

瀬戸内海の濃霧と大気汚染のメソ気象解析*

原 田 朗**

要旨：瀬戸内海における記録的な濃霧の発生および瀬戸内海気候帯の東端にある大気汚染の常習都市大阪における高濃度の汚染の発生した期間についてメソ気象学的な解析を示した。

気象状況としては、周囲を山地に囲まれた瀬戸内海を中心とした地域が寒冷な局地高気圧におおわれ、盆地における冷気層と同様な働きをしていることがわかった。ここでは前線霧の発生と安定な下層大気のもとで大気汚染物質が顕著な停滞を示していた。

この寒冷な局地高気圧の発生機構についても検討し、周囲を山地に囲まれた地域に移流による寒冷気塊の停滞と前線霧の発生機構にもとづく雨滴の蒸発による冷気層の生成とが重要であることがわかった。

1 まえがき

盆地や溪谷は一般に霧が発生しやすく、かつその持続性も強い、大気汚染物質の長時間の停滞についても同様な地形が大規模な気象現象と相まって災害事件を発生させた例も数多い (Fletcher, 1949 等)。このような地形のもとで濃霧の発生や大気汚染物質の停滞は、放射冷却による霧の発生、下層大気の安定度が高くなる、地上風が弱いことなどが原因である。

一方、地理学的には盆地とは呼ばれないが、より大規模な地域が周囲を山地に囲まれ、大規模な気象現象に附随してその中に冷たい空気を停滞させることがある。瀬戸内海気候帯に属する地域はしばしばそのような気象状況をもたらす。瀬戸内海とその周辺の陸地は、中国および四国山脈を主に周囲を山地に囲まれた地域である。この地域に冷たい空気が停滞し、霧の発生、大気汚染物質の停滞がみられることがある。この報告では、1966年3月2～4日の例について、メソ気象解析を示した。

2 濃霧と大気汚染の発生状況

濃霧の発生状況 1966年3月2日夜から4日夜にかけて本邦の関東以西の各地で広範囲な地域にわたって小雨を伴った濃霧が発生した。特に瀬戸内海ではこの期間中ほとんど霧が晴れることはなく、海上の交通機関は記録的な欠航回数を数えるにいたった (高松地方気象台, 1966)。その間瀬戸内海の中央にある高松では、霧のため視程が 1km 未満になった時間は延べ34時間に及んで

いる。

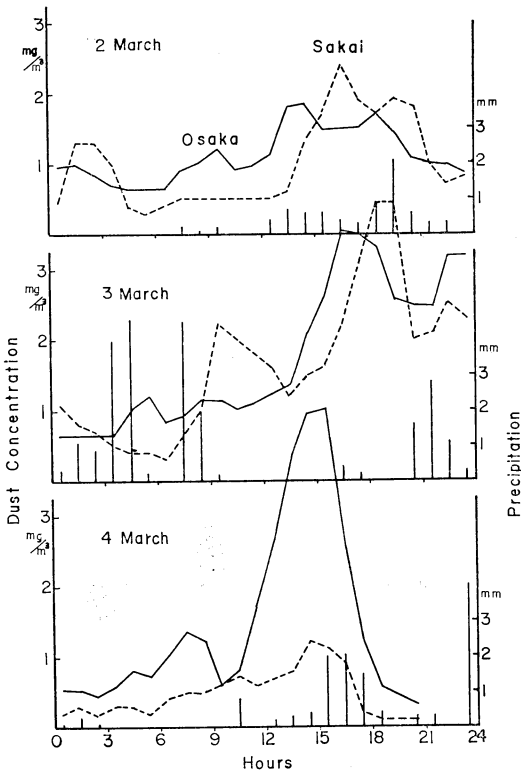
大気汚染の発生状況 瀬戸内海気候帯の中で多量の汚染物質を排出する大阪では高濃度の都市大気汚染現象がみられた。その特徴は、亜硫酸ガスよりも粉じんの高濃度の汚染が顕著であったことである。Meatham (1955) は1952年のロンドンスモッグ時の亜硫酸ガスの大気中での寿命を算定し、霧と共存している亜硫酸ガスの平均寿命を4.5時間、硫酸となつてからは落下速度を考慮して大気中に平均6時間滞留するものと推定している。粉じんに比べ亜硫酸ガスが顕著な高濃度を示さなかったのは、このような霧粒による浄化作用によるものと考えられる。しかし、なお、大阪市立衛生研究所の亜硫酸ガスの測定値はこの3日間の日平均濃度はいずれもその冬の値の濃度順位で20%以内の値を示している。また1時間値は3日間に0.2ppm以上の値を14時間記録している。

