

東海豪雨をもたらした降水システムの構造と 豪雨のメカニズム

名古屋大学 大気水圏科学研究所 坪木和久
名古屋大学 大気水圏科学研究所 金田幸恵
名古屋大学 大気水圏科学研究所 若月泰孝

1 はじめに

2000年9月11日から12日にかけて東海地方で記録的な豪雨が発生した。この2日間で名古屋市にある名古屋地方気象台で567mm、東海市で589mm、また1時間降水量の最大は名古屋で11日19LST(日本標準時)に93mm、東海市で同時刻に114mmが観測された。このような強い降水は日雨量としては過去になく、名古屋の年平均降水量が1535mmであるので、24時間でその約3分の1が降ったことになる。この強い降水は、知多半島から名古屋周辺に集中しており、まさに時間的にも空間的にも「集中豪雨」¹といえる。この豪雨によって非常に大規模な被害が出た。その災害の詳細については本報告の他の部分に多くの報告がある。

今回の豪雨は確かに記録破りであったが、東海地方周辺でこのような豪雨が過去に無かったわけではない。大きな被害が出た豪雨としては、1972年7月(昭和47年7月豪雨)、1974年7月、1976年9月、1979年9月、1983年9月、1991年9月などが最近ではあり、特に東海地方は昭和34年には死者5000人以上が出た伊勢湾台風を経験している。これらの豪雨の多くは梅雨期または秋雨期にそのほとんどが発生しており、特に秋雨期には今回のように台風と関連して豪雨が発生することがある。

上記の豪雨の中でも梅雨期に発生した1972年7月12日から13日「昭和47年7月豪雨」についてはよく調べられており、今回の豪雨を考える上でも参考になる。Takeda(1981)と瀬下・田中(1975)はこの豪雨の降水特性を調べており、紀伊半島南東斜面から伊勢湾、知多半島を斜めに横切り、西三河から東濃地方にかけて、南西から北東に降水域がのびていたことを示した。特に愛知県西三河地方から岐阜県東濃地方に降水が集中していた。このとき愛知県西加茂郡小原村で、7月12日から24時間で281mmを記録した。今回の東海豪雨はその2倍の降水が24時間で発生しており、これと比べても強い降水であったことが分かる。小花(1976)は、レーダーエコーの解析を行い、豪雨発生するとき集中豪雨域近くの風上側で、走行が異なる2つの帯状レーダーエコーが合流するのを観測しており、降水のピークに対応してエコーの合流がみられたことを示した。またそれぞれのピークはエコーの合流後、10~20分後に起っていることを示した。この昭和47年7月豪雨は、梅雨期に発生しているが、今回の東海豪雨といくつかの共通点がある。大規模場において前線が南西から北東にのびていたこと、紀伊半島南東斜面から、北東に降雨域がのびていたこと、帯状エコーがみられたことなどである。一方で、このときは台風がなかったことは環境場について大きな違いである。また、豪雨をもたらした降雨帯はこのときは南西から北東にのびていたが、東海豪雨の時は南北にのびて停滞していた点が大きく異なっている。

¹ 「集中豪雨」という言葉はもともと災害に関係したジャーナリズムの言葉で、気象学的な定量的定義はなく、1958年7月1日浜田市の豪雨の時に新聞記者によって作られたといわれている。学術的には「豪雨」または「大雨」(英語では heavy rain, heavy rainfall) という。一般に1日あたり100mmを越す雨が降ったとき、あるいは年平均雨量の10%程度の降雨があったとき、災害が起りやすいといわれており、このような雨を「豪雨」という。一般的な認識として集中豪雨というのは、比較的短い時間(たとえば数時間から1日程度)に、比較的狭い領域(たとえば数100km×数100kmの領域)に数百ミリメートルという強い降水のことを指す。

本稿ではこの東海豪雨について、気象学的な立場から降水の状況についてまとめ、豪雨をもたらした降水システムの構造と、豪雨のメカニズムについて調べた結果をまとめる。本研究の目的は、東海豪雨をもたらした降水システムはどのような構造をしており、それはどのような時間発展をしたのかということ、なぜ多量の降水が空間的に集中して発生したのかということをも明らかにすることである。

2 降水の状況

まず、東海豪雨時に観測された地上の降水の特徴をまとめる。図1は、1時間降水量で114mmを記録した東海市のアメダスによる時間降水量とその積算値の時間変化である。1時間降水量の時間変化の特徴は11日19LSTにおける急激な立ち上がりである。同様の降水についての時間変化が名古屋でも見られた。これは後に示す降雨帯のシフトに対応するもので、このような時間降水量の急激な立ち上がりは、1982年(昭和57年)7月23日から25日に、長崎県を中心に発生した「昭和57年7月豪雨」、いわゆる「長崎豪雨」のときにもみられた。このときもやはり降雨帯の侵入と停滞に対応していた。

