

島根県西部の豪雨の解析

—昭和63年7月15日—*

渡 部 浩 章・平 原 隆 寿**

要 旨

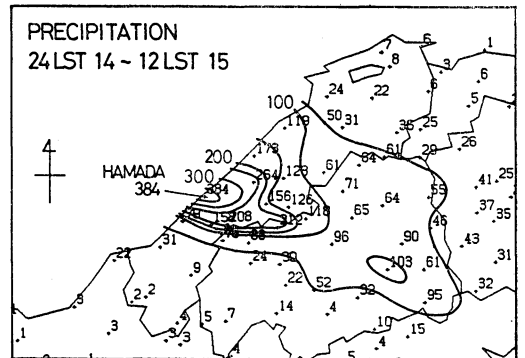
7月14日の夜半すぎから15日の早朝にかけて梅雨前線が中国地方に停滞し、浜田を中心に300mmを越す豪雨となった。

成層状況は山陰におけるこれまでの集中豪雨時とはほぼ同じで、豪雨直前には大きな対流不安定となっていた。豪雨域で急激に発達したメソ β スケールのクラウドクラスターに、西から移動してきたメソ β スケールのクラウドクラスターが次々に併合して豪雨が持続した。レーダーで見ると、豪雨期間の前半はメソ β スケールのエコーセル群が見掛け上豪雨域に停滞していた。この風上で次々に新たなエコーセルが発生し豪雨域で併合していた。後半は風上で発生したメソ β スケールのエコーセル群が豪雨域を通過していた。豪雨域の downdraft に伴い明瞭な outflow が観測され、豪雨域の南の収束域と浜田の北東の発散域が豪雨期間を通してほぼ定常的に存在した。豪雨域では1時間に2~3°Cの気温低下が見られたが、気温下降域は中国山地にさえぎられて南下していない。

1. はじめに

昭和63年7月15日01時から06時にかけての5時間に、島根県の浜田を中心に300mmを越す集中豪雨があった。島根県西部は昭和58年7月の山陰豪雨（以下58豪雨）、昭和60年7月6日の豪雨（以下60豪雨）、今回解析する豪雨そして昭和63年7月20~21日の豪雨と最近6年間に4回も集中豪雨に見舞われている。58豪雨については渡部（1985）や Watanabe and Ogura（1987）が、60豪雨については渡部と栗原（1988）が解析している。いずれも総観場はこれまでに梅雨末期に起こった集中豪雨時の特徴を持っており、停滞した梅雨前線に沿って東進してきたエコーが地形の影響により急速に発達し、島根県西部の沿岸部を中心に豪雨となった。

今回の報告では最初に総観場とメソ α スケールの特徴について述べ、次に気象衛星・アメダス・レーダーを用



第1図 総雨量、1988年7月14日24時~15日12時。

いてメソ β スケールの特徴を報告する。

2. 総観場とメソ α スケール

総雨量は第1図に示すように、浜田で384mmとなり沿岸部が最も多い。そして雨域は東南東にのびているが、中国山地を越えるとほぼ100mm以下の総雨量になっている。

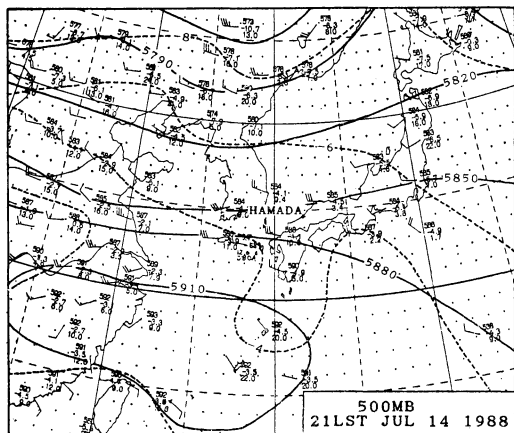
500mb 天気図で見ると豪雨直前の14日21時では西風

* Analysis of a heavy rainfall at west district of Shimane prefecture on July 15, 1988.