粉じんについてはこれも降雨や霧との複雑な関係がある。一方では洗浄効果があり、弱い降雨時に濃度が高くなりやすいことも大阪では指摘されている (中野, 1957)。Hewson (1951) は降雨と汚染度の関係は一概に決定できないものだとしている。ここで解析した期間は粉じん濃度が非常に高いことが特徴である。

第1図は大阪における時間降水量と、大阪 (大阪市立衛生研究所) および堺 (堺市衛生研究所) における粉じんの時間変化を示したものである。大阪では3日と4日の日平均値がこの冬の2位、3位にあたる高濃度であり、4日の夕刻の極大値は1位である。堺では3日の日平均値と極大値はそれぞれ3位と1位の高濃度である。このように、この期間は時間値が高いのみならず日平均値も高く、一般に濃度の低い午後を高濃度が発生したこ

* On the Mesoanalysis of Dense Fog and Pollution in the Seto Inland Sea

** A. Harada, 大阪管区気象台 (現在, 気象庁高層課) —1968年3月30日受理—



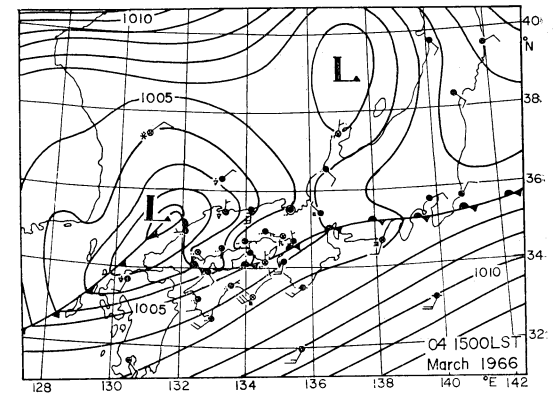
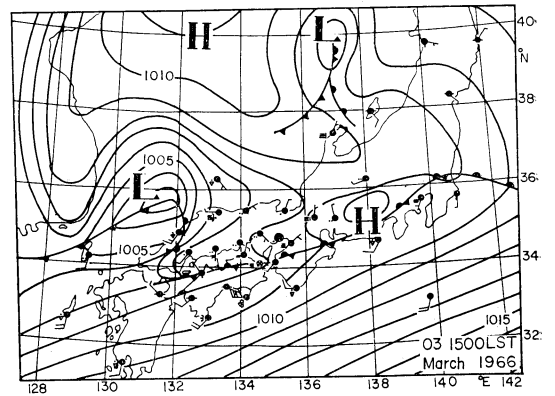
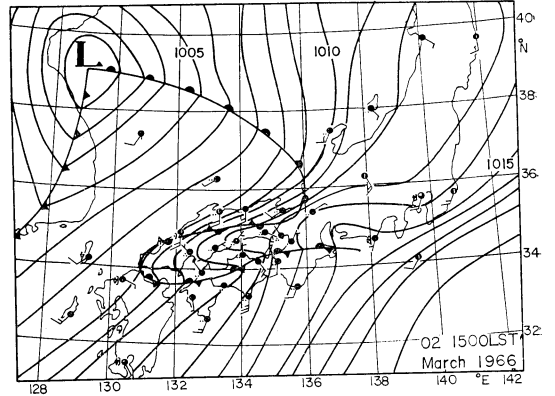
第1図 粉じん濃度(折線グラフ)および1時間降水量(棒グラフ)の推移。粉じん濃度は実線が大阪市立衛生研究所, 破線が堺市保健所の測定値。1966年3月2~4日。

