

1. 東海豪雨の観測と解析

渡辺 真二*

1. はじめに

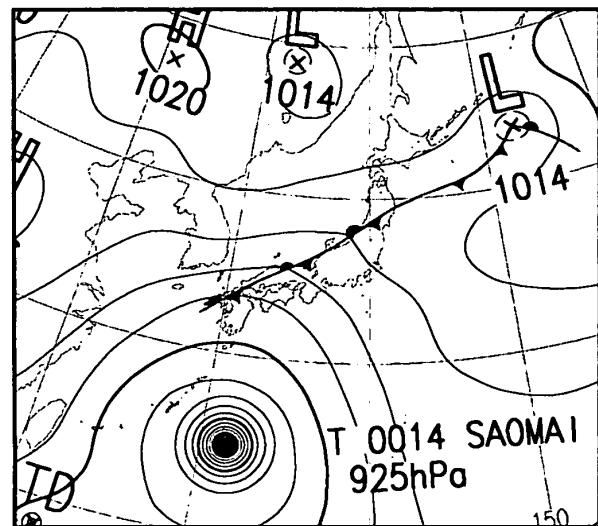
2000年9月11日から12日にかけて、日本付近に停滞する秋雨前線と南海上にあった台風第14号からの湿った気流との相互作用で、東海地方では広範囲で大雨となり、名古屋市やその周辺で記録的な雨量を観測する豪雨となった（以下、「東海豪雨」という）。東海豪雨の特徴としては、2日間に渡って比較的限られた範囲で雷を伴った激しい降水が続いた点があげられる。特に、名古屋の降水量は11日0時～12日24時までの2日間に平年の年間降水量1,535 mmの3分の1を超える567 mmを観測した。この降水の集中により、名古屋市及びその周辺の市町村では堤防の決壊、河川の溢水が相次ぎ、広範囲に浸水害や土砂災害も発生した。また、大雨ピーク時の11日夕方には、名古屋市緑区や知多半島に位置する南知多町や美浜町で竜巻が発生した。この東海豪雨がもたらした災害によって、死者7名、重軽傷者107名、床上浸水は24,609世帯、山崩れ・がけ崩れ251箇所に達する甚大な被害（2001年3月6日現在、愛知県県民生活部消防防災課調べ）が発生した。

本報告では、東海豪雨時の名古屋地方気象台及び気象庁の観測結果を基に、数値予報資料を加えた解析結果を述べる。

2. 東海豪雨の観測

2.1 気象概況

第1図に、11日9時の地上天気図を示す。日本付近には、北海道の東海上に中心を持つ低気圧から伸びる秋雨前線が停滞していた。本州上の秋雨前線は、見かけ上は停滞していたが、12日朝のうちにかけて上層のトラフが通過するのに伴い一時的に南下し、日中には再び北上している。一方、大型で非常に強い台風第14号は、11日9時には、南大東島の南南東約120 kmの海



第1図 地上天気図。2000年9月11日9時（日本時間）。

上にあって、ゆっくりと北西に進んでいた。台風第14号は、東海地方から1,000 km以上も離れた海上を進んだため、本州に直接の影響を与えることはなかったが、秋雨前線の暖域側に多量の水蒸気を供給する役割をはたした。なお、太平洋高気圧は、11日9時にかけ日本付近での張り出しは弱まっているが、その後12日にかけて、再び日本付近での張り出しを強めている。

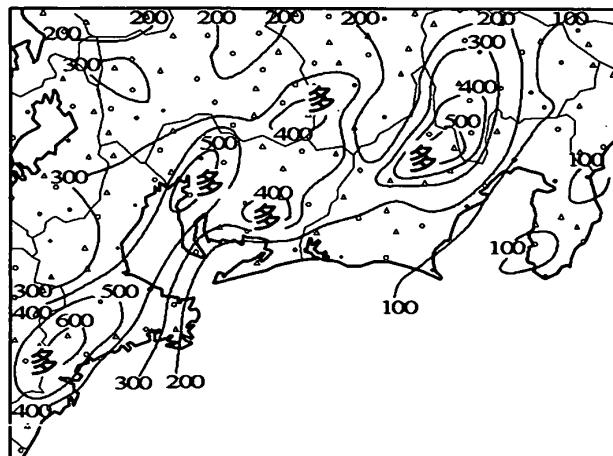
2.2 降雨の特徴

第2図は、東海豪雨時（9月11日0時～12日24時までの2日間）の降水量分布図で降水量200 mm以上を観測した地域は、東海地方全域に広がっている。三重県中部・南部から愛知県西部にかけては、降水量500 mm以上を観測した領域が帯状に連なり、なかでも名古屋市や東海市では、11日19時までの1時間にそれぞれ93 mm、114 mmの猛烈な雨を観測した。また、静岡県中部の山間部でも2日間の降水量が500 mmを超える大雨となった。

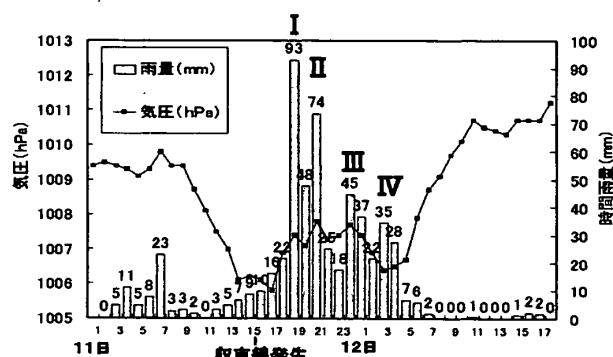
東海地方では、発達中の低気圧が本州の南海上を進

* 名古屋地方気象台。

© 2002 日本気象学会



第2図 降水量分布図。気象庁のアメダス観測所の雨量から算出した、2000年9月11日から12日の総雨量（48時間）の等高線図。単位はmm。



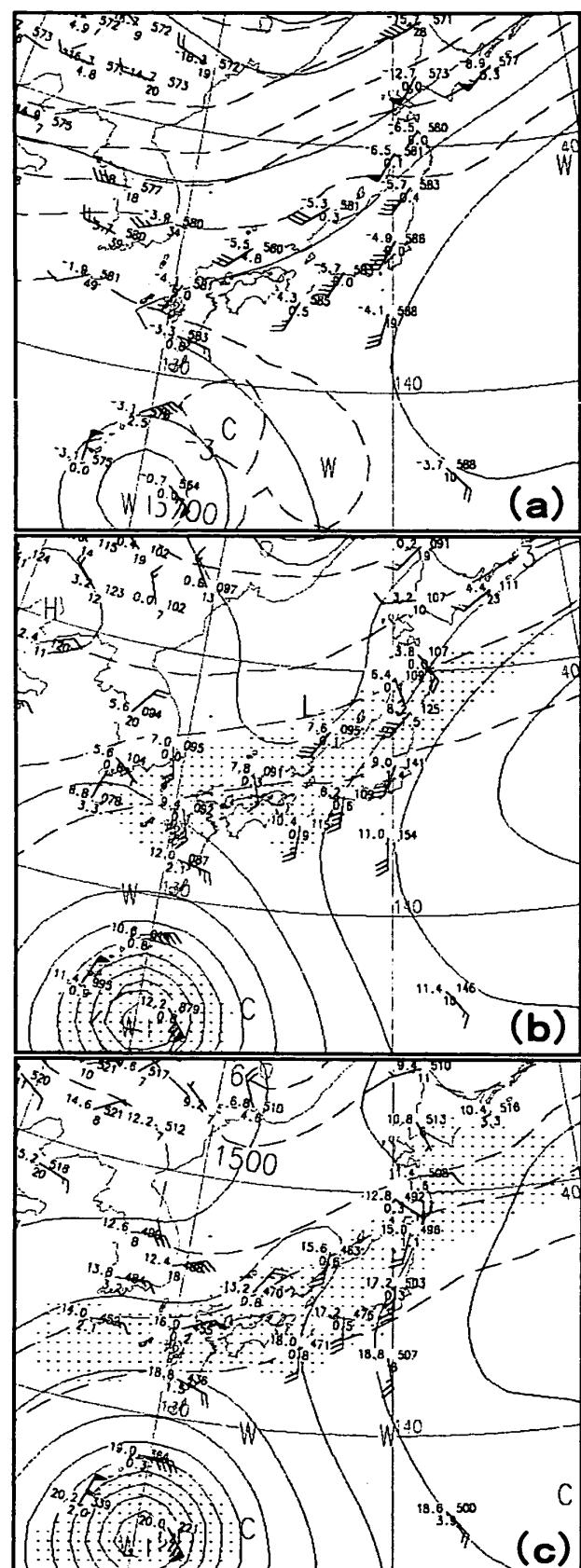
第3図 名古屋地方気象台の時間雨量と地上気圧の変化。2000年9月11日0時(日本時間)から12日18時における、名古屋地方気象台の時間雨量と地上気圧(海面校正済み)の推移。