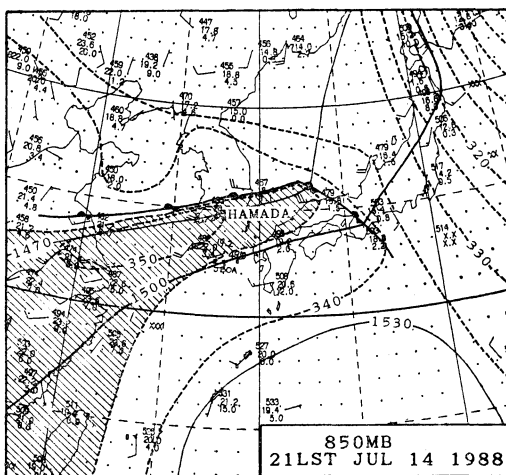
** Hiroaki Watanabe・Takatoshi Hirahara, 松江地方気象台

—1990年12月20日受領—

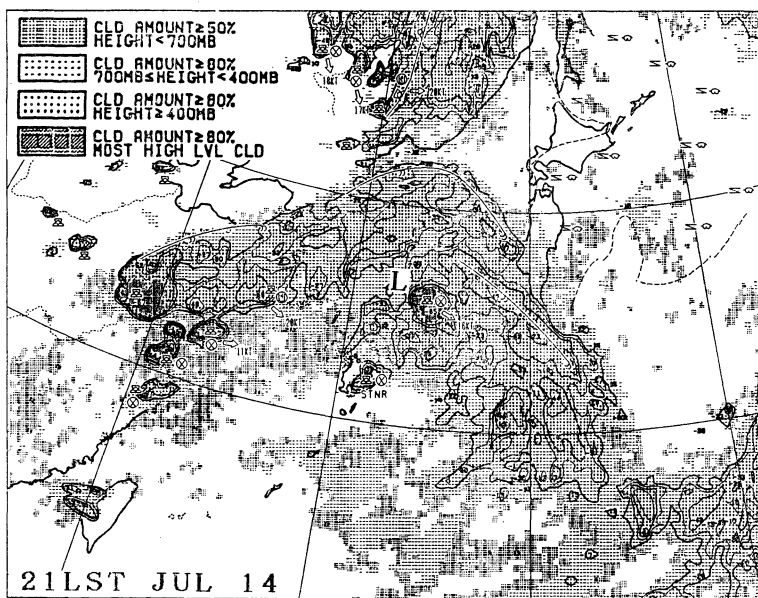
—1991年3月27日受理—



第2図 500 mb 天気図, 1988年7月14日21時.



第3図 850 mb 天気図, 1988年7月14日21時.
斜線域は相当温位345K以上の湿潤域を示す.



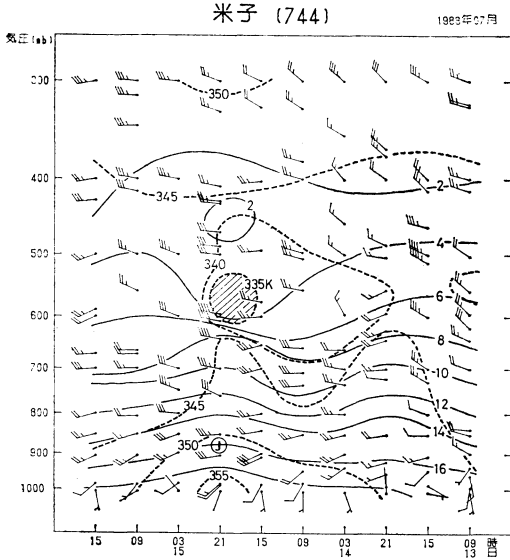
第4図 TBB 分布図, 1988年7月14日21時.
Lは低気圧の位置をしめす.

となっている(第2図). また, 第3図の850 mb 天気図では, 梅雨前線は朝鮮南部から近畿地方に停滞しており, 日本海にはメソ α スケールの波動があり, 地上では低気圧がある. 一方, 図中に斜線域で示してあるように, 中国大陸から山陰地方に相当温位 345K 以上の湿潤域がのびている. 米子の下層ジェットは35ノットで, 58

豪雨の58ノット, 60豪雨の51ノットに比べて弱い.

第4図は14日21時の静止気象衛星による日本付近のTBB分布図である. 日本海のメソ α スケールの地上低気圧(図中のL)と前線に伴う雲域が中国大陸東岸から日本海を通り, 日本の南海上に延びている.

