

例会講演要旨集

第42号

局地気象・中小規模現象

1987年11月20日(金) 広島

日本気象学会関西支部

目 次

1. ヒマラヤの天気予報	1
中島暢太郎（日本気象協会関西本部）	
2. 団地の都市気候学的研究	4
福岡 義隆, 鳥居 淳, 小林 正興, 井上 智博, 南 利幸（広島大学総合科学部）	
3. 都市気候の変遷について	10
根山 義晴（日本気象協会広島支部）	
4. 広島湾の海陸風の構造と環境の及ぼす影響	13
福岡 義隆, 安田 喜憲, 南 利幸, 小林 正興, 井上 智博, 鳥居 淳（広島大学総合科学部）	
5. 海陸風始終時の地理的相異について	17
平本 光男（日本気象協会広島支部）	
6. 海陸風時の風向の分布特性——von Mises分布の適用——	19
瀬戸 信也, 重光 和之, 大原真由美（広島県環境センター）	
7. 一層メソモデルによる地上風のシミュレーション	22
渡部 浩章（広島地方気象台）	
8. メッシュデータを用いた地形因子解析法による気象観測所の代表性について	24
大奈 健（呉測候所）	
9. 気圧配置型による降水成分について	27
大原真由美（広島県環境センター）	
10. 山陰地方の冬季雷	29
森 広道（広島地方気象台）	
11. 1987年9月10日の発雷	34
森 広道（広島地方気象台）	
12. 三次市における霧の特別観測（その4）	38
中国山地の霧研究グループ 宮田 賢二, 近藤 和美, 真木佳代子（広島女子大学） 森 広道, 西津 正明, 羽原 健司（広島地方気象台）	
13. 中国山地の霧の発生条件の研究	41
宮田 賢二, 佐瀬 尚美（広島女子大学）	
14. 1987年9月17日の広島風について	44
佐橋 謙（岡山大学教育）	

ヒマラヤの天気予報

中島 暢太郎 (日本気象協会)

1. ヒマラヤの天気と登山

地球上でもっとも高いヒマラヤ地域は、対流圏と成層圏との接点にあるともいえる。天気図では山頂付近は300 mb 天気図で表現すべきであるが、一方あくまで山頂は地表である。太陽の日射が散乱などで弱められることが少ないために、頂上付近で測定される日射の強さは同じ緯度の地表(例えば日本の南西諸島)に較べると著しく強い。そのため、晴天であれば昼夜の気温差は著しく大であり、対流圏上部あるいは成層圏下部に対しても山頂付近は強い熱源となり得る。しかし一方、頂上付近は部分的には氷雪で覆われていてアルベドが大きい。さらに午後には特に山頂付近は雲量が増大し、また雨季と乾季の雲量の差も大であって、氷雪や雲が多い時やそのような所では地表に達する日射量は減少し、山頂付近が大気に対する冷源となる。さらにヒマラヤ山脈は赤道付近の海洋性気候とアジア大陸内部の大陸性気候を隔てる壁の役割を果している。したがって登山に好適なプレ・モンスーンのヒマラヤの南斜面と北斜面の降雨条件はきわめて対照的である。チョモランマにプレ・モンスーンに中国側から登ろうとする隊はベースキャンプで緑の少ない乾燥気候に慣れ、ネパール側から登ろうとする隊は早くもばじまる雨になやまされ登ることになる。風の方は頂上付近はジェット気流による強い西風にさらされ、その強風軸の南北方向の移動や消長に注目する。しかし、中腹では深くえぐれた谷がいろいろな方向に走り、強風は谷の走向にしたがって向きを変え、また山谷風の影響を受けて昼夜で向きを変える。このようにヒマラヤの高峯に登ろうとする隊は、対流圏上部の半球規模の大気の流れによってその行動を大きく支配される一方、複雑で急峻な地形に応じて地表近くのきびしい局地気象に気を遣わねばならない。天気予報に用いる天気図も山頂付近の風に対しては500あるいは300 mb の高層天気図が必要であるが、山腹と

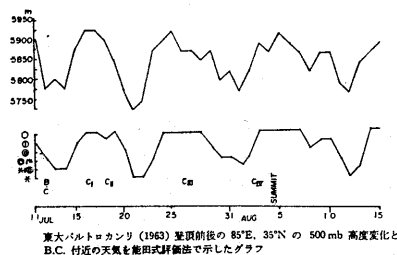
這い登ってくる地表近くの気流や雨雲に対してはもっと下層の天気図を参考にしなければならない。例えば、ベンガル湾から近づくサイクロンの天気図に及ぼす影響が大きい。それは資料の豊富で地上天気図の方が情報源として有利である。ベンガル湾の海面からヒマラヤの山頂に至る起伏のある地表に沿った天気図は存在しない。観測にしても、ヒマラヤの高峯で地表付近に存在する雲は下層雲とすべきか上層雲とすべきか困ることがある。また、ヒマラヤ山脈が西北西から東南東への走向と持っていることも山の天気予報に大きい影響を与える。ヒマラヤの北側では偏西風に伴い西から移動してくる天気変化の影響が大きく、南斜面ではベンガル湾方面からのモンスーンの影響が大きい。カラコラムなど西部ヒマラヤでは偏西風の影響が大きく、東部ネパールマブータンではモンスーンの影響が大きい。このようにヒマラヤ登山のための天気予報には大気大循環の知識と局地気象の知識とをうまく組み合わせる必要がある。

2. カラコラム地方の天気予報の例

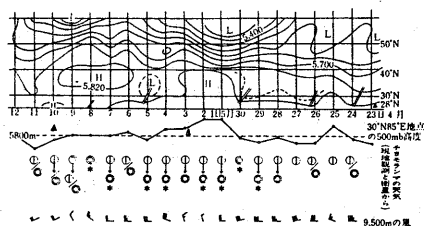
1963年に東京大学山岳会はカラコラム地方のバルトロクンリ峯(7312 m)に登頂した。この隊は本格的に気象を配慮した点では歴史的に有名な隊であり、細かい記録が残されている。エベレスト(チョモランマ)が北緯28°付近にあるのに対して、この山は北緯35°30'付近にあり、ヒマラヤ山脈が西ほど高緯度にあることを示している。このために、カラコラムの山々はモンスーンの影響を受けることが少なく、むしろ偏西風中の波動の影響を受けやすい。次頁の図は、この隊が残した記録を図にしたものである。



る。図の上部は著者が頂上近く、 85°E , 35°N の 500mb 高度を高層天気図から読みとってグラフにしたものである。下図はベースキャンプ付近のこの隊によって観測された天気を6段階に評価してグラフで示したものである。また、この隊の B, C, C_1, C_2 などの各キャンプの完成日を記号で示し、登頂日を Summit と記しておいた。これとみると 500mb 天気図上の谷や峯の変化と B, C 、での地上の天気とがよく対応していることがわかる。また各キャンプの建設と登頂が好天をよく利用して行なわれたこともわかる。このように7月から8月の盛夏においてもカラコラムでは中緯度偏西風中の波動を解析、予報することによって比較的容易に天気予報を登山に利用出来ることがわかる。ウラコラム地方ではモンスーンの心配をあまりしなくてもよいことも好都合である。



東大バルトロカンリ(1983)登頂前後の 85°E , 35°N の 500mb 高度変化と B, C 付近の天気を簡易式評価法で示したグラフ



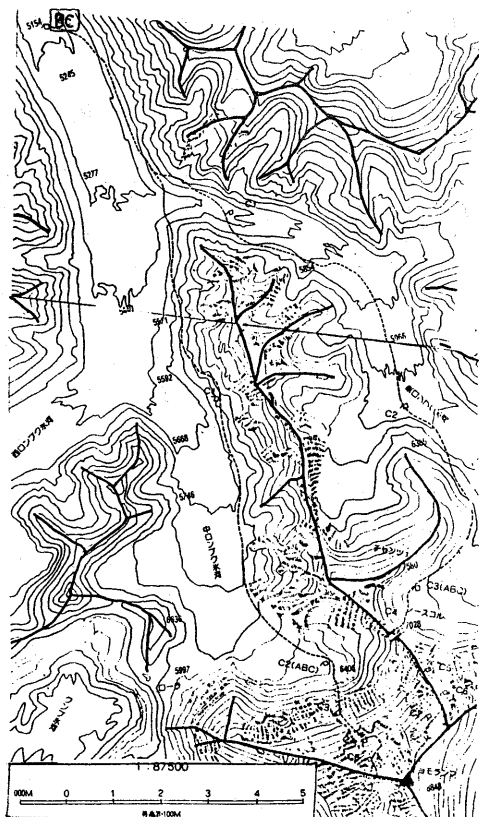
1980年日本山岳会チョモランマ登頂前後の4月23日から5月12日までの 28° ~ 35°N の 500mb 高度断面の時間経過、 B, C の天気、 80°E , 85°E の 500mb 高度変化および中国隊による現地 $9,500\text{m}$ 風向・風速(気象庁成川二郎隊員)、黒三角はチョモランマの緯度および第1次第2次登頂日を示す。

3. チョモランマでの天気予報の例

上の例は事後解析の例であるが、次は実際に著者が天気予報を行なった例について述べる。1980年の「フレ・モンスーン」季に日本山岳会・中国登山協会と協同して、ヒマラヤの最高峰チョモランマ(エベレスト)を中国側の北壁と北東稜とから

チョモランマ峰の北側の概念図。左上端のロニアク氷河中に B, C 、右下端に頂上

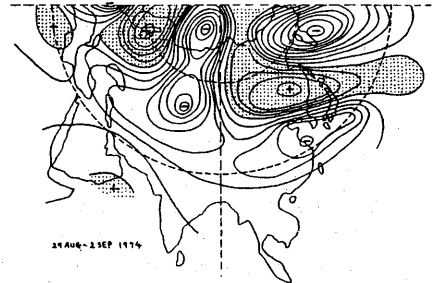
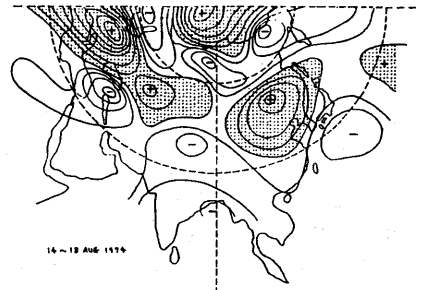
それぞれ登頂した。この隊のベースキャンプと東京の読売新聞本社との間は無線電信で結ばれていたもので、著者らは日本の気象庁で入手出来た北半球天気図と「ひまわり」画像を用いてヒマラヤ上空の天気解析を行ない、現地のベースキャンプおよび前進キャンプの気象情報と組み合わせることによって、3時間ごとの天気予報を東京から現地に送りつづけた。上の図は当時気象庁の予報官であった成川二郎氏が作成した、 28°N から 60°N までの 500mb 高度の4月23日から5月12日までの(右から左へ日付をとっている)タイム・シーケンス(部分的に天気図に対応する)を画いたものであり、その下にチョモランマに近い 30°N , 85°E の 500mb 高度のグラフと現地付近の天気状況および、近くで中国科学院の隊員が測った $9,500\text{m}$ の高度の風が記入されている。5月3日には北東稜から5月10日には北壁からそれぞれ登頂に成功した(図中の▲印)。2日以上にわたるアタック行動に充分なほど長つづきする晴天に恵まれたとはいえない。カラコラムの側にくるべて南東に位置するチョモランマでは、ジェット気流軸が北に遠き、頂上付近の風が弱まると好都合である反面、ネパール側からのモンスーン気流が入りやすくなり、雲量や雨天が多くなるという難しさを伴う。「ひまわり」で監視していると毎日午後になると雲量が増すのが認められ、登山行動の難しさが東京にいてもきびしく感じられた。



4. その他の例

著者は上の2例の他にもいくつかのヒマラヤ登山隊の天気予報及び事後解析に従事した。1973年の京都大学学士山岳会のヒマラヤ東部のヤルンカン峯登山隊に対しては、ハムを利用して現地と日本のハム愛好者とが結び、さらに現地ではトランシーバー、日本では電話を用いて、著者が直接予報を現地に送ることが出来た。勿論気象庁とも電話で情報を交換しての上であった。1977年の日本山岳協会のカラコラムのK12峯登山隊の場合には、日本に帰ってから、その資料を検討して気象学的にその行動の失敗および成功の原因をつきとめることが出来た。さらに1982年の京大・同志社と中国の合同ナムテニ峯および、同じ1985年の京大山岳部のアータンのマサコン峯などで、この種の天気予報技術がヒマラヤ登山で有効なことが実証されて、中国登山協会でも高く評価された。

最後に、1974年のカラコラムK12峯登山中の良い条件と悪い条件とを、北半球500mb 5日平均平年偏差図で比較する。K12峯は75°E, 35°Nのやや北に位置する。8月14～18日の平均図ではその付近から北にかけて正偏差域が位置し、8月29日から9月2日の平均図では、この緯度が北の方から南へ延びる深い負の偏差域におおわれていて条件がきわめて悪いことを示している。



500mb 高度5日平均平年偏差図、等値線は20m ごと、上は1974年8月14～18日、下は8月29日から9月2日までの5日平均。

団地の都市気候学的研究

福岡義隆・鳥居 淳*・小林正興・井上智博・南 利幸(広島大学総合科学部)

I はじめに

団地の小気候的特色として、田宮兵衛(1966)は東京都下ひばりヶ丘団地において都市同様に団地中心部に気温の高い部分が発生し、団地外部(周辺)との温度差が日の出前に最も大きくなること、気温の垂直分布観測から接地逆転が発生していることを明らかにしている。また、榊原保志(1982)は、団地内で特に夜間にはっきりとした湿度の低い地域が発生していることを述べている。このように、これまでの研究から団地の小気候の特色がいろいろ明らかにされてきたが、その特色が団地の大きさや構造等の違いによってどのように変わるかは殆ど分かっていない。

そこで本研究では異なった大きさや構造を持った団地において気温・湿度等の分布を調べ、その分布や時間変化にそれぞれどのような特徴があるかを明らかにすることを目的とする。その為には様々な団地が比較的近接しており、また小気候区的に同一と考えられる地域ないに存在している必要がある。本研究の対象地域、岐阜県各務原市は濃尾平野北部に位置し‘東海気候型区’(吉野正敏、日本地誌12巻)に属する。この辺りは15年程前より岐阜市や名古屋市のベッドタウンとして急速に宅地開発が進んでいる。その過程で各種形態の団地が構築されてきた。これらの団地の中から代表的なものを選び、また、夏季の観測からは比較対象として同一地域内の愛知県犬山市‘日の出’団地を加えて観測を行った。

II 研究方法

[春季観測]

本年4月中旬の6日間、できるだけ風のない天気の良い日の夜間に10団地について実施した。観測時間は各団地それぞれとなるが、日没後2.0時ころより翌6時ころまで3~5回移動観測を行った。自動車で各団地内外15~33地点を移動し、全地点で乾球・湿球温度(アスマン式通風乾湿温度計使用)を、主要4~6地点で風向・風速(マイクロアナモ使用)を測定した。なお、各団地内で気温の定点観測(自記温度計使用)を行い、移動観測に対する時刻補正に備えた。

[夏季観測]

8月上旬から中旬にかけての6日間実施した。この回より平野部にあって地形的影響を受けない団地として愛知県犬山市の‘日の出団地’(No. 11)と春季実施した10の団地(No. 1~10)との比較観測を行った。従って、No. 11では6日間毎夜、No. 1~10では一夜ずつ同時観測した。観測時間は20, 22, 24, 2, 4時の5回である。春は一回の観測で2時間以上かかることがあり、その為に時刻補正が必要であったが、それによる誤差を少しでも小さくするためにと、観測地点をふやす必要から、観測方法を変えた。すなわち、サーミスタ温度計(乾湿の1対)を通風管にいれて、これを自動車最前部中央に設置(地上約180cm)し、デジタル表示計を車内において読み取る。車体の熱を受けないようにするためと自然通風を起こすために、観測地点付近で10km/時くらいの低速で走りながら観測した。風速は熱線風速計で測定した。

III 研究結果

[春季観測の結果]

一例として、緑苑団地、鶴沼台、新鶴沼台の各団地における観測結果について紹介する。観測は4月13~14日である。この日は移動性高気圧におおわれ風が弱く雲一つない快晴であった。しかも寒気が入り朝方にはそうとう冷え込んだ。この3つの団地は山を切り開いてつくられたもので、おおむね緑苑団地と鶴沼台団地は南向きに、新鶴沼台団地は南西に傾斜している。緑苑団地西側は大安寺川すじに向かって急な崖となっている。また、最東部は緩やかな谷となっている。緑苑団地と新鶴沼台団地の間には陰平山、新鶴沼台の南側には宝積寺山が位置するなど、これらの団地をのぞいて山地または谷地にかこまれた地形となっている。

この日の結果、緑苑団地北部には強い高温部が存在し南部にも弱いながらも高温部が認められる。また、大安寺川すじには強い低温部がある。この間の温度差は実に 3.7°C にも達している。しかし、他の2つの団地には高温部は存在せずむしろ低温となっている。

この 3.7°C という温度差はこれまでの研究例からみて極めて大きなものであり、これは谷すじにそって冷気流が流れ込んだことによる低温の結果と思われる。それをうらずけるものとして緑苑団地東部は谷すじに面しており低温となっている。また、鵜沼台・新鵜沼台にも高温部が存在せずむしろ低温なのはこの2団地が谷すじ的な地形なので冷気が溜りやすかったと考えられる。

〔夏季観測の結果〕

丸子団地と日の出団地の観測結果の一例について紹介する。これらはいずれも平坦地につくられた団地で、丸子団地が畑地に、日の出団地は水田にとりかこまれ、まさに平野に孤立する島状の団地である。丸子団地は段丘上にあり東側に10m程度の台地崖をもつ。いずれの団地もすべて一戸建ての住宅からなる。

観測は8月12～13日に両団地を同時に行った。天気は弱い夏型で晴れていたが雲が多く、13日明け方にかけて曇りとなった。風は20時ころ2～3m/秒の比較的強い南風が吹いていた（丸子団地では地形の関係からか南西風が吹いていたが明け方にかけて次第に弱まりつつ東よりの風となってきた）。

《気温》

20時ころ丸子団地では一カ所、日の出団地は団地の狭あい部をはさんで2カ所の高温部が団地上にあり風下側の団地の端に吹き寄せられる傾向が認められる。日の出団地では22時において風向の逆転があったが、そのときは20時とは逆方向に吹き寄せられる感じとなっている。

時間の経過につれて日の出団地の北部の高温部は消滅傾向にあり、また、丸子団地では団地東部にまで広がっていた高温部が西方に限られる傾向が見られる。これは、この消滅する高温部が比較的には狭い部分にあり風の影響で熱が拡散しやすい条件であると思われる。

丸子団地においては22時より伊木山のせまった東西路上を中心として低温部がずっと形成されるが、これはこの地点が谷部にあたり冷気湖が形成されやすい条件にあったためであろう。

団地内の高温部と外の低温部との温度差は20時において丸子団地では最大 0.8°C 、日の出団地では 1.4°C 、これが4時においては丸子が 1.1°C 、日の出が 1.4°C となっている。

20時から4時までの気温の低下度をみると丸子北西部が温度低下が少なく東西道路の東の方で低下が大きい。日の出では団地南西部に気温低下が少ない部分が見られるが、団地外にも同程度のものがみられ団地北部では逆に低下が大きいところがある。

低下の大きい部分と小さい部分との差は丸子では最大 1.0°C である。全体的にみて日の出の方が丸子より気温低下が 0.5°C くらい大きい、これは団地のまわりの土地利用が丸子では畑地、日の出では水田で、水田には水がはっていたことから潜熱輸送による温度低下の影響で全体的な低下の差が出たものと思われる。

《相対湿度》

団地内は一般に低く、外が高くなっているが、分布状態は気温の分布とよくにており、相対湿度の低い部分が団地の風下側のへりに分布する傾向がみられる。

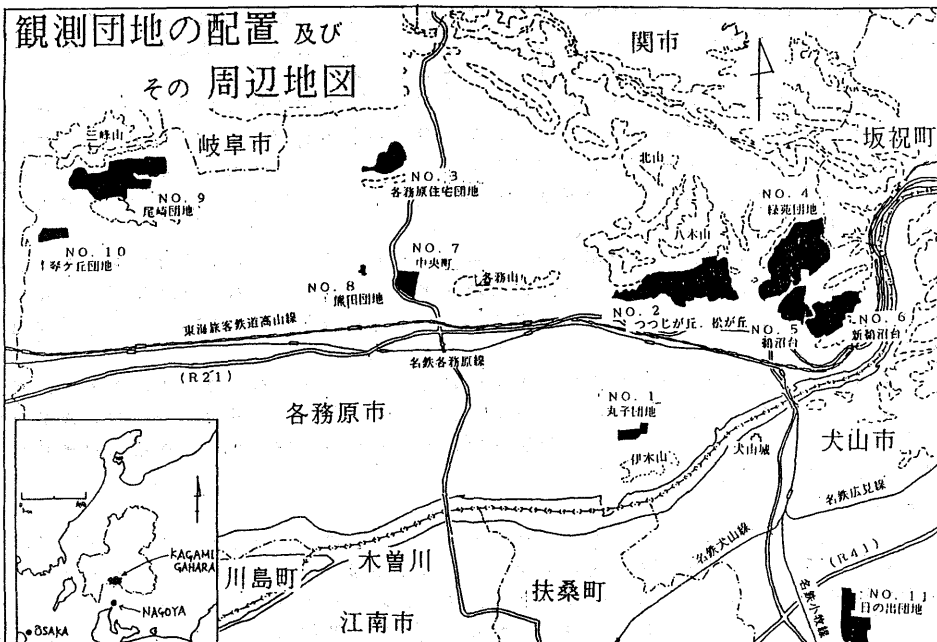
しかし、団地内の相対湿度が丸子日の出とも同程度の値（20時丸子が最大71.2%、日の出72.2%、4時丸子85.0%、日の出87.0%）で平行して上昇していくのに対し、団地外においては丸子は20時においてその最大値が75%であるのに対し、日の出はすでに82%に達している地点がある。4時においても丸子が最大92.3%、日の出で96.2%と4%くらいの差がある。これは土地利用と関係がありそうで、水田中の日の出団地の方が蒸発が盛んなため相対湿度がやや高いのであろうと考えられる。

20～4時の相対湿度の上昇は団地内が低く、外が高いという一般的傾向がみられるが、日の出団地では逆になることもあった。

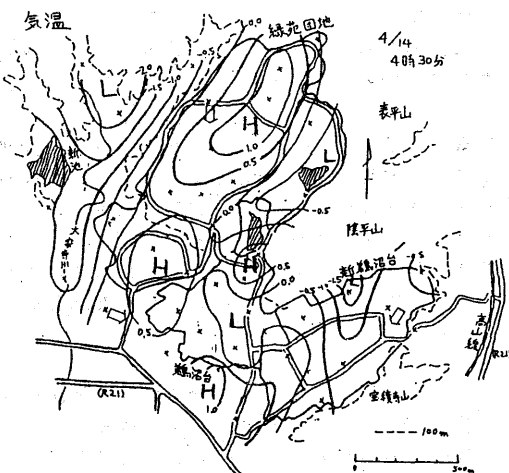
IV 考察

夏季の観測については天気があまりよくなかったため、放射冷却が行なわれにくい状況にあり、団地内外の温湿度の差がでにくかった。しかし、土地利用の違いの影響は出ていた。また、春季には谷部に低温域がはっきり現われていることから、地形の影響も重要であることが分かった。

