西の強風の日には石油起源の可能性を示すV, Mnなどが検出された。元素の含有比はS/Al, S/Caが地殻の数百倍あり、人工的なS分の供給を示唆する。

主稜線への氷河を遡って、途中の集落近くの雪や河川水、氷河やゴーキヨ峰(5483m)までの雪サンプルの分析は、高所ほど汚れがひどく、Cl, Na, K, Ca, Mgなどが多い。湖水や河川水はSO₄とCaが多く、雪氷がすべて酸性を示したのに、中性ないしアルカリ性である。1992年5月の同じルートから採集してきたサンプルは頂上の表層だけがきれいになり、PHが全地点で中性に近づいたが、山麓でCl, Naが数倍に増えた。砂漠起源の元素が減り海洋起源の元素が多く飛來したようだ。

5 まとめ

地球規模の高所観測は始まったばかりで、今後、測定器を完備し、測定点を増やしていく必要がある。自然条件の厳しさもさることながら、国際政治情勢にも配慮し、トラブルのないようにしたい。

<関連文献>

吉川 友章；大規模石油火災の環境と気象への影響、「化学と工業」44巻、7号、83-84。1991。

吉川 友章；ヒマラヤ高峰における気象・環境観測の概要について、「気象」、No. 422、12056-12061、1992。

土器屋由紀子、丸田恵美子、吉川友章、石森啓之、鶴見実；ヒマラヤの積雪の化学成分、「環境科学」、5巻、2号、109-114、1992。

吉川 友章；地球規模の気象。環境監視のためのヒマラヤ高峰テレメータ設置と湾岸火災時の汚染解析、文部省科学研究費成果報告書、「大規模な人為的な気候変化のわが国の自然生態系・農業と社会システムへの影響評価に関する研究」120-137、1992。

気象の総合コンサルタント

(財) 日本気象協会関西本部

主 な 事 業 案 内

- ・気象知識及び防災思想の普及
- ・気象機関の各種観測資料、天気予報、長期予報及び情報の提供
- ・気象、地象、水象等に関する予測手法の研究、開発ならびに特定利用者に対する予測の提供
- ・大気質、水質の測定と分析及び評価
- ・水資源、ダム管理、河川洪水等に関する水文気象観測、調査及び研究
- ・波浪、潮流等の海象に関する観測、データー処理、シミュレーション及び予測の研究
- ・環境アセスメントに関する気象及び水象の観測、調査ならびに研究
- ・気象に関する学術助成及び気象事業関係者の共済及び育成事業

大阪市東成区東今里3丁目16番11号

財団法人 日本気象協会関西本部

電話 大阪 (06) 972-7501番