次に, 米子の高層時間断面図(第5図)でみると, 豪



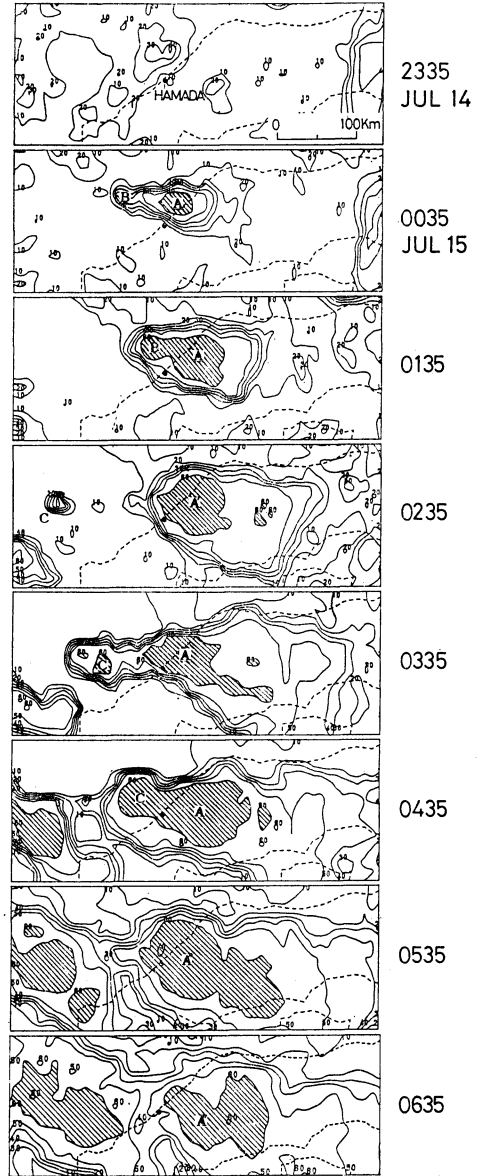
第5図 米子の高層断面図。1988年7月13日09時～15日15時。
実線は混合比、破線は相当温位を示す。

雨直前の14日21時には対流圏最下層に相当温位 355 K の湿潤な気流が流れ込んでいる。一方、対流圏中層の 500～600 mb 付近には 335 K の低い相当温位の気塊が流入し、 $-\delta\theta_e/\delta p \sim 20 \text{ K}/400 \text{ mb}$ の大きな対流不安定となっている。対流圏中層の低相当温位は混合比の小さい乾燥した気塊の流入によるものである。また、不安定度を示す CAPE (convective available potential energy: Bluestein and Jane, 1985) を計算すると、豪雨直前の14日21時には米子で $1,160 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 、福岡では $2,490 \text{ m}^2/\text{s}^2$ となっていた。58豪雨、60豪雨直前の福岡での CAPE はそれぞれ $2,910, 1,410 \text{ m}^2/\text{s}^2$ であった。これらの値はアメリカ中西部のスコールライン近傍の $1,500 \sim 2,500 \text{ m}^2/\text{s}^2$ にほぼ同じ大きさである。一方、SSI*でみても14日21時には米子・福岡ともに -3.6°C で、大きな不安定を示していた。

豪雨直前に大きな対流不安定になることは他の豪雨の解析でも報告されている。58豪雨や60豪雨の場合も対流圏中層への寒気移流 (330K) と下層への暖気移流 (350 K) により大きく対流不安定となっている (Watanabe and Ogura, 1987; 渡部と栗原, 1988)。