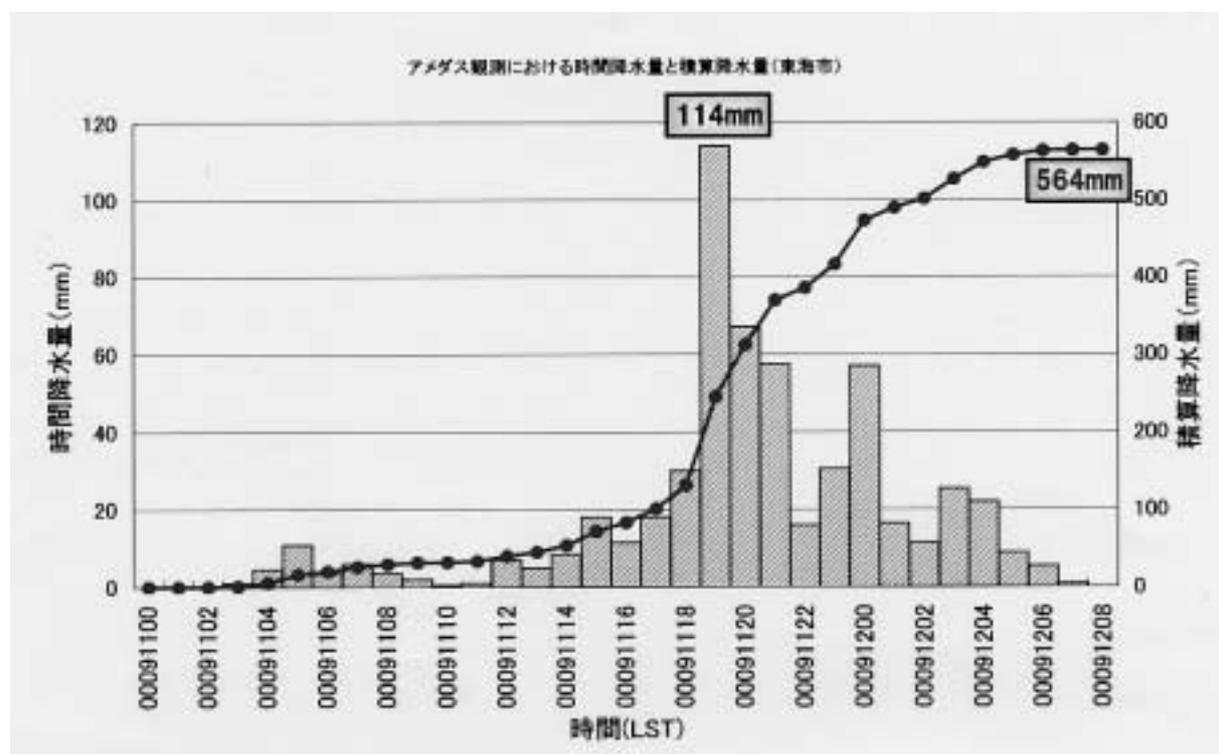


図1: 2000年9月11日から12日の東海市のアメダス観測による1時間降水量(棒グラフ)と積算降水量(折れ線グラフ)の時間変化。

図1の時間変化を見ると11日18LSTから12日00LSTの間に特に強い降水が発生しており、それ以降は降水は弱まっている。そこで降水の期間を11日12~23LSTと12日00~08LSTに分けて、それぞれの期間の総降水量の分布を図2に示す。最も強い降水が東海市で起こっていたとき、この強い降水は知多半島から名古屋付近の狭い領域に集中していたことがわかる(図2a)。また、このとき紀伊半島の南東斜面においても、強い降水が見られる。アメダスなので、海上のデータは無いが、紀伊半島の南東側の降水は南西から北東の走向を持って、名古屋を中心とする

豪雨域につながっているように見える。このようなパターンは「昭和47年7月豪雨」の東海地方の豪雨においてもみられた。今回の降水分布はこのような南西から北東にのびる強雨域の中に特に強い降雨域が、知多半島から名古屋を通過して南北に分布していたことである。12日00LSTをすぎると降水パターンは変化し、豪雨域は名古屋の東に移動した(図2b)。この時刻付近で降水分布のパターンが変化したのは、その環境場が変化したためと考えられる。図2に示したそれぞれの期間の平均の地上風をみると、図2aの期間では東海地方東部から静岡付近に豪雨域に向かう南東風が顕著である。その後、図2bの期間になると、この南東風はみられなくなり、南風になっている。この豪雨域に吹き込むような南東風については後に触れる。

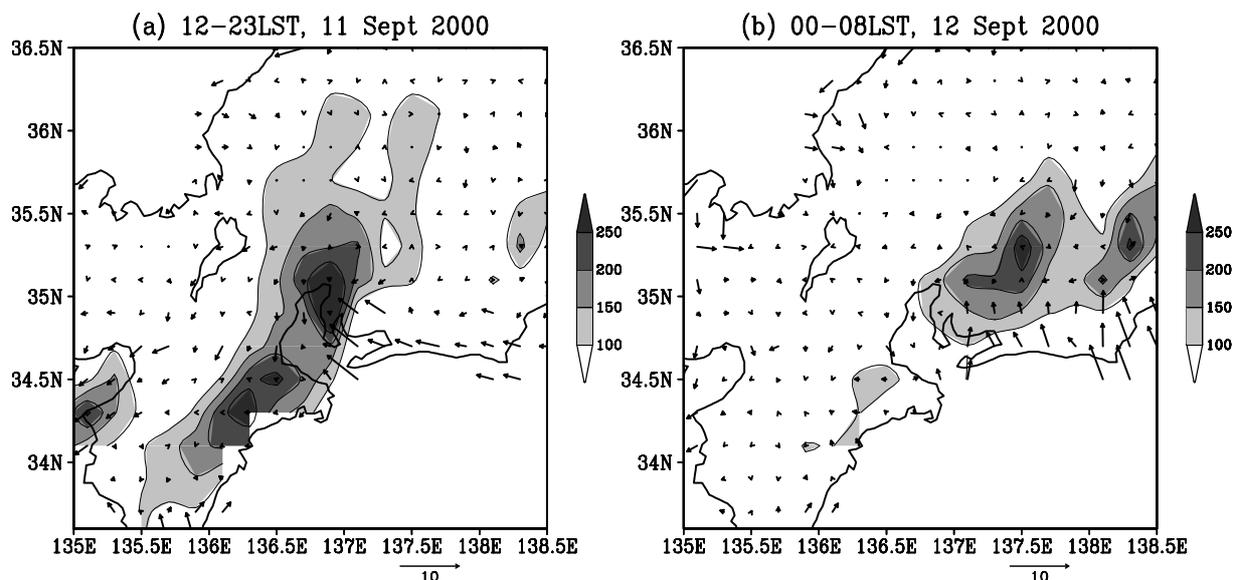


図2: アメダスから求めた総降水量の分布とそれぞれの期間の平均の地上風の分布。(a)2000年9月11日12LSTから同日23LST、(b)2000年9月12日00LSTから同日08LST。

3 大規模場の特徴

本節では気象庁の全球客観解析を主に使用して、東海豪雨発生時の大規模場の特徴をまとめる。まず気象衛星GMSから、10日2030LSTには台風14号が133°E、24°Nにあり、一方で東シナ海から朝鮮半島南端を通過して、東北・北海道にかけて本州に沿うように、秋雨前線に伴う雲帯が見られる(図3a)。東海豪雨の大規模な環境場の特徴はこれらの台風と秋雨前線の両方が存在したことである。秋雨前線に伴う雲帯は11日にかけて南下し、一方で台風14号は北西に進み11日2030LSTには130°E、26°Nに達した(図3bc)。この間に、台風の北東側で形成された最外降雨帯が、ちぎれて東海地方に達している。これに対応した比較的弱い降水が、11日03~09LSTに見られる(図1)。その後、秋雨前線の南下とともに東海地方には雲の塊、クラウドクラスターが発生している。

気象庁全球客観解析からわかる大規模場の特徴は次の通りである。2000年9月11日21LSTには、台風と台風の北東にある高気圧の間で、東海地方に南東風が吹いている様子が見られる。また、日本列島に沿って温度傾度の大きな帯があり、これは秋雨前線に対応している。(図4a)。この秋雨前線は水蒸気傾度の大きな帯となっており、その南側では台風から東海地方にのびるように水蒸気混合比の大きな部分があり、水蒸気が南東風によって東海地方に運ばれている様子が見られる(図4b)。500hPaでは高気圧は顕著に見られ、東海地方の南東海上では925hPaと500hPa