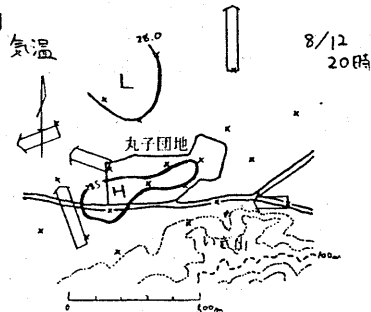
第1図



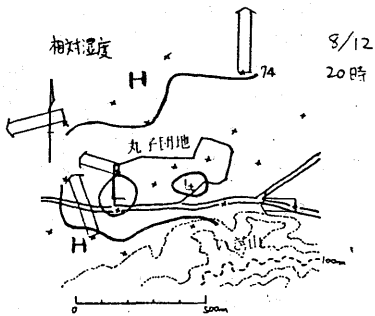
第2図

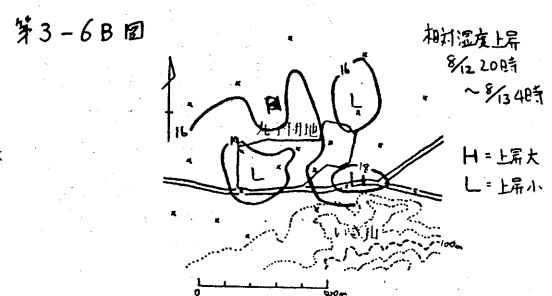
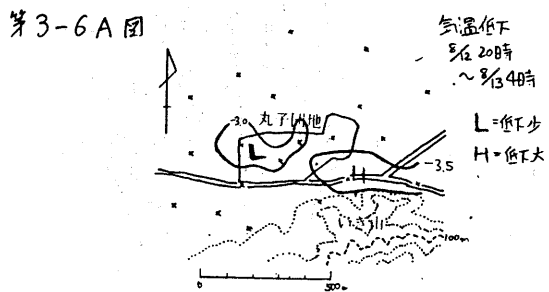
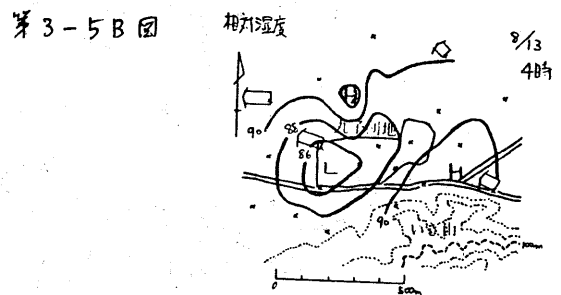
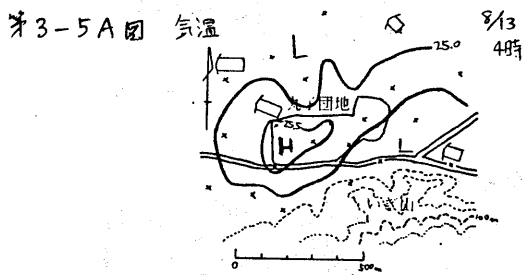
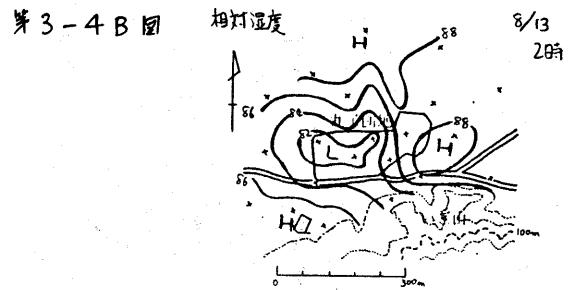
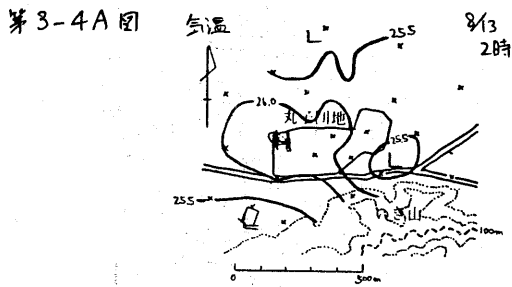
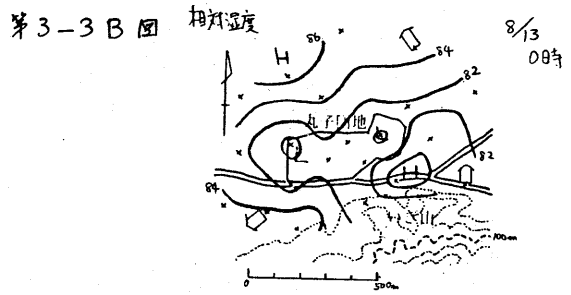
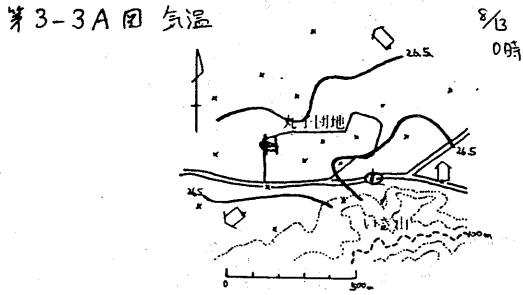
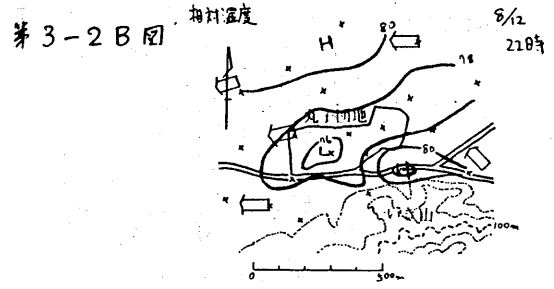
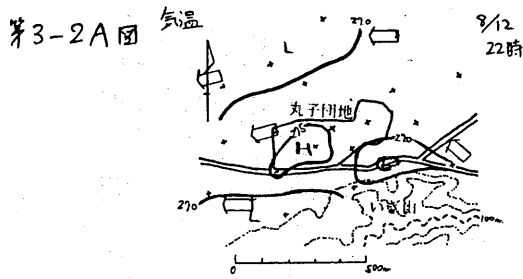


第3-1A図

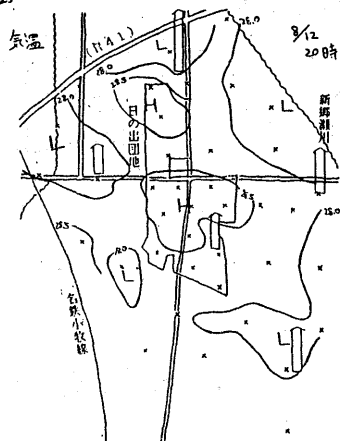


第3-1B図

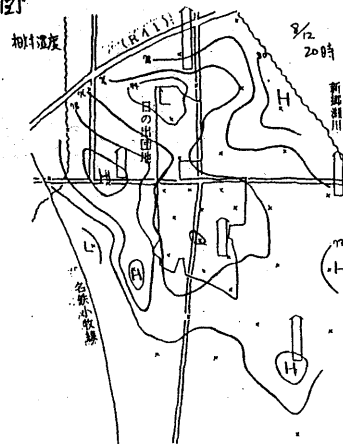




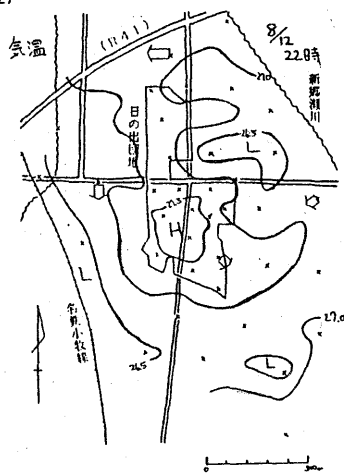
第4-1A図



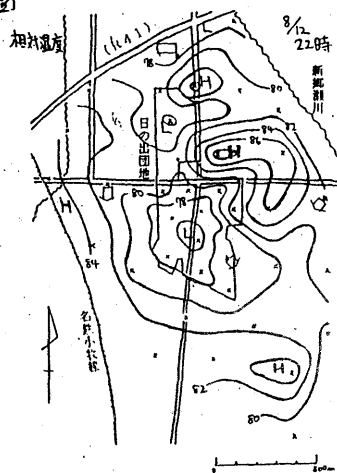
第4-1B図



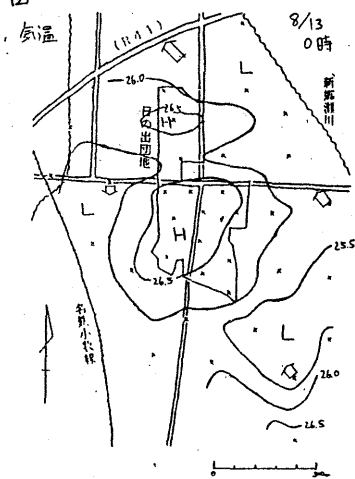
第4-2A図



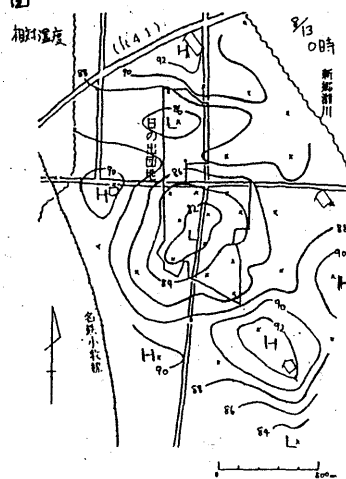
第4-2B図



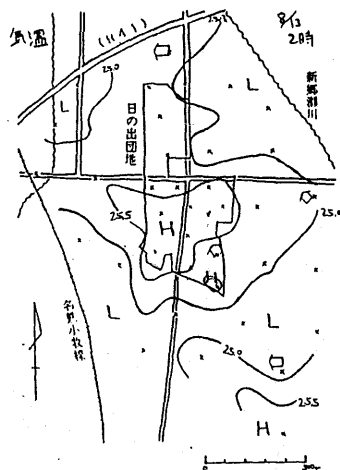
第4-3A図



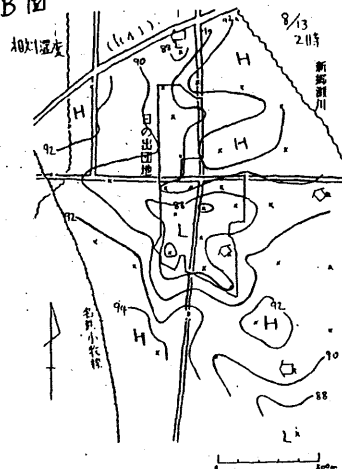
第4-3B図



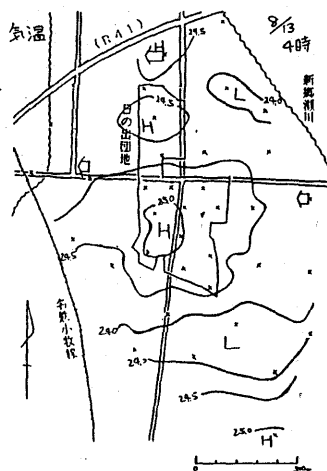
第4-4A图



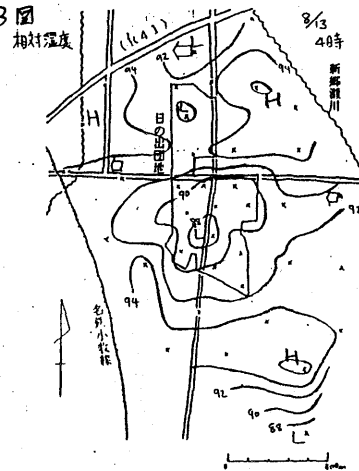
第4-4B图



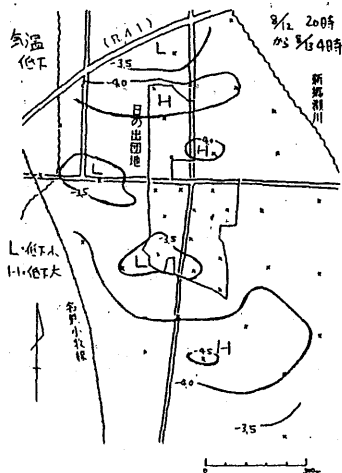
第4-5A图



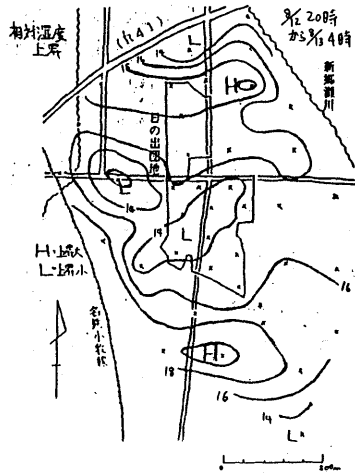
第4-5B图



第4-6A图



第4-6B图



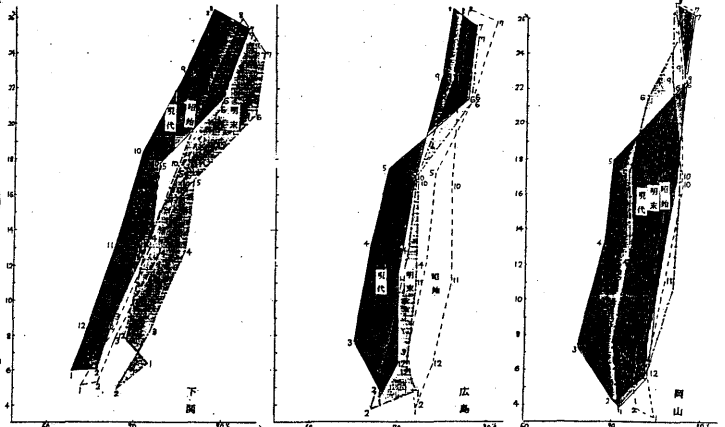
都市気候の変遷について

振山茅晴 (日本気象協会広島支部)

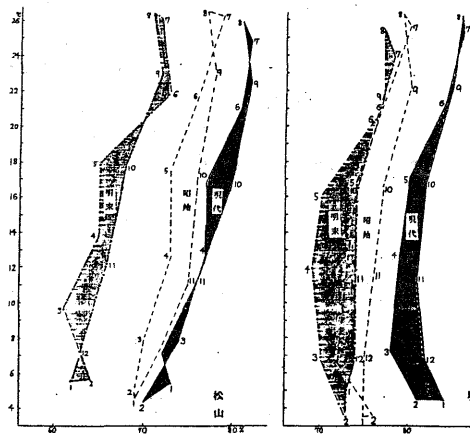
1. はしがき

各都市の気候を表わす方法にクライモグラフがある。このグラフの特徴は、月平均気温と月平均湿度との関係から気候特性を示すもので、グラフの形及び用いた曲線型の傾き等から知ることが出来る。

主として中国地方の都市の中で、まず気象観測が100年位続けられていること、都市化の進展状況がそれぞれ異なることおよび地勢的に瀬戸内沿岸、山陰側に分けて対象地帯を抽出した。都市は下関、広島、岡山、松山、境。この中で庁舎の移転のあった下関は最近のことでもあるため移転前のみの期間を取りあげ、また岡山については移転後の一部の資料は除外してとった。広島では現代という時期はすべて移転後のデータである。変遷の過程を明治末期(明治34~43年)、昭和初期(昭



第1図 各都市毎の年代別クライモグラフ



6~15年)、現代(昭和46~55年)の3年代に分け、それぞれの年代における各都市の気候特性がどのように変わっていったか、また地理的位置での違いと変遷およびそれが都市機構からみてその変化が都市気候に与えた影響等にも言及した。

2. 各都市の特性

才1図によると、下関については明治末期から昭和初期、現代にかけての移行過程ではしたいに乾燥化に向っており、経月傾向は暖候期が寒候期より湿潤であるという形が各年代ともよく類似している。広島は下関とは逆に、明治末期から昭和初期にかけては湿潤化傾向にあるが、経月傾向は下関と類似している。

また現代は江波山に移転した値であるが乾燥化の傾向を示している。岡山については3年代とも移転前の資料にもとづいているが、下関、広島と大きく異なるのは各時代ともほぼ同じような気候状態を示し、年代の経過に伴う気候変動は見られない。だが現代の冬~春の期間には乾燥化が進んでいるようである。以上のように瀬戸内山陽側の共通点としては現代が乾燥化に進んでいることである。

次に瀬戸内四国側について松山の図によると、これは明瞭に明治末期、昭和初期、現代へと湿潤化が著しく進展して、山陽側とは逆の過程をたどっている。さらに特性としては経月変化の過程の中で現代は春季と秋季との間に湿度の差が極めて小さいことである。

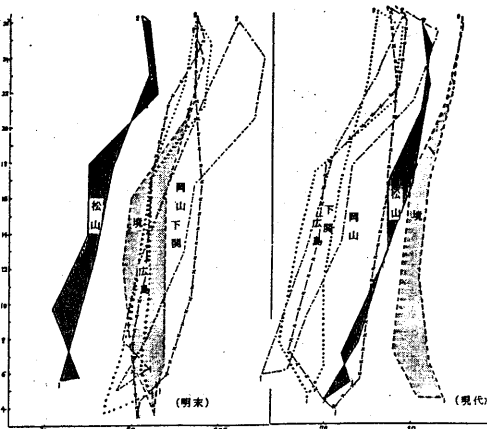
さらに山陰側の境についてみると、明治末期から昭和初期、現代へと気候の変転は湿潤化に向っているが松山と極めてよく類似しており、特に現代になつて断片的に湿潤化が進んでいる。

結果的には、瀬戸内山陽側では3年代中現代が最も乾燥しており、各月の気温では大きな違いはない。四国側は全く逆に現代が最も湿潤に変っているが、各年代各月の気温は山陽側同様変わらな

い。そしてむしろ山陰側は瀬戸内海側と類似している。
次に、明治末期と現代とを比較してみると、第2図に示されているとおり、明治末期は松山を除いてほぼ同じような気候状態のところに集中しているが、現代になると松山と境が湿潤化に変わり、他の気候グループとはかけ離れたように変遷した。すなわち、明治末期、現代ともに瀬戸内山陽側の各都市は両年代の間で乾湿の程度は変化しているが、それぞれ類似した気候状態にある。四国側と山陰側はこれとは異なつた状態にあり、かつ両年代間の移行のなかでクライモグラフの形が大きく変化して気候特性の変転を示していることが特徴的である。

3. 都市構造との関係

都市の構成が局地気候に及ぼす影響は無視できないので、まずその都市構造の内容のうち面積、人口、人口密度等について都市別、年代別に第1表で眺めてみよう。境を除いた各都市は現代になって町村合併等のためであつた面積は著しく増加しており、また人口も急増している。都市域の中で気象官署の値などの程度の地域代表性を持つのは難しい問題であり、例えは水なり離れた山間部の都市を合併して都市化が進んだ場合にはそれと気象官署の示す気候値にはあまり影響はないかも知れないが、周辺部で都市化が進んだ場合には密接な関係がでてくるであろう。各都市とも面積が急増した年代には人口も2〜3倍位増えており、年代毎の都市構成の変遷は境を除くと水なり大きい。さらに人口密度についても約1/3に減少しているし、またそ



第2図 各都市の明治末期のクライモグラフと現代のそれとの比較

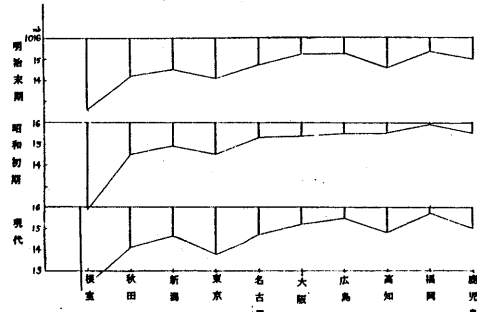
	面積 ^{km²}	人口	密度 ^{人/km²}	増減率 [%]
松山	2729	133,719	48.00	
下関	69.86	327,470	4,721	1
岡山	672.86	846,373	1,258	0.3
広島	9.66	89,648	9,280	
高松	47.44	166,144	3,494	0.4
徳島	170.46	513,471	1,006	0.3
高知	5.36	14,500	1,018	
鹿児島	27.46	132,737	4,834	0.5
境	226.81	266,593	1,272	0.3
松山	19.46	22,363	1,630	
下関	22.52	37,358	1,100	0.7
岡山	5.2	39,373	7,373	
広島	17.96	81,240	4,522	0.6
高松	288.68	347,323	1,272	0.3

第1表 各都市の構造内容の変遷

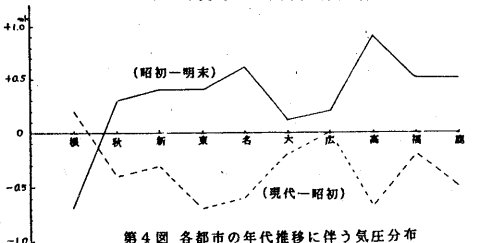
の減率は岡山を除くは半分位になつている。このように都市環境は明治末期から現代へと変遷が大きく、それと都市気候とを対比してみると、瀬戸内山陽側では都市の発展に伴って田園解放地が減少し建造物、人口の増加に伴う社会・生活環境の変転が著しいにもかかわらず気温変化はほとんどない。乾燥化に向つた山陽側の気候は都市化による地域地勢上の変転に対応しているようである。また湿潤化に向つた松山と境は社会構成の変化に伴つた現象としては考え難い。このように、都市気候と都市環境とのかかわり合い及び両者の変遷における関係の間に明らかな因果関係を認めにくい都市もある。この点に関してより高い関連性を見出すとすれば気象官署周辺の社会環境のみを対象とする方がよい結果が得られるであろう。

4. 平均気圧分布との関係

都市の構造構成の変化との関連以外に、別り立場から眺めるために規模を大きくとり、かつ直接気候との関連性のある平均的な地と気圧配置から調べてみた。その場合地域にわたる気圧配置をとるべきであるが、一応の目安として日本列島上の気圧分布を対象としてみた。第3図で見られるとおり、日本列島上の気圧分布は定性的には、明治末期、昭和初期、現代ともに根室、東京、高知、鹿児島が相対的に低圧で、新潟、広島、福岡が高くなっている。このようにみると、特に目立つた年代間の相違はないようである。



第3図 日本列島上の年代平均気圧分布



第4図 各都市の年代推移に伴う気圧分布

次に第4図によつて、年代の推移に伴う形での気圧差でみると、特に西日本では大阪、広島は明治末期〜昭和初期〜現代へと気圧の変化はほとんどない。このことは瀬戸内側では気候変化に対応した気圧分布の変化を考へ