3. クラウドクラスターの発達

第6図は静止気象衛星の14日23時35分から15日06時35分までの1時間おきの TBB 分布で、斜線域は -60°C 以

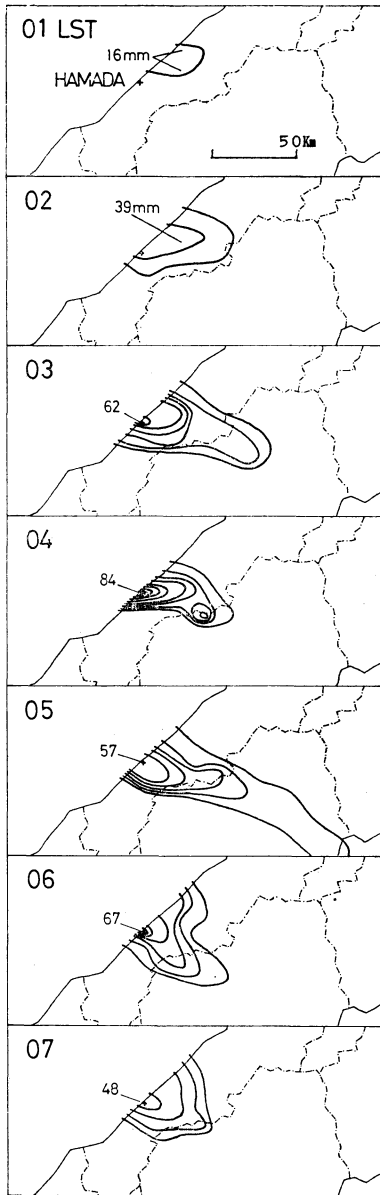


第6図 TBB 分布図。1988年7月14日23時35分～15日06時35分。

斜線域は -60°C 以下を示す。

下の領域を示す。米子の高層観測によると、 -60°C は 170 mb (13,600 m) の温度に対応する。

14日23時35分には島根県沿岸海上では、 -30°C のクラスターはあるが、まだ発達したクラウドクラスターではない。豪雨直前の00時35分には島根県沿岸を中心に直径約 50 km の -60°C 以下を含むメソβスケールのク



第7図 1時間雨量分布, 1988年7月
15日01時~07時.

クラウドクラスターAとなり, その西海上70 kmにはメソβスケールのクラウドクラスターBが発生している. クラウドクラスターBは時速 30 km で東進し, 02時35分にはクラウドクラスターAに併合している. クラウドクラスターAを構成する積乱雲群は入れ替わっているので, A'の符号に付け替えてある. さらに, 02時35分に浜

田の西 150 km に発生したメソβスケールのクラウドクラスターCは時速 50 km で東進し, 05時35分にはクラウドクラスターA'に併合している. 同様にA''の符号に付け替えてある.

第7図の1時間雨量をみると, クラウドクラスターAにBが併合した02時からクラスターA'にクラスターCが併合した後まで, 浜田を中心に1時間にはほぼ60mm以上の豪雨が続いている.

長崎豪雨では最も強い降雨が観測された時刻ではクラスターの併合はみられず, 併合以前に衰弱している(長谷川と二宮, 1984). しかし, 今回の豪雨では豪雨域で発達したメソβスケールのクラウドクラスターに, 西海上で発生したメソβスケールのクラウドクラスターが次々に併合して豪雨が持続していた.

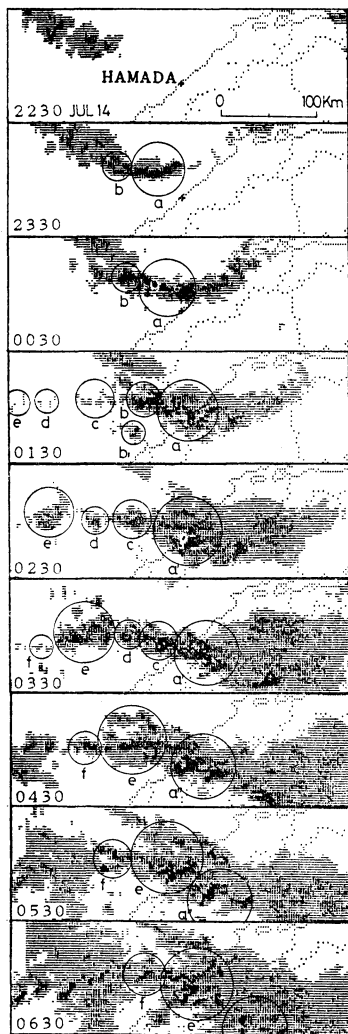
また, 下層風の風上側にあたるクラウドクラスターAの南西側でTBBの水平温度傾度が大きい. 豪雨となった浜田は, 特に00時35分から03時35分にかけて, いずれも -60°C 以下のTBBの南西側で等値線のこんだところにあたる. 長崎豪雨でも上層風上側でのTBBの温度傾度は大きく, 特に豪雨時には極めて大きい(長谷川と二宮, 1984).

4. クラウドクラスターの微細構造

次に豪雨に関わったクラウドクラスター内部をレーダーで微細に調べる.

第8図は14日22時30分から15日06時30分までの, 1時間ごとの松江・広島レーダーの合成レーダーエコーシケンスである. エコー強度は3段階に分けてあり, 濃い方から強エコー(雨量強度 16 mm/h 以上), 並エコー(雨量強度 16 mm/h ~ 4 mm/h), 弱エコー(雨量強度 4 mm/h ~ 0 mm/h)である. 主なメソβスケールのエコーセル群にa~fの記号を付けてある.