とが注目される。

3 局地高気圧の停滞

第2図に2日から4日にかけての地上気圧配置が示されている。いずれも15時のもので、1mb毎に描いた気圧配置は瀬戸内海の大きさで代表される規模の現象まで考慮されている。2日15時に日本海西端にあった低気圧は衰弱しながら東進し、翌日は日本海東部まで進んでいる。次の低気圧は3日15時に日本海南西端にあり、これも衰弱しつつ翌日に日本海東部まで進んでいる。4日15時にはさらに別の低気圧が日本海南西端にあり、発達しながら東進し、その後は強い風によってこの期間の霧と大気の汚染物質が一掃された。

このような気圧配置のもとで、東海地方、伊勢湾、瀬戸内海にわたって寒冷な気塊が停滞し、それに伴い局地高気圧が形成され停滞した。したがって下層大気の安定度の高いこと、局地高気圧のもとで地上風が弱いこと、前線霧の発生に好適であること、日射が弱いことなどが



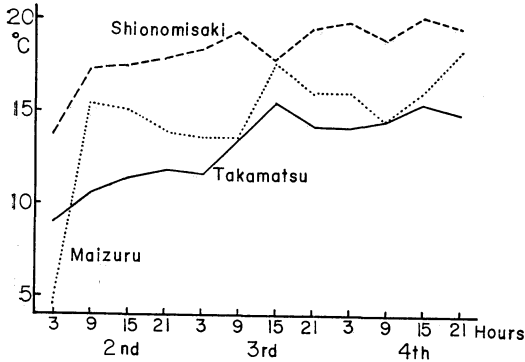
第2図(a)~(c) 地上天気図。等圧線は1mb毎。

相まって濃霧の発生持続, 大気汚染物質の滞留に好都合な気象条件がもたらされた。

4 局地高気圧の解析

第2図で示された東海地方から伊勢湾を通して瀬戸内海にのびる局地的な気圧の峰をいろいろな観点から解析した。

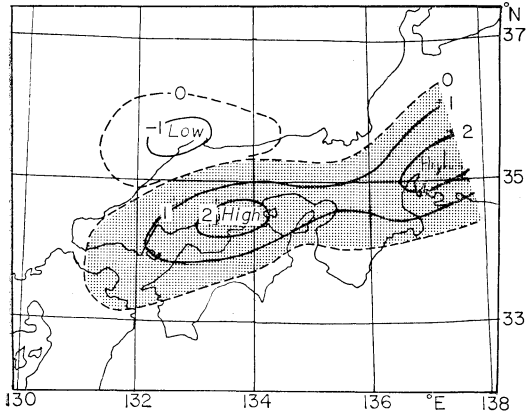
気温の分布の特徴を知るため、瀬戸内海中央部の高



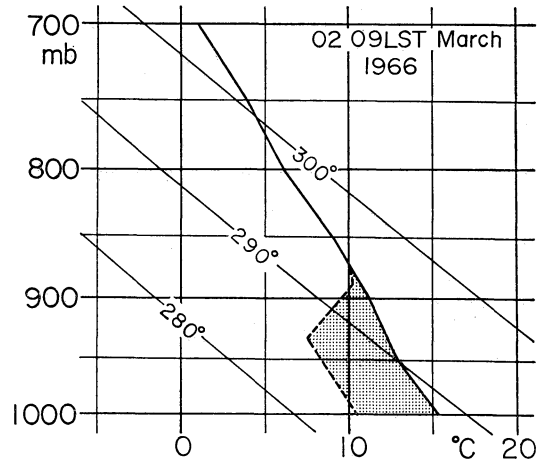
第3図 舞鶴、高松および潮岬の地上気温の推移。1966年3月2～4日。瀬戸内海沿岸の高松の気温が低い。

松、日本海沿岸にある舞鶴および太平洋沿岸の潮岬における地上気温の推移が第3図に示されてある。舞鶴と潮岬は前線帯上の南北の気温傾度に従って0～5℃の気温差を示している。しかし寒冷気塊による局地高気圧の中心付近の高松では、日本海沿岸および太平洋沿岸地帯のいずれの気温よりも低い状態が続いている。このような状況は、内海である伊勢湾についても同様のことが示される。