ることは難しい。しかし他の地域、例えば東・北日本、西日本太平洋側は明治末期から昭和初期にかけては気圧は上昇しており、昭和初期から現代へは逆に下降している。この事実などのように気候変化に対応するものは今後の課題としたい。諸府、瀬戸内側（大坂―広島）では気圧分布の年代別の変遷は極めて小さいようで、気圧配置に対応させて気候が乾燥化に向ったり（山陽側）、また湿潤化（四国側、山陰側）に向ったりしたこととを理解するのは、平均気圧配置によつての気候湿潤度の差が決まると一義的に対応させることの無理のあることによつてもてまないことであろう。

5. あと書き

都市気候の変遷は、その都市全域の代表性のある気温、湿度をもつて示すれば都市構造の変化がある程度対応して出現しているのかも知れないが、気象官署の値は必ず限られた都市域の代表しかないのであるから、直接的関連性を見出すことは難しいであろう。それはおいて、定性的な都市気候を年代別にみると、山陰側、瀬戸内山陽側、四国側などでクライモグラフが同じような形（1月より12月までの間に曲線が囲まれる形）をしている都市があったり、近きところでも年代が進むにつれて気候が変つてきていることが明瞭に現われている都市があることは、興味深いことである。今後はさらに変遷の過程を定量的に究明していきたい。

最後に、下図、新庄、岡山、松山、大坂の各気象台にはいろいろな協力いただき感謝します。

〔参考文献〕 省略

広島湾の海陸風の構造と環境に及ぼす影響

福岡義隆・安田喜憲・南 利幸^{*}・小林正興・
井上智博・鳥居 淳（広島大学総合科学部）

I はしがき

瀬戸内地方における海陸風に関する研究はこれ迄にも数多くなされているが、陸風が一般風と地形との関係で、吹走時間や吹走範囲などがどのように変わるかについては余り研究されていないように思う。その辺のことを中心にして海陸風の構造について、既存資料の解析や立体的な実測によって研究を進めると同時に、大気環境に及ぼす影響を見るために、空中花粉の飛散を調べることも、本研究の目的の一つである。季節によって花粉の優先種が異なり、また、海風と陸風の吹走時間や到達範囲が異なるので両者の関係についてその季節性と地域性を明らかにして、大気環境調査への応用の可能性を検討したい。

II 研究方法

① まず広島県の大気汚染調査報告書の中にある風向風速頻度表から、広島湾西部（大竹、大野、二十日市、旧広島市内）の風配図を作成して一般的傾向と局地的特徴を考察する。

② 海陸風の実測

2-1 地上観測

春季観測-1回目：1987年3月26日15時～27日17時

場所～大竹市小方港（O）・阿多田島（A）

項目～風向風速・気温・湿度・水温（採水法と赤外放射温度計）

2回目：1987年4月18日10時～19日11時

場所～二十日市町田尻（T）・宮島町聖崎（H）

項目～風向風速・気温・湿度・水温（採水法と赤外法）

2-2 立体観測

夏季観測-1回目：1987年8月20日12時～21日12時

場所～大竹市小方港と阿多田島においてパイバル観測（2時間毎）と地上観測（風向風速・気温・湿度・水温）

このほか宮島の2箇所（聖崎・革竜崎（K））、能美島（岸根（G））および兜島でも地上観測を実施

秋季観測-2回目：1987年10月30日16時～31日16時

場所～大竹市小方港・阿多田島にて立体・地上観測

二十日市田尻・宮島聖崎にて地上観測

このほか阿多田島山頂（A'）、約200m）と宮島弥山中腹（獅子岩（S）、約430m）にて風向風速・気温・湿度を観測

なお、観測場所は第8図中にアルファベット記号で明記してある。

③ 空中花粉の測定

測定期日～1987年3月～継続中

測定方法～広島市および近郊の小学校20校の屋上に、円筒状のガラス瓶（花粉採集器、径10.4cm、深さ17.0cm）を置き、2週間～6週間毎に回収し、顕微鏡で分析する。

測定対象～アメリカンフウ（楓の一種で広島大学構内など限られた場所に植えられている）や杉、松などの花粉のほかにチャコール（炭片）

処理方法～単位面積当たり（1cm²）の花粉またはチャコール量をカウントしそれらの飛散状況と風向分布との関係を調べる。

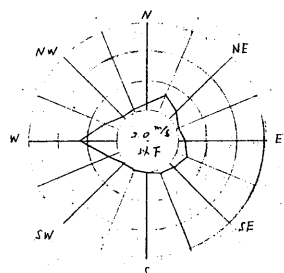
III 研究結果

- ① 広島県大気汚染調査報告書（1979年4月～1980年3月）の風のデータから描いた風配図の数例を第1～4図に示す。
- ② 海陸風の実測結果のうち一例を紹介する。地上観測については春の分（3月）を第5図に、立体観測については夏の分を第7～8図に示した。
- ③ 空中花粉の測定結果については、3月10～24日の約2週間におけるチャコール量の分布状況を第9図に、また、その間の風速で重み付けした風向頻度を第10図に示した。

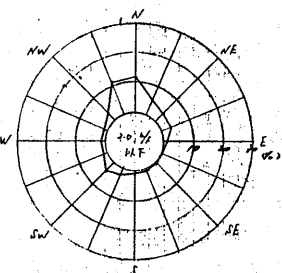
IV 考察

- (i) 広島湾西部においては、一般風の強弱により次のような海陸風または山谷風に相当するような局地風が見られる。これらの循環システムは「Defantの山谷風モデル」（第6図）の様なものと考えられる。
 - a. 「太田川沿い～広島湾沿い」の循環風
 - b. 「八幡川～二十日市港」の海陸風・山谷風循環系
 - c. 「小瀬川沿い～大竹港」の海陸風・山谷風循環系
 - d. 一般風や海陸風に拘わりなく大野瀬戸に沿って吹く風
- (ii) 海陸風によって花粉やチャコールが一定方向・一定範囲に運ばれていると考えられる。ただし海風で運ばれるにまではやや遠距離の内陸（可部南小学校）に多量のチャコールが観測されたが、これは風下にある古いタイプの清掃工場（ごみ焼却所）からの煙りによるものと思われる。

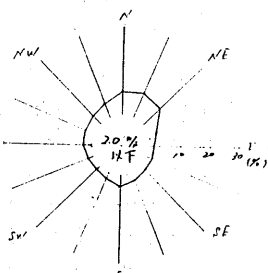
第1図 大竹市



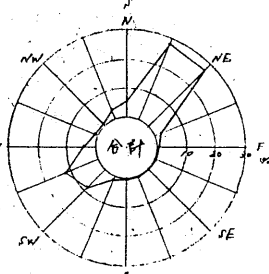
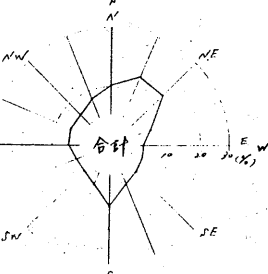
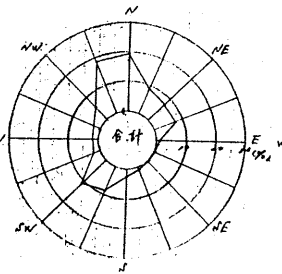
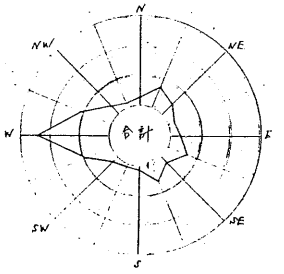
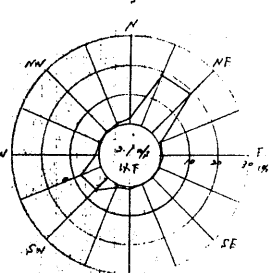
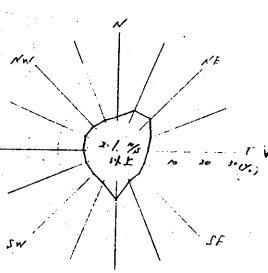
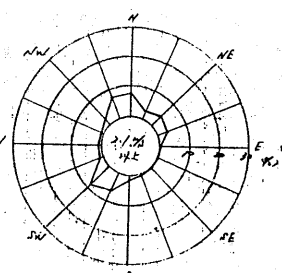
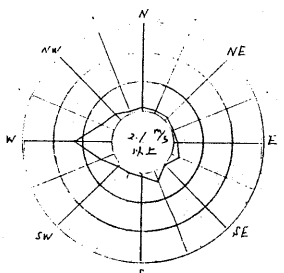
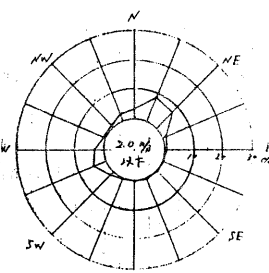
第2図 大野町

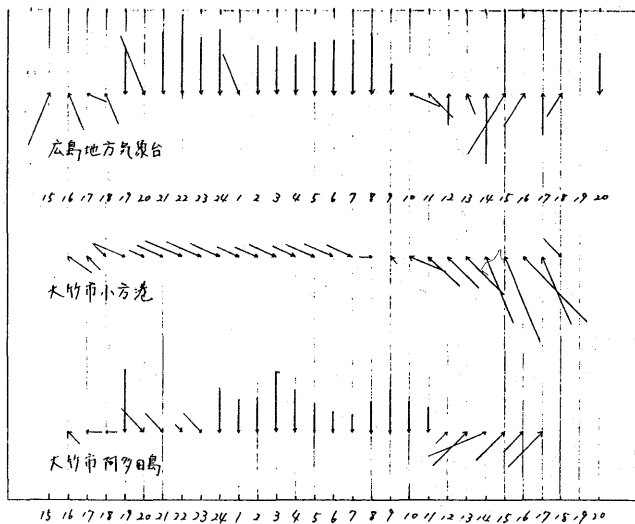


第3図 二十日市

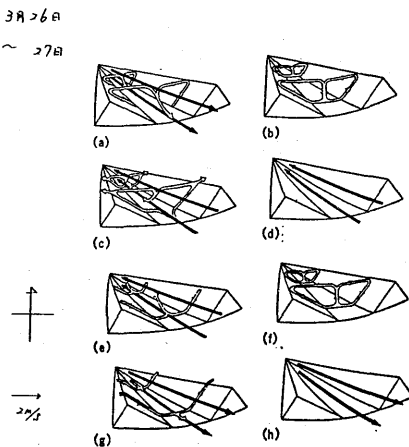


第4図 広島市三篠小





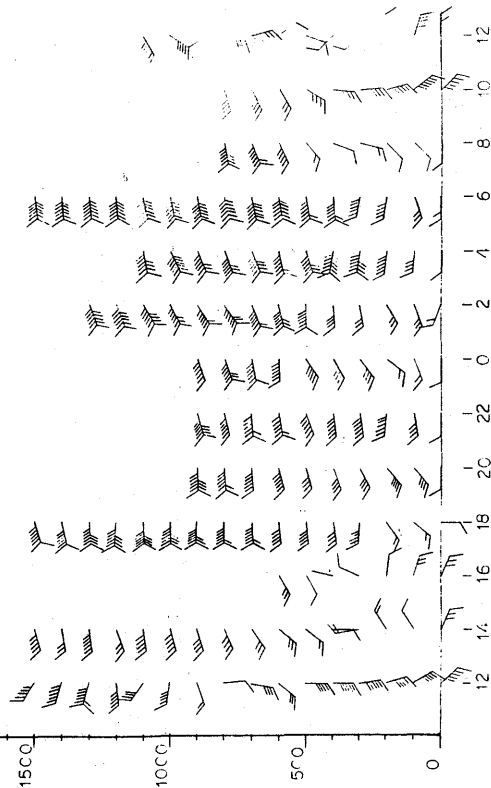
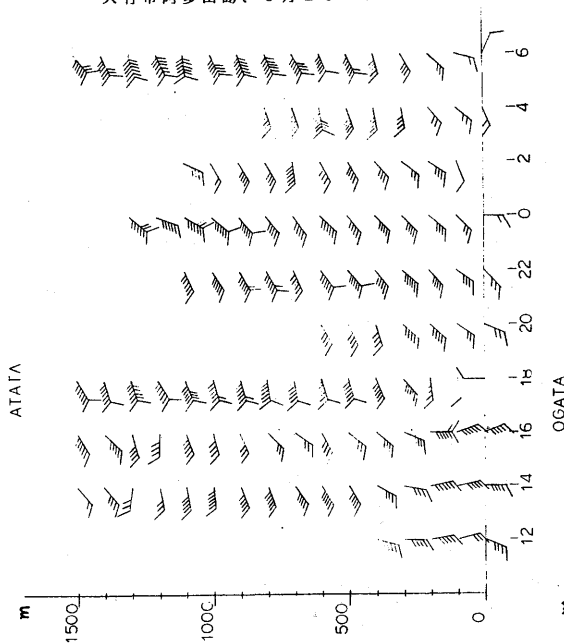
第5図 海陸風（地上観測）の一例と気象台との比較

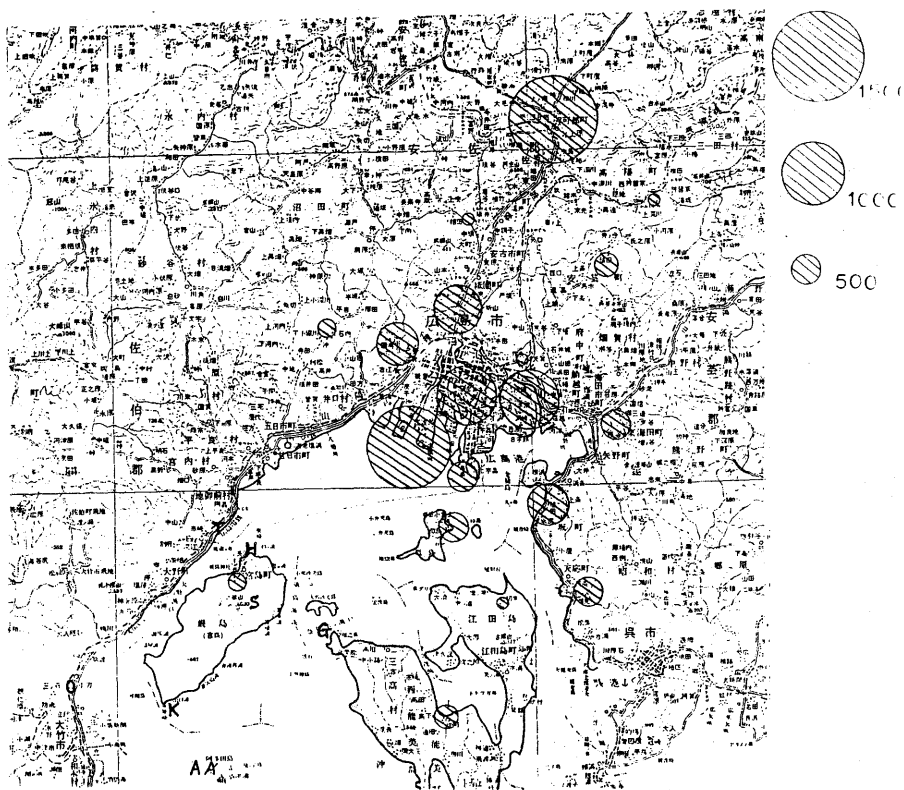


第6図 山谷風モデル
(Defant)

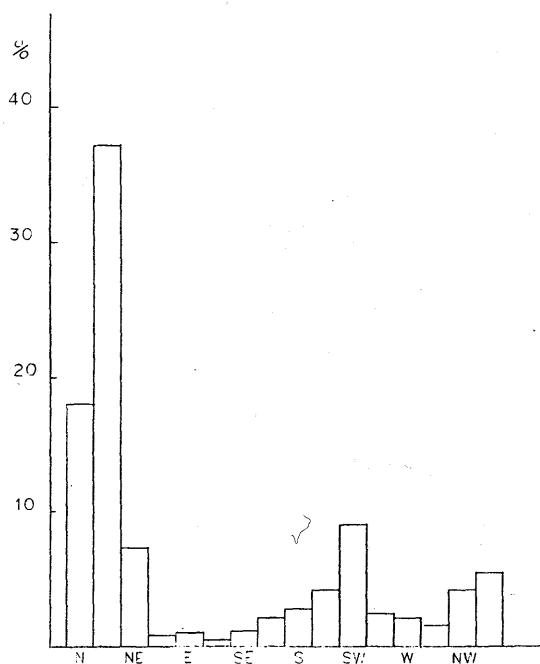
第7図 海陸風（立体観測）の一例
——大竹市小方港、8月20～21日

第8図 海陸風（立体観測）の一例
——大竹市阿多田島、8月20～21日





第9図 花粉採集器によるチャコール量の分布観測一例（1987年3月）



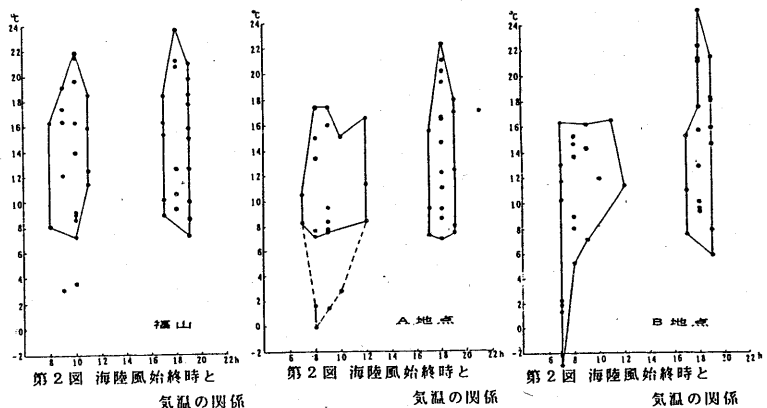
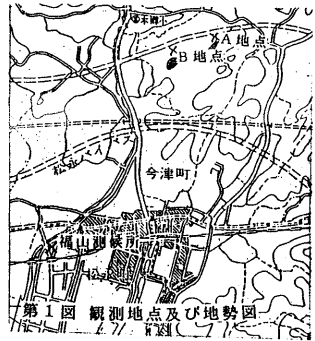
第10図 花粉測定期間中の風向頻度（風速による重みづけ）

1. はじめに

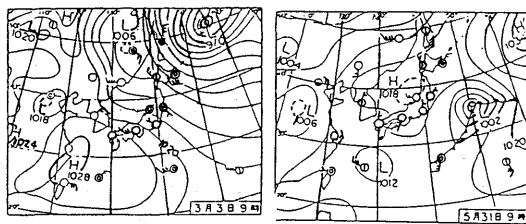
海陸風は、沿岸海上と陸上との間で沿岸線に対してほぼ直角に吹く局地的な風で、特にわが国では瀬戸内沿岸地方で顕著に現われている。この起因は、日の出と共に日射によって陸上と海上が暖められるが、両者の熱容量の違いで相対的には陸上が早く暖められてその上の気温が陸上のそれよりも高くなり、気温差が生じて、それが気温の差にはね帰って陸上から海上に向かう気圧傾度が生じ、空気が海上から陸上に流れるようになる。これを海風といい、夜間になると放射冷却による降温化は陸上の方が早く進み、相対的にまだ暖かい海上より陸上の方が低温となり、気圧傾度が陸上から海上に向かうようになって風は陸上から海上に向かって吹くようになる。これを陸風という。このように日中と夜間との間で180度風向が変転する局地風を海陸風と呼んでいる。この風が海上及び陸上に吹いて及ぶ範囲は数10kmとなるとされているが、瀬戸内沿岸のように背後に山地の迫っている地域では山谷風と海陸風との地域的な区別は難しい。ここでは広島県東部地方の沿岸部での海陸風の始終と内陸10数km辺りでのそれとの振舞の違いを観測事実より調査し、沿岸部から直ぐ奥に山地の迫った地域での海陸風研究の一端とした。

2. 海陸風始終時と気温の関係

沿岸部での観測所としては福山測候所、内陸はA地点とB地点を対象とし、A、B両地点の地理的分布は第1図のとうりである。A地点は北方に向かう緩やかな谷間の中にあるが、B地点は北側に低い山地が迫っている。各地点での海陸風のそれぞれの始まり時刻とその時の気温とをプロットしたのが第2図である。抽出したサンプルとしては海陸風の卓越する4、5月の中で、西日本が移動性高気圧におおわれて晴天で一般風の弱い日とした。この図から直感的に判ることは、陸風の始まり時刻は三地点とも18時を中心として集中しており、(図中右側)その折の気温は6~24℃で陸風の始まり時の気温としてはかなりばらついている。また海風では福山は10時を中心として前後2時間位の間にまとまっており気温も7~22℃とやや幅が狭くなっている。しかし、A地点とB地点は開始時刻も5~6時間の幅が有り、さらに気温の上限は17℃位とそろっているが、下限は氷点下にも及んでいることもある。これらのことは海風の終り、すなわち陸風の始まりが、3地点ともほぼ同じ傾向にあって、その振舞いは類似していると見られる。海風の始まり時刻が沿岸部に比べて内陸でばらばらとなっているのは果たして海風なのか、谷風なのかあるいは混合した風となっているのか複雑な現象と考えられる。そこで気温との関係をさらに気圧配置と関連させてみるため、風の始まり時の最も低い気温の日



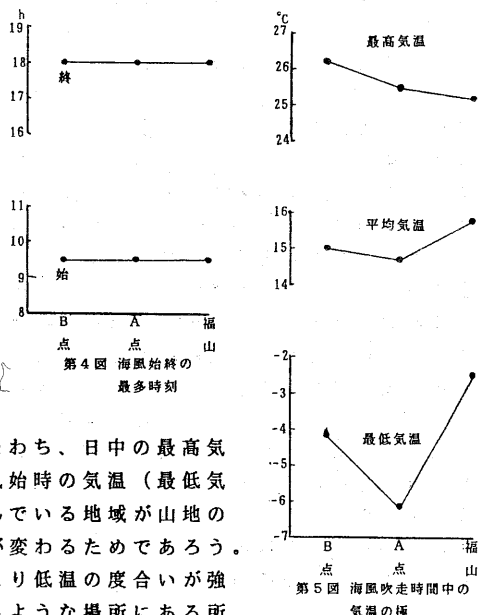
の日である3月3日の天気図と、最も高い気温の5月31日の天気図を第3図に示した。いずれも移動性高気圧の圏内に西日本が入っている点と同じだが、前者は移動性高気圧の前面に当っており、前日寒気が流入していた。後者は日本海に高気圧が有って帯状の高気圧がつづき好天となっていた。この2例から見ても、基本的には西日本に寒気移流があろうがなかろうが、要するに気圧傾度がゆるく、一般風が弱くて好天であるような気圧配置、すなわち移動性高気圧におおわれた日は海陸風が卓越するようである。したがって季節によって気温は異なっても気圧配置等条件が揃えば沿岸部でも内陸でも卓越するようである。