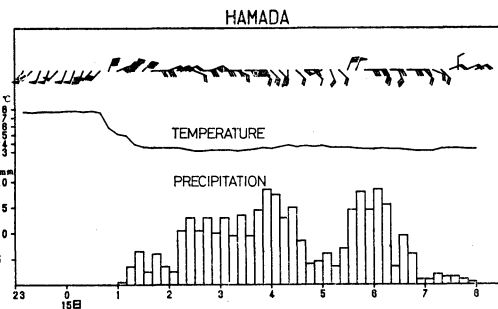
22時30分には強さ並以下のエコーが朝鮮半島東岸から東南東進して浜田沖に達し, 23時30分には弧状の強エコーに発達している. 15日00時30分にはクラウドクラスターAに対応するエコーaが島根県沿岸に達しており, またクラウドクラスターBに対応するエコーbもこの西に進んできている. 01時30分にはエコーa, bは東進し, またTBBでは見られないが, エコーbの西にエコーc, dが発生している. さらにその西にはクラウドクラスターCに対応するエコーeが発生している. 一方, エコーbの南にもエコーb₁が発生し, 比較的早い速度で東北東に進みながら発達している. 02時30分にはエコーaはエコーb, b₁の併合により発達している. aを構



第8図 レーダーエコーシーケンス、1988年7月14日22時30分～15日06時30分。陰影城がレーダーエコーで濃い方から強エコー、並エコー、弱エコーを示す。

成するエコーセル群が入れ替わっているので a' に符号を付け替えてある。エコー c, d, e はそれぞれ東進しながら発達している。03時30分ではエコー e は東進し、その西にはエコー f が発生している。04時30分にはエコー c, d はエコー a' に併合している。同様に a' を a'' 付け替えてある。05時30分にはエコー a'' は南東に移動し始め、エコー e が沿岸海上に達している。

また、エコー頂高度については、毎正時ごとに 50 km



第9図 浜田の気象変化。

上から風、気温、降水の10分ごとの変化で、矢羽根1本は1 m/sを示す。

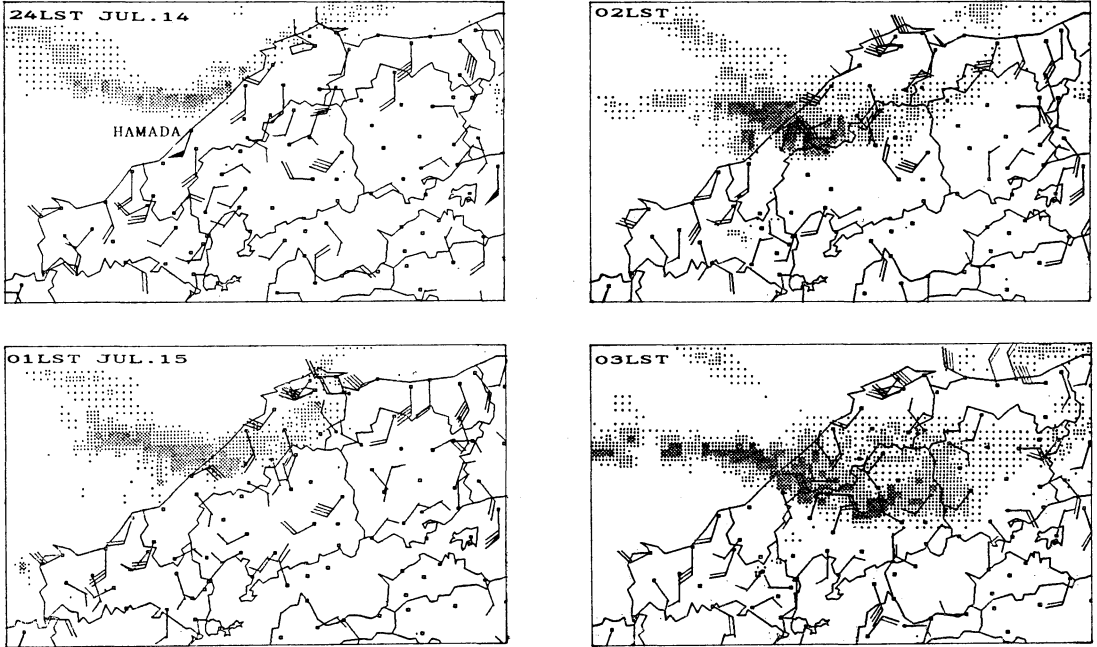
四方の最高高度が2 km きざみで観測されている。分解能は良くないが、エコー a' について高度変化をみると、14日23時には6～8 km であるが、15日00時には12～14 km と急速に発達している。