この寒冷な気圧の峰は、日本列島の影響によって生じた擾乱局地高気圧として取り出すことができる。日本列島のしめる地域を除き、北東から南西へ比較的一様な等圧線を示す3月2日9時の擾乱高気圧が第4図に示されている。第2図に示した関東から瀬戸内海にのびる気圧の峰に対応して、瀬戸内海と伊勢湾および岐阜、愛知県を中心に2mbの局地高気圧がみられる。また、この擾



第4図 擾乱局地高気圧。1966年3月2日9時。単位はmb。



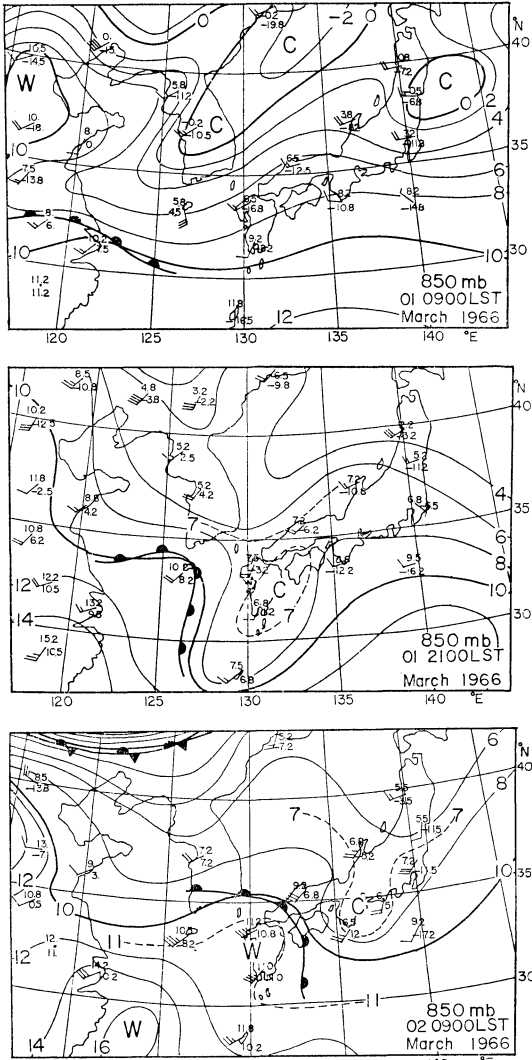
第5図 1966年3月2日9時の状態曲線。実線は米子、福岡および潮岬の平均。破線は1,000mの寒冷気層を仮定した場合の瀬戸内海中央部の推定値。

乱局地高気圧の領域は、九州、中国、四国、紀伊半島および中部地方の山地に囲まれた地域に対応していることがわかる。これは、周囲を山地に囲まれている地域に寒冷高気圧が発生していることを示し、盆地における寒冷高気圧に似通っている。一方、この擾乱高気圧に対して、山陰沿岸地帯には1mbの擾乱低気圧がみられる。

第4図に示した擾乱高気圧をもとに鉛直気温分布を推定することができる。第5図は、第4図の擾乱高気圧の時間に対応した3月2日9時の状態曲線を示したもので、実線は瀬戸内海を中心にした擾乱高気圧の外側でそれを取り囲む地域にある米子、福岡および潮岬の平均値である。破線は瀬戸内海の擾乱局地高気圧の中心附近の一つの推定状態曲線である。寒冷気塊の厚さを約1,000mとし、2mbの過剰気圧を平均約5℃の気温低下と仮定したものである。約10℃の地上気温に対しては500mの寒冷気層は安定であり得ない。一方より厚い寒冷気層の仮定は可能である。いずれにしても上空に強い気温の逆転層をもち、その下に気圧傾度の小さい局地高気圧をそなえた気象状況を形成している。