む場合や台風接近時に、三重県南部の尾鷲や静岡県伊豆地方の天城山で、降雨が長時間続くことによる大雨の観測例があるが、東海豪雨のように名古屋市周辺の平野部で、総降水量が500 mmを越える事例は名古屋地方気象台の観測でも過去に例がない。

これまでの記録を大きく更新する記録的な雨となつた名古屋地方気象台の観測データを第1表に示す。名古屋地方気象台の日降水量428 mmは、1891年の統計開始以来の記録240.1 mmを大幅に上回った。また、第3図には、このときの名古屋地方気象台の1時間雨量を載せた。これから、11日18時から12日4時にかけて特に激しい降雨が続いたことがわかる。

2.3 高層観測の特徴

第4図に、9月11日21時の500 hPa・700 hPa・850

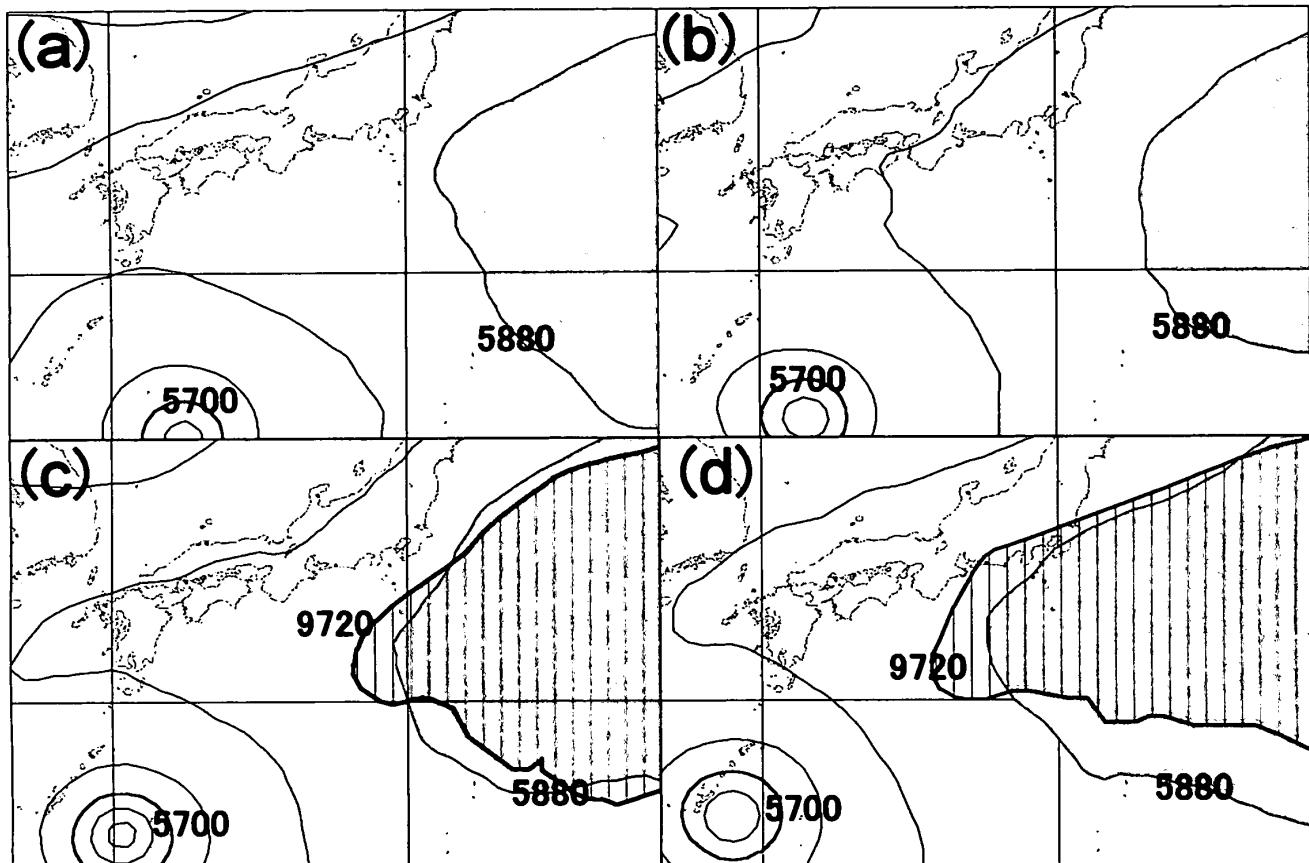


第4図 高層天気図：2000年9月11日21時(日本時間)、(a) 500 hPa面、(b) 700 hPa面、(c) 850 hPa面。湿り域は、気温と露点差3°C以下としてドット域で示す。

第1表 名古屋地方気象台における極値更新.

要素	降水量 単位:mm	従来の値 単位:mm	統計開始年月
日最大1時間降水量	97.0 (09/11 18:06 - 19:06)	92.0 (1919/07/18)	1891/01
日降水量	428.0 (09/11)	240.1 (1896/09/09)	1891/01
最大24時間降水量	534.5 (09/11 05h - 9/12 05h)	277.5 (1971/08/30)	1971/01