以上の結果をまとめると、エコー a' は構成するエコーセル群が入れ替わっているが、見かけ上は01時30分から04時30分まで停滞しており、風上にできたエコー b, b₁, c, d, が次々に併合している。さらに、エコー d の風上で発生したエコー e と f は、停滞することなく豪雨域を通過している。このように既存のエコーの風上側に新しいエコーが次々と発生し、メソβスケールの帯状エコー群を形成することは58豪雨 (Watanabe and Ogura, 1987) や60豪雨 (渡部と栗原, 1988) においても同様であった。また、1983年9月6日の福岡市の豪雨 (早川等, 1989) でも同様な特徴があった。

5. 豪雨近傍のアメダスの解析

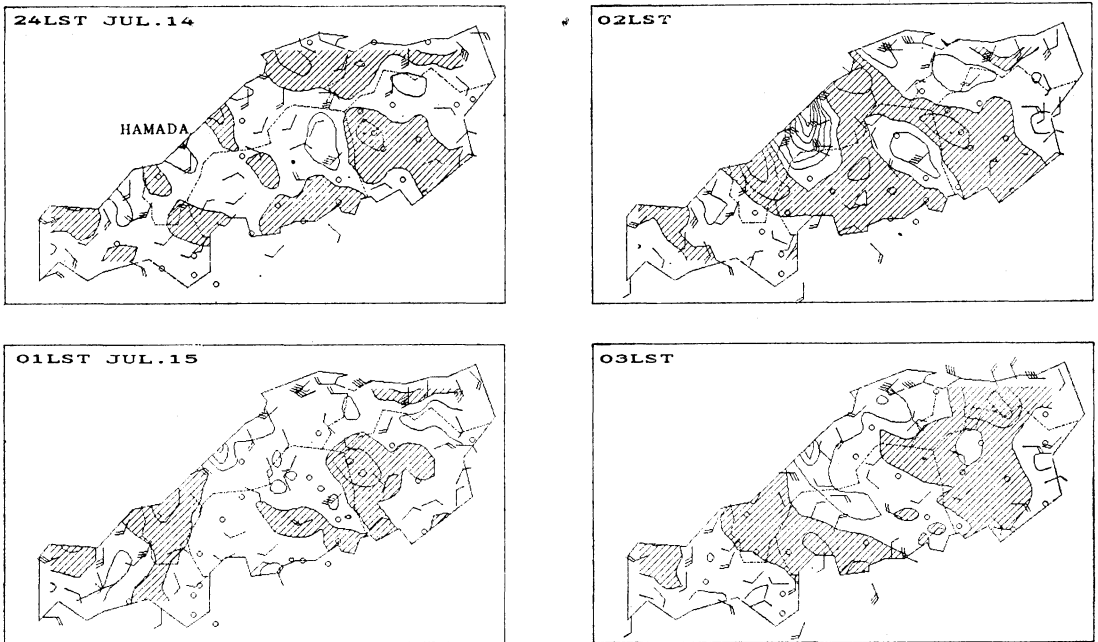
第9図は10分毎の浜田の風向風速・気温・降水量のシーケンスで、矢羽根1本は1 m/s でペナントは5 m/sを示す。雨が降り始める20分前の00時40分から南西風が北東風に変っている。これは強エコーからの outflow を観測していると思われる。雨量のピークは02時10分から04時40分までと、05時30分から06時20分までの2つがある。第8図のレーダーエコーと対応させてみると、最初のピークはエコー a' にエコー b, b₁, c, d が併合したことによる。また、次のピークはエコー e の通過時に一致する。一方、気温の変化をみると、雨の降り始める直前から下がり、02時には約3°C 下がっている。この気温低下は後に述べるように降雨に伴うものと考えられる。