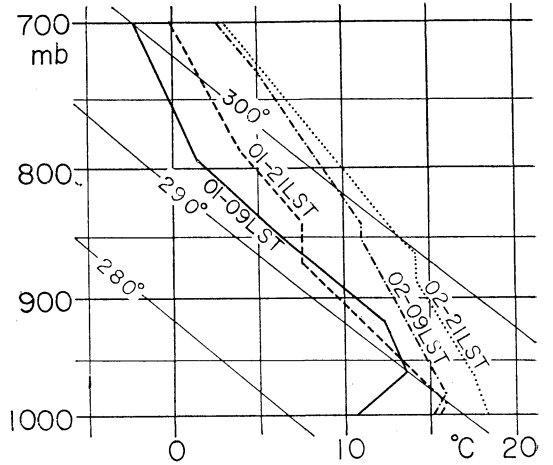
5 瀬戸内海の寒冷気層の発生

下層大気の寒冷気層の発生機構としては、気層の冷却によるものと、周囲の大気の昇温による間接的なものが考えられる。ここでは、瀬戸内海を中心にした周囲を山地で囲まれた地域で、1,000mの厚さの接地気層が周囲の大気より平均5℃低い状態の発生機構について検討した。

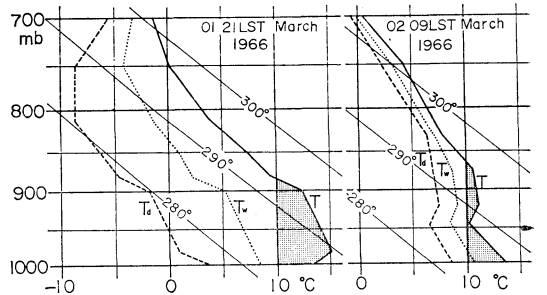


第6図(a)~(c) 850mb面の気温分布。小さい数字は上段が気温、下段が露点温度。

瀬戸内海を中心にした寒冷気層は1日から2日にかけて発生している。その時間における850mbの気温分布が第6図(a)~(c)に示されている。中心で約7°Cの寒冷気塊が西日本上空を東進していることがわかる。この寒気が周囲を山地に囲まれた地域に滞留することによって寒冷気層の発生の可能性があることを示している。第7図はそのときの状態曲線の推移で、気温差の一番大きい福岡のものである。気温変化の中心は800mb附近であり、下層では3~5°Cの変化である。その間の経過時間と気温差から判断して、これは寒冷気層の生成に十分な



第7図 福岡の状態曲線の推移。1966年3月1~2日。



第8図 米子の状態曲線。1966年3月1日21時および2日9時。実線は気温、点線は湿球温度、破線は露点温度。

ものではない。

一方、下層大気の冷却が寒冷気層の発生に寄与することが示される。一般に大気の湿球温度より高い温度の水滴が大気中にあると、水滴の蒸発により気温はその湿球温度まで下りうる。このような現象はここで取り扱っている温暖前線面や停滞前線面下で前線霧を発生させる原因となる(O'Connor, 1945)。第8図は寒冷気層の発生時における米子の状態曲線である。1日21時には九州を除く西日本では降雨はなく、下層の大気は乾燥しており米子の乾球温度と湿球温度の差は約7°Cである。2日9時には全域にわたって前線面の下で降雨があり、乾球と湿球の気温差は約2°Cまで小さくなっている。この間一般的な暖気の移流のため900mb面以上では気温が上昇しているにもかかわらず、それ以下の約1,000mの層では、陰影部分で示されているように、顕著な気温の低下がみられる。この気温の低下は雨滴の蒸発が定性的な説

明を与える。実際には第8図は瀬戸内海における測定値が示されるべきであり、山陰地方は寒冷気層の生成域の外側にあることが必要である。しかし第4図の日本海沿岸地域の擾乱低気圧で示されているように、この地域はFöhn現象による下層の温暖化と上記の寒冷化の相殺する地域とみるべきである。