()内は、起日・起時を表す

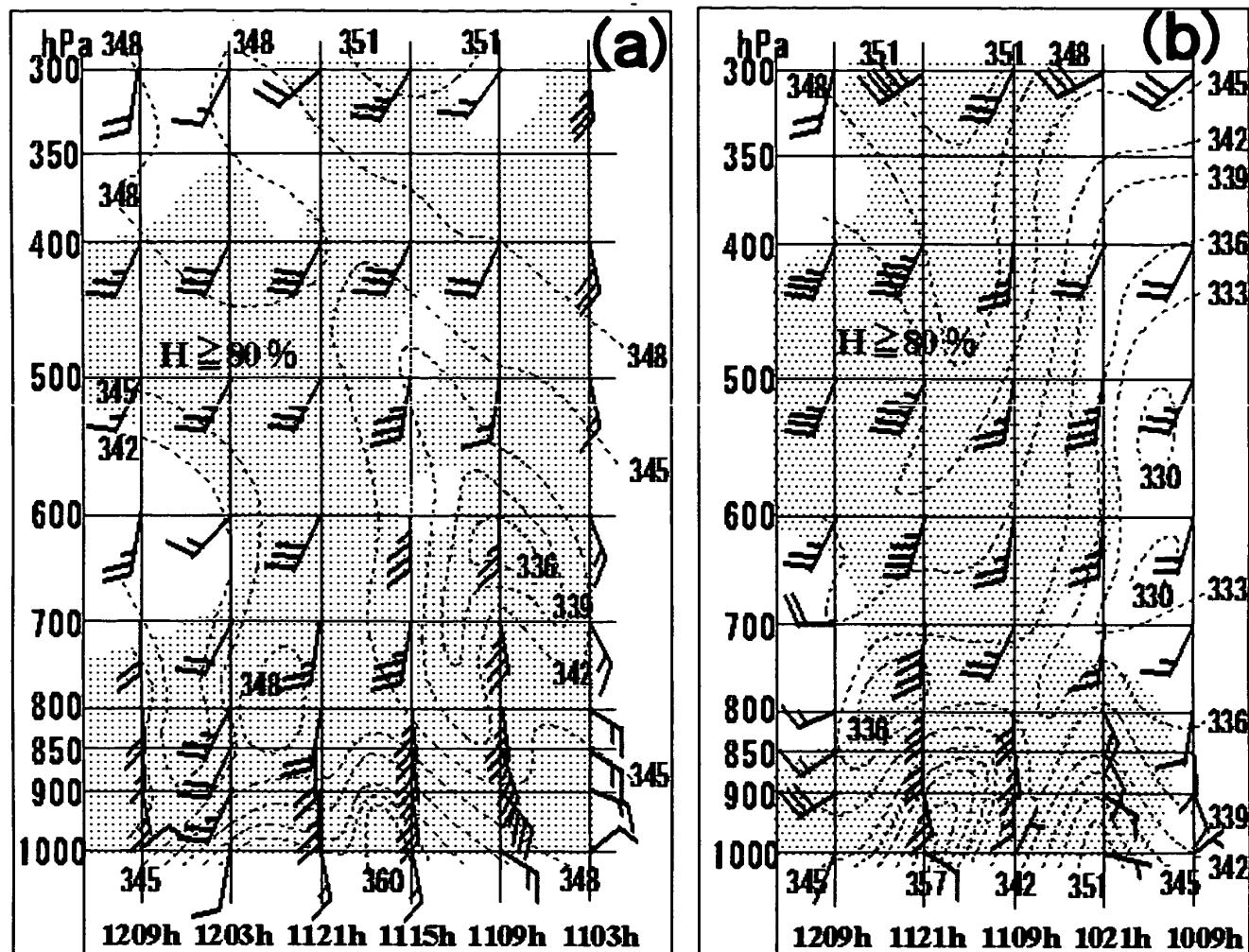


第5図 太平洋高気圧の動向(500 hPa面と300 hPa面). (a) 10日21時(日本時間), (b) 11日09時, (c) 11日21時, (d) 12日09時, 500 hPa面の5880 gpm以上を塗りつぶす. また, (c) 及び (d) は300 hPa面の9720 gpmの等値線を太線で示す.

hPa面の高層天気図を示す. 500 hPa面では, 本州の日本海側に位置する輪島や米子の高層気象観測では西南西風, 太平洋側の潮岬や浜松等では南西風で, これらの風が合流する秋田では南西風が強まっていた. 一方, 500 hPa面の渦度分布(図省略)から, 11日09時には朝鮮半島付近に, 上空の強風軸に対応した帶状にのびる正渦度域(相対渦度の鉛直成分が正である領域)が解析された. この正渦度域は11日21時には東北東進しながら日本海に進んだため, 500 hPa面の高度場は日本付近で曲率を増しその下層で傾圧性が増した. さらに, 21時には若狭湾沖に前述とは別の強い正渦度域が解析

されたことから, 東海地方の下層の傾圧性はより一層強まった.

太平洋高気圧の勢力は5880 gpm等値線(第5図中, 塗りつぶし部分)の動向から, 10日21時以降は日本付近での張り出しが弱まり, 11日09時には東経143度付近まで後退した. しかし, その後太平洋高気圧は日本付近で勢力を強め, 5880 gpm等値線の西端は, 11日21時には東経140度付近に, 12日09時には東経138度付近に西進し, 勢力を強めた. なお, 300 hPa面高層天気図の9720 gpm等値線に注目すると, 9720 gpm等値線は, 11日21時以降西への張り出しが明瞭で, このことから



第6図 高層時間断面図。9月10日09時(日本時間)から12日09時までの、潮岬と浜松の高層観測の時間変化。(a) 潮岬、6時間間隔、(b) 浜松、12時間間隔。図中、湿度80パーセント以上の範囲をハッチで塗りつぶした。点線は相当温位の等值線を示す。風速の単位はノット。

も太平洋高気圧の勢力が強まっていることが確認できる。

700 hPa 面では11日09時には、潮岬で南南東風が30ノット、さらに21時には浜松で南風が40ノットと、東海周辺では南風が卓越していることがわかる。また、先に注目した500 hPa 面で21時に若狭湾沖に解析された強い渦に対応する低圧部が解析されている。

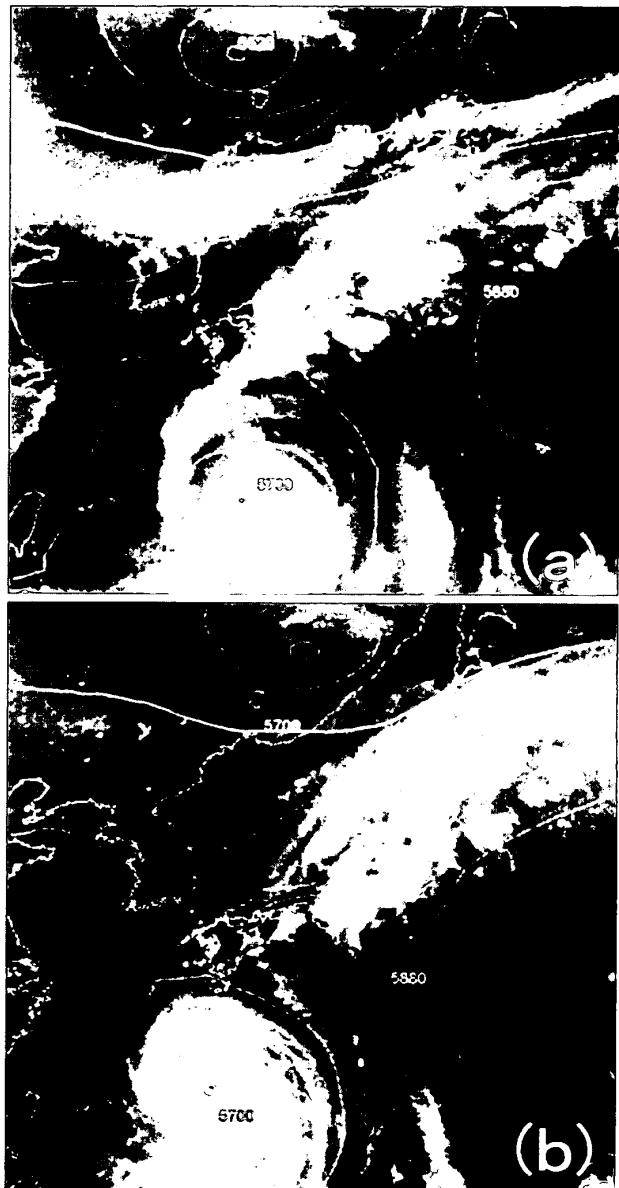
850 hPa 面高層天気図では、ほぼ日本列島に沿う地上の秋雨前線に対応する湿り域が帯状になって解析された。また、西日本の太平洋岸では、南または南東風が卓越していた。最も対流活動が活発であった11日21時の850 hPa 面の解析では、能登半島の西海上に低気圧が解析された。

2.4 高層断面図解析

東海豪雨時における、潮岬・浜松の高層観測地点の

時間断面図を第6図に示す。潮岬の850 hPa 面から900 hPa 面の下層には、11日15時頃から12日03時頃にかけて相当温位350 K 以上の暖湿気塊が流れ込み、東海豪雨の期間のなかでも三重県や愛知県西部で一段と激しい雨となった11日15時から21時には、360 K 前後の暖湿気塊が観測された。同様に浜松の高層資料からも強い暖湿気流は10日21時頃と11日21時頃に観測され、東海豪雨最盛期の時刻に対応する後者の移流はより一層強かった。

潮岬・浜松共に900 hPa 面以下の下層には、350～360 K 前後の高相当温位域が流入しており、この時の成層状態は、熱帯海域のスコールライン付近で観測される値に近いものであった。また、700 hPa 面付近には相対的に乾いた空気が存在し、大気の成層状態は頗著な対流不安定であった。特に、潮岬で11日15時頃、浜



第7図 水蒸気画像と500 hPa面の高度線. (a) 9月11日09時 (日本時間), (b) 同日21時. また、図中には、500 hPa面の高度線を60 gpm単位で表す.