第10図は14日24時から1時間ごとのアメダスによる地上風と松江・広島合成レーダーエコーを重ね合わせた



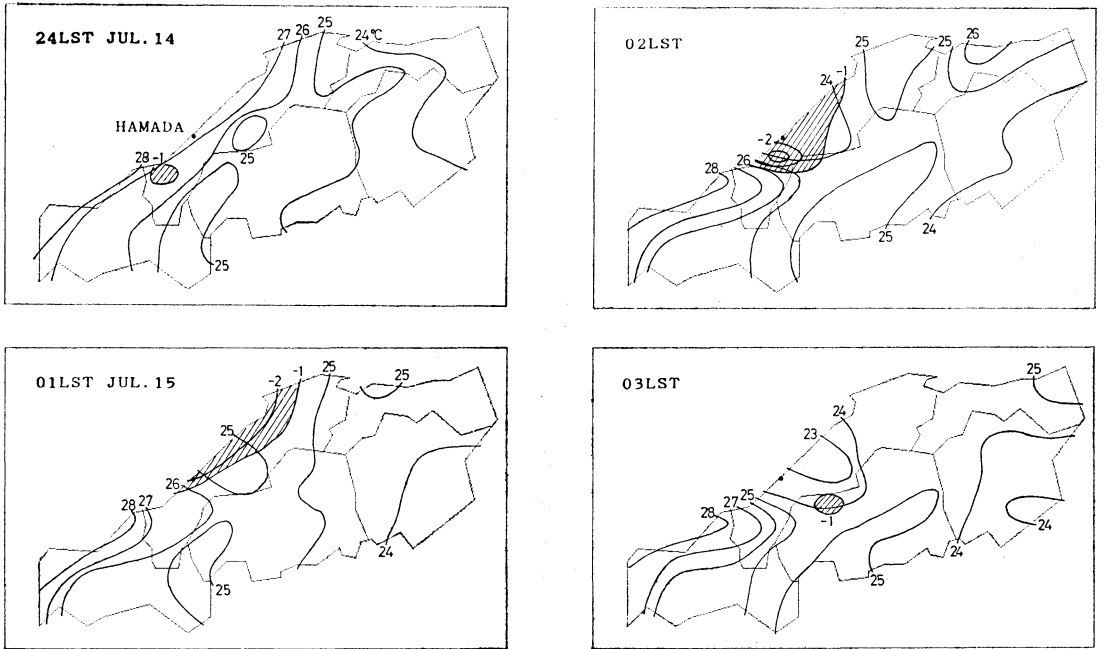
第10図 地上風とレーダーエコー。

陰影域がレーダーエコーで濃い方から強エコー，並エコー，弱エコーを示す。矢羽根1本は1m/sである。



第11図 地上風の収束域。

矢羽根1本は1m/s，斜線域は収束域で等値線は $5 \times 10^{-5}/s$ ことである。



第12図 気温分布と前1時間差。

実線は気温の等値線，斜線域は1°C以上の気温降下域を示す。気温の高度補正は0.55°C/100mである。

図である。陰影域がエコー域で濃い方から強エコー，並エコー，弱エコーを示す。また，矢羽根一本が1 m/sの風である。

24時には浜田は強エコーの南にあたり，南西5 m/sの風が吹いている。エコーの南側ではほぼ南よりの風がそろっている。01時には強エコーが島根県中部に進入し始め，同時に浜田の風は東北東に変わっている。次の時刻の02時には島根県中部に強エコーが進入し，その周囲の地上風は豪雨域の downdraft に伴う明瞭な outflow を観測している。しかし，強い gust は観測されていない。

アメダスを用いて計算した収束発散をみると（第11図），浜田より南西の島根県西部に $5 \sim 10 \times 10^{-5}/s$ の収束域があり，豪雨域の20~40 km 南にあたる。これは南西風と outflow が作り出している収束域である。一方，浜田の北東には outflow による発散域がある。特に02時の島根県中部山地への強エコーの進入（第10図）に伴い，島根県中部に顕著な発散域を観測している。これらの収束域と発散域は豪雨期間を通してほぼ定常的に存在していた。

次に気温分布と前1時間気温差を調べると（第12図），14日24時には山口県から島根県の日本海沿岸は27°C以上の高温になっている。一方，鳥取・広島県は24~25°C

である。レーダーエコーがかかり始めた01時には，浜田から島根県東部の日本海沿岸で25°C前後の気温に下がっている。続いて02時，03時にも浜田のすぐ北を中心に気温が下降している。山口県沿岸とは4°C以上の気温差があり，気温傾度が大きい。

前1時間の気温下降量をみると，01時には浜田から日本海東部の日本海沿岸で2°C下がり，02時には浜田のすぐ南で3°C下降している。しかし，03時では広島県北部で1°Cとなり，その後も大きな気温変化はない。この気温下降は降水に伴う下降であると思われるが，中国山地にさえぎられ南下していない。