第3図 地上天気図

3. 海陸風始終時の地域的違い

第4図からわかるように、3地点について海風の平均始終時刻をとるとそれぞれ9時30分と18時となり、3地点ともほぼ同時に始まったことになる。しかし、第2図で見られたように3地点とも陸風の始まりは比較的時間幅が狭いので平均で18時というのは地勢に関係ない特性であろう。陸風の前面の進行を考えるとA、B地点と福山との距離からして一般的速度を考慮する(5 m/s)と1時間以内に到達するのでずれ幅が小さいのであろう。福山の沿岸部から内陸山間部に向かった海風の出現時刻にはかなりの幅が見られるが平均すると9時30分となるが時刻幅はかなり大きいのも特性である。海風が吹走している時間内の気温は第5図に示されているように最高気温は3地点でわずか1℃位の差があるだけだが(25~26℃)、最低気温の差となると福山-2.5℃、A地点は-6℃、B地点は-4℃と大きくかけ離れ、海風の始まり時刻が3地点でそれぞれ大きな幅があるのに対応して低温の違いが見られる。すなわち、日中の最高気温が地域的に差ほど変わっていないのに対し、海風始時の気温(最低気温)にかなり地域的な差がある。これは海風の及んでいる地域が山地のために朝方と夕方では地形の影響によって冷却度が変わるためであろう。谷間に沿ったA地点では北側に山腹を持つB地点より低温の度合いが強まることは理解できる。要するに山谷風の卓越するような場所にある所では海風吹走時の最低気温には地域差が大きく現われるので沿岸平野部と山間部での海陸風吹走の状況には大きな違いが出たのであろう。



第4図 海風始終の最多時刻

第5図 海風吹走時間中の気温の極

4. あとがき

海陸風始終の内、沿岸部と山間部での時刻についてみると、海風の始まりには3地点間で大きな時間幅が現われているのに、陸風の始まり時刻には3地点ともほぼ同じであることが分かった。そのことは同じような気圧配置を考えても、海風前線や陸風前線の到達が1時間以内にある範囲の地域内でみると、地理的条件によっておきる最低気温の表われ方に影響されているらしいことが思われた。このことは今後の海陸風の及ぶ地域が山谷風の吹走する領域にも該当するようなどころでは複雑な機構として考慮する必要がある。

海陸風時の風向の分布特性 — von Mises 分布の適用 —

瀬戸信也, 聖光和之, 大原真由美 (広島県環境センター)

1. はじめに 瀬戸内沿岸域では, パイラルやゾンデを用いた海陸風の観測が数多くなされ, 海陸風の時間, 空間構造に関する多くの知見が得られている。一方, 近年では長期間のデータを統計的に解析し, 海陸風の実態や現象と発生条件, 付加的条件とのかわかりを, より定量的には握しようとする試みもなされている。北林¹⁾, Yoshikado²⁾, 宮田ら³⁾ は一定の条件のもとで海陸風の出現を判定し, 海陸風の日変化や地域特性などを調べている。これらの研究では主として海陸風の平均的な性状を解明することに力点が置かれており, 風向のパラツキについての考察はあまりなされていない。平均からのパラツキは分散で表わされるが, 平均, 分散などの統計量の計算のみならず, 分布の概念を導入する方が, より定量的な解析が可能となる。Mardia⁴⁾ は各種の "circular model" に関する母数の推定および検定のレビューとしており, 伊藤ら⁵⁾ や重光ら⁶⁾ は Mardia の理論を応用し, 風向データに von Mises 分布を適用した結果を報告している。海風や陸風の風向分布は概ね 1 山型になる場合が多く, von Mises 分布のような unimodal な分布の適合性がよりことが予想される。そこで本報では, 海陸風時の風向分布に von Mises 分布を仮定し, 平均やパラツキを表わす母数の地域的な特徴について述べ, さらに海陸風に及ぼす気圧配置の影響についても検討する。

2. 方法 風向を θ_i ($i=1, 2, \dots, n$) とすれば, 平均風向 $\bar{\theta}_0$ と分散 V は次式で表わされる。

$$\bar{\theta}_0 = \tan^{-1}(\bar{S}/\bar{C})$$

$$V = 1 - R \quad (0 \leq V \leq 1)$$

$$(\bar{R} = \sqrt{\bar{C}^2 + \bar{S}^2}, \bar{C} = 1/n \sum \cos \theta_i, \bar{S} = 1/n \sum \sin \theta_i)$$

θ_i は確率密度関数

$$f(\theta; \mu_0, k) = 1/2\pi I_0(k) \cdot \exp\{k \cos(\theta - \mu_0)\} \quad (0 < \theta \leq 2\pi, k > 0, 0 \leq \mu_0 < 2\pi)$$

の von Mises 分布に従うと仮定する。なお $I_0(k)$ は第 1 種変形ベッセル関数である。 μ_0 は平均方向を, k は μ_0 まわりの風向の集中度を, それぞれ表わす母数である。Mardia によれば, μ_0 と k の最大推定量は

$$\hat{\mu}_0 = \bar{\theta}_0$$

$$\hat{k} = A^{-1}(R) \quad (A(k) = I_0'(k)/I_0(k))$$

となる。 $\hat{k}$ の解析解は得られなりので, Mardia の数表を用いて $\hat{k}$ を求める。さらに Mardia は $\hat{\mu}_0$ と $\hat{k}$ の検定方法を示しているが, 検定標準に用いられる統計量は R の大きさにより異なっている。

3. 結果 解析の対象は, 広島県内の瀬戸内沿岸域とその周辺部, 内陸部, および島しょ部に配置されている大気汚染測定局における微風向風速計のデータである。測定局の位置を図 1 に示す。これらの測定局の 1981 年 4 月から 1984 年 3 月までの 3 年間のデータセットから, 宮田ら³⁾ の方法に従い海陸風が吹いた日を抽出した。海陸風の出現率は 5 月から 8 月にかけての期間に高いが, 冬期にも吹いており, 出現日数の合計は 390 日であった。海風については 15 時の風向データを, 陸風については 3 時の風向データを, 各々の母集団からの標本とみなし, これらのデータに von Mises 分布をあてはめた。なお, Calm (風速: 0.3 m/s 以下) の場合は除外した。1 例として, 広島市の郊外に位置する 3 局と内陸部や三次市内の 12 局の結果を図 2 に示す。実線が理論分布を, 破線が実測頻度を, それぞれ表わしており, 上線が 3 時, 下線が 15 時である。3 局では 3 時が陸風, 15 時が海風の分布であり, 海風の主風向と陸風の主風向とは, はば反対方向であること, また海風よりも陸風のバラツキが小さいことなどがわかる。なお,

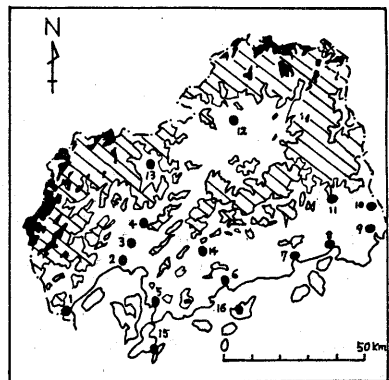


図 1. 測定局の位置
等高線は 400 m 間隔

$\hat{\mu}_0$ と実測の最頻値の方向とはよく一致してゐる。全体的な適合度は陸風の方がより。海風時に実測値と理論値がやや異なる原因は、主風向と逆向きの風が少し存在するためであろう。一方、12局では昼夜の $\hat{\mu}_0$ の差が約 60° と小さく、およそ風向のパラツキは昼夜ともに3局と比べて顕著に大きくなりなどが特徴的である。 $\hat{\mu}_0$ と実測の最頻値の方向について3時にはほぼ一致しているが、15時には約 40° ずれてゐる。15時のように顕著な卓越風向が存在しない時の $\hat{\mu}_0$ の解釈にあたっては注意を要する。 $\hat{\mu}_0$ と $\hat{\kappa}$ の地域分布を図3に示す。ベクトルの方向(風上から風下向き)が $\hat{\mu}_0$ を、ベクトルの長さが $\hat{\kappa}$ を、それぞれ表わしてゐる。15時の $\hat{\mu}_0$ の分布図をみると、沿岸部では大竹市(1局)が南東寄り、広島市(2, 3局)と呉市(5局)が南西寄り、竹原市から福山市(6, 7, 8, 9局)にかけてはほぼ南寄りであり、海風の主風向は概ね海岸線と直角方向であることがわかる。風向のパラツキは沿岸部では小さく、島しょ部、東広島市(14局)、府中市(11局)のように沿岸部の後背地域では大きい。一方、3時の $\hat{\mu}_0$ の分布図から、陸風の主風向は大竹市を除いて海風の主風向と反対方向であること、 $\hat{\kappa}$ は多くの地点で海風とほぼ同じ値であることなどがわかる。内陸の今代田町(13局)では三次市と同様に昼夜とも $\hat{\kappa}$ が小さいことが注目されるが、これが海陸風に起因すると考えより、内陸部に固有

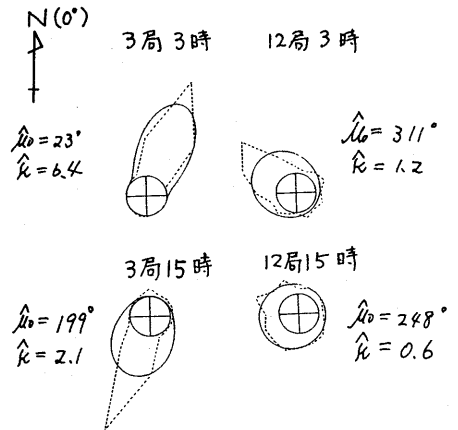


図2. 風向の実測頻度と理論分布。実線が理論値、破線が実測値を表わす。実測値は16方位に区分した百分率であり、円周上を風上の方向へ向いてゐる。

の局地風(山谷風、斜面風)と考える方が妥当であろう。

次に、気圧配置が地上付近の海陸風に及ぼす影響について検討する。地衡風は広島県をとりまく、松江一

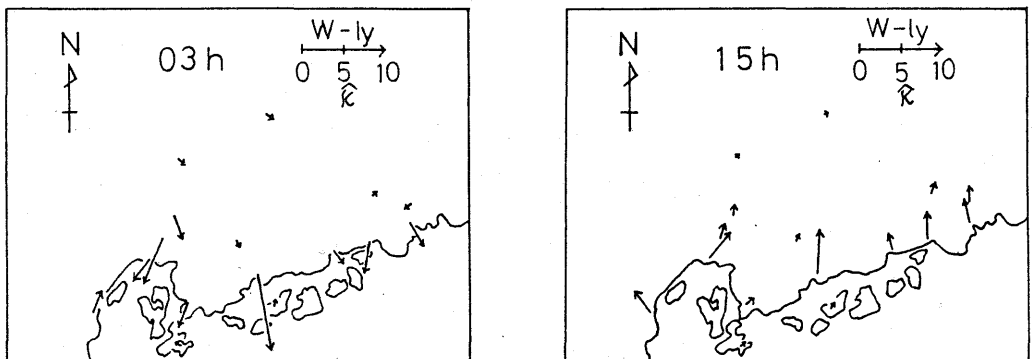


図3. $\hat{\mu}_0$ と $\hat{\kappa}$ の地域分布。ベクトルの方向が $\hat{\mu}_0$ を、ベクトルの長さが $\hat{\kappa}$ を表わす。

高知と岡山-下関の午前9時の地上気圧差から求めた。海岸線がほぼ東西方向であることを考慮し、海陸風の主風向が基本場から変形しやすいと予想される東寄りと西寄りの地衡風を対象にした。地衡風向別の $\hat{\alpha}_0$ と $\hat{\alpha}$ を図4に示す。実線が東寄り、破線が西寄りの地衡風であり、図中の数字は図1の測定局の番号に対応している。海風時に特徴的なことは、地衡風が西寄りの時に広島市(2,3,4局)や呉市(5局)で $\hat{\alpha}$ が顕著に大きくなることである。これらの地点は図3に示すように、全海陸風日の海風の主風向が南西寄りの地点である。このことから、地衡風向が海風の主風向寄りの場合には風向のパラッキが小さくなる傾向が伺える。また、 $\hat{\alpha}_0$ については沿岸域のほとんどの地点で地衡風が西寄りの時にやや西寄りに傾いており、内陸部と島しょ部では地衡風向が異なると大きく変わる点などがわかる。一方、陸風時には地衡風向が東よりの時に $\hat{\alpha}$ が大きい地点(2,3,4,8局)と、西寄りの時に $\hat{\alpha}$ が大きい地点(1,5,9,15)にわかれる。また、 $\hat{\alpha}$ については、両地衡風向の系統的な差違はみられず、以上の結果から、地衡風は、海風時にシステムティックに作用する傾向があるように思われる。地衡風の海風と陸風への影響のしだいの違いは、海陸風の鉛直構造の違いに起因するものと推測される。

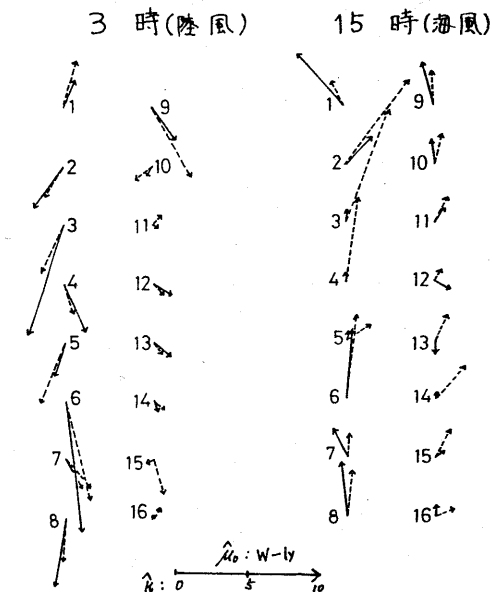


図4. 地衡風向別の $\hat{\alpha}_0$ と $\hat{\alpha}$
 実線が東寄りの、破線が西寄りの、
 地衡風向。(東寄り: $n=154$, 西寄り: $n=113$)
 図中の数字は図1の測定局の番号に対応している。

参考文献

1. 北林興二, 海陸風の統計的解析, 公害, 11, 5, 80-98, 1976.
2. Yoshikado, H., Statistical analyses of the sea breeze pattern in relation to general weather conditions, J. Meteor. Soc. Japan, 59, 98-107, 1981.
3. 宮田賢二編, 広島県の海陸風, 茨水社, 広島, 1982.
4. Mardia, K.V., Statistics of directional data, Academic Press, London, 1972.
5. 伊藤政志, 広尾純, 角度変量の統計による風向データの解析, 日本気象学会春季大会講演予稿集, 91, 1982.
6. 重光和之, 瀬戸信也, 大原真由美, 風向データの統計解析, 全国公害研究会誌, 12, 2, 28-34, 1987.

一層メソモデルによる地上風のシミュレーション

渡部浩章 (広島地方気象台)

1. はじめに

Mass & David(1985) により提案されたモデルを用いて地上風をシミュレートする。モデルは一層の σ 座標系で地形や非断熱加熱が地上風におよぼすメソスケールの影響をシミュレートできる。

2. モデルの概要

第1図はモデルの鉛直構造を示しており、地上の T_s, V_s を計算する。静力学を仮定すると、地上における運動量方程式は次のようになる。

$$\frac{\partial V_s}{\partial t} = -V_s \cdot \nabla_s V_s - f k \times V_s - (g \nabla_s z_s + RT_s \nabla_s \ln p_s) + F + K_m \nabla_s^2 V_s$$

ここで、 V_s, T_s, P_s, Z_s はそれぞれ風、気温、気圧、高度であり、 f はコリオリのパラメーター、 R は気体常数、 F は摩擦、 K_m は運動量拡散係数である。この式は地上におけるある地点での風は、移流、コリオリ力、気圧傾度力、摩擦、拡散によって与えられることを示している。

拡散項は計算を安定にし、サブグリッドスケールの混合をパラメタライズしている。摩擦は $F = -a c C_d V_s |V_s| / H$ によりパラメタライズする。ここで、 a は日中で2、夜間で4で

ある。 C_d は陸上で0.02、海上で0.0014とし、各々のグリッドポイントにおいて格子内の陸と海の比率によって決める。

truncation error を避けるために気圧傾度力の項を書き直すと

$$g \nabla_s z_s + RT_s \nabla_s \ln p_s = g \{ (e_1 - H/T_H) \nabla_s T_s - [e_1 + (e_2/\gamma T_R)(T_H - T_R)] \nabla_s T_R + (\gamma e_1 - e_2 + 1) \nabla_s z_s + (e_2 - \gamma e_1) \nabla_s z_R \},$$

where

$$e_1 = (T_s \gamma_2^{-1}) [T_H^{-1} - (H/\gamma_1) \ln(T_s/T_H)]$$

$$e_2 = T_s/T_H.$$

次に、気温の傾向方程式は熱力学方程式から次のように書ける。

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = -V_s \cdot \nabla_s T_s + \frac{RT_s}{c_p} \left(\frac{\partial \ln p_s}{\partial t} + V_s \cdot \nabla_s \ln p_s \right) + \frac{Q}{c_p} + K_T \nabla_s^2 T_s$$

これは、地上気温は温度移流、気圧変化などによる断熱加熱、非断熱加熱、水平拡散により変化することを示している。この式を地形によるdeflectionが地上から H (2000m) までと仮定し、気圧に関する項を T_s, T_H, T_R を使って書き直すと

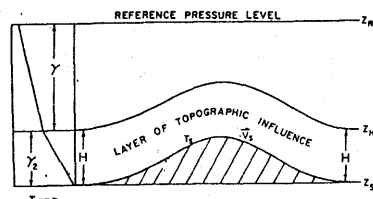
$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = -V_s \cdot \nabla_s T_s - (A_2/A_1) V_s \cdot \nabla_s T_H - (A_3/A_1) V_s \cdot \nabla_s T_R + Q/(A_1 c_p) + K_T A_1^{-1} \nabla_s^2 T$$

where

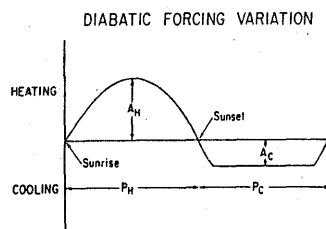
$$A_1 = 1 - (\Gamma/\gamma_2)(1 - C_2)$$

$$A_2 = \Gamma[C_1(\gamma_2^{-1} - \gamma^{-1}) - C_2 \gamma_2^{-1}]$$

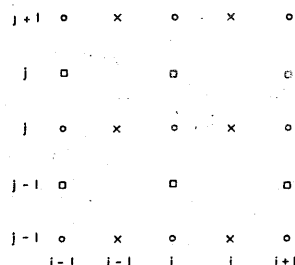
$$A_3 = \Gamma \gamma^{-1} (T_s/T_R)$$



第1図



第2図



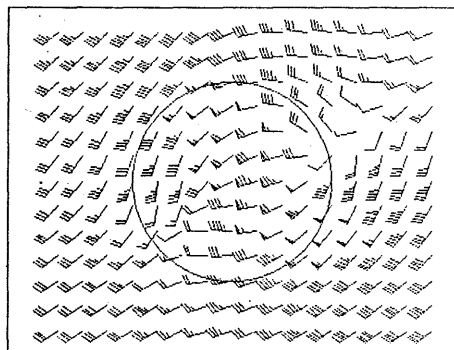
LEGEND: o T, z

x U

square V

第3図

第4図



$$C_1 = T_s/T_H$$

$$C_2 = T_s \ln C_1 / (\gamma_s H)$$

$$\Gamma = g/c_p \quad (\text{the dry adiabatic lapse rate}).$$

となる。

非断熱加熱はまずこれを考慮せずに定常状態になるまで積分した後、第2図に示す変化で与える。

reference level は850mbに考え、気温減率はレーウィンゾンデ観測から求める。また、初期の風の場合は気圧傾度力、コリオリ力、摩擦力がバランスするように与える。

グリッドは第3図に示すように荒川'C' staggered を使い、時間積分は modified 2nd order Adams Bashforth を用いる。また、グリッドの大きさは10km、タイムステップは180sを用いる。

気温の境界条件は流失境界で $d\phi/dt=0$ となるように変化させ、流入境界で固定する。風は全ての境界で変化させる。そして、 $du/dt, dv/dt$ の平均が10 m/s以下になるまで積分を続ける。

3. 単純な地形によるテストラン

パラメーターによる風系の変化を見るために100ステップ(5時間)計算した中からいくつかの例を示す。

3.1 ベル状の山をおいた場合(第4図)

山の形はCOS関数を用いて直径80km高さ500mのベル状とした。 $a=0.5$, $KH=30000$ とし850mbで西の風5m/sを与えた場合で、山の回りを回る風が良く表現されているが、

山頂の風下の風速が大きい。

3.2 山を加熱した場合(第5図)

3.1で与えた山だけを $\Delta H=1^\circ\text{C}$ とし5時間加熱した。 $a=0.5$, $KH=20000$ としてある。低気圧循環をしながら山頂に収束し、山麓で3m/sの風速となっている。

3.3 山を冷却した場合(第6図)

a , KH は3.2と同じで、 $\Delta C=-1^\circ\text{C}$ とし5時間冷却してある。山頂から高気圧循環をしながら発散し山麓で1.5m/sとなっている。

3.4 南北方向の海岸線があり陸を加熱した場合(第7図)

右半分が陸で、静穏の状態から $\Delta H=0.5^\circ\text{C}$ とし5時間積分する。海岸線付近で3m/sの北分を持った海風となる。

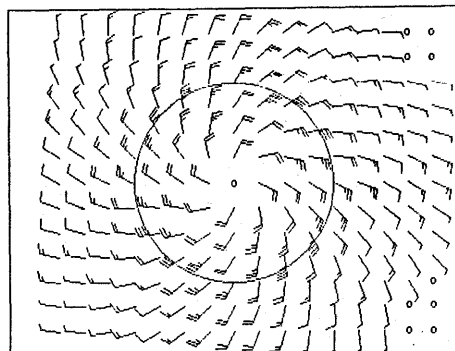
3.5 湾がある場合(第8図)

幅60km奥行き40kmの湾があり、 $a=0.5$, $KH=30000$ の場合である。

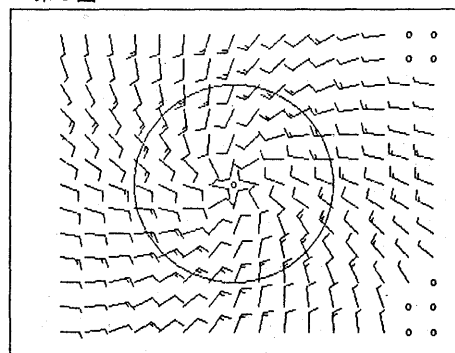
いずれにしても実際の地形に当てはめる時には、 a や KH 等のパラメーターをうまく調節しなくてはならない。今後は西日本の地形を入れ、大雨時や瀬戸内特有の風の分布について調査する。

参考文献

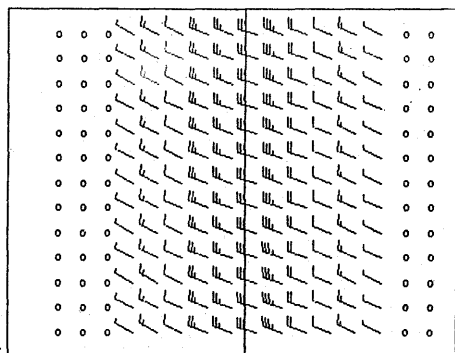
Mass, C.F. and David P. Dempsey, 1985: A one level, mesoscale model for diagnosing surface winds in mountainous and coastal regions: Mon. Wea. Rev. 113, 1211-1227