松では11日21時頃がそのピークであったものと断面図からは判断される。なお、高層資料から豪雨時にしばしば報告される下層ジェットは本事例では確認出来なかった。

2.5 衛星観測

気象衛星GMS-5の水蒸気画像からは、太平洋高気圧の動向、トラフの位置及び水蒸気の流れをみることができる。第7図に示すのは、9月11日9時と21時の水蒸気画像である。図で白く表現される部分ほど中・上層の大気が多量の水蒸気を含んでおり、黒く表現される所は相対的に乾燥している。21時の図から、太平

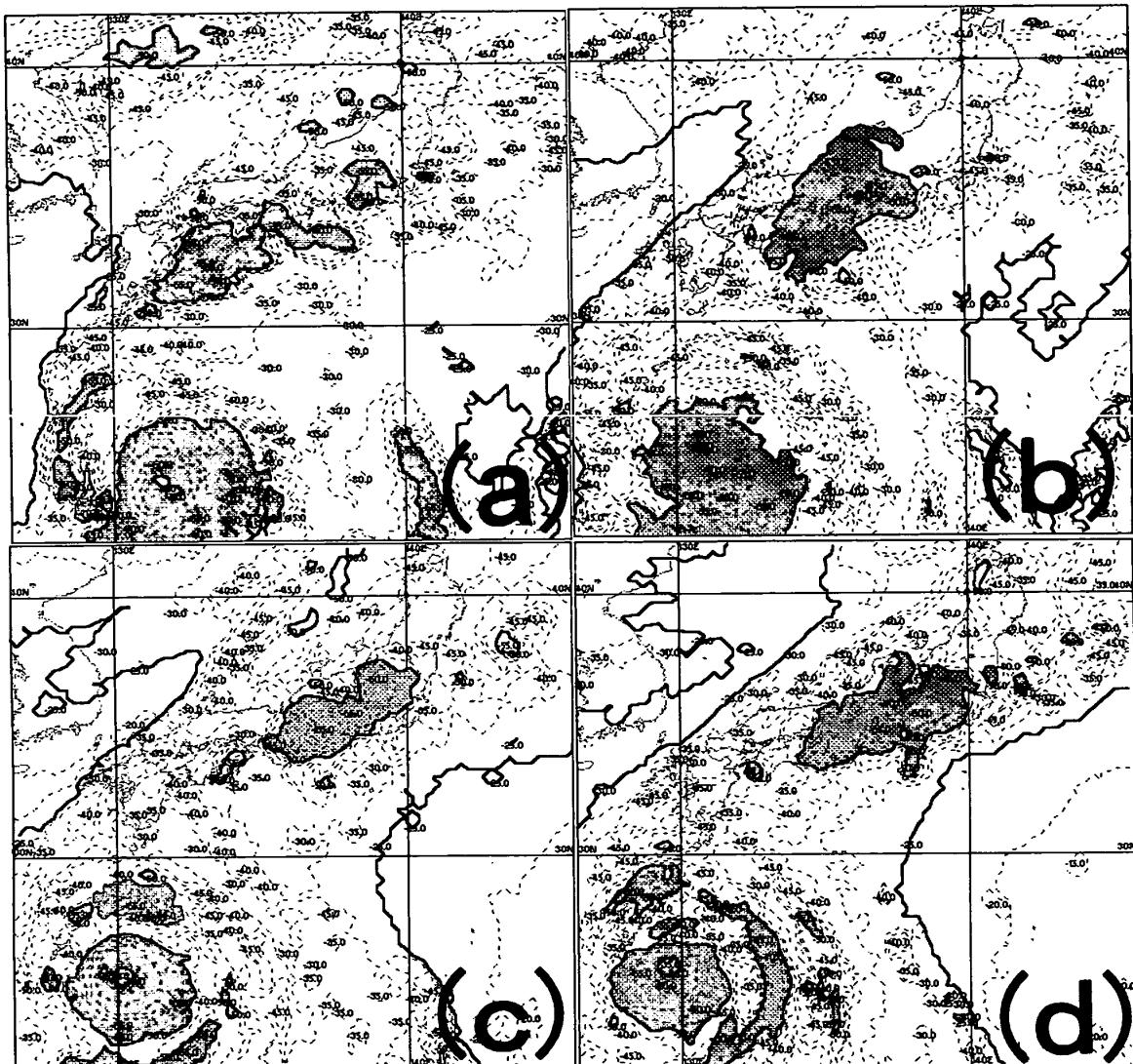
洋高気圧の西への張り出しに伴う暗化域が拡大している様子がわかる。一方、日本海に進んで来た700 hPa面の気圧の谷の影響で、日本付近で下層の傾圧性が増して、南海上から秋雨前線に連なる水蒸気の流れが一段と明瞭になっている。さらに、若狭湾付近に解析される低気圧の影響もあり、その前面の紀伊半島から東海地方にかけて白く輝く、多くの水蒸気を含む気塊が観測される。

この様子をさらに詳細に見るため、11日09時から12日03時まで6時間毎の水蒸気画像の輝度温度を第8図に示した。11日09時では、四国沖から紀伊半島南部にかけて、東西200 km以上にも連なる発達した雲域が見られた。この雲域はその後も発達を続け、輝度温度の低い領域（第8図中、黒く塗りつぶした部分は、輝度温度が-50°C以下）に注目すると、全体に領域を拡大しながら15時頃には紀伊半島から東海地方の内陸にかかりはじめた。赤外画像でも同様に四国沖から紀伊半島に巨大な積乱雲が観測され、この雲域は紀伊半島付近に進む18時頃にはクラウドクラスターとして報告されるものに近い形まで発達している。この頃、赤外画像で雲域の発達した部分の雲頂温度は-70°C近くまで達していた。

2.6 地上降水分布の時間変化

衛星画像で注目した発達した雲域が紀伊半島にかかり出した頃、三重県では激しい降水が観測され始めた。第9図は、複数の気象レーダーとアメダスの雨量を用いて作成した、解析雨量分布図である。9月11日15時の解析雨量図をみると、激しい雨の地域は南北に線状になった形をしていることがわかる。この線状の降雨域は、ゆっくりと東進して15時頃には愛知県西部にかかりだした。

この降雨域の特徴は、南海上から次々と北上する積乱雲群により形成されたもので、レーダーエコーを詳細にみると、個々のエコーセルは北上しているが、見かけ上は強い降雨域は停滞していた。また、この降雨域は三重県中部から愛知県西部にかけて進み、第10図に示す地上収束線上で発達を繰り返しながら、12日03時頃までの長時間に渡って、愛知県西部から伊勢湾上にかけて比較的限られた範囲に豪雨をもたらした。その後12日06時には、地上収束線の移動と共に強いエコー域も東進成分を増し、12日09時頃には激しい雨域の中心は静岡県に移動した。また降雨域の形状も、南北に立った形状から北東から南西に傾斜した形となつた。



第8図 水蒸気画像の輝度温度分布. (a) 9月11日09時(日本時間), (b) 11日15時, (c) 11日21時, (d) 12日03時. 黒く塗りつぶした領域は, 輝度温度が -50°C 以下.