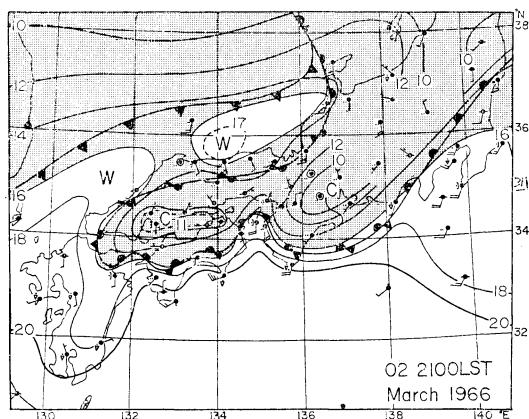
6 大阪湾周辺の気象の局地性

ここで取り扱った3月2日から4日の期間は、大阪湾の周辺でいろいろな気象状況が同時に存在する特徴的な分布を示していた。第9図は2日21時の気象要素と気温の分布を示したものである。第4図の擾乱局地高気圧に対応する下層の低温域は、瀬戸内海と伊勢湾にそれぞれ11°C、10°Cの中心を持っている。太平洋沿岸はほぼ20°Cであり、Föhn現象による温暖域と思われるものが山陰沿岸に17°Cの高温域を作っている。

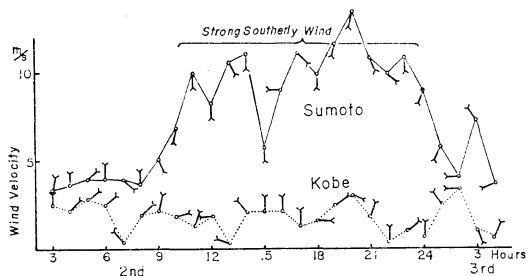
風速については、太平洋沿岸地帯の強風域と対照的に瀬戸内海は弱風域を形成している。第10図は大阪湾における風速の比較を示したものである。大阪湾の南部の

洲本は太平洋側の強風域内にあり10m/s前後の南寄りの強い風が続いているが、北岸の神戸では1~3m/sの弱い北寄りの風が持続している。強風域と弱風域は前線により分離され、それぞれ温暖域と寒冷域に対応している。このような気象状況は、志貴(1964)の調査によれば、顕著な前線帯が西日本にあり低気圧が日本海中部(36°~42°N)を通過するとき発生しやすい。

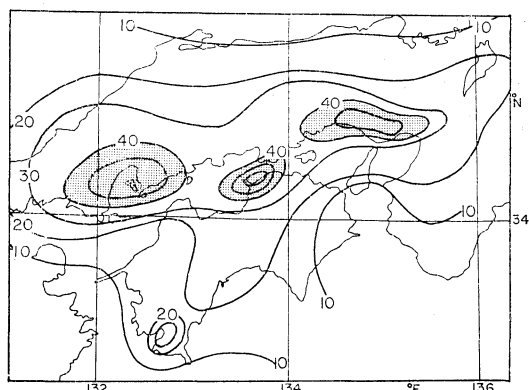
また湿潤な南寄りの強風が大阪湾南部まで北上しているとき、大阪湾北部の地域では強雨が観測されている。第9図では、大阪では並雨を観測し、北側に山地をひかえた神戸では強雨を観測している。この期間の総雨量分布が第11図に示されている。紀伊水道の北側で、山地をひかえた地域に雨量の多い地域があり、豊後水道についても対照的な分布がみられる。



第9図 気象要素の分布と地上等温線、1966年3月2日21時。陰影部分は16°C以下の領域。



第10図 神戸と洲本の風速の比較、1966年3月2~3日。矢印は風向を示す。



第11図 1966年3月2日より4日の期間の西日本の総雨量分布図。単位はmm。

さらに大阪湾の北岸の強雨域と南部の強風域に挟まれた大阪市を含む地域は、弱風の持続と下層大気の安定性のよいことによって大気汚染地域をなしている。

これらの気象状況をもった地域、すなわち大阪湾の北部沿岸地域の強雨域、紀伊水道から続いている南部の強風域およびその中間の濃霧と大気汚染ポテンシャルの高い地域は、瀬戸内海を中心に寒冷な局地高気圧におおわれた状態のもとで持続性のある分布を示し、それぞれ異なった気象災害の発生原因のもととなっている。したがってここで取り扱った気象現象は災害気象学的に注意すべきものである。また、限られた地域に三種類の気象災害の原因となる気象現象が集まっていることが特に重要である。