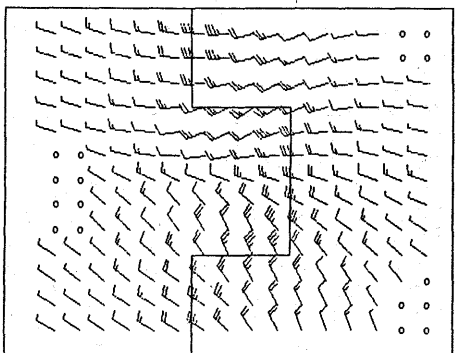
第5図



第6図



第7図



第8図

メッシュデータを用いた地形因子解析
法による気象観測所の代表性について

大奈 健 (呉測候所)

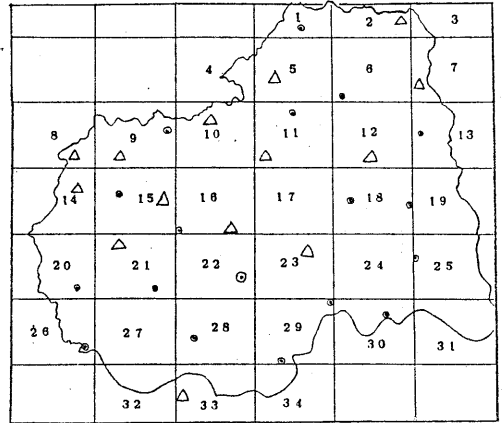
1. はじめに

広島県の気象観測所は、32箇所（気象官署4箇所（航空含む）、で気温観測をしているのは32箇所中18箇所、気象官署は瀬戸内海沿岸部に集中している。この数は、広島県の面積が約8440K²だから気温観測所は約470K²に1箇所、降水量観測所は約264K²に1箇所の割合となる。第1図参照、図中●印は気温、△印は降水量観測所を示す。これらから現観測所だけでどの程度の代表性があるのか又広島県をどの程度カバーしているのか、さらに任意の地点の気象情報への要望が高まりつつある今日、各気象観測所が代表できる範囲を設定しておく必要性がある。ここでは地形因子解析により設定を試みた結果を報告する。

2. 代表範囲の基準

①気温の基準：1月、8月の日最高気温の月平均値、日最低気温の月

平均が比較地点と各観測所で（キーポイント）4項目とも0.5℃以内であること。



第1図 観測所配置図

②降水量の基準

1年を4つの季節に分け（春夏秋冬）各季節、2ヶ月づつ取り合計8ヶ月の降水量を用い、キーポイントの降水量をX、比較地点をYとし次式により計算した絶対値がすべての月にをいて、0.1以内であること。

$$\frac{2(X-Y)}{X+Y}$$

3. 地形因子解析

気象要素が地形の影響を強く受け分布する性質を利用して、地形をいくつかの因子で表現し気象要素と地形の関係を明らかにするものである。

今回用いた地形因子を第1表に示す。この因子以外に緯度、経度も使用した。

4. 多変量解析

多変量解析とわ、関連のあるデータの特徴を把握することに他ならないが、ここではステップ・ワイズ回帰分析法を使用した。ステップ・ワイズ回帰分析法は、回帰に対する寄与の最も大きい説明変数から一つずつ回帰式に取り入れ、前の段階で取り入れた説明変数が有意でなくなったときには、これを回帰式から取り除き、回帰式に取り入れるべく用意された説明変数が無く

第1表 地形因子

データの種類		内 容
標高	最高	各3次メッシュを縦横4等分する方眼の16個の格子点での標高値及び山頂の最高値
	平均	上記格子点、山頂の標高値の平均値
	最高	上記格子点と山頂の標高値の最高値
	最低	上記格子点の標高値の最低値
起伏	最大	3次メッシュごとの最高標高と最低標高の差
	傾斜	上記格子点を中心とした8方位の最大傾斜度
	密度	5万分の1地形図を10等分した区画ごとの区画を切る谷の総和
海岸距離		1：日本海側か瀬戸内海側のどちらかの海岸線、最短距離 2：瀬戸内海の海岸線への最短距離

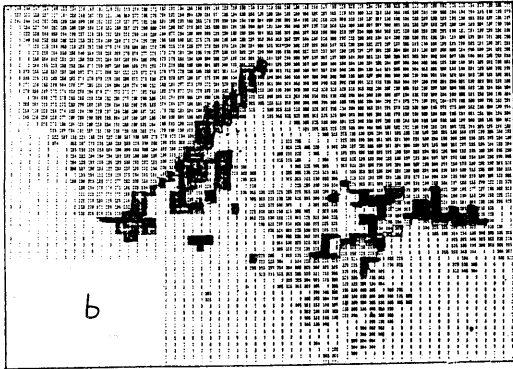
なり、または除去すべき説明変数が無くなるまで繰り返し計算し、最終的に有意な説明変数だけからなる重回帰式を得るものである。今回広島県の気温、降水量観測所の各、日最高、最低気温の月平均値及び月降水量を、目的変数とし、各観測所の地形因子（第1表参照）を説明変数として広島県の各月の日最高、最低気温、各月ごとの降水量気候値を推定する重回帰式をもとめ、各1K²メッシュごとの地形因子から気温の気候値、降水量の気候値を計算した。

5. 観測所の代表性の設定方法

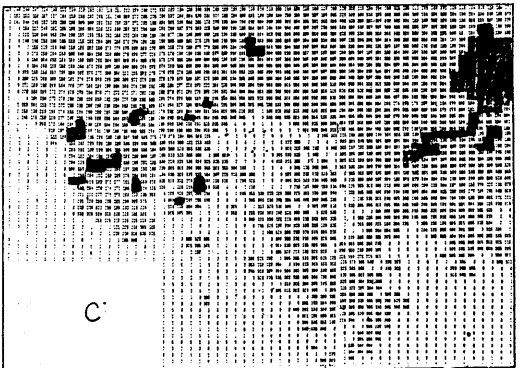
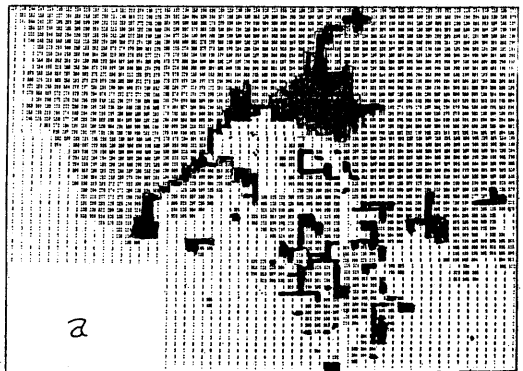
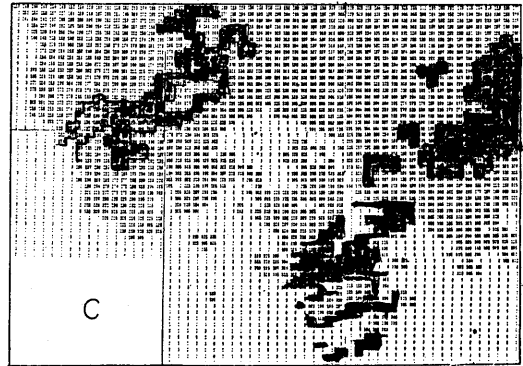
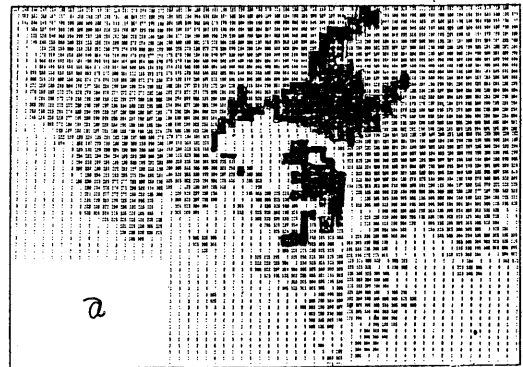
①広島県を1 Kmメッシュに区画する。キーポイントの気温の日最高、最低月平均値、月降水量平均値を算出する。

②キーポイントの平均値を目的変数、地形因子を説明変数とした重回帰式を作成し、各メッシュの地形因子から、気温、降水量の気候値を推定する。

③出力された、推定値により、(2)で設定した基準によりキーポイント毎に合成していく。



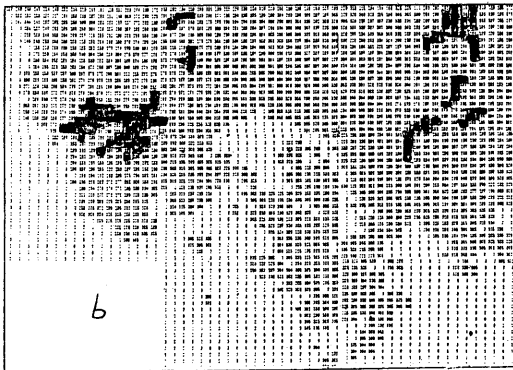
第2図 降水量合成図



第3図 気温合成図

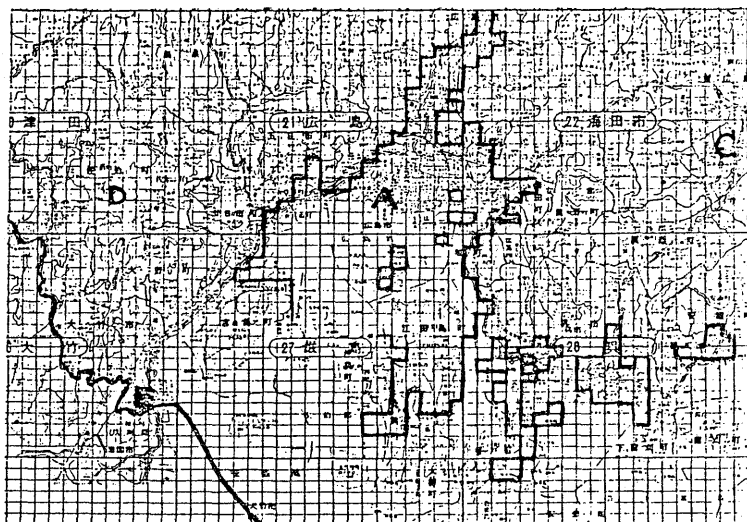
6. 合成図の特徴

①第2図は、降水量の気候値の推定値の合成図である。a = 広島地方気象台、b = 呉測候所、大竹、c = 佐伯、東広島、倉橋観測所であり3枚を合成すると第1図に示した区画番号20、21、22、26、27、28、29、32、33番の領域で、広島地方気象台を中心に東西南北約60 Kmにある6箇所の観測所が、気候値として降水量を代表できる範囲である。すべてのキーポイントについて、言えることではあるが1か月だけに着目すると非常にバラツキが大きいしかし、すべての月を合成すると第2図のようになる。



すなわち、影の部分が示すように離れたメッシュが、消えてまとまりのある合成図が出来上がる事となる。

②第3図は、日最高、最低気温の気候値の推定値である。a = 広島地方気象台、呉測候所、大竹観測所、b = 佐伯観測所、c = 東広島観測所でありa図は、瀬戸内海沿岸部に位置している観測所で合成された部分は、殆どが沿岸部にある、さらに広島地方気象台の合成範囲は太田川ぞいに、北へ延びている。呉測候所の合成範囲は、すぐ北と東に山、西と南には海があり合成範囲はかなり狭いものとなっている。東広島と佐伯は、観測所からかなり離れた領域に合成範囲を見いだす事が出来るこのことは、降水量には見いだせなかった現象である。



第4図キーポイント合成図（広島・呉）

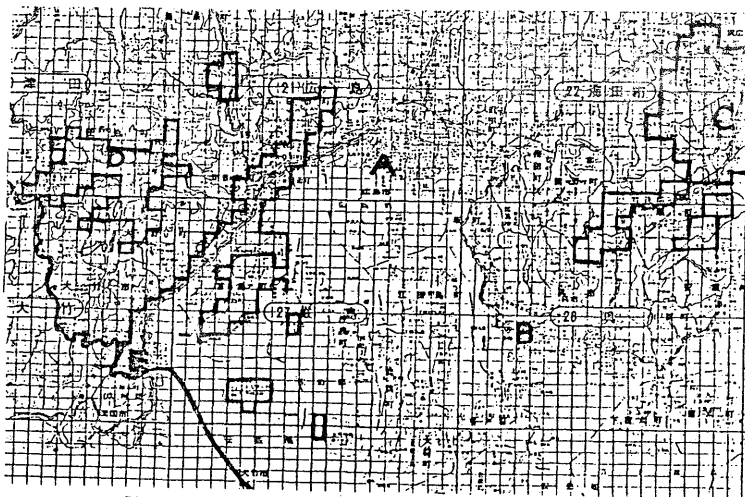
7. 観測所の代表性の設定

第4図中A = 広島地方気象台 B = 呉測候所を示しそれぞれA, Bをキーポイントとした降水量、気温の合成図（第2図、第3図）をまとめた図であり、第5図はC = 東広島、D = 佐伯 E = 大竹を示しそれぞれC, D, Eをキーポイントとした図である。

2枚をさらに合成すると情報として広島地方気象台を中心とした東西南北60 Kmの範囲のキーポイントが、代表する範囲を設定することが出来るこれは、現存する気象観測所の与えることが出来る気象情報の領域をも示しているといえるであろう。

6. まとめ

今回地形因子解析を用い約1 Km²メッシュ毎に気温、降水量の推定値を求めることにより、一定の基準を設定し、気象観測所がどの領域までを第表しているのか調査することができた。出力された気温合成図、降水量合成図、気温降水量合成図を用いて、社会の要望に対して、気象情報を提供していくことが出来るとともに、気候値として、ある地域に住む人間生活の環境の場の設定をすることも可能になる。例えば、冷暖房デグ



第5図キーポイント合成図（佐伯・大竹・東広島）

リデ一等を算出する基礎資料ともなりうるであろう、さらに気象観測所の再配置、新たに気象観測所を設置する基礎資料としても、多くの情報を与えるものである。

気圧配置型による降水成分について

大原真由美(広島県環境センター)

1. はじめに

大気降水物としての雨水は、欧米の生態系悪化、国内では、関東に始まった植物・人体の急性被害を契機として各種方面からの研究がなされてきたが、本格的な取り組みは始まったばかりである。気象面からのアプローチも、まだほとんど争がつけられていない状態である。一方、環境サイドでは、pH3以下の雨は急性の人体・植物被害をもたらすと報告されており、光化学オキシダント並の情報を出す検討も行なわれている。我々のところでは、現在まで pH3以下の雨水は観測していないが、これに近い雨水もあり、気象条件などによっては、観測される可能性もある。今回は、気圧配置型による pHの違いについて若干の知見を得たので、その報告をする。

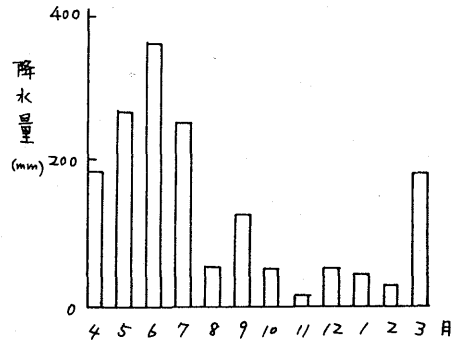


図1. 月別降水量

2. 調査方法

広島県庁屋上で、感雨計をつけた雨水採取器(20mmまで1mm毎に分取)を用い、雨水を採取した。本解析は1986年4月～1987年3月のものを使用した。

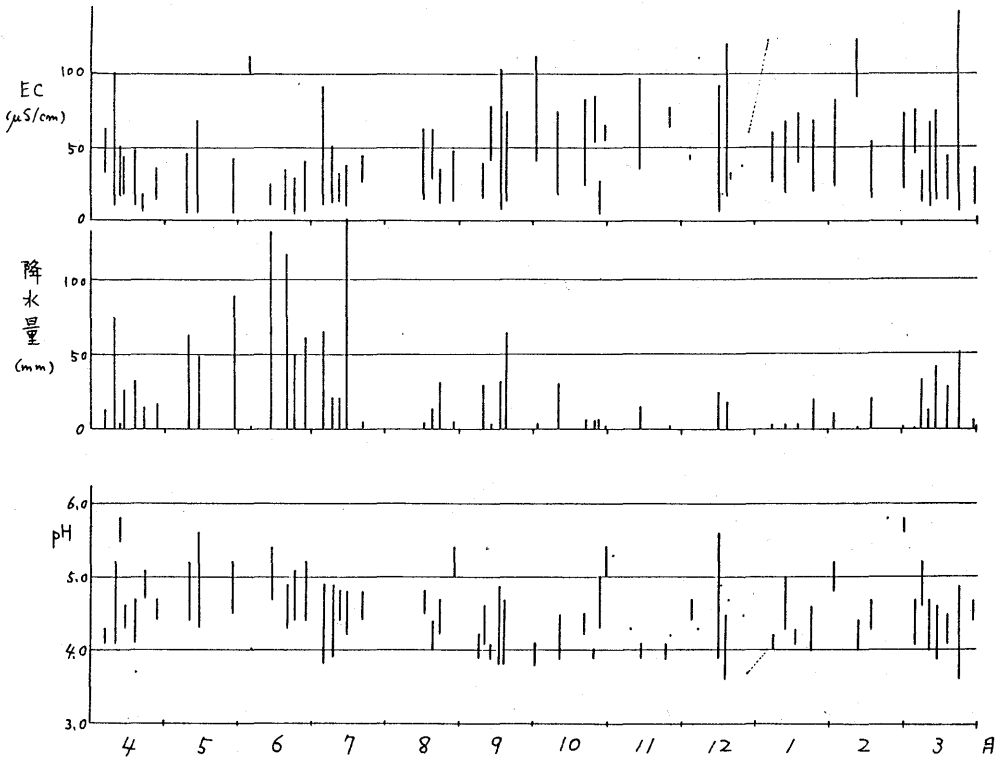


図2. 降雨別降水量, pH, EC

3. 調査結果

① 図1に月別降水量を示す。

6月が量的には最も多く、5~7月で年間降水量の半分以上を占める。

② 図2が、降雨毎の降水量、pH、ECである。一降雨毎の降水量は、4, 5, 6, 7, 3月に比較的多く、8月~2月は比較的少ない。最低pHの低い時期をみると、9月~12月と3月に、pH4以下の雨が多い。ECで特徴的なのは、一降雨中に雨水中にイオン成分は、かなり減り、大半が20 μ S/cm以下になることである。pHは、4.5~5.0になる雨が多く、いわゆるCO₂飽和水のpH5.6になる雨は、わずかにある。

③ 降雨時の気圧配置型は、気圧の谷型が最も多く、次に停滞前線型である。低pH雨が出るのは、4月では、気圧の谷型よりも、移動性高気圧の後面型あるいは、停滞前線型の時である。7月及び9月は、停滞前線型でしか雨が降っていないが、この時、より低いpH雨が

表1. 月別気圧配置型別1mm目のpH

気圧配置型	4	5	6	7	8	9	10	11	12	1	2	3
気圧の谷	4.2 5.5 4.4 4.7 4.7	4.3 4.7 5.3	4.0 5.3		4.2 4.2 5.4		3.8 4.1 4.3	3.9 4.1 3.7	3.9 3.6 3.7	4.3 4.3 4.5	4.8 4.4 4.5	5.2 5.0 3.9 4.4 3.6 4.6
移動性高気圧の後面	4.1						4.5 3.9			4.3		
気圧の谷 停滞前線	4.1	4.6	4.3									
停滞前線			4.4	3.8 4.1 4.4 4.8		4.2 3.9 3.8 4.2						
北高					4.8							
西高							5.4		4.7 4.7	4.3	5.8 5.6	
南高												4.7
移動性高気圧		4.6										
帯状高気圧							4.0					

降るのは、1mm 降るまでの経過時間が関係していた。

10~12月で低pH雨となるのは、気圧の谷型の時で、それ以外の気圧配置型では、比較的低pH雨にはならないことがわかった。(表1)

4. 最後に

気象特性と雨水成分については、雲底の高さ、気流の履歴、気団の方向などと関連があると考えられ、現在、これらについても検討中である。

山陰地方の冬季雪

森 広道(広島地方気象台)

1. はじめに

昭和61年12月から昭和62年1月まで、鳥取県内では6日発雪した。その内、アメダス10分間資料を“随時報”で収集できたのは3例ある。ここでは界雷から寒気移流雪へと変わった例として12月4日の事例解析を、主に発雪に伴う地表の気温分布とその時間変化、地表風による収束・発散の時間変化の両面から解析した。

その結果、4日6時頃の界雷と、16時から18時にかけて下層渦からSWに伸びるスロイラルエコーによる発雪、そして22時頃の寒気移流・雪エコーによる1発雪とそれぞれに異なる特徴が得られた。

2の1. 総観場

500MB、3日21時、黄海北部には -3.3°C 以下の強い寒気があり、その前面でトラフは南北の位相が合い急速に深まっていった。トラフは4日の日中、中国地方を通り夜には関東の東へ1日約 20° で東進した。対応する正渦は黄海にSE進したものの(109)が日中、中国地方を通り(102)、夜には関東のすぐ東海上へと抜けた(図2)。サーマル・トラフはトラフに少し遅れて通過したもので4日9時米子上空で -2.7°C 、 7°C を観測した。4日9時における50



0MBへの寒気の入り具合は3日21時と比べて 4.6°C 下がったのに対して、700MBにおいては 7.2°C 下がって -1.4°C 、 1°C を観測した。中層(700MB)への寒気の入り具合が強い。

850MBでは、等温線 0°C ぐらいが地上CFに対応していた。後面には -10°C 以下の強い寒気があり、寒気移流が顕著。米子では3日9時から4日21時にかけて、 $1.6^{\circ}\text{C} \rightarrow 2.4^{\circ}\text{C} \rightarrow -1.5^{\circ}\text{C} \rightarrow -2.3^{\circ}\text{C}$ と変化し、中国地方では4日の早朝地上CFが通過した。地上では、3日3時に日本海NW部にLが解析される(1020MB)。地上Lは上層トラフを待つ形で日本海で停滞し、3日21時には日本海中部で1008MB、4日3時には同じ位置を更に発達し1002MBとなりCFを伴うようになる。CFは西郷から関門海峡へ伸びる。9時には関東付近に閉塞点ができ、15時にはL本体は北海道方面へ進むが(998MB)、閉塞点にできたLは、関東沖へ進んだ(996MB)。その後、冬型気圧配置が強まる。この様に上層高気圧移流が強いため地上Lは次第に発達していった。

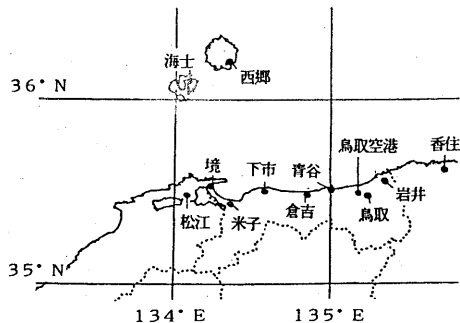


図1. アメダス監視地点

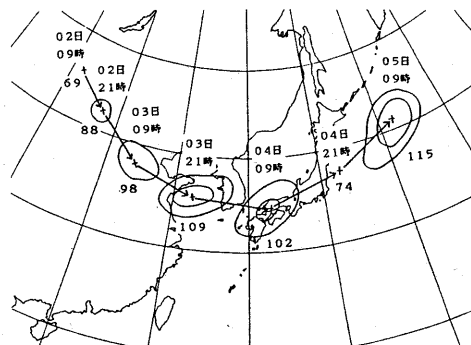


図2. 500MBの正渦の移動

2の2. 予想根拠と監視地点

上記の総観スケールでの予想は既に前日の段階で予想されていた。CF通過時の界雷については700MB $\omega = 0$ 線も中国地方を南北に横切り、関東付近には上昇流の中心が東シオ海には強い下降流の中心がそれ