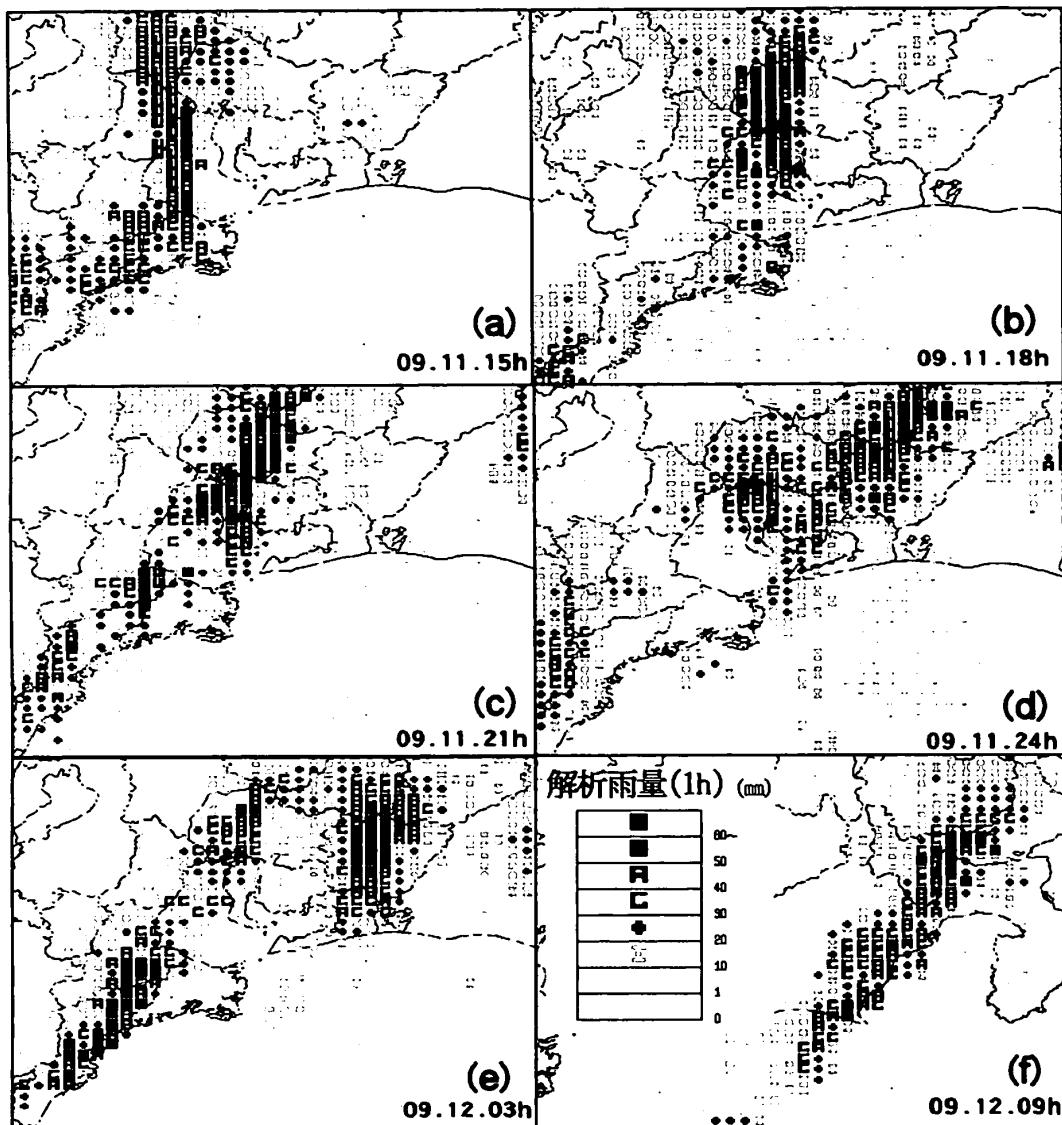
2.7 地上収束線の動向

本州付近に停滯する秋雨前線の暖域内で, 11日14時頃から遠州灘付近を吹走する東風が地形の影響で伊勢湾付近では南東風に変わり吹き込んでいた. 三重県北部や中部および愛知県西部では降水の蒸発を含む接地冷却も加わり, 地上の温度傾度が増大して, 地上の風向変化を伴うメソ β スケールの収束線が顕在化した. 第10図bは, 収束線が顕在化した11日15時から12日09時までの3時間毎の動向を示した(アメダス気温の解析は, 気温減率 $0.65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ で高度補正を実施). 地上の収束線は知多半島付近での南東風の強まりと, 三重県北部の北風に伴う風向変化により, 15時頃から明瞭となった. この収束線は18時には愛知県西部から三重県中部及び伊勢志摩地方まで南北にのび, その後も殆

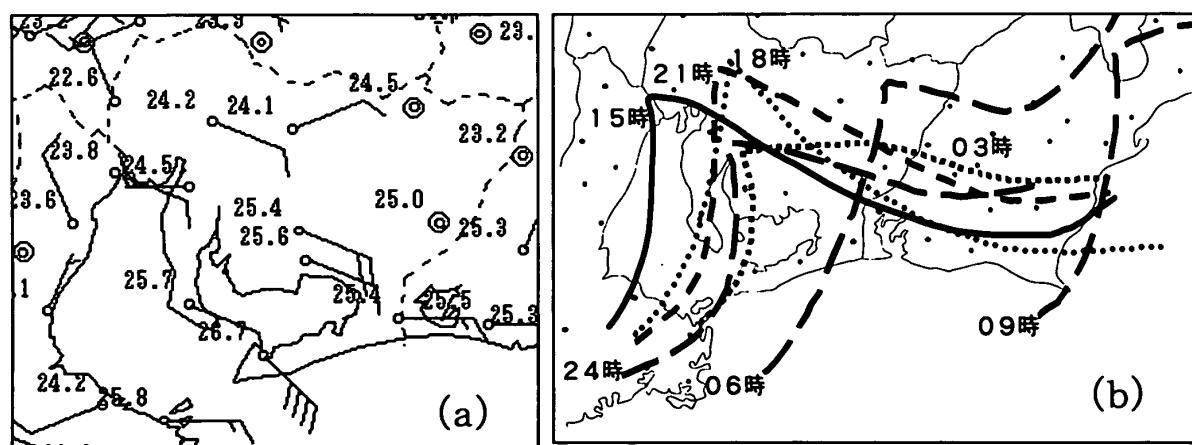
ど同じ位置に停滞した. 第9図に示した3時間毎の解析雨量分布図(12日6時は紙面の都合上除く)と第10図bに示した地上収束線の位置を比較すると, 激しい雨域は非常に良く対応していることがわかる.

この地域(東海地方西部)では, 洋上から直接流入する南東の暖湿気流の影響で, 局地的な短時間強雨が発生することが知られている(森岩・安藤, 1998; 渡辺ほか, 1999). 特に紀伊山地の南東側や中部山地の南西側では, 地上の冷気塊(温度の水平傾度)や地上の風向シャー(または収束線)が形成され易く, 温度傾度の強い領域に地上の収束線が対応して, その周辺で短時間に大雨となる事例が多く報告されている(森岩, 1996).