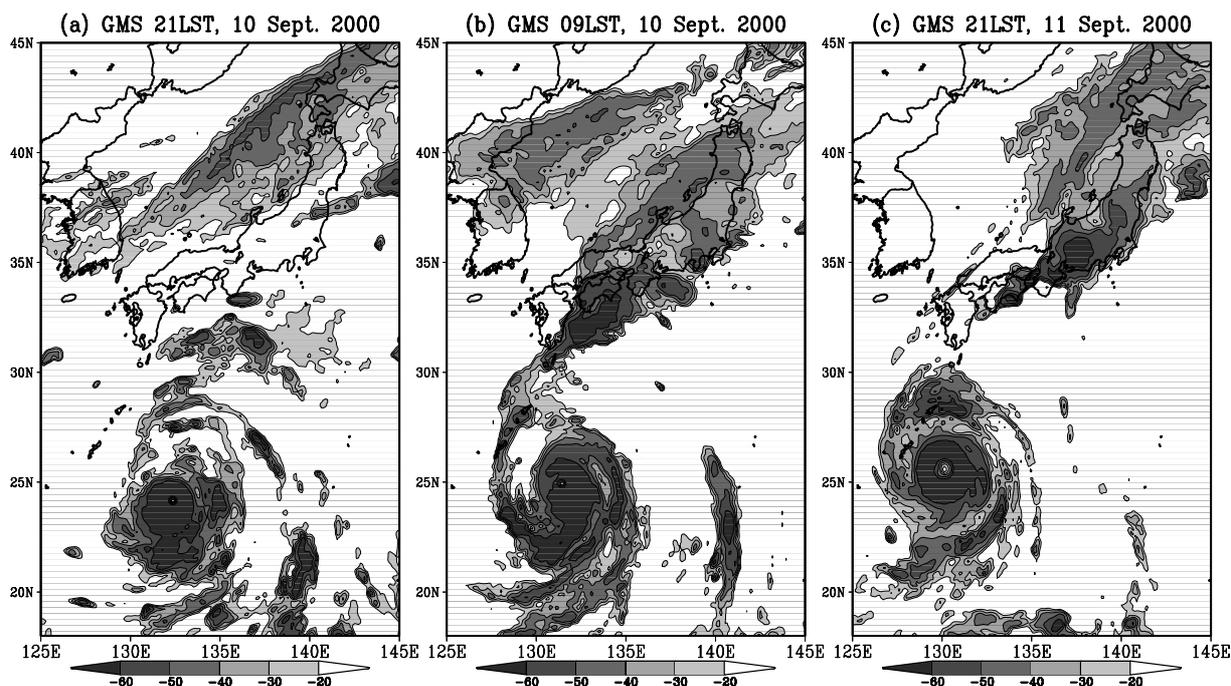


図 3: 気象衛星 GMS から見た大規模場の雲分布。(a)2000 年 9 月 10 日 2030LST、(b) 同月 11 日 0930LST、(c) 同月 11 日 2030LST。

の間に顕著なシアーは見られないが、秋雨前線に近い東海地方では、下層南東風、上層南西風のように顕著なシアーが見られる(図 4c)。大規模場として、台風と高気圧があることによる下層の南東風が水蒸気を供給することと、秋雨前線があることで南北温度傾度に対応した温度風が存在し、下層から上層に向かって時計回りに回転するシアーが形成されたことが、東海豪雨の発生の環境場として重要である。

大規模場の時間変化を見るために、2000 年 9 月 10 日から 12 日にかけての浜松と米子の相当温位の時間高度断面を図 5 に示す。浜松では 11 日 15LST (06Z) から 12 日 09LST (00Z) にかけて 850hPa 以下の下層に相当温位の高い気塊が入り込み、一方で 850hPa から 650hPa に相当温位の低い気塊が入り込んでいる。そのため 700hPa より下層では対流不安定な成層が維持されていた。また豪雨の発生していた 11 日 21LST (12Z) では下層の南東風が強化されており、水平風は高さとともに時計回りに回転し、500hPa より上空では南西風が強くなっている。これは暖気移流を示している。一方、米子ではその時刻には 800hPa より下層に顕著な相当温位の低い北東風が入り込んでいる。こちらは対流安定な成層となっている。

客観解析でも示されたが、浜松に見られるような下層の温かく湿った流れの進入と時計回りに回転する鉛直シアーが豪雨の環境場として重要である。

4 豪雨の構造

梅雨期に東シナ海でしばしば発達した積乱雲で構成されるクラウドクラスターとよばれる雲群が発生し、九州や西日本に豪雨をもたらす。それと同様の発達した積乱雲で構成されたクラウドクラスターが、東海豪雨の発生時に秋雨前線に沿って東海地方付近で発生していた様子が、GMS の赤外画像で観測された。図 6 は、2000 年 9 月 11 日 1830LST の東海地方を中心とする赤外画像で、紀伊半島上と東海地方に直径 200km ほどの発達したクラウドクラスターが見られる。東側のクラウドクラスターが東海地方で発達始めた 1730LST ごろ、このクラウドクラスターの西端で降

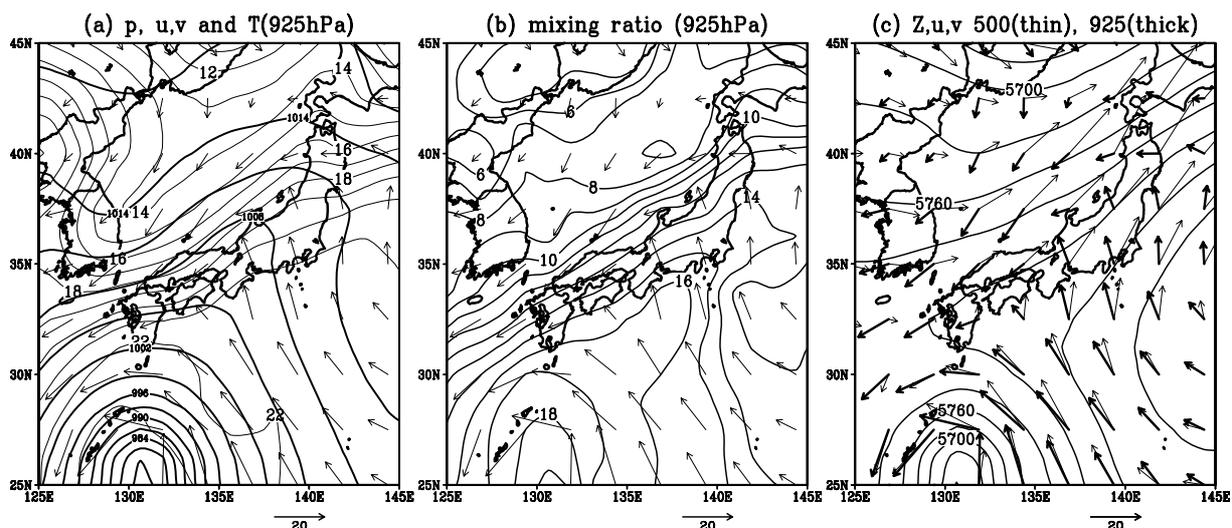


図 4: 気象庁全球客観解析から作成した 2000 年 9 月 11 日 21LST の大規模場。(a) 地上気圧 (太実線; hPa) と 925hPa の気温 (°C) および水平風 (矢印) (b) 925hPa の水平風 (矢印) と水蒸気混合比 (等値線; $g\ kg^{-1}$) (c) 500hPa の高度 (等値線; m) と水平風 (細い矢印) および 925hPa の水平風 (太い矢印)