で表現されていた。中国地方では分布のコントラストが大きく、雷、突風などのシビヤ現象が予想できる。また、4日9時を予想したVFMでは北陸沖にあるLからは、地上のCFに対応するシヤ・ラインとは別に、2次前線のシヤ・ラインが山陰沖へ予想されている。このシヤ・ラインの通過後に寒気移流による雷を予想。鳥取では04時45分、強風・波浪・雷雨注意報を発表した。

アメダス「随時報」による監視地点(図1)については、冬季雷は、海上からの顕熱・水蒸気の補給と上層寒気で著しく発達するが、顕熱・水蒸気の補給が断たれる陸上では対流活動が弱まり沿岸部に発雷箇所が限定される特徴がある。このため図1のように地点を設け、発雷前後の様子をみた(図中の海士・松江・鳥取空港・宍保以外の8地点)。

2の3、解析方法

発雷パターンを発雷時刻により3段階に分類した(早期の発雷・午後からの発雷・夜間の発雷)。AME-DAS Mesh風は、17kmメッシュのアメダス観測地点の風をU、Vのコンポーネントに分解し荷重平均内挿法により10kmメッシュの格子点上で風を推定したもの。

渦度・発散の前1時間偏差図では、10kmメッシュに内挿された各ポイント上における渦度・

発散量の時間変化をみた。地形的な特異性を消し、地表風の渦度、発散の効果を見るため各ポイントにおける前1時間偏差を求めた。図には沿岸部に一番近い1列(東西方向)を示す。単位はどちらも $10^{-5}/\text{sec}$ 、プラスは正渦度・発散を、マイナスは負渦度・収束を示す。

各沿岸監視地点における気温の前10分間偏差図では、小エッジよう乱の通過をみた。前10分間値に比べて昇温したところは実線で降温したところは点線で示した(それぞれの線は ± 0.3 、 ± 0.5 、 $\pm 1.0^{\circ}\text{C}$ 以上を示す)。

渦度・発散の10分間変化図は3地点の地上風向・風速からベラミーの手法により渦度・発散を求めたもの。一般場からの変化は考慮せず10分値をそのまま使用した。又、正三角形となるポイントは地形的に無理なため図中の3地点を組み合わせ下市沖(西部)と青谷沖(東部)の様子をみた。単位などは渦度発散の前1時間偏差図に同じ。

その他にレーダー合成図・SDVS等を組み合わせ以下のように解析した。

3の1、早期の発雷

3時、SDVSでは黄海に寒気移流雲あり日本海中部にも、地上L対応のフックセンスを持つまとまった雲域がある。このまとまった雲域は、今後、上層寒気の流入により、更に活発化することが予想された。CF対応の雲域の北端も、山陰沖から山口県沖を通り朝鮮半島南部へ伸びる。6時には、日本海北西部に下層の雲渦が発生し、CF対応の雲域の北端は、山陰沿岸から北九州沿岸の線まで南下した。日本海の下層渦は上層寒気が抜ける4日18時頃まで存在。9時にはCF対応の雲域は中国地方を通過し、また、黄海の寒気移流雲の位置はやや南下した。そして、日本海西部には新たに寒気移流雲が存在するようになる。この寒気移流雲(筋状雲)は、5日3時まで日本海西部に存在した(図3)。

アメダス・レーダー合成図では、CF対応の雲域は4時、西郷の東約100kmからSWに島根半島西部へ伸びる。5時には鳥取沖からSWに倉吉沖へほぼ東進し、6時には、それまでNE~SWのエコーパターンがENE~WSW方向となり鳥取県沿岸にラインエコーが認められる。STGエコーは倉吉沖にありその他のエコーはWK。

CF通過に対応して、米子では5時53分から6時25分までSW方向で、境では6時02分、

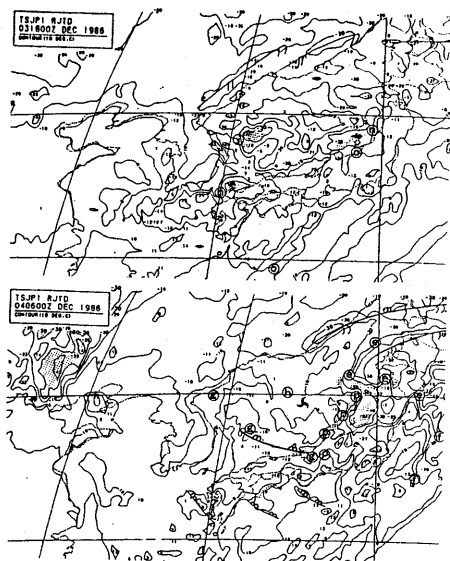


図3. TBB分布図
(上図は4日3時・下図は4日15時)

南方向でそれぞれ強度「1」の雷鳴を観測した。一方鳥取ではそれに少し遅れて6時23分から7時20分まで北方向で雷鳴を観測。降雨は、全体的にレウ雨が降ったり止んだりしており、沿岸部の米子・境・下市では、1mm/h程度の雨(7時)とばっていた。下層渦に近い西郷では、昨日からの雷が断続的に続いており、6時25分からは水アラレも混じる天気となった。7時23分には強度「1」の雷鳴を観測し、後雨の降るばかりで水アラレも混じり8時50分には直径1.3cmのひょうを2分間観測した。その後も、後雨と水アラレの混じる天気であった。定時のアメダスメッシュ風(図4)と渦度・発散の前1時間偏差(図5)で1時間スケールの場を捕らえ気温の前10分間偏差(図7)と3地点による渦度・発散の10分間変化(図6)でエコーセルの振る舞いを見た。以下の図は紙面の関係で夜間の発雷に関係する図のみを示す。

これまでの調査では、渦度・発散の前1時間偏差図に見られる“発雷10ターン”は、負渦から正渦へ向かう場あるいは正渦場において、発散から収束へ向かう過程、地域でC/Bの発達や発雷に繋がる。この期間、渦度・発散前1時間偏差図に見られた発雷10ターンは、島根半島から鳥取県東部

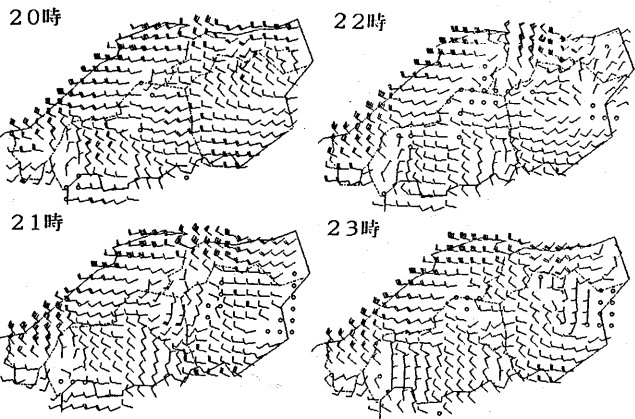


図4. アメダス・メッシュ風(夜間)

へ2つの波が順調に追跡できる。1つは、2時に島根半島にあったものが7時に鳥取県東部へ、もう1つは、5時に島根半島にあったものが7時に鳥取県東部へ入っている。2つ目の波に対応して発雷したわけだが、アメダス・メッシュ風には沿岸部にCF対応のラインエコーがありSW~WSW風で一足している。渦度・発散の10分間変化で見ると、鳥取県東部(西郷・下市・岩井;以後東部)、鳥取県西部(西郷・境・青谷;以後西部)ともに収束場を形成しており東部ほど強い。渦度では発雷前は西部で負渦度場、東部で弱いが正渦度・負渦度の変動をしている。発雷に対応して東部・西部ともに正渦度に変わり、終雷とともに負渦度へ変わっている。終雷後は変動が大きい。東部ほどその振幅は大きい。発散については、収束場のなかに逆位相に変動しているが発雷から終雷までの収束場のなかに同位相を変動し、その後逆位相となる。気温の10分間偏差では、上昇・降下は周期的・短時間(10~20分)に変化している。気温降下域ラインを小さな対流セルの通過と考え、早朝から数本のセルが沿岸に入ってきている。6時頃の発雷は、大きな気温降下量(-1.0°C)を伴い面から東へ移動している。この大きな気温降下線を主ラインとするとその20~30分前にも別の降下ラ

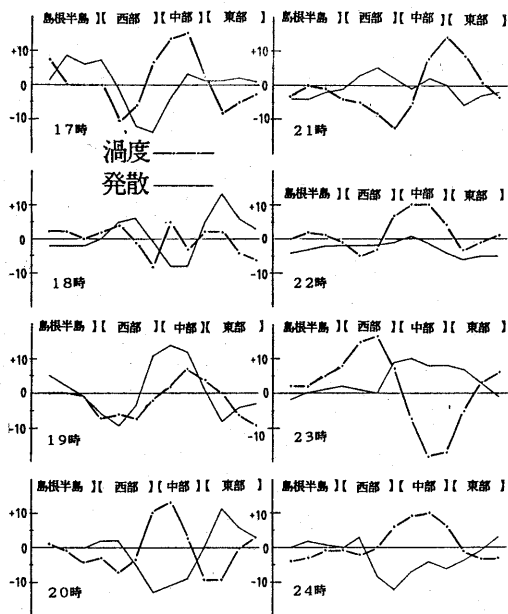


図5. 渦度・発散前1時間偏差図(夜間)
+; △性渦・発散 -; H性渦・収束
沿岸部に一番近い第1列(東西方向)を示す。
単位は10⁻⁵/s

インが面から東へ追跡できる。米子・境では主ラインに添って、鳥取では、その前の降下ラインに添い発雷している。各地での終雷は、主ラインに続く等-0、-2°線に添っている。終雷後は、面から東という偏差場は一時的に崩れる。

3の2. 午後の発雷

12時、SDVSでは、CF通過後、日本海には電渦があり、寒気移流雲は朝鮮半島東岸から山陰沖へNW～SEに伸びる。東海の寒気移流雲はやや弱まり、日本海西部の寒気移流雲は、下層寒気の抜ける5日3時まで日本海西部に残る。15時には、日本海北部のCold Low対応の電渦はゆっくり東進し、日本海側では元山沖から山陰東部を経て、北陸へ伸びる収束電列が顕在化した(図3)。レーダー合成図では、エコーはスライラル状に数本沿岸部に入っている状態が続くがMOD以上のエコーはない。

CF通過後、冬型気圧配置の強まるほか境では16時29分から17時50分までW方向で、米子でも16時30分から18時10分までNW方向で雷鳴を観測した。それに先立ち鳥取では13時52分と15時30分にN方向で強度「1」の1発雷を観測している。境でも10時26分

の10時34分までN方向で強度「1」の雷鳴を観測した。各地とも発雷と同時に俄雨に氷アラレが混じり始め、沿岸部を中心に時間5～9mmの雨量となる。面郷では雷は観測していないが俄雨に氷アラレの混じる天気となっている。

この期間、温度・発散前1時間偏差図に見られる発雷パターンは、16時30分頃の鳥取県西部での発雷以外は早朝の雷に比べるとシマープ性はなくなり、格闘の追跡も難かしい。10時には、鳥取県西部には弱い発雷パターン(正渦の振幅が小さい)が見られるが、鳥取での2度の一発雷については、発雷パターンは見られず、むしろ逆のパターンとなっている。発雷時の定時アメダス・メソシユ風には、共通して鳥根半島から鳥取県中部にかけてL性曲率・鳥取県東部では、H性曲率の場となっている。温度・発散の10分値は発雷前後は共通して西部と東部で逆位相に変化している。鳥取県西部での発雷は、西部で発散から収束へ向かう時、負渦から正渦へ向かう時が対応している。鳥取県東部での一発雷は、東部で正渦度のなかに極少へ向かう時、発散のピークで発雷(13時52分)しており、又、正渦度の極大時に収束から発散へ向かう時(15時30分)に発雷している。気温の10分間偏差では、CF通過後、各地とも9時から15時にかけて日射があり気温の変動が大きい。早朝の発雷後、一時的に気温偏差に見られた面から東というパターンは崩れたが日射と同時に気温上昇・降下ラインは再び順調に追跡できる。ここの発雷は、おおむね周

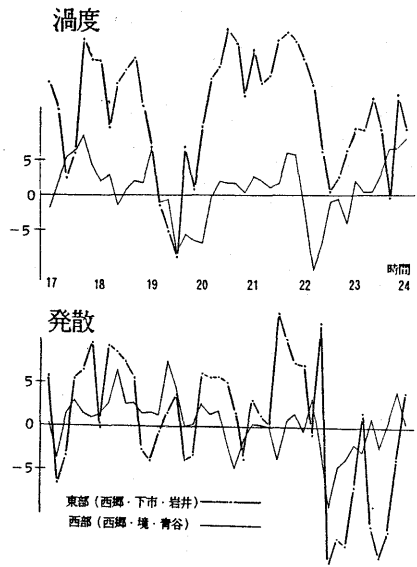


図6. 3地点による温度・発散の10分間変化(夜間) + : L性渦、発散
- : H性渦、収束 単位は10-5/s

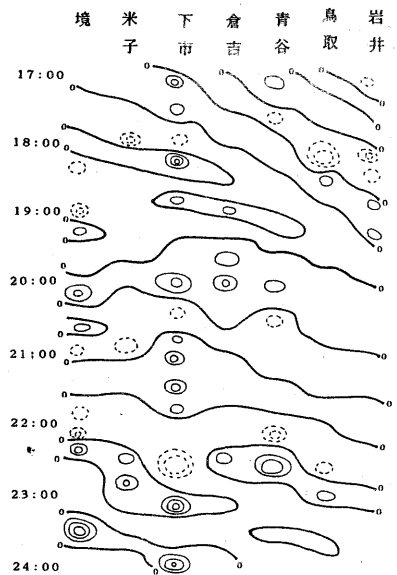


図7. 気温の10分間偏差図(夜間)
太線は0を、実線は昇温、点線は降温域を示す。(±0、3、±0.5、±1、0°C以上)

図で小さな低極の時、発雷地域では高極となり発雷している。発雷後は、大きな気温降下（-1.5°C前後）となる。ただ、鳥取県東部での一発雷は、周囲の低極が大きく目につく。

3の3. 夜間の発雷

SOLISでは鳥取県沿岸部には寒気移流軌あり、レーダー合成図にも弱いWVクラスのエコーが沿岸に渦を巻くような形で数本存在していた。鳥取では21時40分NW方向で強度「1」の一発雷を観測し、22時3mm・23時10mmの雨量を観測。西郷でも20時50分W方向で雷光を、そして22時12分にはNE方向で強度「1」の雷鳴を観測した。各地とも次第に氷アラレの混じる天気が続いていた。

アメダス・メッシュ図には、20時から22時にかけて鳥取県西部から中部にかけて強いL性曲率がある（図4）。これは沿岸部に下層渦が存在していることを示している。渦度・発散前1時間偏差図（図5）では、20時鳥取県西部から中部へかけて発雷パターンが見られるが21時には鳥取県東部にわがかに残るのみで22時には崩れる。これを渦度・発散の10分変化で見ると（図6）、渦度では発雷前後西部・東部ともに同位相で変化しており正渦の極大が発雷に対応している。そして、東部ほど強いL性うね場となっている。発散には逆位相のパターンが見られ、東部では発散のピークから収束に向かう時、西部で収束から発散へ向かう時に発雷している。発雷後は東西部とも振幅の大きい収束場を形成している。これを気温の10分間偏差で見ると、それまで短周期で西から東へ移動していたパターンから東部に同位相で変化するパターンに近付き、偏差0で発雷した。それまでの周囲で低極がそろそろ高極で発雷するパターンは見られはいい。そして、周辺との温度傾度は小さい。そこで鳥取を基準にして、それぞれ青谷・鳥取空港・岩井との気温差を求めると、3地点ともプラスの極（鳥取の方が気温が高い）に位相が合う時が発雷に対応している。

4. 考察

山陰地方の冬季雷は大雪の降る時の前兆現象として発雷することもあり古くから「雪起ニシ」と

呼ばれてきた。大雪の条件としては、寒冷渦・季節風・メソジょう乱・気圧の行線・風の不連続線等が密接に関係し合っている。総観場では、冬季雷は作用中心のvortex centerが中国東北にあり、これにまわり込む正渦に対応して日本海でLが発達し、このLの通過時に雷を伴う。500mbでは正渦の中心よりやや西、700mbの下降流の中心前面の寒気移流の最も活発なところで発雷している。この段階での発雷は、はっきりとした渦度・発散前1時間偏差に見られる“発雷パターン”のほか、大きな気温降下を伴っており、収束場のほかの小さな収束のピークで発雷している。

このLの通過後、強い寒気の流入すなわちvortex centerが日本海北部に南下し強い寒気移流場となるが、この時点で寒気移流気塊雷が発生している。この時、主要前線帯背後の全くの寒気団中には、前線構造の不明瞭なスケールが1000km程度の小さなトラフが下層に形成される（VFMにうまく表現される）。ここでの発雷は、一発雷以外は、渦度・発散前1時間偏差には弱いが発雷パターンがあり、10分間気温偏差の高温域にあたっている。高温域の両隣は低極となり、その高極に10分間隔をみた渦度の④のピークと小さな収束のピークが一致する時に対応している。一発雷についても正渦度の極大・収束のピークという発雷パターンに変わりはしないが対応する高極とは少しおれるし、渦度・発散前1時間偏差にみる発雷パターンは見られない。

鳥取県は東西に細長く、アメダス地点も沿岸部に集中しているため、気温の追跡は割合いいらしい。しかし、一発雷については、海上にCBの中心があり、発達・衰弱が激しいためその北候はなかなか捕えにくい。ただ、レーダーでは雪雲に変化が見られる。最初ランダムに散在していたものが次第にスロイラル状になり最後はうね状へと変わっている。スロイラル状からうね状への変化に対応して気温偏差も西から東へのパターンから沿岸部一帯がほぼ同位相で変化するようになる。

今後は、海上の雪エコーの動きを中心に、沿岸部での特徴を見い出していきたいと思う。

1987年9月10日の発雷

森 広道(広島地方気象台)

1. はじめに

広島県佐伯町(佐伯地域気象観測所)で9月11日未明、広島県観測史上最高の1時間雨量87mm(2時から3時にかけて)を観測した。又、3時間雨量でも196mmという局地的集中豪雨であった。この時、広島レーダーを見ていた感想は、強いエコー(STG~MOD)もなく、誰かがメタドラをしているのではないかというのが率直な印象で、今でも1時間87mm(3時間196mm)という雨量がどうして記録されたのか不思議ではない。この事例は今後、詳細な解析が行なわれると思うが、ここでは熱帯調査のため10日11時30分より19時までアメダス随時観報を監視していた時に捕えた広島県西部の雷について報告したい。

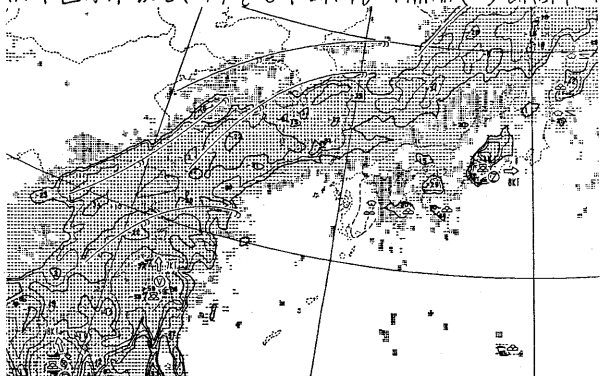


図1. 10日9時の雷情報図

2. 総観場の特徴

昨日(9月9日)も同じ時間帯を“随時観報”を監視していた。総観場に見られた違いは、10日は、東から下層には湿りが、上層には寒気が入り、不安定な場になっていたこと。SDUSでは、9日の対流雲

は、関東地方と近畿の南、日本の東海上にあるが、10日には、サブ・ハイの面進により、四国、近畿、南東中部の線まで北上。台風14号も、台湾の南にあったものが、中国大陸に上陸し、弱まっていた。

日本海中部のSUB・JETに対応する雲バンド(前線バンド)は、南北の変化はほとんどなく停滞し、大陸の台風14号の雲域につながっていた(図1)。その雲バンドの南側は、前線と日射により対流不安定な場となり、西日本では安定度が非常に悪い。θe345°K以上のエリアを見ても、サブ・ハイの強まりと同時に、9日21時から10日21時にかけて、その先端は日本の南から近畿付近にあったものが、黄海から九州付近へNEへ伸びる型をとり、中国、四国地方はその先端部にあたっていた。VFMはそのパターンをうまく表現しており、九州のSW海上から中国地方へかけて高θeが入ってくる場を予想していた(図2)。安定度(SS I)は、10日9時米子-0.7、21時福岡-3.0と不安定度が高い。高層断面図を見ても鉛直不安定が強い。

T=12 850MB : E.P. TEMP(K), WIND(KNOTS)

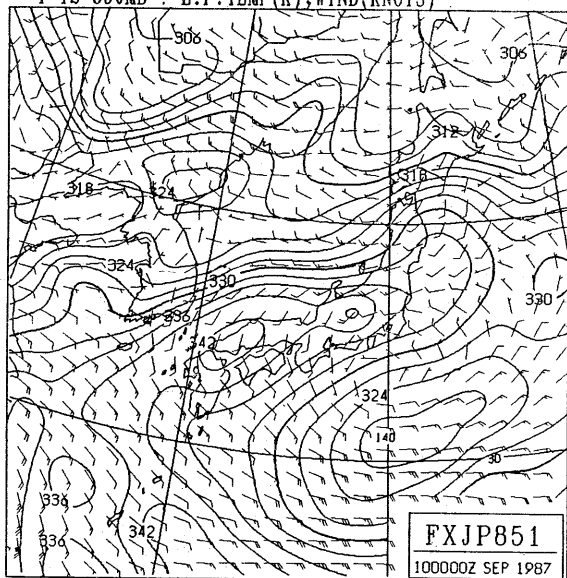


図2. 10日21時を予想したVFM

日本海中部には、傾圧帯があり、その南側にあたる九州・中国地方へは、九州のSW海上から高θeが流入している。

3. 解析

エコー系に見られる10ターンは、
 四国山地の北側のもの（大分県から
 後援県にかけて）と、中国山地の
 もの（山口・島根県境から広島県中部
 ・岡山県中部にかけて）と、弱い
 島根半島から鳥取県沿岸にかけての
 3本のエコー・ラインが見られる（
 14時40分現在）。前2つのエコー
 系には、MOD~STの活発な
 対流雲が含まれている。エコー系の
 移動は、四国のもはNWへ、島根
 半島のもは消散・衰弱し、中国地
 方のもは、発達・衰弱が激しいが
 全体として北へゆっくり移動してい
 る。