6. まとめ

ここまで述べてきたことから次のようにまとめることができる。

(1) 成層状況は山陰におけるこれまでの集中豪雨時とほぼ同じで，豪雨直前には大きな対流不安定となっていた。豪雨直前のCAPEの大きさは米子で $1,160 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ，福岡では $2,490 \text{ m}^2/\text{s}^2$ となっていた。

(2) 静止気象衛星の観測によると，豪雨域で急激に発達したメソβスケールのクラウドクラスターに，西から移動してきたメソβスケールのクラウドクラスターが次

々に併合して1時間に60mm以上の豪雨が持続した。

(3) 豪雨期間の前半は、メソβスケールのエコーセル群が見掛け上豪雨域に停滞していた。この風上で次々に新たなエコーセルが発生し豪雨域で併合していた。後半は風上で発生したメソβスケールのエコーセル群が豪雨域を通過していた。

(4) 豪雨域の downdraft に伴い顕著な outflow が観測された。豪雨域の南20~40 km に収束域があり、また浜田の北東には大きな発散域があって、これらは豪雨期間を通してほぼ定常的に存在した。

(5) 気温の前1時間差を調べると、豪雨にともない、2~3°C の気温下降が見られたが、中国山地にさえぎられて南下していない。

謝 辞

気象衛星資料については気象衛星センターに、またそのほかの資料について気象庁予報課にお世話になった。また、笹原秀一松江地方気象台長には本稿を閲読して頂き、貴重な助言を頂いた。ここに厚くお礼申し上げます。

参考文献

Bluestein, H.B. and M.H. Jain, 1985: Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1711-1731.

長谷川隆司・二宮洗三: 静止気象衛星データからみた長崎豪雨(1982年7月)の特徴, *天気*, 31, 565-572.

早川誠而・鈴木義則・前田 宏・元田雄四郎, 1988: 1983年9月6日の福岡市における豪雨の特徴(1) レーダーエコーを主とした解析, *天気*, 36, 127-133.

Ninomiya, K., H. Koga, Y. Yamagishi and Y. Tatumi, 1984: Prediction experiment of extremely intense rainstorm by a very fine mesh primitive equation model. *J. Met. Soc. Japan*, 62, 273-295.

T. Akiyama, M. Ikawa, 1988: Evolution and Fine Structure of a Long-lived Meso- α -Scale Convective System in a Baiu Frontal Zone, Part II: Meso- γ -scale Characteristics of Precipitation. *J. Met. Soc. Japan*, 66, 351-371.

Ogura, Y., T. Asai and K. Doi, 1985: A case study of a heavy precipitation event along the Baiu Front in Northern Kyushu, 23 July 1982: Nagasaki heavy rainfall. *J. Met. Soc. Japan*, 63, 883-900.

渡部浩章, 1984: 昭和58年7月豪雨の解析. *天気*, 31, 739-746.

Watanabe, H. and Y. Ogura, 1987: Effects of orographically forced upstream lifting on meso-scale heavy precipitation: A case study. *J. Atmos. Sci.*, 44, 661-675.

渡部浩章・栗原和夫, 1988: 島根県南西部の豪雨の解析—昭和60年7月6日—. *天気*, 35, 615-624.

日本気象学会1991年度春季大会の報告

日本気象学会1991年度春季大会は、1991年5月22~24日に気象庁で行われた。参加者数は過去最高の581名で、うち一般会員が437名、学生会員が98名、会員外の参加が46名であった。第2日の午後には、総会に続いて、学会賞と藤原賞の授賞式と記念講演があり、「炭素循環を考える」というテーマで大会シンポジウムが行われた。また、大会前日と最終日に4つの研究連絡会による個別の研究会が4件開かれた。なお、大会参加費は2000円(一般会員)に改定された。

講演件数はやはり過去最高の285件で、うち第1種講演が196、第2種講演が81、ポスターが8であった。第2種講演として申し込まれた講演のうち、予稿の書き方が第2種の要件を満たさないためプログラム編成時に第

1種に変更されたものが30件あった。このような予稿チェックは今後も行い予定である。

大会は無事終了することができたが、改善を要する問題も少なくない。特に、会場の混雑は年々ひどくなってきており、この点には講演企画委員会としても問題意識を持っている。大会そのものの性格づけや、研究発表のあり方については、会員にアンケート(6月号参照)をお願いし、会員のご意見を参考にしながらよりよい大会のあり方を検討していきたい。

今大会事務局として大会準備・運営にご尽力頂いた東京大学の皆様には深く感謝致します。

講演企画委員会