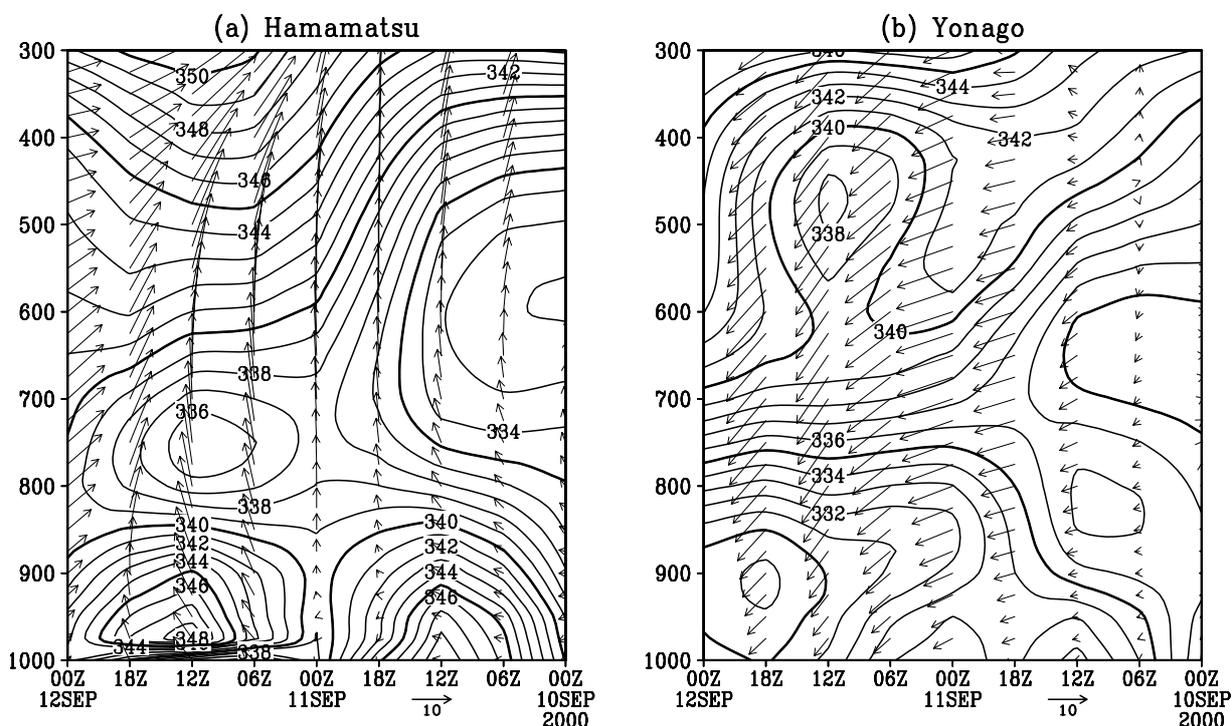


図 5: 2000 年 9 月 10 日から 12 日にかけての (a) 浜松と (b) 米子の相当温位と水平風の時間高度断面 (時間は世界標準時 UTC で、LST = UTC + 9)

雨帯が形成され、豪雨が始まった。これらのクラウドクラスターは上空の南西風に流されて、北東に移動する(図7)。その移動速度は 20 m s^{-1} 程度で、ほぼ上空の風に対応している。図7に見られる2つの低温域は図6の2つのクラウドクラスターが変化しながら北東に移動するのに対応したものである。

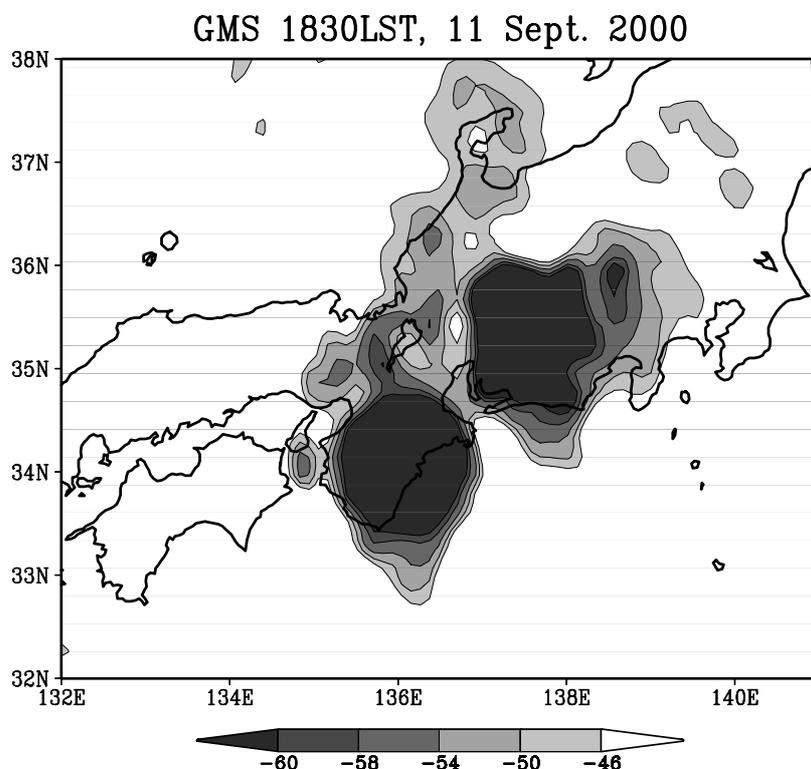


図6: 2000年9月11日1830LSTの気象衛星GMSの東海地方を中心とする赤外画像。

次に雨の分布の時間変化を見るために、気象庁レーダーの高度2kmの一定高度表示(CAPPI)データを用いて、 $34.7 \sim 35.0^\circ \text{N}$ の帯状域で南北に平均した降雨強度の時間経度断面を図8に示す。これより11日14LST(05Z) ~ 1630LST(0730Z)のあいだには 136.6°E 付近に停滞する降水があること、それが17LST(08Z)頃、急に東に移動して、23LST(14Z)頃まで 136.7°E 付近に停滞している様子が見られる。前者は伊勢湾上に停滞する降雨帯に、後者は知多半島から名古屋を通過してその北までのびて停滞した降雨帯に対応している。降雨帯が東に移動してから、いくつかそれに合流するように西から移動してくる降水が見られる。この西から来るものが停滞する降雨帯のところに到達すると降水の強化が起こっているように見える。後者の降水システムが東海豪雨をもたらした降水システムである。

このように雲は上空の風に流されて南西から北東に速いスピードで移動するが、それと異なり降水システムはほぼ停滞するものとそれに西から合流するものが見られた。

なおここには示さないが、12日00LST以降は停滞する降水システムは無くなり、南西から北東に移動するものだけになる。結果として図2bに示したように降水域は東に移動した。

豪雨をもたらした降水システムのより詳細な構造を調べるために、中部電力の三国山ドップラーレーダーのCAPPIデータを解析した。このレーダーデータは3次元でデータがあり、様々な高度のレーダー反射強度の分布を知ることができる。

東海豪雨をもたらした降雨帯は、ほぼ南北の走向を持っていたので、その時間変化は、降雨帯の存在していた緯度帯で南北に平均した時間経度断面でみる事ができる。図9は三国山レーダーのCAPPIから作成した下層2kmと上空10kmの降水強度の時間経度断面である。高度2km