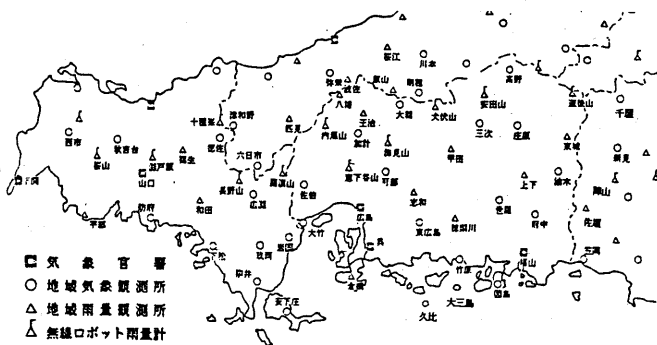


図3. アメダス監視地点

広島（気象台）では、まず16時36分すぎ南で強度「1」の雷鳴を、又、気象台から西へ約1
 km離れた広島空港でも同時刻に真上で雷鳴を観測した。その後、広島市周辺で「ライハ」の入電
 が続き、特に16時40分には、ほぼ気象台の真上で強度「2」の雷鳴を観測、付近では落雷があ
 ったもよう。この様子を気象台と空港の自記紙で見ると、気象台では、16時20分より弱い雨が
 降り出し、16時35分には、降雨強度100mm/h以上となる。その状態がほぼ10分間続き、
 17時10分には、別の雷雲による雷鳴を観測した。その間の総雨量は10mm。気温降下量は、
 16時20分から30分までが大きく、3°C下降しているが、その時目立った気圧上昇は見られ
 ない。風向変化は、16時にN1Yの風がSE風に変わり、発雷後、NW風に変わっているが10
 m/s以上の時はない。空港では16時35分と、17時20分に降雨強度100mm/h以上を

記録している。その間の総雨量は40mm。1
 6時30分から40分にかけては、1mの気
 圧上昇と、3°Cの気温降下を伴う。風向変
 化は気象台と同じだがR/W21には、16時
 40分と、17時30分に15m/s以上の瞬
 間風速を記録している。ここでは、この時の雷
 について述べる。

3の1. 監視記録

9日は、山地沿いにC.Uが点在しており、C
 Bまで発達してくることを期待したが監視期
 間を通して発達するものは見られなかった。1
 0日は、12時30分、全体的にC.Uに覆われ
 ているがS~SE方向には、C.U Baseが黒く
 なりかけた発達したC.Uがある。その上には
 C.Uがあり、視程は昨日と比べるとかなり悪い。
 13時52分の広島レーダーでは、広島県中部
 の対流エコーは、山口・島根県境のエコーに比
 べると小規模だが、その中には強度32~64
 mm/hの強エコーが含まれている。14時1
 5分にかけてほぼ同じ位置で停滞しているが、
 山口県のエコーに発達が見られる。13時53
 分、山口で弱雷を観測した。広島でも14時4
 0分頃より窓ガラスに弱い雨が付きだす。尚、
 県観候所では、15時すぎNNE方向にはCB
 になりかけた発達中のC.Uを観測している。1

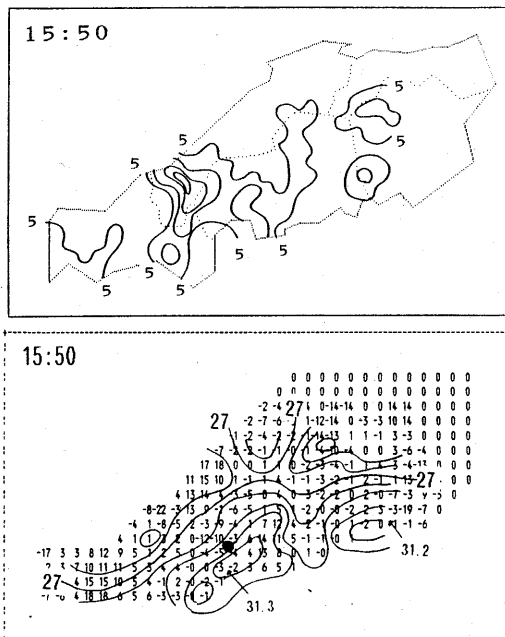


図4-1. 収束量（ 5×10^{-5} / S 以上
 のエリア：上図）と気温（実線）と
 うも度分布図（プラス：L性うも・マ
 イナス：H性うも、下図）（15時50分）
 黒丸は広島ポイントを示す。

6時前よりS方向には発達したCが認められ、そのBaseは12時より黒く広範囲に見える。その上はCが全天を覆っており、視程は1時間前よりも良くなっている。16時現在のアメダスが測えた雨量は、15時12分總計3mm、15時35分三次で1mm又、十種峯では、15時41分6mmの雨量を観測し、41分から50分にかけては9.4mm/h相当の強雨を観測している。16時36分最初に広島で発雷する前のパターンとして特異な特徴の場の持続が見られた。

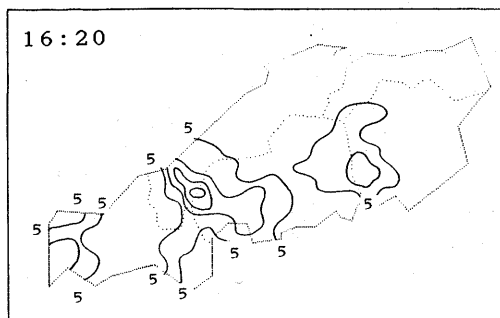
3の2. アメダス10分値解析

図4-1から図4-5には発雷前中の収束・うね度・気温分布を示す。収束は、5×10⁻⁵/S以上のエリアを5回隔て表わす。発雷前の強い収束域を見ると、南北分布から東西分布に変わり、発雷後は弱い収束・発散域がランダムに点在し、まとまりがなくなるという特徴が見られた。又、発雷前の気温分布には、広島県南部をS-E風(笠岡・久比・呉・大竹のライン)とS-W風(下松)によって運ばれてきた高温域が顕著であるが、それとは別に中国山地の川沿いの谷線に添う地域では、日射による高

温域が川本・河部・広島のアインに見られる。この風系はN-N-E。そして、この高温域アインを取り囲むようにその両側では降水による低温域が形成されておりそのパターンは持続した。発雷中は、広島県南部とN-E部の高温域は持続するが広島市付近は低温となり南北東西の温度傾度を増す。発雷後は、全体的に温度傾度は緩むが特にN-E部での高温域の解消に特徴が見られた。

発雷前のうね度分布では、広島市付近は弱いH性うね場の中にあり、その東側で強いL性うね・西側で強いH性うねが持続しているという特徴がある。その分布は、N-EからS-Wに規則正しく分布している。発雷直前には、広島市付近は、うね度の線付近に当たり、うね度場も全体的に弱まる。又、東側に見られたL性うねはH性うねに変わり、西側のH性うねもL性うねへと変化している。発雷中は、これまでN-EからS-Wに見られたうね度分布は、次第にN-WからS-Eへの分布に変わっている。特に広島市のN-E部の高温域はL性うねに、広島市のS-W部の低温域はH性うねによく対応している。発雷後は、再び発雷前のパターンに戻るがそのコントラストは弱い。

4. 考察



16:20

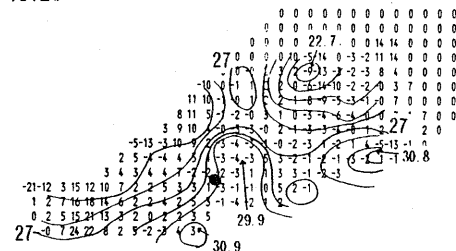
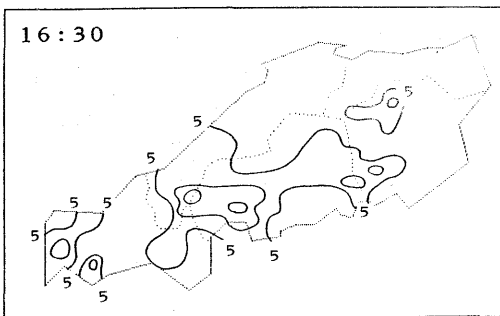


図4-2. (16時20分)



16:30

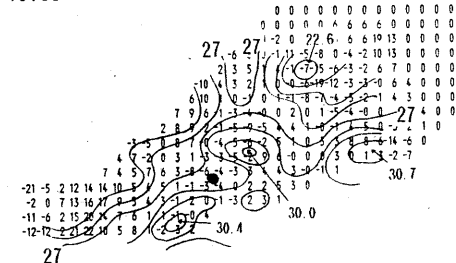


図4-3. (16時30分)

これまでに述べてきたように西日本は、対流不安定な場にあった。今回の雷雲を周辺の降雨強度(100mm/h以上)で見ると雷雲セルが次々に発生しており、雷雲全体は、見かけ上停滞かNWへゆっくり移動しているように見える。雷雲が長時間持続(18時40分まで)するには下層から中層へかけて独特な風の鉛直シアーが必要であるが、当日の米子・福岡上空のエマグラムには、7000mより下層ではNE→E風、それより上層ではSW風が入っており鉛直不安定が強い。又、地上付近の一般風は雷雲セルを維持するためのエネルギー源となるが、今回の場合、発雷前の強い収束ラインは、島根県西部にあるが、広島市付近には、高温・多湿なSE風(笠岡・久比・呉・大竹のライン)とSW風(下松)が合流しているパターンの持続があり、また広島市のNE部にも高温・多湿なNE→N風による合流域が形成されていた。その時のうねり度分布は、広島市付近を中心にNEからSWにはH性うねり度場となり、そのH性うねり度の両隣では、L性うねり度場を形成していた。発雷前のパターンとして注目する価値があるように思える。

発雷時の強い収束ラインは島根県西部から広

島県中部の線を東西に横たわる形で南北振動を繰り返す。シアーラインの南側に当たる広島市付近は、降水による低温域を形成しているが、それぞれSE風・SW風・NE風による高温域は持続し、広島市付近との間に温度傾度を増す。うねり度分布では、広島市付近はうねり度の線上に位置しうねり度の線を隔てて、東側でL性うねり、高温域を西側でH性うねり、低温域の場となる。特に広島市のNE部についてみると、発雷直後はH性うねり・高温域であるが次第にL性うねり・高温域となっている。

強雨・発雷は、強い収束ラインの南側・うねり度の線付近に当たりそのうねり度傾度は大きい。また、広島市南部でのSW風とSE風による高温域と広島市NE部での高温域が持続するほかうねり度の線を隔てた東西うねり度の強化によりうねり度の線上の温度傾度の大きい地域で発雷・強雨を観測している。南からの一般流の暖気の収束によって雷雲セルが維持されているのがわかるがその他にNE部にある暖気の収束も雷雲セルを長時間持続させたエネルギー源であるように思える。

終雷は、強い収束ラインが崩れ、発散域となる時に対応している。広島市NE部の高温域の解消と温度傾度が小さくなる時にも対応するが広島市南部の南風による高温・多湿な空気は持続する。うねり度では発雷前と同じように弱いH性うねり場となりNEからSWの走向に戻る。終雷後4時間して再度雷雲活動が広島市付近で活発となり続いて佐伯での記録的な豪雨となった。

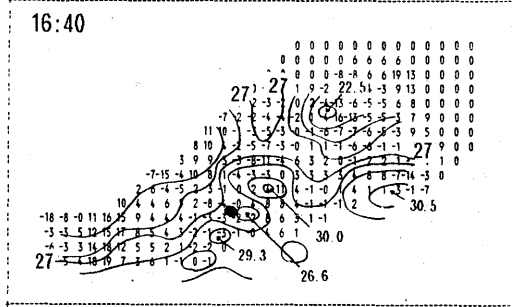
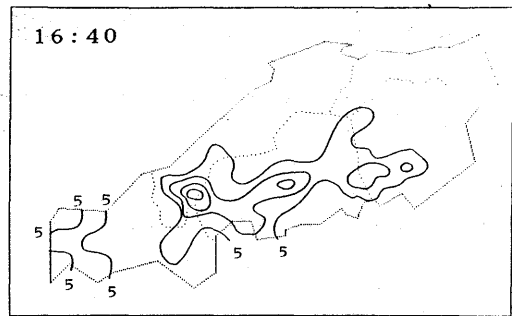


図4-4、(16時40分)

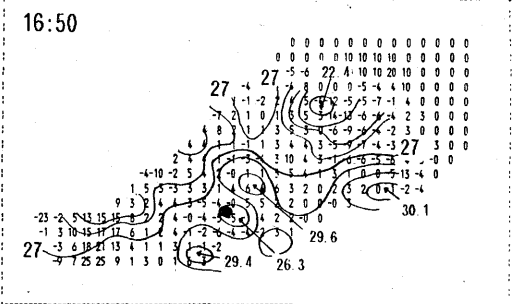
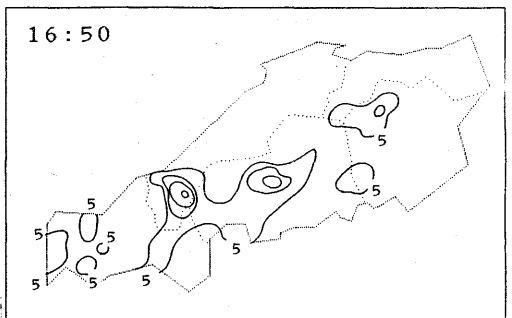


図4-5、(16時50分)

三次市における霧の特別観測 (その4)

中国山地の霧研究グループ

宮田賢二, 近藤如美, 真木佳代子 (広島女子大)

森広道, 西津正明, 羽原健司 (広島地方気象台)

1. まえがき

昨年は盆地中心部に霧を送り込んでいくとみられた川筋部で、霧と気象の観測を行、た。その結果、川筋部でも霧は上空から形成されたことや大気鉛直分布などの点で盆地中心部とよく似ていたという結果が得られた。しかし、見通しの刻々高所の観測場所が得られなかつたこともあり、川筋部の霧の形成過程については十分な調査ができなかつた。また川筋部から盆地中心部への霧の移動についても調べていない。

そこで今回は、(1) 盆地中心部と川筋部における霧の形成過程と気象状態の比較、(2) 川筋部からの霧の移動、の2点を主に調査することを目的として観測を行、た。

2. 観測方法

観測は1987年10月8日から10日にかけて2夜行、た。期間中、移動性高気圧におおわれ、一時的に雲が出ることはあつたが全般に好天に恵まれ、2夜とも濃い霧が発生した。

観測は図1に示すように、盆地中心部と北西の方向にのびる神ノ瀬川・布野川沿いの地域を対象にして行、た。観測地点は北から布野川沿いの川筋部のA点(布野小学校、海拔約210m)、ここを見おろすB点(梶谷山、約450m)、神ノ瀬川が江ノ川に合流するC点(三次西小学校(通称B下)、約160m)、そしてA、B、C地点を見通すとともに市街地さらに市街地の東部、西部も広く見渡せるD地点(高谷山、約490m)の4ヶ所である。

観測方法は、霧の観測については目視および写真撮影によ、て霧の3次元的な構造の時間的な変

化を調べた。気象観測は風向・風速・気温・湿度の地上観測と、雲量・天気について行、た。日下(C地点)では、神ノ瀬川の水温の測定も行、た。

10月8日～9日は上の4地点(ただしB地点は気象観測は行、てない)で観測を行、たが、10月9日～10日はA、B地点のみで行、た。

3. 観測結果

(1) 盆地中心部の霧

高谷山(D地点)からの観測によると、今回も川筋部から盆地中心部に向う霧の移動が見い出された。移動がは、きり認められたのは江ノ川・可愛川からである。馬統川・神ノ瀬川からの流入は見られなかつた。以前の観測では西城川からの流入がしばしば観測されていたが今回は見られなかつた。また神ノ瀬川からの流入がないことも意外なことであつた。これらの点は川筋からの流入がそれ経単純でないことを示すものかも知れない。

時間的な経過は次のようである。

20時: 最初比較的薄いもやが市街地および川筋に発生する。

21時: もやは川筋部で濃くなり霧の状態に発達する。この状態になつた後、川筋部から市街地への流入がわずか30分位の間に完了する。

23時: その後、中心部の霧は次第に濃くなるとともに霧の上面の高さも上昇する。やがて市街地

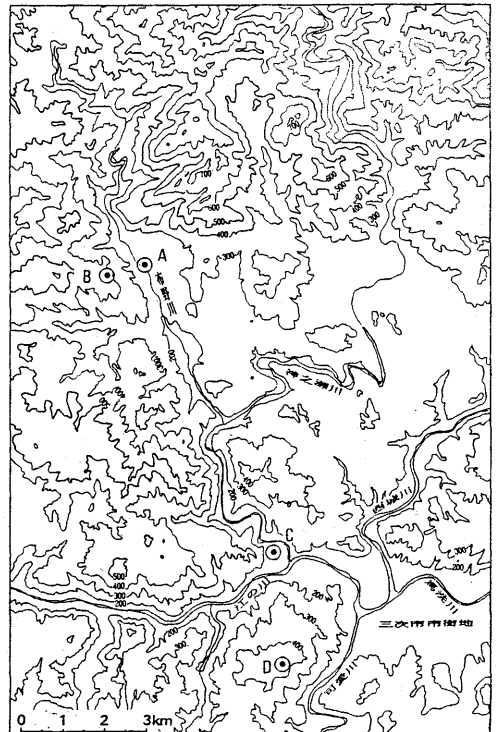


図1. 観測地点と周辺の地形

A: 布野小学校 B: 梶谷山 C: 三次西小学校(B下)

D: 高谷山

の光は全く見えなくなった。

その後、霧の上面が上下に運動することや筋状の様相が生じたりするのが観測された。日出後は、上下運動だけでなく、水平方向の動きが盛んになる。

9時50分:やがて、市街地がうす見え始めた。

10時:消散した。

(2) 川筋部の霧

a. 日下付近 (C地点) の霧

ここで観測された霧の動きは複雑である。すなわち高谷山 (D地点) から観測された江の川沿いに東に向、て移動する霧と可成り沿いに北に向、て移動する霧とがこの付近で合流しているようである。また北側の神ノ瀬川からの流入はここでも観測されていない。

時間的な経過は次のようである。

22時:高谷山の東部と西部の谷間からもや発生。とくに南西方向が濃い。

24時:東西に発生したもやは濃くなるとともに、東西から移動し合流する。濃い部分は山の中腹付近である。

01時:合流後、上下に広がり高谷山はす、かり霧におおわれた。ただ地上数mはすけて見える。

江の川の方角から発達した霧が西側の山に沿、て北上し始める。移動速度は1時間に約60mと速い。この時点では霧は中腹以上にかか、ている。

03時:観測地点上空ももやがかか、てくる。

03時20分:北上したもやは時計まわりにまわ、て北側の山の東部にまで達する。

04時:観測地点上空霧でおおわれた。

04時30分:高谷山の方向から霧が北上し、江の川の土手にかか、る。一方北側のもやは濃くな、て霧と

な、る。

05時:観測地点付近の霧はさらに濃くなり、地上から約5m上は見えない。また水平方向の視程も約

10mとなった。

日の出後、高谷山の霧は薄くなりながら上方に広、た。日下周辺の霧は、西側では北から南へ移動するとともに上空にひろがり、東側では北の方角に移動しながら次第に晴れて行、た。この移動の向きは霧が濃くな、る時と逆向きである。高谷山からの観測によると日下の西側の霧は、さらに江の川沿いに下流の方角に移動している。その際、霧は大きなかたまりのような形状となり、それがあたかも艇、て行くように観測されている。

b. 布野の霧

梶谷山から見た布野付近の霧は、布野村で発生するものと南ないし東側から流入してくるものとによ、て形成されるようである。1日目は布野村の北側にそびえ山の中腹付近に発生した霧と、南側および東側から流入する霧とがわずかの合流の間に布野村全体をおお、た。2日目は1日目より冷え込みは大きか、たにもかかわらず布野村での霧の発生は弱く、南および東側からの霧の流入によ、て霧とな、ている。霧でおおわれた時刻は1日目が4時頃、2日目は3時頃である。

村全体が霧でおおわれた後、1日目は次第に霧が厚くなり観測地点 (B地点) も霧におおわれたという状態が日の出頃まで続いた。これに対し、2日目は1度す、ほりとおおわれた後、急速に霧面が下降し、以後、朝まで変化がなか、た。このような違いが一体どのような条件によ、て生じるのか全くわか、らない。

梶谷山から見てい、ると南東の方角の谷間が比較的早く白、ぼくなり、やがてそれが次第に布野村の方角に及んでくる。図1で示、るとこれは、神ノ瀬川沿いの比較的高度の低い地域であることがわか、る。しかしこの地域に発生した霧は今回の場合、日下の方には流出していない。

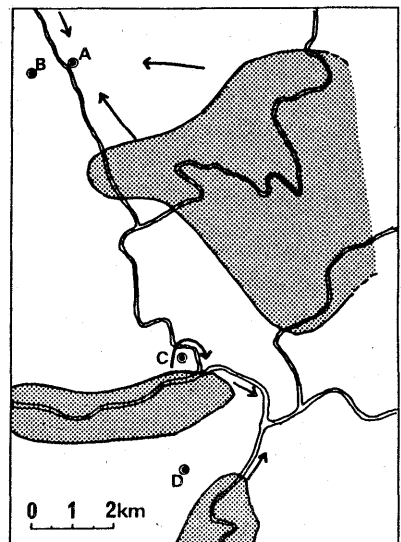


図2. 霧の発生域と移動方向の模式図

● 霧の発生域 → 霧の移動方向

以上の霧の動きを発生時について模式図的に示すと、図2のようになる。単純に川筋部から盆地中心部へ霧が流入すると片付けられないような動きをしていることがわかる。

(3) 霧の発生高度

日下で観測された高谷山の方位の霧は最初、山の中腹付近で濃かった。また紅の川の方向は日下の北の方に移動して行、た霧も、山の中腹以上で濃い分布をしていた。布野では2日間とも北側の山の中腹付近に筋状に霧が発生したことが見い出されている。さらに布野村で1日目、急速に全村が霧でおおわれた後、1時間位の間に地上数十m付近までの霧が薄くなったという現象が見い出されている。また地上付近まで霧が濃くな、ても、地表面近くはなお霧が薄いということも今回だけでなく、しばしば観測されている。

(4) 気象データとの関係

図3は気温の観測結果である。布野の気温をみると2日目の冷え込みの大きいことがわかる。1日目の高谷山と2日目の梶谷山のいずれも川筋部より気温が高いのは、逆転層の形成に関係していると思われる。しかし1日目の上時過ぎ頃には逆に高谷山が低くな、ている。これはこの頃高谷山が霧でおおわれ始めたことと、日下では逆に少し気温が上昇していることと関係しているようである。布野と日下とを比べると終始、日下の方が気温が高くな、ている。これは盆地の周辺と中心部との違いを示すものであ

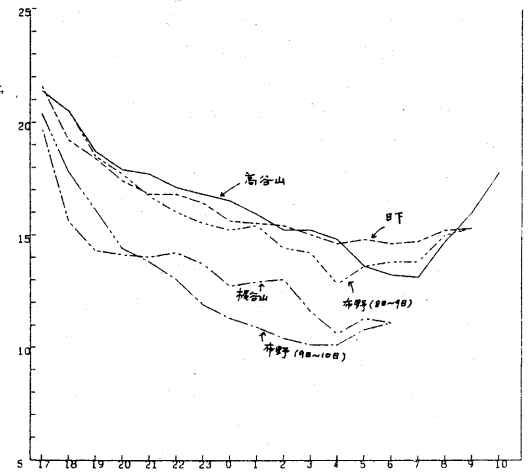


図3. 気温の変化(1987年10月8日~9日, 9日~10日: 布野, 梶谷山)