7 むすび

瀬戸内海における濃霧と大気汚染の発生および持続に

ついてメソ気象学的な解析を示した。そのような気象状況をもたらすものとして、周囲を山地に囲まれた瀬戸内海を中心とした地域に発生した寒冷な局地高気圧が重要な要因であることがわかった。この寒冷な局地高気圧は、規模は異なるが、盆地におけるものと同様な地上気象現象をもたらすものである。

発生機構については、周囲を山地に囲まれた地域に移流による寒冷な気塊の停滞と前線霧の発生機構にもとづく雨滴の蒸発による冷気層の生成が原因であることがわかった。

さらにこのような気象状況のもとでは、大阪湾を中心に特徴的な気象現象の分布を示す。大阪湾の北部沿岸地帯は強雨域、紀伊水道からつづく南部地域は強風域、その中間地帯は濃霧や大気汚染物質の停滞が顕著な地域である。これは災害気象学的に重要な気象現象である。

この報告は気象研究所地方共同研究の一部として行ったものである。お世話になった気象研究所および大阪管区気象台の方々にお礼を申し上げます。また研究途上で

助言をいただいた京都大学防災研究所中島教授、後町幸雄氏に深謝いたします。

引用文献

- 1) Fletcher, R.D., 1949: The Donora smog disaster-A problem in atmospheric pollution, *Weatherwise*, 2, 56-60.
- 2) Hewson, E.W., 1951: *Atmospheric pollution, Compendium of meteorology*, American Meteorological Society, Boston, 1139-1157.
- 3) Meatham, A.R., 1955: Know your fog, *Weather*, 10, 103-105.
- 4) 中野道雄, 1957: 大阪の大気汚染, 日本気象学会70周年記念論文集, 152-158.
- 5) O'Connor, J.F., 1945: Fog and fog forecasting, *Handbook of Meteorology*, McGraw-Hill, New York, 727-728.
- 6) 志貴泰二, 1964: 春季の兵庫県南部における南風の特性, 大阪管区防災気象文献抄 II 近畿篇, 大阪管区気象台, 237.
- 7) 高松地方気象台, 1966: 異常気象速報, 1, 高松地方気象台.

〔新刊紹介〕

「気象災害論」新気象学叢書(地人書館)の中の一書でB6判167頁, 定価550円, 著者は札幌管区気象台長の高橋浩一郎博士。

これは防災担当者のための実務ハンドブックではなく、看板どおり災害論である、気象台の予報官とか防災気象官は現業の技官であるけれども、どちらかという物理学者のような人が多い。また天気予報という仕事を通じて大衆に接しているためであろうか人情家が多く、文章を書くときわめて抽象的な内容が多い。気象庁は不思議な役所である。ところがこの気象庁の中で高橋博士は異色の人物であると私は思っている。著者の文章は工学的な性質が強い。

この本も、災害保険論というある意味では冷たい観点からスタートして、オペレーション・リサーチの立場から災害の対象別に誘因・素因・拡大要因を分離し、また統計的な立場から防災のための投下資本と利益との関係を論じている。この本の前半には著者の夢が感じとられ

興味深いものがある。現在防災にも制御理論の導入が真剣に考えられつつあるが、この場合一つのネックは防災は理工学的な一面の他に行政の面が大きく入っていることである。洪水制御のプログラムで下流の大都市と上流の村との防災の荷重のおき方が政治抜きでは考えられない。著者はまえがきでこれにはふれないと述べているが災害論を展開するためにはふれないわけにはゆかないであろう。

また災害論であるからには気象だけに限ることは不可能ではなからうか。著者は気象学者としては数少ない広範囲の知識の持主であるけれども、この本の後半の洪水災害や農業災害の部分は工学や農学関係者から見ればやや物足りないと思われはしないだろうか。むしろ後半の個々の災害の説明はカットして総合的な災害論に徹した方がよかったかもしれない。

著者がさらに各方面の災害関係者に接し討論をされて、より総合的な災害論を展開されることを期待したい。

京都大学防災研究所 中島暢太郎