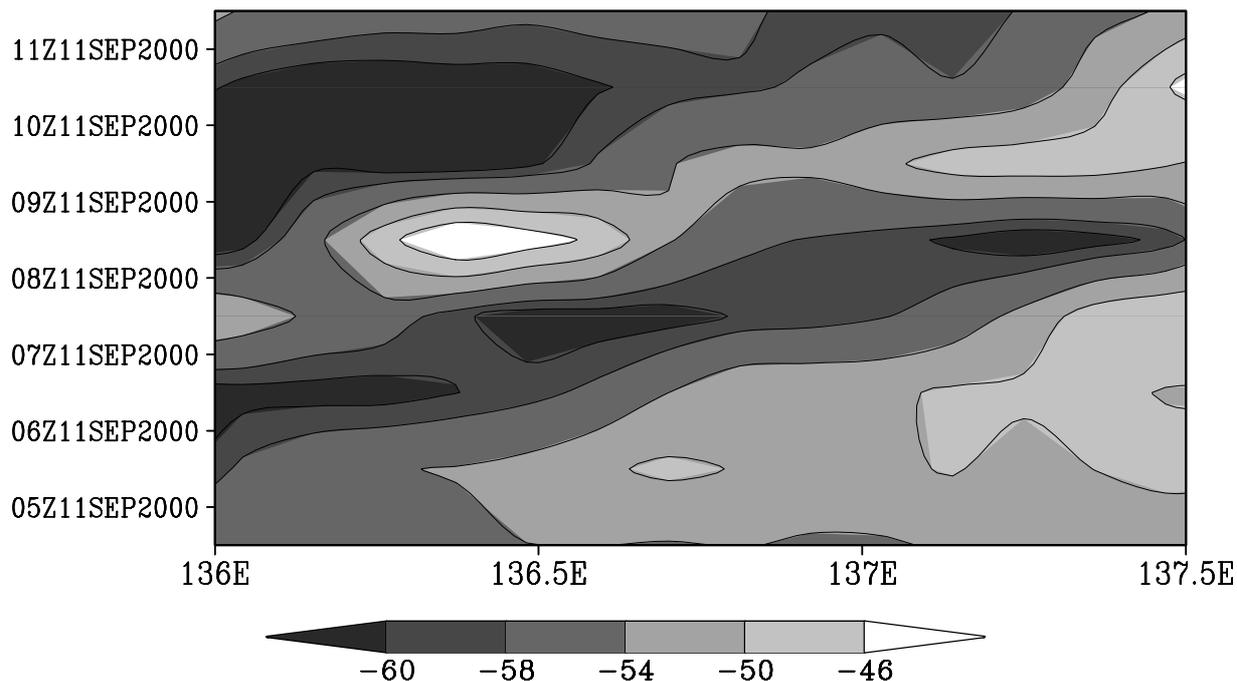


図 7: 2000 年 9 月 11 日 1430 ~ 2030LST の 33.5 ~ 35.5°N の帯状域で南北に平均した GMS 赤外データの時間経度断面。

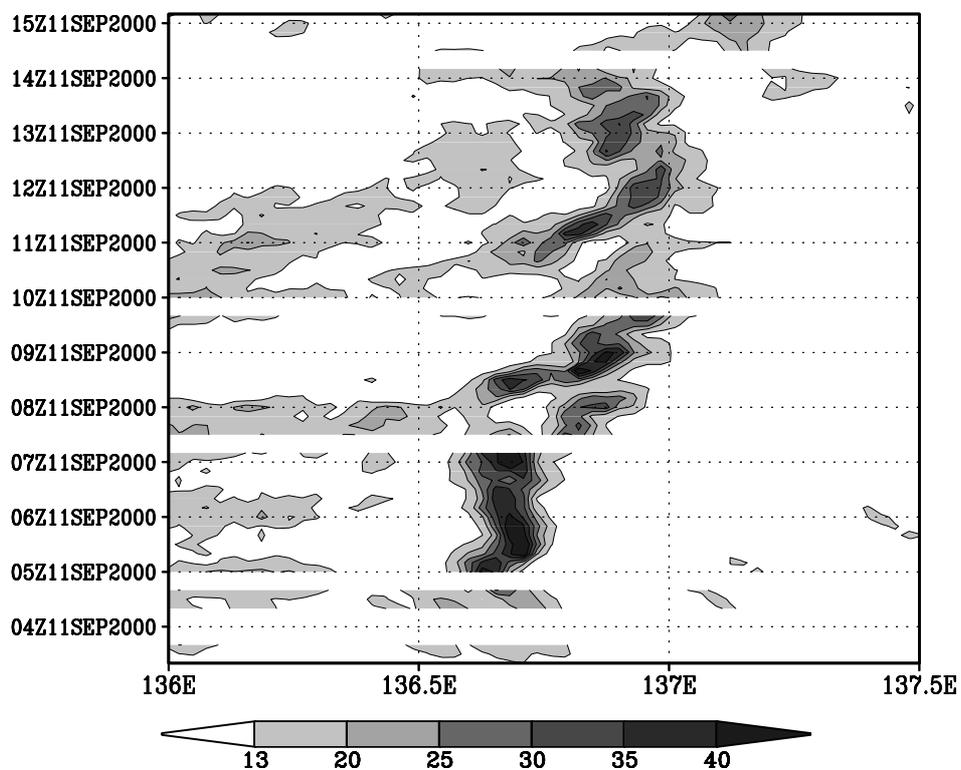


図 8: 2000 年 9 月 11 日 1430 ~ 2030LST の 34.7 ~ 35.0°N の帯状域で南北に平均した気象庁レーダーの高度 2km のデータの時間経度断面。

では(図9a)は、気象庁のレーダーの時間経度断面(図8)でみられたように、停滞する2つの降水帯がみられる。これを詳細に見ると降雨帯の東側には北西進する弱い降水セルがみられる。しかしこれは高度10km(図9b)にはみられないので、背の低い降水セルであることが分かる。AMeDASの平均の地上風(図2)はこのとき降雨帯の東側で東風成分をもっていることを示していた。これらの背の低い降水セルはこの東風成分によって降雨帯に合流するように移動した。

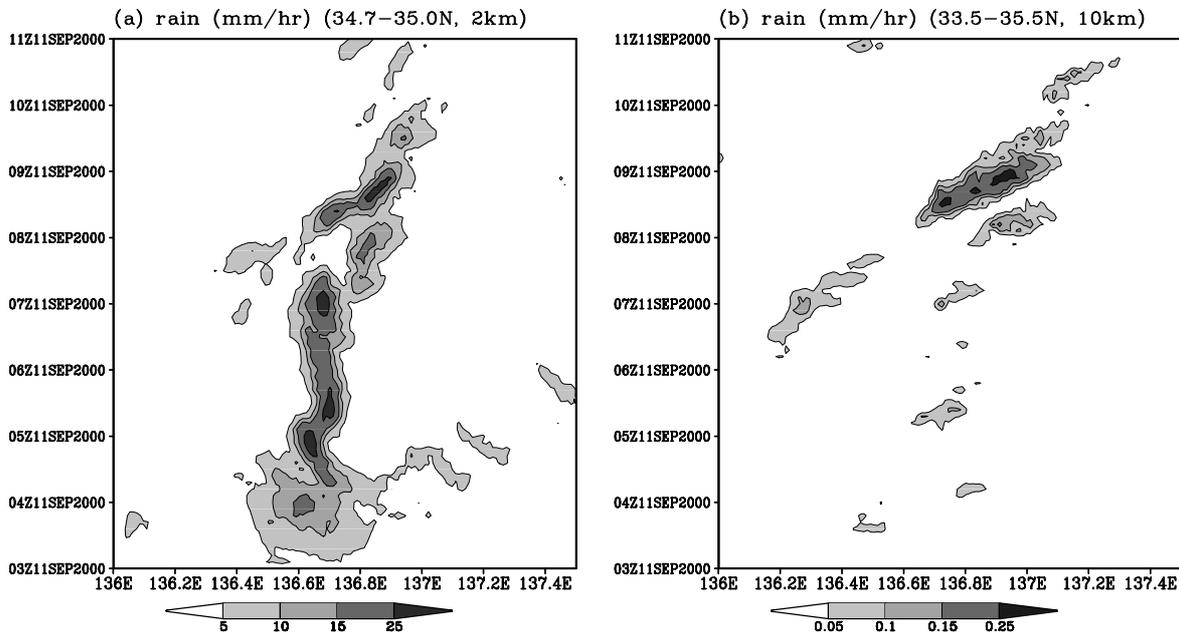


図9: 2000年9月11日12LST(表示は03Z)から同日20LST(11)の三国山レーダーから求めた降雨強度の時間経度断面。(a) 34.7 ~ 35.0°Nの帯状域で南北に平均した高度2kmの降雨強度(mm hr⁻¹)、(b)33.5 ~ 35.5°Nの帯状域で南北に平均した高度10kmの降雨強度(mm hr⁻¹)。