うか。

図4は湿度の結果である。20時頃まで急速な湿度の上昇がみられるのはどの地点も共通している。これは気温の低下にともなうものと思われる。図では見にくいだが、霧でおおわれたと湿度が増加するという変化が生じている。山の上の観測地点である高谷山と梶谷山の変化が異な、ている。観測した日が違、ているが状態はほぼ同じだと考えられるにもかかわらず、梶谷山は平地と同様の変化をしているのに対し、高谷山は最初、逆転層の上部と同じ状態を示している。ただ気温でみると梶谷山も逆転層の上部であったことを示しているため、これが逆転層の場所による違いを示すものかどうかについてはなお検討を要する。

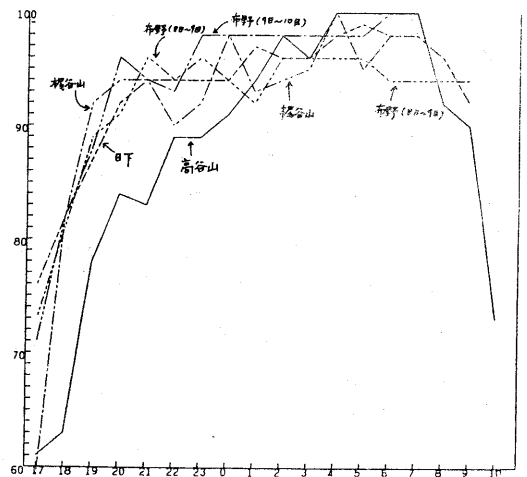


図4. 湿度の変化(同上)

4. あとがき

川筋部での霧の出来方や盆地中心部への霧の移動について、これまでよりも詳しい観測を行、た。その結果、川筋によ、て霧の発生や移動の仕方はさまざまであり、盆地中心部と川筋部という単純なとらえ方だけでは、実態を十分にとらえることはできないように思われる。今後、盆地内の霧の発生状況の場所的な違いについて詳しく調べることが必要である。また、霧が発達する時の速やかさ、霧の発生高度などについてもデータをさらに得、る必要がある。

謝辞 今回の観測に際し、観測場所の提供などで協力して下さ、た三次市立三次西小学校および布野村立布野小学校、さらに観測を補助していただいた広島女子大学の学生の皆さん、互光(株)の藤谷氏、その他観測に関して援助、協力していただいた方々に深く感謝致します。

中国山地の霧の発生条件の研究

宮田賢二, 佐瀬尚美 (広島女子大学)

1. はじめに

三次盆地を中心とする霧の統計的な性状について、これまで何度か報告がなされてきた(1983, 1985)。その結果、この地域の霧の発生には明瞭な季節変化がみられることや、天気(日照時間)との対応がよいことなどが明らかにされている。しかし気象条件との、より詳細な関連性については明らかにされていない。したがって、たとえば霧予報の方法も現在われわれは持っていない。これら、ひとつには現地での正確な霧観測データがないことによる。今回、日本道路公団が中国自動車道の管理のために行っている観測に基づく霧発生データを得ることができた。そこで、このデータをもとに霧の発生状況と発生条件とのかかわりについて解析を行ってみた。

2. 方法

道路公団の観測データは、正確には日本道路公団広島管理局が保管する通行状況把握表というもので、中国自動車道のうち、同管理局の管理区間である兵庫県佐用郡佐用町の佐用I.C(I.C含まず)から下関市小月町の小月I.C(I.C含まず)までの各区間における、速度規制・走行注意報等の発令状況が記録されている。今回の解析は1985年4月から1986年3月までの、広島県の東城I.Cから吉和I.Cまでについて行っている。観測は、この区間をさらに7区間に区分した地域毎に

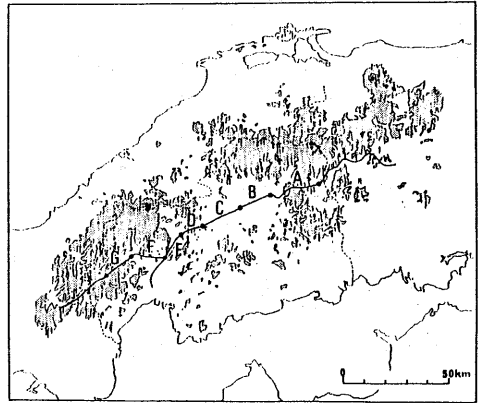


図1. 中国自動車道 路線図(広島管理局管内)

A: 東城-庄原, B: 庄原-三次, C: 三次-高田, D: 高田-千代田, E: 千代田-広島北JCT, F: 広島北JCT-小月, G: 小月-吉和
判別条件は海拔高度500m以上の地域。

行われている。区間の範囲を図1に示す。

まず、通行状況把握表の霧走行注意報およびSDK規制発令日に発生している霧が放射霧的なものであるかどうかを次のような条件により、判定した。なお霧ほどの1区間で発生した場合でも、発生したものとして取り扱っている。

- (1) 時間帯の条件……注意報の始まりの時刻が日入の時刻から日出後2時間の間にあること。
- (2) 天気の条件

(i) 広島県の12h-翌6hの雲量が平均して8以下であること。

(ii) 高野の前後2日の日照率とともに19%以下(これは雲量8以下に該当すると考えられる)であること。

	日数
注意報発令日数	121
時間帯の条件を満たす	120
夜間雲量の条件を満たす (i)	91
高野の日照率の条件を満たす (ii)	76
(i)(ii)の両方とも満たす	70
(i)(ii)のどちらとも満たさない	23
霧発生日数	97

表1. 判定条件と発生日数

このうち時間帯の条件を満たしており、かつ天気の条件(i)(ii)のうち少なくともどちらか一方を満たしている日を霧発生日とすることにした。この条件は、従来知られている発生条件から考えると多少ゆるいものであるが、霧の発生条件が大きな幅をもつ可能性を考慮して決めた。

解析はこうして決められた霧発生日をもとに、まず(1)発生日数、(2)発生・消滅時刻、(3)持続時間などの発生状況について行い、次に気象条件とのかかわりについて行い、た。気象条件とのかかわりについては、現在までのところ高野の日照率と三次の最低気温との対応についての時系列的解析を行い、ていないが、一般場や上層の気象条件との関連などについて解析を行う予定である。

3. 結果

(1). 発生状況

a. 判定条件と発生日

表1は判定条件と発生日との関係を示すものである。この区間で発生した霧は、1回を除きすべて時間帯の条件を満たしていることがわかる。天気の条件のうち、高野の日照率が広島県の夜間の雲量より厳しい条件になっている。いずれかの条件を満たす日は97日になっているが、この日数は従来調べられた日数にほぼ対応するものである。

b. 発生日数

図2は年間の各区間の総発生日数を表す。高田一十代田間が最も多いことがわかるが、三次下ほさんだ区間よりも多いのは予想外であった。月別にみると、高田一十代田間は春から夏に他の区間よりも多いのに対し、秋は三次付近でも、最も多くなっている。広島北丁C-T戸河内間は、年間を通してほとんど発生していない。各区間の発生日数を月別にみると、10月を中心とする秋に多く、10月は広島北丁C-T戸河内一吉和間を除いて各区間とも10日以上発生しており、最高は三次一高田間の16日である。2月は全区間を通じて最も日数が発生しておらず、他の月に比べてとくに少ない。5、6、8月は全区間を通して15日程度で、2月の次に少ない。

図3は三次一高田間の年変化である。10月のほか1、9、11月に多いが、意外なことに、この区間にもみられるように7月に多い区間が少なくない。区間別の年変化は、よく発生している区間は大体似た傾向を示している。

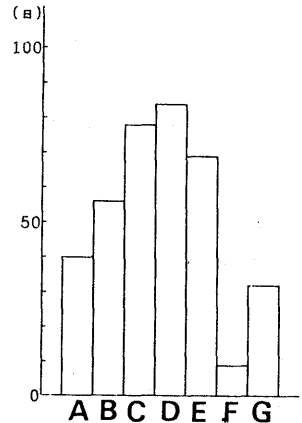


図2. 区間別年間総霧発日数
(1995年4月～1996年3月)

c. 発生・消滅時刻

霧の発生・消滅の時刻を各区間、各月別に調べてみた。図4は三次一高田間の結果である。発生時刻は夏に遅く秋と冬に早くなっている。消滅時刻は逆に夏に早く秋と冬に遅くなっている。しかし、これらの時刻は日入・日出時刻に平行して変化しているともいえないようである。どの区間も夜半過ぎ頃に発生し、日出後1～2時間後に消滅している。

d. 持続時間

発生時刻から消滅時刻までの時間を持続時間として求めてみ

た。霧の持続時間も月別にみると、各区間とも9月から1月までの時期が長い。次いで春は長く夏は短い。

図5は三次一高田間の持続時間の年変化である。秋から冬に長く、夏は短い。これは他の区間でもほぼ共通しているが、春については多い区間と少ない区間に分れるようである。

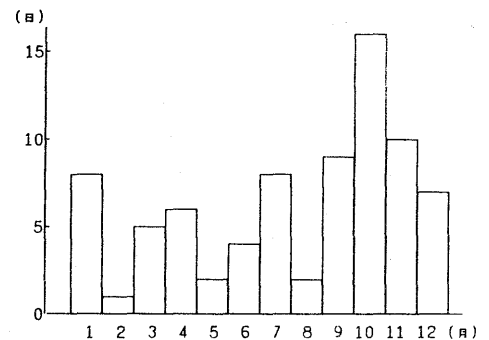


図3. 霧発生日数の年変化
C区間(三次一高田)

(2). 気象条件とのかわり

a. 日照率との関係

図6、7は4月と10月の高野の日照率の変化と霧発生日(○印)を示したものである。これによると、発生日の日照率は4月で65%以上、10月では1例と除いて50

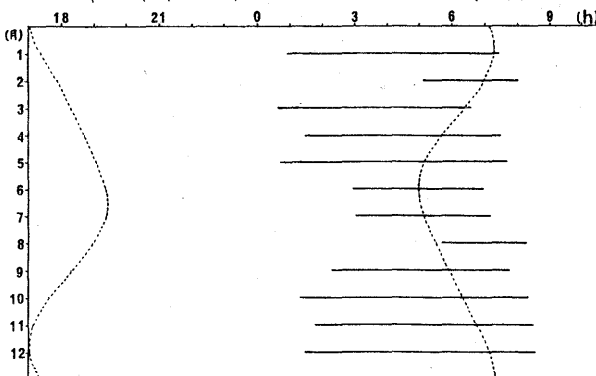


図4. 霧の発生と消滅時刻の年変化。C区間(三次一高田)。
実線は日入・日出時刻を示す。

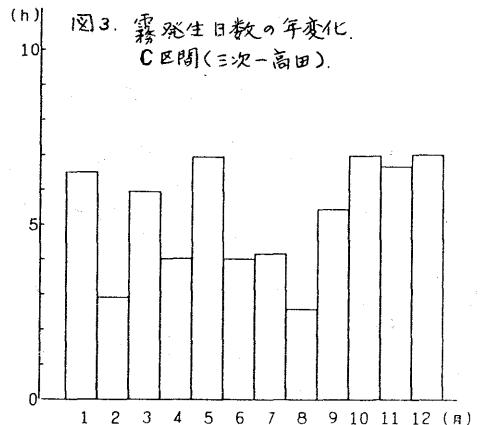


図5. 霧の持続時間の年変化(C区間)

%以上に上っている。10月の場合、日照率の低い日を除いてほとんど連日のように発生しているが、4月の場合、日照率が高くても発生しない日がある。

6. 最低気温との関係

図8・9は4月と10月の三次の最低気温の変化と霧発生日(○印)を示したものである。これらの図から、最低気温が低く一定した状態が続いているような場合に霧が集中して現われているようにみえる。4月の場合のように、最低気温が低くてもその前後の日の値の変化が大きい場合には発生していない。このことは、この地域の霧の発生にはミノアディックな気象状態が安定して存在することが必要であることを示すものかもしれない。

4. あとがき

これまで、三次付近についての研究しか行っていないが、今回、通行状況把握表により、広島県下の中国自動車道沿いの地域の発生状況を解析することができた。その結果、1985年から1986年の1年間の状

況ではあるが、三次付近より高田一千代田間の発生日数が多いこと、広島北丁C丁-戸河内間は、ほとんど霧が発生しないことなどがわかった。また、区間による発生日数の違いはあるが、霧の枚数が多いことばかりであって確認されたといえる。

気象条件との関係について、まだ2つの条件しか解析していないが、霧が定期的にまたまて発生する傾向のあることがわかった。今後、上層の風向・風速、気温、湿度などの一般場の条件、および冷え込み量等の細かい条件について検討を行い、どのような条件が霧発生を左右しているのかを解明してゆきたいと考えている。

最後に、今回の解析に際して快くデータを提供していただいた日本道路公団広島管理局に感謝します。

引用文献

- 中国山地の霧研究グループ、1983：三次・庄原における霧の統計的調査、例会講演要旨集第27号、5~6。
宮田賢二他、1985：三次の霧の統計的性状について、例会講演要旨集第34号、36~38。

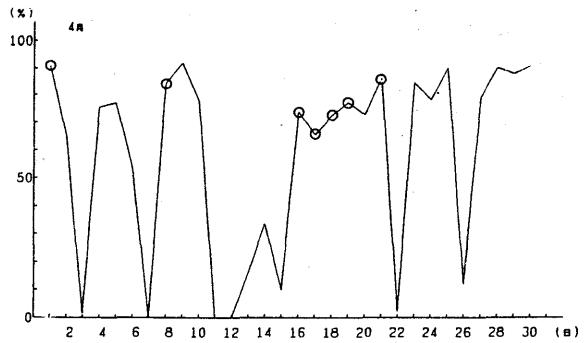


図6. 日照率の変化と霧発生日(4月). ○印: 霧発生日.

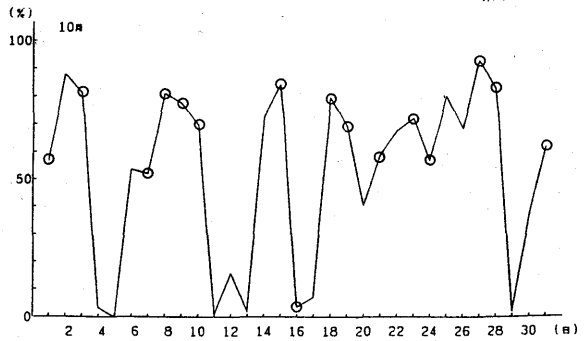


図7. 日照率の変化と霧発生日(10月). ○印: 霧発生日.

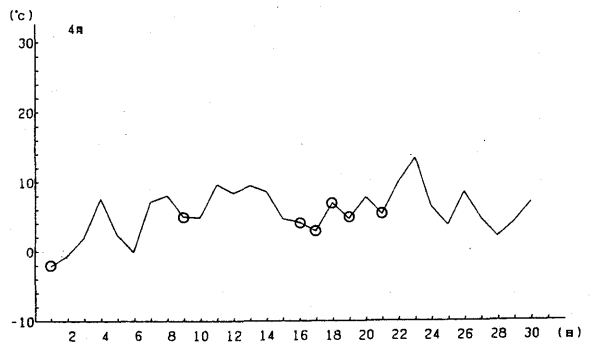


図8. 最低気温の変化と霧発生日(4月).

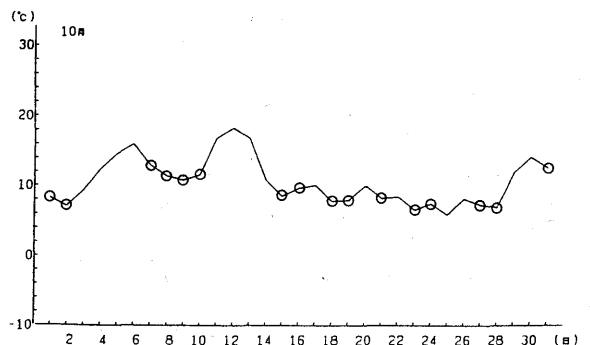


図9. 最低気温の変化と霧発生日(10月).

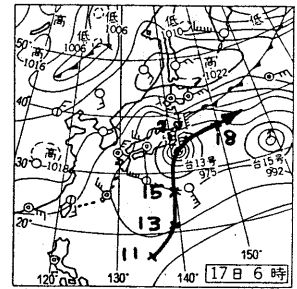
1987年9月17日の広戸風について

佐橋 謙 (岡山大学・教育)

1. はじめに

広戸風は岡山県北部那岐山南麓日本原一帯で時々発現する局地風として古くから有名である。この局地風の特徴は、強風域が狭いこと、その時、那岐山を含む東西に連なる山脈の稜線上に「風枕」と地元で呼び慣わされているロール雲を伴うこと等である。その発現は、台風または強い低気圧が紀伊半島南東側を東ないし北東に進行するとき、岡山県北部ではシノアチックスケールで北風となり、那岐山の北側では、鳥取県の千代川が北に開いた形の流域を持つためその中に空気が取束し、強風となって那岐山を越え、風下側の日本原で強風となる、と言う様に説明されてきた。これだけの説明では風下側の強風域が狭いこと、山を越えた風が何故地表に達するのか、等という部分が十分な説得力を持たないように思われる。

一方、例えば、英国のヘルムウィンド等は、SCORER(1965)の言う山越え気流として説明され、SCORERのモデルと現象との一致も十分のようである。広戸風の場合もこれらと同一の現象として説明されるならば、上述の強風域の狭いことも山を越えた気流が地表に達することも説明でき、問題は解決する。広戸風がこれらと本質的に同じ風である事を主張するためには、勿論、その風が吹いているときに、気流沿いの鉛直断面上での風の流線が書けるよ



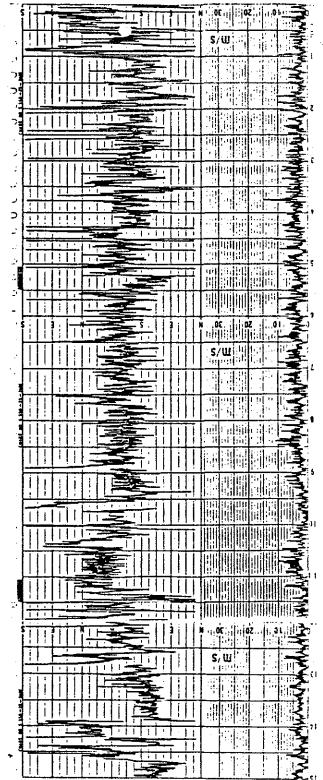
第1図 天気図 1987年9月17日。
太実線は台風13号の経路。
そばの数字はその場所にした
日付(06時)。

第2図 風向と風速記録。
岡山県勝田郡那義町役場提供。

うな観測をすれば良いのだが容易ではない。ところが、ヘルムウィンド等で観察されているような、山脈に平行なロール雲状の雲列が、広戸風の場合にも「風枕」とは別に山脈の風下側に存在することが確かめられれば、広戸風もSCORERの言う山越え気流である事が間接的に証明されたことになる。筆者はその様な観点から、過去の研究報告、地元の人の証言等を調べてみたが、上述の「風枕」は多くの人が観察しているものの、その風下側に存在するかも知れない第2番目、第3番目の雲列の、写真は勿論、目撃証言も手に入れることは出来ないでいた。ところが、本年9月17日早朝、広戸風に伴う2番目の雲列ではないかと思われる雲の写真、岡山大学教育学部学生杉山義和君が撮影して筆者に提供した。この写真を解析することによって、写された雲列は、那岐山系の稜線にはほぼ平行で、稜線から約6km南側にあることがわかった。このことは、広戸風がSCORERの言う山越え気流と同じものであるとの一つの証拠となり得るので報告したい。

2. 1987年9月17日の広戸風

当日06時の天気図とその前後の台風13号の経路を第1図に示す。台風13号の位置は紀伊半島の南東側とは言いがたいが、それでも等圧線からみて岡山県北部で北風、従って広戸風が吹いても良い位置にある。この時の日本原近くの那義町役場屋上での風の記録を第2図に示す。パルス状に風速の大きい時が間欠的に現れているが、そのうち北風であるのはそんなに多くはない。図に示されている期間中の最大風速は03時45分ごろの15m/sであるがこの時も風向は南西である。9月16日21時の米子でのゾンデ資料によると、地上3.5km以下では、北北西から北北東の5から10m/sの風であるから、



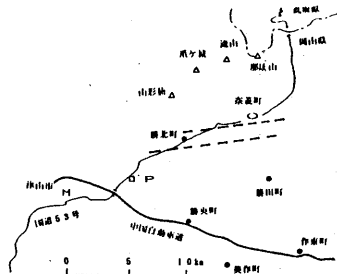
奈義町での南西の強風は地形の影響を受けた風であるには違いないとしても、どの程度のスケールの地形の影響かとか、広戸風の二次循環であるかどうかなどは結論できない。いづれにしても、上述のように奈義町で北風に対応して比較的強い風が吹いていること、上層で北風であることを総合すると、あまり典型的ではないにしても、一応、広戸風が吹いたと考えることが出来よう。

3. 第2雲列の写真とその解析

写真1に問題の写真を示す。この写真は9月17日07時頃第3図にPとして示す地点から撮影されたものである。この写真でAは風枕、Bが問題の第2番目の雲列で、C、Dは撮影者の証言によれば、青空も見えていた雲の薄い領域である。また、点線は、同じ場所から雲がなければ見えるはずの稜線の位置である。

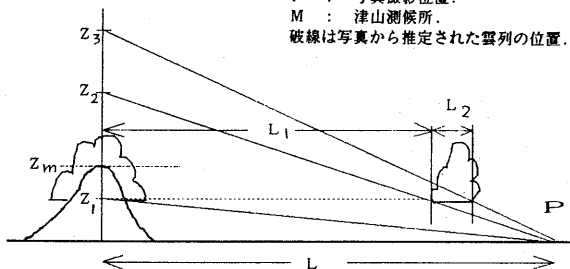
この写真から、風枕と第2雲列との雲低高度が同じであるとの仮定を置くことによって、第4図のようにして山脈の稜線から第2雲列までの距離や、雲列の向きを推定することが出来る。その結果は、第3図に記入されている様に、稜線から第2雲列の風上側の端まで

の距離が約6km、雲の幅が約1.5kmと評価された。また、使用されたカメラの視野角は45度であることから第2雲列の延長は最低10kmと推定される。これらの事実は、山頂と第2雲列の間に山岳波動の谷の部分があり、そこで最大風速域、すなわち広戸風が発生するという考えと、地理的位置関係が大変良く一致している。即ち、今回撮影された雲列は、山岳波動の一面を現しており、従って、広戸風はその発生機構はヘルムウインドと同じと見て良いことになる。



第3図 付近の地図。

O : 奈義町役場。
P : 写真撮影位置。
M : 津山測候所。
破線は写真から推定された雲列の位置。



$$L_1 = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2} L$$

$$L_2 = \frac{Z_3 - Z_1}{Z_3} L - L_1$$

第4図 写真からの雲の位置の推定原理。

写真 1

1987年9月17日07時ごろ撮影された

A : 風枕
B : 2番目の雲列
C, D : 青空も見える雲の薄いところ。



気象のコンサルタント

(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