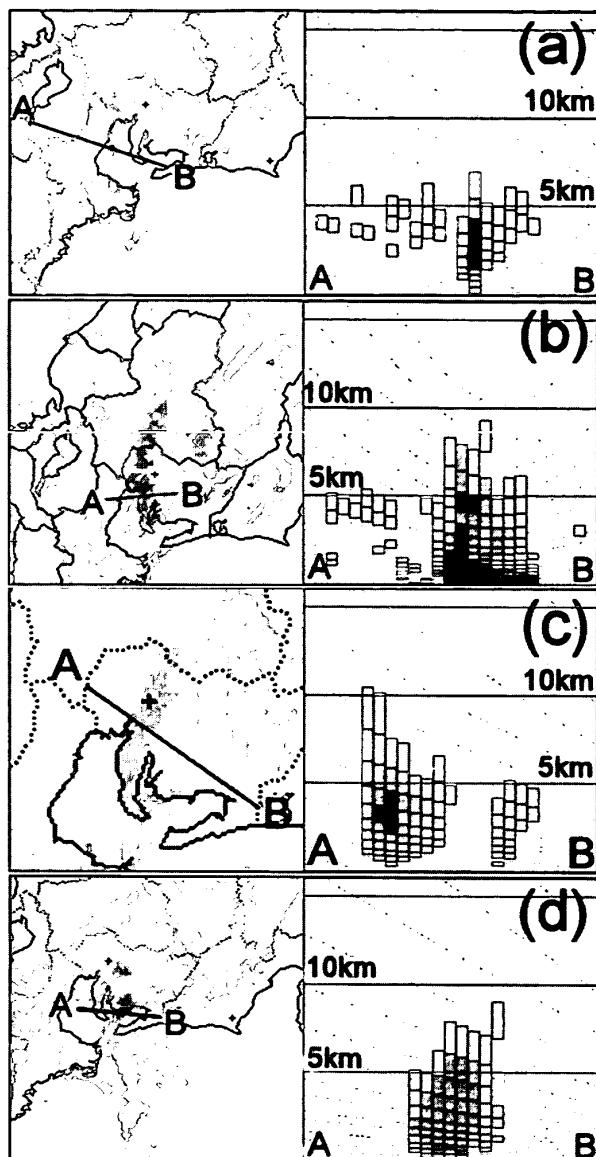
今回の, 地上収束線の形成については上記以外の要



第9図 解析雨量分布図。2000年9月11日15時から12日09時（日本時間）までの、解析雨量の推移を3時間間（一部6時間）間隔で示す。（a）収束線発生時、（b）ステージI、（c）ステージII、（d）ステージIII、（e）ステージIVに対応する。



第10図 地上収束線の動向。（a）地上収束線が明瞭になった、9月11日15時（日本時間）のアメダス地点の気温と風の分布。気温の単位は°C、風速の単位はm/s(長い矢羽根1本で2m/s)。（b）9月11日15時から12日09時（日本時間）までの、地上に解析された収束線の推移を、3時間ごとに示す。収束線は、図中左から右に移動している。



第11図 エコーの平面図と鉛直断面図。(a) 名古屋レーダー, 11日15時(日本時間), (b) 名古屋レーダー, 11日18時, (c) 静岡レーダー, 11日20時30分, (d) 静岡レーダー, 12日00時, 平面図はおよそ高度2km面, 断面図A・Bは平面図中の直線A・Bに沿って切り出した。なお、エコーの強さは強度に比例して色が黒くなるよう処理した。

素も重要であるため、「3. 東海豪雨の解析」で再び検討したい。

2.8 気象レーダーの観測

名古屋気象レーダー及び静岡(牧ノ原)レーダーのデータを用いて、降水システムの発生から発達・最盛・衰弱期までの推移を調査した。名古屋地方気象台観測の降雨実況値から、東海豪雨時の名古屋での降水ピークは4つ存在した。第3図や名古屋の10分間雨量

時系列図(図略)から、豪雨時のピークを順に、ステージI・II・III・IVとし、各ステージの特徴を名古屋及び静岡レーダーの平面図と鉛直断面図を用いて解析した。なお、地上収束線が明瞭となった15時前後は、名古屋での降水は強まってはいないが、収束線発生時の降水システムは重要であるため併せて解析を行った(第11図)。

・収束線発生時(名古屋レーダー, 11日15時)

伊勢湾から岐阜県西濃にかけて、南北に伸びる線状の強いエコー域が観測された。このときの平均的なエコー域の雲頂高度は5~6km、線状エコー域では雲頂高度が10,000m近くまで発達した。線状エコー域は、地上収束線発生に対応し、その後、このエコー域は領域を拡大して急激に発達した。なお、線状エコー域の先端部分ではエコー域全体が東側に傾斜していた。

・ステージI(発達期, 名古屋レーダー, 11日18時)

熊野灘付近から北上するエコー域は発生・増大を繰り返しながら、知多半島から愛知県西部で南北に連なる線状を形成した。線状エコー域は地上収束線に沿う形状を示し、エコー域の東西方向断面では、幅は狭いが強い降水エコーが確認でき(A~Bに沿う断面図の黒色部分)、愛知県東海市付近では高度が10,000mを越える発達したエコー域が観測された。ステージIは、潮岬の高層断面図で解析した南海上からの強い暖湿気流が流入するタイミングと概ね合っていた。また、18時~20時の衛星画像で、潮岬から熊野灘付近にかけて北上するクラウドクラスターに対応している。

・ステージII(発達期, 静岡レーダー, 11日20時30分)

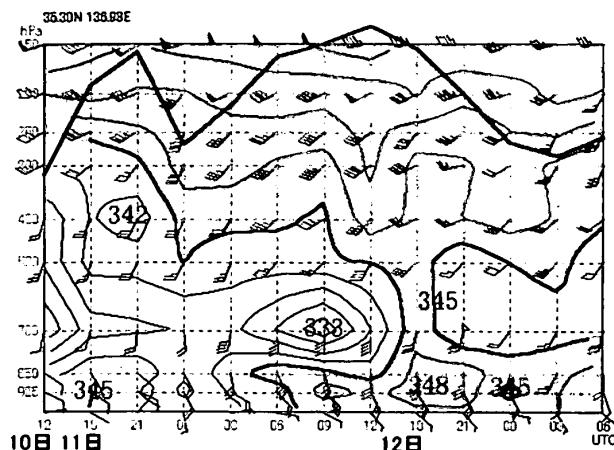
日本付近は500hPa面で西南西流の場が持続していたことから、21時に若狭湾沖に進む強い正渦度域に対応して近畿地方からのエコー域が北東進し、愛知県西部にのびる収束線上のエコー域に合流した。線状エコー域の南北方向の断面では、強い降水エコーが連なっており、名古屋の南には雲頂高度10,000mを越える発達したエコー域がある。

・ステージIII(最盛期, 静岡レーダー, 12日00時)

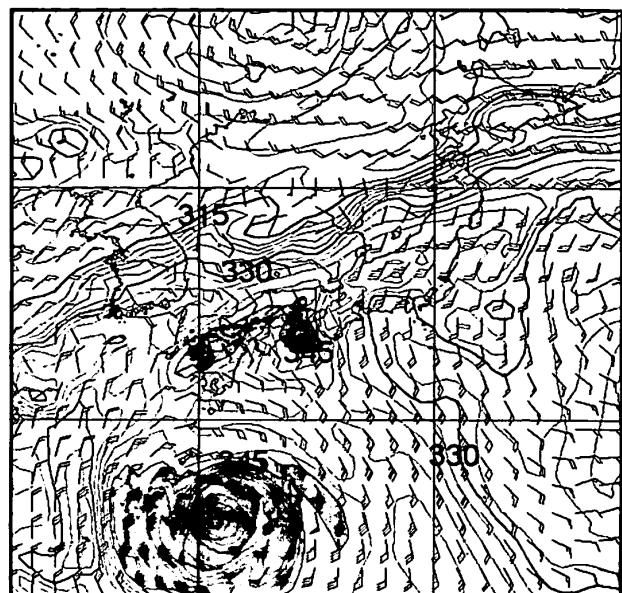
熊野灘沖ではステージIIで見られたエコー域とは異なる新たなエコーが発生し(11日22時)、北上しながら愛知県西部にのびる地上の収束線上のエコー域に合流した。この時間帯から一連の地上の収束線に対応する強エコー域は北東進し、一部は岐阜・長野県境付近に進んだ。