一方で、降雨帯の西側には北西に移動する降水システムがみられる。特に顕著なものは、11日16LST(07Z)から18LST(09Z)にみられたもので、東に移動した2つ目の降雨帯のところに達するとともに強化されている。10kmの高度でもこの降水システムは紀伊半島南東斜面付近からみられはじめ、約9m s⁻¹で東に進んでいる。これは図7に示されたクラウドクラスターの半分以下の速度である。10kmの高度でもこの西から移動してきた降水システムは下層で停滞する降雨帯のところに到達すると顕著に発達しているようすがみられる。このような西からの降水システムの合流は図8からも分かるように、2つ目の降雨帯が形成された後、何度か起りそれとともに降水の強化が見られた。

次に、停滞した降雨帯の構造について三国山のレーダーデータを用いて示す。まず、11日14LST(05Z) ~ 1630LST(0730Z)にみられた降雨帯について示す。レーダーエコーから求めた降水強度の水平断面と南北および東西方向の鉛直断面を図10に示す。この期間、降雨帯は志摩半島から伊勢湾上に停滞していた。幅が30 ~ 40kmの非常に明瞭な降雨帯で、対流セルがつながることで形成された。南北方向の鉛直断面をみると降雨帯がいくつもの発達した対流性のセルで形成されていることが分かる。しかしながら、そのエコー頂は高々8km以下でそれほど高いものではない。

11日1630LST頃この降雨帯は突然衰退し、その東側に新しい降雨帯が形成する。この新しくできた降雨帯に西から移動してきた背の高いエコーが合流して、エコー強度が顕著に強まった。図11は合流したときのエコーの水平断面と南北および東西の鉛直断面である。断面を切った交点付近に発達したエコーが見られる。このとき既に2つ目の降雨帯が形成されていたが、西から移

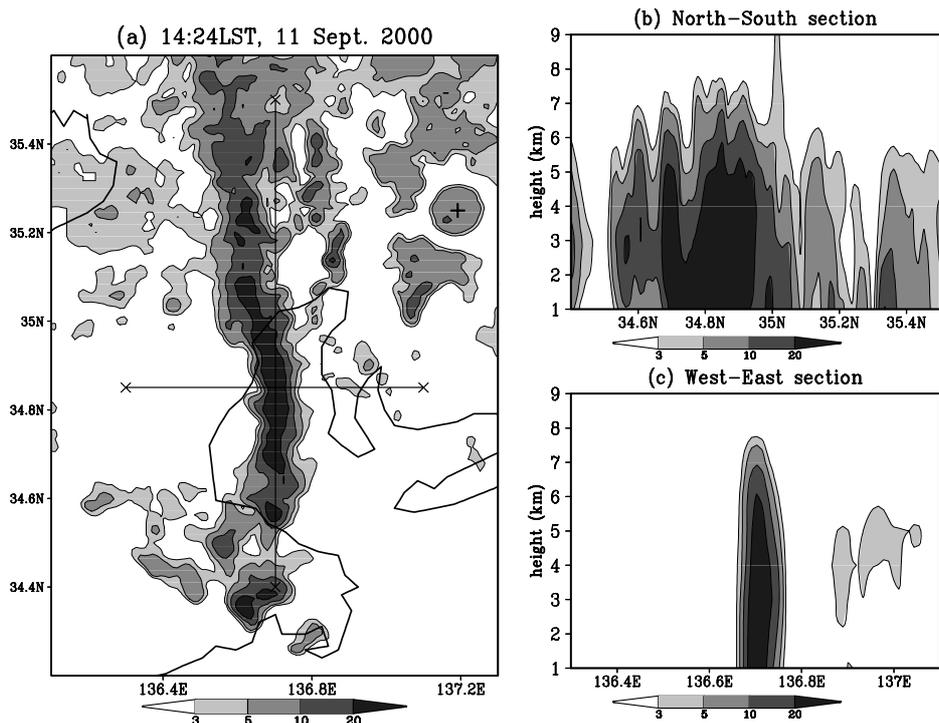


図 10: 2000 年 9 月 11 日 1424LST の三国山レーダーから求めた降水強度 (mm hr^{-1}) について、(a) 高度 2km における水平断面、(b) 南北方向の鉛直断面、および (c) 東西方向の鉛直断面。鉛直断面の位置は水平断面中に直線で示した。

動してきたエコーが合流して強化されることで、見掛け上その部分だけ西に移動したように見える。鉛直断面をみるとこの合流点付近ではエコー頂が 12km を越えるほど発達している。これらのことからエコーの合流は降水の強化を顕著にもたらしていることが分かる。

最後に、2 つ目の降雨帯が十分に形成され、南北にほぼ直線の走行を持つようになったときのエコーを図 12 に示す。降雨帯は多数の降水セルから構成されており、個々のセルは南から北に降雨帯の中を移動した。特に知多半島から名古屋付近にかけて発達しており、強い降水をもたらしている。この降雨帯の停滞により、図 1 にみられた東海市における 18 ~ 19LST の 114mm の降水がもたらされた。名古屋付近の東西の鉛直断面をみるとエコーは東に向かってやや傾いた形をしており、下層の東風成分、上層の西風成分といったシアーによるものと考えられる。

5 豪雨のメカニズム

以上のデータの解析の結果より、豪雨のメカニズムについて考察する。まず、大規模な場としては、台風と秋雨前線があり、台風は下層に湿潤な気塊を供給していた。秋雨前線があることで、温度風が顕著になり、その向は南西から北東であった。このため下層には南東風、上層には南西風という鉛直シアーになっていた。これは高層観測からも示され、特に豪雨時にはこのシアーが顕著であった。

次にレーダーエコーから、南北にのびる降雨帯が形成されている様子がみられた。この降雨帯の東側では下層に南東風があり、背の低い降水セルが北西進して、降雨帯に合流した。これは下層の雲水を提供するのに有効である。伊勢湾上にあった一つめの降雨帯が消滅し、2 つめの降雨