・ステージIV(衰弱期, 図略, 12日03時)

愛知県内のエコー域は低気圧性循環を形成し、強エ



第12図 名古屋市付近の高層時間断面図。9月10日21時から12日06時(UTC)までの、数値予報資料のGPVデータから求めた、名古屋付近の相当温位と風の時系列断面図、相当温位で345 K以上を塗りつぶした。風速の単位はノット。



第13図 700 hPa面の相当温位水平分布図。9月11日15時(日本時間)の、数値予報資料のGPV(格子点)データを用いた相当温位及び風の水平分布。相当温位345 K以上と330 K以下の領域を塗りつぶした。風速の単位はノット。

この域は東部の山間部を東進しながらライン状の形状を呈したが次第に不明瞭となった。これは、本州中部を南下する前線と地上の収束線が併合し、500 hPa面短波のトラフと位相を合わせて東進成分を増したものと考えられる。

3. 東海豪雨の解析

3.1 数値予報資料を用いた解析

第12図には、数値予報資料のGPV(格子点)データから求めた名古屋市周辺の高層時間断面図を示す(作成には、気象衛星センターで開発されたソフトを使用、図の期間は9月10日21時から12日15時)。この東海豪雨時の断面図を見ると、11日15時から21時にかけて850 hPa面以下の下層には相当温位345 K以上の暖湿気塊が流入し、それより上層の700 hPa面から600 hPa面は相対的に乾いた気塊が入って、顕著な対流不安定な場となっていることがわかる。さらに注目したいのは、700 hPa付近の相対的に乾いた気塊の様子である。この水平分布をみると、第13図にGPVデータを用いて作成した700 hPa面の相当温位分布図を載せた。これから、700 hPa面では東海沖では南風が卓越している点と、相当温位傾度が東西方向で強化されていることがわかる。この相当温位傾度の強化は、四国沖から紀伊半島に見られた相当温位の高い気塊の流入と、紀伊半島東側での高気圧の張り出しに伴う乾燥域の強化によって形成されたと考えられる。これは、「2. 東海豪雨の観測」で示された観測事実と合致している。ま

た、このことは、南北方向に明瞭であった収束線形成に重要であったと考えられる。なお、総観場の特徴および乾燥域の移流強化に関しては、北畠(2001)による詳細な報告がある。

3.2 気象レーダーを用いた解析

ここでは、名古屋及び静岡レーダーで観測された東海豪雨時2日間のエコー最大値を調べた(図略)。名古屋レーダーのエコー分布図では、伊勢湾北部に見られるエコーの雲頂高度が高く、特に名古屋市の南南西に位置する知多半島付近のエコーは、雲頂高度が14,000 m付近まで発達するなど、収束線近傍におけるエコーの発達が確認された。

静岡レーダーで観測されたエコー分布図を見ると、太平洋高気圧の縁に沿って南海上から進入してくる熊野灘付近のエコーグループの雲頂高度は10,000 m以上にも達し、強いエコー強度の部分も5,000 mを越えている。なお、静岡レーダーの観測では、御前崎より東側の沖合ではエコー域は殆ど観測されなかった。これは太平洋高気圧がこれら地域では優勢であったことを示している。さらに、静岡レーダーのデータを6時間ごとに同処理をして解析したところ、南海上のエコーは700 hPa面の風向に沿った形で北上しているのが確認できた。

3.3 気圧変化と総観場の対応

第3図に示した名古屋地方気象台の気圧変化に注目すると、地上気圧は11日9時頃から下降を始め（太平洋高気圧後退、トラフ接近）、収束線が形成された14時にかけて低下を続けた（収束線形成）、その後名古屋で激しい降水観測が始まる1時間前にこの2日間の最低気圧を記録した。また、16時間という長時間（太平洋高気圧の張り出し、トラフ東進速度の鈍化）、1006 hPaから1008 hPaの間を降水セルが通過するごとに小さな変動を繰り返し（暖湿気塊の流入、複数の降水ピーク）、激しい降水が収まる12日5時以降（500トラフ通過後）、地上気圧は上昇に転じ12日10時には1010 hPaまで回復した。名古屋地方気象台の地上気圧の変動は、これまで総観場や収束線で注目していた現象が凝縮されて反映される結果となったことは興味深い。

3.4 東海豪雨の要因

東海豪雨の要因については、「気圧変化と総観場の対応」でも述べたが複数の条件が重なることで、長時間に渡って激しい雨をもたらす記録的な大雨となった。

1) 日本付近にのびる秋雨前線に向かって、勢力の強い台風第14号の東側に位置する暖湿気塊が太平洋高気圧の北西縁に沿って流入しやすい場であった（秋雨前線と台風）。

2) 500 hPa面短波のトラフ接近と11日9時以降太平洋高気圧が勢力を強めたことで、日本付近の下層の高度場はその傾圧性を高め、暖湿気塊の流入をより一層促進した（高相当温位の暖湿気塊）。500 hPa面短波のトラフは、太平洋高気圧の勢力が強まったために、日本付近での東進成分が鈍り、南海上からの暖湿気塊の流入を持続させた（太平洋高気圧の張り出し、トラフ東進速度の鈍化）。さらに、21時に若狭湾付近に解析されるトラフの存在が、東海地方の傾圧性を強め暖湿の流入を強化した（若狭湾付近の850 hPaでの低気圧性循環の存在）。

3) 秋雨前線暖域内の三重県北部・中部や愛知県西部で地上収束線が形成された。この地上収束線付近では、降水は他に比べ強化された（収束線形成）。地上から900 hPa面にかけては、相当温位350～360 Kが流入し、700 hPa面では相対的に乾燥した気塊が入り、地上の収束線近傍では対流不安定の度合いが顕著であった（顕著な対流不安定）。なお、収束線形成に関しては、洋上からの南東風が継続して流入したことから、三重県北部・中部や愛知県西部の内陸部では、降水を含む接地冷却の助長により地上の温

度傾度が増大し、地上で明瞭になった。また、紀伊半島付近で700 hPa面の相当温位の集中帯が南北走向の形状を示したことは、地上収束線形成に大きく寄与したとも言える。

4. おわりに

本調査を実施するにあたって、東京管区気象台技術課レーダー班、気象衛星センターシステム管理課限部良司調査官、名古屋地方気象台観測課よりデータを提供していただきました。あらためて協力していただいた関係各位に記して感謝申し上げます。

本調査は名古屋地方気象台予報課でまとめられた資料を中心に作成しました。解析は、名古屋地方気象台予報課の森岩聰調査官、木下信好技術主任、窪田邦晃技官、静岡地方気象台技術課中條屋博技術課長、辻川才太予報官とともにに行いました。

参考文献

- 浅井富雄(編), 1990: 文部省科学研究費重点領域研究「自然災害の予測と防災力」研究成果, “集中豪雨のメカニズムと予測に関する研究”, 458 PP, 12-67.
- 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.
- 金田幸恵, 若月泰孝, 坪木和久, 2001: 東海豪雨の構造とメカニズム (2) 東海地方に長時間停滯し豪雨をもたらした降水システムの3次元的構造と時間変化, 日本気象学会2001年春季大会講演予稿集, B161.
- 北畠尚子, 2001: 2000年9月11日～12日の豪雨に関連した総観場の特徴, 日本気象学会春季大会予稿集, B159.
- 鈴木真一, 2001: 東海豪雨発生時に見られたメソαスケール擾乱, 日本気象学会2001年秋季大会講演予稿集, A307.
- 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.
- 中井専人, 1995: クラウド・クラスターの下の強い降雨と風系, 科学技術庁防災科学技術研究所ニュース, 第102号, 1-4.
- 名古屋地方気象台報道参考資料, 2000: 平成12年9月11日～12日に愛知県で発生した瞬発性強風現象について(速報)-名古屋地方気象台2000年10月10日, 1-4.
- 森岩聰, 1996: 南東暖湿流の継続と地形効果による短時間強雨—1995.5.12紀伊半島東側で発生した強雨について, 研究時報別冊, 47, 104-105.
- 森岩聰, 安藤克則, 1998: 南東暖湿流の流入による局地的な短時間強雨—1997.9.6紀伊半島東側で発生した地形収束に伴う強雨について, 研究時報別冊, 49, 114-115.

森岩 聰, 鳥山泰宏, 1994: メソ低気圧と地上収束線が関与する短時間強雨—1993.11.13紀伊半島東側で発生した強雨について—, 気象庁研究時報別冊, 46, 106-107.
 若月泰孝, 金田幸恵, 坪木和久, 2001: 東海豪雨の構造とメカニズム (1) マルチスケール構造と総観規模場

の特徴, 日本気象学会2001年春季大会講演予稿集, B160.

渡辺真二, 中條屋博, 森岩 聰, 筑田邦晃, 1999: 岐阜県西濃地方で1998年7月28日に発生した豪雨の解析について, 日本気象学会中部支部講演要旨集, 14, 5-8.

1052: 413 (豪雨の集中化 (集中豪雨))

2. 東海豪雨のメカニズム—その雨をもたらしたもの—

金田幸恵*・坪木和久*・武田喬男**

1. はじめに

空間的, 時間的に集中化した多量の降水は, 河川の氾濫, 土砂崩れなどを通して, しばしば人命にも関わる重大な災害を引き起こす. 特に, 日本を含む下層が湿潤な亜熱帯域では, 低気圧や台風などのほか, さまざまなメソスケール対流システムによって多量の雨がもたらされる.

降水量の水平分布が地形にしばしば依存することは, これまでにも数多くの研究者によって指摘されてきている. 特に山岳斜面には多量の降水がもたらされることが多く, 多いときには日降水量が数百ミリにも及ぶ豪雨が観測されることもある. たとえば, Staff Members of Tokyo Univ. (1969, 1970) は, 台風の通過に伴う雨の研究において, 降水が標高に比例して増加するとした. Yoshizaki *et al.* (2000) は, 長崎半島に沿って形成された対流性線状降水システムに関する研究を行い, このシステムが長崎半島の地形の影響で形成されたことを示した. さらに, 山の風上側と風下側での降水強化に関しては, Kanada *et al.* (1999, 2000) が研究を行った.

降水の空間的, 時間的な集中化をもたらすメカニズムとしては, 地形効果のほかに, メソ対流システム自身が考えられる. メソ対流システムは, さまざまな形状を持つが, とりわけライン状の降水システムにおいて数多くの研究がなされている. Bluestein and Jain (1985) は, アメリカのオクラホマ州でレーダー観測された150事例のライン状降水システムの解析を行って, 4つのタイプに大別した. 続いて, Bluestein *et al.* (1987) は, それぞれのタイプに共通する大気成層状態を示した. スコールラインと呼ばれるライン状のメソ対流システムについては, さらに数多くの研究がなされている (Snall and Houze, 1985, 1987; Fovell and Ogura, 1988; Houze *et al.*, 1990). しかしながら, これらの研究は, 热帯域や北米乾燥域で取得されたデータに基づくものがほとんどである. 日本のように下層が湿った亜熱帯域では, メソ対流システムも熱帯域や北米乾燥域で観測された事例とは異なる構造やメカニズムを持つと考えられる. そのため, これら湿潤域におけるメソ対流システムの3次元構造や時間変化の解明が, いまや急務の1つである.

日本のほぼ中央部にあたる東海地方では, 冬季を除き下層で東よりの風が卓越するとき, 南北もしくは南北—北東の走向を持つライン状降水システムがしばしばみられる. たとえば1972年7月12~13日にかけて東

* 名古屋大学地球水循環研究センター.

** 鳥取環境大学.

© 2002 日本気象学会

森岩 聰, 鳥山泰宏, 1994: メソ低気圧と地上収束線が関与する短時間強雨—1993.11.13紀伊半島東側で発生した強雨について—, 気象庁研究時報別冊, 46, 106-107.
若月泰孝, 金田幸恵, 坪木和久, 2001: 東海豪雨の構造とメカニズム (1) マルチスケール構造と総観規模場

の特徴, 日本気象学会2001年春季大会講演予稿集, B160.

渡辺真二, 中條屋博, 森岩 聰, 筑田邦晃, 1999: 岐阜県西濃地方で1998年7月28日に発生した豪雨の解析について, 日本気象学会中部支部講演要旨集, 14, 5-8.

1052: 413 (豪雨の集中化 (集中豪雨))

2. 東海豪雨のメカニズム—その雨をもたらしたもの—

金 田 幸 恵*・坪 木 和 久*・武 田 喬 男**

1. はじめに

空間的, 時間的に集中化した多量の降水は, 河川の氾濫, 土砂崩れなどを通して, しばしば人命にも関わる重大な災害を引き起こす. 特に, 日本を含む下層が湿潤な亜熱帯域では, 低気圧や台風などのほか, さまざまなメソスケール対流システムによって多量の雨がもたらされる.

降水量の水平分布が地形にしばしば依存することは, これまでにも数多くの研究者によって指摘されてきている. 特に山岳斜面には多量の降水がもたらされることが多く, 多いときには日降水量が数百ミリにも及ぶ豪雨が観測されることもある. たとえば, Staff Members of Tokyo Univ. (1969, 1970) は, 台風の通過に伴う雨の研究において, 降水が標高に比例して増加するとした. Yoshizaki *et al.* (2000) は, 長崎半島に沿って形成された対流性線状降水システムに関する研究を行い, このシステムが長崎半島の地形の影響で形成されたことを示した. さらに, 山の風上側と風下側での降水強化に関しては, Kanada *et al.* (1999, 2000) が研究を行った.

降水の空間的, 時間的な集中化をもたらすメカニズムとしては, 地形効果のほかに, メソ対流システム自身が考えられる. メソ対流システムは, さまざまな形状を持つが, とりわけライン状の降水システムにおいて数多くの研究がなされている. Bluestein and Jain (1985) は, アメリカのオクラホマ州でレーダー観測された150事例のライン状降水システムの解析を行って, 4つのタイプに大別した. 続いて, Bluestein *et al.* (1987) は, それぞれのタイプに共通する大気成層状態を示した. スコールラインと呼ばれるライン状のメソ対流システムについては, さらに数多くの研究がなされている (Snall and Houze, 1985, 1987; Fovell and Ogura, 1988; Houze *et al.*, 1990). しかしながら, これらの研究は, 热帯域や北米乾燥域で取得されたデータに基づくものがほとんどである. 日本のように下層が湿った亜熱帯域では, メソ対流システムも熱帯域や北米乾燥域で観測された事例とは異なる構造やメカニズムを持つと考えられる. そのため, これら湿潤域におけるメソ対流システムの3次元構造や時間変化の解明が, いまや急務の1つである.

日本のほぼ中央部にあたる東海地方では, 冬季を除き下層で東よりの風が卓越するとき, 南北もしくは南北—北東の走向を持つライン状降水システムがしばしばみられる. たとえば1972年7月12~13日にかけて東

* 名古屋大学地球水循環研究センター.

** 鳥取環境大学.

© 2002 日本気象学会