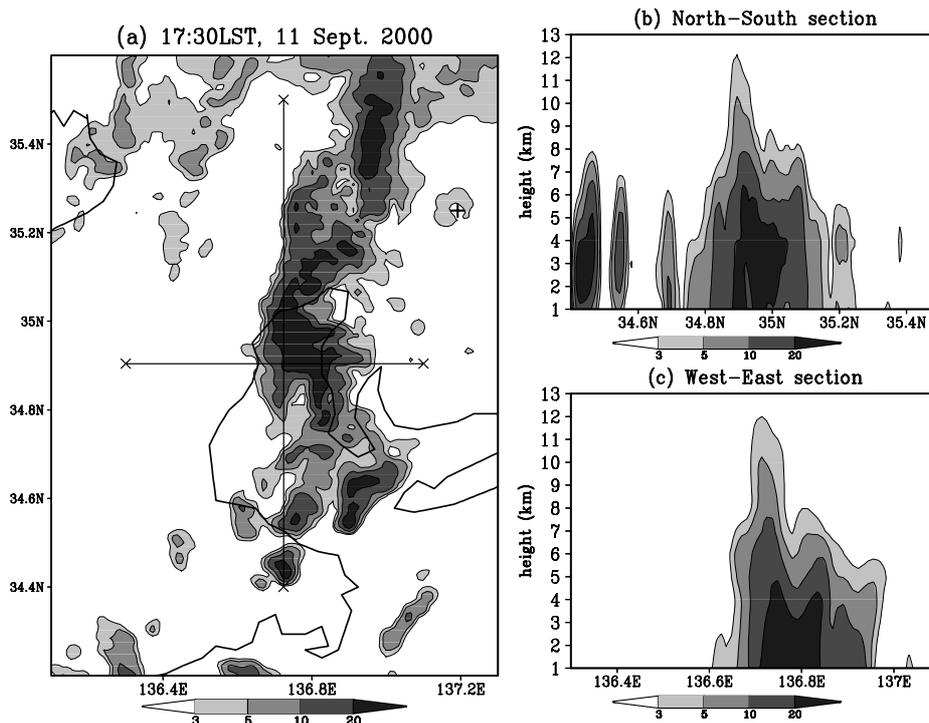


図 11: 2000 年 9 月 11 日 1730LST の三国山レーダーから求めた降雨強度について、(a) 高度 3km における水平断面、(b) 南北方向の鉛直断面、および (c) 東西方向の鉛直断面。鉛直断面の位置は水平断面中に直線で示した。

帯ができたとき、西側から降雨帯に合流し降雨帯のところで顕著に発達する降水システムが、いくつかみられた。この西からの降水システムは紀伊半島南東斜面で発達し、上層の南西風で運ばれてきた背の高いものであった。このように高さの異なる降水システムが上記の鉛直シアーにより異なる動きをし、その結果としてエコーの合流が起ったと考えられる。

10km を越えるような背の高い雲は氷粒子を提供するのに有効である。しかも下層は湿潤で十分な雲水が存在していたと考えられる。このような場合、たとえば Iwanami et al. (1988) が北海道オロフレ山系南東斜面で示したような「種まき過程」による降水の強化が考えられる。尾鷲地方でも下層雲に中層雲が種まきしたと考えられる大雨が Takeda and Takase (1980) によって報告されている。

今回の東海豪雨では、これらのことより、下層に十分な雲水がある上に、氷粒子をもたらす上層雲が入り込んで、上層雲から氷粒子が供給され、下層の雲水を効率よく雨として降らせることで豪雨が発生したとする仮説が考えられる。東海豪雨発生時には激しい雷と大粒の雨が観測されたが、これらはあられの存在を示唆し、この仮説を支持している。

それではなぜ降雨帯が停滞したのかというのが次の問題としてあげられる。この停滞には下層の風場が重要と考えられる。図 2 に示した平均の地上風には、豪雨域に向かう顕著な南東風がみられた。これについてもう少し詳しく見る。図 13 には、1 つめの降雨帯がみられた時刻 (図 13a)、2 つめの降雨帯が顕著であった時刻 (図 13b)、および降雨帯が東に移動した後の時刻 (図 13c) の AMeDAS から求めた地上の降水と地上風の分布を示した。降雨帯が形成されていたときには東海地方東部では南東風が顕著で、降雨域に向かって吹き込むように吹いている。12 日になって降水域が東に移動したときにはこの東風成分はほとんど見られなくなっている。

この東風成分の時間変化を調べるために、AMeDAS データから北緯 34.9 度に沿う、降水、風

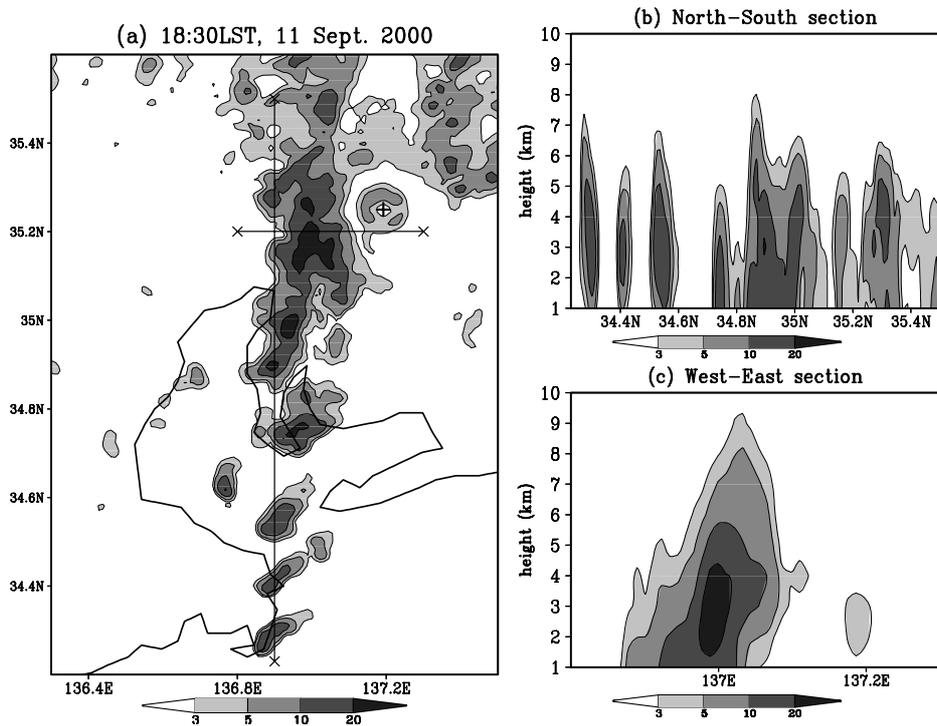


図 12: 2000 年 9 月 11 日 1830LST の三国山レーダーから求めた降雨強度について、(a) 高度 3km における水平断面、(b) 南北方向の鉛直断面、および (c) 東西方向の鉛直断面。鉛直断面の位置は水平断面中に直線で示した。

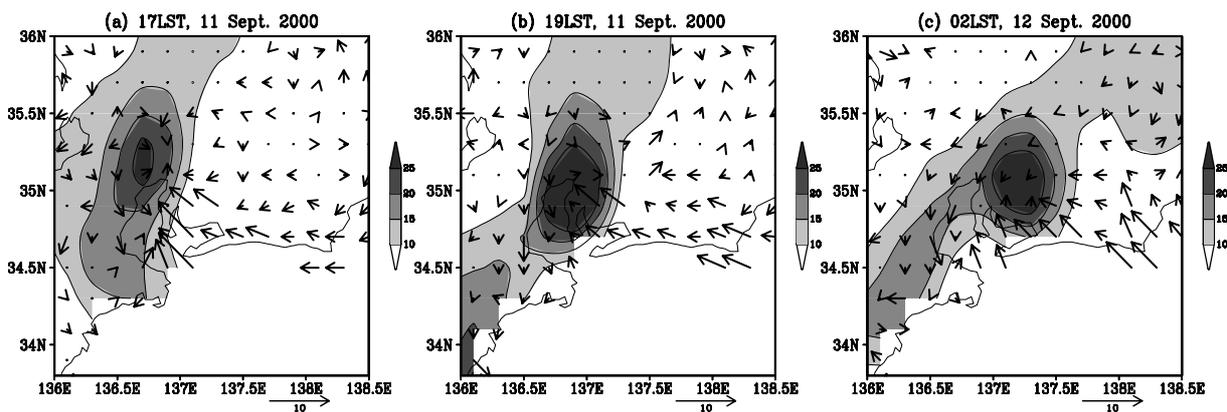


図 13: AMeDAS から求めた地上風と降水分布 2000 年 9 月 (a)11 日 17LST、(b)11 日 19LST、(c)12 日 02LST。

および気温の時間経度断面を図 14 に示した。降雨帯が形成される 11 日 14LST(04Z) に先だって、東風成分が顕著になりはじめている。その後、11 日 23LST(14Z) 以後に降水域が東に移動をはじめると、この東風成分は降水域の東側に顕著に存在している。降水域が東に移動をはじめるとともにこの東風成分はほぼ消滅している。また、温度の時間経度断面 (図 14b) からこの東風成分は、相対的に暖かいことが分かる。このように東側下層に東風成分が持続していたために、下層収束が持続し降雨帯が停滞したことが示唆される。

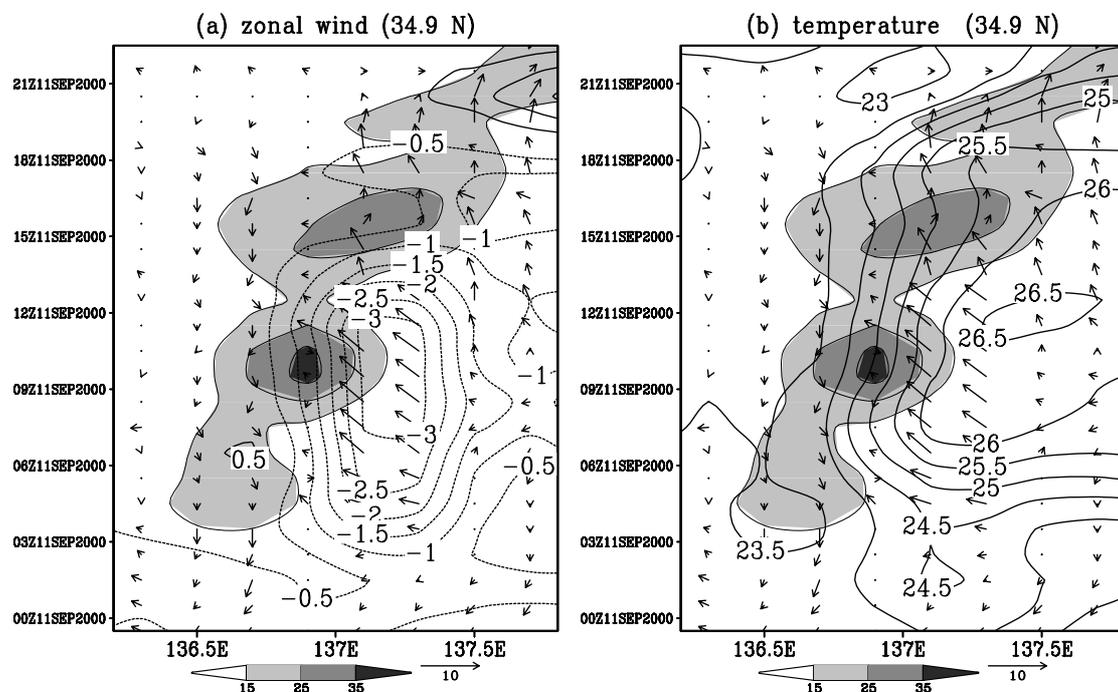


図 14: AMeDAS から求めた、北緯 34.9 度に沿う時間経度断面。(a) 降水強度 (グレースケール)、東西風速 (等値線 ; m s^{-1}) および水平風 (矢印)、(b) 降水強度 (グレースケール)、海面気温 (等値線 ; $^{\circ}\text{C}$) および水平風 (矢印)

今回の東海豪雨は、降雨帯の停滞と降水の強化の両方が同時に起ったことで、非常に強いものになったと考えられる。下層東風の存在により南北にのびる降雨帯が形成されたため、南西風によって移動してきた西からの降水システムが効率よく合流できた。このため昭和 47 年 7 月豪雨よりもはるかに効率よく多量の降水が形成された可能性が示唆される。

6 まとめ

2000 年 9 月 11 日から 12 日にかけて東海地方で、これまでの記録にないほどの強い集中豪雨が発生した。24 時間の総降水量は 500mm を越えるところが多く、これは年平均降水量の約 3 分の 1 である。この豪雨により洪水など大規模な災害が発生した。

本研究ではこの豪雨について気象学的な立場から、豪雨をもたらした降水システムの構造を調べ、豪雨のメカニズムを考察した。豪雨をもたらした降水システムは南北にのびる降雨帯であった。降雨帯は 1 つ目が伊勢湾上にでき、それが衰退するとともに、その東側の知多半島から名古屋を通して 2 つ目が形成された。2 つ目が形成されたとき西からこれに合流する降水システムがいくつかあり、それとともに降水の強化が起った。降水システムが持続していたときにはその東側に東風成分を持った下層風が顕著に維持されていた。

これらのことから南東風の下層収束が持続することで、降雨帯が停滞、維持され、その降雨帯に西から背の高い降水システムが合流することで、豪雨が発生したと考えられた。強い降水の形成は、上空の雲からの種まき効果により、下にある潤沢な雲水が効率よく降水に変換されることにより起ったことが示唆された。このように降水システムを停滞させるような大気場があり、それに雲の効率よい降水過程の両方が同時にはたらいたことにより、今回の豪雨が発生したと考えられる。

このような豪雨はメソスケールの現象であるので、その予測は非常に難しい。しかしながら災害対策や避難のためには、1時間から数時間前の予測が正確に出されることが必要である。こうした予測のためには、ドップラーレーダーなどを用いた実時間予測や雲解像モデルを用いた短時間予測が今後の課題になると思われる。もう一つの問題は情報伝達の方法である。多くの人に迅速に情報を伝達するのは非常に困難である。しかしながら最近では携帯電話とインターネットの発達により、これらを有効に利用すれば、これまで考えられなかったほど迅速で正確な情報伝達ができることが期待される。重要なことはそのシステムを構築することである。

謝辞

本研究を進めるにあたり、名古屋地方气象台、気象庁、気象業務支援センター、中部電力(株)(株)シーティーアイ、国土交通省、京都大学防災研究所、名古屋大学大気水圏科学研究所共同研究プロジェクトセンターよりデータの提供および支援をいただきました。また、京都大学の中北英一氏にはレーダーデータの使用にあたりさまざまなご協力をいただきました。ご協力をいただいた関係各位に記して感謝申し上げます。

本研究の解析は名古屋大学大気水圏科学研究所の服部美紀、川畑 玲、大東忠保、佐野哲也、高松尚子の協力により行われた。

参考文献

- Iwanami, K., K. Kikuchi and T. Taniguchi, 1988: A possible rainfall mechanism in the Orofure mountain range Hikkaido, Japan —The rainfall enhancement by a two-layer cloud structure. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 497–504.
- Takeda, T. and K. Takase, 1980: Radar observation of rainfall system modified by orographic effects. *J. Meteor. Soc. Japan*, **58**, 500–516.
- Takeda, T., 1981: Case study of the structure and formation of a heavy-rain band. *Journal. Natural Disaster Science*, **3**, 40–51.
- 小花隆司, 1976: 47.7 西三河集中豪雨のときに現れたレーダーエコーの合流現象。「天気」, **23**, 347–361.
- 瀬下慶長・田中隆一, 1975: 昭和47年7月12日～13日の西三河集中豪雨の降水解析。「天気」, **22**, 131–137.